Evolution géodynamique de la Mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires

Damien Do Couto

▶ **To cite this version:**

Damien Do Couto. Evolution géodynamique de la Mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2014. Français. NNT : 2014PA066019 . tel-01148777

HAL Id: tel-01148777

https://theses.hal.science/tel-01148777

Submitted on 18 Jun 2015

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.

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité

Geosciences et Ressources Naturelles
ED-GRN 398

Présentée par

DAMIEN DO COUTO

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MER D'ALBORAN PAR L'ETUDE DES BASSINS SEDIMENTAIRES

soutenue le 16/01/2014

devant le jury composé de :

M. Cécile Robin	Maître de conférences Université de Rennes	Rapporteur
M. Jaume Vergés	Professeur Institut Jaume Almera, Barcelone CSIC	Rapporteur
M. William Cavazza	Professeur, Université de Bologne, Italie	Examinateur
M. Sylvie Leroy	Directrice de recherches, Istep UPMC	Examinateur
M. Leigh Royden	Professeur, Massachusetts Institute of Technology	Examinateur
M. Christian Gorini	Professeur Université pierre & Marie Curie	Directeur de thèse
M. Laurent Jolivet	Professeur Université d'Orléans	Co-Directeur
M. Jean-Luc Auxietre	Géologue Explorateur TOTAL	Co-Directeur
M. Jean-Pierre Suc	D.R. Emérite Université Pierre & Marie Curie	Invité

A mes parents,

à ma famille,

à celles et ceux qui sont partis trop tôt…

« La nature humaine, si elle évolue,
ce n'est guère plus vite que le profil géologique de la terre. »
Alexandre Soljenitsyne

"Le travail de la pensée ressemble au forage d'un puits,
l'eau est trouble d'abord, puis elle se clarifie."
Proverbe Chinois

RESUME

Les bassins sédimentaires d'arrière-arc sont des témoins importants de l'histoire géodynamique d'une région. La Mer d'Alboran, située à l'extrémité occidentale de la Mer Méditerranée, a subi une évolution complexe. Basé sur une approche dite « terre-mer », pluridisciplinaire, ce travail est axé sur deux grandes thématiques de recherche : (1) il vise à mieux comprendre les modalités d'ouverture et de déformation des bassins sédimentaires au cours du Néogène par l'étude de deux bassins sédimentaires de référence, (2) en étudiant notamment la réponse des bassins à un événement majeur de l'histoire de la Mer Méditerranée, la Crise de salinité messinienne.

L'étude tectonique et sédimentaire du bassin Ouest-Alboran, localisé au droit du panneau plongeant Atlantique, qui possède l'archive sédimentaire la plus complète de la région, a permis de construire un nouveau schéma d'évolution tectonique au cours du Miocène inférieur et moyen. L'initiation des mouvements extensifs s'est effectuée au gré de grandes zones de cisaillement crustales affectant le socle métamorphique. Par comparaison avec le régime tectonique ayant affecté le socle métamorphique, la géométrie des dépôts sédimentaires suggère que la subsidence est contrôlée par la traction du panneau plongeant lithosphérique sous-jacent. Dans les Cordillères Bétiques, une seconde génération de bassins sédimentaires, incluant le bassin de Sorbas, s'est développée le long de dômes métamorphiques exhumés au cours d'une phase d'extension franche, rapidement effacée et scellée par une déformation compressive très intense qui débuta au Tortonien supérieur et participa au déclenchement de la Crise de salinité messinienne. Un ensemble de reconstitutions paléogéographiques est proposé pour expliquer la formation des bassins de la Mer d'Alboran en relation avec les processus géodynamiques profonds.

Les analyses du remplissage sédimentaire des bassins périphériques de la Mer d'Alboran ont mis en évidence, par des études biostratigraphiques menées conjointement à une modélisation 3D statique, une importante phase d'érosion des marges continentales en réponse à la Crise de salinité messinienne, notamment dans le bassin de Sorbas. Cette érosion subaérienne eut pour conséquence le creusement de canyons fluviatiles à terre qui ont été suivis en mer par l'analyse fine de sept-cent de profils sismiques. L'organisation de ces réseaux de drainage renforce l'idée d'une émersion totale du domaine d'Alboran pendant plus de 160.000 ans au Messinien. Un nouveau scénario est alors proposé afin d'expliquer la réouverture de la connexion avec l'Océan Atlantique.

ABSTRACT

Back-arc basins are important places to study geodynamics as they attest to the past and ongoing regional evolution. The Alboran Sea, located at the western end of the Mediterranean Sea, has been affected by complex tectonic settings during its history. Based on a multidisciplinary "land-sea" approach, this work focuses on two major research topics: it aims (1) to better understand the opening and deformation processes of two key sedimentary basins during the Neogene, and (2) to study the effects and imprints of the Messinian Salinity Crisis onto the basins.

Tectonic and stratigraphic analysis of the thickest sedimentary accumulation called Western Alboran Basin (WAB), located above the hinge of the E-dipping Tethyan slab, led to build an original tectonic scenario from the Early to Middle Miocene. The inception of extension was triggered by major crustal shear zones favoring the exhumation of the metamorphic basement. By comparison with the tectonic regime affecting the metamorphic basement in the meantime, geometry of the sedimentary sequences shows that the subsidence is most probably controlled by the slab-pull effect of the underlying oceanic slab. In the Betic Cordilleras, a second generation of sedimentary basins, as the Sorbas Basin, developed along metamorphic core complexes exhumed during an extension regime which abruptly passed into a compressive deformation. A set of paleogeographic maps is proposed to explain the formation of the Alboran basins in relation with deep geodynamic processes.

Stratigraphic analyses, supported by micropaleontological investigations and 3D modeling, evidenced that peripheral basins bounding the Alboran Sea, in particular the Sorbas Basin, have been affected by a significant subaerial erosional phase in response to the Messinian Salinity Crisis. The extensive stratigraphic analysis of seven hundreds of seismic profiles demonstrated the onshore/offshore continuity of fluvial canyon morphologies recognized on land. The revealed river network pattern beneath the Alboran Sea reinforces the idea of a total emersion of the Alboran domain for ~160,000 years during the Messinian. A new scenario is then proposed to explain the reopening of the worldwide oceanic connection with the Mediterranean realm.

TABLE DES MATIERES

Résumé 7

Abstract 9

Table des matières 11

Introduction générale et problématiques 17

PARTIE I : DE LA MER MEDITERRANEE AUX CHAINES BETICO-RIFAINES 23

Chapitre I. Evolution cénozoïque de la Méditerranée occidentale : histoire tectonique 25

I. Situation actuelle en Méditerranée occidentale 27

I.1. Cinématique de la convergence Afrique/Eurasie 27

I.1.1. A l'échelle de la Méditerranée 27

I.1.2. A l'échelle du domaine d'Alboran 28

I.2. Sismicité et tomographie sismique 30

II. Modèles régionaux d'évolution géodynamique : la subduction comme moteur des mouvements horizontaux 34

III. La place d'Alboran sur cet échiquier 36

III.1. A l'échelle de la Méditerranée occidentale 36

III.2. A l'échelle locale 39

III.3. A l'heure actuelle, où se situent les zones d'ombre ? 42

Chapitre II. Description du domaine d'Alboran : des chaînes Bético-Rifaines aux bassins sédimentaires 47

I. Les Zones Externes 50

I.1. Le domaine sud-Bétique 50

I.2. Le domaine Maghrébin 51

II. Les bassins d'avant-pays 52

III. Les flyschs 53

IV. Les Zones Internes 54

IV.1. Le complexe Malaguide-Ghomaride et la Dorsale calcaire 54

IV.2. Le complexe Alpujarride-Sebtide 56

IV.3. Le complexe Névado-Filabride 60

V. Le magmatisme trans-Alboran 63

VI. Les structures majeures fractionnant la zone d'étude 64

VII. Les bassins sédimentaires 66

Chapitre III. les bassins sédimentaires : etat des connaissances 69
I. Les bassins sédimentaires et leur contexte tectonique : un état des lieux..... 71
I.1. Classification « tectonique » des bassins sédimentaires liés aux zones de subduction 71
I.2. Le cas du domaine d'Alboran : problème de terminologie ? 72
I.3. Les bassins en contexte d'arrière-arc et le mécanisme d'extension continentale 72
II. Le domaine terrestre..... 74
II.1. Typologie des bassins sédimentaires dans la chaîne Bético-Rifaine..... 74
II.2. Succession stratigraphique..... 79
III. Le domaine marin..... 82
III.1. Structure de la Mer d'Alboran..... 82
III.2. Succession litho-stratigraphique de l'offshore Alboran..... 85
III.3. Modèles de formations des bassins..... 87
Chapitre IV : La Crise de salinité messinienne, un évènement déterminant 91
I. De la découverte des premières évaporites au modèle conceptuel..... 93
I.1. Historique de la découverte de la Crise et de sa compréhension..... 93
I.2. Controverse autour des modèles conceptuels..... 95
I.3. L'importance des marqueurs morphologiques à terre 96
II. L'événement messinien : un marqueur temporel et environnemental..... 97
II.1. Apport de l'étude des bassins à terre 97
II.1.1. Considérations générales 97
II.1.2. Modèles issus des observations de terrain 98
II.1.2.a. Les modèles diachrones..... 99
II.1.2.b. Les modèles synchrones 100
II.2. Corrélations avec le domaine marin 101
II.2.1. Une surface d'érosion généralisée : la Surface d'érosion messinienne..... 102
II.2.2. Les sédiments clastiques 103
II.2.3. Les évaporites des bassins centraux..... 105
II.3. Vers un scénario consensuel 106
II.4. Dernières avancées 109
III. La Crise de salinité messinienne en Alboran 110
III.1. Historique..... 110
III.2. Contraintes des bassins sédimentaires à terre 112
III.3. Contraintes des bassins sédimentaires immergés 115
Chapitre V : Bases de données et methodologie 119
I. Base de données sismiques..... 120

I.1. Sismique réflexion 120
I.1.1. Données industrielles 120
I.1.2. Données académiques 122
I.2. Forages 124
I.3. Mise en forme des données et harmonisation de la base de données 125
II. Système d'information géographique 126
III. Méthodologie 127
III.1. Etudes de terrain 127
III.1.1. Etudes tectonique et stratigraphique des bassins sédimentaires 127
III.1.2. La Crise de salinité messinienne en Alboran 128
III.2. Stratigraphie sismique et séquentielle 128
III.3. Intégration générale des observations terre-mer 130
PARTIE II : Du Messinien au Pliocène : un bouleversement environnemental et sédimentaire 133
Chapitre VI : Etude d'un bassin sédimentaire de référence: le bassin de Sorbas 135
I. Historique 137
I.1. Structuration du bassin précédant l'événement messinien 137
I.2. Remplissage sédimentaire 140
II. Etude biostratigraphique du bassin de Sorbas (Article 1) 149
II.1. Présentation et objectif de l'article 1 149
II.1.1. La controverse messinienne : où les désaccords se situent-ils? 149
II.1.2. Stratégie d'étude adoptée 151
II.2. New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis 154
II.3. Conclusions principales et remarques complémentaires 202
III. Modélisation 3D du bassin de Sorbas : implications sur la Crise de salinité messinienne (Article 2) 206
III.1. Présentation et objectif de l'article 2 206
III.1.1. Généralités 206
III.1.2. Logiciel de modélisation 3D 207
III.1.2.a. Principe et théorie de l'interpolation spatiale 207
III.1.2.b. Processus d'interpolation spatiale : méthode géostatistique 207
III.1.2.c. Création de la colonne géologique 208
III.1.3. Stratégie d'étude appliquée au bassin de Sorbas 209
III.1.3.a. Acquisition de données de surface et création de la carte géologique de référence 209
III.1.3.b. Création de la colonne stratigraphique 212
III.1.3.c. Modélisation et ajustement spatial 213

III.2. 3D modeling of the Sorbas basin (Spain): new constraints on the Messinian Erosional Surface morphology 214
III.3. Conclusions principales et remarques complémentaires 239
Chapitre VII : l'evenement messinien : contraintes apportees par l'etude de la mer d'Alboran 243
I. Situation de la Mer d'Alboran au Messinien 245
I.1. Contexte paléogéographique 245
I.2. Implications sur la sédimentation et les milieux de dépôts 247
II. Etude des dépôts liés à la Crise messinienne et aux échanges Méditerranée-Paratethys (Article 3) 248
II.1. Présentation et objectif de l'article 3 248
II.1.1. Découverte et caractéristiques du Lago Mare 248
II.1.2. Stratégie d'étude 249
II.2. Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain) 250
II.3. Conclusions principales et remarques complémentaires 282
III. Morphologie de la surface d'érosion messinienne à travers le domaine d'Alboran (Article 4) 284
III.1. Présentation et objectif de l'article 4 284
III.1.1. Etat des connaissances 284
III.1.2. Stratégie d'étude 284
III.2. How the paroxysm of the Messinian Salinity Crisis impacted the Alboran Sea? 286
III.3. Conclusions principales et remarques complémentaires 300
III.3.1. De l'érosion au dépôt : où sont les produits de l'érosion ? 300
III.3.2. Les séries contemporaines de la Crise de salinité messinienne en Mer d'Alboran . 301
III.3.2.a. Succession lithologique traversée en forage 301
III.3.2.b. Analyse des faciès sismiques et processus de mise en place 303
III.3.2.c. Répartition spatiale des *MTC* et relation avec la Crise de salinité messinienne 306
III.3.2.d. Quels sont les mécanismes à l'origine de la déstabilisation gravitaire ? 308
Conclusions de la partie ii 313
PARTIE III : Initiations et evolution tectono-stratigraphiques des bassins depuis le miocene inferieur 317
Chapitre VIII : Initiation et evolution tectono-stratigraphiques des bassins sedimentaires 319
I.1. Présentation et objectif de l'article 5 321
I.1.1. Cadre géodynamique et tectonique de la région sud-est ibérique au Serravallien-Tortonien 321
I.1.2. Stratégie d'étude 323

I.2. Tectonic inversion of an asymmetric graben: insights from a combined field and gravity survey in the Sorbas basin 325
I.3. Conclusions principales et remarques complémentaires 357
I.3.1. Reconstructions paléogéographiques 357
I.3.2. Implications régionales 359
II. Evolution tectonique et stratigraphique des bassins sédimentaires immergés : contraintes apportées par l'étude du bassin Ouest Alboran 362
II.1. Présentation et objectif de l'article 6 362
II.1.1. Cadre tectonique et sédimentaire 362
II.1.2. Présentation de l'intérêt pétrolier du bassin Ouest Alboran 364
II.1.3. Stratégie d'étude 365
II.1.3.a. Résolution et couverture sismique 366
II.1. Late Cenozoic tectono-stratigraphic evolution of the Alboran Sea: insights on the geodynamic history 367
II.2. Conclusions principales et remarques complémentaires 404
Conclusions de la partie iii 407
PARTIE IV : SYNTHESE, conclusions et perspectives 409
Chapitre iX : Synthèse géodynamique régionale 411
I. Intégration de l'ensemble des données à l'échelle régionale 413
I.1. Présentation et objectif de l'article 7 413
I.1.1. Bref rappel sur les modèles géodynamiques proposés 413
I.1.2. Contraintes apportées par les études de tomographie sismique et d'anisotropie mantellique 414
I.2. Stratégie d'étude 415
I.3. Slab roll-back and the Alboran Sea basins 416
I.4. Conclusions principales et remarques complémentaires 444
I.4.1. Que faut-il retenir d'un tel modèle ? 444
I.4.1. Retrait de subduction : oui mais dans quel sens ? 444
Conclusions generales et perspectives 447
Références bibliographiques 451

INTRODUCTION GENERALE ET PROBLEMATIQUES

Depuis l'avènement de la tectonique des plaques à la fin des années 1960 (McKenzie et Parker, 1967 ; Le Pichon, 1968 ; Morgan, 1968) les bassins sédimentaires sont devenus d'importants outils pour la compréhension des processus tectoniques et sédimentaires à l'échelle globale. D'une manière générale, la notion de bassin sédimentaire désigne une dépression à l'intérieur de laquelle s'accumulent des sédiments. Ces bassins sédimentaires peuvent être de géométrie variable, d'origine différente, et surtout dépendre de régimes tectoniques différents. De ce fait, plusieurs classifications virent le jour vers la fin des années 1980 permettant de raccorder une géométrie de bassin à un contexte tectonique unique (Kingston *et al.*, 1983; Mitchell et Reading, 1986). Ces classifications furent révisées et regroupées récemment par Einsele (2000) qui replaça les différentes catégories de bassins sédimentaires en fonction du contexte tectonique global et/ou régional.

La Méditerranée, telle que nous la connaissons actuellement, s'est façonnée au gré de processus profonds impliquant subduction, collision continentale (construction de chaînes de montagnes) et ouverture de larges bassins en contexte d'arrière-arc (Réhault *et al.*, 1984 ; Dewey *et al.*, 1989 ; Jolivet *et al.*, 2008). Cette succession d'événements dans un court laps de temps fait de la Méditerranée un parfait objet d'étude pour les chercheurs que ce soit d'un point de vue tectonique, géomorphologique, environnemental et climatique. Durant les deux dernières décennies, la conjonction d'études tectoniques, géophysiques et sédimentologiques a permis d'en affiner l'histoire. Il en ressort un schéma assez simple de convergence lithosphérique où les processus profonds, liés à la dynamique de subduction de la plaque Afrique, interagissent en permanence avec les processus de surface pour conduire à la physionomie actuelle.

Dans ce contexte de convergence lithosphérique, le domaine d'Alboran, situé à l'extrémité occidentale des chaînes alpines péri-méditerranéennes, est un bon exemple de l'interaction existant entre les processus profonds (subduction téthysienne) et les processus de surface (ouverture de bassins sédimentaires, mouvements verticaux). Le dépôt des

premiers sédiments dans les bassins est contemporain de l'exhumation d'un socle métamorphique (Comas *et al.*, 1999). Les récentes études ont montré l'importance de l'exhumation de dômes métamorphiques dans le contrôle tectonique de la sédimentation des bassins (Comas *et al.*, 1999 ; Meijninger et Vissers, 2006 ; Augier *et al.*, 2013).

La Mer d'Alboran est également le lieu d'échanges d'eaux marines entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée. L'interaction entre les processus tectoniques et eustatiques a conduit la Méditerranée à l'isolement vis-à-vis de l'océan mondial lors de ce que l'on appelle la Crise de salinité messinienne, il y a près de 6 Ma (Hsü *et al.*, 1973 ; Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Duggen *et al.*, 2003 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; CIESM, 2008 ; Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011). Cette interaction tectonique/eustatisme est aussi la cause du ré-ennoiement qui mit fin à la crise (Blanc, 2002 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012).

- ***Les objectifs de cette étude***

Ce travail de thèse, originale par son approche comparative « terre-mer » et pluridisciplinaire, vise à mieux comprendre les modalités d'ouverture et de déformation des bassins sédimentaires, que ceux-ci soient aujourd'hui émergés ou encore immergés, dans ce que l'on appelle le domaine d'Alboran et qui se compose de la Mer d'Alboran, des Cordillères Bétiques et de la chaîne du Rif. Comprendre les mécanismes de déformation à l'origine des bassins sédimentaires, c'est aussi mieux comprendre quel en est le moteur.

Cette thèse repose par conséquent sur des études intégrées à diverses échelles de temps et d'espace, devant mener à la construction d'un scénario inédit d'évolution géodynamique, tectonique et sédimentaire de l'ensemble du domaine. C'est ainsi que des travaux ont été menés à terre, dans les zones où les bassins sédimentaires sont particulièrement bien développés : le sud-est des Cordillères Bétiques (Andalousie). Les études de terrain conduites en Andalousie ont principalement porté sur l'étude tectonique et stratigraphique du bassin de Sorbas, exemple typique des bassins intra-montagneux des Cordillères Bétiques. Un accent tout particulier est mis sur l'étude du comportement du domaine d'Alboran lors d'un événement hors normes qui affecta profondément la Méditerranée : la Crise de salinité messinienne. Pour ce faire, la majorité des bassins contenant des dépôts d'âge messinien et (ou) zancléen a été étudiée, tant pour leur évolution tectonique et stratigraphique que d'un point de vue biostratigraphique.La seconde partie de ce travail réside dans la réalisation d'une étude stratigraphique précise du remplissage sédimentaire des bassins immergés d'Alboran. Cette partie « *offshore* » est

réalisée sur un ensemble de profils sismiques 2D regroupés au sein d'une unique base de données. Au cours de mon travail, de nouvelles données à haute résolution ont également été acquises lors de plusieurs campagnes océanographiques auxquelles j'ai pu participer.

Problématique et objectifs

Le but de ce travail est d'apporter des contraintes d'ordre tectonique et sédimentaire sur l'évolution du domaine d'Alboran au cours du Miocène. Ce travail a été réalisé à travers deux approches intimement mêlées, à savoir des études de terrain (stratigraphie, sédimentologie, géologie structurale, acquisition de données gravimétriques) et l'analyse exhaustive des profils sismiques à notre disposition en Mer d'Alboran. La ré-interprétation récente de la stratigraphie du bassin de Sorbas avec en corollaire un calendrier précisé de la Crise de salinité messinienne, avec ses surfaces remarquables qui ont été suivies de la terre à la mer, a fourni des clés extrêmement précieuses pour l'interprétation de l'histoire de la région d'Alboran. Il était donc utile de reconsidérer l'évolution de l'ensemble de ce domaine à partir d'un regard neuf sur le terrain et de profils sismiques nouveaux, du début de la phase extensive au Miocène inférieur jusqu'à la remise en eau qui clôtura la Crise de salinité messinienne. L'intégration des résultats de ces deux types d'approche a fourni de nouvelles contraintes sur l'évolution du domaine d'Alboran au cours du Miocène.

Voici les **principales questions** qui ont motivé ce travail :

- Quelles furent les **modalités d'ouverture** et de **déformation** des **bassins** sédimentaires développés sur les **zones internes**?

- Quelles **relations** existent entre les **bassins sédimentaires** aujourd'hui **émergés** et les bassins **immergés** ?

- Comment peut-on expliquer une telle **dichotomie** dans la **géométrie** des bassins sédimentaires entre le **domaine terrestre** et le **domaine marin** ?

- Comment **l'ensemble de ces données** peut-il **s'intégrer** à **l'échelle régionale** dans le **schéma d'évolution du domaine d'Alboran** ?

Sites étudiés

Pour réaliser cette étude, j'ai conduit une approche conjointe terre-mer.

Dans les Cordillères Bétiques, plusieurs missions de terrain ont été effectuées dans les bassins de la marge sud-ibérique, du Détroit de Gibraltar aux bassins les plus orientaux (Sorbas-Vera). Durant ces trois années, ce sont plus de dix missions de terrain qui ont été réalisées sous l'encadrement de Laurent Jolivet (ISTO, Orléans), Jean-Pierre Suc (ISTEP, Paris), Charles Gumiaux (ISTO, Orléans), et Romain Augier (ISTO, Orléans) sans oublier le concours de Ludovic Mocochain (ISTEP, Paris), Noëmie Lebret (ISTO, Orléans) Nicolas Folcher (Université Nouvelle-Calédonie) et du très regretté Georges Clauzon (CEREGE, Aix-en-Provence),

Dans les bassins du pourtour de la Mer d'Alboran, les études se sont focalisées sur le remplissage miocène supérieur et pliocène dans l'optique du décryptage des effets de la Crise de salinité messinienne. Le bassin de Sorbas a été étudié tant pour son érosion et son remplissage lors la Crise de salinité messinienne que pour son histoire antérieurs afin de préciser les mécanismes de subsidence des bassins intra-montagneux des Bétiques orientales.

J'ai eu la chance de prendre part à trois campagnes océanographiques dont le but était d'imager par bathymétrie et profils sismiques l'activité tectonique et sédimentaire récente du domaine d'Alboran (campagne SAGASBis - Juin 2010: Chef de mission, Bélen Alonso ICM CSIC – Barcelone; campagne MARLBORO 2 – Mai 2012 : Chef de mission, Elia d'Acremont Istep UPMC – Paris; campagne SARAS EUROFLEET – Août 2012 : Chef de mission, Elia d'Acremont Istep UPMC – Paris). Les données obtenues sont aujourd'hui incluses dans la base générale et(ou) sont en cours de traitement.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'organise en quatre grandes parties, chacune d'entre elle regourpant des chapitres thématiques.

La **Partie I** présente de manière exhaustive l'ensemble des connaissances existantes sur le contexte géologique de la Méditerranée occidentale et du domaine d'Alboran. Le **Chapitre I** décrit dans son ensemble les contextes géologique et tectonique ainsi que les différentes reconstitutions cinématiques à l'échelle régionale. Le **Chapitre II** se focalise sur le domaine d'Alboran. Celui-ci est replacé dans son contexte, avec description de ses différentes unités. Le **Chapitre III** dresse l'état des connaissances sur les bassins sédimentaires en général et plus particulièrement dans la zone d'étude. Le **Chapitre IV** vise à caractériser la Crise de salinité messinienne, notamment à travers ses aspects controversés et ses avancées. Le **Chapitre V** décrit les bases de données qui ont été créées ou améliorées au cours de cette étude.

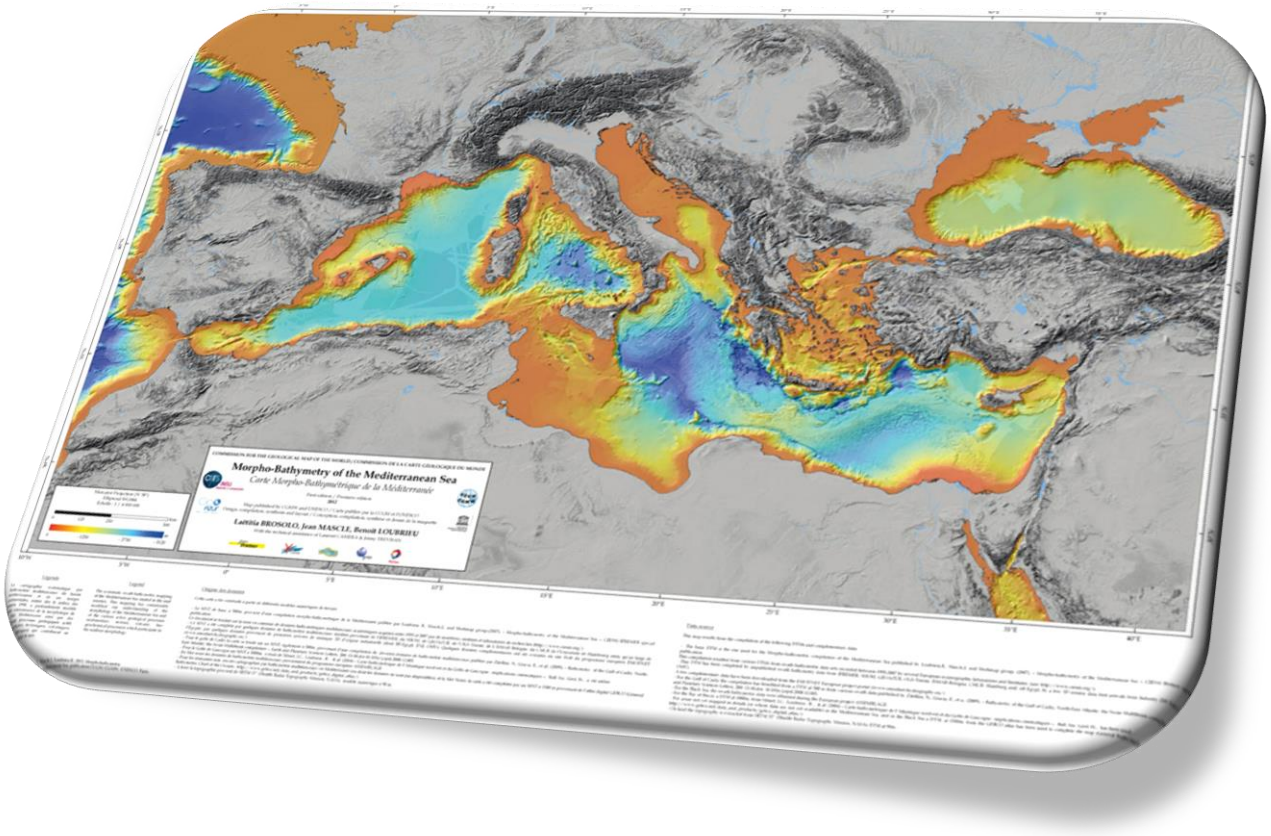
La **Partie II** présente les résultats des investigations menées sur l'impact et les effets de la Crise de salinité messinienne en Alboran. Le **Chapitre VI** présente les résultats obtenus dans le bassin de Sorbas, bassin de référence de la Crise de salinité messinienne en Méditerranée Le **Chapitre VII** présente les résultats obtenus sur l'étude du remplissage des vallées messiniennes à Malaga et sur l'ensemble du pourtour d'Alboran (synthétisé dans une carte terre-mer).

La **Partie III** décrit les résultats des études menées sur l'évolution tectonique et stratigraphique du bassin de Sorbas et du bassin Ouest-Alboran, présentées sous la forme d'articles soumis.

La **Partie IV** se compose d'une synthèse géodynamique présentée sous la forme d'un article soumis, avant de présenter mes conclusions et les perspectives offertes par ce travail.

PARTIE I : DE LA MER MEDITERRANEE AUX CHAINES BETICO-RIFAINES

CHAPITRE I. EVOLUTION CENOZOÏQUE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE : HISTOIRE TECTONIQUE



I. Situation actuelle en Méditerranée occidentale

I.1. Cinématique de la convergence Afrique/Eurasie

I.1.1. A l'échelle de la Méditerranée

Les chaînes bético-rifaines, tout comme l'ensemble des chaînes alpines méditerranéennes, résultent de la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie depuis le Crétacé (Dercourt *et al.*, 1986 ; Dewey *et al.*, 1989). Les reconstitutions cinématiques à l'échelle de la Méditerranée occidentale indiquent un mouvement de convergence globalement orienté N-S depuis le début de l'Oligocène soit 35 Ma (Figure I-1). Cette convergence s'est exprimée par la rotation antihoraire de la plaque Afrique autour d'un pôle situé au large de l'Afrique de l'Ouest (Dewey *et al.*, 1989).

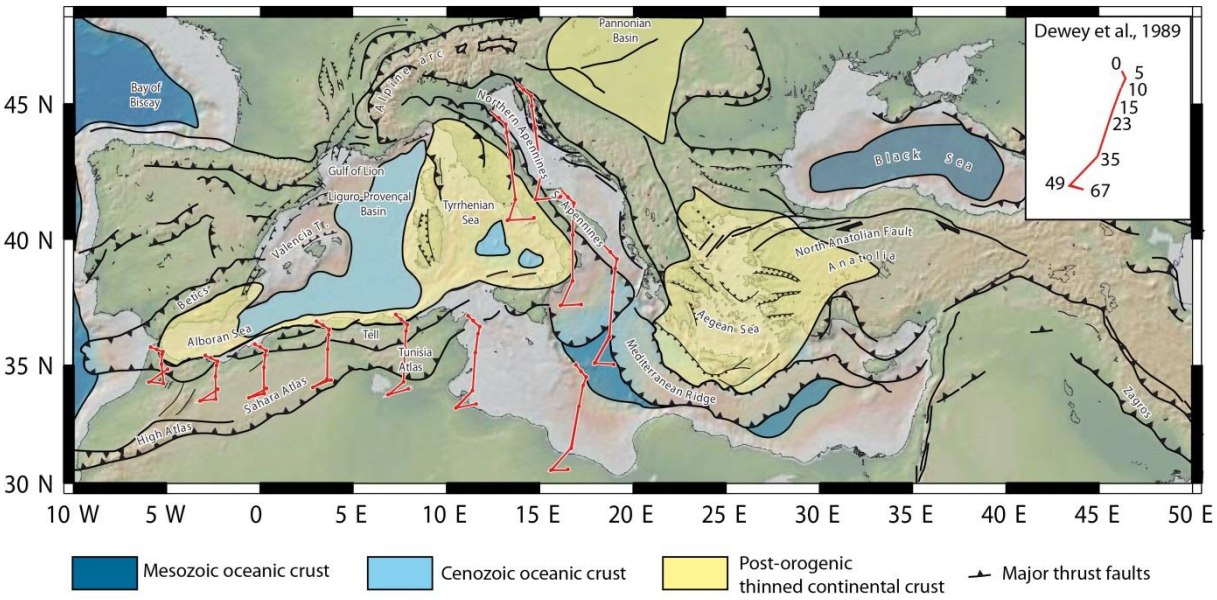


Figure I-1 : Carte tectonique de la Méditerranée modifiée d'après Jolivet *et al.*, 2008, 2009 sur laquelle sont superposés les vecteurs de déplacement de la plaque Afrique vis-à-vis de l'Europe stable (Dewey *et al.*, 1989 ; Jolivet *et al.*, 2006).

La convergence Afrique/Eurasie est accompagnée d'importants mouvements horizontaux et verticaux liés à des processus profonds tels que la subduction, la collision continentale et les processus mantelliques associés. Ces processus profonds ont sculpté le domaine méditerranéen pour lui donner sa physionomie actuelle composée d'un ensemble de domaines continentaux épaissis (Alpes, Pyrénées), amincis (Mer Tyrrhénienne et Mer Egée) et de lithosphère océanique (Mer Noire ; Figure I-1). L'étroitesse et l'hétérogénéité de l'Océan Téthysien passé en subduction est en partie responsable de la diversité actuelle du domaine méditerranéen. Pendant que certains segments sont toujours en subduction (Mer

Egée), d'autres segments ont déjà atteint le stade de la collision continentale (Apennins) voire de l'extension post-collisionnelle (Figure I-1).

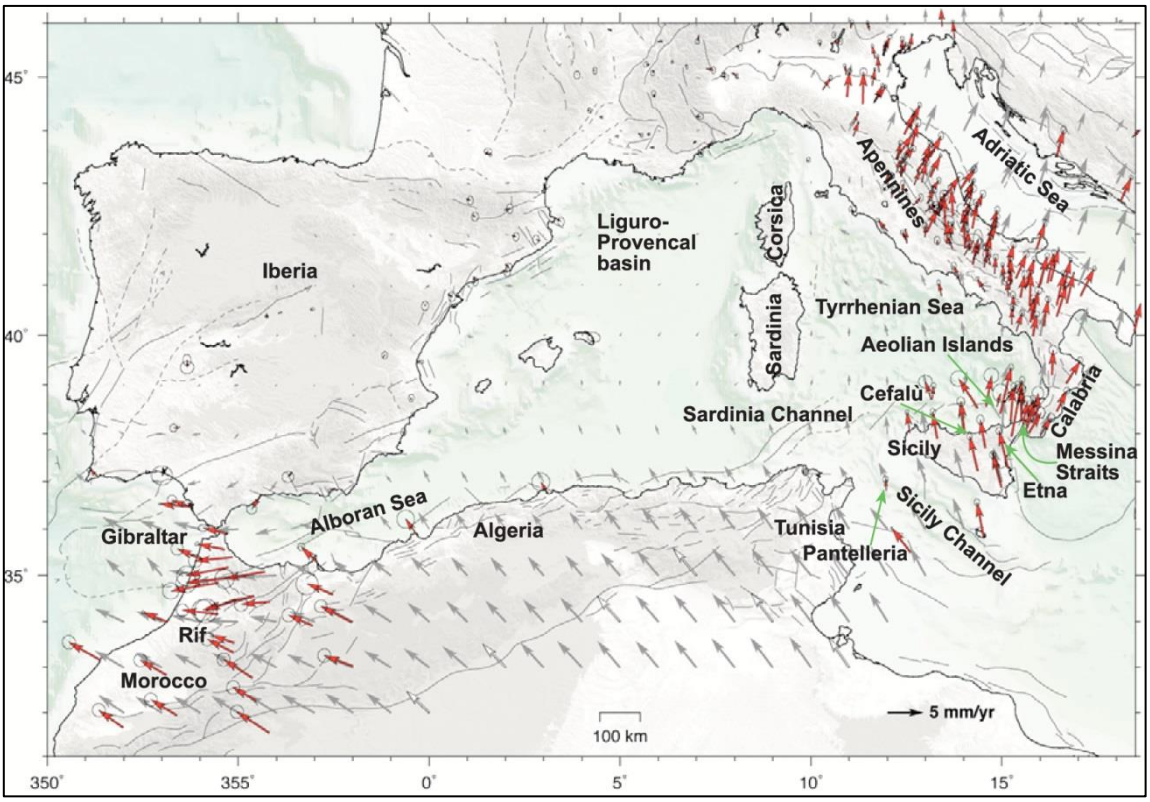


Figure I-2 : Carte des vitesses de déplacement des domaines continentaux en Méditerranée occidentale en fonction de l'Eurasie stable (Billi *et al.*, 2011).

L'observation du déplacement de l'Afrique montre que la convergence, toujours active aujourd'hui (Argus *et al.*, 1989 ; DeMets *et al.*, 1990 ; Serpelloni *et al.*, 2007), s'oriente progressivement d'un axe N-S au sud de la Calabre à un axe E-W au Détroit de Gibraltar (Figure I-2 ; Serpelloni *et al.*, 2007 ; Vernant *et al.*, 2010 ; Billi *et al.*, 2011 ; Reilinger *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012). Si l'ensemble des reconstitutions proposées dans la littérature s'accordent sur l'orientation tournante à l'approche de Gibraltar, quelques différences subsistent notamment en termes d'orientation et de magnitude du déplacement (Nocquet, 2012).

I.1.2. A l'échelle du domaine d'Alboran

Le domaine d'Alboran se situe à la convergence des deux plaques continentales qui sont la plaque Eurasie et la plaque Afrique (ou Nubie). La localisation actuelle de la frontière de plaque reste très discutée (Gutscher, 2004 ; Zitellini *et al.*, 2009 ; Buforn et Udías, 2010 ;

Vernant *et al.*, 2010 ; Billi *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012). Les différentes hypothèses concernant la géométrie de la limite de plaques sont résumées sur la Figure I-3.

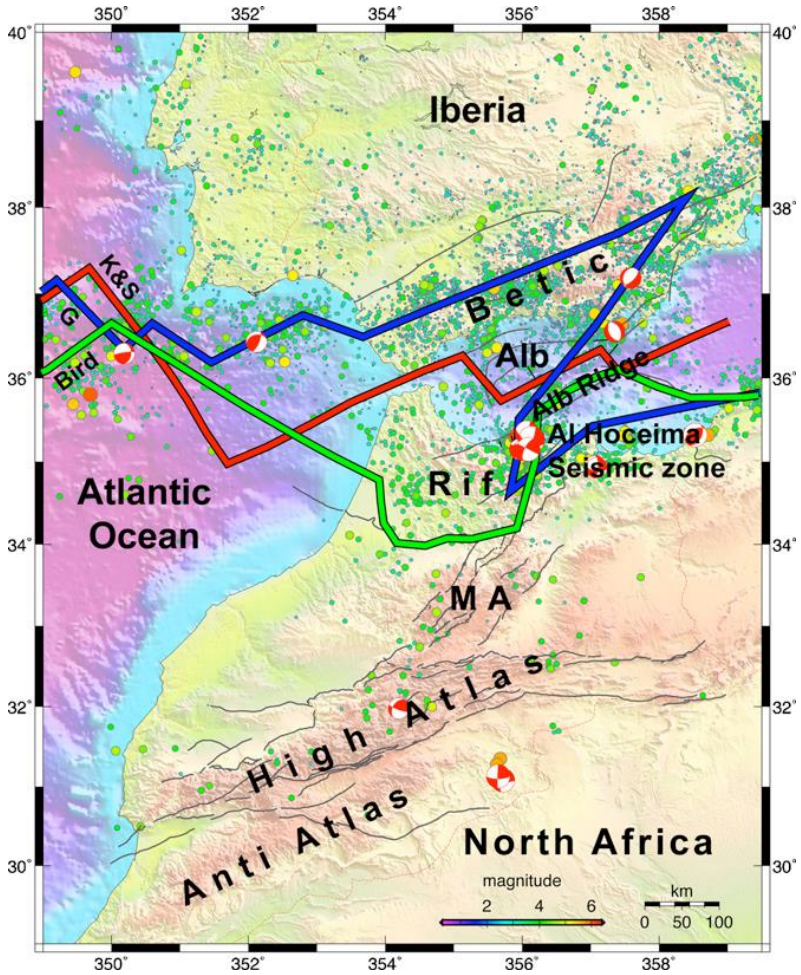


Figure I-3 : Carte sismo-tectonique et bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée représentant les trois hypothèses majeures de la géométrie de la frontière de plaques entre le Golfe de Cadix et Alboran (Klitgord et Schouten, 1986 ; Bird, 2003 ; Gutscher, 2004 respectivement en rouge, vert et bleu).

Les observations géodésiques récentes réalisées à partir de données GPS montrent une certaine complexité dans le domaine d'Alboran où les auteurs discernent plusieurs sous-domaines dont les vitesses et vecteurs de déplacement varient (Figure I-4). Ces études ont notamment montré que la convergence Afrique-Ibérie s'accompagne de l'extrusion d'un « bloc » central (délimité par les discontinuité rouges sur la Figure I-4A) vers le SW, si on considère la plaque Afrique stable (Figure I-4B ; Pérouse *et al.*, 2010 ; Pedrera *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012).

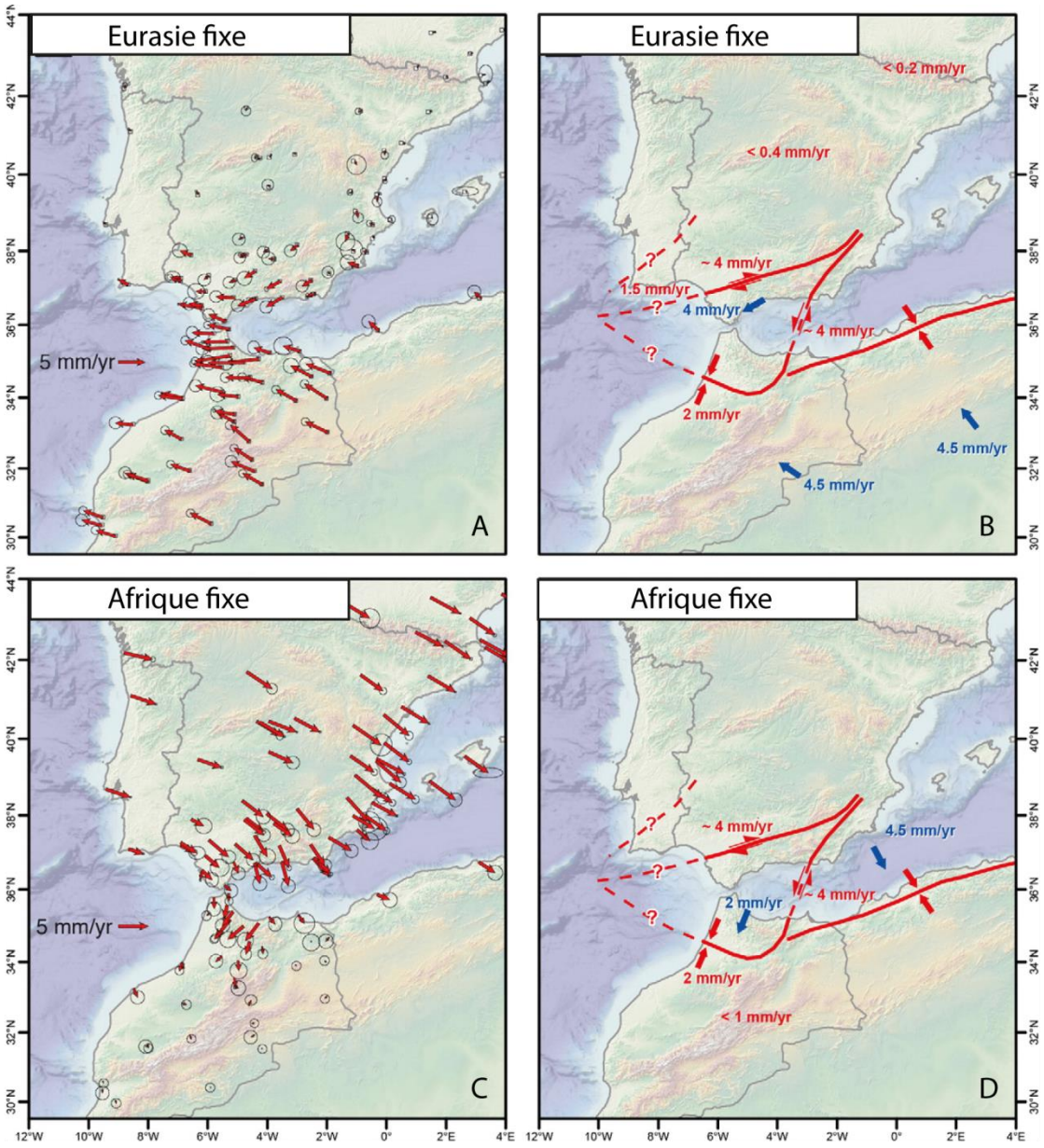


Figure I-4 : (A) Carte des vitesses de déplacement des domaines continentaux autour du domaine d'Alboran calculées pour une plaque Eurasie fixe et (B) le modèle cinématique associé. (C) Carte des vitesses de déplacement calculées pour une plaque Afrique fixe et (D) le modèle cinématique associé (Nocquet, 2012).

I.2. Sismicité et tomographie sismique

Les épicentres des séismes affectant la Méditerranée s'alignent le long des grandes structures façonnant la Méditerranée (Figure I-5). En Méditerranée occidentale la sismicité est directement liée aux chaînes des Apennins, des Alpes et des Pyrénées pour sa partie nord-est, et aux chaînes bético-rifaine et du Tell pour sa partie sud-ouest.

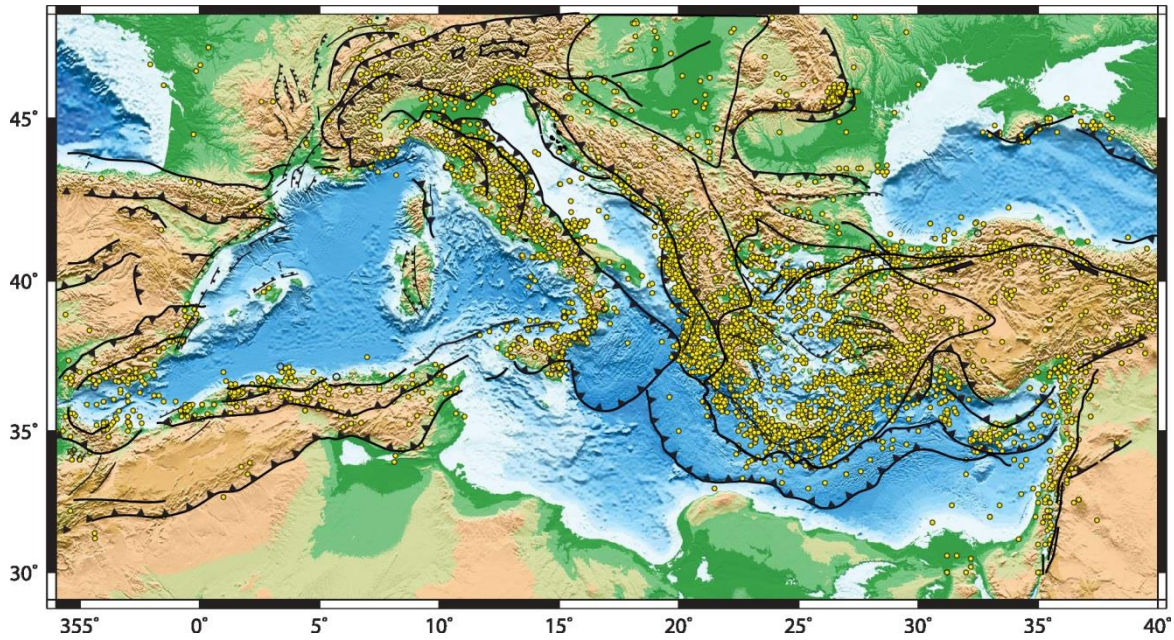


Figure I-5 : Carte de la sismicité affectant la région méditerranéenne modifiée d'après Sørensen *et al.*, 2012. Les épicentres représentés sur cette carte ne prennent en compte que les séismes dont la magnitude est supérieure à 5 (European-Mediterranean Earthquake Catalog – EMEC).

La sismicité sur le pourtour du domaine d'Alboran Afrique/Eurasie est très diffuse et liée aux mouvements aux frontières de plaques (Calvert *et al.*, 2000 ; Buforn *et al.*, 2004 ; Pedrera *et al.*, 2011 ; Koulali *et al.*, 2011). La continuité de la limite de plaque à partir de la zone des Açores en Atlantique est d'ailleurs toujours discutée (Gutscher, 2004 ; Zitellini *et al.*, 2009 ; Buforn et Udías, 2010 ; Vernant *et al.*, 2010 ; Billi *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012). La sismicité, corrélée aux observations géodésiques, permet notamment de délimiter avec une certaine précision la géométrie du « bloc » extrudé (Figure I-4, I-6B ; Pérouse *et al.*, 2010 ; Pedrera *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012).

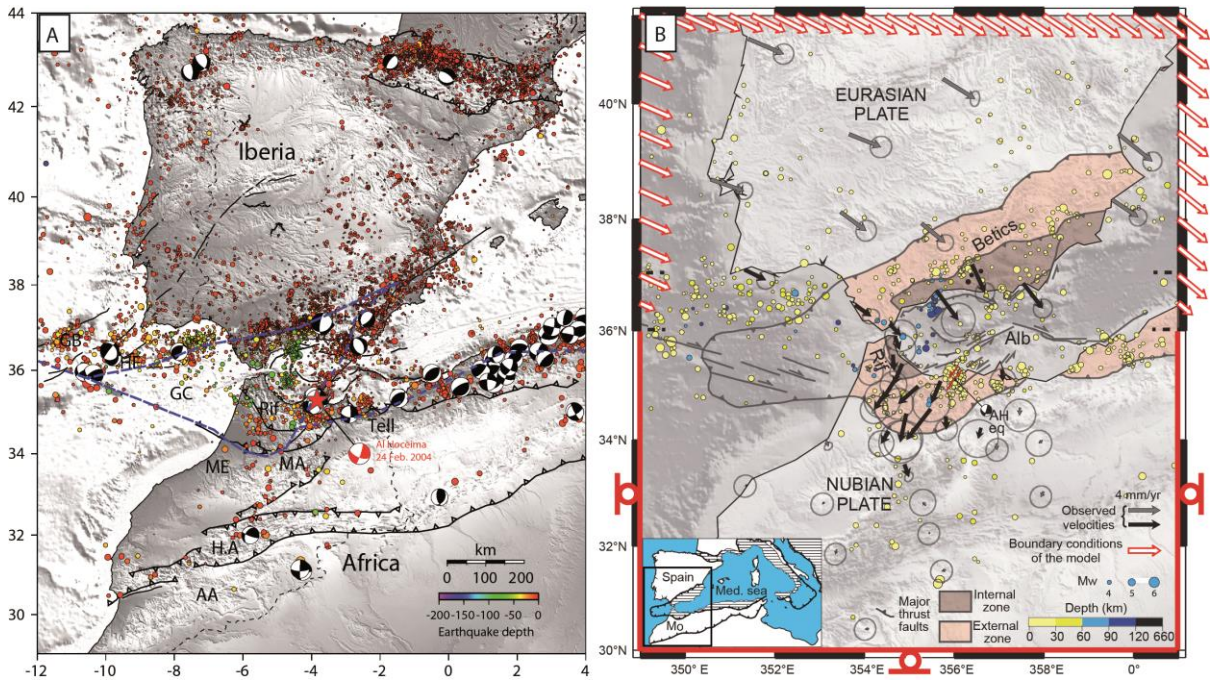


Figure I-6 : (A) Sismicité à la frontière des plaques Afrique et Ibérie et mécanismes au foyer des principaux séismes affectant la zone (d'après Koulali *et al.*, 2011). (B) Vitesses de déplacement des sites GPS calculés en fonction de la plaque Afrique stable (d'après Pérouse *et al.*, 2010).

Les mécanismes au foyer des séismes enracinés sous les Cordillères bétiques et le Rif sont peu profonds, souvent inférieurs à 50 km de profondeur, et indiquent des mouvements décrochants, inverses et normaux en relation avec la convergence actuelle (Buforn *et al.*, 2004 ; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003 ; Sanz de Galdeano *et al.*, 2010 ; Pedrera *et al.*, 2011). Une deuxième famille de séismes situés entre 50 et 150 km de profondeur s'alignent sur un étroit transect N-S à l'ouest de la mer d'Alboran (Figure I-6A ; Buforn *et al.*, 2004 ; Koulali *et al.*, 2011). Les mécanismes au foyer, indiquant des axes de tension verticaux, sont interprétés comme étant liés à la présence d'un panneau plongeant sous le domaine d'Alboran (Buforn *et al.*, 2004, 2010 ; Gutscher *et al.*, 2002). La projection des épicentres des séismes en profondeur les localise au niveau de la courbure maximale du panneau plongeant, lorsque celui-ci s'oriente d'un faible pendage vers l'Est à une position sub-verticale (Gutscher *et al.*, 2002 ; Spakman et Wortel, 2004 ; Pedrera *et al.*, 2011). Une des particularités du domaine d'Alboran est la présence de séismes très profonds (au-delà de 600 km) ce qui en font les séismes les plus profonds survenus en Méditerranée (Buforn *et al.*, 1991, 1997, 2004). La signification de tels séismes reste mal comprise même si les auteurs s'accordent à dire que ces derniers sont liés à la présence d'un panneau plongeant sous la mer d'Alboran (Buforn *et al.*, 2004).

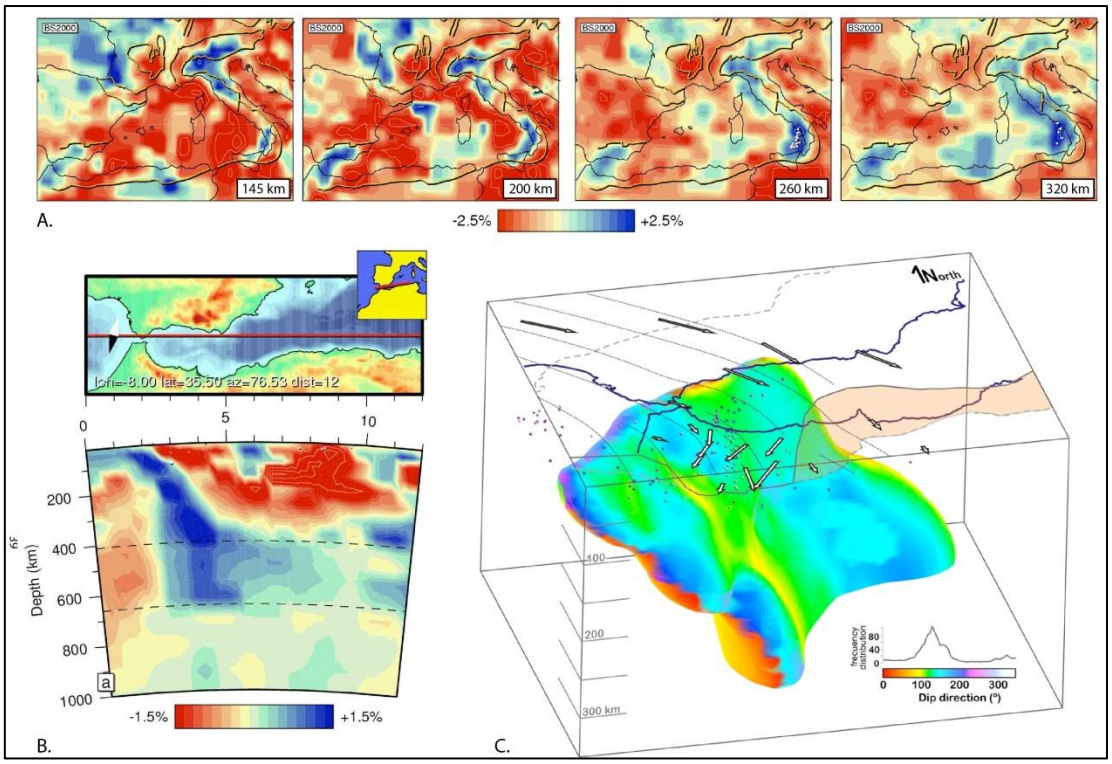


Figure I-7 : (A) Vue cartographique et (B) en coupe des anomalies de vitesse par tomographie sismique (Spakman et Wortel, 2004). (C) Représentation en 3 dimensions de la morphologie du panneau plongeant sous le domaine d'Alboran (Pedrera *et al.*, 2011).

Les études de tomographie sismique sont devenues depuis plusieurs années un outil très important pour la recherche des structures les plus profondes. Depuis le début des années 90 et les premières études concernant les anomalies de propagation d'ondes P dans le domaine méditerranéen (Spakman, 1986 ; Spakman, 1990), plusieurs études de tomographie sont venues confirmer la présence d'anomalies de vitesses en Méditerranée, plus particulièrement en Méditerranée occidentale sous la Mer Tyrrhénienne ainsi que sous la Mer d'Alboran (Piromallo et Morelli, 1998, 2003 ; Gutscher *et al.*, 2002 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Spakman et Wortel, 2004). Ces études ont permis d'imager la présence d'un corps « rapide » (anomalie bleue sur la Figure I-7B) à pendage E sous la Mer d'Alboran, interprété comme étant la trace d'un panneau plongeant équivalent à ce que l'on peut observer sous la Mer Tyrrhénienne ou sous la Mer Egée (Bijwaard *et al.*, 1998; Piromallo et Morelli, 2003; Spakman et Wortel, 2004). Ce corps « rapide » est interprété comme la trace d'un panneau plongeant de lithosphère océanique mésozoïque sous la Mer d'Alboran (Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2009). L'analyse de vitesse le long d'un profil réfraction dans le Golf de Cadiz a permis de montrer la nature océanique de la lithosphère plongeante sous l'arc de Gibraltar (Sallarès *et al.*, 2013). Les déformations actives dans le Golfe de Cadiz et les mécanismes au foyer des séismes

historiques laissent à penser que la subduction d'une étroite bande de lithosphère océanique serait toujours active (Gutscher *et al.*, 2002 ; Pedrera *et al.*, 2011 ; Bezada *et al.*, 2013 ; Sallarès *et al.*, 2013 ; Miller *et al.*, in press). La modélisation dynamique des déformations de surface de l'Afrique du Nord tend également à montrer qu'une partie du panneau plongeant sous Alboran est constitué de manteau lithosphérique d'affinité continentale (Pérouse *et al.*, 2010).

II. Modèles régionaux d'évolution géodynamique : la subduction comme moteur des mouvements horizontaux

Il existe dans la littérature scientifique une grande variété d'articles relatant la géologie cénozoïque de la Méditerranée centrale et occidentale. Cette riche littérature contient les descriptions détaillées des formations géologiques les plus importantes, des structures, ainsi que des roches ignées, magmatiques et métamorphiques. Les structures crustale et lithosphérique ont été étudiées de manière intensive au cours de ces dernières années au moyen d'études sismiques profondes ou de la tomographie, qui ont mis en évidence une grande complexité gouvernée par des processus de subduction. L'ensemble de ces données a permis de construire des modèles d'évolution géodynamique régionaux, mettant en avant les données tomographiques mêlées aux données tectoniques et sédimentaires ou magmatiques.

La convergence Afrique-Eurasie, active depuis le Crétacé supérieur et caractérisée par de faibles vitesses de convergence, s'accompagne d'extension dans les bassins sédimentaires (la Mer Tyrrhénienne, la Mer d'Alboran, le bassin liguro-provençal) structuralement superposés aux zones internes d'anciennes chaînes de collision. Malgré le contexte global de convergence lithosphérique, de nombreuses zones en contexte d'arrière-arc sont affectées par une déformation extensive. Les vitesses de convergence de plaques sont nettement inférieures aux vitesses d'ouverture des bassins d'arrière-arc. C'est la raison pour laquelle un moteur d'origine interne est nécessaire pour la compréhension de l'évolution géodynamique. La formation du bassin ouest-méditerranéen *s.l.* est interprétée comme le résultat du recul de la subduction téthysienne depuis le début de l'Oligocène (Dewey *et al.*, 1989 ; Réhault *et al.*, 1984 ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Schettino et Turco, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2009 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2011 ; Schettino et Turco, 2011). Comme le montre la Figure I-8, le retrait du panneau plongeant dessine une rotation horaire dans sa partie la plus occidentale (Baléares, bassin

algérien) et une rotation antihoraire dans sa partie orientale (bloc corso-sarde, Mer Tyrrhénienne).

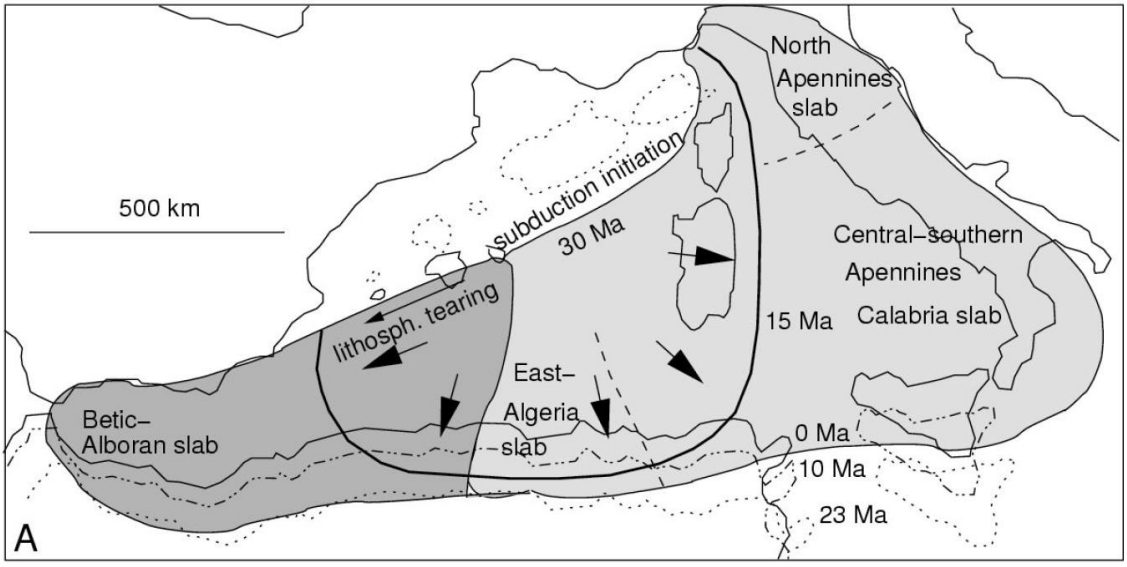


Figure I-8 : Reconstitution du déplacement du front de subduction depuis le début de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel (Spakman et Wortel, 2004).

Les reconstitutions cartographiques sur l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale s'accordent sur l'initiation de la subduction de la Téthys à l'Eocène-Oligocène, en Méditerranée Centrale (Figure I-9a). Le Néogène est alors marqué par l'ouverture du bassin liguro-provençal, accompagnant le retrait de la subduction vers le Sud (Figure I-9b). L'ouverture du bassin tyrrhénien s'effectuera dans un second temps alors que l'arc de subduction de l'océan liguro-piémontais se retire vers le SE jusqu'à sa position actuelle au sud-est de la Sicile et de la Calabre (Figure I-9c). Durant cette période de mouvement vers le sud-est de l'arc calabrais, le domaine d'Alboran, dont l'origine sera discutée dans le paragraphe suivant, migra de manière opposée vers le SO pour atteindre sa position actuelle, « coincé » entre l'Afrique et l'Ibérie.

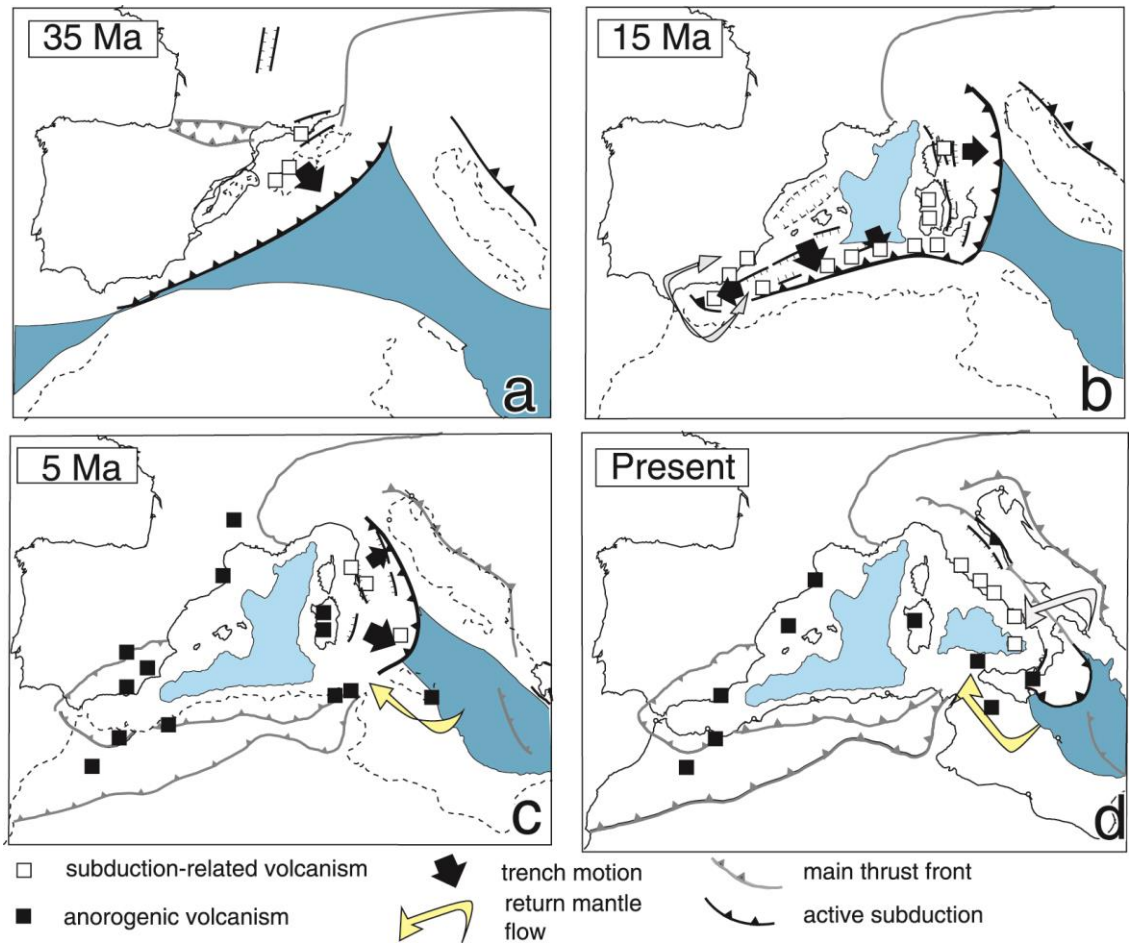


Figure I-9 : Reconstitution cartographique de l'évolution de la Méditerranée occidentale du début de l'Oligocène à l'Actuel (modifiée d'après Faccenna *et al.*, 2004).

D'autres auteurs mettant en avant les données magmatiques, très denses à l'échelle de la Méditerranée occidentale (Lustrino *et al.*, 2011), ont tenté d'affiner cette reconstitution en tenant compte de la géochimie des magmas, allant jusqu'à proposer une reconstitution paléogéographique précise au million d'année (Carminati *et al.*, 2012) en se basant sur les interprétations de Doglioni *et al.* (1997, 1999).

III. La place d'Alboran sur cet échiquier

III.1. A l'échelle de la Méditerranée occidentale

L'origine géographique des zones internes composant le domaine d'Alboran reste à ce jour assez mal définie. Bouillin *et al.* (1986) regroupèrent sous le terme AlKaPeCa l'ensemble des domaines d'Alboran (Bétiques internes et Rif), du massif des Kabylies, des monts Péloritains et de Calabre en soulignant les similitudes lithologiques et tectoniques

existant entre ces domaines (Figure I-10A et B). Si la majorité des reconstitutions paléogéographiques s'accordent sur l'importance du retrait du panneau plongeant dans l'extension post-orogénique en Méditerranée occidentale, toutes ne situent pas le domaine d'Alboran au même emplacement ni dans le même contexte tectonique, et ce depuis l'Oligocène. La Figure I-10 illustre parfaitement ce désaccord fondamental sur la situation d'Alboran, en comparant quatre types de reconstitutions paléogéographiques :

- l'hypothèse de mouvements horizontaux très importants le long d'une unique fosse de subduction à vergence nord: l'exemple employé dans la Figure I-10C provient des reconstitutions de Lonergan et White (1997). Ce type de reconstitution, partagée par bon nombre d'auteurs, estime que le domaine d'Alboran se serait déplacé d'environ 500 à 600 km vers le SO pour atteindre sa position actuelle (Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Mauffret *et al.*, 2004, 2007 ; Wortel et Spakman, 2004). Cette reconstitution est basée sur les mouvements horaire et antihoraire respectifs des blocs Baléares et Corso-Sarde, ainsi que sur l'alignement NE-SW du domaine AlKaPeCa. De ce fait, à l'Oligocène, le domaine d'Alboran aurait été localisé au-delà de la côte est espagnole, en lieu et place des îles Baléares actuelles (Figure I-10C). Ce type de reconstitution implique un fractionnement et une rotation de l'ensemble Bétiques/Rif depuis le début du Miocène (c'est-à-dire 25 Ma).

- l'hypothèse de faibles mouvements horizontaux le long d'une subduction unique à vergence nord : l'exemple employé dans la Figure I-10E provient des reconstitutions de Jolivet *et al.* (2006). Basée sur la cinématique des plaques Afrique/Eurasie et sur l'âge de l'ouverture des bassins en contexte d'arrière-arc, cette reconstitution estime un déplacement E-W du domaine d'Alboran de l'ordre de 100 à 150 km.

- l'hypothèse « fixiste » : l'exemple employé dans la Figure I-10D provient des reconstitutions de Carminati *et al.* (2012). Basée sur les interprétations de Doglioni *et al.* (1999), l'arc Bético-Rifain est interprété comme résultant de la coalescence à l'Oligocène de deux subductions opposées et indépendantes à l'ouest de Gibraltar. Selon les auteurs, les chaînes Bétiques résulteraient du retrait d'un paléo-panneau plongeant alpin tandis que le Rif résulterait du retrait du panneau plongeant téthysien.

- l'hypothèse du retrait de panneau plongeant à vergence sud : cette hypothèse récente est le résultat des travaux de Vergés et Fernàndez (2012) estimant que le domaine d'Alboran proviendrait de la marge africaine (Figure I-10F). Celui-ci se serait alors déplacé avec un mouvement orienté vers le N-NW. L'ouverture du reste de la Méditerranée occidentale n'est cependant pas remise en cause par Vergés et Fernàndez (2012), qui expliquent ce changement de vergence de subductions intra-méditerranéenne par la présence d'une paléo-faille de transfert probablement active durant le Miocène.

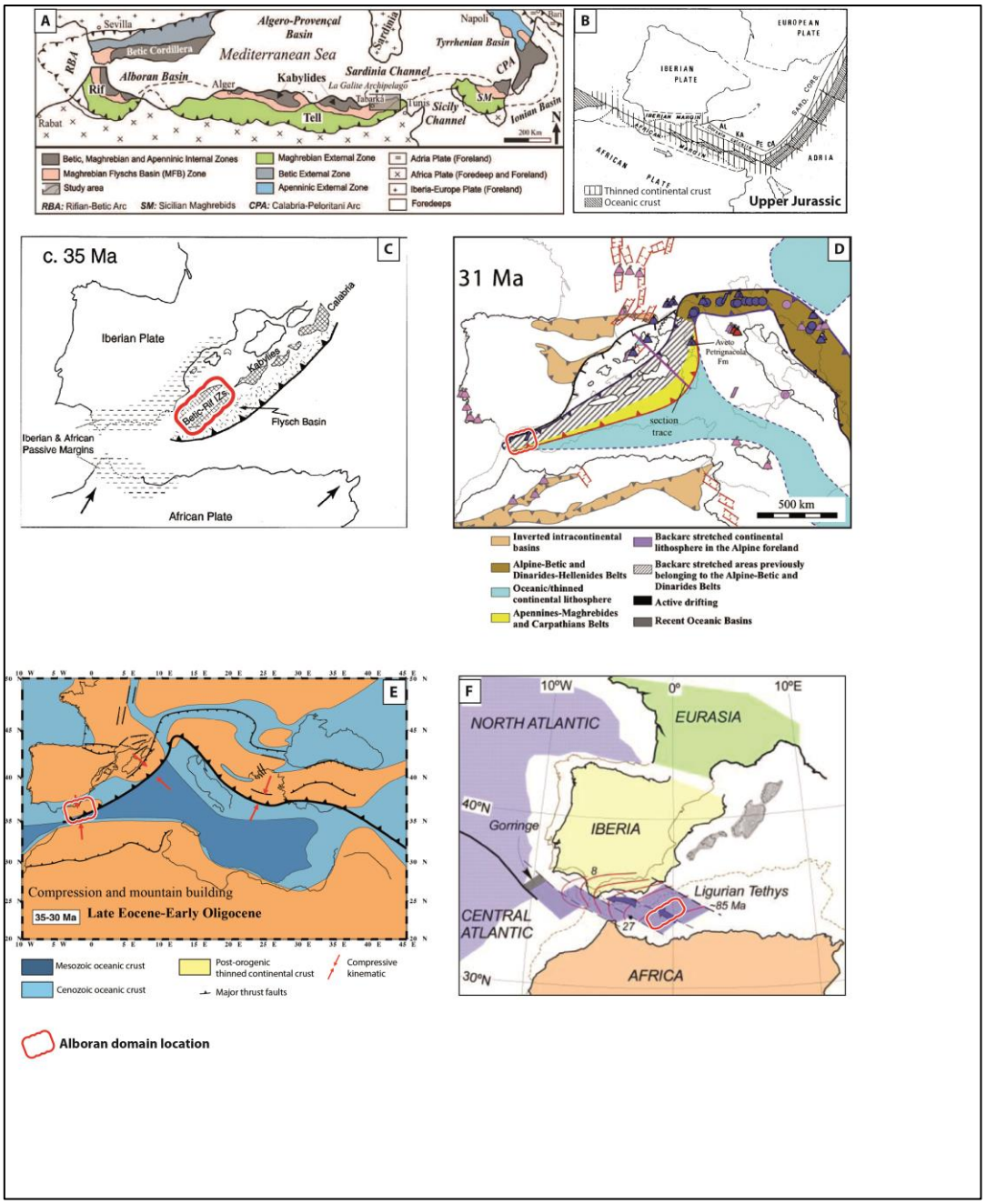


Figure I-10 : (A) Schéma illustrant les positions actuelles des zones internes des chaînes Bético-Rifaine, des Kabylies et de la Calabre (d'après Belayouni *et al.*, 2012) comparé à (B) la localisation probable du domaine AlKaPeCa au Jurassique supérieur (d'après Bouillin *et al.*, 1986). (C, D, E et F) Reconstitutions paléogéographique et paléotectonique de la Méditerranée occidentale à l'Oligocène d'après Lonergan et White, 1997 ; Carminati *et al.*, 2012 ; Jolivet *et al.*, 2006 et Vergés et Fernàndez, 2012. La place qu'occupe le domaine d'Alboran dans ces quatre restitutions est entourée en rouge.

Toutes ces reconstitutions diffèrent assez largement sur l'emplacement du domaine d'Alboran depuis l'Oligocène. Ainsi les reconstitutions paléogéographiques de Schettino et

Turco (2006) tentant de restaurer les positions des zones internes alpines à l'Oligocène ne permettent-elles pas de rendre compte de la situation du domaine d'Alboran durant le Cénozoïque. Ainsi, Chalouan *et al.* (2008), proposèrent-ils de localiser le domaine d'Alboran dans la prolongation des « microplaques » Kabyles, soit au Sud d'Ibiza (Figure I-11).

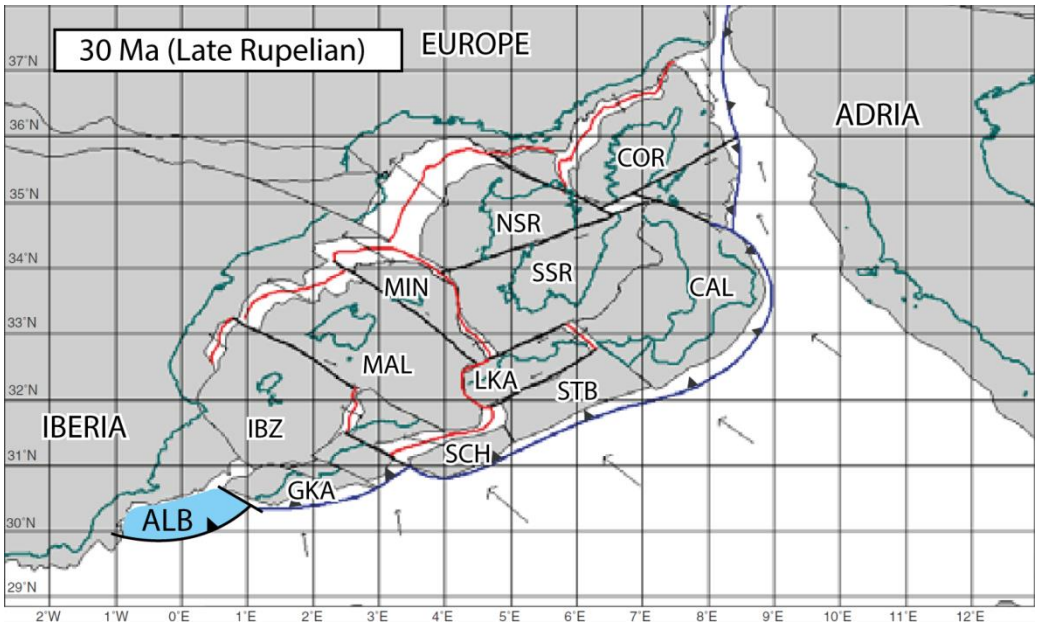


Figure I-11 : Reconstitution paléogéographique des microplaques en Mediterranée occidentale à 30 Ma, selon Schettino et Turco (2006), modifiée d'après Chalouan *et al.* (2008). Les lignes rouges représentent les axes d'extension et les lignes noires des failles décrochantes. ALB: Alboran; CAL: Calabria; COR: Corsica; GKA: Greater Kabylia; IBZ: Ibiza; LKA: Lesser Kabylia; MAL: Mallorca; MIN: Menorca; NSR: Northern Sardinia; SCH: Sardinian Channel; SCR: Southern Corsica; SSR: Southern Sardinia; STB: South Tyrrhenian Block.

III.2. A l'échelle locale

L'origine de la Mer d'Alboran, ceinturée par l'arc Bético-Rifain pose des problèmes d'ordre géométrique en raison de son « étroitesse » (Lonergan et White, 1997; Jolivet *et al.*, 2003). Contrairement aux modèles régionaux, où la dynamique liée au retrait de la zone de subduction est généralement admise, certains modèles tectoniques plus locaux ont tenté d'expliquer la genèse et la mise en place du domaine d'Alboran : trois hypothèses distinguent préférentiellement i) le mouvement rapide vers l'Ouest d'un bloc continental rigide, ii) la perte convective d'une racine lithosphérique par délamination, ou iii) le retrait de la zone de subduction.

Le modèle proposant le mouvement rapide d'une « microplaque » continentale Alboran vers l'Ouest fut pour la première fois invoqué par Andrieux *et al.* (1971) afin d'expliquer la vergence des chevauchements dirigés vers l'extérieur de la chaîne. Cette

hypothèse met en avant l'importance de l'existence de grandes failles décrochantes dans les Bétiques (faille de Crévillente) et dans le Rif (faille du Nékor). Ce modèle préliminaire fut par la suite peu à peu délaissé dès lors que l'importance de l'extension au sein du domaine fut mise en évidence (Garcia-Duenas *et al.*, 1992 ; Jabaloy *et al.*, 1992 ; Crespo-Blanc *et al.*, 1994).

En combinant le raccourcissement observé aux fronts des chaînes Bético-Rifaine et l'extension largement distribuée au sein du domaine d'Alboran, Platt et Vissers (1989) furent parmi les premiers à proposer l'effondrement gravitaire d'une lithosphère préalablement épaissie comme étant à l'origine du domaine d'Alboran et des chaînes Bético-Rifaines. Des études géophysiques s'intéressant à la sismicité de l'arc de Gibraltar ont montré l'existence d'un certain « vide » acoustique dans la lithosphère, caractérisé par l'absence de sismicité entre 30 et 90 km de profondeur (Grimison et Chen, 1986 ; Seber *et al.*, 1996 ; Calvert *et al.*, 2000). Cette zone de forte atténuation sismique correspond également à une forte anomalie négative de gravité (Torné *et al.*, 2000) ainsi qu'à de fortes anomalies de flux de chaleur (Polyak *et al.*, 1996 ; Fernàndez *et al.*, 1998). Cette anomalie est considérée comme étant la preuve de la perte de la racine lithosphérique et ce modèle est partagé par de nombreux auteurs (Figure I-12 ; Vissers *et al.*, 1995 ; Platt *et al.*, 2006).

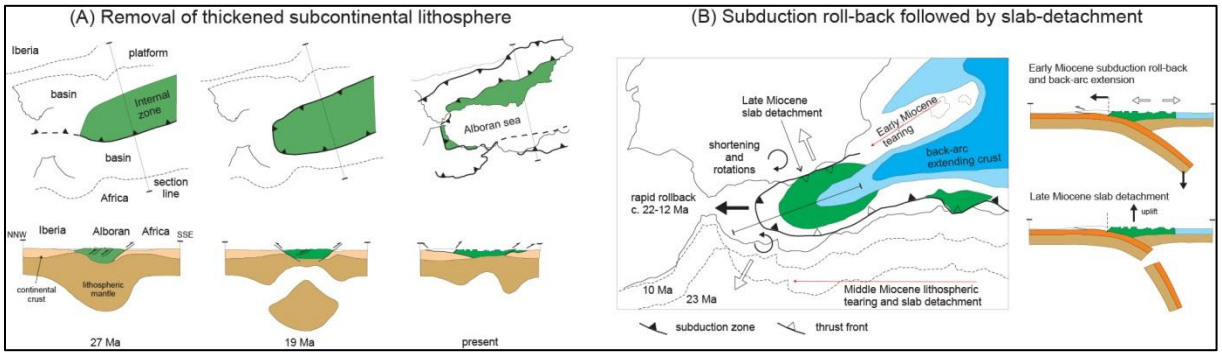


Figure I-12 : Schémas illustrant (A) le modèle de perte de la racine lithosphérique du domaine d'Alboran par convection ou délamination (Platt et Vissers, 1989 ; Vissers *et al.*, 1995) comparé au (B) modèle de retrait de zone de subduction accompagné de la déchirure du panneau plongeant (Lonergan et White, 1997 ; Spakman et Wortel, 2004).

Le troisième et dernier modèle s'appuie sur les travaux pionniers de Royden, (1993) mettant en évidence les effets du retrait d'une zone de subduction en contexte de convergence. Lonergan et White (1997) ont synthétisé l'ensemble des données paléomagnétiques, tectoniques et volcaniques à leur disposition pour expliquer la géométrie de la Mer d'Alboran par le modèle du retrait de zone de subduction (Figure I-13). Les études paléomagnétiques réalisées dans les zones externes des Cordillères bétiques ont mis en évidence une rotation horaire subie par ces unités (Figure I-13B ; Allerton *et al.*, 1993 ; Platt

et al., 1995) tandis que les zones externes du Rif ont été affectées par une rotation antihoraire durant le Miocène (Figure I-13B ; Platzman, 1992 ; Platzman *et al.*, 1993). Les vecteurs de déformation montrent une double vergence dans le système d'Alboran, avec une déformation globalement orientée vers le NW dans les Bétiques externes et vers le S-SW dans le Rif externe (Figure I-13A ; Platt *et al.*, 2003a).

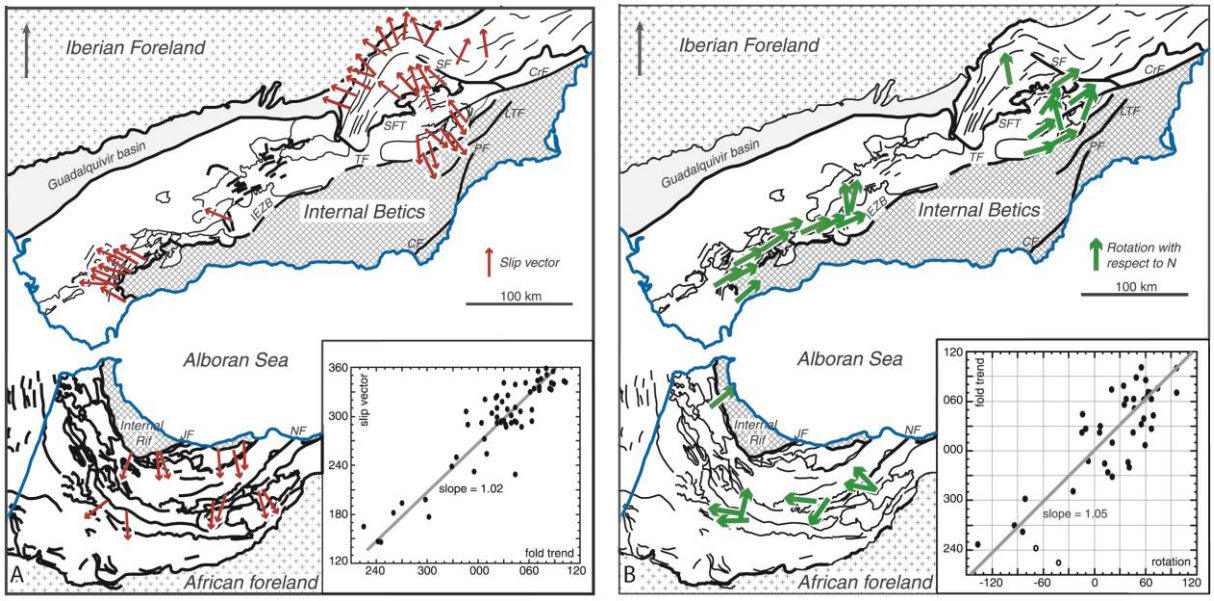


Figure I-13 : Représentation cartographique (A) du vecteur de déformation compressive et (B) de la rotation d'axe vertical affectant les unités externes des Bétiques et du Rif au cours du Miocène (Platt *et al.*, 2003a).

Le volcanisme en Méditerranée occidentale montre une migration assez nette du magmatisme d'arc (calco-alcalin) depuis le bassin liguro-provençal à l'Oligocène jusqu'au domaine d'Alboran au Miocène (Hoernle *et al.*, 1999 ; Gill *et al.*, 2004 ; Duggen *et al.*, 2003, 2004; Beccaluva *et al.*, 2011; Lustrino *et al.*, 2011 ; Carminati *et al.*, 2012). Au sein même du domaine d'Alboran, une certaine zonation centrifuge se dessine passant d'un volcanisme d'affinité calco-alcaline au centre du domaine et sur sa bordure nord (Cabo de Gata) entre 15 et 8 Ma, à un volcanisme d'affinité continentale (shoshonites et basaltes alcalins) du Miocène supérieur au Pliocène (Duggen *et al.*, 2003). Cette variation d'âge et de chimie des magmas a permis d'apporter de nouvelles contraintes sur l'évolution du domaine d'Alboran (Duggen *et al.*, 2005 ; Beccaluva *et al.*, 2011) et les modèles les plus récents penchent en faveur du retrait de la zone de subduction en impliquant également une certaine proportion de délamination lithosphérique sous la plaque Afrique (Figure I-14 ; Duggen *et al.*, 2005), ce qui coïncide avec les observations de Pérouse *et al.* (2010).

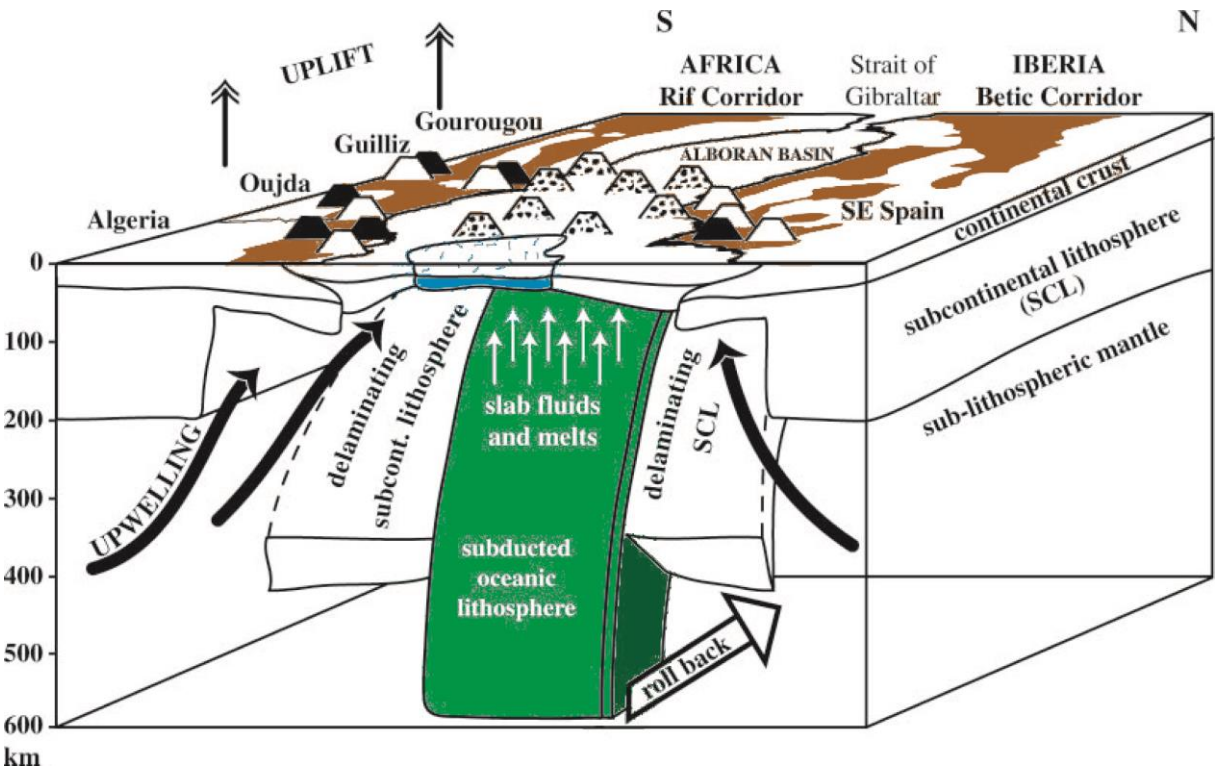


Figure I-14 : Modèle géodynamique du domaine d'Alboran, à la transition Miocène-Pliocène, basée sur l'âge et la géochimie des édifices magmatiques (Duggen *et al.*, 2005).

III.3. A l'heure actuelle, où se situent les zones d'ombre ?

Le débat sur les modèles géodynamiques continue et de nouveaux modèles numériques basés sur le comportement thermo-mécanique de la lithosphère en contexte d'épaississement lithosphérique (Valera *et al.*, 2011) ou sur l'anisotropie de vitesse des ondes P et des ondes SKS (Bokelmann *et al.*, 2011) voient le jour. Les conclusions de ces travaux tendent à confirmer le retrait de la zone de subduction comme la meilleure hypothèse d'évolution géodynamique (Bokelmann *et al.*, 2011).

Avec l'amélioration des techniques d'imagerie et la densification des stations télé-sismiques sur le pourtour du domaine d'Alboran, la géométrie des structures plongeantes se complexifie (Diaz *et al.*, 2010 ; Bezada *et al.*, 2013 ; Mancilla *et al.*, 2013 ; Miller *et al.*, 2013). Précédemment considérées comme étant uniquement constituées d'une lithosphère océanique (Piromallo *et al.*, 2003 ; Spakman et Wortel, 2004), les structures plongeantes sous le domaine d'Alboran se composeraient d'une lithosphère océanique et de la délamination de deux parties du manteau lithosphérique africain et ibérique (Figure I-15 ; Pérouse *et al.*, 2010 ; Bezada *et al.*, 2013).

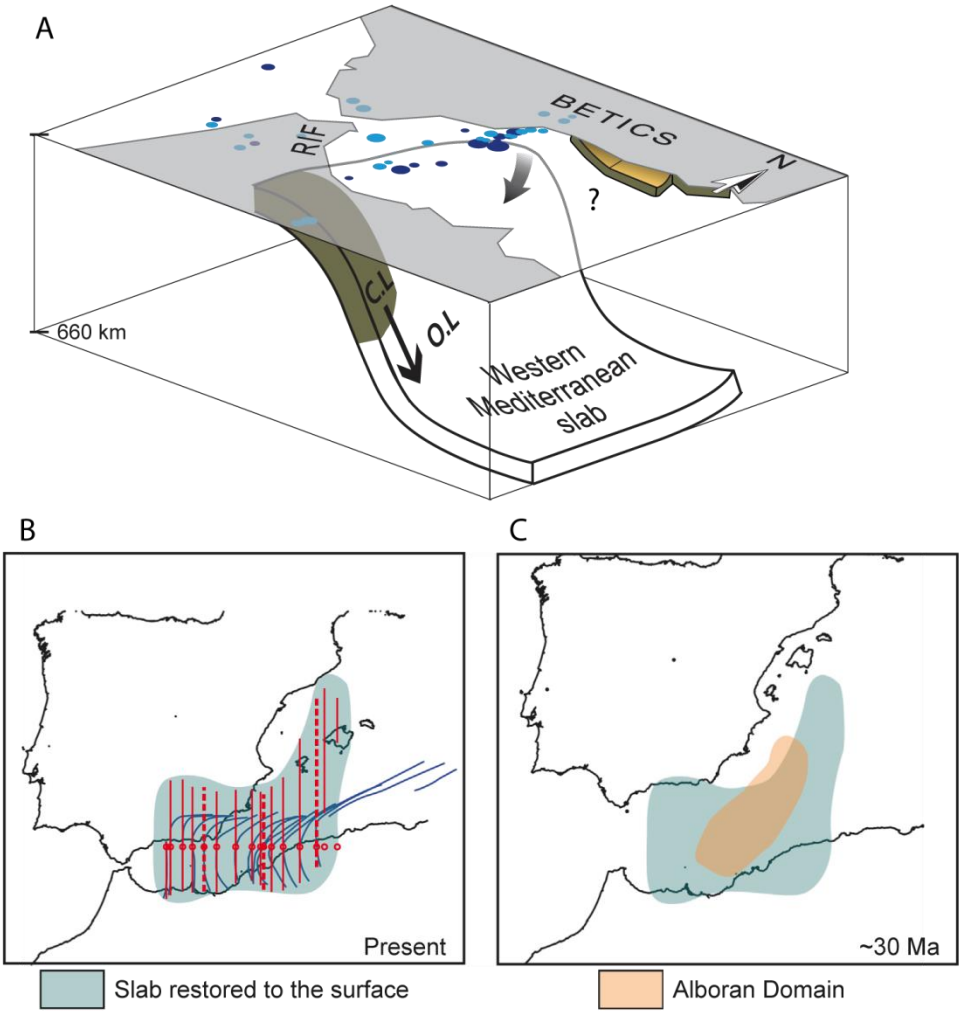


Figure I-15 : (A) Schéma tridimensionnel des structures lithosphériques présentes sous le domaine d'Alboran et comprenant la subduction d'une lithosphère océanique (O.L) et la délamination de deux lithosphères continentales (C.L). Modifié d'après Pérouse *et al.*, 2010. (B) Restauration spatiale de l'anomalie "rapide" située sous le domaine d'Alboran, en fonction de la localisation actuelle des lignes de côtes et (C) dans sa position à ~30 Ma d'après les reconstitutions de Rosenbaum *et al.*, (2002a,b). La localisation du domaine d'Alboran reste cependant hypothétique (Bazada *et al.*, 2013).

Malgré l'amélioration de l'imagerie profonde, la continuité des structures et notamment le lien entre les lithosphères océanique et continentale reste mal contrainte. Ces incertitudes concernant la géométrie actuelle et la nature de la lithosphère ont pour conséquence la grande disparité des modèles géodynamiques cités précédemment (Figures I-10, I-12). Il en est de même en ce qui concerne le modèle du retrait de la zone de subduction vers l'Ouest. En effet, l'existence dans les Cordillères bétiques de reliques ophiolitiques a favorisé l'émergence de modèles géodynamiques basés sur une double vergence de subduction d'un océan bétique à vergence Sud et de l'océan téthysien à vergence nord (Figure 1-16).

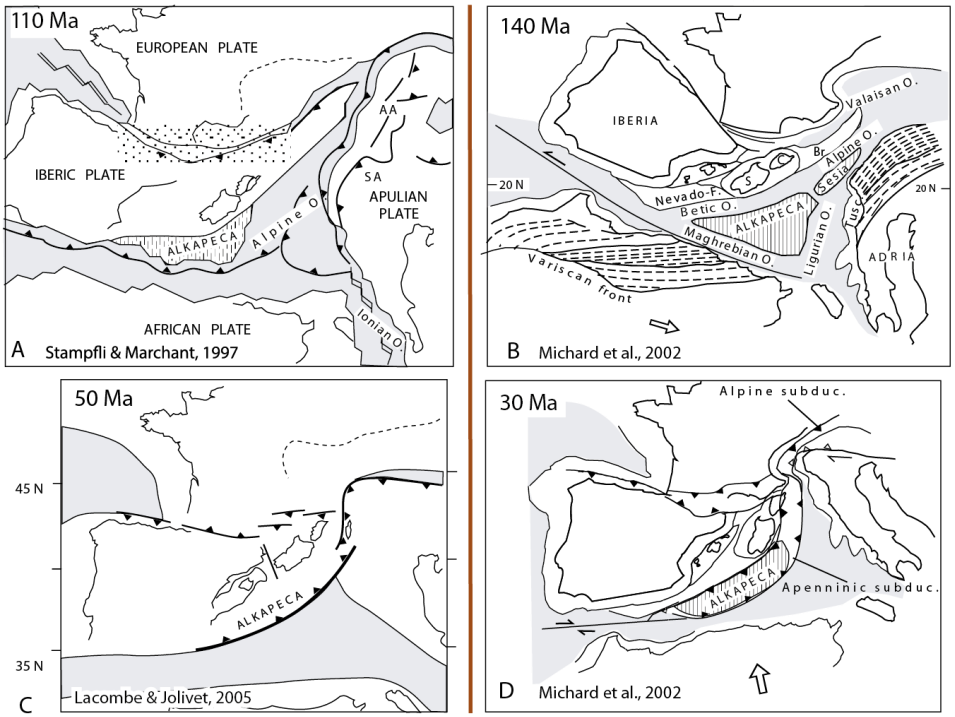
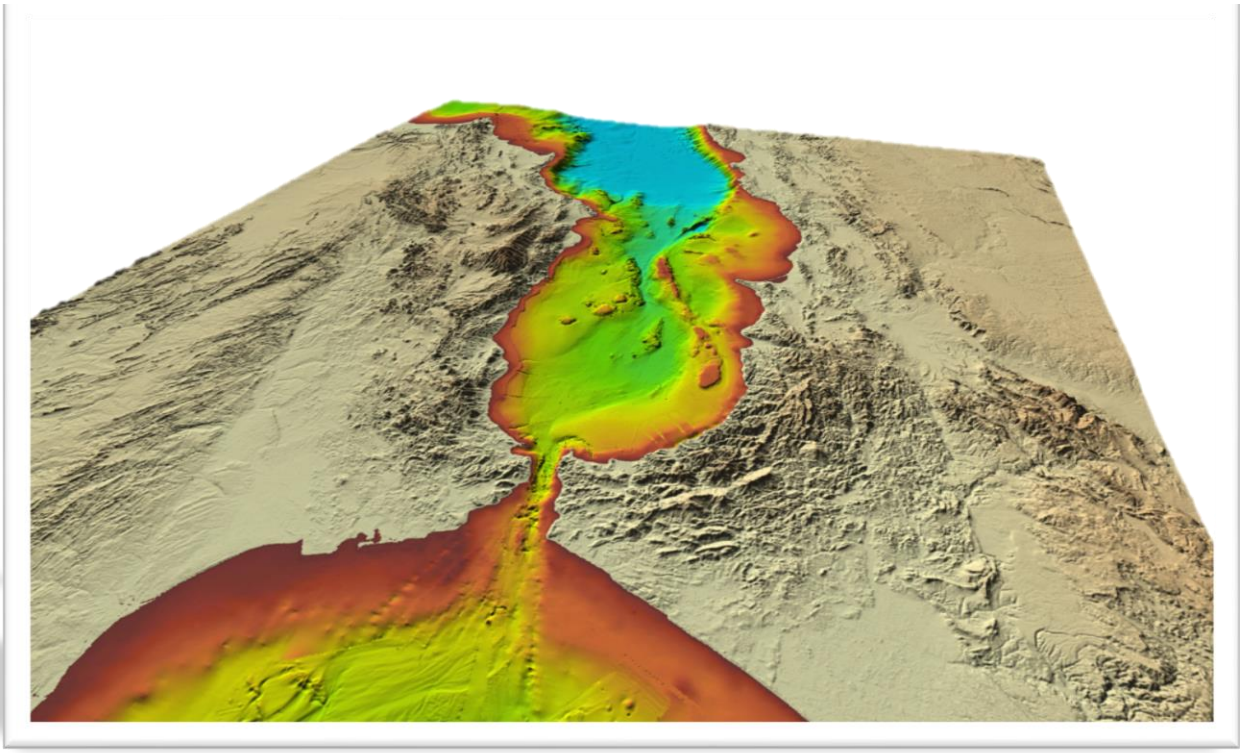


Figure I-16 : Scénarios alternatifs proposés dans la littérature pour expliquer l'évolution géodynamique en Méditerranée occidentale (modifié d'après Michard *et al.*, 2006 ; Chalouan *et al.*, 2008). Dans la colonne de gauche (A, C) sont présentés deux modèles considérant l'implication d'une seule zone de subduction: au Crétacé le domaine d'AlKaPeCa est d'affinité ibérique. Dans la colonne de droite (B, D) sont présentés deux modèles considérant l'implication d'une double vergence de subduction: le domaine AlKaPeCa représenterait alors l'équivalent d'une microplaque séparée de l'Ibérie par un (proto)océan bétique et de la plaque Afrique par l'océan téthysien.

CHAPITRE II. DESCRIPTION DU DOMAINE D'ALBORAN : DES CHAINES BETICO-RIFAINES AUX BASSINS SEDIMENTAIRES



Dans ce chapitre seront décrites succinctement les différentes unités lithologiques composant le système d'Alboran dans son ensemble, des chaînes Bétiques-Rif aux unités composant les paléo-marges mésozoïques de l'océan téthysien. D'une manière générale, l'arc Bétiques-Rif apparaît relativement symétrique, avec de l'extérieur de l'arc vers la Mer d'Alboran, un avant-pays se composant d'un socle paléozoïque structuré durant l'orogenèse Varisque (Figure II-1) sur lequel se trouvent charriés les sédiments mésozoïques de la paléo-marge téthysienne, que l'on appelle les Zones Externes. Des nappes de flysch sont également charriées sur les Zones Externes dans la partie ouest de l'arc. La mise en place de ces nappes de charriage s'accompagne du développement de deux bassins d'avant-pays au nord et sud du système : le Guadalquivir et le Gharb respectivement en Espagne et au Maroc. Le cœur de l'arc formant les Zones Internes, métamorphiques pour la plupart, chevauche lui aussi les unités externes.

Les bassins sédimentaires développés sur les zones internes feront l'objet d'un chapitre dans la seconde partie du manuscrit.

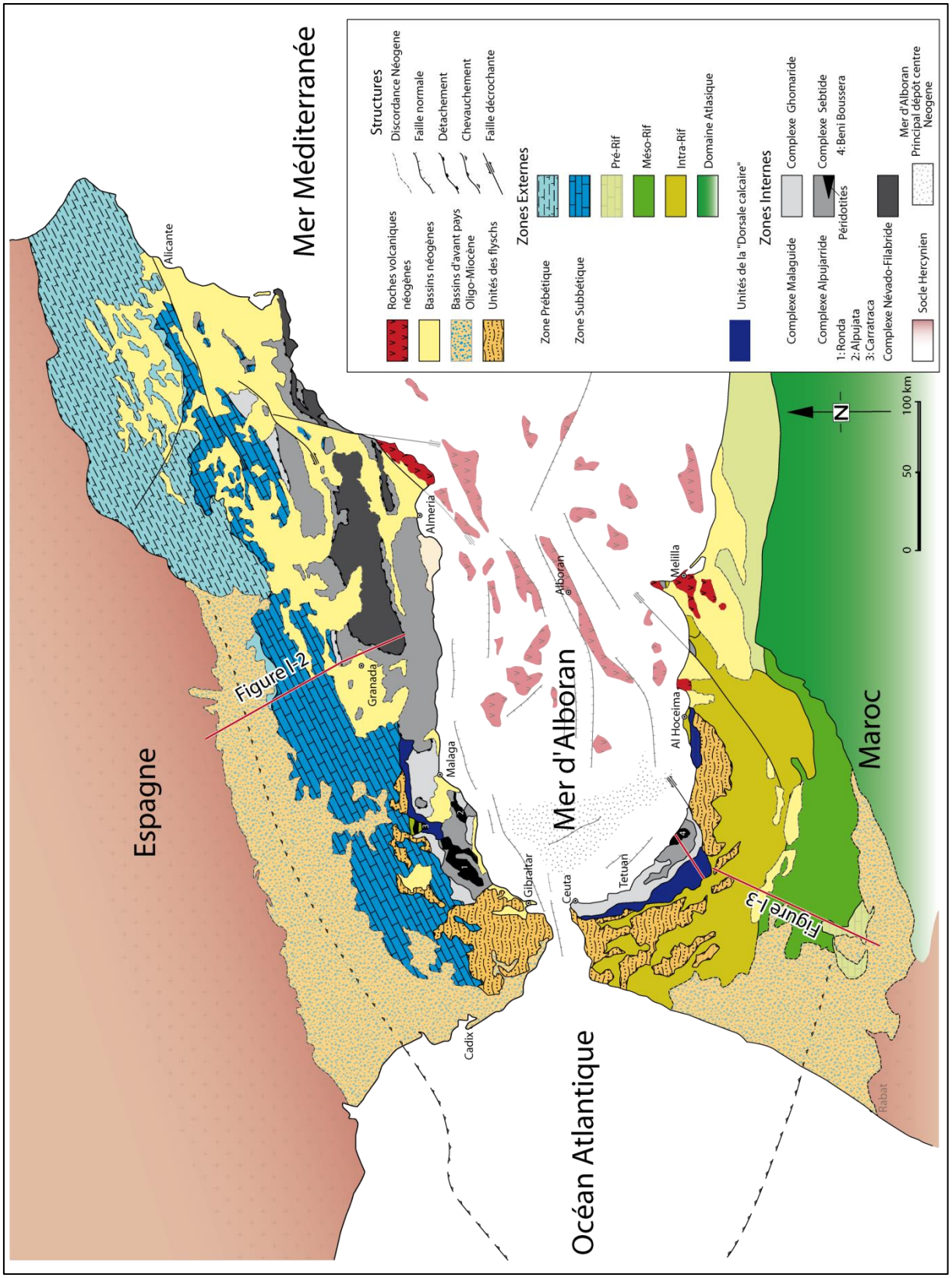


Figure II-1 : Carte des unités tectoniques de l'arc Bético-Rifain (d'après les travaux de Vissers *et al.*, 1995; Comas *et al.*, 1999; Michard *et al.*,2002; Augier, 2004; Serrano *et al.*, 2007).

I. Les Zones Externes

I.1. Le domaine sud-Bétique

D'Alicante à Cadiz, les Bétiques externes s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres de long, pour une centaine de kilomètres de large (Figure II-1). Elles s'orientent sur un transect NE-SW et représentent la marge continentale nord de l'océan téthysien. Au Maroc, les unités du domaine Maghrébin forment une large ceinture incurvée, s'étendant de Tanger à la frontière algérienne.

Les unités externes du domaine sud-ibérique sont majoritairement composées d'unités sédimentaires mésozoïques. Sur la base de critères stratigraphiques et sédimentologiques, les zones externes ont été subdivisées en deux sous-unités ; les Prébétiques dans la partie orientale et les Subbétiques dans la partie occidentale (García-Hernández *et al.*, 1980). La sédimentation au Trias supérieur et au Jurassique inférieur est assez homogène sur l'ensemble de la marge et se compose de dépôts marins peu profonds de type évaporitique. La séparation des deux domaines Prébétiques et Subbétiques n'intervient qu'au Jurassique moyen, à la faveur d'un épisode extensif lié au *rifting* téthysien (García-Hernández *et al.*, 1980). Le domaine Prébétique se caractérise par une sédimentation de plateforme en milieu peu profond (dépôts d'évaporites et carbonates néritiques) tandis que le domaine Subbétique est essentiellement constitué de sédiments pélagiques (Vera, 2000).

Durant le Miocène inférieur, ces unités ont été impliquées dans de grands chevauchements de nappes sur le socle hercynien sud-ibérique (García-Hernández *et al.*, 1980 ; Flinch *et al.*, 1996 ; Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006). Cette tectonique de couverture (*thin-skinned*), dont la majorité des contacts à vergence nord-ouest s'enracinent dans les évaporites triasiques (Figures I-13, II-2), s'est initié au Burdigalien (~20 Ma) (Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006).

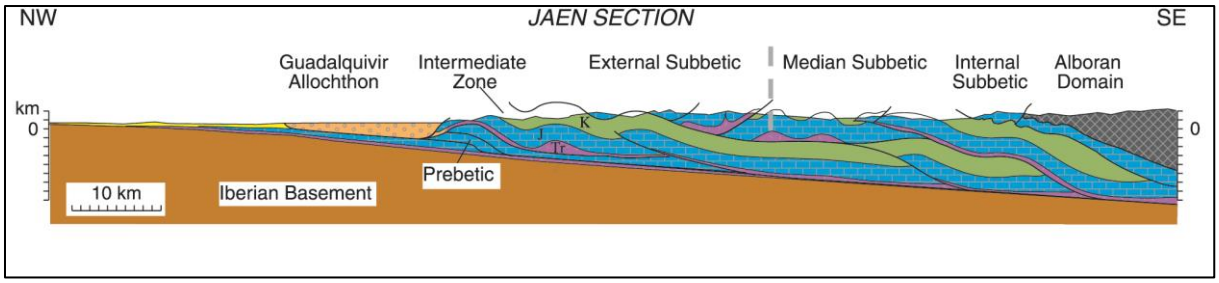


Figure II-2 : Coupe NW-SE des Bétiques externes depuis les zones internes (domaine d'Alboran) jusqu'au bassin d'avant-pays du Guadalquivir (modifié d'après Platt *et al.*, 2003a).

I.2. Le domaine Maghrébin

Les unités externes du Rif se composent de trois grands domaines, nommés le Prérif, le Mésorif et l'Intrarif, des parties les plus externes aux parties les plus internes de la chaîne (Figure II-1 ; Chalouan *et al.*, 2008). Ces unités, structuralement superposées, sont composées de roches sédimentaires s'étalant du Trias au Néogène. D'une manière générale, les unités du Rif externe ont subi une histoire tectonique similaire à celle des zones externes des Bétiques. Elles ont été plissées, décollées et charriées sur le socle africain, formant ainsi une série de nappes allochtones. Le bassin d'avant-pays du Gharb, situé au sud-ouest des chevauchements frontaux, représente l'équivalent du bassin du Guadalquivir en Espagne (Figure II-3 ; Chalouan et Michard, 2004). Les chevauchements, majoritairement à vergence sud - sud-ouest, s'enracinent dans les séries triasiques composées d'évaporites et furent interprétés comme le résultat d'une tectonique de couverture (Figure II-3A ; Platt *et al.*, 2003a). Il doit être noté que, plus récemment, les travaux de Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte (2006) ont réinterprété le style tectonique impliquant une part de tectonique de socle (*thick-skinned*) à la suite d'observations de terrain montrant l'implication de blocs continentaux provenant du substratum dans le Mésorif.

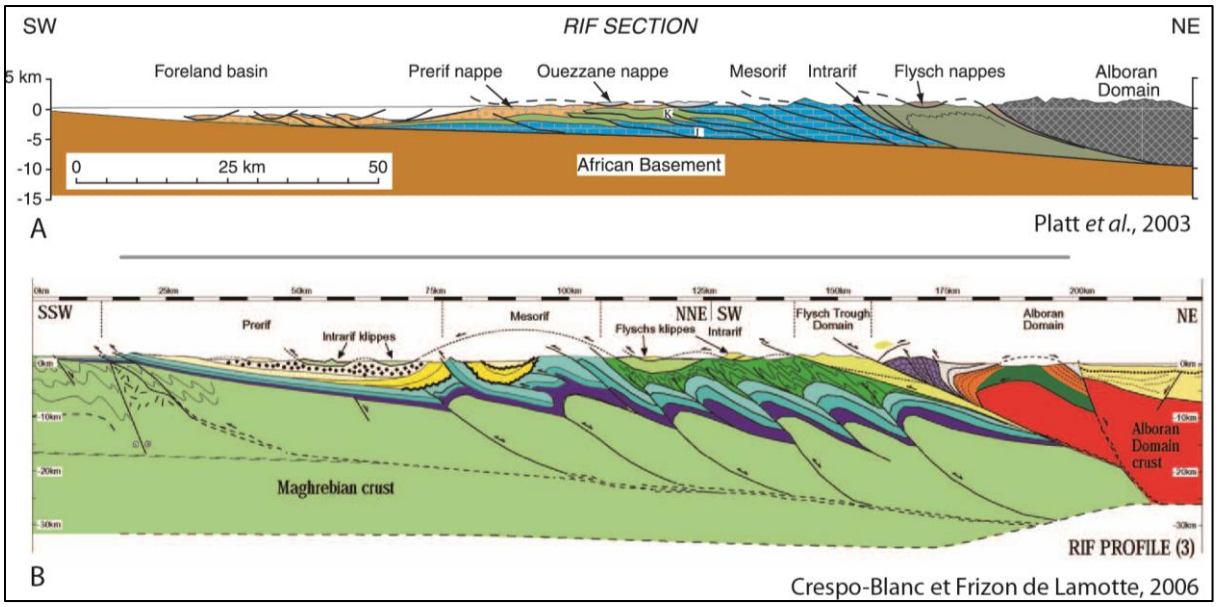


Figure II-3 : Comparaison du style structural affectant les zones externes du Rif le long d'une coupe SW-NE du Rif (voir localisation sur Figure II-1) depuis les zones internes (domaine d'Alboran) jusqu'au bassin d'avant-pays du Rharb (A : Platt *et al.*, 2003a ; B : Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006).

L'histoire et la géométrie des zones externes du Rif sont très similaires avec dans ce cas, une série sédimentaire trois fois plus épaisse. Dans leur partie orientale, les unités dites de Ketama, sont caractérisées par un métamorphisme crétacé de bas-grade dans le faciès des schistes verts (Andrieux *et al.*, 1971 ; Azdimoussa *et al.*, 1998).

II. Les bassins d'avant-pays

Au front de la chaîne Bétiques-Rif se sont développés deux bassins d'avant-pays durant le Miocène : le bassin du Guadalquivir côté espagnol et le bassin du Gharb côté marocain (Figure II-1). Le bassin du Guadalquivir se développe entre le socle hercynien sud-ibérique et les Bétiques externes décrites précédemment. Les dépôts Néogènes sont d'abord représentés par une calcarénite de plateforme d'âge Langhien supérieur-Serravallien inférieur (Sanz de Galdeano et Véra, 1992; Berástegui *et al.*, 1998 ; Fernandez *et al.*, 1998; Garcia-Castellanos *et al.*, 2002). Les séquences supérieures se composent de formations marines du Tortonien au Pliocène supérieur, moment où le bassin émerge (Iribarren *et al.*, 2009). Dans la partie sud du bassin, les zones internes des Bétiques recouvrent en partie le bassin à la faveur de chevauchements (Fernandez *et al.*, 1998).

La subsidence dans le bassin du Gharb (ou Rharb) aurait débuté au Miocène inférieur, probablement à l'Aquitanien (Iribarren *et al.*, 2009). La sédimentation du Miocène

moyen à supérieur est équivalente à celle du bassin du Guadalquivir, en termes d'environnement de dépôt et d'âge (Iribarren *et al.*, 2009).

III. Les flyschs

A l'échelle de la marge sud-méditerranéenne, les unités de flysch affleurent le long du front de déformation des chaînes alpines (Figure II-4). A l'échelle d'Alboran, ces unités affleurent pour la majeure partie dans la partie occidentale de l'arc de Gibraltar (Figure II-1). Les flychs s'étendent du nord de Malaga, dans les Cordillières Bétiques, jusqu'au sud-est de la ville d'Al Hoceima pour ce qui concerne le Rif (Figure II-1). En Alboran, ces unités sont structuralement comprises entre les unités externes des paléo-marges téthysiennes et les unités internes qui seront décrites par la suite (Figure II-3).

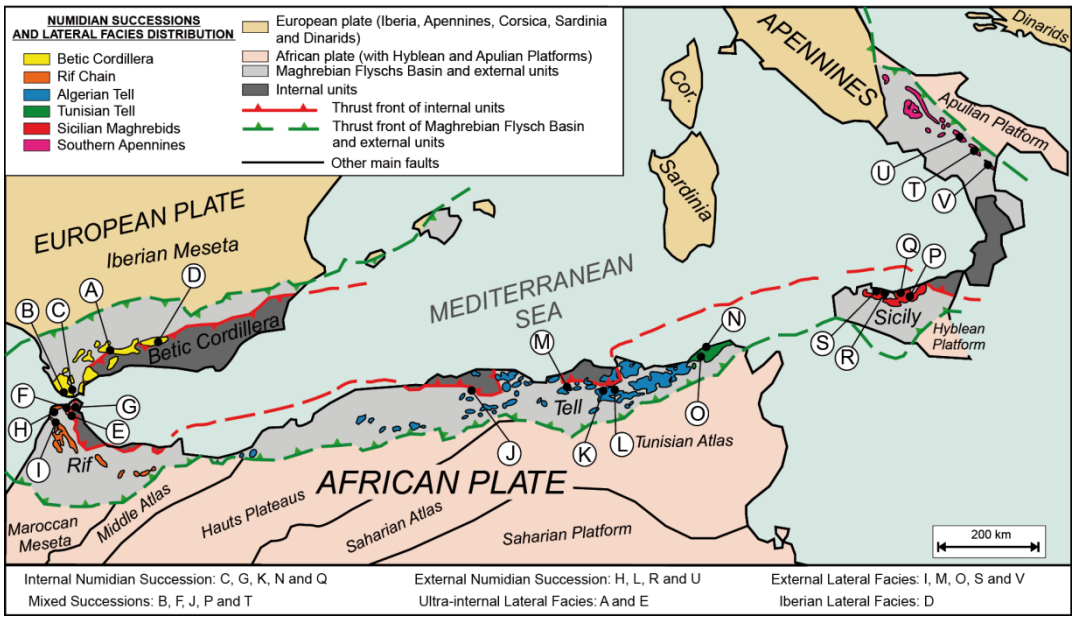


Figure II-4 : Distribution spatiale des unités de flysch (d'après Guerrera *et al.*, 2012).

Les nappes de flyschs ont été charriées sur des unités externes au Miocène inférieur, et plus précisément au Burdigalien supérieur – Langhien (Bourgois, 1978 ; Sanz de Galdeano et Véra, 1992; Crespo-Blanc et Campos, 2001). Ces unités sont principalement composées de turbidites et d'hémipélagites contenant plusieurs niveaux de radiolarites d'âge Crétacé supérieur et Miocène inférieur (Sanz de Galdeano et Vera, 1992). Ils témoignent d'un dépôt en domaine continental aminci à océanique profond (Durand-Delga, 2000 ; Guerrera *et al.*, 2005).

IV. Les Zones Internes

Les zones internes de l'arc Bétiques-Rif, ou domaine d'Alboran (Balanyá et García-Dueñas, 1987) sont composées de roches métamorphiques alpines affleurant sur le pourtour de la Mer d'Alboran et formant son substratum (Comas *et al.*, 1999).

Dans les Cordillères bétiques, les zones internes sont constituées par un empilement d'unités tectoniques que l'on regroupe en trois grands complexes. Ces complexes sont différenciés en fonction de leur lithologie, de leur degré de métamorphisme ainsi que de leur position structurale (Egeler et Simon, 1969 ; Torres-Roldán, 1979). Les zones internes des Cordillères bétiques possèdent la succession la plus complète à l'échelle de tout le domaine. On y distingue ainsi de bas en haut les complexes Névado-Filabride, Alpujarride et Malaguide. Les zones internes du Rif sont constituées des complexes Sebtide et Ghomaride, respectivement équivalents des complexes Alpujarride et Malaguide (Fig. II-1).

Ces trois différents complexes seront succinctement décrits en descendant dans la série, en raison de leur succession stratigraphique et de leur évolution tectonique et métamorphique durant l'orogenèse alpine. Nous nous intéresserons plus particulièrement à leur histoire miocène.

IV.1. Le complexe Malaguide-Ghomaride et la Dorsale calcaire

- **Stratigraphie**

Le complexe Malaguide-Ghomaride, occupant la position structurale supérieure du domaine d'Alboran, affleure dans la partie ouest des Cordillères bétiques et le long de la limite entre les zones internes et externes (Vissers *et al.*, 1995). Il affleure également tout le long du Rif, depuis le nord de Ceuta jusqu'au sud du massif de Beni Bousera.

La succession stratigraphique du complexe Malaguide-Ghomaride se compose, de la base au sommet, de schistes et grauwackes paléozoïques, puis d'une série principalement mésozoïque contenant des conglomérats rouges et quartzites, des carbonates et des évaporites triasiques, qui se termine par une série gréseuse datant du Crétacé (Lonergan, 1991 ; Chalouan *et al.*, 2008).

La Dorsale calcaire, associée au domaine d'Alboran, est structuralement comprise entre le complexe Malaguide-Ghomaride et les unités de flysch (Michard *et al.*, 2002 ; Chalouan *et al.*, 2008). Elle affleure principalement dans la partie occidentale des Bétiques ainsi que dans le Rif (Fig. II-1). La Dorsale calcaire est composée de sédiments carbonatés d'âge triasique à néogène. Son association structurale avec le domaine d'Alboran (Fig. II-3B) tend à démontrer que ces sédiments représentent la couverture d'une séquence paléozoïque (Didon *et al.*, 1973 ; Chalouan *et al.*, 2008).

- **Structure et métamorphisme**

A la base du complexe Malaguide-Ghomaride, les sédiments paléozoïques sont affectés par un métamorphisme varisque de bas grade dans le faciès des schistes verts (Chalouan et Michard, 1990 ; Chalouan *et al.*, 2008). Les séquences mésozoïque et cénozoïque sont, quant à elles, très peu voire non métamorphiques (Nieto *et al.*, 1994 ; Lonergan et Platt, 1995).

Il existe toutefois un épisode thermique, contemporain de l'orogenèse alpine, caractérisé par une remise à zéro des géothermomètres K^{40}/Ar^{40} et Ar^{40}/Ar^{39} d'âge miocène à la base du complexe Malaguide-Ghomaride (Chalouan et Michard, 1990 ; Platt *et al.*, 2003b). Compte tenu de sa position superficielle durant l'orogenèse, la Dorsale calcaire n'a jamais été affectée par un épisode métamorphique.

Le complexe Malaguide-Ghomaride est séparé des complexes Alpujarride-Sebtide par un contact structural à faible pendage qui fut préalablement décrit comme un contact chevauchant (Egeler et Simon, 1969). Depuis la fin des années 80, ce contact est interprété comme un détachement extensif (Fig. II-5 ; Platt, 1986 ; Aldaya *et al.*, 1991 ; Garcia-Dueñas *et al.*, 1992 ; Lonergan et Platt, 1995 ; Balanyá *et al.*, 1997 ; Booth-Rea *et al.*, 2004a).

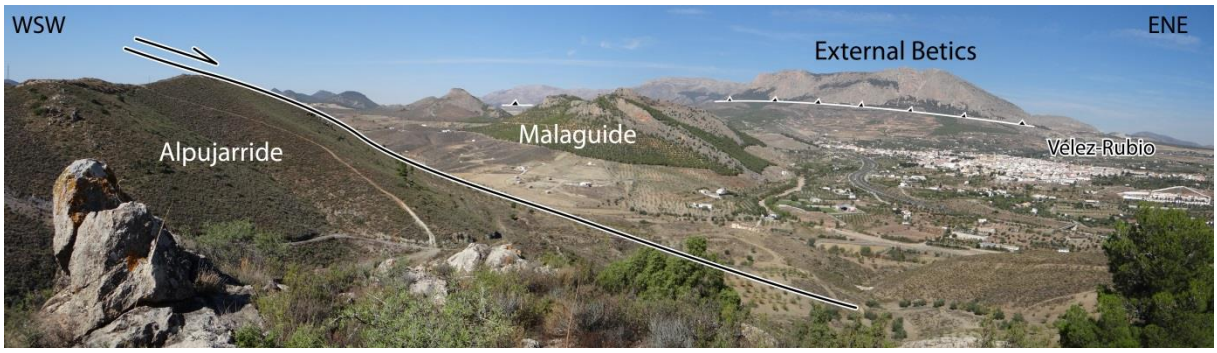


Figure II-5 : Panorama de la région de Velez- Rubio montrant les relations géométriques entre le complexe Alpujarride (au premier plan), le complexe Malaguide (au second plan) et les Bétiques externes (à l'arrière-plan). Les zones externes (Prébétiques) chevauchent à la faveur d'un rétro-chevauchement le complexe Malaguide. Les unités du complexe Malaguide sont limitées à leur base par une zone de cisaillement extensive.

IV.2. Le complexe Alpujarride-Sebtide

Le complexe Alpujarride-Sebtide affleure largement dans les Cordillères bétiques ainsi que dans le Rif, et constitue la majeure partie du substratum du domaine d'Alboran. Deux grands massifs de péridotites, Ronda en Espagne et Beni Bousera au Maroc, se trouvent au sein de ce complexe (Fig. II-1, II-6, II-7).

- **Stratigraphie**

La subdivision du complexe Alpujarride (un terme défini par Egeler et Simon, 1969) est basée sur des critères stratigraphiques, métamorphiques mais également sur la position structurale des unités (Aldaya *et al.*, 1979, 1991 ; Tubía *et al.*, 1992). Les unités formant le complexe Alpujarride sont depuis ces travaux classiquement divisées en cinq sous-unités, composées d'une succession stratigraphique assez similaire malgré certaines variations d'épaisseur d'une unité à l'autre (Azañón *et al.*, 1994).

La base de la séquence se compose de schistes graphiteux paléozoïques, avec des passées gréseuses, surmontant localement des gneiss migmatitiques (Zeck *et al.*, 1989). Superposée à des conglomérats clairs attribués au Permien, une formation composée de schistes et quartzites, et quelques rares interlits carbonatés, est attribuée au Permo-Trias. Une série de marbres et dolomies, datée du Trias moyen et supérieur, coiffe le toit de chaque sous-unité du complexe Alpujarride. La séquence composant le complexe Sebtide dans le Rif est tout à fait similaire à celle qui est décrite dans le complexe Alpujarride côté espagnol. Les différentes unités composant le complexe Alpujarride dans les Cordillères

bétiques sont aujourd'hui séparées par des contacts structuraux à faible pendage décrits comme des détachements extensifs (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Garcia- Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1994 ; Crespo-Blanc, 1995 ; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Azañón et Crespo-Blanc, 2000 ; Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

- **Structure et métamorphisme**

L'histoire métamorphique des unités du complexe Alpujarride-Sebtide est assez cmpliquée et comporte, selon les auteurs, jusqu'à cinq épisodes de déformation différents (D1 à D5), parfois accompagnés de métamorphisme (voire synthèse dans Augier, 2004). D'une manière générale, le complexe Alpujarride-Sebtide se caractérise par des assemblages minéralogiques de HP/BT typiques du faciès des schistes bleus (Goffé *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Azañón *et al.*, 1994, 1997, 1998; Balanyá *et al.*, 1997 ; Azañón et Crespo-Blanc, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2003) voire des éclogites dans le complexe Sebtide dans le Rif interne (Kornprobst *et al.*, 1990 ; Chalouan *et al.*, 2001). Cet événement de haute pression, daté de l'Eocène (Platt *et al.*, 2005), est suivi d'une décompression isotherme rapide, synonyme d'amincissement crustal, impliquant la plupart du temps une rétromorphose des assemblages de haute pression (Monié *et al.*, 1994; Azañón et Crespo-Blanc, 2000). Il faut cependant noter que certaines unités enregistrèrent un événement thermique durant l'exhumation (Platt *et al.*, 1998; Soto et Platt, 1999).

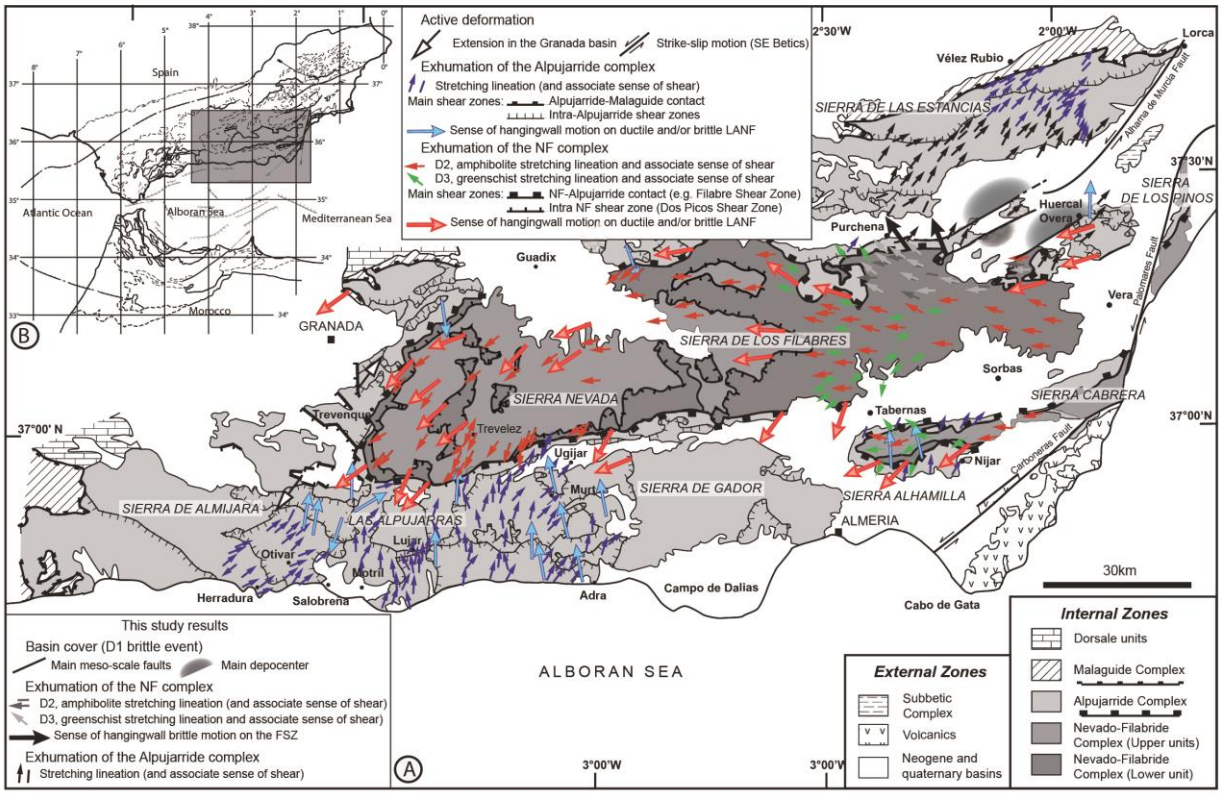


Figure II-6 : Carte tectonique de la partie sud-est des Zones Internes des Cordillères bétiques indiquant (A) les principaux contacts tectoniques comme la zone de cisaillement des Filabres (FSZ) ainsi que les deux directions de linéation associées aux épisodes d'amincissement crustal de la chaîne (CF : Faille de Carboneras, PF : Faille de Palomares et AMF : Faille de Alhama de Murcia) (B) Localisation des Zones Internes des Cordillères bétiques au sein de l'arc de Gibraltar (modifiée d'après García-Dueñas *et al.*, 1992 ; Jabaloy *et al.*, 1993 ; Simancas et Campos, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez et Azañon, 1997 ; Martínez-Martínez *et al.*, 2002 ; Augier, 2004; Augier *et al.*, 2005b ; Negro, 2005; Rossetti *et al.*, 2005; Platzman & Platt, 2005; Booth-Rea *et al.*,2005).

La partie finale de l'amincissement crustal résulte de la succession de deux épisodes extensifs quasiment orthogonaux. Le premier système extensif est d'âge burdigalien-langhien et montre un transport vers le Nord de l'ensemble des unités du complexe Alpujarride (Fig. II-6, II-7 ; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995 ; Azañón et Crespo Blanc, 2000 ; Chalouan *et al.*, 2008). Le second, dit des Filabres d'âge serravallien (Garcia-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002), se situe à la base du complexe Alpujarride et montre un transport vers l'Ouest - Sud-Ouest de l'ensemble des unités du complexe Névado-Filabride. Enfin, au Tortonien supérieur, le complexe Alpujarride, tout comme le complexe Névado-Filabride, fut soumis à une déformation compressive toujours active à l'heure actuelle.

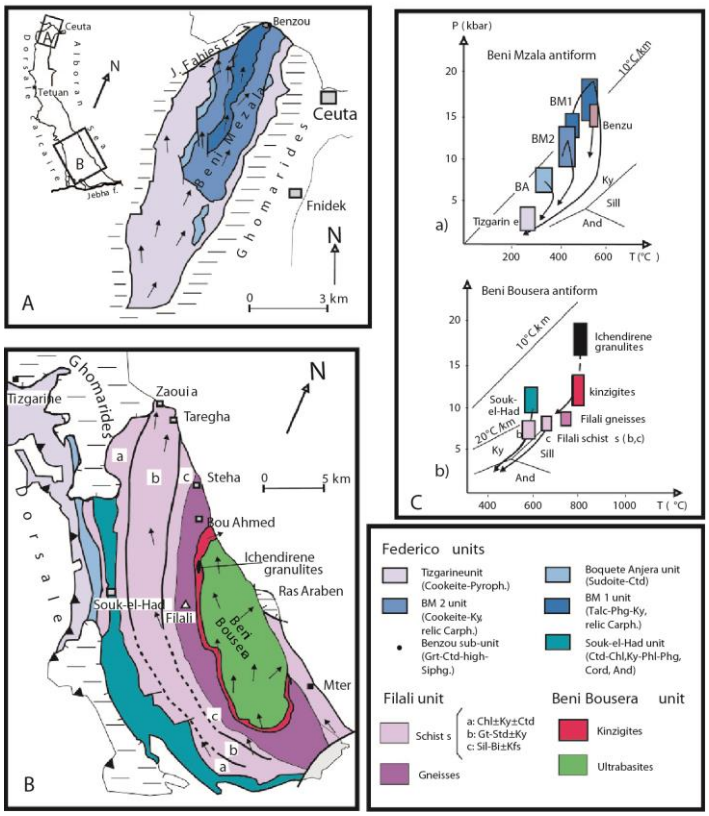


Figure II-7 : Carte des structures observées dans les antiformes de Beni Mezala (A) et Beni Bousera (B) ; ainsi que les trajets P-T-t suivis par les unités du complexe Sebtide (Rif, Maroc) (Chalouan *et al.*, 2008 ; d'après les travaux originaux Bouybaouene, 1993 ; Saddiqi, 1995 ; Michard *et al.*, 1997, 2006, et Negro *et al.*, 2006).

- **Les massifs de péridotites**

Le complexe Alpujarride-Sebtide se compose de plusieurs massifs de péridotites dont les deux plus étendus sont ceux de Ronda en Espagne et le massif de Beni Bousera au Maroc (Fig. II-1). Du point de vue structural, ces unités de manteau lithosphérique continental sont intercalées dans le complexe Alpujarride-Sebtide (Tubía *et al.*, 1992 ; Balanyá *et al.*, 1997 ; Sanchez Gomez *et al.*, 2002).

Dans le Rif, comme dans les Bétiques, les massifs de péridotites sont localisés à la base des unités Alpujarride-Sebtide (Sanchez-Gomez *et al.*, 2002). Ils furent interprétés comme des « diapirs asthénosphériques », responsables du métamorphisme dans les unités encaissantes du Miocène (Platt et Vissers, 1989 ; Montel *et al.*, 2000). Cependant, le métamorphisme HP/BT mis en évidence dans les unités encaissantes rend cette explication difficilement tenable (Vissers *et al.*, 1995 ; Azañón et Crespo-Blanc, 2000).

Grâce notamment aux données gravimétriques (Torné *et al.*, 1992) et géologiques (Tubía *et al.*, 1992 ; Balanyá *et al.*, 1997 ; Sanchez Gomez *et al.*, 2002), ces unités

mantelliques ne possédant pas de « racine » sont désormais interprétées comme de larges écailles tectoniques inclues dans le complexe Alpujarride-Sebtide. Ces unités se seraient mises en place entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (25 et 20 Ma : Blitchert-Toft *et al.*, 1999). Notons toutefois que des datations U-Pb sur zircon et monazite montrent un héritage mésozoïque (Montel *et al.*, 2000 ; Sánchez-Rodríguez et Gebauer, 2000). A partir de ces nouvelles observations, nombre d'auteurs ont interprété la mise en place des massifs de péridotites comme résultant des processus de subduction, alors qu'ils étaient en partie exhumés en base de croûte pendant la distension téthysienne (Michard *et al.*, 1991; Van der Wal et Vissers, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Chalouan et Michard, 2004). Dernièrement, des études structurales et thermo-barométriques tendent à expliquer la mise en place des massifs de péridotites comme résultant du *rifting* oligo-miocène (Afiri *et al.*, 2011; Garrido *et al.*, 2011). D'après Afiri *et al.* (2011), les péridotites de Beni Bousera sont séparées des unités Sebtide par une zone de cisaillement extensive d'échelle lithosphérique, permettant l'exhumation de ces corps d'origine mantellique au Miocène (Fig. II-8). Des zones de cisaillement extensives identiques ont également été décrites dans la Sierra Blanca et le massif de Ronda (Balanyá *et al.* 1997; Argles *et al.* 1999 ; Orozco *et al.*, 2012).

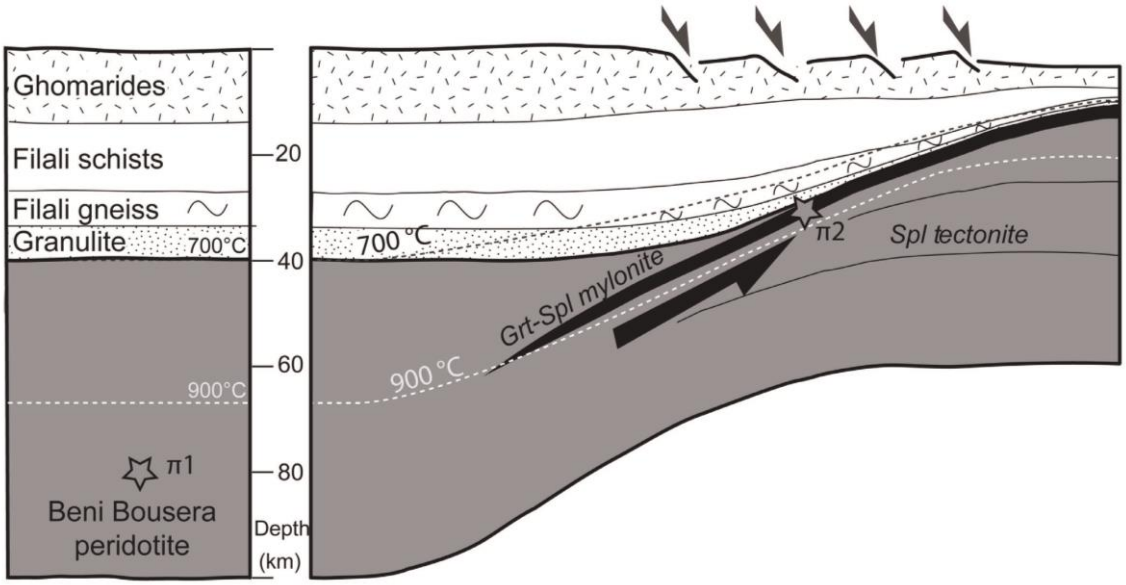


Figure II-8 : Modèle d'exhumation des péridotites et des unités supérieures à la faveur d'une zone de cisaillement extensive d'échelle lithosphérique (Afiri *et al.*, 2011).

IV.3. Le complexe Névado-Filabride

Le complexe Névado-Filabride, défini par Egeler et Simon (1969), occupe la position structurale la plus basse des zones internes et n'affleure que dans la partie orientale des Cordillères bétiques (Fig. II-6).

- **Stratigraphie**

La succession lithostratigraphique du complexe Névado-Filabrides se subdivise en trois sous-unités (García-Dueñas *et al.*, 1988; De Jong, 1991; Vissers *et al.*, 1995 ; Martinez-Martinez *et al.*, 2002) dénommées de bas en haut : l'unité de Ragua, l'unité de Calar Alto et l'unité de Bédar-Macael, montrant des épaisseurs structurales respectives de 4000, 4500 et 600m (Garcia-Dueñas *et al.*, 1988). Ces trois unités sont composées d'une succession lithostratigraphique relativement similaire avec, de bas en haut, une série de schistes sombres graphiteux d'âge paléozoïque contenant des passées gréseuses et quelques rares niveaux carbonatés, puis une série de schistes clairs et de méta-pélites d'âge permo-triasique surmontée d'une formation carbonatée constituée de marbres et dolomies triasiques (De Jong et Bakker, 1991) dont la partie supérieure contient une microfaune d'âge crétacé (Tendero *et al.*, 1993). Le sommet de cette succession stratigraphique est plus hétérogène et contient souvent des inclusions (olistolithes ?) granitiques permiennes (De Jong, 1991 ; Monié *et al.*, 1991) et des fragments de métabasites jurassiques (Hebeda *et al.*, 1980 ; Puga *et al.*, 2002, 2011). Ces roches basiques sont interprétées comme des reliques d'une paléo-lithosphère océanique téthysienne (Bodinier *et al.*, 1987; Puga *et al.*, 1999 ; Guerrera *et al.*, 2005) ou de croûte de transition (Michard *et al.*, 2002).

- **Structure et métamorphisme**

Les trois unités composant le complexe Névado-Filabrides ont toutes été affectées par un métamorphisme lors de l'orogenèse alpine, mais révèlent des conditions de pression et de température assez différentes en fonction de leur position structurale.

Les unités de Calar Alto et de Bédar-Macael sont caractérisées par un métamorphisme de type HP/BT, appelé l'événement Méso-Alpin (Puga *et al.*, 2002). Les paragenèses de type HP/BT contiennent des assemblages à omphacite-grenat dans le faciès des éclogites et à glaucophane dans le faciès des schistes bleus (Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Morten *et al.*, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Puga *et al.*, 1999; Lopez Sanchez-Viscaino *et al.*, 2001). L'âge de l'épisode HP/BT est aujourd'hui toujours discuté et varient selon les auteurs entre l'Eocène-Oligocène (Fig. II-9 ; Monié *et al.*, 1991 ; Puga *et al.*,

2002 ; Augier *et al.*, 2005a) et le Miocène (Lopez Sanchez-Viscaino *et al.*, 2001). Cet événement est suivi par une rétromorphose dans le faciès des amphibolites et des schistes verts, à la faveur d'une décompression isotherme (Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989). Les âges radiométriques Ar/Ar sur phengite témoignent d'une rétromorphose dans le faciès des schites verts au cours du Miocène (Fig. II-9 ; Aquitanien à Serravallien). La fin de l'exhumation, en condition cassante, est contrainte par l'ensemble des résultats d'analyses de traces de fissions sur zircon et apatite montrant une exhumation du Serravallien terminal au Tortonien (Jonhson *et al.*, 1997 ; Platt *et al.*, 2005). Des analyses U-Th/He sur apatite sont venues confirmer l'exhumation et la mise à l'érosion du complexe Névado-Filabride lors du Miocène supérieur avec des âges compris entre 15,2 ± 0,8 Ma sur la partie est de la Sierra de Los Filabres et 6,2 ± 0,4 Ma dans la partie occidentale de la Sierra Nevada (Vázquez *et al.*, 2011).

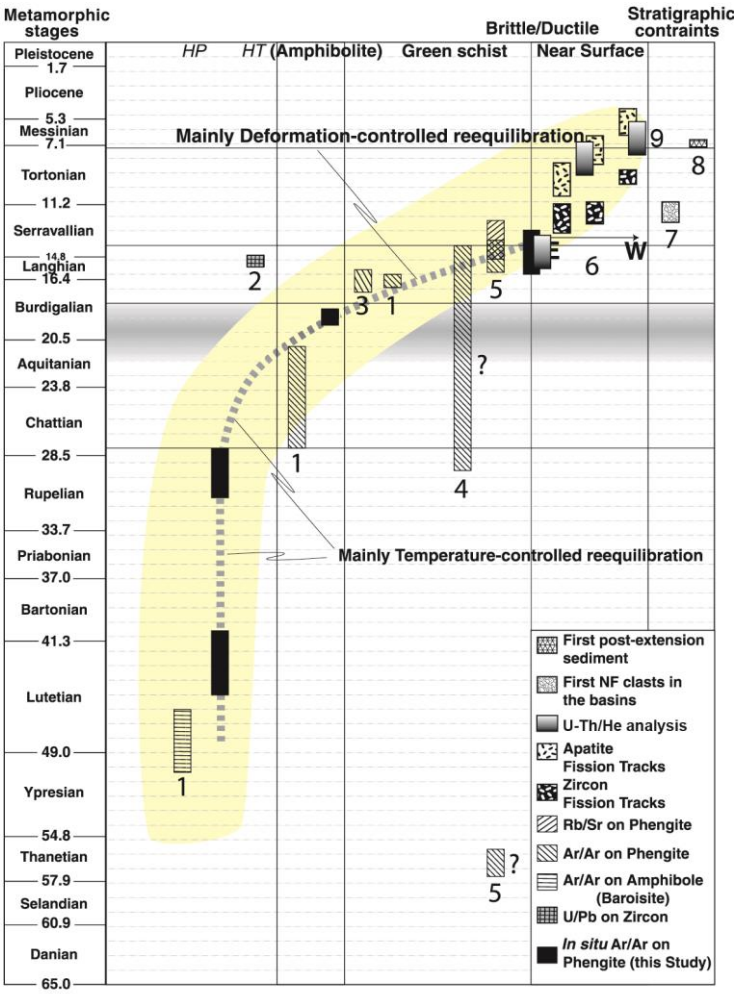


Figure II-9 : Synthèse des âges radiométriques sur le complexe Névado-Filabride modifiée d'après Augier *et al.* (2005a). D'après les travaux originaux de : (1) Monié *et al.* (1991), (2) López Sánchez-Vizcaíno *et al.* (2001), (3) Platt *et al.* (2005), (4) De Jong *et al.* (1992), (5) Andriessen *et al.* (1991), (6) Johnson *et al.* (1997), (7) Montenat & Ott d'Estevou (1990); Briend *et al.* (1990); Mora (1993); Vissers *et al.* (1995);

Montenat et Ott d'Estevou (1999); Poisson *et al.* (1999), (8) Weijermars *et al.* (1985), (9) Vázquez *et al.* (2011).

V. *Le magmatisme trans-Alboran*

L'évolution géodynamique du domaine d'Alboran s'est accompagnée depuis l'Eocène d'une importante activité magmatique liée au mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie. Deux grandes époques magmatiques distinctes sont classiquement différenciées : un magmatisme précoce s'étendant grossièrement de l'Eocène au Miocène inférieur, un second plus tardif du Miocène moyen au Pliocène et Quaternaire (Figure II-10).

De l'Eocène à l'Oligocène, la magmatisme est représenté par un champ plutonique de dykes mis en place entre 38-30 Ma, localisés dans la province de Malaga (Torrès-Roldan *et al.*, 1986 ; Turner *et al.*, 1999 ; Duggen *et al.*, 2004). La mise en place de ces dykes et leur géochimie tholéiitique semblent indiquer l'influence d'une extension continentale associée à la subduction (Stade 1, Figure II-10). Au Miocène inférieur, des âges radiométriques s'étendant 20 à 17 Ma au sein des dykes, relatent un événement thermique (anatexie crustale) ayant remis à zéro le système K-Ar (Zeck *et al.*, 1989 ; Monié *et al.*, 1994 ; Platt *et al.*, 2003b ; Duggen *et al.*, 2004). Cet événement thermique est lié à la mise ne place des nappes métamorphiques (Duggen *et al.*, 2004). Durant cet événement thermique apparaissent également des roches plutoniques de type dacite ou leucogranite provenant de la fusion crustale lors du pic thermal du métamorphisme de nappes à *ca*. 21 Ma (Stade 2, Figure II-10 ; Zeck *et al.*, 1989).

L'apogée du magmatisme en Alboran intervient durant le Miocène moyen à supérieur (Stade 3, Figure II-10). Depuis le Miocène moyen, le volcanisme de la marge nord-africaine migre de l'Est (Tunisie-Algérie) vers l'Ouest et le domaine d'Alboran (Maury *et al.*, 2000). A travers le domaine d'Alboran, le magmatisme est pour l'essentiel constitué d'andésites et de rhyolites caractérisées par des géochimies calco-alcaline typiques des zones de subduction (Duggen *et al.*, 2003, 2004 ; Lustrino *et al.*, 2011). Dans le détail, une certaine évolution chimique existe entre des magmas calco-alcalins *sensu stricto* passant progressivement à des magmas calco-alcalins potassiques puis ultra-potassiques (shoshonitiques) (synthèse dans Duggen *et al.*, 2008). Depuis le Miocène supérieur, on retrouve des compositions plus transitionnelles composées de basaltes alcalins et calco-alcalins (Stade 4, Figure II-10).

Cette évolution géographique et géochimique des magmas en Alboran conforte l'hypothèse du retrait de la zone de subduction téthysienne dans un espace restreint (Maury *et al.*, 2000 ; Duggen *et al.*, 2003, 2004, 2005 ; Lustrino *et al.*, 2011). Au Miocène supérieur

et au Pliocène, la présence de magmas provenant de matériel mantellique continental (Duggen *et al.*, 2005) est en accord avec une délamination lithosphérique tardive (Duggen *et al.*, 2005 ; Pérouse *et al.*, 2010 ; Mancilla *et al.*, 2013).

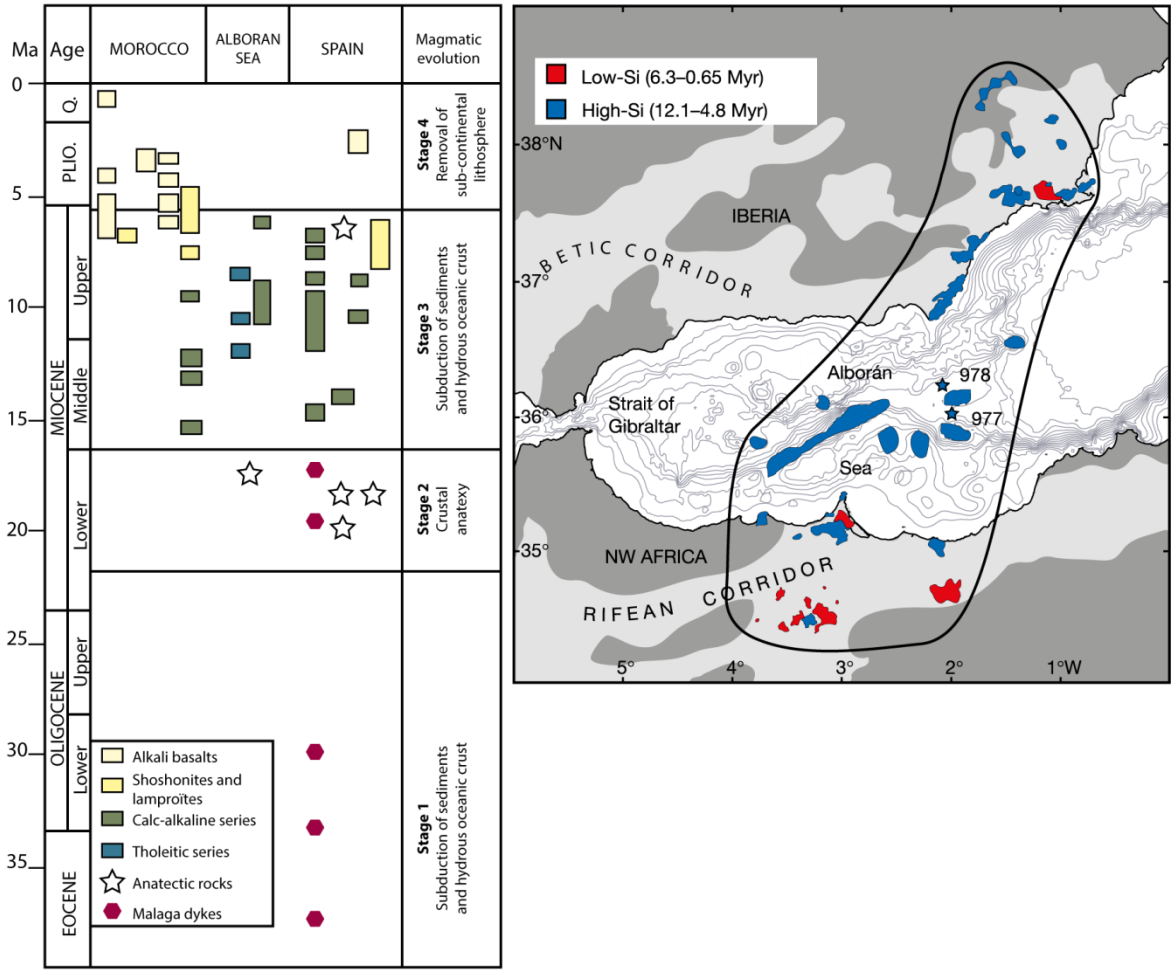


Figure II-10 : A gauche : Diagramme chronologique des différents événements volcaniques depuis l'Eocène (modifié d'après Duggen *et al.*, 2003, 2004). A droite : carte de répartition des principaux événements volcaniques depuis le Miocène au sein du domaine d'Alboran (Duggen *et al.*, 2003).

VI. Les structures majeures fractionnant la zone d'étude

Le domaine d'Alboran est traversé et recoupé par un ensemble de grandes structures d'échelle crustale voire lithosphérique ayant plus ou moins accommodé son évolution tectonique et sédimentaire. Il s'agit notamment des failles de Nekor et de Jebha sur la marge marocaine, des failles de Palomares-Carboneras-Serrata sur la marge espagnole, l'alignement de la Ride d'Alboran et des bancs de Tofiño-Xauen, la faille d'Al-Idrisi ainsi que la ride de Yusuf pour ce qui concerne la Mer d'Alboran (Figure II-11).

Depuis l'Espagne, la prolongation des failles de Palomares-Carboneras-Serrata avec la ride d'Alboran représente un grand axe orienté NE-SW interprété par De Larouzière *et al.* (1988) comme la « *Trans-Alboran shear zone* ». La déformation le long de cette longue zone de cisaillement commença au Miocène supérieur (De Larouzière *et al.*, 1988 ; Ott d'Estevou *et al.*, 1990 ; Boorsma, 1992 ; Estrada *et al.*, 1997 ; Montenat et Ott d'Estevou, 1999 ; Krautworst et Brachert, 2003 ; Booth-Rea *et al.*, 2004). La faille de Carboneras-Serrata se prolonge en Mer d'Alboran jusqu'au plateau de Djibouti (Comas *et al.*, 1992 ; Estrada *et al.*, 1997 ; Ballesteros *et al.*, 2008 ; Muñoz *et al.*, 2008 ; Martínez-García *et al.*, 2011). La Ride d'Alboran, structure compressive liée à la convergence Afrique-Europe, se prolonge vers le Sud jusqu'au banc de Xauen (B.X. ; Figure II-11) et la Ride Sud-Alboran (R.S.A. ; Figure II-11). La ride d'Alboran est une faille décrochante à composante senestre (Bourgois *et al.*, 1992 ; Campillo *et al.*, 1992 ; Martínez-García *et al.*, 2011) et se connecte dans sa partie nord à la faille de Yusuf, une faille décrochante à composante dextre (Alvarez-Marrón, 1999 ; Martínez-García *et al.*, 2011). Ces deux failles décrochantes délimitent actuellement le « poinçonnement » de la plaque Afrique sur la plaque Europe, manifestation tardive de l'intense inversion subie par le domaine d'Alboran depuis le Miocène supérieur. La prolongation vers le Sud de la Ride d'Alboran se faits par la Ride Sud-Alboran et les bancs de Tofiño et de Xauen (Figure II-11). Ces deux bancs sont fait de plis d'orientation E-W à NE-SW (Chalouan *et al.*, 1997, 2008) et sont associés en profondeur à des chevauchements affectant des sédiments du Miocène inférieur à moyen (Bourgois *et al.*, 1992 ; Chalouan *et al.*, 1997).

Sur la marge marocaine, l'expulsion du domaine d'Alboran vers le SW au cours du Miocène s'est effectuée le long de plusieurs failles décrochantes senestres orientées SW-NE (Chalouan *et al.*, 2006). Deux failles majeures, la faille d'El Jehba et la faille de Nekor, représentent les deux plus grandes structures (Figure II-11). La faille de Nekor sépare les unités de Ketama à l'Ouest de l'unité de Temsamane à l'Est (Frizon de Lamotte, 1987). L'activité décrochante le long de l'accident de Nekor s'est produite au Miocène supérieur (Leblanc et olivier, 1984 ; Frizon de Lamotte, 1987 ; Negro *et al.*, 2007 ; Booth-Rea *et al.*, 2012). La faille d'El Jebha est en position de rampe latérale accommodant la déformation au front du Rif occidental (Leblanc et olivier, 1984 ; Chalouan *et al.*, 2006, 2008 ; Benmakhlouf *et al.*, 2012). Le fonctionnement de cette rampe s'est déroulé de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen, durant le charriage des unités internes et la formation du bassin d'Alboran (Chalouan *et al.*, 2006, 2008 ; Benmakhlouf *et al.*, 2012). En réponse à la convergence Afrique-Eurasie au Miocène supérieur, cette faille s'est localement inversée en faille décrochante dextre (Benmakhlouf *et al.*, 2012).

La prolongation en mer des failles d'El Jebha et de Nekor reste mal connue. Si la majorité des auteurs relient le mouvement décrochant senestre de la faille d'El Jebha aux structures transpressives du banc de Xauen (Campillo *et al.*, 1992 ; Maldonado *et al.*, 1992 ; Michard *et al.*, 2002 ; Chalouan *et al.*, 2006, 2008 ; Benmakhlouf *et al.*, 2012), la cartographie des structures à l'aide des profils de sismiques réflexion ne permet pas clairement d'en reconnaître la prolongation (Bourgois *et al.*, 1992 ; Chalouan *et al.*, 1997 ; Ammar *et al.*, 2007). L'accident de Nekor semble quant à lui pouvoir se prolonger en mer, le long de failles normales à vergence sud-est (Ammar *et al.*, 2007 ; Figure II-11).

VII. Les bassins sédimentaires

Toutes les unités décrites précédemment sont recouvertes par des bassins sédimentaires (Fig. II-1) dont les mécanismes d'ouverture sont toujours discutés. Les zones internes sont parsemées de nombreux petits bassins sédimentaires majoritairement localisés sur le flanc nord du domaine, en Andalousie (Fig. II-1). En mer, grâce à de nombreuses campagnes d'acquisition de profils de sismique réflexion menées depuis plus de deux décennies, des bassins sédimentaires à la profondeur et au remplissage variables ont été mis en évidence. Ces bassins sédimentaires créés au cours du Miocène (Sanz de Galdeano et Vera, 1992 ; Comas *et al.*, 1999) seront décrits dans le Chapitre suivant (Chapitre III).

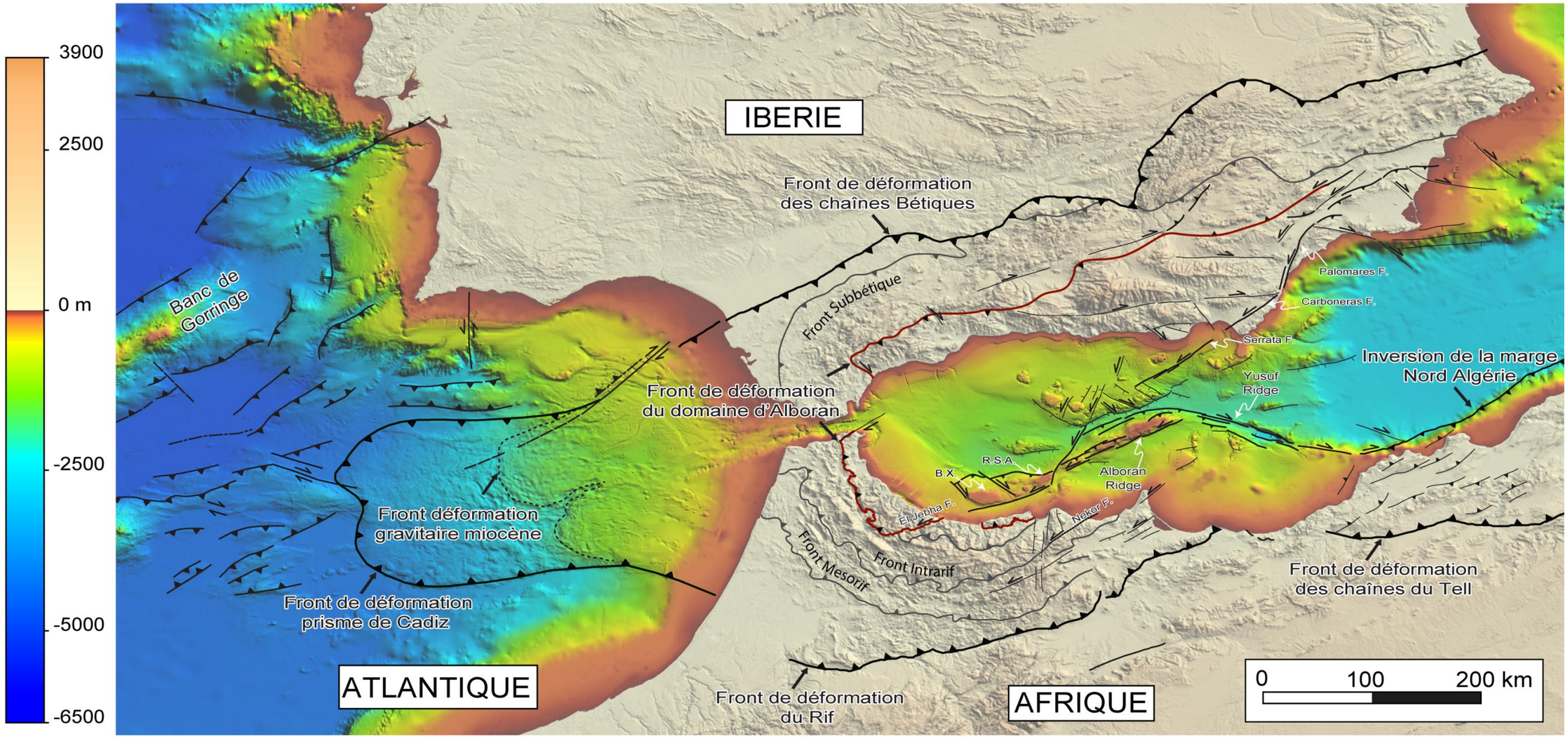
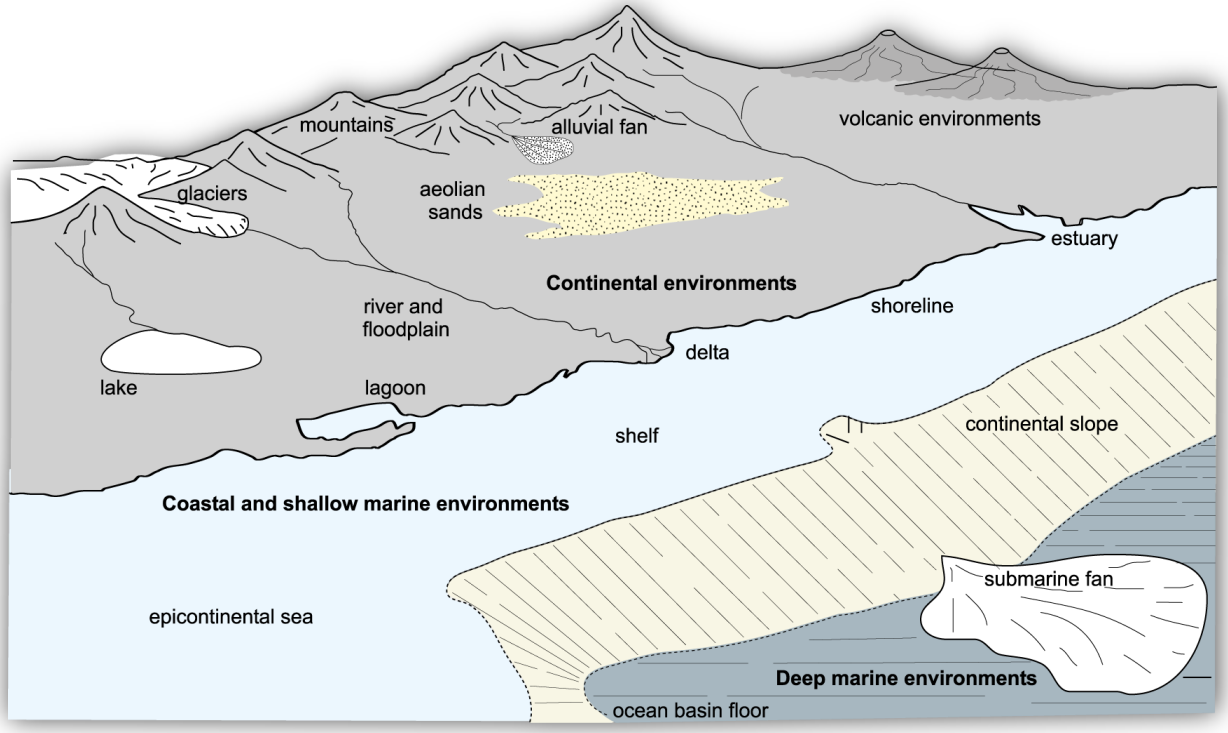


Figure II-11 : Carte tectonique de la terminaison la plus occidentale de l'orogène alpine. Cette carte a été réalisée en compilant les données de topo-bathymétrie SRTM (http://srtm.csi.cgiar.org/), AsterGDEM (http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/), la carte bathymétrique multifaisceaux SWIM (Zitellini *et al.*, 2009), la carte bathymétrique multifaisceaux réalisée par le Ministère de la pèche en Espagne (Muñoz *et al.*, 2008) et la compilation des dernières campagnes de sismique réflexion et bathymétrie multifaisceaux CONTOURIBER (Somoza *et al.*, 2012), MARLBORO-2 et EUROFLEET-SARAS (E. d'Acremont chef de mission).


mountains
alluvial fan
volcanic environments
glaciers
aeolian
sands
estuary
Continental environments
river and
floodplain
shoreline
delta
lake
lagoon
shelf
continental slope
Coastal and shallow marine environments
submarine fan
epicontinental sea
Deep marine environments
ocean basin floor

Les bassins sédimentaires sont des objets géologiques importants pour comprendre et affiner nos connaissances sur les processus de formation et d'évolution des structures crustales et lithosphériques. Leur structure et leur remplissage témoignent de l'histoire passée. C'est ainsi qu'au fil des années, une nomenclature raccordant le mode de genèse des bassins au contexte tectonique a vu le jour puis a évolué (Kingston *et al.*, 1983; Mitchell et Reading, 1986 ; Einsele, 2000 ; Ingersoll et Busby, 1995 ; Ingersoll, 2011). Ces différentes classifications permettent de différencier les bassins sédimentaires de telle sorte que le simple fait d'évoquer un type de bassin appelle immédiatement une certaine géométrie, une histoire thermique, une dynamique de remplissage ou la nature même du substratum. Cette classification reste toutefois très simple et ne tient pas compte de l'éventuelle complexité locale Selon une nomenclature récente, on dénombre jusqu'à trente-trois types de bassins sédimentaires différents (Ingersoll, 2011). Compte-tenu de la complexité du domaine d'Alboran, de la mise en place et de l'exhumation de ses zones internes, et de sa position générale en contexte d'arrière-arc, les bassins sédimentaires de la région ont tous été contrôlés par des phénomènes tectoniques de plus ou moins grande échelle. Le paragraphe suivant vise à faire un bref état des connaissances sur la typologie générale des bassins sédimentaires liés aux zones de subduction ainsi que sur ceux du domaine d'Alboran.

I. Les bassins sédimentaires et leur contexte tectonique : un état des lieux

I.1. Classification « tectonique » des bassins sédimentaires liés aux zones de subduction

Selon Einsele (2000), il est possible de différencier quatre principaux types de bassins sédimentaires liés aux zones de subduction : les fossés d'avant-arc (*Deep-sea trench*), les bassins d'avant-arc (*Forearc* ou *foredeep basins*), les bassins d'arrière-arc (*Backarc basins*) et les bassins inter-arc (*Interarc basin*) (Figure III-1). Ces bassins sont en grande partie conditionnés par la tectonique convergente au front de la subduction, la tectonique extensive à l'arrière de la subduction et la déformation au sein des chaînes associées.

Ainsi, les bassins d'avant-arc se forment-ils en contexte compressif, au-dessus du prisme d'accrétion et se localisent-ils entre le fossé d'avant-arc et le front de subduction. Ils sont soulignés par une croûte océanique, continentale ou de transition. La géométrie du bassin dépend de plusieurs paramètres dont le taux de sédimentation sur la plaque inférieure, la vitesse et l'orientation de la subduction.

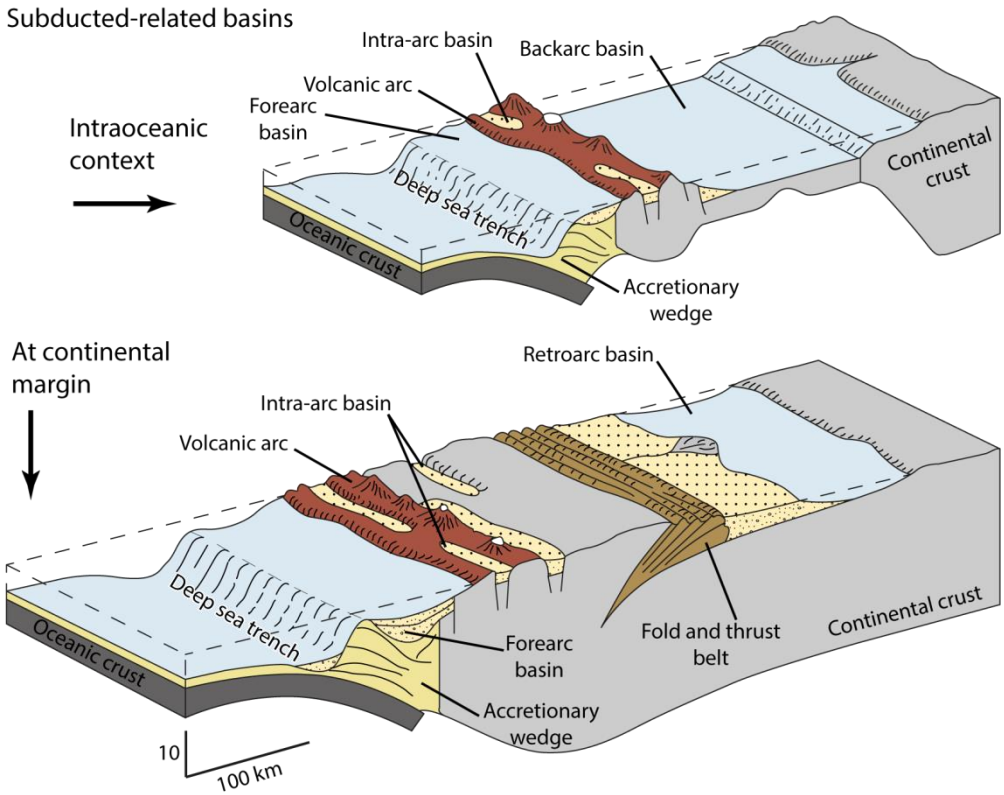


Figure III-1 : Modèles de classification des bassins sédimentaires liés à une zone de subduction (modifié d'après Einsele, 2000)

Les bassins d'arrière-arc se forment majoritairement en contexte extensif aussi bien sur une croûte continentale qu'océanique. Il est à noter qu'il existe plus rarement des bassins sédimentaires d'arrière-arc dont l'origine ne dépend pas d'un phénomène d'extension mais d'une de flexure (*Retroarc basins*). La sédimentation dans les bassins d'arrière-arc est souvent composée de sédiments fins et révèle fréquemment des affinités volcaniques. Leur géométrie est régulée par le taux de sédimentation, la quantité et la longévité de l'épisode extensif, mais aussi par la facilité de la croûte continentale à se déformer sous l'effet d'une extension.

I.2. Le cas du domaine d'Alboran : problème de terminologie ?

De par sa position sur la « plaque » supérieure et l'importante déformation extensive subie par le domaine d'Alboran, de nombreux auteurs le considèrent comme un domaine évoluant en contexte d'arrière-arc (Royden, 1993; Lonergan et White, 1997; Doglioni *et al.*, 1999 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna *et al.*, 2001, 2004) au même titre que la Mer Tyrrhénienne. Cependant, compte-tenu du décalage actuel existant entre l'arc magmatique miocène et la zone de subduction, d'autres auteurs considèrent le domaine ouest-Alboran en position d'avant-arc (Mauffret *et al.*, 2004 ; Booth-Rea *et al.*, 2007 ; Mauffret *et al.*, 2007 ; Duggen *et al.*, 2008). La distinction entre ces deux types de bassins reste principalement un problème de terminologie. Au cours du temps, les bassins évoluent (Ingersoll, 2011) et généralement, plus nos connaissances progressent sur la genèse des bassins sédimentaires, plus les modèles évoluent et chaque bassin tend à la singularité.

Pour Alboran, la discussion s'oriente sur la position des bassins sédimentaires vis-à-vis de l'arc magmatique. L'arc magmatique tel qu'il a pu être défini (Duggen *et al.*, 2004), n'est apparu qu'au Miocène moyen (Figure II-10). Ceci étant, il est relativement compliqué de qualifier les bassins d'Alboran formés au Miocène inférieur d'arrière-arc ou d'avant-arc. Compte-tenu de l'intense extension subie par les zones internes d'Alboran au Miocène, on peut comparer l'évolution tectonique d'Alboran comme un mécanisme d'extension arrière-arc.

I.3. Les bassins en contexte d'arrière-arc et le mécanisme d'extension continentale

La lithosphère continentale soumise à un régime extensif se déforme et donne naissance à des dépressions appelées rifts (England *et al.*, 1983 ; Buck, 1991). En fonction du profil rhéologique de la lithosphère continentale, trois modes d'extension ont été distingués (Buck, 1991; Corti *et al.*, 2003): un mode « *rift* étroit », un mode « *rift* large », et un mode « *core complex* » (Figure III-2).

Depuis de nombreuses années les bassins sédimentaires cénozoïques de Méditerranée ont été interprétés comme étant des bassins de type arrière-arc (Le Pichon et Angelier, 1979, 1981; Biju-Duval *et al.*, 1978 ; Faccenna *et al.*, 1997 ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet *et al.*, 2003, 2008). Les études menées sur la Mer Egée et sur la Mer Tyrrhénienne ont montré que l'extension arrière-arc est intimement liée au retrait respectif des panneaux plongeants égéen et calabrais (Le Pichon *et al.*, 1981 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Royden, 1993 ; Serri *et al.*, 1993 ; Faccenna *et al.*, 1996 ; Durand *et al.*, 1999 ; Jolivet *et al.*, 2008).

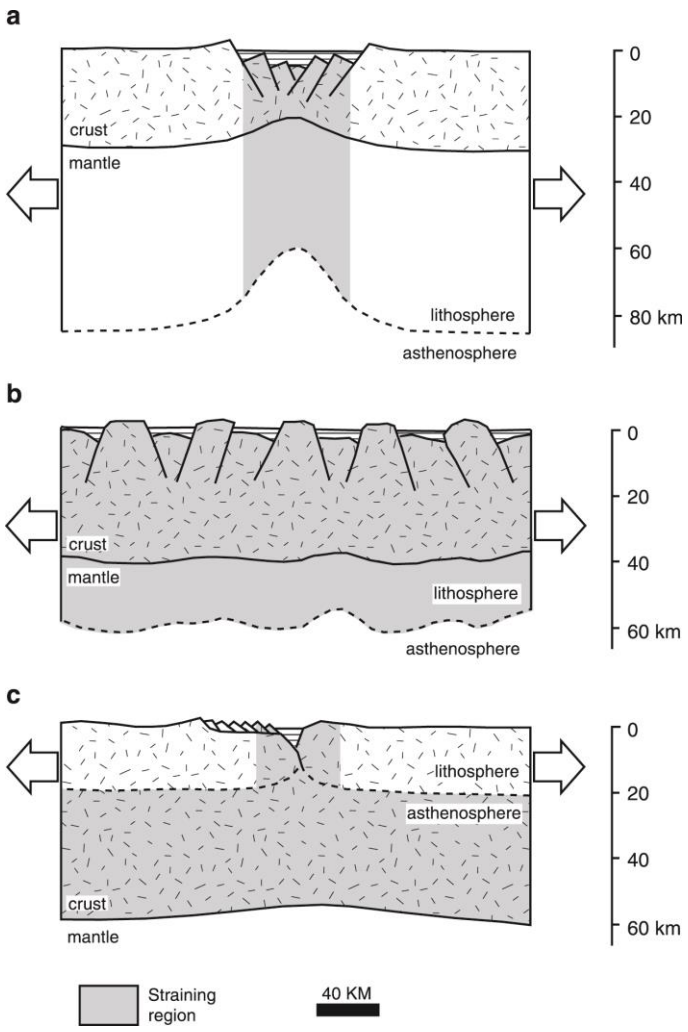


Figure III-2 : Les différents modes d'extension de la lithosphère continentale (Buck, 1991)

Actuellement, on dénombre trois grands moteurs permettant d'expliquer l'extension arrière-arc : (1) le modèle de traction du panneau plongeant dans la lithosphère sous l'effet de son propre poids (*slab-pull*), (2) le modèle du flux asthénosphérique dans le coin de subduction (*corner flow*) et (3) le modèle de « l'ancre flottante » (*sea anchor*) (Figure III-3 ; Mantovani *et al.*, 2001). Le retrait du panneau plongeant, conséquence du *slab pull*, est le

mécanisme le plus souvent invoqué pour expliquer l'extension arrière-arc en Méditerranée et en Alboran (Faccenna *et al.*, 1996 ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet *et al.*, 2008).

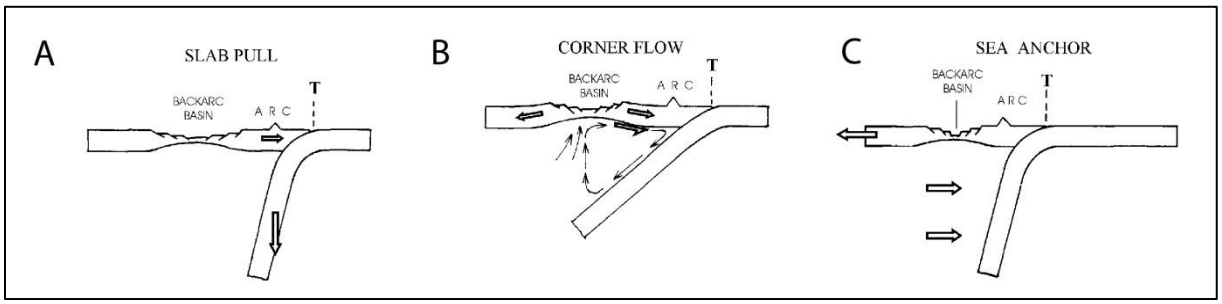


Figure III-3 : Principaux mécanismes contrôlant la subduction et l'extension arrière-arc (Mantovani *et al.*, 2001)

Quoi qu'il en soit, et ce quel que soit le modèle géodynamique adopté (Chapitres I et II), le domaine d'Alboran est situé en contexte d'arrière-arc au cours du Miocène. L'extension post-orogénique, due au retrait du panneau plongeant téthysien et permettant l'exhumation des roches métamorphiques des zones internes, est responsable de l'ouverture rapide des bassins sédimentaires. L'exhumation des dômes métamorphiques du domaine d'Alboran (*Metamorphic Core Complex* ; Davis et Coney, 1979 ; Platt, 1986) s'effectue depuis des conditions ductiles vers des conditions fragiles. Le passage de la transition ductile-fragile est estimée aux alentours de 14 Ma (Augier *et al.*, 2005a) dans les Nevado-Filabrides et aux alentours de 19-20 Ma dans le complexe Alpujarride (Platt *et al.*, 2005). Cette succession d'évènements aura une influence sur les mécanismes de formation des bassins sédimentaires.

II. Le domaine terrestre

II.1. Typologie des bassins sédimentaires dans la chaîne Bético-Rifaine

Dans les chaînes Bétiques-Rif, des bassins sédimentaires d'une grande diversité se sont développés, principalement contrôlés par le régime tectonique local et régional. Les bassins des Cordillères bétiques sont en grande majorité d'âge néogène (Figure III-4). Des bassins intracontinentaux en forme d'hémi-graben aux bassins en *pull-apart*, quatre grands types de bassins sédimentaires ont été distingués de par leur origine et leur âge de formation (Sanz de Galdeano et Vera, 1991, 1992 ; Sissingh, 2008).

La première génération de bassins s'est mise en place au Miocène inférieur et moyen alors que le domaine d'Alboran subissait une extension nord-sud. Au front des Bétiques externes se développe un sillon sédimentaire d'avant-pays depuis l'Aquitanien, communément appelé le Sillon Nord-Bétique au sein duquel se développe le bassin du Proto-Guadalquivir (Figure III-5). Au cours du Miocène, le dépôt-centre du bassin migre d'Est en Ouest au grès de l'avancée du domaine d'Alboran. Au front du Rif externe, et notamment au front de la nappe Intra-rifaine, l'avant-pays est marqué par une série de flysch syn-tectoniques au Burdigalien inférieur (série de Jbel Amalou, Figure III-5).
Au cœur d'Alboran, de rares affleurements témoignent encore de cette histoire ancienne (Serrano *et al.*, 2006 ; Serrano *et al.*, 2007). Ceux-ci sont relativement éparpillés et ne permettent pas d'effectuer de reconstitutions géométriques précises. Ces bassins ont néanmoins été interprétés comme des bassins de type *piggy-back* développés au toit d'un grand chevauchement crustal (Jabaloy *et al.*, 1992). Le terme *piggy-back* est ici utilisé en référence à la mobilité du substratum durant la formation du bassin sédimentaire (Sanz de Galdeano et Vera, 1992).

La seconde génération de bassins a débuté au Miocène supérieur. Ces bassins se forment tandis que le domaine d'Alboran subit une extension Est-Ouest. Ils sont souvent de taille modérée et possèdent des séries sédimentaires pouvant atteindre localement 1000 à 2000 m d'épaisseur déposées en un laps de temps relativement court, quelques millions d'années tout au plus. Leur stratigraphie est relativement homogène dans les zones internes des Cordillères bétiques (Figure III-5 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992). La majeure partie de ces bassins se compose de deux épisodes sédimentaires séparés par une discordance : un épisode burdigalien – langhien (contemporain de la première génération de bassins), suivi d'un épisode ayant débuté au Serravallien-Tortonien. Des résidus de sédiments d'âge oligocène ou miocène inférieur sont encore préservés à l'état de lambeaux reposant sur le complexe Malaguide. Certains auteurs classifient ces bassins selon quatre grands types en fonction du mouvement cinématique des failles bordières (Sissingh, 2008). On distinguerait ainsi : (1) des bassins contrôlés par des failles décrochantes senestres d'orientation NE-SW comme les bassins de Lorca et Vera-Garrucha, (2) d'autres contrôlés par des failles NW-SE dont le jeu normal est prédominant comme les bassins de Grenade, Guadix et Fortuna, (3) des bassins contrôlé par des failles normales N-S comme le bassin de Mazarron et (4) des bassins contrôlés par des failles E-W et dont le jeu normal est prépondérant, comme le bassin de Huércal-Overa (Figure III-4).

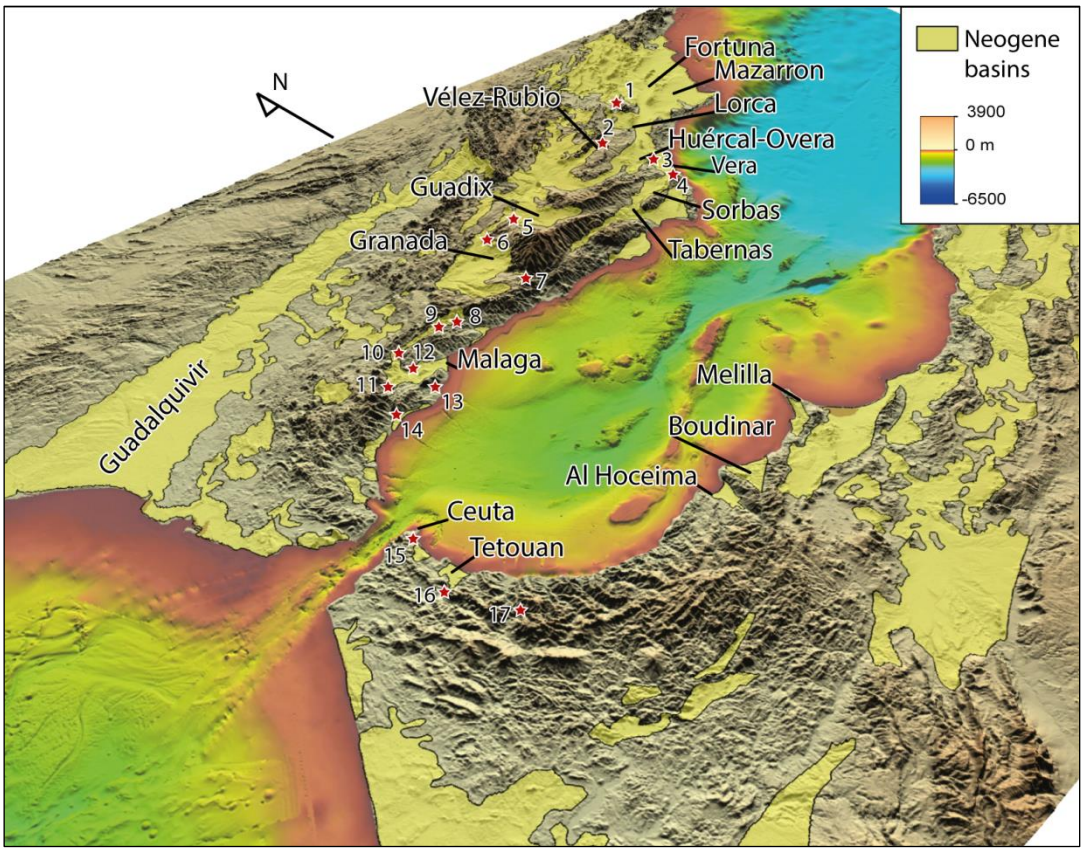


Figure III-4 : Cartographie et toponymie des principaux bassins sédimentaires néogènes développés au sein et autour du domaine d'Alboran. Les étoiles rouges indiquent les affleurements où ont été décrits des sédiments oligocène supérieur-miocène inférieur (Serrano *et al.*, 2007). 1 : Sierra Espuña ; 2 : Chirivel ; 3 : Sierra Almagro ; 4 : Sierra Cabrera ; 5 : Sud-ouest du bassin de Guadix ; 6 : nord-est du bassin de Granada; 7 : sud-est du bassin de Granada; 8 : la Viñuela; 9 : Colmenar; 10 : Cortijo Cherino; 11 : secteur d'Alozaina-Tolox ; 12 : secteur de Malaga; 13: Fuengirola; 14 : San Pedro de Alcántara; 15 : Ceuta-Fnideq sector; 16 : secteur de Sidi Abdeslam et Tamezzakht; 17 : Talembote.

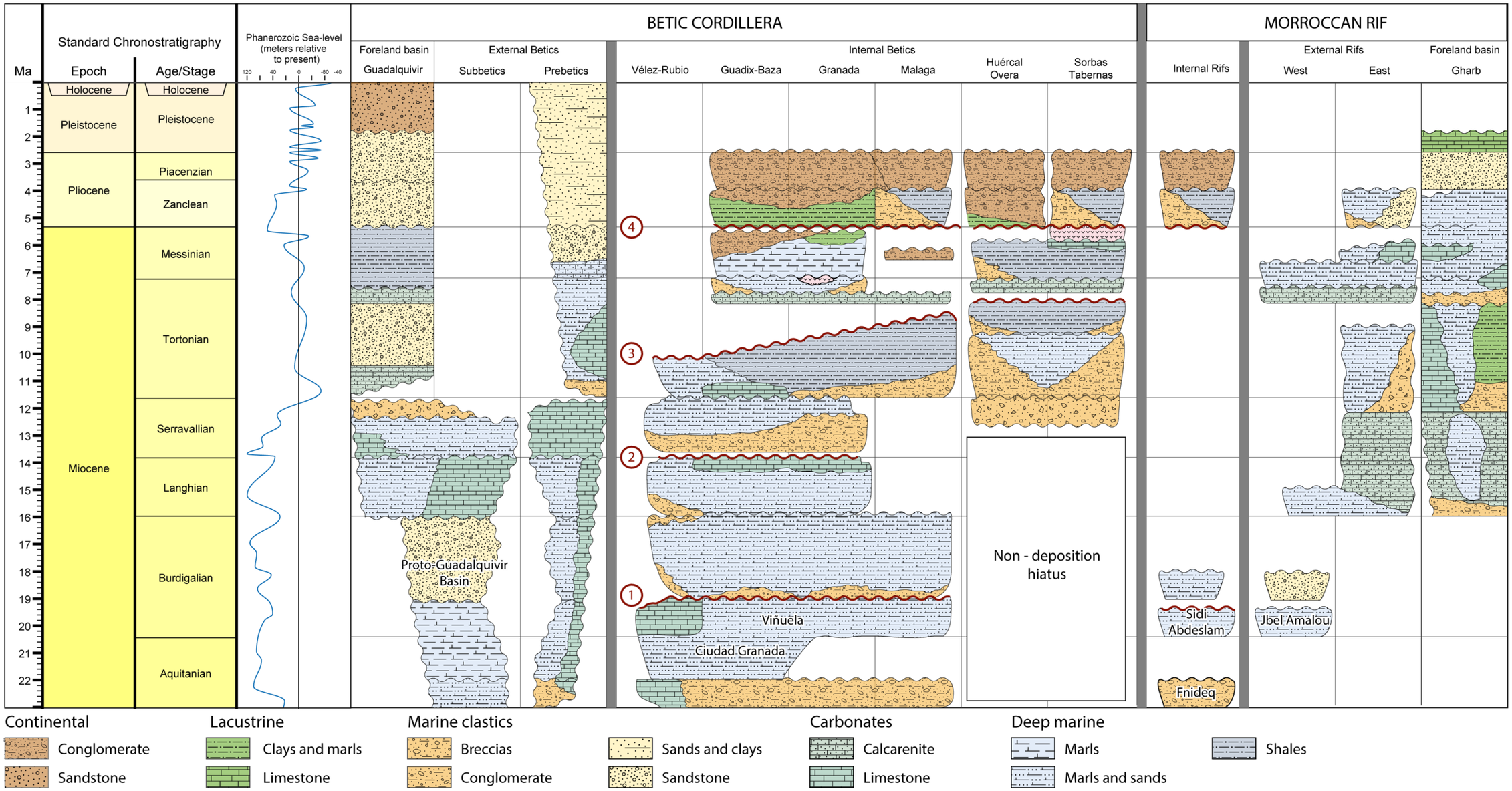


Figure III-5 : Stnthèse litho-chronostratigraphique des formations sédimentaires rencontrées depuis les zones externes de Cordillères Bétiques jusqu'aux zones externes du Rif en passant par le domaine d'Alboran (d'après les études originales d'Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992 ; Flinch, 1996 ; Berástegui *et al.*, 1998 ; Vera, 2000 ; El Khadiri *et al.*, 2005 ; Sissingh, 2008 ; Rodriguez-Fernandez, 2011). Cinq grandes périodes de sédimentation sont individualisées.

II.2. Succession stratigraphique

La succession stratigraphique des bassins sédimentaires néogènes des Bétiques est synthétisée sur la Figure III-5. De nombreuses études de stratigraphie synthétique réalisées dans ces bassins sédimentaires, ont permis de différencier jusqu'à dix-neuf phases de sédimentation (Sissingh, 2008). En premier lieu, on peut y distinguer jusqu'à cinq grandes phases de sédimentation séparées par des discordances, angulaires ou non (Figure III-5).

Les premiers sédiments néogènes transgressant les unités des zones internes sont composés de dépôts conglomératiques à sablo-marneux d'origine marine, déposés sous une faible profondeur d'eau. Au sein des Cordillères bétiques, il s'agit des formations dites d'Alozaïna, de la Viñuela et de Ciudad-Granada (Figure III-5, III-6). Ces séries sédimentaires sont représentatives des paléo-bassins du Miocène inférieur aujourd'hui intensément déformés (Durand-Delga *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano *et al.*, 1993 ; Serrano *et al.*, 2006, 2007) et affleurent partiellement dans les bassins de Vélez-Rubio, Lorca-Murcia, Guadix-Baza, Granada et Malaga sur la marge espagnole (FigureIII-4, III-5). Sur la marge marocaine, les séries de Fnideq et Sidi Abdeslam sont contemporaines et affleurent le long du Rif depuis Ceuta jusqu'à Talembote (Figure III-4, III-5). Du fait de la grande disparité des affleurements du Miocène inférieur et de leur éloignement géographique, il est relativement difficile de replacer ces différentes séries dans leur contexte paléogéographique et paléoenvironemental. Cependant, Serrano *et al.* (2006, 2007) proposent un schéma de dépôt des séquences au Miocène inférieur à partir des données micropaléontologiques (Figure III-6). Ces auteurs ont montré le caractère proximal et relativement moins profond des séries de Ciudad Granada et Fnideq, à la différence de celles de La Viñuela et Sidi Abdeslam (Figure III-6).

Ce premier épisode de sédimentation est ensuite recouvert par les dépôts bréchiques du Burdigalien inférieur au-dessus d'une discordance régionale (discordance 1, Figure III-5). Ces dépôts bréchiques évoluent vers des conglomérats et des argilites (*mudstone*), alors que le mouvement vers l'ouest du domaine d'Alboran a déjà commencé (Durand-Delga *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano *et al.*, 1993; López-Garrido & Sanz de Galdeano, 1999). Durant le Langhien, la majeure partie des bassins enregistre une sédimentation de moins en moins profonde jusqu'au dépôt du calcaire sommital du Langhien. Ces dépôts ont été décrits comme intimement liés à l'activité d'un système de détachements extensifs affectant les complexes Malaguide et Alpujarride (Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995 ; Suades et Crespo-Blanc, 2013), ces détachements et les failles normales associées étant regroupés sous le nom de système extensif de Contraviesa précédemment évoqué (du nom

de la « sierra » où il a été décrit, Crespo-Blanc *et al.*, 1994). Cependant, certaines publications récentes (Serrano *et al.*, 2006, 2007 ; Hlila *et al.*, 2008) font état d'un contact stratigraphique à la base des unités du Miocène inférieur indiquant une transgression fini-oligocène.

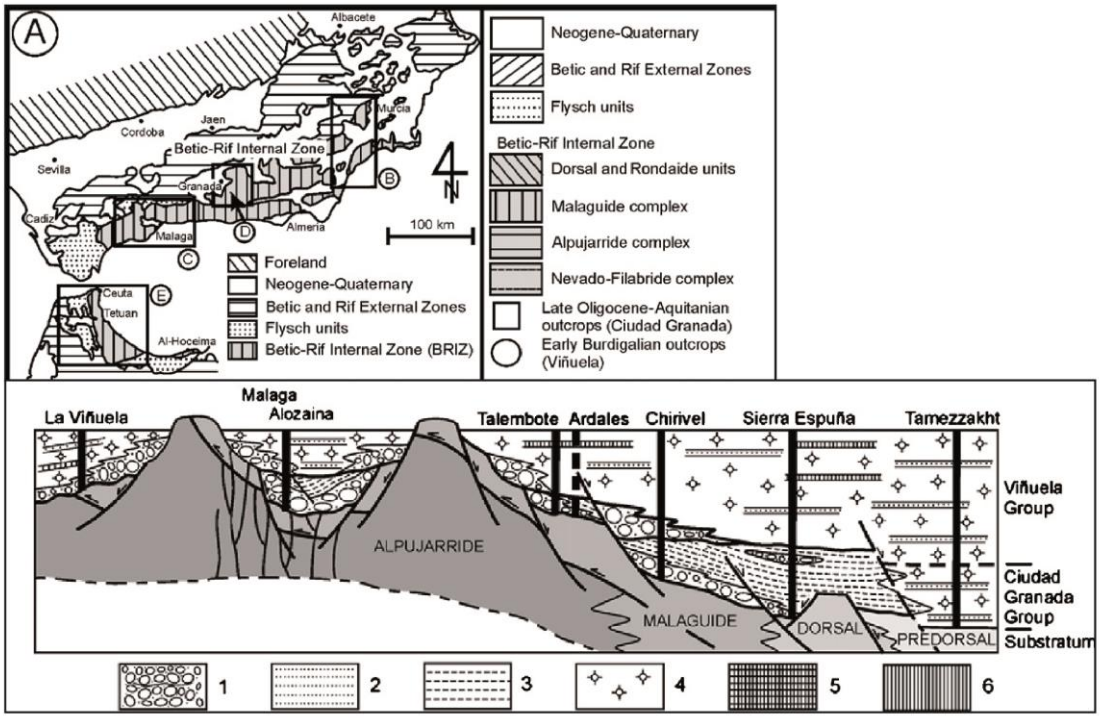


Figure III-6 : Répartition géographique des principaux affleurements de Miocène inférieur dans les chaînes Bétiques-Rif et coupe synthétique montrant le contexte transgressif des unités sédimentaires du Miocène inférieur sur un socle préalablement structuré (Serrano *et al.*, 2007). 1. Conglomérats et brèches, 2. Grès, 3. Pélites rouges, 4. Marnes claires siliceuses, 5. Tufite, 6. Silexite.

Séparés de ces derniers par une discordance régionale (discordance 3, Figure III-5), les dépôts du Serravallien-Tortonien marquent une nouvelle phase de subsidence (Weijermars *et al.*, 1985; Kleverlaan *et al.*, 1989; Montenat et Ott d'Estevou, 1990; Briend *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano et Vera, 1992; Vissers *et al.*, 1995; Poisson *et al.*, 1999; Montenat et Ott d'Estevou, 1999). Ces dépôts du Miocène supérieur sont composés de sables et conglomérats marins sur lesquels se superpose une série de marnes et calcarénites. Les raisons de ce second épisode de subsidence et sédimentation intense sont assez discutées et deux types de modèles s'affrontent pour expliquer la genèse de ces bassins.

Le premier modèle explique la formation de ces bassins en contexte compressif, se basant sur les reconstitutions cinématiques régionales (Dewey *et al.*, 1989) selon lesquelles la convergence Afrique-Eurasie n'a cessé d'être active du Crétacé supérieur jusqu'à l'Actuel. Ce modèle repose sur le fonctionnement de grands décrochements recoupant les zones internes (Montenat et Ott d'Estevou, 1990 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992; Poisson *et al.*, 1999) mais fait abstraction de l'extension miocène affectant les zones internes (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993). Ce modèle fut d'autre part mis à mal par certains auteurs pour le manque de cohérence des mécanismes responsables de la subsidence des bassins compte tenu de l'hétérogénéité du substratum (Weijermars *et al.*, 1985; Crespo-Blanc *et al.*, 1994, 1995).

Le second modèle repose sur l'importance de grandes zones de cisaillement extensives mises en évidence dans les Bétiques (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993) et sur les observations de la structuration interne de ces bassins (épisode extensif marqué par l'apparition de failles normales précédant la compression). Les grands détachements permettent de corréler la simultanéité de l'exhumation tardive des dômes métamorphiques avec la mise en place des bassins sédimentaires (Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995).

Cette thématique a fait l'objet d'une étude spécifique dans le bassin de Sorbas (Article 5, Chapitre VIII) ainsi que dans le bassin de Huércal-Overa (Annexe 1). La discussion sur les modèles de formation et d'évolution des bassins du Miocène supérieur est développée dans ces deux articles.

Surmontant ces séries datées du Serravallien-Tortonien, s'est mise en place par endroits une sédimentation d'âge messinien, notamment dans les bassins du sud-est des Bétiques. Cette partie est développée dans le chapitre suivant sur la description des dépôts liés à la Crise de salinité messinienne en Alboran. Cependant, il est important de noter qu'il existe déjà au Tortonien une certaine subdivision de la marge sud-Ibérique. En effet, alors que se déposent des sédiments dans la partie la plus orientale de la chaîne, le bassin de Malaga, au même titre que toute la partie des Bétiques occidentales, était émergé durant le Messinien (López-Garrido et Sanz de Galdeano, 1999). Les mécanismes de cette mise à l'érosion, probablement due à une phase tectonique, reste à ce jour mal contraints. Ce n'est qu'au Pliocène basal que les eaux marines vont envahir les Cordillères Bétiques et recouvrir les dépôts du Miocène.

III. Le domaine marin

Le domaine marin a fait l'objet d'études géophysiques intensives depuis le début des années 1990. Ces travaux ont visé à définir la succession stratigraphique des bassins sédimentaires, ainsi que la nature du substratum du domaine d'Alboran.

III.1. Structure de la Mer d'Alboran

La Mer d'Alboran, entourée par l'arc Bétiques-Rif, est composée de trois bassins principaux ; le bassin ouest-Alboran (désormais appelé WAB pour West Alboran Basin, Figure III-7), le bassin est-Alboran (East Alboran Basin = EAB) et le bassin sud-Alboran (South Alboran Basin = SAB). Ces bassins sédimentaires sont séparés par de nombreuses rides, monts sous-marins et fosses sous-marines rendant la morphologie actuelle et le contexte tectonique du domaine d'Alboran assez complexes (Figure III-7). La Ride d'Alboran (AR : Figure III-7) en est l'un des éléments les plus important, s'alignant sur un transect SW-NE et bordée par deux failles décrochantes à composante inverse (Bourgois *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999; Martínez-García *et al.*, 2011). Le bassin ouest-Alboran renferme l'accumulation de sédiments la plus importante de tout le domaine. Selon les estimations d'épaisseurs sédimentaires basées sur l'inversion des vitesse d'ondes sismiques, le WAB contiendrait entre 7 et 12 km de sédiments accumulés de 20 millions d'années environ (Comas *et al.*, 1992, 1999; Soto *et al.*, 1996 ; Iribarren *et al.*, 2009 ; Soto *et al.*, 2010; Figure III-8).

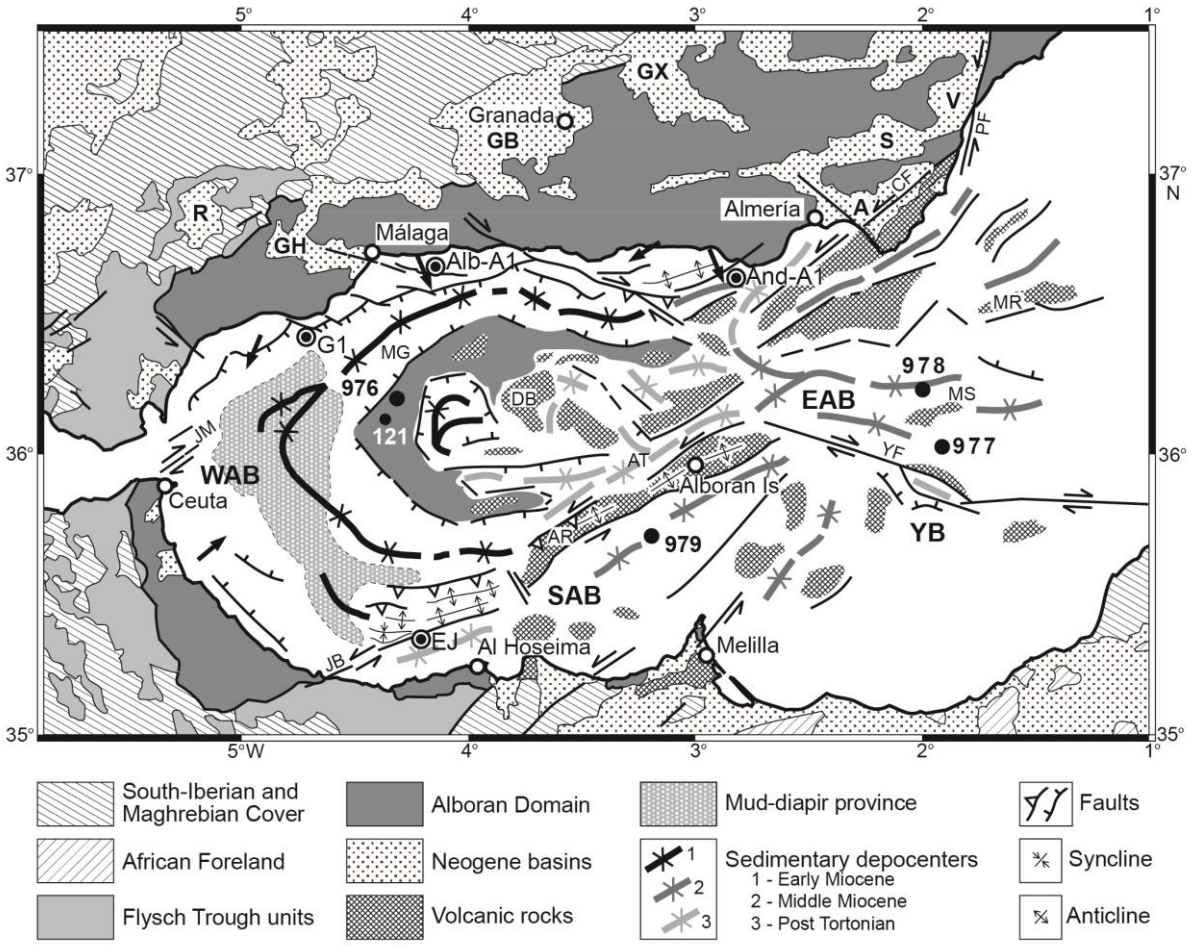


Figure III-7 : Carte tectonique montrant les principaux traits structuraux, volcaniques et sédimentaires de la Mer d'Alboran (modifiée d'après Comas *et al.*, 1999).

Ce dépôt-centre majeur possède une forme arquée comme l'arc de Gibraltar le surplombant. Le dépôt-centre essentiellement orienté N-S pivote pour dessiner une dépression orientée E-W le long de la marge nord du domaine (Alonso et Maldonado, 1992; Campillo *et al.*, 1992; Ercilla *et al.*, 1992; Soto *et al.*, 1996). Au droit du dépôt-centre le plus important, une province remarquable dessinant une aire d'environ 1800 km² est soumise à des émanations de volcans de boue, perturbant le signal sismique. De nombreux auteurs en font une province de diapirisme de boue (Talukder *et al.*, 2003 ; Figure III-7). Ces « diapirs » se forment à partir de la sous-compaction des unités d'argiles en surpression au fond du bassin sédimentaire (Comas *et al.*, 1999, Taludker *et al.*, 2003). Le bassin sud-Alboran renferme près de 3 km de sédiments et le bassin est-Alboran près de 2-3 km (Comas *et al.*, 1997; Booth-Rea *et al.*, 2007; Mauffret *et al.*, 2007).

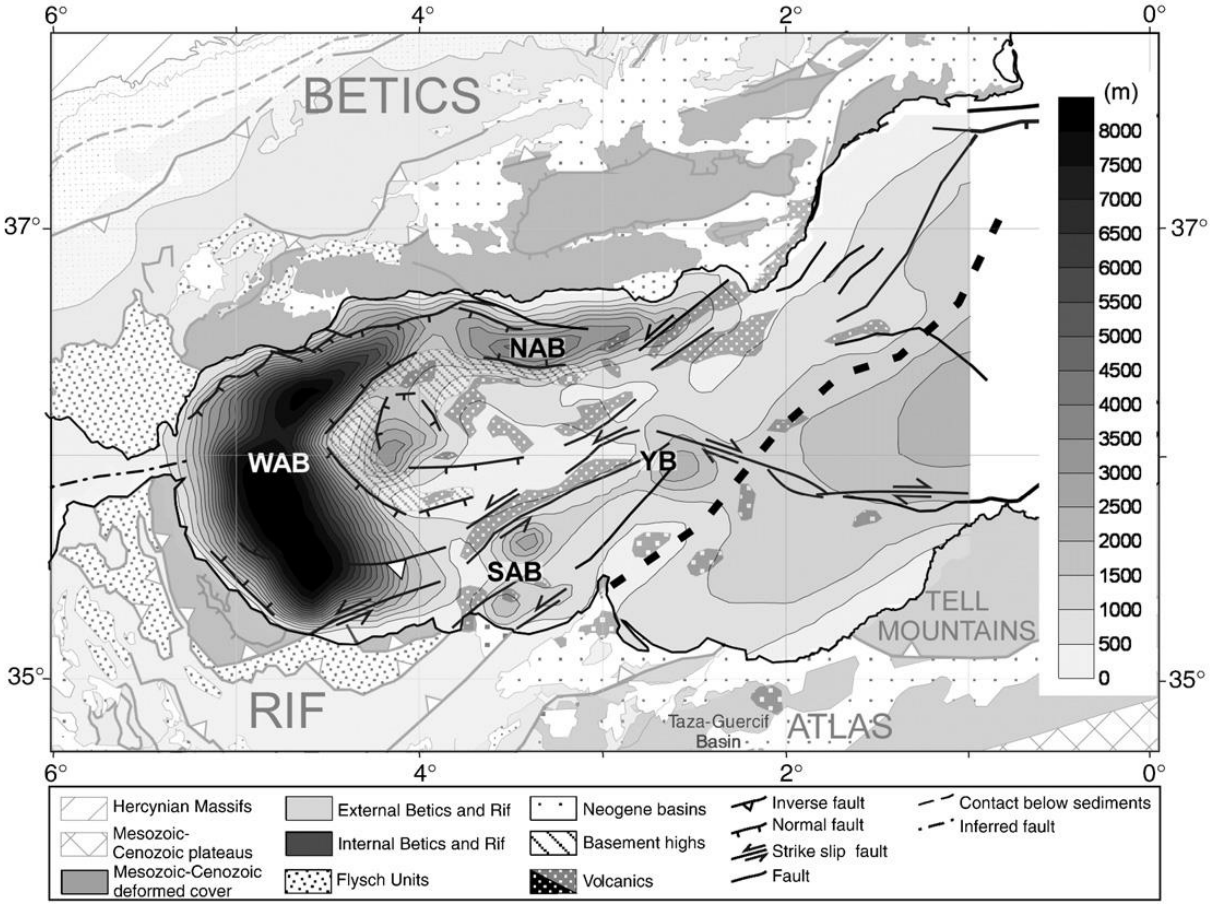


Figure III-8 : Carte des isopaques des sédiments néogènes au sein du domaine d'Alboran (Iribarren *et al.*, 2009)

L'évolution tectonique du bassin est caractérisée par deux phases de déformation (Comas *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Chalouan *et al.*, 1997; Comas *et al.*, 1999; Mauffret *et al.*, 2007): une première phase de déformation extensive syn-sédimentaire, datant de l'ouverture du bassin et s'arrêtant aux alentours de 9-8 Ma ; puis une phase d'inversion tectonique d'orientation NW-SE, impliquant le développement de structures transpressives en mer comme à terre. Ces deux phases de déformation sont calibrées par l'analyse des profils sismiques du bassin d'Alboran. L'inversion tectonique au Tortonien provoqua le plissement des unités plus anciennes et l'apparition d'une discordance angulaire datée par l'analyse des sondages. Aujourd'hui la convergence Afrique-Europe, toujours active et responsable du contexte compressif en Alboran, a récemment réactivé d'anciennes failles le long du Banc de Xauen (Bourgois *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997) ou de la ride de Yusuf (Domzig *et al.*, 2006 ; Martínez-García *et al.*, 2011).

*III.2. Succession litho-stratigraphique de l'*offshore *Alboran*

Les premiers forages industriels réalisés entre 1980 et 1986 par les industriels Elf (Andalucia A1 et G1) et Chevron (Alboran A1) ont révélé la succession stratigraphique du bassin d'Alboran, et notamment de son bassin occidental, représentant l'accumulation sédimentaire la plus profonde et la plus ancienne (Comas *et al.*, 1999 ; Iribarren *et al.*, 2009 ; Soto *et al.*, 2010). Les travaux de Jurado et Comas (1992) ont permis de distinguer jusqu'à six unités différentes dans le bassin ouest-Alboran. Ces différentes unités sont délimitées par des discordances plus ou moins marquées (Figure III-9).

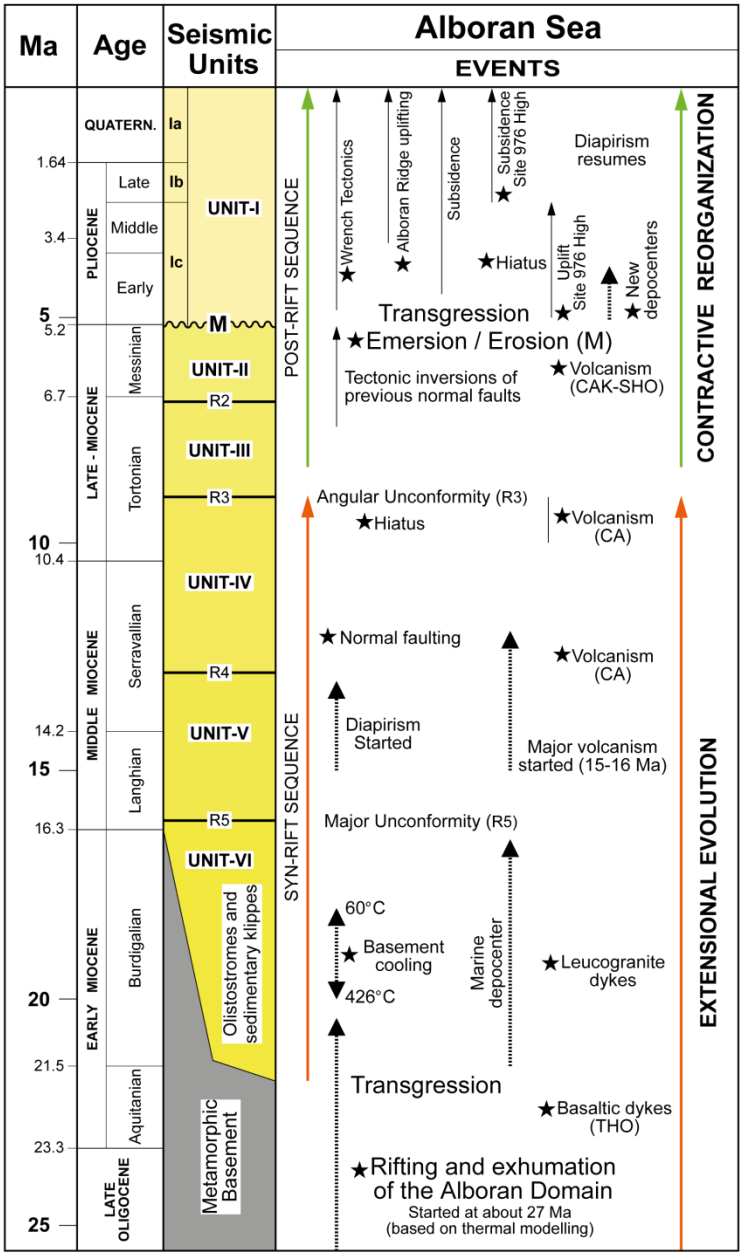


Figure III-9 : Succession stratigraphique d'ensemble des bassins de la Mer d'Alboran à partir des données des forages Andalucia G1 et Alboran A1 (Comas *et al.*, 1999).

De la surface au socle, les unités sédimentaires (synthétisées sur la Figure III-9) vont être brièvement décrites telles qu'elles ont été définies (Comas *et al.*, 1992 ; Jurado et Comas, 1992 ; Comas *et al.*, 1999 ; Martinez del Olmo et Comas, 2008 ; Soto *et al.*, 2010):

- l'Unité I (Plio-Quaternaire) est composée de marnes pélagiques, d'argiles intercalées de bancs de grès et sables. Sa base est marquée par un fort réflecteur, reconnu à travers l'ensemble du bassin pour être l'équivalent du réflecteur « M » communément observé dans les bassins profonds.

- l'Unité II (Messinien) est intercalée entre deux surfaces montrant de fortes amplitudes sur les profils sismiques. Les réflexions internes à l'unité ne montrent aucune organisation claire des sédiments mais plutôt une sédimentation chaotique. Cette unité contient des argiles, des marnes, et des fragments d'évaporites (gypse et anhydrite) et de carbonates. Certains niveaux volcano-clastiques se trouvent aussi intercalés dans l'unité. D'une manière générale, la partie basale est constituée de conglomérats, sables, argiles et silts en alternance avec les niveaux volcano-clastiques. Le gypse et l'anhydrite ne sont observés que dans la partie supérieure de l'unité.

- l'Unité III (Tortonien supérieur) est une épaisse séquence limitée elle aussi à sa base et à son sommet par deux surfaces à forte amplitude acoustique. Son sommet est tronqué par l'érosion de base de l'Unité II. Les réflexions internes à l'unité montrent de forts réflecteurs parallèles à sub-parallèles. Cette unité est composée d'une alternance de dépôts clastiques fins (argiles) à grossiers (grès, microconglomérats). Ces dépôts sont interprétés comme résultant de processus de dépôt profond de type turbiditique, comprenant des structures de type chenaux/levées.

- l'Unité IV (Serravallien supérieur à Tortonien) est, comme l'unité III, délimitée à son toit par une surface de troncature et repose sur une surface à forte réflectivité. Les réflexions internes sont comparables à celle de l'unité III. La lithologie est composée d'une alternance d'argiles et d'argiles silteuses, comprenant occasionnellement des niveaux de galets et de marnes.

- l'Unité V (Langhien à Serravallien) se compose de deux parties. Dans sa partie basale, langhienne, trois lithologie ont été reconnues dans le puits Andalucia G1 (Elf) avec de haut en bas des argiles vertes, des argiles silteuses verdâtres à rougeâtres puis des argiles grises à verdâtres. Les relevés de diagraphie sonique, de densité et de résistivité montrent toutes les caractéristiques de la présence de surpressions hydrauliques dans cette unité. La partie supérieure de l'Unité V se compose d'argiles, d'argiles silteuses et de

marnes alternant avec des bancs de conglomérats, de carbonates, et des niveaux volcano-clastiques.

- l'Unité VI (Miocène inférieur) n'est connue que dans le bassin ouest-Alboran et ne fut traversée que par le forage Alboran A1 (Chevron). Au toit de l'unité, un fort contraste d'impédance acoustique rend le réflecteur très visible. Celui-ci correspond très souvent à une discordance angulaire vis-à-vis des unités sus-jacentes. La variation d'épaisseur de cette unité est très importante. Elle se compose majoritairement d'argiles grises, rougeâtres ou brunâtres même si la présence de deux bancs sableux a été relevée dans le forage Alboran A1. L'unité VI contient des clastes de roches métamorphiques, carbonatées mais aussi de pyrite. Comme pour l'unité V basale, les données de diagraphie ont montré des niveaux sous-compactés dans les argiles, induisant une surpression hydraulique dans le sédiment.

III.3. Modèles de formations des bassins

Pour tenter d'expliquer la présence d'une telle épaisseur sédimentaire sur une croûte continentale amincie, trois hypothèses de formation du bassin ouest-Alboran ont été proposées dans la littérature (Figure III-10) :

- un bassin de type *pull-apart*, formé durant la phase d'extension miocène et lié au mouvement de grandes failles décrochantes affectant le domaine d'Alboran (Bourgois *et al.*, 1992 ; Campillo *et al.*, 1992 ; Mauffret *et al.*, 1992)

- un bassin de type hémi-graben (Mauffret *et al.*, 2007) bordé par une faille normale courbe à vergence ouest (d'après la géométrie des dépôts sédimentaires sur la marge ouest-marocaine)

- un bassin de type *sag* (Morley, 1992) intracontinental (d'après la géométrie des dépôts sédimentaires en mer d'Alboran).

L'ouverture d'un bassin sédimentaire tel que celui d'Alboran dépend du contexte tectonique régional et local. Même si la plupart des auteurs placent l'ouverture du domaine d'Alboran au Miocène en contexte arrière-arc, certains auteurs proposent que l'ouverture des bassins se soit effectuée alors que le domaine d'Alboran était en position d'avant-arc (Booth-Rea *et al.*, 2007 ; Mauffret *et al.*, 2007).

L'analyse des profils sismiques récents en Mer d'Alboran devra permettre d'affiner les connaissances sur la géométrie des dépôts dans le bassin profond ouest-Alboran et par conséquent de proposer, sinon de valider, un modèle géodynamique général.

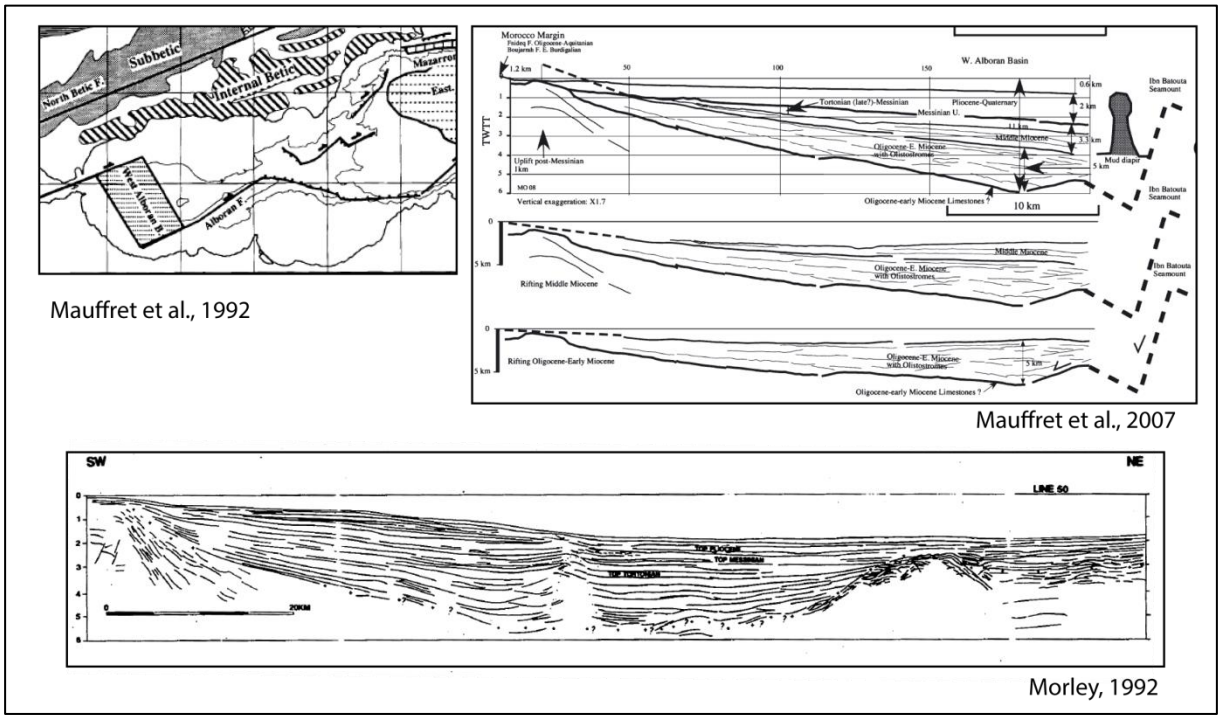
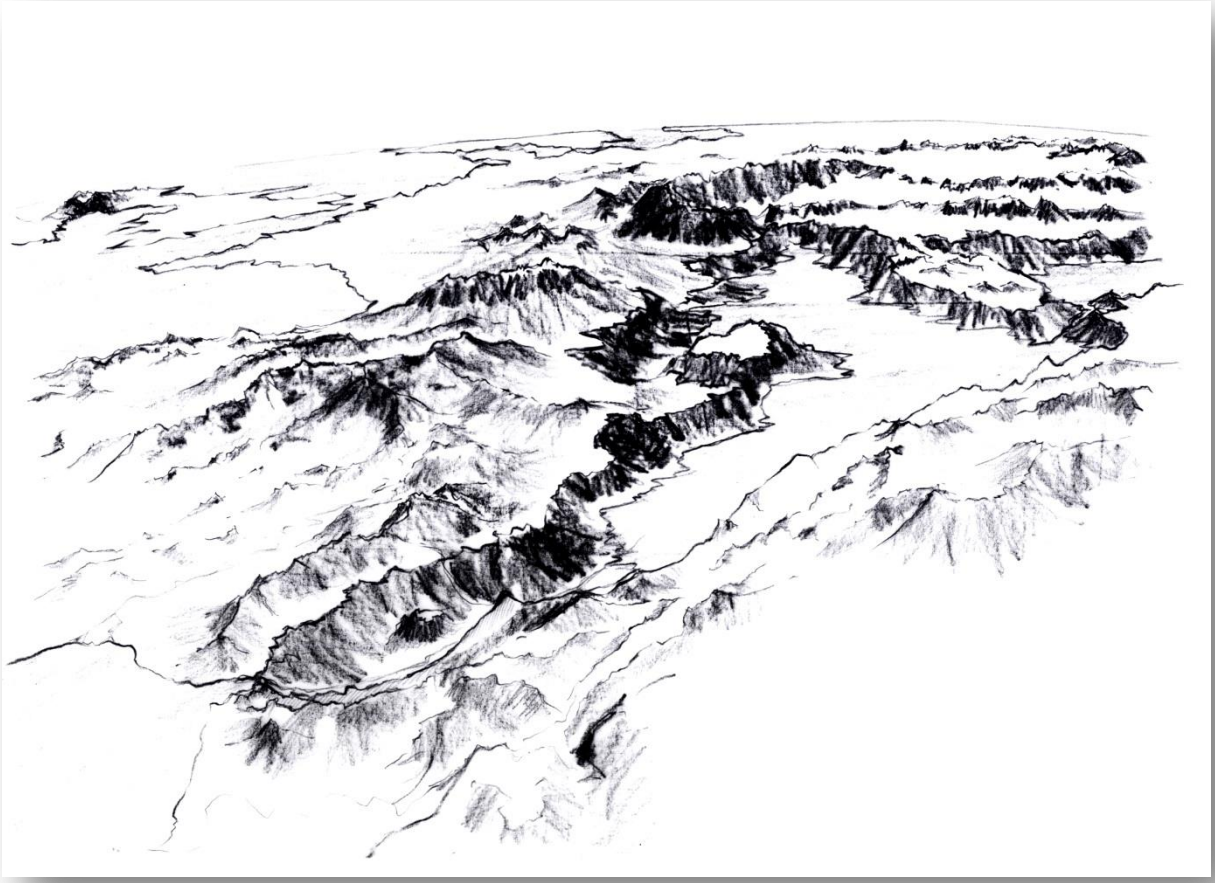


Figure III-10 : Comparaison des trois grands types d'hypothèses de formation et d'évolution du bassin ouest-Alboran (d'après Mauffret *et al.*, 1992 ; Morley, 1992 ; Mauffret *et al.*, 2007).

CHAPITRE IV : LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE, UN EVENEMENT DETERMINANT



Vue d'artiste de la Mer Méditerranée au cours du ré-ennoiement par les eaux atlantiques.

© Eugénie Denarnaud (d'après le dessin original de Roger Pibernat)

Il est difficile de parler de Géologie méditerranéenne sans s'intéresser à la Crise de salinité messinienne (CSM). Cet événement hors normes, aujourd'hui bien caractérisé à terre, fournit un marqueur chronostratigraphique et environnemental remarquable dans l'histoire méditerranéenne récente. La Crise de salinité implique des volumes d'eau évaporés importants ainsi que de grands volumes de sédiments déposés et provenant de l'érosion. Cette crise conclue le Miocène et rompt la sédimentation marine dans les bassins périphériques. L'identification des marqueurs temporels et morphologiques liés à cette crise de salinité sont par conséquent primordiaux.

I. De la découverte des premières évaporites au modèle conceptuel

I.1. Historique de la découverte de la Crise et de sa compréhension

La présence de séquences évaporitiques du Miocène terminal sur le pourtour méditerranéen est bien documentée en Espagne et Italie pour le domaine occidental, en Crète, Turquie ou encore à Chypre pour le domaine oriental (Ogniben, 1957; Kozary *et al.*, 1968; Rios, 1968; Tortochaux, 1968). A partir de la fin des années cinquante, l'exploration du domaine sous-marin en Méditerranée occidentale a ouvert la porte à d'importantes découvertes. C'est ainsi que Bourcart *et al.* (1958), Ryan *et al.* (1966) ou encore Mauffret (1968) ont successivement décrit ce qu'ils interprété comme étant des antiformes ou dômes de matériel considéré comme salifère. Leur âge resta néanmoins assez flou et variable du Trias (Glangeaud *et al.*, 1966) au Miocène (Mauffret, 1970; Montadert *et al.*, 1970). Sur la base de données sismique acquise en Méditerranée occidentale, Auzende *et al.* (1971) renforcent l'hypothèse d'un âge miocène supérieur pour les évaporites, reprenant l'idée d'une « crise de salinité » telle qu'imaginée par Gentil (1918) ou Ruggieri *et al.* (1967). De nombreuses campagnes océanographiques sont par la suite venues établir l'âge miocène supérieur des évaporites, plus précisément au Messinien (7.25 – 5.33 Ma), et confirmer leur nature (Hsü *et al.*, 1973a ; Hsü *et al.*, 1973b). Ce fut le cas en 1971, au cours du programme Deep Sea Drilling Project (R/V Glomar Challenger, Leg XIII), lorsque l'expédition mit en évidence la présence d'une épaisse couche d'évaporites au sein des bassins sédimentaires profonds de la Méditerranée (Ryan *et al.*, 1973a,b).

La séquence évaporitique messinienne fut ensuite subdivisée en plusieurs sous-séquences (Figure IV-1):

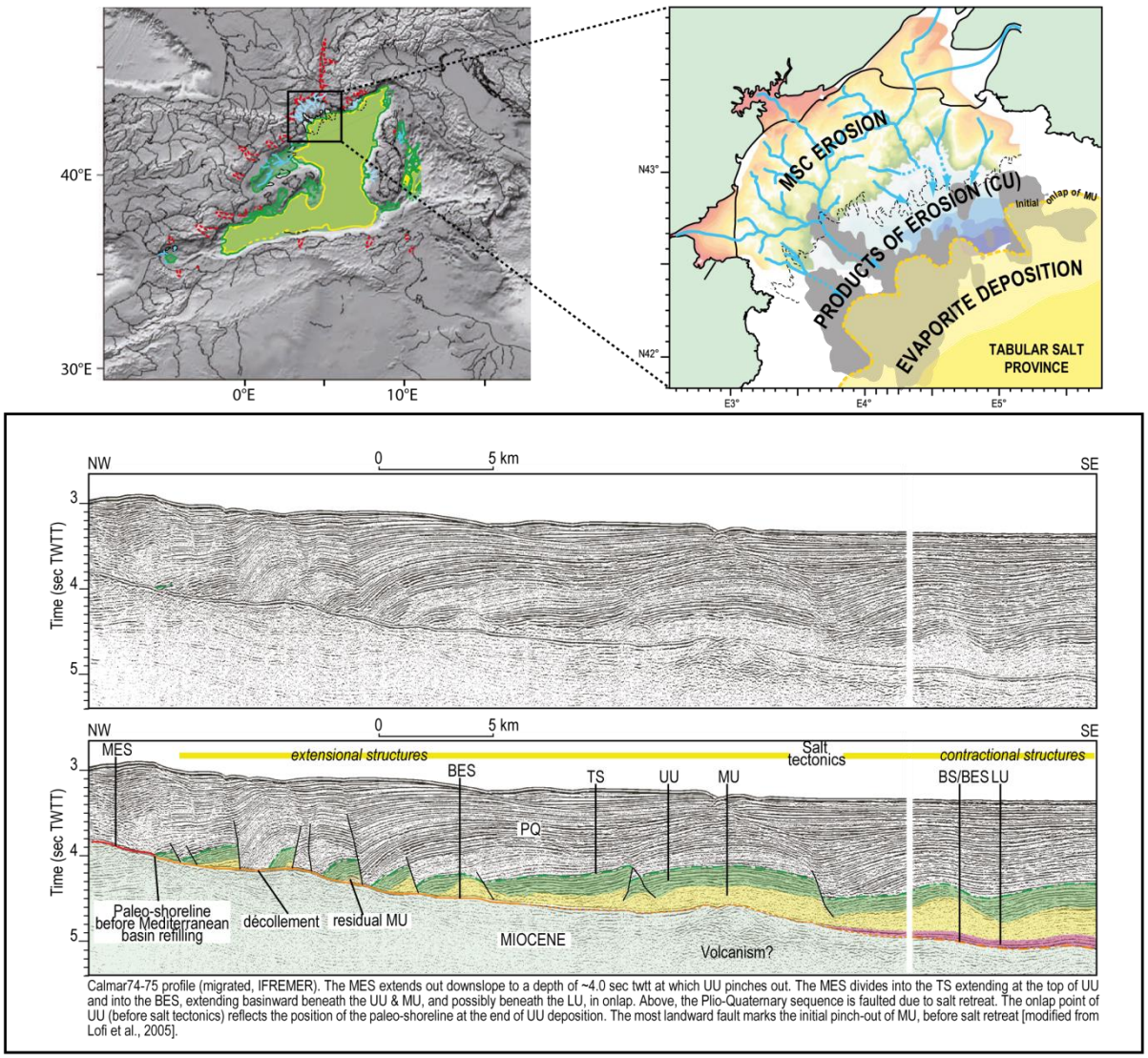
- une séquence « évaporitique supérieure » (Montadert *et al.*, 1978) délimité à son sommet par un réflecteur de forte amplitude communément appelé le réflecteur « M » (Ryan, 1969) ;

- une couche de sel massif (couche transparente sur les profils sismiques), générant une déformation salifère de type diapir, ou système de déformation gravitaire ;

- une unité inférieure comportant des litages à forte réflexion. Cette unité souvent appelée « évaporites inférieures » est méconnue, les discussions autour de sa signification sont toujours intenses (Bache *et al.*, 2009).

L'imagerie géophysique des évaporites messiniennes est primordiale car cette épaisse série (>1000 m) n'a été forée que dans sa partie superficielle, laissant place à un vif

débat quant au modèle générateur de tels volumes d'évaporites. Afin d'éviter l'amalgame systématique entre les évaporites des bassins profonds et les évaporites dites "inférieures" et "supérieures" de Sicile, les termes *Upper Unit*, *Middle Unit* et *Lower Unit* (ou *Mobile Unit*) ont été proposés (Figure IV-1 ; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2010).



Calmar74-75 profile (migrated, IFREMER). The MES extends out downslope to a depth of ~4.0 sec twtt at which UU pinches out. The MES divides into the TS extending at the top of UU and into the BES, extending basinward beneath the UU & MU, and possibly beneath the LU, in onlap. Above, the Plio-Quaternary sequence is faulted due to salt retreat. The onlap point of UU (before salt tectonics) reflects the position of the paleo-shoreline at the end of UU deposition. The most landward fault marks the initial pinch-out of MU, before salt retreat [modified from Lofi et al., 2005].

Figure IV-1 : Carte de la Méditerranée occidentale montrant la répartition spatiale des évaporites messiniennes (vert) ainsi que la carte morphologique de la Surface d'érosion messinienne et son réseau fluviatile subaérien développé pendant la crise. En bas, profil sismique du Golfe du Lion montrant les différentes terminologies des dépôts évaporitiques utilisées en Méditerranée (d'après Lofi *et al.*, 2010). UU : Upper Unit correspond à l'unité dites des « évaporites supérieures ». MU : Mobile Unit correspond à la couche de sel massif. LU : Lower Unit correspond aux « évaporites inférieures ».

I.2. Controverse autour des modèles conceptuels

La découverte de telles quantités d'évaporites en domaine marin profond fut rapidement associée à l'idée d'un isolement de la Mer Méditerranée et de son assèchement. Leur découverte déclencha une vive polémique et rapidement, deux modèles principaux furent proposés pour en expliquer l'origine: (1) le « *shallow desiccated basin* » (Nesteroff, 1973), (2) le « *deep desiccated basin* » (Hsü *et al.*, 1973a).

Le modèle « *shallow dessicated basin* » (Figure IV-2; Nesteroff, 1973) propose l'existence d'un bassin peu profond avant la Crise de salinité messinienne et n'impliquant par conséquent pas de chute majeure du niveau marin méditerranéen pour expliquer le dépôt des évaporites messiniennes. L'auteur explique alors la profondeur actuelle des évaporites par une tectonique verticale très intense au cours du Pliocène, hypothèse partagée par d'autres auteurs (Rouchy, 1982) et reprenant ainsi l'hypothèse de la "révolution pliocène" de Bourcart qui formait la Méditerranée par un effondrement brutal au Pliocène. A cette époque, l'idée de déposer les évaporites en conditions marines peu profondes était largement répandue, on imaginait donc la Méditerranée peu profonde jusqu'au Messinien. Il fallait donc en augmenter la profondeur brutalement au début du Pliocène. La découverte du sel en forage et des dépôts marins profonds sous-jacents aux évaporites ont totalement remis en question cette idée.

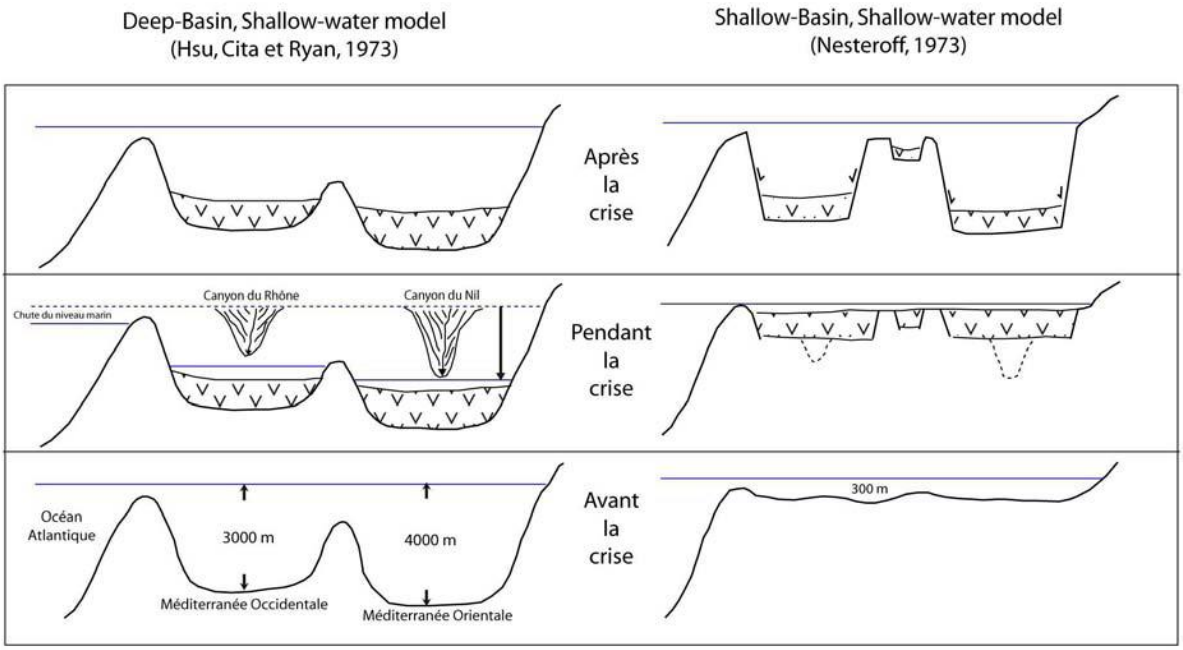


Figure IV-2 : Comparaison du "deep-basin, shallow-water model" (Hsü *et al.*, 1973a) et du "shallow-basin, shallow-water model" (Nesteroff, 1973), d'après Bache, 2008 (modifié d'après Clauzon *et al.*, 1996a).

Le modèle « deep dessicated basin » (Figure IV-2; Hsü *et al.*, 1973a, b ; Ryan, 1976) propose quant à lui l'existence d'un bassin profond avant la Crise de salinité messinienne. Sa profondeur est estimée supérieure à 1500 m (Hsü *et al.*, 1973a). Ce modèle s'appuie sur la présence de sédiments marins profonds pélagiques du Miocène supérieur sous les évaporites et du Zancléen sur celles-ci, indicateurs d'un dépôt en milieu profond avant et après la crise (Hsü *et al.*, 1973a).

Il faut cependant noter qu'une autre hypothèse fut avancée par Selli (1973), appelée « *deep non-desiccated basin model*» (Selli, 1973) reprise ensuite par Busson (1979) puis Roveri *et al.* (2001).

I.3. L'importance des marqueurs morphologiques à terre

De la différence des deux modèles présentés précédemment naîtront de nombreuses questions dont certaines restent toujours sans réponse. La première question à laquelle il fallait répondre était de contraindre la profondeur du bassin avant la Crise de salinité messinienne, ou tout du moins durant celle-ci. La mise en évidence d'importantes incisions rapportées à la « surface d'érosion messinienne » (Cita and Ryan, 1978) sur les marges de la Méditerranée fut un pas important vers la compréhension de la crise de salinité. Dans la vallée du Rhône tout comme dans la vallée du Nil, un réseau de canyons remplis de sédiments marins pliocènes a été caractérisé et cartographié à terre parfois sur plusieurs centaines de kilomètres (Fontannes, 1882 ; Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1974, 1978, 1982 ; Barber, 1981). Cette incision profonde durant la Crise de salinité messinienne soutient le modèle « *deep dessicated basin* » et la forte chute du niveau marin pendant la crise.

La position relative des sédiments miocènes et pliocènes de la vallée du Rhône et la mise en évidence de son profil longitudinal messinien convexe permirent à G. Clauzon (1974, 1978, 1979, 1982) de démontrer pleinement le rôle de l'eustatisme dans l'érosion de la marge provençale. Ces résultats soutinrent fortement le modèle « *deep dessicated basin* » et de ce fait firent reculer l'hypothèse « *shallow water, shallow dessicated basin* ». Les estimations de Clauzon (1982) font état d'envion 1500 m de chute de niveau marin au cours de la Crise de salinité messinienne pour une paléobathymétrie au fond du bassin d'environ 2500 m.

II. L'événement messinien : un marqueur temporel et environnemental

II.1. Apport de l'étude des bassins à terre

II.1.1. Considérations générales

Il existe sur le pourtour méditerranéen une série de bassin appelés bassins « périphériques » ou « marginaux » ayant enregistré une partie de l'événement messinien sous forme de dépôts évaporitiques. Ces bassins, aujourd'hui émergés, ont permis durant les quinze dernières années de calibrer son extension temporelle. Ces bassins périphériques ont été étudiés à l'affleurement entre autres en Andalousie (Dronkert, 1976 ; Gautier *et al.*, 1994 ; Riding *et al.*, 1998 ; Wrobel et Michalzik, 1999), dans le nord de l'Italie (Roveri et Manzi, 2006), en Algérie (Perrodon, 1957 ; Rouchy *et al.*, 2007) ou encore à Chypre (Orszag Sperber *et al.*, 2000) (Figure IV-3). Sur une large partie de la Sicile affleurent des formations évaporitiques messiniennes contenant de la halite et du gypse (Decima et Wezel, 1973). Leur contexte de dépôt paléogéographique reste aujourd'hui encore très discuté : pour certains auteurs, le bassin sicilien de Caltanisseta a fonctionné comme un bassin périphérique ou marginal bien que relativement profond (Butler *et al.*, 1995 ; Gautier *et al.*, 1994 ; Clauzon *et al.*, 1996b ; Pedley *et al.*, 2007), alors que d'autres le considèrent comme appartenant au bassin central (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Rouchy et Caruso, 2006). L'absence d'une chronologie précise a de plus freiné la compréhension de la crise de salinité, car seul l'âge de la fin de la Crise était bien contraint au Zancléen (Pliocène basal) lors de la remise en eau (Cita, 1975).

Dans les bassins périphériques de Méditerranée occidentale, la base du Messinien est caractérisée par le développement de vastes plateformes carbonatées (Rouchy et Saint Martin, 1992; Conesa *et al.*, 1999; Münch *et al.*, 2001; Cornée *et al.*, 2004, 2005). Les travaux cherchant à caractériser les paléo-environnements et les variations eustatiques au sein des plateformes n'indiquent pas de variation majeure du niveau marin au cours du Messinien inférieur (Cornée *et al.*, 2004). L'événement principal de chute du niveau marin intervint postérieurement à 6,0 Ma.

Les séries messiniennes pré-évaporitiques des bassins périphériques méditerranéens se caractérisent de bas en haut par une succession typique d'argiles bathyales surmontées par une série de marnes alternant avec des niveaux à sapropels et laminites cycliques (Sierro *et al.*, 1997, 1999; Krijgsman *et al.*, 2008). Deux études basées sur la magnétostratigraphie des sédiments pré-évaporitiques ont daté le début de la Crise de salinité messinienne environ 100 000 ans après l'inversion magnétique séparant le chron

C3An.1n du chron C3r (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999a). C'est ainsi que l'âge du déclenchement de la Crise de salinité messinienne fut calculé à 5,96 Ma selon l'échelle paléomagnétique de Cande et Kent (1995). Récemment, Manzi *et al.* (2013) ont raffiné l'âge du début de la crise de salinité messinienne à 5,971 Ma sur la base d'une révision de l'enregistrement paléomagnétique suite à la reconnaissance d'un niveau évaporitique supplémentaire à la base de la série évaporitique.

La Crise de salinité messinienne est aussi caractérisée par la présence autour et au centre du bassin méditerranéen de sédiments dont les micro-faunes et flores révèlent l'incursion d'éléments paratéthysiens : ce sont les dépôts de Lago Mare (Ruggieri, 1962 ; Orszag-Sperber, 2006). Selon les auteurs, il existe jusqu'à trois épisodes de Lago Mare en lien avec la Crise de salinité messinienne. Les dépôts de Lago Mare en Alboran ont fait l'objet d'une publication (Chapitre VI, Article 3).

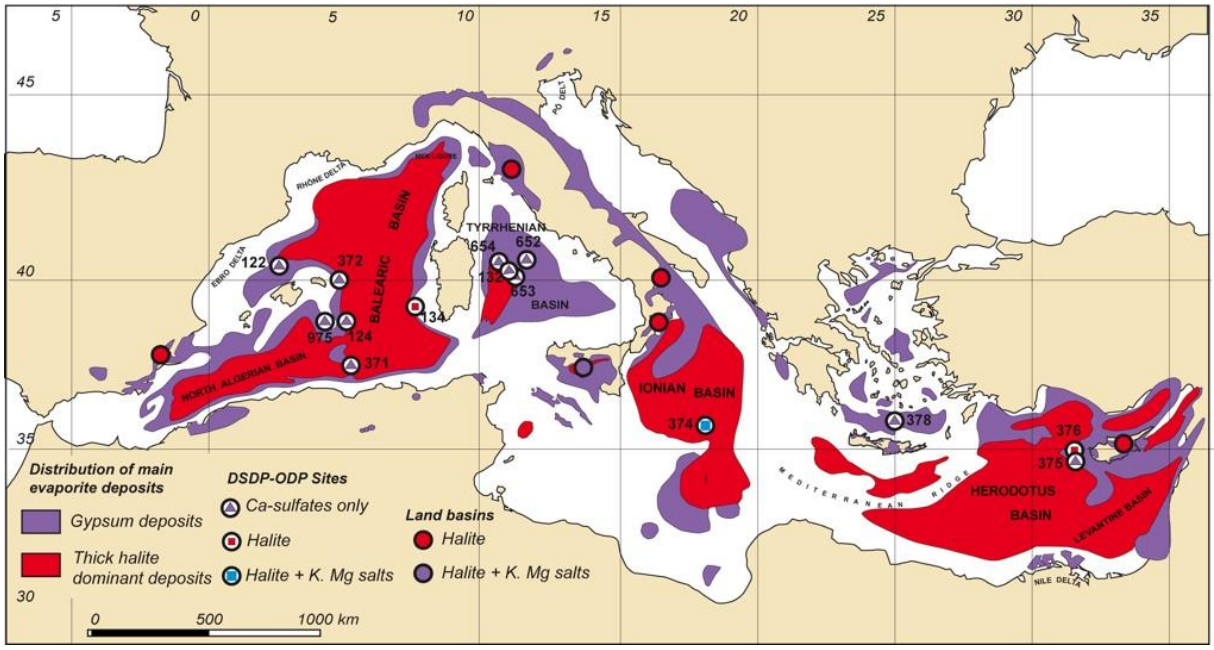


Figure IV-3 : Distribution des évaporites messiniennes centrales en rouge (couches de sel observées en sismique) et des évaporites marginales en violet (gypse essentiellement) (Rouchy et Caruso, 2006).

II.1.2. Modèles issus des observations de terrain

Sur la base d'observations de terrain réalisées dans les bassins périphériques, notamment dans le bassin de Sorbas (Andalousie, Espagne) et en Sicile, de nouveaux modèles vont voir le jour. L'objectif principal de ces modèles consiste à corréler les observations sismiques de stratigraphie séquentielle effectuées sur le remplissage du bassin central avec les observations de terrain. Deux types de modèles se sont alors

individualisés, différant sur le synchronisme ou non du dépôt des évaporites dans les bassins centraux et périphériques (Figure IV-4, IV-5): (1) le modèle soutenant l'existence d'un diachronisme des dépôts évaporitiques entre les bassins périphériques et centraux (Butler *et al.*, 1995; Clauzon *et al.*, 1996b; Riding *et al.*, 1998) ; et (2) le modèle synchrone soutenant une simultanéité des dépôts évaporitiques sur l'ensemble de la Méditerranée (Krijgsman *et al.*, 1999a).

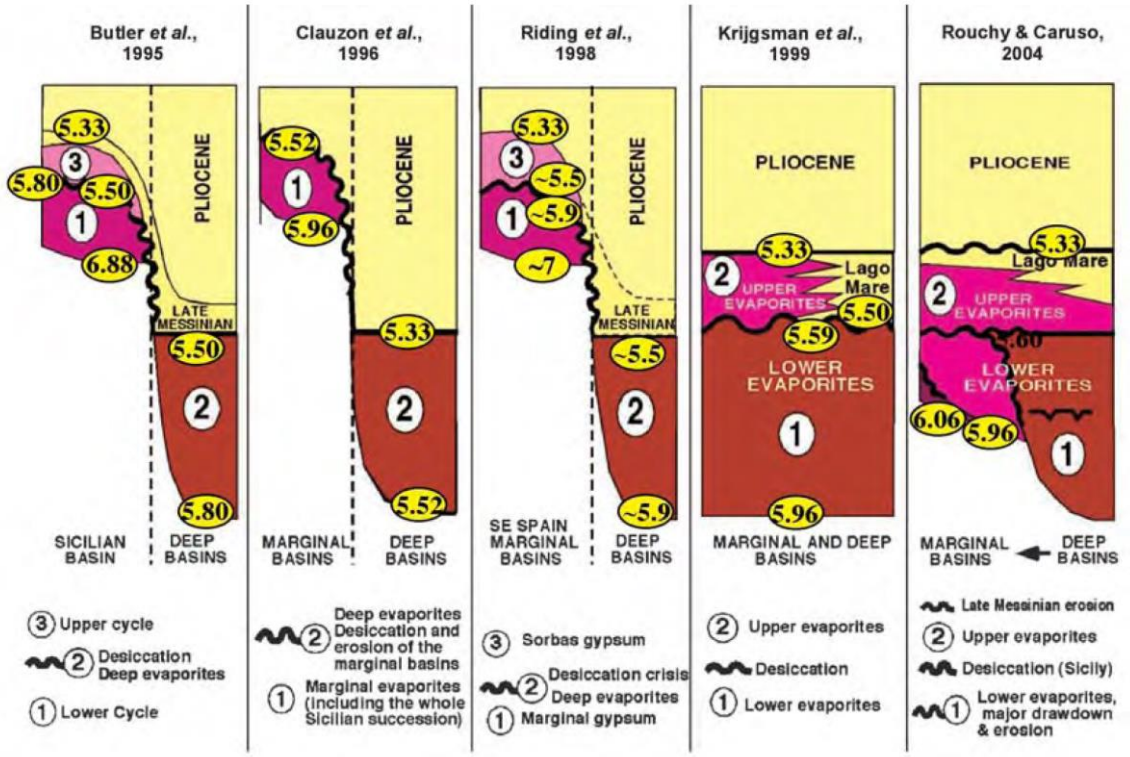


Figure IV-4 : Modèles de dépôt et d'érosion des séquences liées à la Crise de salinité messinienne (Rouchy et Caruso, 2006). Modèles diachrones (Butler *et al.*, 1995; Clauzon *et al.*, 1996b; Riding *et al.*, 1998) ; modèles synchrones (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Rouchy et Caruso, 2004)

II.1.2.a. Les modèles diachrones

Les auteurs soutenant le diachronisme des dépôts évaporitiques assimilent les bassins périphériques et leurs évaporites à des bassins peu profonds. Les évaporites s'y seraient déposées sous une faible tranche d'eau tandis que le bassin central serait demeuré en environnement marin (Figure IV-5A). L'érosion subaérienne observée sur les marges serait alors contemporaine du dépôt des évaporites centrales.

Les modèles en faveur du diachronisme divergent sur l'âge de la dessiccation variant entre 5,8-5,5 Ma (Butler *et al.*, 1999) et 5,7-5,33 Ma (Clauzon *et al.*, 1996b). Le modèle de Clauzon *et al.* (1996) propose un scénario en deux temps de la Crise de salinité

messinienne, dans le cadre du modèle « *deep dessicated basin* ». Ce modèle implique deux chutes successives du niveau marin séparées par une brève remontée correspondant aux Evaporites supérieures de Sicile. Le processus s'enchaîne de la façon suivante :

- une première chute modeste du niveau martin estimée entre 100 et 150 m provoque le dépôt des évaporites dans les bassins périphériques (bassin de Sorbas, Evaporites inférieures de Sicile). Cette variation eustatique est corrélée avec les stades isotopiques de l'oxygène et les phases glaciaires antarctiques TG22 et TG20 (Shackleton *et al.*, 1995).

- la seconde phase correspond à une chute du niveau marin drastique, estimée à 1500 m, et provoque le dépôt des évaporites centrales et l'érosion subaérienne des marges. Cette seconde phase se déroule de 5,6 Ma à 5,32 Ma où intervient la remise en eau brutale de la Méditerranée par le détroit de Gibraltar.

Ce scénario résout l'incompatibilité temporelle entre la présence d'une faune marine profonde et l'incision fluviale. La faune marine messinienne a survécu lors de la première phase évaporitique qui n'a touché que les bassins périphériques (c'est-à-dire avant 5,6 Ma). Le creusement des canyons ne survient qu'après, lorsque la seconde chute du niveau marin provoque la dessiccation des bassins centraux.

II.1.2.b. Les modèles synchrones

Les modèles synchrones (Krijgsman *et al.*, 1999a) proposent l'hypothèse de la simultanéité des dépôts évaporitiques à travers la Méditerranée en s'appuyant sur l'âge des Evaporites inférieures de Sicile qu'il considèrent appartenir aux évaporites centrales. Cette hypothèse implique d'imaginer le dépôt d'évaporites dans des tranches d'eau variables mais dont la concentration en saumures serait élevée. Utilisant des études biostratigraphiques en Méditerranée occidentale (Sierro *et al.*, 2001), en Méditerranée centrale (Hilgen and Krijgsman, 1999) et en Méditerranée orientale (Hilgen *et al.*, 1995), Krijgsman *et al.* (1999a) confirment la simultanéité des premiers dépôts d'évaporites dans les bassins périphériques à 5,96 Ma, y compris la Sicile comme l'avaient montré Gautier *et al.* (1994). En comptant 16 à 17 cycles de sédimentation gypse/argile dans les formations évaporitiques, supposés liés aux cyclicités climatiques de précession, les auteurs suggèrent un arrêt dans la sédimentation entre 5,59 Ma et 5,50 Ma. Cette brève interruption correspondrait alors à la phase de dessiccation des bassins centraux.

Il existe une grande différence entre ces deux types de modèles : les auteurs en faveur du diachronisme des dépôts évaporitiques mettent en avant l'importance du glacio-eustatisme dans la première phase de la crise sans négliger l'impact de la tectonique ouest-méditerranéenne qui devient essentiel dans la seconde phase. Au contraire, les partisans du modèle synchrone préfèrent faire de la tectonique l'unique facteur ayant causé la restriction des communications avec l'Atlantique.

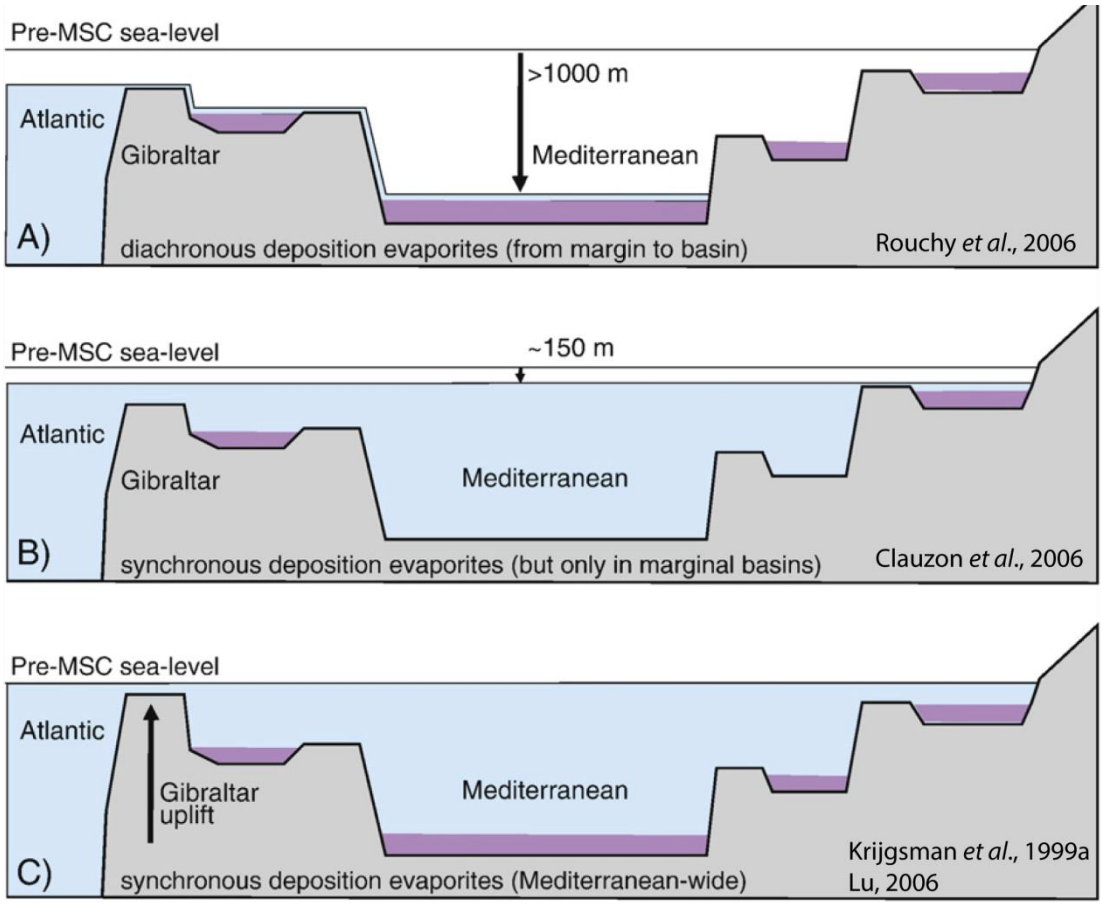


Figure IV-5 : Les différents scénarios de dépôt des évaporites liées à la Crise de salinité messinienne (Krijgsman et Meijer, 2008). A) dépôt des évaporites des bassins marginaux et profonds synchrones suite à une seule chute d'eau majeure (>1000m) du niveau marin (Rouchy et Caruso, 2006). B) dépôt des évaporites des bassins marginaux et cenrraux diachrone mais dépôt des évaporites des bassins marginaux synchrone suite une faible chute d'eau marine (~150m) (Clauzon *et al.*, 1996), (Roveri et Manzi, 2006). C) dépôt des évaporites des bassins marginaux et profonds synchrone n'impliquant pas de baisse notable du niveau marin. Les auteurs impliquent un soulèvement du seuil de Gibraltar, restreignant les échanges entre les eaux méditerranéennes et atlantiques (Krijgsman *et al.*, 1999a), (Lu, 2006).

II.2. Corrélations avec le domaine marin

Les campagnes de sismique réflexion réalisées dans le domaine marin méditerranéen ont permis de préciser la succession stratigraphique liée à la Crise de salinité

messinienne. Elles ont aussi permis de corréler les observations faites à terre afin de proposer un modèle conceptuel d'ensemble de la crise. Même si les évaporites et les différentes unités du bassin profond ne font pas à proprement parler partie de cette étude, elles n'en restent pas moins importantes pour la compréhension de la Crise de salinité messinienne. Elles seront décrites dans le paragraphe suivant.

II.2.1. Une surface d'érosion généralisée : la Surface d'érosion messinienne

La Surface d'érosion messinienne est probablement le marqueur le plus important relatif à la Crise de salinité messinienne. Elle est la première conséquence de l'abaissement du niveau marin et de l'érosion subaérienne des marges.

La morphologie de cette surface irrégulière a permis de mettre en évidence l'existence de réseaux fluviatiles d'âge messinien ayant entaillé les marges (Figure IV-6 ; Barber, 1981; Gorini, 1993; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi *et al.*, 2010 ; Urgeles *et al.*, 2011). De la Mer d'Alboran (Auzende *et al.*, 1971, 1975 ; Mulder et Parry, 1977 ; Campillo *et al.*, 1992 ; Comas *et al.*, 1999) à la marge levantine (Ben-Avraham *et al.*, 1995 ; Bertoni and Cartwright, 2007), en passant par le bassin algérien (Lofi *et al.*, 2011), le bassin liguro-provençal (Gennesseaux et Lefebvre, 1980 ; Réhault *et al.*, 1984) ou le bassin de Valence (Mauffret *et al.*, 1978 ; Maillard *et al.*, 2006), la Surface d'érosion messinienne est aujourd'hui largement reconnue autour de la Méditerranée.

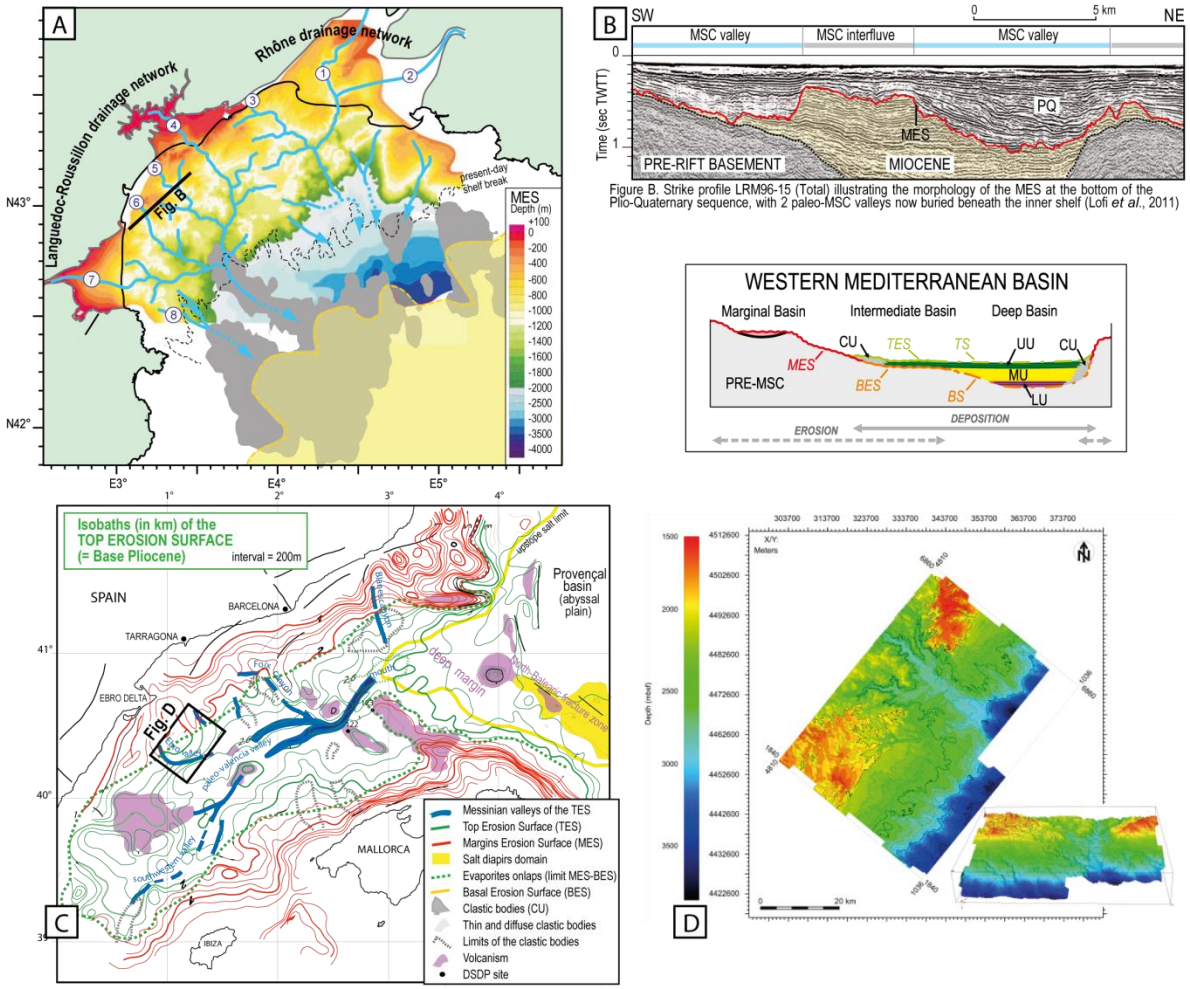


Figure B. Strike profile LRM96-15 (Total) illustrating the morphology of the MES at the bottom of the Plio-Quaternary sequence, with 2 paleo-MSC valleys now buried beneath the inner shelf (Lofi *et al.*, 2011)

Figure IV-6 : A) Carte de la profondeur actuelle de la Surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion sur laquelle ont été digitalisés les tracés des réseaux fluviatiles observés sur des centaines de profils sismiques (Lofi *et al.*, 2010). B) Morphologie érosive de la SEM montrant le creusement de vallées messiniennes (Lofi *et al.*, 2011). C) Carte de profondeur de la SEM (en rouge) et de la surface sommitale des évaporites (en vert) dans le Golfe de Valence montrant l'empreinte des vallées messiniennes (en bleu foncé) (Maillard et Mauffret, 2010). D) Cartographie en profondeur et vue 3D de la SEM au large du delta de l'Ebre (Urgeles *et al.*, 2011) montrant la coalescence des réseaux fluviatiles.

II.2.2. Les sédiments clastiques

L'érosion messinienne a profondément entaillé les marges du pourtour méditerranéen, impliquant par conséquent le transport d'une grande quantité de sédiments clastiques en direction du bassin central. Barber (1981) fut un des premiers à documenter l'existence d'un système détritique au débouché du Nil. Il a fallu attendre le milieu des années 2000 pour que de tels systèmes détritiques soient mis en évidence dans le Golfe du Lion (Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2012).

A l'échelle de la Méditerranée occidentale, ces éventails détritiques de bas niveau marin ont été décrits en plusieurs endroits. Au large du Var (Mer Ligure), un éventail constitué principalement de sédiments deltaïques passe latéralement à l'unité des évaporites supérieures (Savoye et Piper, 1991). A l'ouest de la Sardaigne, des sédiments clastiques ont été observés au-dessus de la Surface d'érosion messinienne. Par conséquent ces dépôts ont été interprétés comme contemporains de la remise en eau du bassin au Pliocène (Sage *et al.*, 2005). Au large du Golfe du Lion, d'autres dépôts détritiques au faciès sismique chaotique ont été observés sous les évaporites supérieures et le sel (Dos Reis, 2001 ; Lofi, 2002). Ces produits détritiques semblent passer latéralement au toit des évaporites supérieures, en contexte transgressif.

Les travaux récents de Bache (2008) et Bache *et al.* (2009) ont mis en évidence la présence d'un important épisode détritique (Dm, Figure IV-7A) avant la précipitation d'évaporites messiniennes dans le bassin provençal, ce qui résout le paradoxe né des premières interprétations de la sismique marine : l'hypothèse d'un bassin messinien profond en partie asséché était admise alors qu'aucune étude intensive n'avait identifié de dépôts détritiques venant relayer cette érosion. De plus, ces travaux ont permis de mettre l'accent sur la cartographie d'une série d'évaporites inférieures (située sous le sel massif) bien plus épaisses que ce qui était admis auparavant. Ces évaporites inférieures marqueraient alors le début du paroxysme de la Crise de salinité messinienne.

Les récents travaux de modélisation stratigraphique réalisés dans le Golfe du Lion et basé sur le scénario en deux temps de la crise de salinité ont permis de confirmer les géométries observées sur les profils sismiques ainsi que d'estimer des volumes de sédimentation durant l'accélération de chute du niveau marin (Figure IV-7B ; Leroux, 2012).

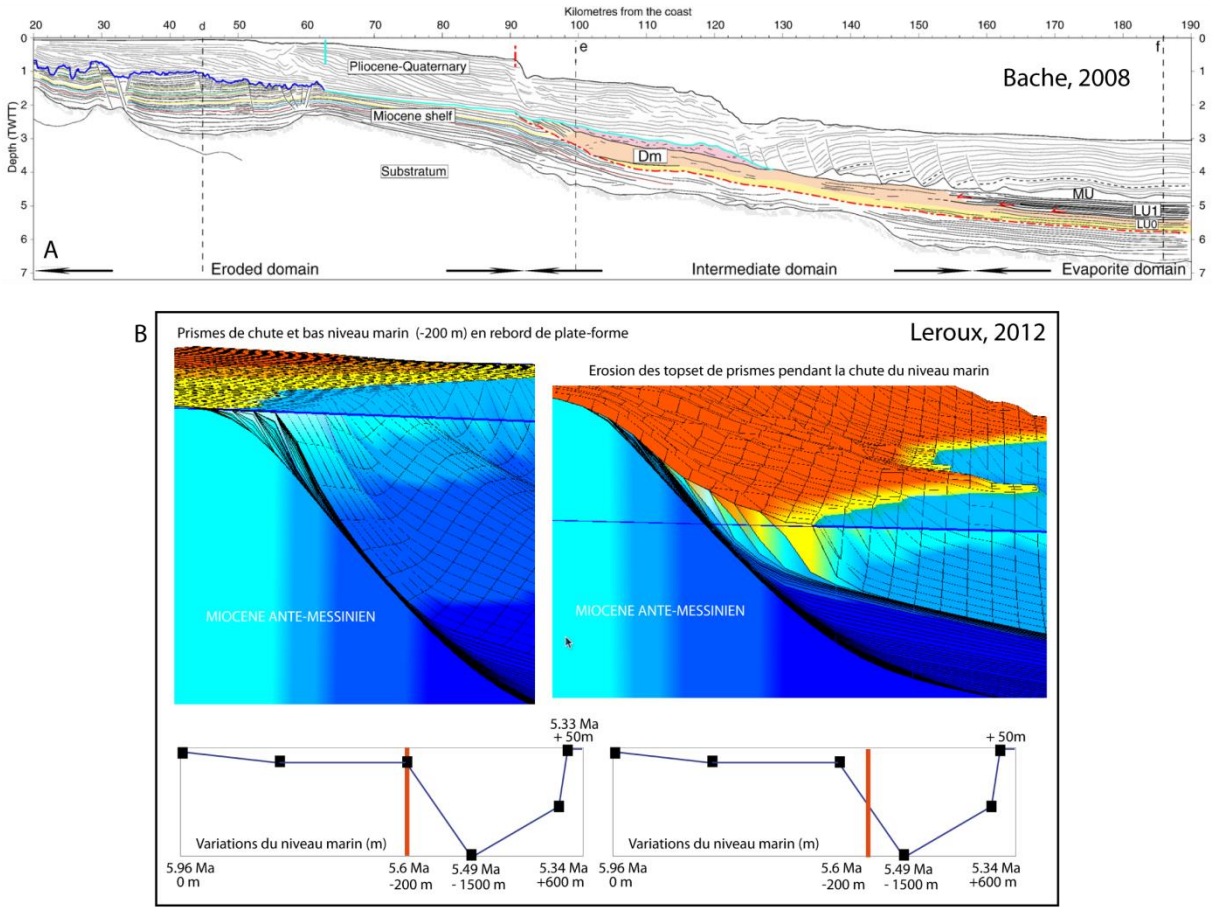


Figure IV-7 : A) Profil sismique perpendiculaire à la marge provençale, montrant en bleu la Surface d'érosion messinienne (subaérienne). Cette surface passe en profondeur à une surface plus lisse identifiée comme étant une surface d'abrasion marine liée à l'épisode transgressif précédant la remise en eau complète. L'unité Dm désigne les dépôts détritiques situés au-dessus d'une surface d'érosion (en rouge). Ces dépôts détritiques, liés à la chute majeure du niveau marin, se biseautent en profondeur sous les évaporites inférieures. B) Résultat de la simulation de l'évolution stratigraphique du Golfe du Lion basés sur le scénario de chute en 2 temps : -200 m dans un premier temps puis -1300 m avec une stabilisation du niveau marin entre les deux chutes.

II.2.3. Les évaporites des bassins centraux

La série évaporitique messinienne correspond dans son ensemble à l'addition des évaporites dites supérieures et du sel massif. En Méditerranée orientale, cette série évaporitique dépasse les 2000 m d'épaisseur contrairement à la Méditerranée occidentale où elle atteint toutefois les 1500 m (Montadert *et al.*, 1970 ; Ryan, 2009). En domaine profond, les sédiments pélagiques post-évaporitiques se superposent à la série évaporitique au-dessus d'un contact concordant. Notons cependant que certaines observations ne concordent pas avec cette hypothèse car le toit des évaporites supérieures est parfois perturbé par un contact à caractère érosif (Sage *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006).

Dans les conditions climatiques actuelles, si la connexion Atlantique/Méditerranée se fermait, le Méditerranée s'assècherait en un millier et demi d'années (Hsü *et al.*, 1973a ; Benson *et al.*, 1991 ; Blanc, 2000). Si, à l'échelle de la Mer Méditerranée, une évaporation équivalente à 1000 m de chute du niveau marin intervenait, le dépôt de sel ne dépasserait pas la dizaine de mètres d'épaisseur. Par conséquent, le dépôt massif d'évaporites nécessite soit l'intervention de plusieurs cycles évaporitiques, soit une alimentation continue en eaux salées durant le paroxysme de la crise ou bien encore d'une sursaturation des eaux méditerranéenne (Hardie et Lowenstein, 2004 ; Ryan 2008, 2009).

II.3. Vers un scénario consensuel

A la suite de ces nombreux travaux ayant mis l'accent sur l'importance des surfaces d'érosion et des corrélations terre-mer, s'est tenu à Almeria en 2007 (à l'initiative de la CIESM) un atelier en présence des principaux acteurs scientifiques sur la question de la Crise de salinité messinienne, dans le but de procéder à l'état des lieux des points de convergence et de divergence et éventuellement de faire émerger un scénario consensuel (CIESM, 2008). C'est ainsi que la communauté s'accorda, malgré plusieurs points de profond désaccord (comme le statut du bassin sicilien), sur un nouveau scénario évolutif, prenant en compte le modèle diachrone en deux temps de Clauzon *et al.* (1996) tout en affinant la chronologie par rapport aux âges issus de la cyclostratigraphie de Krijgsman *et al.* (1999a)(Figure IV-8).

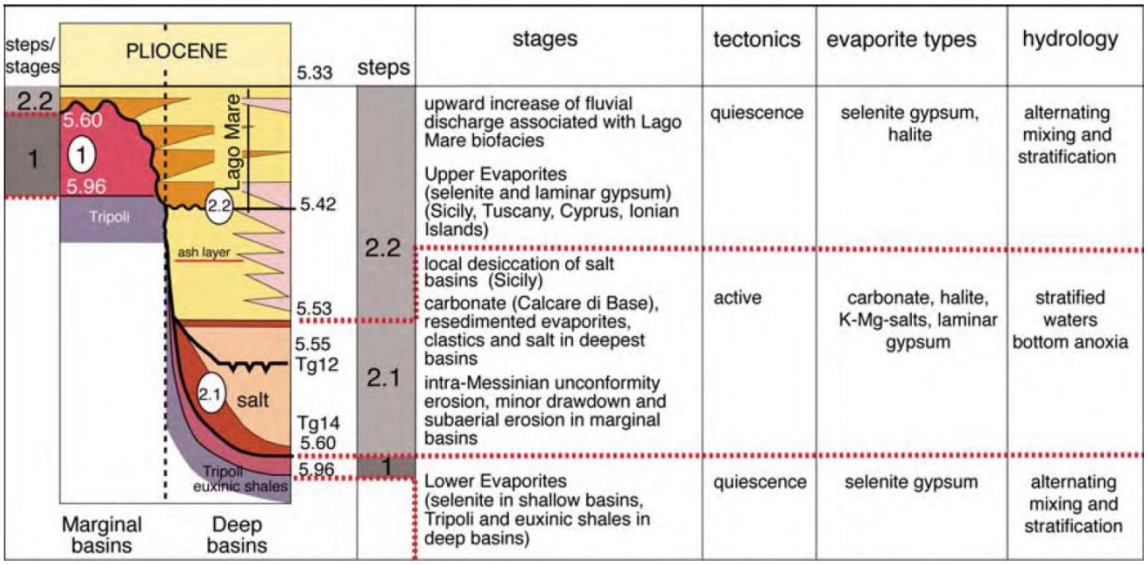


Figure IV-8 : Scénario du consensus sur la Crise de salinité messinienne (CIESM, 2008).

Le scénario consensuel de la Crise de salinité messinienne (CSM) est alors décliné en deux grandes phases dont la seconde a été subdivisée en deux sous-phases (CIESM, 2008):

- 1. De 5,96 à 5,6 Ma (Stade 1 Figure IV-8) : l'âge de la première chute du niveau marin à 5,96 Ma estimé par magnétostratigraphie (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999) est synchrone à l'échelle de la Méditerranée (cet âge vient d'être abaissé à 5,971 Ma : Manzi *et al.*, 2013 – voir plus haut).. Au cours de cette chute, les bassins périphériques sont soumis à des conditions de salinité relativement élevées conduisant à la sédimentation d'évaporites principalement formées de gypse (Figure IV-9A, B). Ces niveaux évaporitiques se déposent en alternance avec des marnes, témoignant de la pérennité des conditions marines au cours de ce premier stade de la CSM et de changements périodiques de salinité. Durant cette première phase, la baisse de niveau marin reste relativement faible (~150 m), le bassin central méditerranéen est encore soumis à une sédimentation marine profonde caractérisée par des dépôts de marnes et turbidites au droit des grands cours d'eau. Dans ce scénario consensuel, c'est au cours de cette faible chute que la partie inférieure des évaporites salifères de Sicile (Figure IV-9C, D) se sont sédimentées, comme cela avait été considéré par certains auteurs (Butler *et al.*, 1995 ; Clauzon *et al.*, 1996b).

- 2. De 5,6 à 5,332 Ma (Stade 2)

  - 2.1. De 5,6 à 5,55 Ma (Stade 2.1 Figure IV-8) : l'âge de la chute majeure du niveau marin est estimé à 5,6 Ma par cyclostratigraphie effectuée sur la coupe de Maccarone dans les Apennins qui bénéficie à sa base d'une datation radiométrique (cinérite) dont l'âge vient d'être légèrement modifié (Cosentino *et al.*, 2013). Cette période correspond au paroxysme de la Crise de salinité messinienne au cours de laquelle l'érosion subaérienne affectant l'ensemble des marges périméditerranéennes fut à son maximum. L'intense chute du niveau marin est due à la réduction des échanges Atlantique-Méditerranée. La fermeture des corridors marins Atlantique-Méditerranée survint suite à la coïncidence de deux facteurs : (i) une baisse glacio-eustatique du niveau marin global combinée (ii) au soulèvement tectonique régional de l'arc de Gibraltar. C'est pendant cette phase que les épaisses couches d'évaporites massives (halite et sel de potassium) se seraient déposées dans les bassins centraux.

  - 2.2. De 5,55 à 5,332 Ma (Stade 2.2 Figure IV-8) : période de remontée du niveau marin correspondant au dépôt des évaporites supérieures. Ce stade de remise en eau reste controversé notamment pour la Sicile : des auteurs situent le dépôt des Evaporites supérieures de Sicile durant cette période (Krijgsman *et al.*,

1999a ; Roveri *et al.*, 2008) alors que d'autres y voient la continuation de la phase d'érosion subaérienne (Clauzon *et al.*, 1996b). La base du Zancléen définie à 5,332 Ma marque un retour à des conditions marines. Cet événement marquant la fin de la Crise de salinité messinienne se caractérise par un ennoiement brutal de la Mer Méditerranée. Ce dernier résulte de la reconnexion des eaux atlantique et méditerranéenne *via* le détroit de Gibraltar (Figure IV-10).

Figure IV-9 : Planche photographique montrant (A) l'alternance de gypse et de marnes dans les évaporites dites périphériques du bassin de Sorbas, (B) ainsi qu'un détail des cristaux de gyspe (variété sélénite) observable dans le bassin. (C) Alternance de couches de halite (NaCl), et de kaïnite et carnalite (sel de potassium) en Sicile dans la mine de Realmonte, montrant également la tectonique salifère.

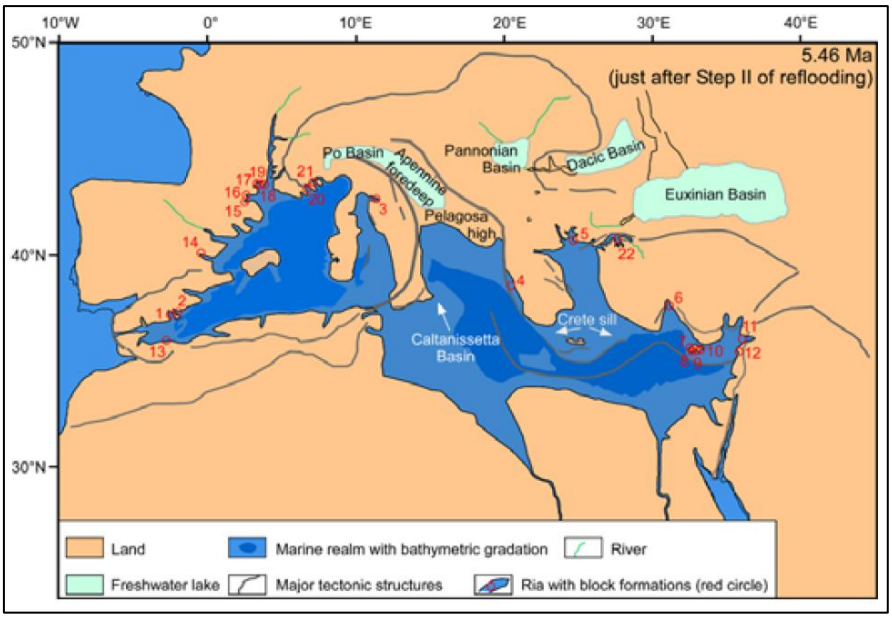


Figure IV-10 : Reconstitution paléogéographique des bassins méditerranéen et paratéthysien, lors de la reconnexion entre l'océan Atlantique et la Mer Méditerranée (5,46 Ma, Bache *et al.*, 2012).

Les auteurs sont dans l'ensemble d'accord sur les causes ayant conduit à la Crise de salinité messinienne, à savoir la fermeture successive des corridors bétiques et rifains au cours du Miocène supérieur. Les corridors bétiques se sont progressivement retrouvés émergés entre le Tortonien et le Messinien et ce d'Est en Ouest (Garcés *et al.*, 1998 ; Soria *et al.*, 1999 ; Garcés *et al.*, 2001 ; Martín *et al.*, 2001 ; Iribarren *et al.*, 2009). La fermeture totale de la connexion avec l'océan Atlantique par le corridor Rifain n'interviendra que plus tard, aux alentours de 5,6 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999b ; Rouchy *et al.*, 2003 ; Warny *et al.*, 2003). Des données paléontologiques viennent confirmer cette réduction régional du domaine marin au Messinien supérieur, des mammifères ayant pu traverser le domaine de Gibraltar pour parvenir en Espagne (Agustí *et al.*, 2001 ; Gibert *et al.*, 2013).

II.4. Dernières avancées

Les travaux de Bache (2008) et Bache *et al.* (2012), basées sur la stratigraphie sismique et sur la reconnaissance de surfaces remarquables *offshore*, ont permis d'identifier pour la première fois en Méditerranée une surface d'abrasion marine liée à la transgression de la ligne de rivage à la fin de l'épisode paroxysmal messinien (surface turquoise Figure IV-7A). Cette surface d'abrasion marine est d'une manière assez remarquable toujours située à 1,6 seconde de profondeur (temps double). Cette limite est interprétée comme la paléo-ligne de rivage marquant une remontée de l'eau progressive avant le ré-ennoiement brutal de la

Méditerranée qui permit la fossilisation de la Surface d'érosion messinienne en amont (surface bleu foncé Figure IV-7). Ces résultats ont conduit à préciser le scénario en deux temps de la Crise de salinité messinienne et par conséquent sa chronologie (Bache *et al.*, soumis) : des prismes de matériel détritique, relatifs à l'érosion subaérienne des marges, se mettent en place sous les évaporites centrales. La partie supérieure de ces prismes détritiques passe latéralement aux premiers dépôts des évaporites centrales, lesquelles vont alors se déposer en contexte transgressif.

III. La Crise de salinité messinienne en Alboran

III.1. Historique

La reconnaissance de séries évaporitiques d'âge miocène supérieur fut assez précoce dans l'histoire de la géologie espagnole et dans l'histoire de la Crise de salinité messinienne. Les travaux précurseurs de Ruegg (1964) dans le bassin de Sorbas, joints aux travaux de Völk et Rondeel (1964) dans le bassin de Vera, ont dans un premier temps permis de contraindre la succession stratigraphique du Miocène et du Pliocène, analogue entre les deux bassins. Par la suite, les travaux de Dronkert (1976) et Pagnier (1976) sont venus préciser les modalités de formation du gypse sélénitique et les environnements de dépôt de telles quantités de gypse. L'épaisseur d'eau nécessaire à la formation de couches de gypse successives comme celles de Sorbas oscille entre 10 m pour les couches les moins épaisses et 70 m pour les plus épaisses. Sur la base d'analyses micropaléontologiques et de datations de roches volcaniques, Van Couvering *et al.* (1976) furent parmi les premiers à proposer un scénario cohérent sur la Crise de salinité messinienne à partir de données de terrain.

La mer d'Alboran fut le premier domaine marin méditerranéen à avoir été foré par le *Deep Sea Drilling Project* (DSDP Leg XIII) en 1970 avec le navire scientifique *Glomar Challenger* (Hsü *et al.*, 1973a). Même si le but principal de ce premier forage (DSDP 13-121) était d'échantillonner le substratum afin de contraindre l'évolution de la Méditerranée, le forage traversa la discordance du Messinien (réflecteur « M » en sismique). Les profils sismiques de qualité assez médiocre ne permettaient pas alors de placer correctement la limite entre le Miocène et le Pliocène. Cependant, les analyses micropaléontologiques montrent clairement la présence d'un hiatus sédimentaire entre les sédiments pliocènes et les sédiments tortoniens sous-jacents. A partir de profils à haute-résolution, Auzende *et al.* (1975) interprètent les antiformes visibles dans les bassins sédimentaires comme des diapirs

de sel (Figure IV-11). Leur interprétation est construite par analogie avec le style structural et le mode de remplissage sédimentaire connu ailleurs en Méditerranée occidentale (Hsü *et al.*, 1973a).

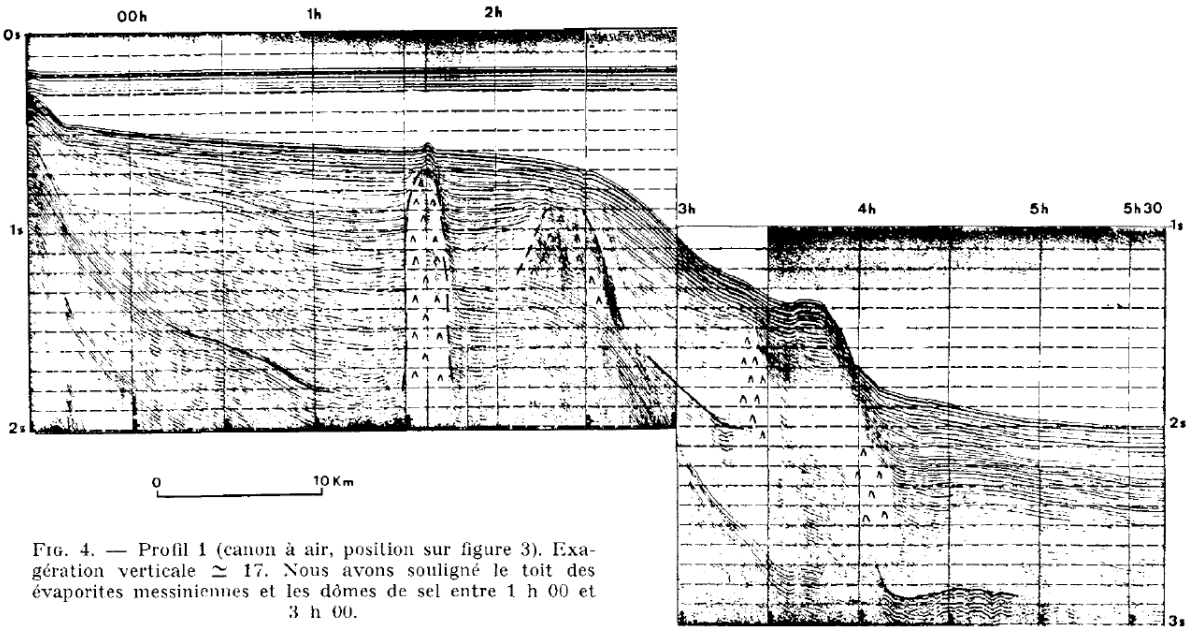


FIG. 4. — Profil 1 (canon à air, position sur figure 3). Exagération verticale ≃ 17. Nous avons souligné le toit des évaporites messiniennes et les dômes de sel entre 1 h 00 et 3 h 00.

Figure IV-11 : Profil sismique acquis en Mer d'Alboran montrant plusieurs structures relativement verticales interprétées comme des diapirs de sel (Auzende *et al.*, 1975).

Il fallut attendre le début des années 1990 et la publication des premières données de forages profonds en Alboran pour que la nature des sédiments soit définie. Le réflecteur « M » séparant les sédiments miocènes des sédiments pliocènes fut observé à travers tout le domaine grâce à de nombreux profils sismiques (Woodside et Maldonado, 1992 ; Bourgois *et al.*, 1992 ; Jurado et Comas, 1992). L'analyse des profils sismiques montre alors que ce réflecteur « M » est régulièrement affecté par des hyperboles de diffraction d'ondes sismiques, confirmant ainsi la nature très irrégulière et érosive de cette surface.

De nombreux fragments de roches de lithologie très variable se retrouvent au sein de la série datée du Messinien (Jurado et Comas, 1992 ; Comas *et al.*, 1992). Les relevés de sondages indiquent la présence de fragments d'évaporites (gypse, anhydrite), de carbonates incorporés dans une matrice argileuse à marneuse (Comas *et al.*, 1992). La partie inférieure des dépôts messiniens est parfois composée de conglomérats ou encore d'une alternance de lits argileux et de lits volcanoclastiques. Contrairement aux bassins méditerranéens profonds, aucun dépôt évaporitique « en place » n'a été découvert au sein du bassin d'Alboran. La Crise de salinité messinienne y a de toute évidence laissée sa seule empreinte érosive (Loget et Van Den Driessche, 2006).

III.2. Contraintes des bassins sédimentaires à terre

Les bassins sédimentaires situés dans les Cordillères bétiques (Sorbas – Níjar) ont souvent servi de bassin de référence à l'étalonnage des modèles conceptuels sur la Crise de salinité messinienne. Comme le montre la Figure IV-3, le dépôt d'évaporites messiniennes dans le domaine d'Alboran est localisé dans sa partie sud-est (bassins de Sorbas, Vera, Nijar, Almeria) mais aussi dans le bassin de Grenade. Aucune évaporite messinienne n'a été découverte au Maroc ni même dans la partie occidentale de la marge andalouse. Cette absence peut être interprétée de deux manières : soit il s'agit d'un hiatus de sédimentation, soit l'érosion syn- à post-Crise de salinité messinienne a supprimé les témoignages de tels dépôts. Cette discussion est d'autant plus ouverte que des fragments d'évaporites de type gypse ou anhydrite ont été retrouvés dans les forages du bassin ouest-Alboran (Comas *et al.*, 1992, 1999).

Mais la Crise de salinité messinienne ne se limite pas au dépôt d'évaporites. La phase d'érosion subaérienne, synonyme de chute du niveau marin, eut des effets tout aussi importants sur la géologie et la géomorphologie du paysage méditerranéen. Il en est de même pour le ré-ennoiement Pliocène, qui permit de combler partiellement les dépressions laissées à l'érosion au cours de la crise. Les reconstitutions paléogéographiques existantes (Aguirre *et al.*, 1998 ; Martin *et al.*, 1999 ; Haughton, 2001) et les contraintes temporelles proposées dans les scénarios les plus récents (Jolivet *et al.*, 2006 ; Bache *et al.*, 2012 ; Clauzon *et al.*, révisé) permettent de restituer l'extension marine au cours du Miocène supérieur et du Pliocène (Figure IV-12).

Au Tortonien, le corridor de l'Almanzora à l'Est ainsi que celui du Guadalhorce (Malaga) à l'Ouest étaient ouverts. Pendant leur fermeture, les conditions marines vont devenir de plus en plus restreintes, provoquant la concentration de saumures et la précipitation des évaporites dans les bassins sud-bétiques et dans le bassin de Grenade où leur signification reste discutée. Les interprétations récentes de Corbí *et al.* (2012) tendent à raccorder le bassin de Grenade au domaine méditerranéen le long d'un corridor probablement d'origine tectonique.

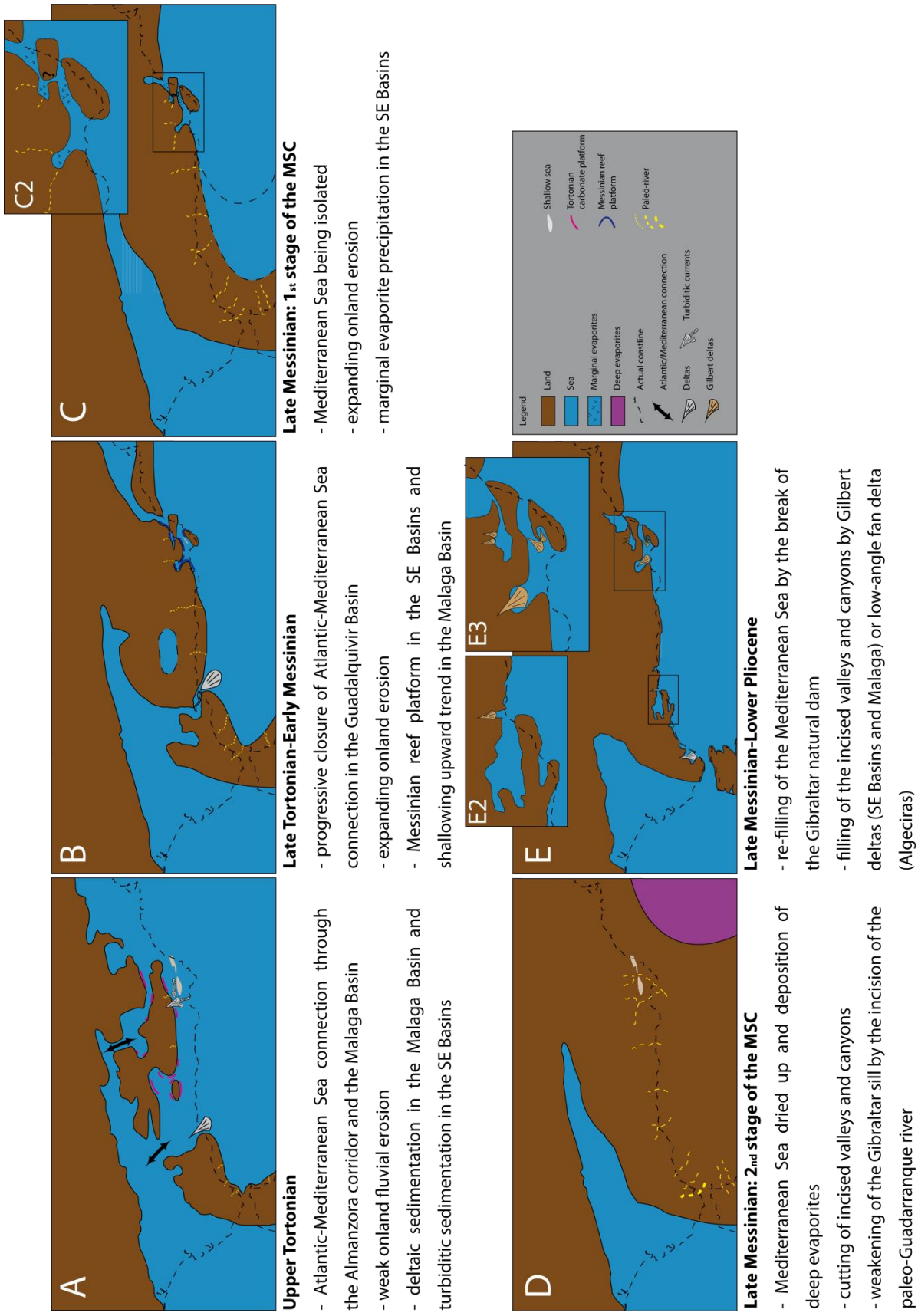


Figure IV-12 : Reconstitution paléogéographique de l'impact de la Crise de salinité messinienne sur la marge nord d'Alboran (modifié à partir des études de Aguirre *et al.*, 1998 ; Martin *et al.*, 1999 ; Haughton, 2001).

Dans le cas des bassins du sud-est des Bétiques, le bassin de Sorbas est probablement le plus étudié eu égard à la Crise de salinité messinienne. Etudié depuis près de 50 ans (Völk et Rondeel, 1964), ce bassin miocène est orienté E-W et compris entre la Sierra de Los Filabres au Nord et la Sierra Alhamilla au Sud, deux dômes métamorphiques exhumés au cours du Miocène supérieur. Au cours de la Crise de salinité messinienne, la fermeture des connexions marines sud-bétiques provoqua la précipitation cyclique d'évaporites (gypse) d'une épaisseur de 120 m (Figure IV-12B, C). Cette formation évaporitique se caractérise par une alternance de 16 cycles gypse/marne, montrant que le bassin était toujours sous influence de l'eustatisme global. Les estimations de chute du niveau marin lors du premier temps de la crise ont été effectuées dans le bassin de Sorbas, en mesurant, dans un même compartiment structural, la différence d'altitude entre le toit des récifs messiniens (dernier haut niveau marin) précédant le dépôt des gypses et l'altitude du premier niveau de gypse déposé au fond du bassin (premier bas niveau marin) (Clauzon *et al.*, 1996b). Sus-jacents à la série évaporitique, des sédiments marins deltaïques comblent l'ensemble du bassin. La succession stratigraphique du bassin de Sorbas a fait l'objet d'un intense débat durant ces 20 dernières années car elle est partie prenante dans les scénarios de la Crise de salinité messinienne. La controverse réside sur la présence ou non de la Surface d'érosion messinienne et, dans l'affirmative, sur sa position et sa nature. **Cette thématique a fait l'objet d'une étude chronostratigraphique dans le bassin de Sorbas (Article 1 – Clauzon *et al.*, soumis, Partie II - Chapitre VI) au sein duquel l'évolution stratigraphique sera discutée.**

Brièvement, les résultats de ces travaux montrent que les dépôts post-évaporitiques constituent essentiellement des Gilbert delta pliocènes avec des *foreset beds* grossiers à fort pendage passant latéralement à des *bottomset beds* horizontaux, fins et argileux. Des dépôts continentaux, les *topset beds*, viennent recouvrir la série sous-marine et correspondent à la partie émergée du delta progradant vers le large. Ces travaux (Clauzon *et al.*, soumis) basés de nouvelles observations de terrain et de multiples datations micropaléontologiques, montrent de manière évidente la présence d'une surface d'érosion au sommet des gypses et l'existence d'une lacune de sédimentation entre ces deux unités encadrant la Surface d'érosion messinienne (SEM)(Figure IV-13).

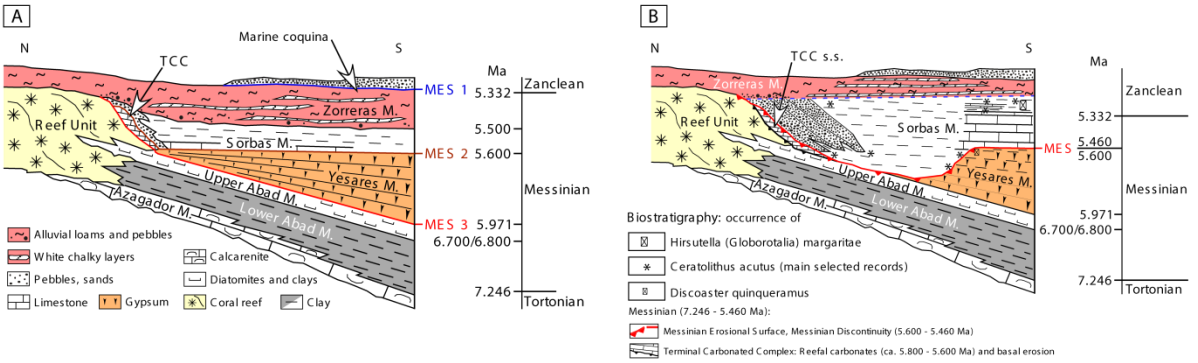


Figure IV-13 : Comparaison des schémas chronostratigraphiques du bassin de Sorbas : A) schéma conceptuel classique du bassin sur lequel les différentes positions de la Surface d'érosion messinienne proposées dans la littérature ont été reportées (modifié d'après Martín & Braga, 1994 ; Riding *et al.*, 1998, 1999 ; Fortuin *et al.*, 2000). MES 1 (Gautier *et al.*, 1994), MES 2 (Roveri *et al.*, 2009), MES 3 (Riding *et al.*, 1999) ; B) modèle chronostratigraphique selon Clauzon *et al.* (soumis). La différence fondamentale se trouve dans la reconnaissance et le positionnement stratigraphique de la Surface d'érosion messinienne.

Aujourd'hui, la Surface d'érosion messinienne a également été reconnue et tracée dans un contexte analogue dans le bassin de Níjar au sud du bassin de Sorbas (Omodeo Salé *et al.*, 2012), dans le bassin de Bajo-Segura (Soria *et al.*, 2008)

III.3. Contraintes des bassins sédimentaires immergés

A l'heure actuelle, en Alboran, aucune série évaporitique messinienne *in situ* n'a été forée ni observée (Comas *et al.*, 1999). Cette absence suggère que l'intégralité du domaine d'Alboran s'est retrouvée émergée durant la crise de salinité. Les séries messiniennes qui ont été traversées (Unité II selon Comas *et al.*, 1992 ; 1999) sont composées d'une multitude de lithologies différentes de nature silico-clastique aux évaporites en passant par les carbonates. Il est donc difficile de pouvoir caractériser ces types de dépôts. Néanmoins, l'analyse de profils sismiques permet à bien des égards de caractériser le remplissage d'une série en fonction de sa géométrie, de son faciès acoustique et de sa structure interne. C'est ainsi que depuis une dizaine d'années des profils sismiques de qualité industrielle ont permis de caractériser les séries messiniennes en Mer d'Alboran.

Le long de la marge espagnole, le faciès sismique de l'unité messinienne laisse apparaître une unité chaotique (Martínez del Olmo et Comas, 2008 ; Martínez del Olmo, 2011) interprétée comme des dépôts gravitaires appelés *Mass Transport Deposits* (MTD). Ces corps sédimentaires possèdent une base érosive (Figure IV-14A) et montrent sur certains profils perpendiculaires à la côte des structures internes laissant suggérer un

mécanisme de mise en place par destabilisation gravitaire (Figure IV-14B; Martinez del Olmo et Comas, 2008 ; Estrada *et al.*, 2011).

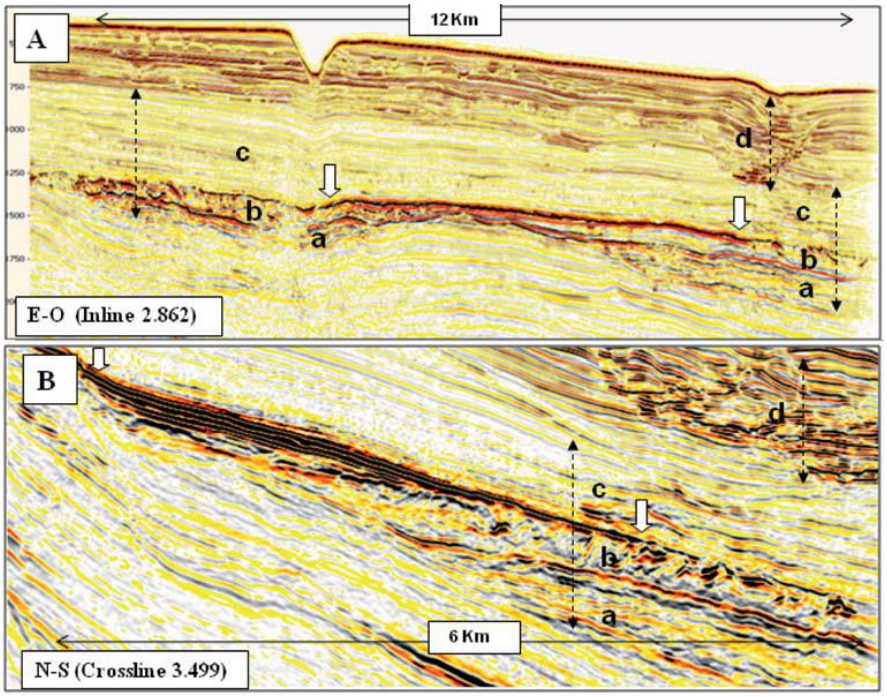


Figure IV-14 : Lignes sismiques (A) parallèle et (B) perpendiculaire à la côte espagnole. Sur ces deux lignes, les réflexions internes de l'unité du Messinien sont parfaitement visibles (Martínez del Olmo et Comas, 2008).

Il existe en Alboran une discontinuité majeure à la base du Pliocène qui peut, ou non, inciser les séries messiniennes et plus anciennes (Estrada *et al.*, 2011). Cette surface correspondant à l'érosion messinienne se compose en fait de deux types d'érosion : une érosion fluviatile sur les marges dessinant des morphologies de canyons (Martínez del Olmo et Comas, 2008 ; Estrada *et al.*, 2011), profondément recoupée par une surface d'abrasion marine générée lors de l'ouverture (ou plutôt la rupture ; Blanc, 2002) du Détroit de Gibraltar (Estrada *et al.*, 2011). Cette surface est différente de la Surface d'érosion messinienne car de nature sous-marine. La cartographie de la base de l'unité pliocène dans la partie ouest-Alboran a permis de mettre évidence la répartition spatiale de chacune de ces surfaces (Figure IV-15). Les contraintes temporelles en domaine marin sont apportées par la datation des unités du Pliocène inférieur dans les forages DSDP (Comas *et al.*, 1999 ; Serrano *et al.*, 1999) et par corrélation avec les données à terre.

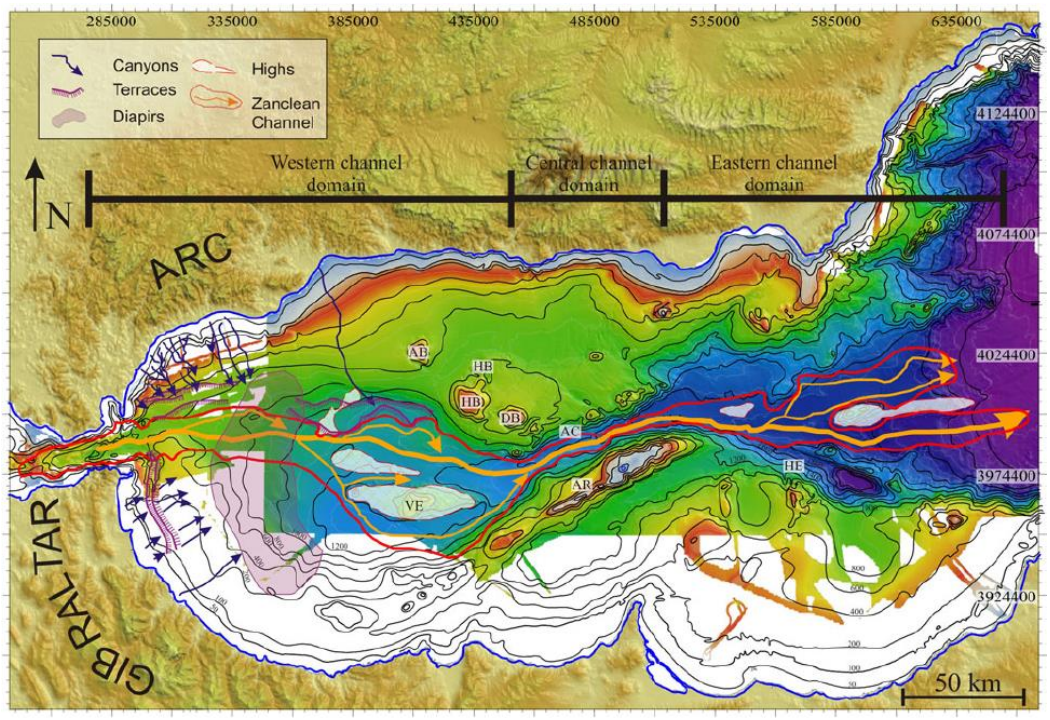
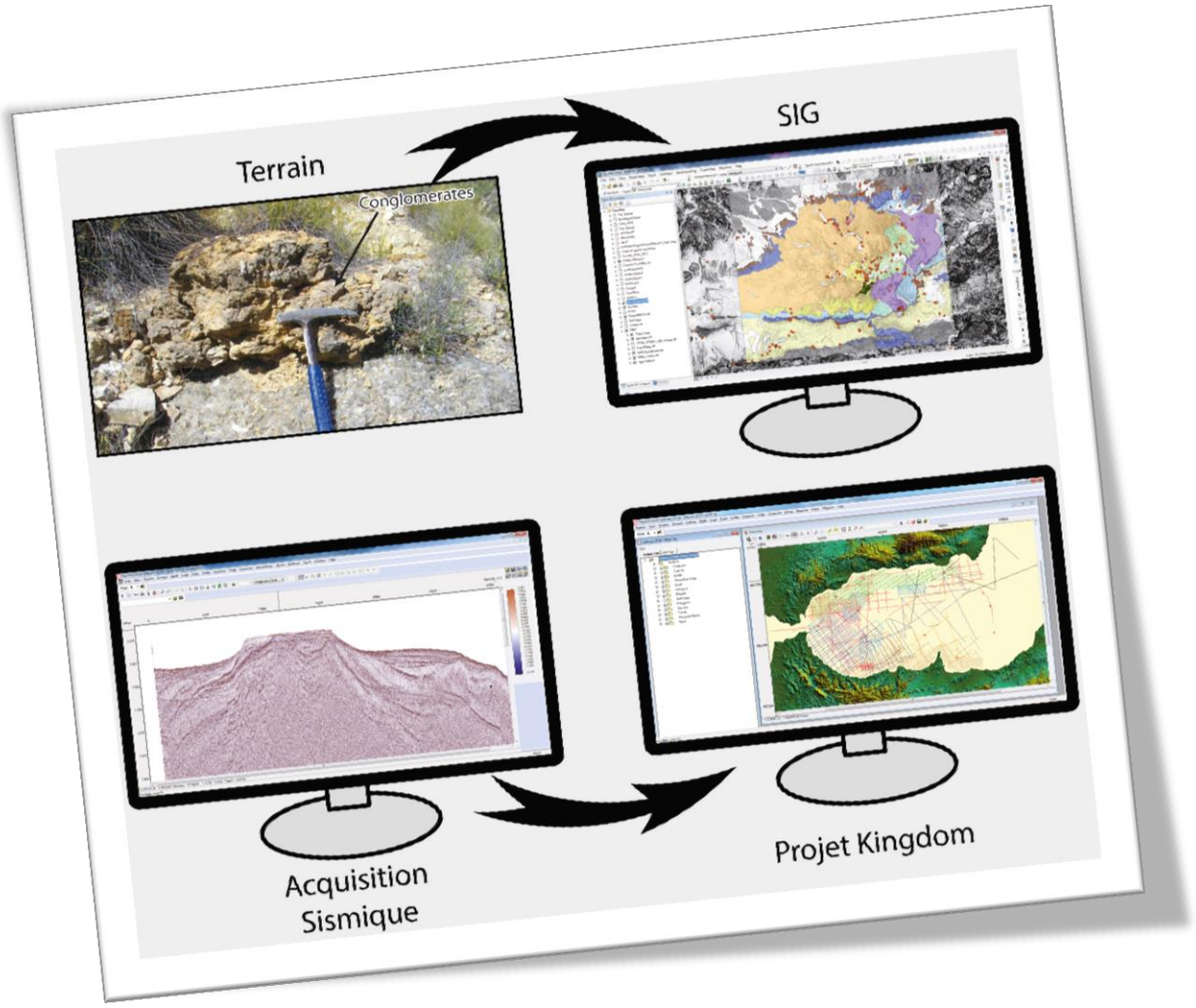


Figure IV-15 : Carte topo-bathymétrique montrant l'extension maximale (contour rouge) de la surface d'abrasion marine ayant affecté le domaine central d'Alboran (d'après Estrada *et al.*, 2011). Les vallées incisées, situées sur les marges, se sont également fait éroder durant le ré-ennoiement. AB: Algarrobo Bank, AC: Alboran Channel, AR: Alboran Ridge, DB: Djibouti Bank, HB: Herradura Bank, HE: Habibas Escarpment, VE: Vizconde de Eza High.

Cette thématique a fait l'objet d'une étude stratigraphique sur l'ensemble du domaine d'Alboran à l'aide d'une base de données sismique présentée ci-après (Article 4, Chapitre VII).

CHAPITRE V : BASES DE DONNEES ET METHODOLOGIE



I. Base de données sismiques

Les données utilisées dans cette étude se composent de données de sismique réflexion variées et de forages. L'ensemble est intégré dans un projet Kingdom Suite qui résulte d'un long travail de récupération et de mise en forme des données sismiques industrielles et académiques depuis de nombreuses années. Ce projet est le résultat d'une collaboration entre l'Institut des Sciences de la Terre de Paris (UPMC), l'Institut des Sciences de la Mer (Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Barcelona) et le département de Géologie de l'Université Mohammed V (Rabat Maroc).

I.1. Sismique réflexion

Les données de sismique réflexion composant la base de données sismiques sont de qualité différente : 13 campagnes menées par les industriels (Figure V-1 ; Tableau V-1) et 20 jeux de données académiques (Figure V-2, V-3).

I.1.1. Données industrielles

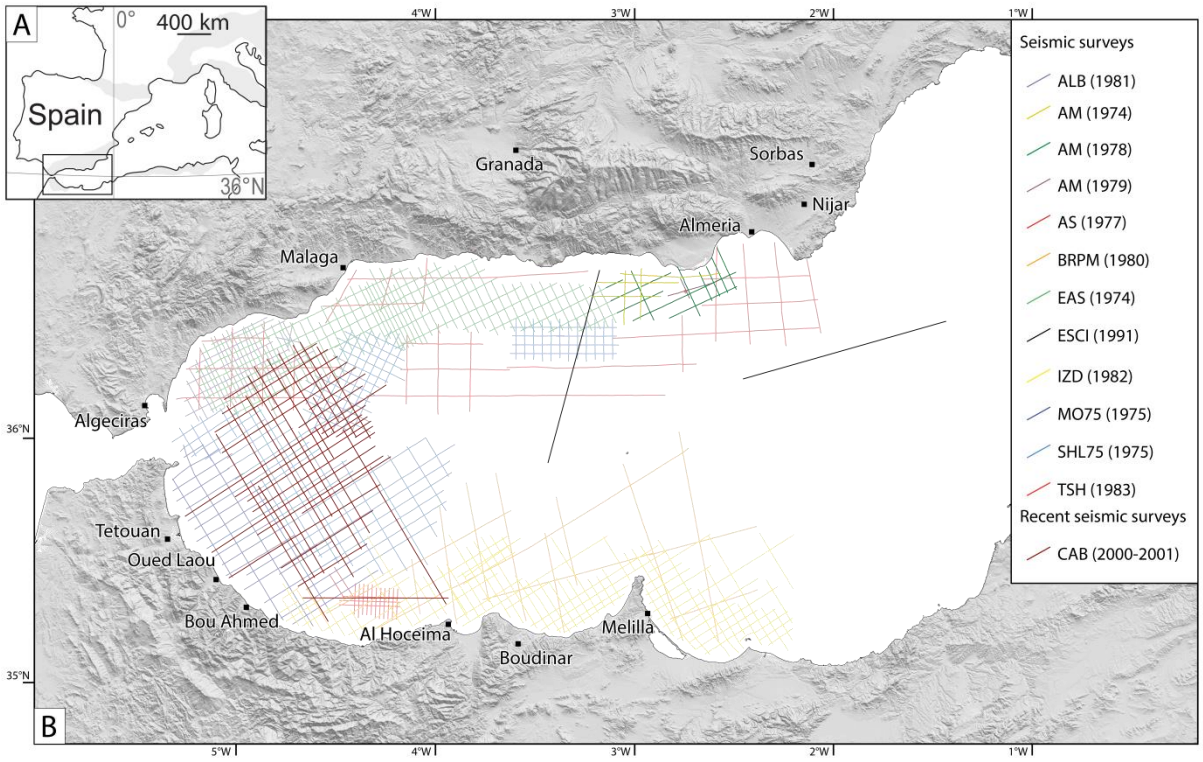


Figure V-1 : Plan de position des données de sismique réflexion industrielles.

Survey	Year	Operator-Owner	Contractor
ALB	1981	ENIEPSA	GSI
AM	1974	ENPASA	SSL
AM	1978	EAIP	CGG
AM	1979	EAIP	CGG
AS	1977	Western Geo (speculative)	Western Geo
BRPM	1980	BRPM	CGG
CAB	2000 2001	Conoco Phillips	CGG
EAS	1974	EXXON-ENPASA	SSL
ESCI	1991	FICYT & CICYT (Spain Gov) & EU	GECO-Prakla
IZD	1982	AMOCO	Western Geo
MO	1975	CHEVRON	Western Geo
SHL	1975	SHELL	GSI, CGG
TSH	1983	AMOCO	GeoCenter

Tableau V-1 : Tableau récapitulatif des principales campagnes sismiques d'origine industrielle (localisation sur Figure V-1)

Les profils sismiques industriels permettent d'avoir une vision globale des géométries des remplissages sédimentaires à l'échelle du bassin. La couverture disponible s'étend au-dessus des bassins sud-, ouest- et nord-Alboran, les dépôt-centres les plus importants dans le domaine. De qualité très variable, les profils industriels se regroupent sous deux grands ensembles :

- Une majorité des études ont été réalisées entre les années 1974 et 1983 (Tableau V-1). La pénétration du signal acoustique permet de réaliser des observations cohérentes dans le remplissage sédimentaire et d'observer le contact entre le socle et le bassin, notamment sur les marges.

- Une série de 45 profils sismiques récents localisés dans le bassin ouest-Alboran, possédant une profondeur d'écoute de 12 secondes (temps double) permettant d'observer avec une plus grande précision l'intégralité du remplissage sédimentaire ainsi que des interfaces plus profondes.

I.1.2. Données académiques

Les profils sismiques académiques sont de plus haute résolution et par conséquent de plus faible pénétration. Un très grand nombre de campagnes sismiques ont été acquises en Alboran, qui par souci de visibilité ont été séparées sur deux figures (Figures V-2 et V-3). Ces études permettent de réaliser des observations plus détaillées, notamment dans les séries les plus superficielles messiniennes, pliocènes et quaternaires. L'étendue des campagnes sismiques académiques recouvrent l'intégralité du domaine. Au cours de ce travail de thèse, j'ai eu l'opportunité de participer à trois campagnes océanographique dans le domaine d'Alboran :

- la campagne SAGAS-Bis (Juin 2010, sous le pilotage de Bélen Alonso, ICM-CSIC Barcelone) avait pour objectif d'étudier les interactions stratigraphie/morphologie à travers l'étude des dépôts turbiditiques et contouritiques sur le nord de la marge d'Alboran : enregistrement bathymétrique par sonde multi-faisceaux, acquisition sismique et sondages superficiels (plan de position sur la Figure V-3).

- la campagne MARLBORO-2 (Mai 2012) et SARAS – Eurofleet (Août 2012, sous le pilotage d'Elia d'Acremont, ISTEP-UPMC) avait pour objectif d'étudier et d'imager les structures tectoniques actives et les systèmes sédimentaires associés sur la marge sud du domaine d'Alboran : enregistrement bathymétrique par sonde multi-faisceaux, acquisition sismique et sondages superficiels (plan de position sur la Figure V-2).

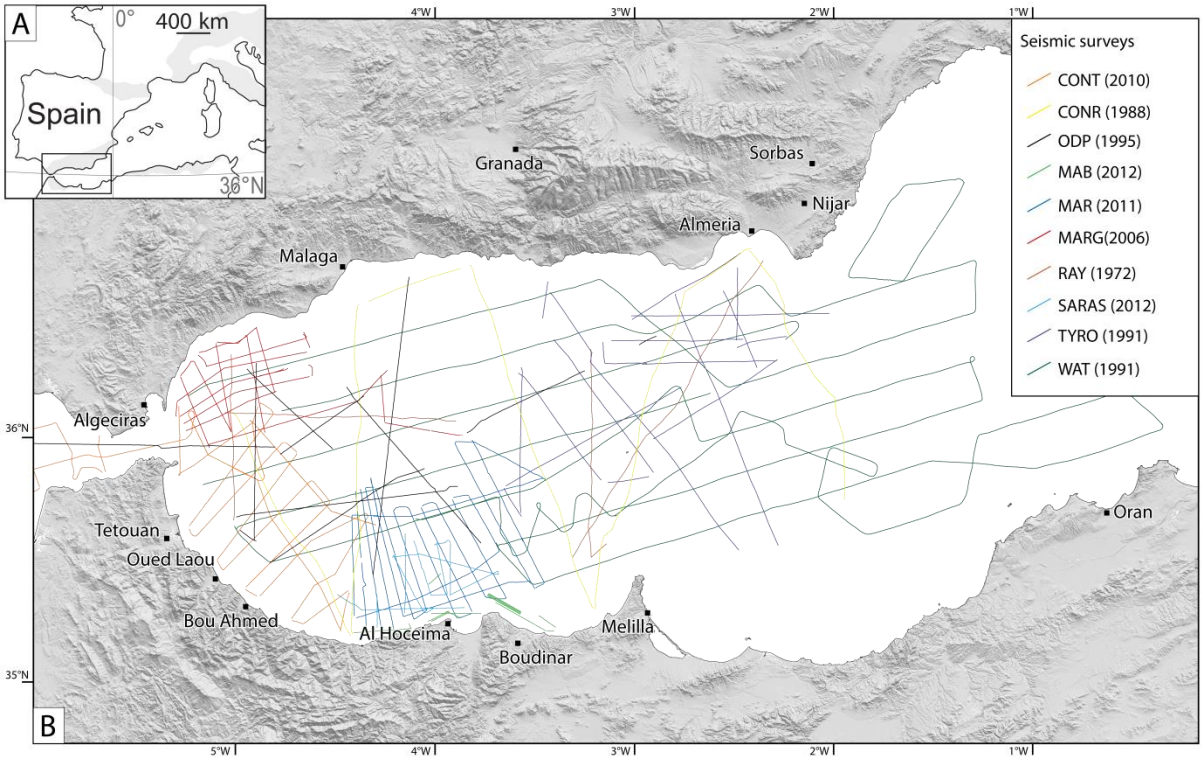


Figure V-2 : Plan de position des données de sismique réflexion académiques. 1ère partie.

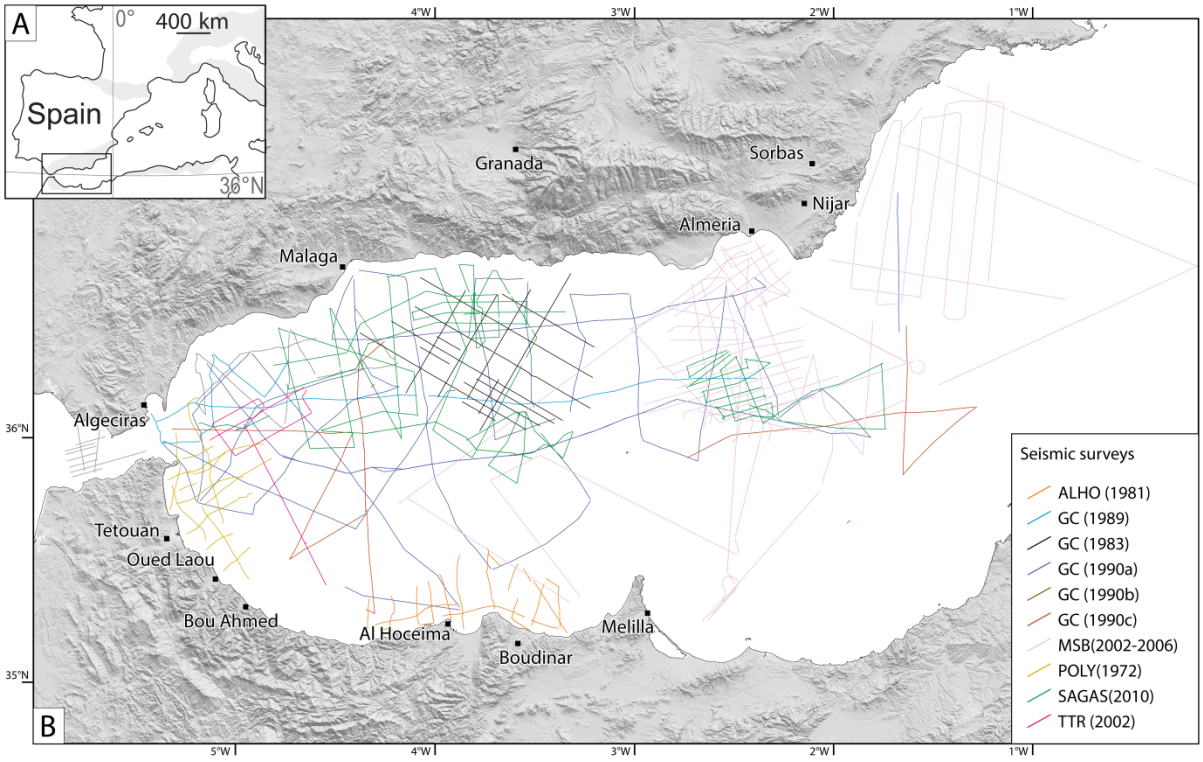


Figure V-3 : Plan de position des données de sismique réflexion académiques. 2nde partie.

I.2. Forages

L'interprétation des données sismiques s'est appuyée sur les données de 10 forages (Figure V-4):

- 5 forages industriels Andalucia A-1 (1981), Andalucia G-1 (1983), Nador 1 (1983), El Jebha (1985) et Alboran A-1 (1986). Ces puits industriels ont été forés sur la pente continentale espagnole (Andalucia A-1 et G-1 et Alboran A-1) ou encore sur une structure plissée sur la marge marocaine (El Jebha).

- 4 forages du programme ODP 976-977-978-979 (*Ocean Drilling Program*) réalisés en 1995. Les puits du programme ODP visaient à caractériser le socle du bassin d'Alboran (ODP 976) et étudier les sédiments messiniens et pliocènes (ODP 977-978-979).

- 1 forage DSDP 121 (Leg 13, *Deep-Sea Drilling Program*) appartenant à la première grande série des forages méditerranéens ayant conduit à la découverte de la Crise de salinité messinienne.

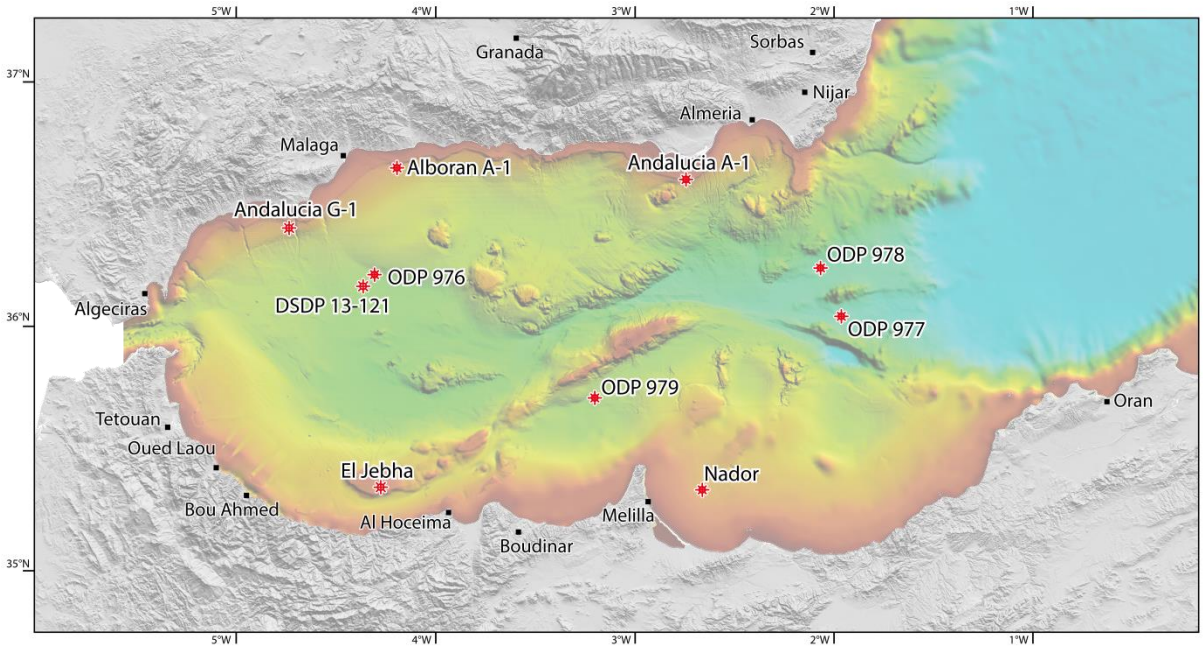


Figure V-4 : Plan de position des forages dans le domaine d'Alboran.

Nous disposons pour la quasi-totalité des puits industriels des données de diagraphie, des rapports de fin de sondage et des études micropaléontologiques (réalisées sur *cuttings*). Les données des sondages ODP et DSDP (obtenues sur carottes) sont publics

et les données intégralement disponibles (http://www.deepseadrilling.org/ et http://www-odp.tamu.edu/publications/).

I.3. Mise en forme des données et harmonisation de la base de données

Au commencement de l'étude, la totalité de la base de données sismiques/forages a été mise à ma disposition. Cependant, au cours des analyses et interprétations des profils sismiques, certains problèmes se sont rapidement révélés et constituèrent des barrières au bon déroulement de l'étude :

- mauvaise position de plusieurs campagnes sur la marge marocaine : les campagnes TSH, IZD et BRPM (Figure V-1) ont donc été intégralement relocalisées à partir des plans de position originels qui ont été géo-référencés et vectorisés.
- une fois alignés sur les plans de position originels, les profils TSH, IZD et BRPM ont été ajustés avec l'aide de la grille bathymétrique acquise grâce aux campagnes récentes (Figure V-5).

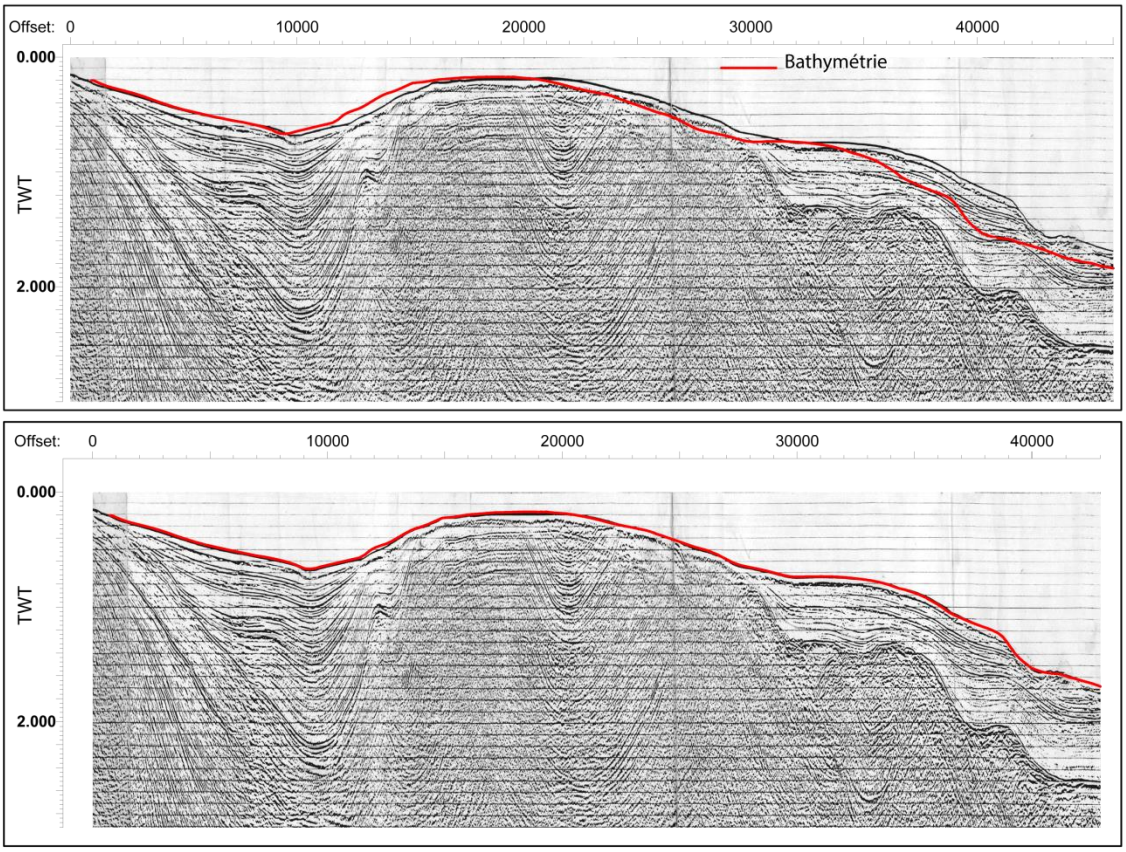


Figure V-5 : Représentation de l'ajustement spatial des profils sismiques localisés sur ma marge sud-Alboran (exemple du profil IZD-26)

- avec l'aimable autorisation d'Anthony Watts (Université d'Oxford), les enregistrements originaux de la campagne réalisée en 1991 à bord du Charles Darwin par l'Université d'Oxford (WAT ; Figure V-2) ont été récupérés, et mis en format digital (SEGY) avec l'aide de Willem Versteeg (Université de Gent) et Jeffrey Poort (ISTEP-UPMC).

II. Système d'information géographique

L'ensemble des données géologiques et géophysiques utilisées dans cette étude ont été compilées dans un Système d'Information Géographique (SIG).

Les données géologiques se composent des cartes géologiques espagnoles en format image (http://www.igme.es/internet/cartografia/cartografia/magna50.asp) et vectorisées (http://cuarzo.igme.es/sigeco/Default.aspx). A cela s'ajoute les cartes géologiques marocaines dont certaines ont été vectorisées et géo-référencées. L'ensemble des données recueillies sur le terrain au cours de nombreuses missions ont aussi été intégrées dans le SIG (Figure V-6).

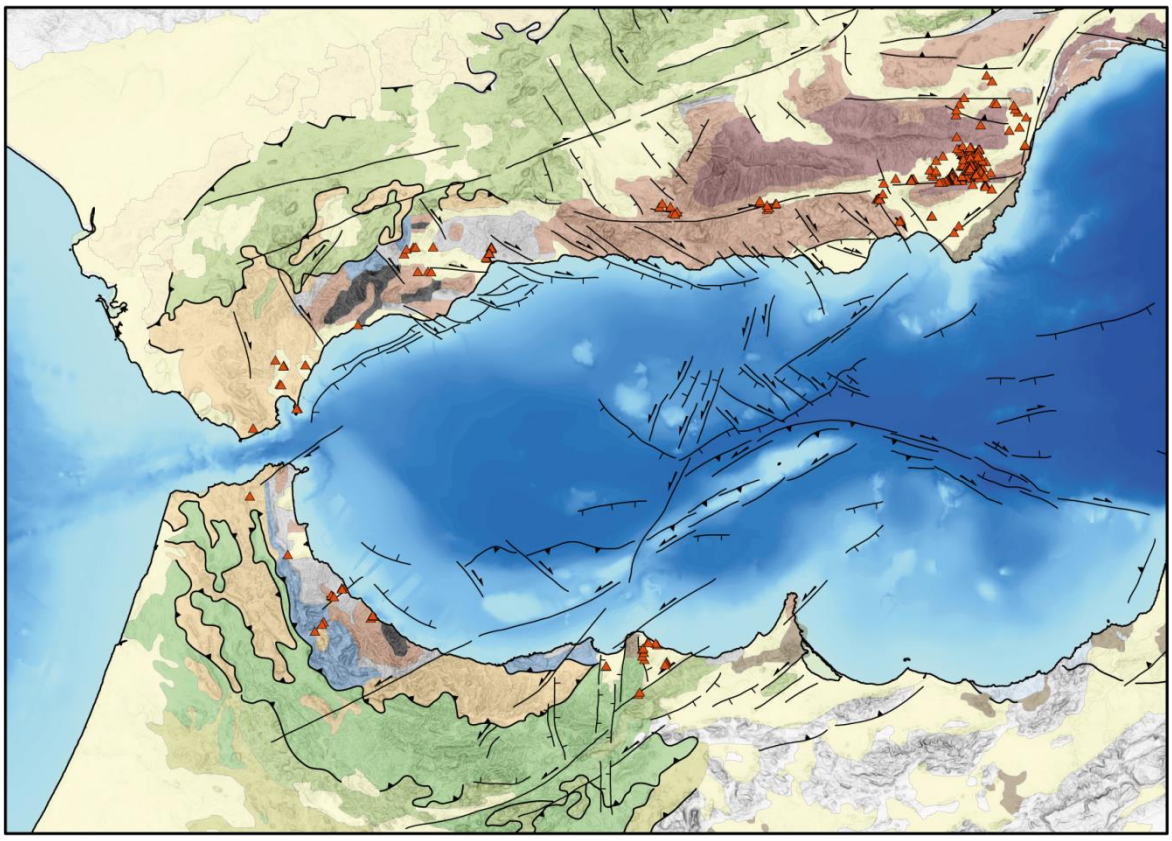


Figure V-6 : Localisation des affleurements (triangle rouge) étudiés au cours de cette étude.

III. Méthodologie

Pour répondre aux questions posées, le travail comprend des études depuis l'échelle de l'affleurement à celle du bassin sédimentaire. Afin de comprendre l'évolution globale du système Alboran, les observations à terre, additionnées aux données disponibles dans la littérature sont corrélées avec l'analyse tectonique et stratigraphique des bassins aujourd'hui immergés.

III.1. Etudes de terrain

III.1.1. Etudes tectonique et stratigraphique des bassins sédimentaires

L'étude conjointe tectonique/stratigraphie des bassins sédimentaires apporte de fortes contraintes sur l'évolution géodynamique des zones orogéniques. L'étude stratigraphique du remplissage sédimentaire permet de contraindre avec une relativement grande précision la subsidence des bassins et l'étude tectonique permet d'en apprécier l'évolution géodynamique.

Une attention toute particulière a été portée sur la seconde génération de bassins sédimentaire formés au Serravallien-Tortonien dans le sud-est des Bétiques (Figure III-5). Au cours de ce travail, j'ai participé à la publication de travaux sur le bassin de Huércal-Overa engagés antérieurement (Augier *et al.*, 2013 ; Annexe 1). La majeure partie du travail réalisé sur ce sujet à terre concerne l'évolution tectonique et stratigraphique du bassin de Sorbas. Pour réaliser cette étude intégrée nous utilisons :

- une étude structurale du remplissage précoce du bassin le long de sa bordure sud dont le but est de reconstruire les paléo-tenseurs responsables de la déformation fragile des sédiments : les paléo-tenseurs ont été calculés à l'aide du programme décrit en détail par Angelier (1984, 1990, 1994).

- une campagne de mesures micro-gravimétriques visant à mesurer le champ de pesanteur actuel sous le bassin de Sorbas : cette technique est utilisée afin de mettre en évidence les contrastes de densité au sein du sous-sol, et ainsi de déterminer la répartition et la géométrie des différents corps géologiques..

- la modélisation géométrique en trois dimensions de l'ensemble du bassin sédimentaire à partir des données de surface acquises sur le terrain et des données de profondeur acquises par l'étude gravimétrique. Cette modélisation « statique » sera développée au sein de deux articles (Partie II-Chapitre VI-Article 2 et Partie III-Chapitre VIII-Article 5).

III.1.2. La Crise de salinité messinienne en Alboran

Afin de contraindre les impacts de la Crise de salinité messinienne, une étude intensive des relations géométriques entre les dépôts messiniens et pliocènes a été menée le long de la marge du domaine d'Alboran. Ces travaux s'appuient sur des coupes et levés de logs stratigraphiques ainsi que sur des analyses biostratigraphiques (foraminifères et nannofossiles calcaires) permettant de confirmer ou de raffiner les âges des séries sédimentaires. Les analyses de foraminifères ont été réalisées par Nadia Barhoun (Université Hassan II, Casablanca, Maroc) et les nannofossiles ont été analysés par Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu (National Institute of Marine Geology and Geoecology, Bucharest, Roumanie).

III.2. Stratigraphie sismique et séquentielle

L'analyse des profils sismiques a été réalisée selon les principes généraux de la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977 ; Vail *et al.*, 1977). La stratigraphie sismique permet d'apporter des contraintes importantes sur l'épaisseur des séries, les paléobathymétries, la nature des sédiments ou encore les processus de dépôt.

Une séquence sismique, telle que définie par Mitchum et Vail en 1977, se compose d'une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitée à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions. Ces séquences sismiques correspondant à des séquences de dépôts sont observables à toutes les échelles. Leur caractérisation se fait de manière indépendante et objective, basée sur la géométrie des corps sédimentaires. Les surfaces de discordance sont ensuite corrélées régionalement quand cela est possible sur l'ensemble des sections et extrapolées à travers le bassin. Ces grandes limites de séquence correspondent en général à des événements régionaux.

A l'échelle de l'ensemble du bassin nous caractériserons pour le sommet de la séquence deux types de limites différentiables par leur géométrie : les troncatures d'érosion et les terminaisons en *toplap*, aussi appelées terminaisons en biseau sommital (Figure V-7). Les limites inférieures sont représentées par des biseaux d'aggradation (*onlap*) ou des biseaux de progradation (*downlap*) (Figure V-7). Quand il est difficile de faire la distinction entre progradation et aggradation nous parlerons de biseau basal (*baselap*). La troncature d'érosion traduit la présence d'un hiatus d'érosion, contrairement aux terminaisons *toplap*, *onlap* et *downlap* qui traduisent la présence d'un hiatus de non dépôt. L'identification des séquences de dépôts s'effectue de manière objective, indépendamment des modèles conceptuels, et ce à partir de critères géométriques qui délimitent les ensembles.

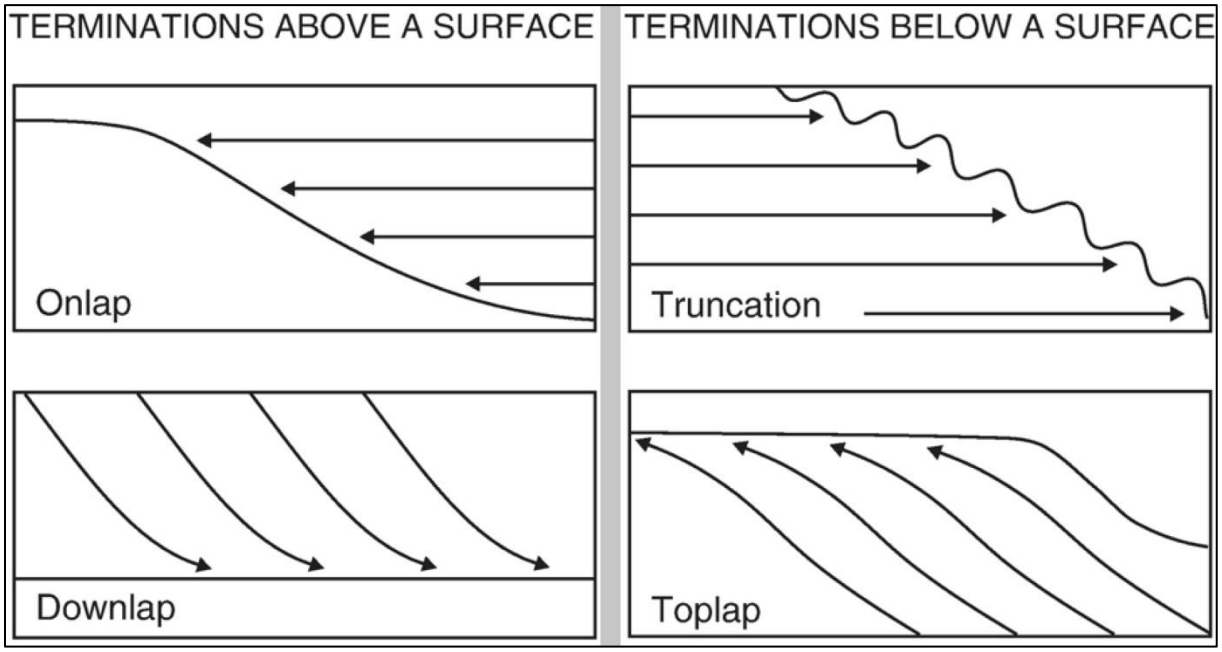


Figure V-7 : Illustration des terminaisons des stratifications en relation avec la typologie des limites de séquences (Catuneanu *et al.*, 2009).

Dès lors que les séquences ont été délimitées, celle-ci sont analysées en terme de faciès de dépôt. Les faciès sismique dépendent de l'organisation interne des séquences, du matériel qui les composent ainsi que de la qualité de l'imagerie sismique. D'une manière générale, les faciès sismiques se distinguent par leur configuration interne. On distingue principalement des faciès sismiques à configuration interne chaotique, transparente ou encore litée. Les faciès lités peuvent présenter des réflecteurs parallèles, divergents ou obliques. Les faciès sismiques peuvent varier au sein d'une même séquence témoignant alors d'une variation d'environnement de dépôt.

III.3. Intégration générale des observations terre-mer

Les résultats des études menées à terre et en mer permettent de synthétiser l'ensemble des observations dans deux synthèses terre/mer.

La première synthèse concerne les impacts de la Crise de salinité messinienne sur le pourtour du domaine d'Alboran. La controverse née de la découverte des évaporites en Méditerranée réside dans l'existence d'une forte de baisse de niveau marin ayant exposé (ou non) les marges à une érosion fluviatile importante. Les observations réalisées à terre sur les marges espagnole et marocaine seront corrélées à l'analyse des profils sismiques en mer et une carte générale de la morphologie de la surface d'érosion messinienne à l'échelle du domaine d'Alboran (Partie II - Chapitre VI - Article 4).

La seconde synthèse est une synthèse géodynamique à grande échelle synthétisant l'ensemble des résultats en relation avec l'initiation et l'évolution tectonique et sédimentaire des bassins, sur des cartes paléo-géographiques.

PARTIE II : DU MESSINIEN AU PLIOCENE : UN BOULEVERSEMENT ENVIRONNEMENTAL ET SEDIMENTAIRE

CHAPITRE VI : ETUDE D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE DE REFERENCE:

LE BASSIN DE SORBAS

I. Historique

Le bassin de Sorbas, localisé dans la province d'Almería au sud-est des Cordillères bétiques en Andalousie (Figure VI-1), est un bassin sédimentaire-clé dans la compréhension des mécanismes de mise en place des bassins en Alboran ainsi que dans la compréhension de la Crise de salinité messinienne.

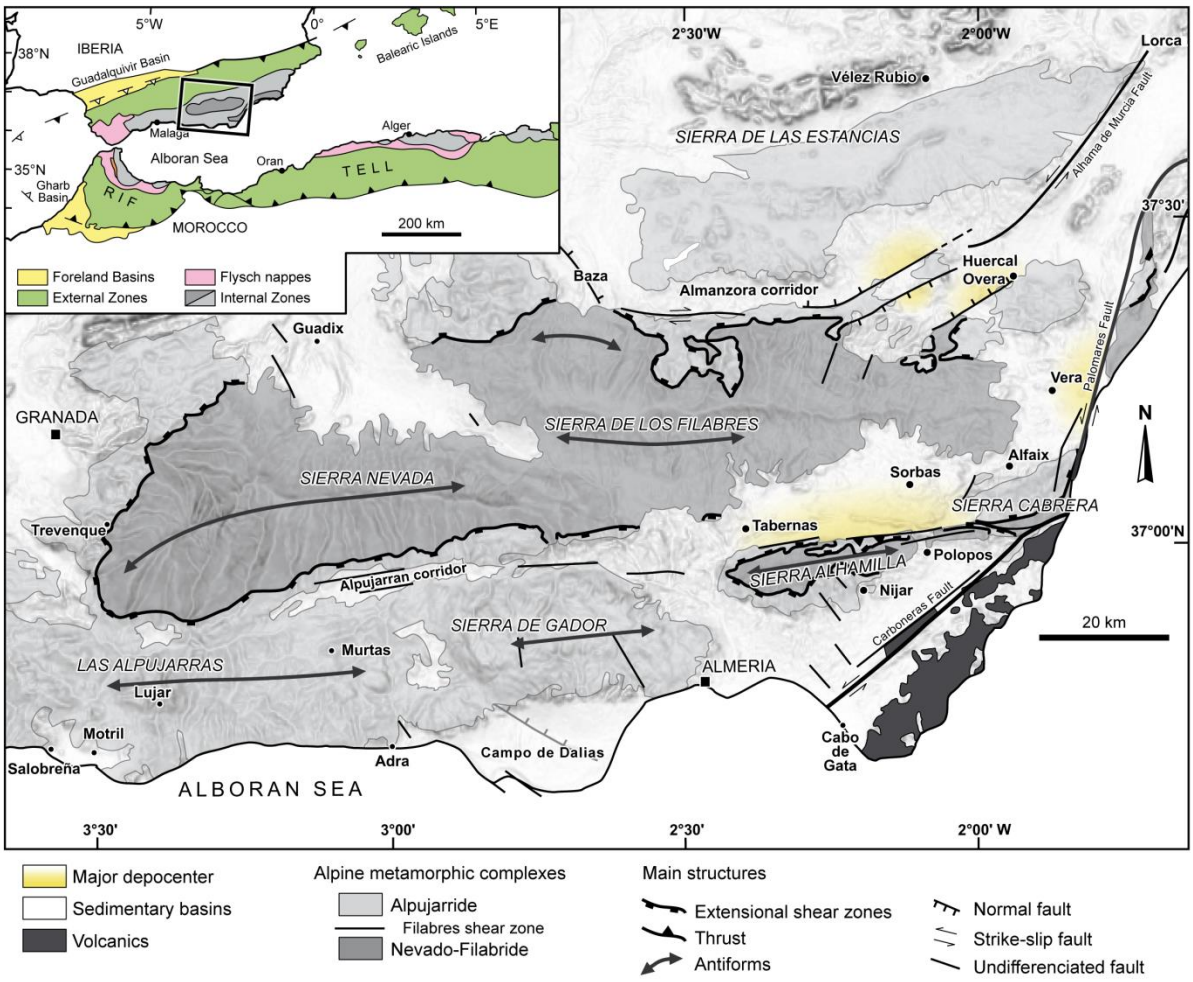


Figure VI-1 : Localisation du bassin de Sorbas et des bassins sédimentaires environnants au sud-est des Cordillères bétiques.

I.1. Structuration du bassin précédant l'événement messinien

Du Nord au Sud, le bassin de Sorbas est respectivement bordé par la Sierra de Los Filabres et la Sierra Alhamilla, deux massifs composés de la superposition de la nappe Alpujarrides sur la nappe Nevado-Filabride (Figure VI-1). La structure actuelle de ce bassin est un synclinal d'axe E-W très ouvert. Durant le Miocène, les zones internes des Bétiques

ont été structurées lors de deux phases tectoniques majeures : une première phase d'extension crustale ayant débuté au Serravallien supérieur-Tortonien inférieur, suivie par une intense phase de compression au Tortonien supérieur (Weijermars *et al.*, 1985; Martínez-Martínez *et al.*, 1997; Comas *et al.*, 1999; Jolivet *et al.*, 2006). Les mécanismes à l'origine du bassin de Sorbas et des bassins environnants restent à l'heure actuelle assez débattus (Kleverlaan, 1989; Weijermars *et al.*, 1985 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Martínez-Martínez *et al.*, 2006 ; Meijninger et Vissers, 2006; Augier *et al.*, 2013). Néanmoins, l'histoire tectonique plus récente du bassin de Sorbas semble plus consensuelle.

Depuis le Tortonien supérieur, la partie sud-est des Cordillères bétiques est soumise à une compression régionale causée par le rapprochement de la plaque Afrique vers la plaque Eurasie (Dewey *et al.*, 1989). Cette compression a eu pour conséquence l'individualisation et la reprise des bassins sédimentaires formés antérieurement par un réseau de failles décrochantes et leurs relais transtensifs et transpressifs (Figure VI-2) (Montenat *et al.*, 1987 ; Meijninger et Vissers, 2006). Ces réseaux de failles décrochantes ont accommodé la déformation sous forme de rotation de blocs rigides.

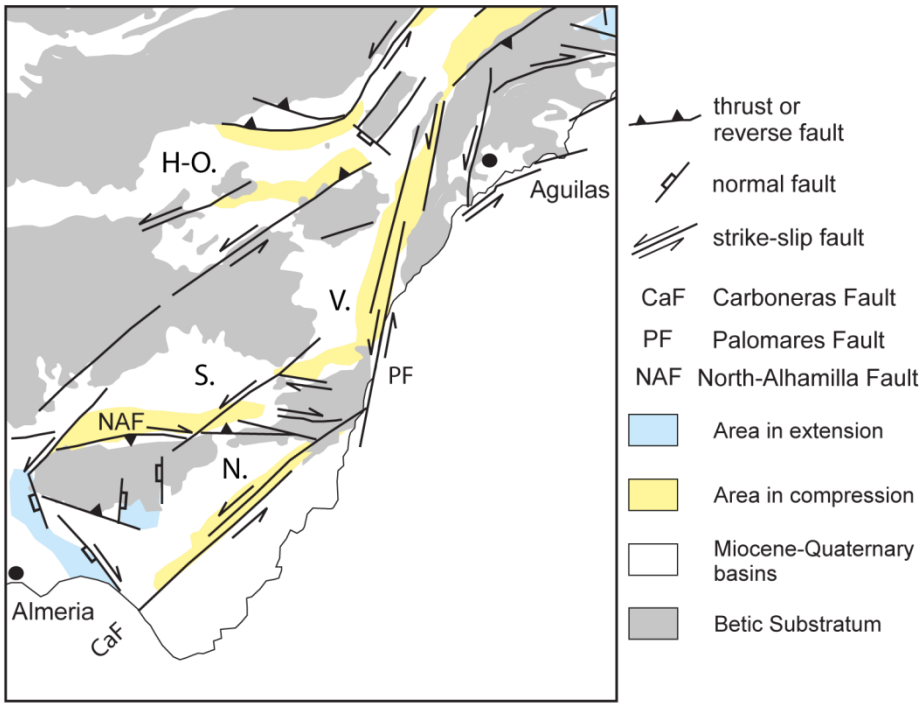


Figure VI-2 : Carte tectonique de la partie sud-est des Cordillères bétiques illustrant les réseaux de failles décrochantes majeures découpant le domaine (modifiée d'après Meijninger et Vissers, 2006, d'après les travaux originaux de Montenat *et al.*, 1987). S : Sorbas, N : Níjar, H-O : Huércal-Overa, V : Vera.

Le bassin de Sorbas possède sur sa bordure sud une grande structure faillée appelée la faille Nord-Alhamilla (*North-Alhamilla Fault*, NAF), donc la cinématique, toujours

discutée (Sanz de Galdeano, 1985 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Poisson *et al.*, 1999 ; Giaconia *et al.*, 2013), sera étudiée plus en détail dans le chapitre suivant (Partie 2-Chapitre VII). La déformation compressive active depuis le Tortonien supérieur conduit à la surrection de la bordure sud du bassin, composée par la Sierra Alhamilla et Cabrera, de l'ordre de 150±10 m/Ma (Braga *et al.*, 2003). Outre cette surrection, cette compression eut pour effet de plisser l'ensemble du remplissage sédimentaire messinien et pliocène sous forme d'un large pli synclinal, dont l'axe se situe approximativement au nord de la ville de Sorbas (Figure VI-3). Les pendages des dépôts de base du Messinien sur la frange nord du bassin sont relativement faibles, de l'ordre de 15 à 20°, contrairement à la frange sud où ils atteignent 25° (Figure VI-3). Des études basées sur des mesures de plans de failles affectant les dépôts tortoniens et messiniens (Stapel *et al.*, 1996 ; Jonk et Biermann, 2002) ont montré que deux épisodes de déformation ont été enregistrés:

- un premier épisode compressif d'orientation NW-SE (flèches noires sur la figure VI-3) actif du Tortonien au Messinien inférieur et impliquant un déplacement d'environ 10 km le long de la faille (Jonk et Biermann, 2002),

- un second épisode compressif d'orientation N-S (flèches blanches sur la figure VI-3) actif depuis le Messinien, responsable du plissement à l'échelle du bassin de Sorbas.

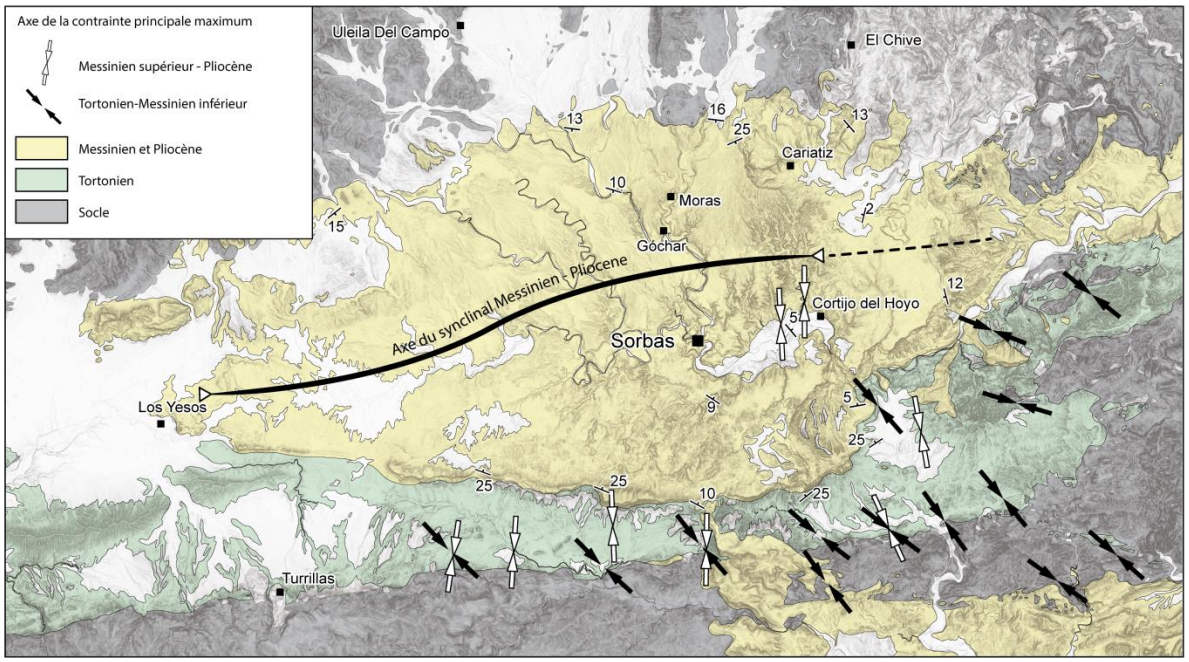


Figure VI-3 : Axe de pli synclinal des dépôts messiniens et pliocènes du bassin de Sorbas selon Ott d'Estevou et Montenat (1990) ainsi que la direction de contrainte principale maximum permettant d'individualiser deux événements compressifs successifs : NW-SE (noir) puis N-S (blanc).

I.2. Remplissage sédimentaire

Les plus anciens dépôts miocènes représentés à proximité du bassin de Sorbas sont caractérisés par de fines séries de calcaires limoneux sableux datés du Burdigalien et connues sous le nom des formations d'Alamo ou Fuente Alamo (Völk et Rondeel, 1964 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992). Ces unités, déposées lors de la fin de la mise en place des nappes dans les Bétiques externes (Platt et Vissers, 1989 ; Lonergan et Platt, 1995), sont relativement mal préservées. Elles sont recouvertes en discordance par une épaisse série sédimentaire post-nappe allant du Miocène moyen au Pliocène.

Le bassin de Sorbas *sensu stricto* comporte une sédimentation quasi continue depuis sa formation au Serravallien-Tortonien. Sa succession lithostratigraphique est comparable à celles des bassins environnants et se compose de deux grandes séquences de sédimentation (Figure III-5) : une première série au Serravallien-Tortonien recouverte par une épaisse série messinienne séparées par une discordance tectonique majeure (Weijermars *et al.*, 1985).

Le Serravallien n'est représenté que par de rares conglomérats et brèches tectoniques, localisés le long de la bordure sud du bassin. Le Tortonien basal se compose de conglomérats et grès rouges alluviaux (Figure VI-4) qui affleurent principalement dans les parties est et ouest du bassin (Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Cette série basale s'est mise en place au pied de reliefs déjà escarpés au gré de coulées de débris anguleux (*debris flows*). La série tortonienne se poursuit au-dessus d'une discordance par une épaisse série de turbidites (Kleverlaan, 1989 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Haughton, 2000, 2001) évoluant au sommet vers des marnes pélagiques.

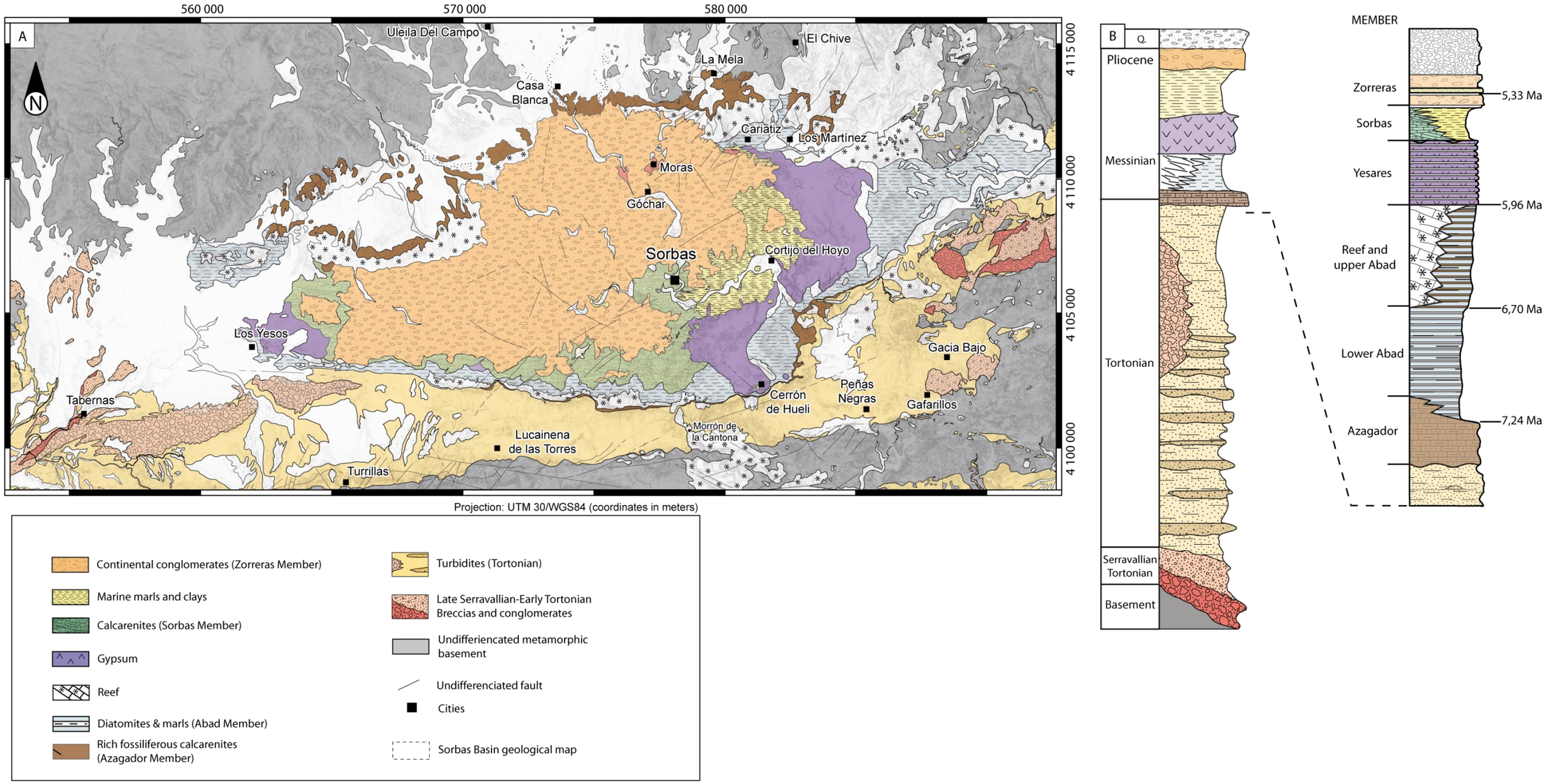


Figure VI-4 : (A) Carte géologique harmonisée du bassin de Sorbas et (B) son log stratigraphique synthétique (modifié d'après García Monzón *et al.*, 1974 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990).

Au Tortonien supérieur, une intense phase de compression survient et plisse l'intégralité du remplissage sédimentaire, créant par endroits des plis isoclinaux à flancs verticaux (Haughton, 2001). Cette phase de compression est très marquée à l'échelle du bassin et se caractérise par une discordance angulaire remarquable au sommet des séries tortoniennes (Figure VI-5 ; Weijermars *et al.*, 1985 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990).

Les premiers dépôts recouvrant les séries turbiditiques tortoniennes sont composés d'une série de calcarénites de plateforme riches en bivalves, brachiopodes, bryozoaires, aussi appelée Membre d'Azagador (Völk et Rondeel, 1964), se déposant au-dessus d'une discordance majeure à la limite Tortonien-Messinien (Figure VI-5B).

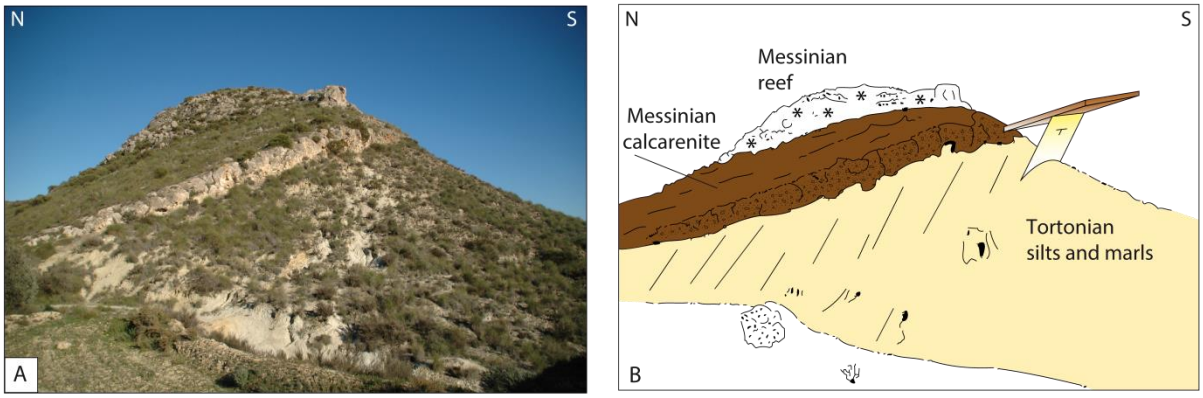


Figure VI-5 : Illustration de l'importante discordance angulaire existant entre les dépôts marins profonds du Tortonien et la calcarénite de base d'âge tortonien terminal-messinien inférieur. Cliché pris à Morrón de la Cantona (localisation sur Figure VI-4A).

Ces calcarénites se sont déposées sous des profondeurs d'eau relativement faibles (20-40 m de bathymétrie ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990), en eaux tempérées (Martín et Braga, 1994). Le niveau de base de cette calcarénite, aussi appelée Calcaire à Algues pour sa richesse en algues rouges (mélobésiées encroûtantes ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990), est marqué par un conglomérat plus ou moins grossier. Des dépôts riches en débris de bivalves accumulés en bas de pente ont été interprétés comme des dépôts de tsunami liés à l'activité sismique des Bétiques (Puga-Bernabéu *et al.*, 2007). Dans sa partie supérieure, l'équivalent distal des calcarénites se compose de marnes silteuses appartenant au Membre d'Abad (Völk et Rondeel, 1964 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Localement, le passage aux marnes messiniennes se fait de manière assez brutale avec la formation d'une surface encroûtée (*hard-ground* ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990).

La série des marnes messiniennes se décompose en deux sous-unités : les marnes d'Abad inférieures et supérieures (Figure VI-3B, VI-6). La base de l'unité inférieure est datée à la base du Messinien (7,24 Ma ; Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 2001) et se compose d'une succession de marnes blanchâtres et rares bancs de calcaires indiquant un dépôt en environnement de mer ouverte. Ces marnes évoluent *per ascensum* vers un ensemble de marnes silteuses à sableuses chargées en passées biodétritiques, indiquant une diminution de la tranche d'eau, alternant avec des niveaux de diatomites et de sapropels (marnes d'Abad supérieures ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990). La série d'Abad s'achève par quelques mètres de marnes sombres, azoïques, à rares bancs calcaires blancs illustrant l'évolution du confinement du bassin durant le Messinien.

Au sommet des marnes messiniennes, deux ceintures récifales d'orientation E-W plongent vers le centre du bassin pour s'intercaler dans les alternances marnes-diatomites du Membre Abad supérieur (Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Braga et Martín, 1996) (Figure VI-4). Les récifs montrent une bonne conservation des paléomorphologies récifales et soulignent les paléorivages messiniens. Les récifs du bassin de Sorbas sont mono-spécifiques, exclusivement construits par le genre *Porites,* et témoignent de profondeurs d'eau relativement faibles (0 à 20 m ; Cuevas-Castell *et al.*, 2007) en climat sub-tropical (Martín *et al.*, 1999 ; Suc, communication personnelle d'après les grains de pollen d'Abad). Sur la bordure nord du bassin, à Cariatiz (Figure VI-4) ces ensembles récifaux évoluent selon 7 grandes séquences de progradation marquant le plus haut niveau marin précédant la Crise de salinité messinienne.

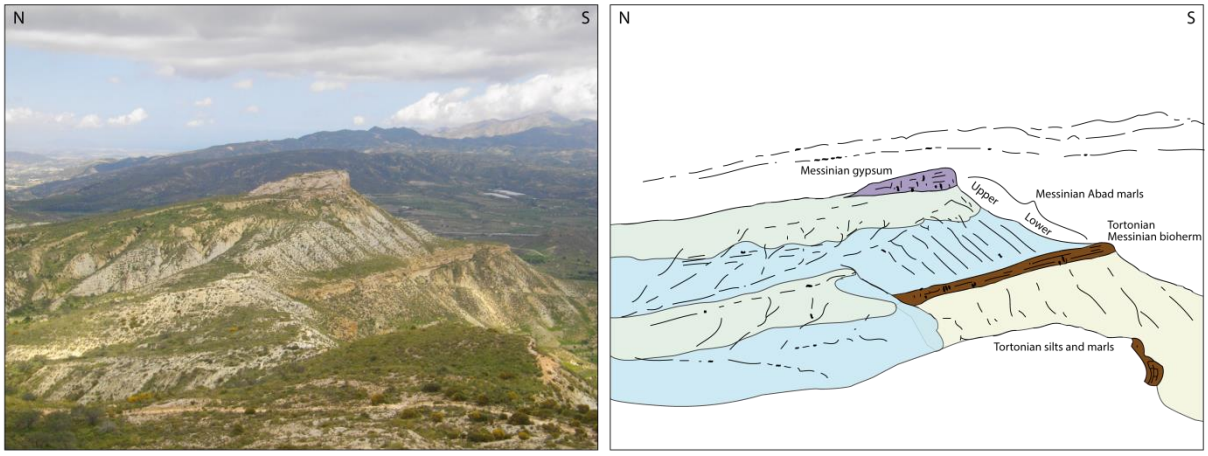


Figure VI-6 : Panorama de la succession stratigraphique messinienne. Cliché réalisé depuis El Cerrón de Hueli, localisation sur Figure VI-3. Depuis la base de la falaise, on retrouve les dépôts marneux tortoniens, sur lesquels se déposent les calcarénites fini-tortoniennes puis les marnes d'Abad inférieures (bleu) et supérieures (vert) et enfin les gypses messiniens (violet).

Les unités sus-jacentes sont composées de quatre grandes unités qui seront présentées de manière génétique mais dont les relations géométriques seront discutées dans le paragraphe suivant. On retrouve, inscrite dans les récifs messiniens, une unité biodétritique dominée par des dépôts de haute énergie de type *grainstone* et de microbialites (stromatolithes et thrombolithes ; Esteban, 1979 ; Dabrio et polo, 1995 ; Bourillot *et al.*, 2009). Les conditions de dépôt et l'âge de cette unité appelée *Terminal Carbonate Complex* (TCC ; Esteban, 1979) seront présentées dans le paragraphe suivant et discutées au sein de l'Article 1.

Postérieurement au dépôt du TCC, une série évaporitique messinienne s'est déposée au fond du bassin de Sorbas. Cette série évaporitique, appelée Membre Yesares (Völk et Rondeel, 1964), se compose d'une alternance de bancs de gypse et de bancs de marnes blanchâtres fossilifères. A l'échelle du bassin, la série évaporitique se répartit en deux *depocentres* : 1) un *depocentre* à l'ouest de Sorbas (Los Yesos, Figure VI-4) et 2) un second plus important à l'est du bassin large d'une dizaine de kilomètres et d'orientation SW-NE (Figure VI-4). L'épaisseur de la série varie largement à l'échelle du bassin et atteint localement 120 m au centre du bassin de Sorbas.
Les bancs de gypse mesurent entre 3 et 20 m d'épaisseur et se composent de cristaux de gypse sélénitique primaire (Dronkert, 1976 ; Pagnier, 1976). Les cristaux de gypse automorphes coalescent et engendrent des faisceaux de grandes mâcles en fer de lance (jusqu'à 30 cm) formant des bancs de gypse massifs (Figure VI-7A). A la base des bancs, le gypse forme des gerbes de cristaux ombellés (Figure VI-7B), appelés supercônes (Dronkert, 1976). Les interbancs marneux contiennent des faunes d'échinides, d'ostréidés ou d'autres bivalves (Goubert *et al.*, 2001 ; Néraudeau *et al.*, 2001, 2002). Les faunes des intercalations marneuses indiquent des épisodes de remise en eau partielle dans le bassin de Sorbas et une hausse du niveau marin relatif au cours du dépôt de la séquence (Goubert *et al.*, 2001).

L'âge de dépôt de la séquence évaporitique du bassin de Sorbas a été intensément discuté au cours des 20 dernières années. L'âge des premiers niveaux évaporitiques correspond à la première baisse de niveau marin relatif à la Crise de salinité messinienne (cf. Partie 1 – Chapitre 4). Gautier *et al.* (1994) furent les premiers à dater le dépôt du premier banc gypseux environ 100.000 ans après l'inversion magnétique séparant le chron C3An.1n du Chron C3r. Krijgsman *et al.* (1999a) puis Manzi *et al.* (2013) ont respectivement confirmé et raffiné l'âge du début de la sédimentation évaporitique. A l'heure actuelle, la première baisse de niveau marin, responsable de la sédimentation des évaporites périphériques est calculée à 5,971 Ma (Manzi *et al.*, 2013).

Comme pour le TCC, les relations géométriques du gypse avec les sédiments sous-jacents et sus-jacents seront discutées dans le paragraphe suivant.

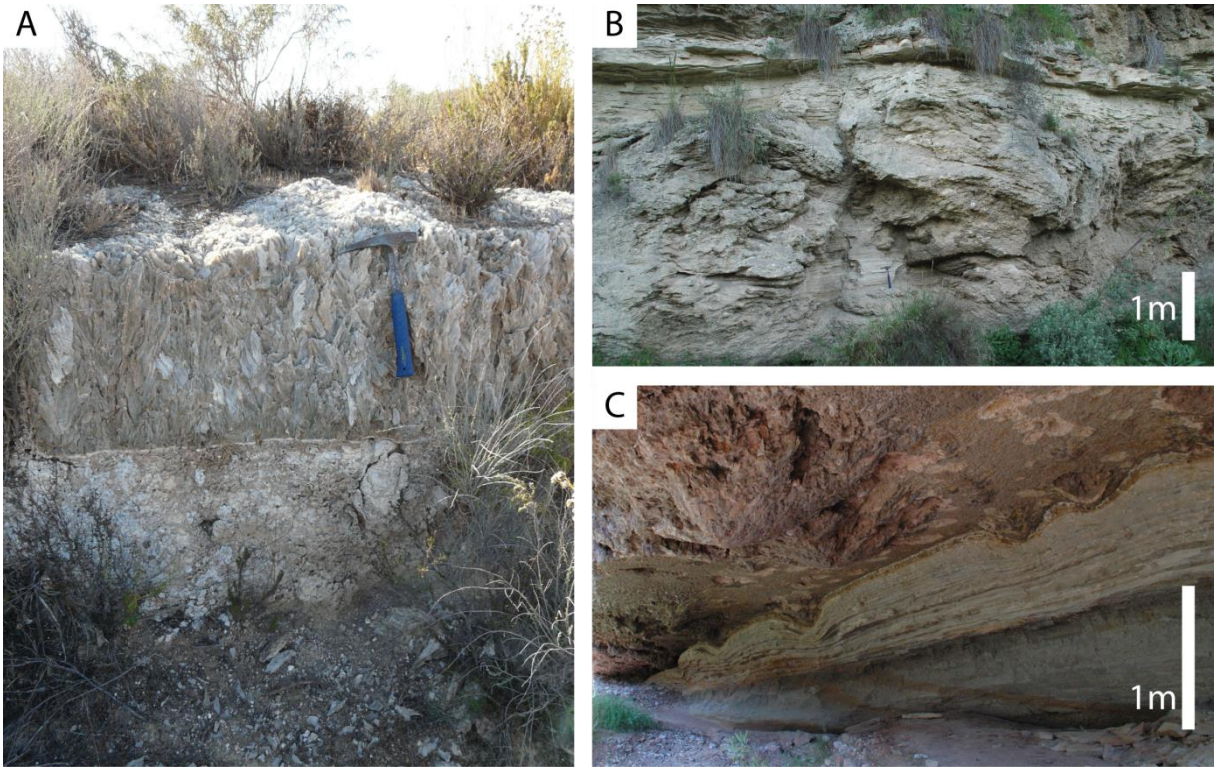


Figure VI-7 : Photographies des faciès de gypse dans le bassin de Sorbas : A) cristaux de gypse mâclé formant les bancs massifs ; B) supercônes de gypse décrits pour la première fois par Dronkert (1976) dans la vallée du Río Aguas à Sorbas ; C) détail de la base des supercônes déformant les interlits marneux.

Les sédiments post-évaporitiques sont classiquement décomposés en deux unités : 1) des sédiments d'origine marine regroupés sous le terme Membre de Sorbas (Völk et Rondeel, 1964 ; Figure VI-4) sur lesquels se superposent des sédiments majoritairement continentaux regroupés sous le terme Membre de Zorreras (Völk et Rondeel, 1964). Les sédiments marins du Membre de Sorbas sont d'une manière générale composée de trois grands types de faciès (Figure VI-8). La partie occidentale du bassin est constituée de bancs carbonatés alternant avec des niveaux argilo-silteux à microconglomératiques, passant vers l'Est à des marnes de fond de bassin (Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Au Nord, à l'approche des paléofalaises dessinées par le récif messinien, la série s'enrichit en conglomérats et sables témoignant de la présence d'un paléodelta (Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Martín et Braga, 1999). De nombreux travaux ont étudié avec précision la stratigraphie des sédiments post-évaporitiques, leurs faciès et environnements de dépôts (Roep et Beets, 1977 ; Esteban, 1979 ; Roep *et al.*, 1979 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Roep *et al.*, 1998 ; Martín *et al.*, 1999 ; Bourillot *et al.*, 2009, 2010). Ces études ont montré la

variété d'environnements de dépôt du Membre de Sorbas mais cependant très peu de travaux se sont intéressés au contenu micropaléontologique d'intérêt biostratigraphique de cette unité pour mieux en contraindre l'âge. Cette unité est par conséquent considérée par l'ensemble des auteurs d'âge messinien terminal (Krijgsman *et al.*, 2001 ; Braga *et al.*, 2006 ; Roveri *et al.*, 2009 ; Bourillot *et al.*, 2009, 2010).

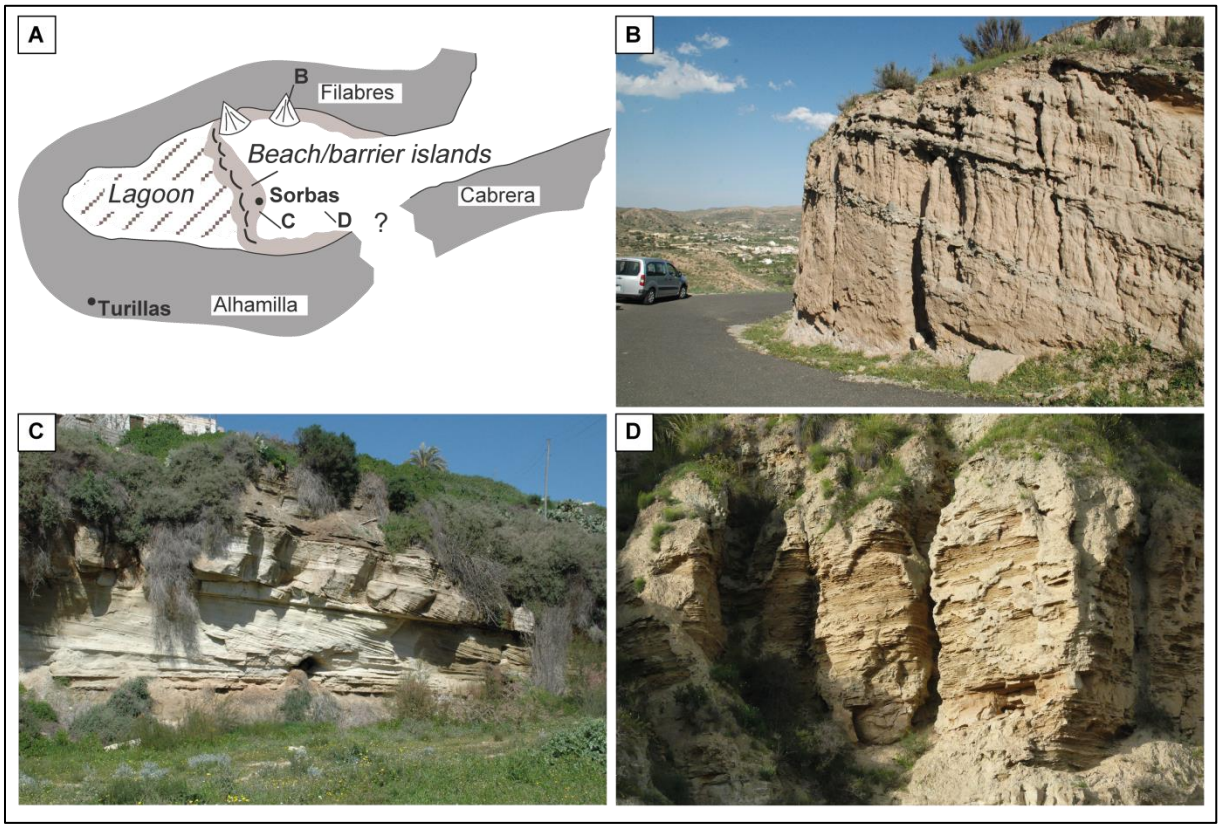


Figure VI-8 : A) Contexte paléogéographique du bassin de Sorbas lors du dépôt des séries post-évaporitiques du Membre de Sorbas (Martín et Braga, 1999) et représentation des trois principaux faciès-types rencontrés: B) sables et conglomérats, C) bancs carbonatés et sables progradants interstratifiés, D) marnes et argiles.

L'unité sommitale, le Membre de Zorreras (Figure VI-4), est composée de sables et limons rouges, de conglomérats et de bancs calcaires blancs et crayeux (Figure VI-9). Les formations sableuses et conglomératiques montrent des géométries de chenaux alluviaux. L'étude morphoscopique des limons a révélé une origine éolienne (« loess » ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Les calcaires crayeux, très visibles dans le paysage, sont au nombre de trois et possèdent une épaisseur de 1 à 2 m. Ils ont livré un assemblage faunistique d'affinité paratéthysienne contenant des *Dreissenidés*, des *Limnocardiidés* et des *ostracodes* (Civis *et al.*, 1979; Roep et Van Harten, 1979; Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Ces niveaux blancs à organismes paratéthysiens sont interprétés comme des dépôts saumâtres de type Lago Mare, évoquant une incursion d'eau paratéthysienne en Méditerranée (Ruggieri, 1962 ;

Orszag-Sperber, 2006). Au sommet de la série, une lumachelle d'une épaisseur de 5 à 10 m succède aux couches de sables et limons rouges (Figure VI-9). L'étude de la malacofaune tend à attribuer un âge pliocène à la lumachelle (Montenat et Ott d'Estevou, 1977). Il est à noter que par endroits, au nord comme au sud du bassin, plusieurs niveaux de lumachelle relativement fins (quelques centimètres d'épaisseur) sont intercalés au sein des niveaux sablo-conglomératiques rougeâtres, témoignant de quelques incursions marines.

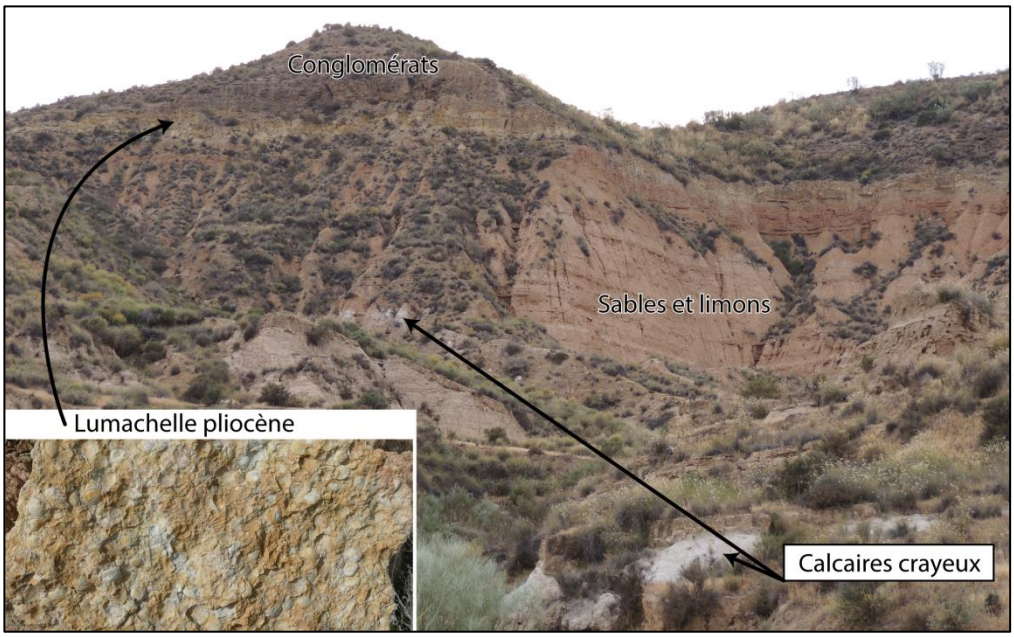


Figure VI-9 : Photographie de la colline Zorreras au nord de la ville de Sorbas.

La partie sommitale de l'unité Zorreras est représentée par d'épais conglomérats hétérométriques, gris à rougeâtres, remaniant des éléments des sierras métamorphiques, et des blocs de calcaires récifaux (Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Ces conglomérats fluviatiles érodent profondément les séries sous-jacentes au point de les retrouver localement au contact des séries marines sous-jacentes.

II. Etude biostratigraphique du bassin de Sorbas (Article 1)

II.1. Présentation et objectif de l'article 1

II.1.1. La controverse messinienne : où les désaccords se situent-ils?

Depuis la découverte des évaporites messiniennes en Méditerranée et dans le bassin de Sorbas, les scénarios conceptuels de la Crise de salinité n'ont cessé de se développer à partir des observations de terrain ou des données sismiques. La conception de modèle synthétique de la CSM dépend de plusieurs paramètres : a) l'observation et l'interprétation de surfaces d'érosion liées à l'abaissement du niveau marin, b) l'estimation de l'amplitude de l'érosion, c) la mise en évidence de hiatus de sédimentation et d) la datation précise de séries anté- à post-crise.

Dans le bassin de Sorbas, la localisation et la nature de la Surface d'érosion messinienne a fait l'objet d'un intense débat, se focalisant principalement sur l'arrêt des bio-constructions récifales et du *Terminal Carbonate Complex* (TCC ; Esteban, 1979). Trois différentes interprétations ont été proposées (Figure VI-10):

- dans un premier temps, le contact séparant les dépôts marins du Membre de Sorbas des dépôts d'affinité continentale de Zorreras fut considéré comme étant la signature de la forte chute du niveau marin messinien (MES 1, Figure VI-10A ; Gautier *et al.*, 1994). La localisation de la surface d'érosion messinienne à la base des séries continentales semblent être pour la plupart des auteurs, un choix par défaut (Roep *et al.*, 1998 ; Fortuin *et al.*, 2000 ; Krijgsman *et al.*, 2001). Fortuin *et al.* (2000) allèrent même jusqu'à écrire que le contact à la base de la série de Zorreras serait le meilleur candidat susceptible de marquer l'érosion messinienne («*It is this Sorbas-Zorreras contact that we consider the most likely candidate to reflect the Messinian drawdown event in the Sorbas Basin* », Fortuin *et al.*, 2000). Cependant, la base des séries continentales de Zorreras n'est que faiblement érosive et correspond d'avantage à une érosion fluviatile engendrée par le développement des nappes alluviales qu'à une érosion subaérienne (Riding *et al.*, 2000).

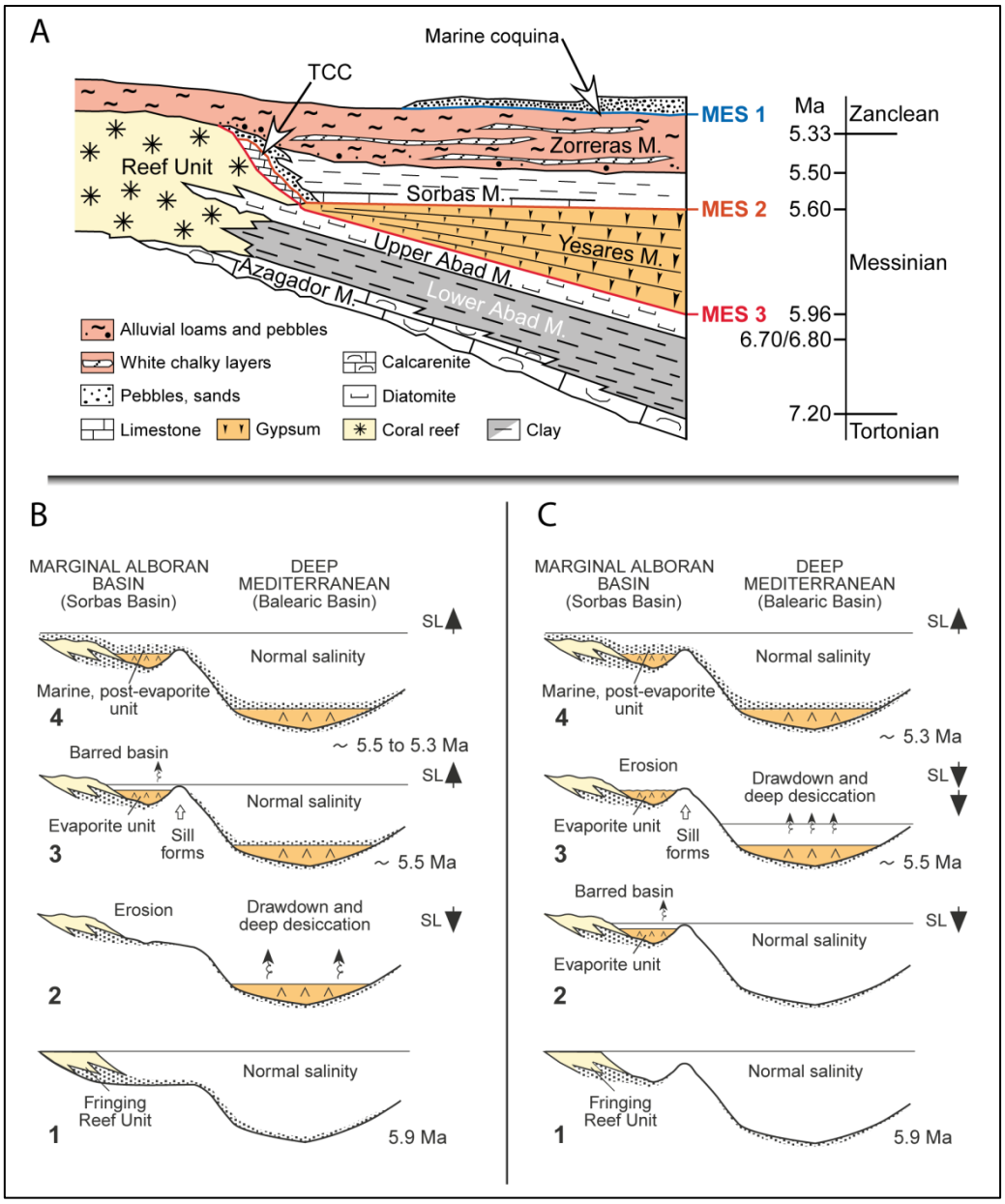


Figure VI-10 : A) Schéma chronostratigraphique classique du bassin de Sorbas sur lequel les différentes positions de la Surface d'érosion messinienne proposées dans la littérature ont été reportées (modifié d'après Martín & Braga, 1994 ; Riding *et al.*, 1998, 1999 ; Fortuin *et al.*, 2000). MES 1 (Gautier *et al.*, 1994), MES 2 (Roveri *et al.*, 2010), MES 3 (Riding *et al.*, 1999). B) Scénario illustrant les évaporites périphériques se déposant au-dessus d'une surface d'érosion majeure (Braga *et al.*, 2006) ; C) Scénario illustrant les évaporites périphériques se déposant avant la chute d'eau majeure, la surface d'érosion se situant par conséquent au-dessus des évaporites (Clauzon *et al.*, 1996).

- la seconde interprétation positionnait la Surface d'érosion messinienne sous le gypse messinien (MES 3, Figure VI-10A-B). Les auteurs soutenant cette hypothèse (Braga et Martin, 1996; Martin *et al.*, 1997 ; Riding *et al.*, 1999, 2000; Braga *et al.*, 2006) considèrent que les évaporites de Sorbas sont synchrones des Evaporites supérieures de Sicile à la base desquelles est usuellement placée une important discordance (Butler *et al.*, 1995). Les auteurs s'appuient sur la reconnaissance d'une

discordance au fond du bassin de Sorbas à la base du premier banc de gypse (Riding *et al.*, 1999). Cette hypothèse fit l'objet d'un débat tout particulier à l'aube des années 2000. Suite à la publication de Riding *et al.* (1999), Fortuin *et al.* (2000) mirent en avant le fait que le contact basal de l'unité évaporitique apparaît conforme au centre du bassin. L'érosion à la base des évaporites défendue par les précédents auteurs ne serait alors qu'une mauvaise interprétation due à la présence de fractures à la base du gypse et à la chute de blocs. De plus, l'étude des plateformes carbonatées au nord du bassin tend à montrer la présence d'une surface d'abrasion marine plutôt que d'une surface d'érosion subaérienne (Conesa *et al.*, 1999).

- la dernière interprétation propose la localisation de la surface d'érosion messinienne au sommet des gypses messiniens (Figure VI-10C ; Roveri *et al.* (2009). Cependant, Roveri *et al.* (2009) ne considèrent à ce niveau aucun arrêt de la sédimentation marine, réfutant donc une baisse majeure du niveau marin lors de la CSM.

II.1.2. Stratégie d'étude adoptée

- Généralités

L'étude menée dans le bassin de Sorbas avait pour but de faire la lumière sur la géométrie et l'âge des sédiments se superposant aux évaporites messiniennes. Notre étude consistait à chercher l'existence (ou non) d'une surface d'érosion marquant la base des sédiments post-évaporitiques. Des travaux similaires, menés sur le pourtour méditerranéen, ont montré l'existence quasi systématique de deltas pliocènes remplissant des vallées messiniennes (Bache *et al.*, 2012). Ces deltas sont appelés des « Gilbert deltas » en hommage à Grove Karl Gilbert qui fut l'un des premiers à décrire de tels appareils (Gilbert, 1885, 1890) et sont caractérisés par leur géométrie particulière et leurs conditions de mise en place (Figure VI-11A).

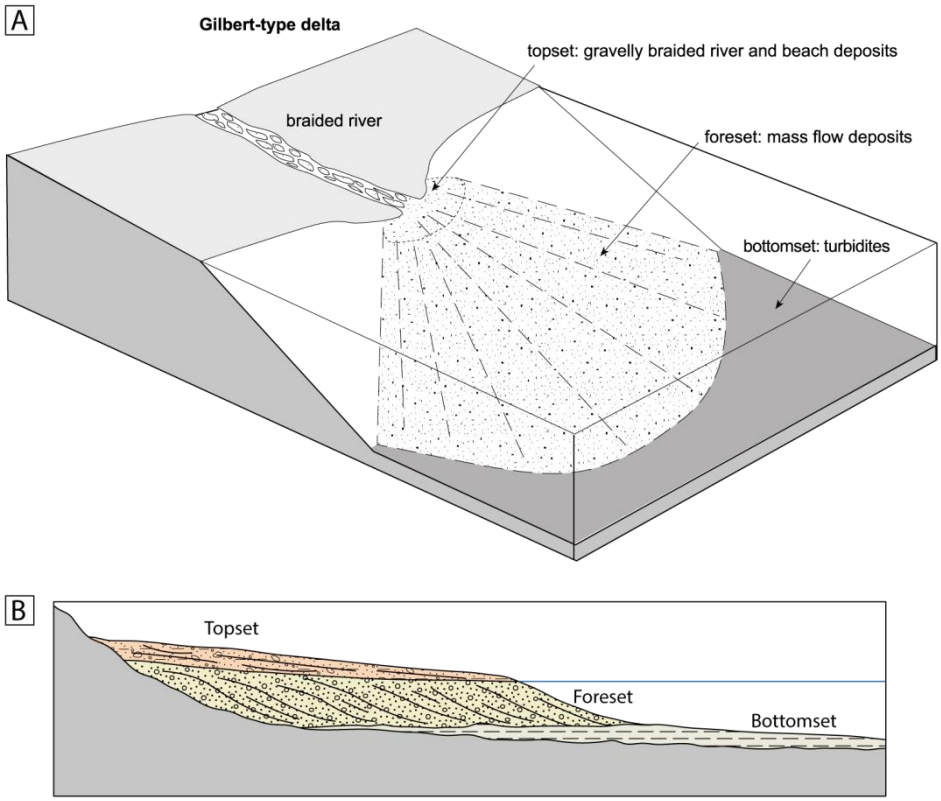


Figure VI-11 : (A) Illustration de la morphologie des Gilbert deltas (selon Nichols, 2009) d'après les travaux pionniers de Gilbert (1885, 1890) d'où est tirée la coupe synthétique du Gilbert delta du Lac Bonneville (modifié d'après Gilbert, 1890).

Les Gilbert deltas sont des appareils sédimentaires amphibies et se composent, de la partie proximale à la partie plus distale, de trois grands ensembles sédimentaires (Figure VI-11B):

- les *topset beds*, d'origine fluviatile, se composent de réseaux de chenaux conglomératiques plus ou moins grossiers ;

- les *foreset beds* représentent le front de progradation du delta, dont le pendage peut atteindre 30°. Ils se composent de matériaux majoritairement silico-clastiques au sein desquels se distinguent des dépôts de déstabilisation gravitaire (*debris flows* et *slump*) et des dépôts granoclassés (*grainflows*) ;

- les *bottomset beds* se situent à la base et dans le prolongement des *foreset beds*. Ils sont composés de sédiments fins argilo-marneux et quelques passées plus limoneuses ou sableuses.

Les Gilbert deltas se déposent en haut niveau marin lorsque l'espace d'accommodation est important, ce qui se traduit par une sédimentation progradante triant

les éléments en fonction de leur faculté au transport subaquatique. Sur le pourtour méditerranéen, ces systèmes sédimentaires sont imbriqués dans des formations plus âgées et séparés de ces dernières par une surface d'érosion subaérienne documentée comme la Surface d'Erosion Messinienne (SEM). La formation de Gilbert-deltas en Méditerranée peut résulter d'une forte baisse du niveau marin ou d'un rapide soulèvement tectonique (Gilbert deltas du Golfe de Corinthe par exemple ; Rohais *et al.*, 2008). Dans notre cas, l'espace d'accommodation a été créé par l'érosion fluviale intense durant le pic de la Crise de salinité messinienne.

- Application au bassin de Sorbas

Afin de dater les sédiments argileux post-évaporitiques dans le bassin de Sorbas, une étude biostratigraphique intensive basée sur la recherche de nannofossiles calcaires et de foraminifères planctoniques a été développée. La diversité de ces organismes combinée à leur période d'apparition et de disparition permet d'attribuer une position chronostratigraphique aux séries sédimentaires.

Cette étude est le résultat de plusieurs campagnes de terrain menées depuis 2009 sous la conduite de Jean-Pierre suc et Georges Clauzon. Soixante-dix échantillons ont été analysés. Les échantillons étudiés proviennent des couches supérieures de la série évaporitique et des sédiments marins sus-jacents.

II.2. New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis

Ce manuscrit a été soumis à la revue *Basin Research* le 21 Septembre 2012 puis resoumis le 3 Mai 2013 après une réponse adaptée aux commentaires reçus. Il est le résultat d'un travail collaboratif entre de nombreux acteurs géomorphologues, géologues tectoniciens, stratigraphes, palynologues, paléontologues ou encore biostratigraphes. Cette collaboration s'est révélée indispensable à la compréhension de l'impact de la CSM dans un contexte tant controversé.

Au cours de mes travaux, j'ai participé à 6 campagnes de terrain dans le bassin de Sorbas permettant d'améliorer la vision d'ensemble de l'évolution tectonique et stratigraphique du bassin au cours du Miocène et du Pliocène.

New insights on the Sorbas Basin (SE Spain):

the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis

Georges Clauzon[1]*, Jean-Pierre Suc[2], Damien Do Couto[2-4],

Gwénaël Jouannic[5], Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu[6],

Laurent Jolivet[3], Frédéric Quillévéré[7], Noëmie Lebret[3], Ludovic Mocochain[2,8],

Speranta-Maria Popescu[9], Jordi Martinell[10], Rosa Doménech[10], Jean-Loup Rubino[11],

Charles Gumiaux[3], Sophie Warny[12], Spyridon M. Bellas[13], Christian Gorini[2],

François Bache[14], Marina Rabineau[15], Ferran Estrada[16]

1, Université Paul Cézanne, C.E.R.E.G.E., UMR 6635 CNRS, Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France

* G. Clauzon died on March, 12, 2013

2, Université P. & M. Curie, ISTEP, UMR 7193, 75005 Paris, France

CNRS, ISTEP, UMR 7193, 75005 Paris, France

3, Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

4, TOTAL, 2 place Jean Millier, 92400 La Défense, Paris, France

5, Université Paris-Sud, IDES, UMR 8148, 91405 Orsay Cedex, France

6, National Institute of Marine Geology and Geoecology, 23-25 Dimitrie Onciul street, P.O. Box 34-51, 70318 Bucharest, Romania

7, Université Lyon 1, Laboratoire de Géologie de Lyon, Terres, Planètes, Environnement, UMR 5276 CNRS, 27-43 boulevard du 11 Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex, France

8, Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie, UMR 8538, 24 rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05, France

9, GeoBioStratData.Consulting, 385 route du Mas Rillier, 69140 Rillieux la Pape, France

10, Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/Marti i Franqués s.n., 08028 Barcelona, Spain

11, TOTAL, TG/ISS, CSTTF, Avenue Laribeau, 64018 Pau Cedex, France

12, Department of Geology and Geophysics and Museum of Natural Science, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA

13, Ministry of Environment, Energy and Climate Change, Hellenic Republic, Directoriate of Petroleum Policy, Athens, Greece.

14, GNS Science, Ocean Exploration Section, P.O. BOX 30368, Lower Hutt 5040, New Zealand

15, Université de Bretagne Occidentale, IUEM, Domaines océaniques, UMR 6538 CNRS, 1 place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

16, Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona, C.S.I.C., Paseo Juan de Borbon s/n, 08039 Barcelona, Spain

Corresponding author: Jean-Pierre Suc, jeanpierre.suc@gmail.com, postal address: 385 route du Mas Rillier, 69140 Rillieux la Pape, France.

ABSTRACT

The Sorbas Basin is the land reference of the Messinian Salinity Crisis that affected the Mediterranean Sea in the latest Miocene. Its stratigraphy has been re-visited using nannofossils and planktonic foraminifers, focusing on relationships between the Sorbas and Zorreras members with Yesares evaporites and older rocks.

The Yesares evaporites succeed to a shallowing upward sequence ending with the deposition of the Reef Unit and Terminal Carbonate Complex (TCC) on its border. Clastic deposits overlying the reefal carbonates of the TCC are foreset beds of Gilbert-type fan deltas developed on the northern edge of the basin. These sedimentary structures are separated from reefal carbonates of the TCC and the Reef Unit by the Messinian Erosional Surface. We reaffirm that the TCC must be restricted to its original definition. In the central part of the basin, various facies of the Sorbas Member correspond to bottomset beds of the Gilbert-type fan deltas. Here, the Sorbas Member is separated from the Yesares gypsums by the Messinian Erosional Surface or by the Messinian Discontinuity (time-gap in sedimentation). The Zorreras Member postdates the Messinian Salinity Crisis and relates to the topset beds of the Gilbert-type fan deltas (earliest Zanclean). Its white chalky layers, ascribed to the “Lago Mare” are lagoonal deposits, the fauna of which results from Mediterranean–Paratethys high sea-level exchange.

This study allows to re-assert the two-step scenario of the Messinian Salinity Crisis with the following events:

- at 5.971–5.600 Ma, minor sea-level fall resulting in desiccation of this peripheral basin with secondary fluctuations (TCC was deposited during high sea-level phases) in a global cooling context;

- at 5.600–5.460 Ma, significant subaerial erosion (or lack of sedimentation) caused by the almost complete desiccation of the Mediterranean Sea;

- instantaneous marine reflooding, estimated at 5.460 Ma, followed by continuing sea level rise (ice sheet melting).

Keywords: Messinian Salinity Crisis – Peripheral basin – Biostratigraphy – Sea-level changes – Erosion – Gilbert-type fan deltas.

INTRODUCTION

The Sorbas Basin has been known worldwide since the 1960's for its bearing on the scenarios of the enigmatic Messinian Salinity Crisis (MSC). Extensive studies have been performed in this basin which is considered today as displaying the most relevant indicators of the crisis in the Mediterranean periphery. The time interval from 6 to 5 Ma includes the following events: onset of the crisis leading to deposition of thick gypsums (i.e. the 1st step of evaporitic sedimentation; Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008); a diversified post-evaporitic sedimentation whose relationships with the events that occurred at the same period in the central Mediterranean basins are controversial; enigmatic Lago Mare episode(s); and the Zanclean marine reflooding. Following extensive field work and nannofossil and foraminifer content analyses, we revisit the stratigraphy and chronology of the Sorbas Basin.

The West-East trending Andalucian Sorbas Basin (Southeastern Spain; Fig. 1) is part of a mosaic of intramontane basins formed above the exhumed metamorphic zones of the internal Betics during the Neogene (García-Dueñas *et al.*, 1992; Vissers *et al.*, 1995; Johnson *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier *et al.*, 2005; Jolivet *et al.*, 2006). It is thus surrounded by metamorphic basement units forming the Sierra de los Filabres to the North and the Sierra Alhamilla and Sierra Cabrera to the South (Fig. 1). The Sorbas Basin developed from the Serravallian to the Pliocene with a subsidence maximum recorded during the Tortonian. Together with the nearby Huércal-Overa Basin, it was formed in two stages: firstly, a Serravallian to Lower Tortonian extensional stage characterized by N-S extension and secondly a compressional stage after ca. 8 Ma (Augier *et al.*, 2005, 2013; Jolivet *et al.*, 2006). Following the deposition of continental conglomerates (ascribed to the Tortonian), a fast subsidence episode involved the deposition of Tortonian turbidite sandstones (Ott d'Estevou & Montenat, 1990). The tectonic inversion of the basin, associated with a North-South compression that uplifted the basin, occurred near the Tortonian-Messinian boundary and is still active today (Weijermars *et al.*, 1985; Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Augier *et al.*, 2005; Serpelloni *et al.*, 2007). The basin became a shallow-marine depocenter during the Messinian.

Fig. 1 : Location of the Andalucian Sorbas Basins in the Western Mediterranean and simplified geological map of the studied region. Grey box delimits the geological maps shown in Fig. 3.

Usually, the sedimentary filling of the Sorbas Basin is described as the succession of four nearly conformable units deposited between the late Tortonian and the early Zanclean (Ruegg, 1964; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Martín & Braga, 1994; Riding *et al.*, 1998, 1999; Fortuin *et al.*, 2000; Martín-Suárez *et al.*, 2000; Braga *et al.*, 2006; Roveri *et al.*, 2009; Fig. 2): calcarenite of the Azagador Member (late Tortonian), clays of the Lower Abad Member, alternating clays and diatomites of the Upper Abad Member, thick gypsums alternating with clays (especially at their top) of the Yesares Member, limestone and clays of the Sorbas Member (limestone, called the Sorbas Limestone, is particularly thick below the village of Sorbas), and loams and pebbles of the Zorreras Member including three white chalky layers. The base of the Zanclean is generally placed within the Zorreras Member (Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Riding *et al.*, 1998) or at the overlying marine coquina (Fortuin *et al.*, 2000; Martín-Suárez *et al.*, 2000; Roveri *et al.*, 2009). On the edges of the basin, the Azagador, Abad and Yesares members laterally shift to a thick coral Reef Unit while the Sorbas Member and, depending on the authors, the upper part of the Yesares Member laterally shift to a carbonate and detritic unit called the Terminal Carbonate Complex (TCC) (Fig. 2). According to the first attempts to precisely date these members in a modern way (Fortuin *et al.*, 2000; Martín-Suárez *et al.*, 2000; Roveri *et al.*, 2009), the Messinian series includes the Abad, Yesares and Sorbas members plus most of the Zorreras Member and Reef Unit plus the TCC (Fig. 2).

Striking features at Sorbas include:

- coral reefs at the edges of the basin associated with the pre-MSC sea level (Esteban, 1979,1980; Ott d'Estevou *et al.*, 1990; Martín & Braga, 1994; Braga & Martín, 1996; Conesa, 1997; Martín *et al.*, 1997; Cuevas Castell *et al.*, 2007; Sánchez-Almazo *et al.*, 2007; Bourillot *et al.*, 2010b);

- evaporites (gypsum) associated with an almost complete desiccation (Ruegg, 1964; Dronkert, 1976; Rouchy, 1976; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Michalzik, 1996; Goubert *et al.*, 2001);

- signatures of erosion (Gautier *et al.*, 1984; Riding *et al.*, 1998, 1999; Braga *et al.*, 2006; Roveri *et al.*, 2009).

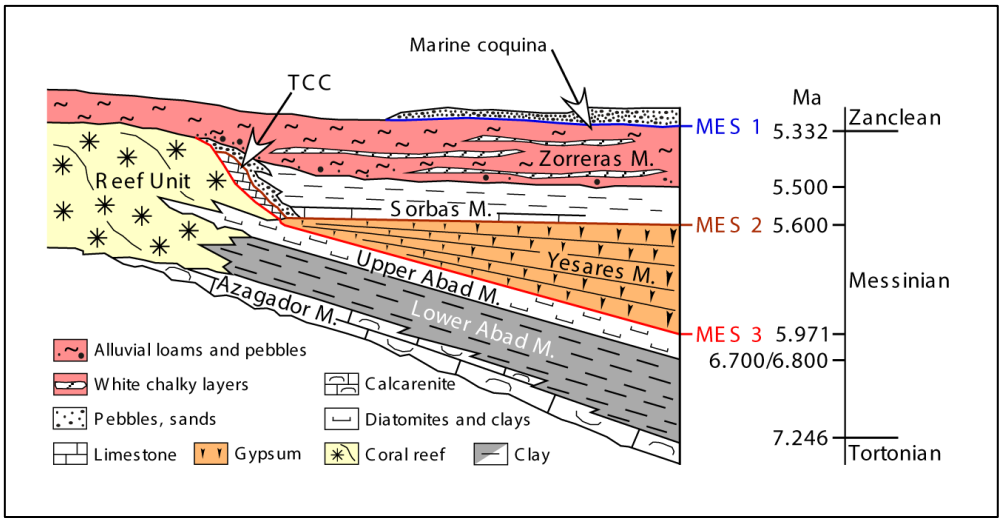


Fig. 2 : Usual chronostratigraphic scheme of the Sorbas Basin, modified from Martín & Braga (1994), Riding *et al.* (1998, 1999) and Fortuin *et al.* (2000), with the proposed locations of the MES: MES 1 (Gautier *et al.*, 1994), MES 2 (Roveri *et al.*, 2010), MES 3 (Riding *et al.*, 1999; Bourillot *et al.*, 2010a). Chronology is from Fortuin *et al.* (2000).

The first magnetostratigraphic studies of the Messinian were performed in the Sorbas Basin, resulting in the time-calibration of the MSC (Gautier *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 1999; Martín-Suárez *et al.*, 2000) and in a proposal for its astronomically tuned cyclostratigraphy (Krijgsman *et al.*, 1999, 2001; Sierro *et al.*, 1997, 1999, 2001, 2003). The Sorbas Basin has been used to establish chronostratigraphic correlation with the Atlantic continuous sedimentation in the nearby Morocco (Gautier *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 2004; Krijgsman & Meijer, 2008).

In its usual synthetic scheme (Fig. 2), the Sorbas Basin was the basis for three significantly different scenarios of the MSC discussed during the last decade (Clauzon *et al.*,

1996; Riding *et al.*, 1998; Krijgsman *et al.*, 1999). The debate subsequently focused on the end of the reefal construction episode, i.e. the TCC, and on the geographic and chronologic location of the erosion relative to the MSC. This erosional phase was described by previous workers at different stratigraphic levels (Fig. 2), either below the gypsum beds (Riding *et al.*, 1999, 2000; Braga *et al.*, 2006; Bourillot *et al.*, 2010a), or passing through the TCC and at the base of the Sorbas Member (Roveri *et al.*, 2009), or in the upper part of the Zorreras Member (Gautier *et al.*, 1994), or weakly marked between the Sorbas and Zorreras members (Fortuin *et al.*, 2000; Krijgsman *et al.*, 2001; Aufgebauer & McCann, 2010).

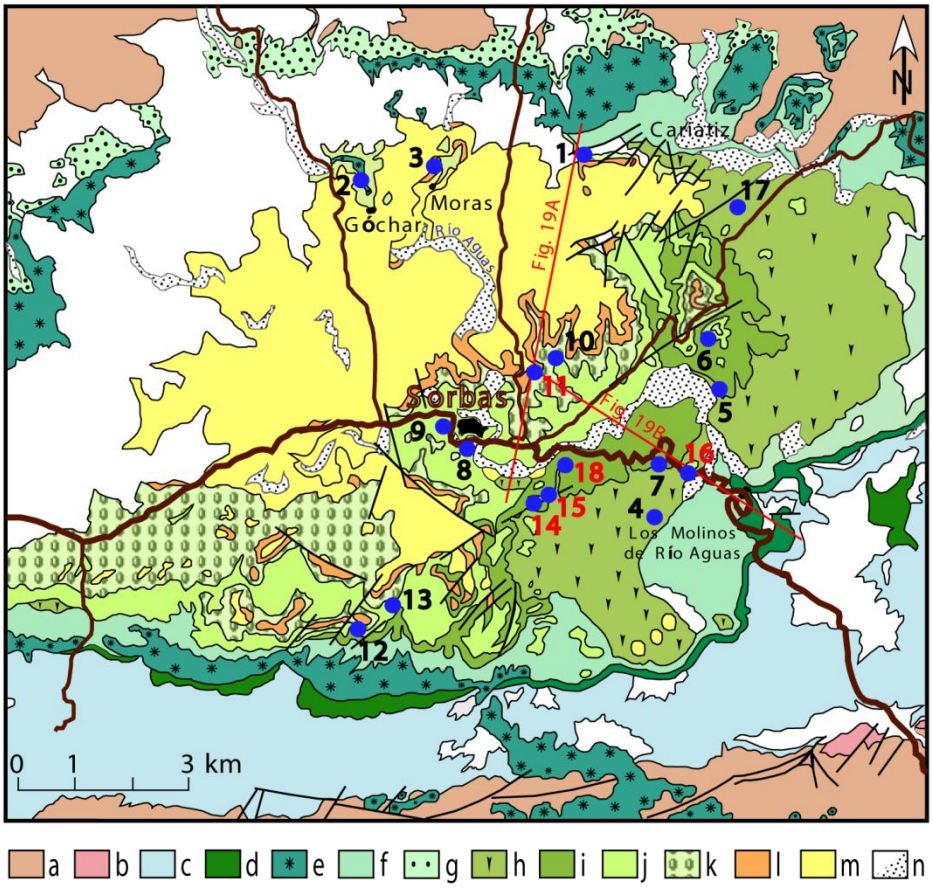


Fig. 3 : Geological map of the Sorbas Basin, from Ott d'Estevou (1990). Main lithologies: a, Betics basement; b, Volcanic rock; Tortonian: c, clays and turbidites; d, Algal Limestone (Azagador Member); Messinian: e, Reef Unit; f, Clays and diatomites (Abad Member); g, Coastal limestone and sandstone; h, Gypsum (Yesares Member); Zanclean: i, Clays (Sorbas Member); j, Laminated clays and Sorbas Limestone (Sorbas Member); k, Red sands and loams (Zorreras Member); l, Marls and calcarenites (Zorreras M.); m, Fluvial conglomerates (Zorreras M.); Quaternary: n, Caliches, loams, alluvial deposits. Most important studied localities: 1, Cuesta de Cariatiz; 2, Manantial de los Charcones; 3, Moras; 4, Peñon Díaz quarry; 5, Cortijo del Hoyo; 6, Corral de Juan Cipriano; 7, Panoramic Viewpoint; 8, Cortijo de Paco el Americano; 9, Hostal Sorbas section; 10, Cortijo Marchalien La Gorda section; 11, Zorreras; 12, La Cumbre; 13, Cerro de Juan Contrera; 14, Barranco del Infierno; 15, Torcales del Pocico; 16, Los Molinos de Río Aguas; 17, Cruz del Rojo quarry; 18, Cuevas de Sorbas. Cross sections are shown in Figure 19.

Despite several detailed stratigraphic descriptions of this basin (Ruegg, 1964; Dronkert, 1976; Ott d'Estevou & Montenat, 1990), many other questions are still debated, as for example the significance of the "Lago Mare" deposits (Zorreras Member: Civis *et al.*, 1979; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Martín-Suárez *et al.*, 2000; Clauzon *et al.*, 2005). Except for some promising information, such as the occurrence of *Ceratolithus* cf. *acutus* in a crucial locality (Cortijo del Hoyo; Fig. 3) by Sánchez-Almazo (1999), but published without its geographic location (Sánchez-Almazo *et al.*, 1999; Braga *et al.*, 2006), the post-evaporitic marine deposits of the Sorbas Basin lack of reliable biostratigraphy, and hence accurate chronostratigraphy.

As a consequence, this basin is revisited and new stratigraphic and geomorphological analyses supported by planktonic foraminifers and a systematic research of calcareous nannofossils are proposed herein. Our data provide new constrains on the evolution of sea-level changes during the 6-5 Ma time-interval.

KEY AGREEMENTS AND DISAGREEMENTS: A REVIEW

Magnetostratigraphic studies performed by Gautier *et al.* (1994) and Krijgsman *et al.* (1999) are consistent and resulted in two widely accepted chronostratigraphic data sets: the high resolution cyclostratigraphy of the Abad Member (Krijgsman *et al.*, 2001; Sierro *et al.*, 2003), and the datation at 5.971 Ma of the lowermost gypsum (Fig. 2; Manzi *et al.*, 2013). The stratigraphic correlation of the Upper Abad Member with the youngest coral reefs (Sierro *et al.*, 1999, 2001), as observed at Cuesta de Cariatiz (Bourillot *et al.*, 2010b), can also be considered as a robust chronological marker. The gypsum–clay alternations of the Yesares Member (Dronkert, 1976; Ott d'Estevou & Montenat, 1990) are well documented while their cyclostratigraphic interpretation in terms of precession forcing (Krijgsman *et al.*, 2001) has been questioned by Garcia-Castellanos & Villaseñor (2011) who assume a larger impact of sill tectonics. The full marine conditions of the clay layers alternating with gypsum beds are presumed, being especially well established for the upper ones (Montenat *et al.*, 1980; Lacour & Néraudeau, 2000; Saint-Martin *et al.*, 2000; Goubert *et al.*, 2001; Lacour *et al.*, 2002; Néraudeau *et al.*, 2002).

It is commonly accepted that the TCC, first defined as a reefal carbonate deposit delimited by two important erosional surfaces (Esteban, 1979-1980), exists above the Reef Unit. Esteban & Giner (1980) propose that two erosional phases and sedimentation gaps were due to successive emergences, but no chronology was provided by these authors (Fig. 4). Dabrio & Polo (1995) and Roep *et al.* (1998) expanded the definition of the TCC by

including the overlying mainly conglomeratic deposits with an erosive base which are correlated with the upper Sorbas Member as resulting from a high sea level (Fig. 4). Despite the mention of three erosional surfaces and without age control, these authors proposed stratigraphic correlations between edges and centre of the Sorbas Basin via a process of continuous sedimentation (Fig. 4). The option of continuous sedimentation in the coastal area of the Sorbas Basin is followed by Conesa *et al.* (1999) and Cornée *et al.* (2004) who disregard the erosional surfaces. They propose a chronology and more complex relationships between the edges and centre of the Sorbas Basin, the reefal carbonates plus the lowermost part of the clastic deposits being correlated with the Yesares Member (Fig. 4). Such a correlation has already been suggested by Fortuin & Krijgsman (2003) who, however, recognize an erosional surface below the clastic deposits. A TCC extended to the clastic deposits is also considered by Roveri *et al.* (2009) aiming to an astronomically tuned chronology of the entire basin without any gap in sedimentation although they located the Messinian Erosional Surface (MES) within the TCC between the reefal carbonates and the clastics (Fig. 4). At last, Bourillot *et al.* (2010b) take into account the extended TCC but introduce a gap in sedimentation only near the edges of the Sorbas Basin in a chronology and scenario of the MSC defined by Rouchy & Caruso (2006) (Fig. 4). To conclude on these still debated concepts of the TCC (Fig. 4), some major differences exist in the interpretation of the detrital deposits topping the TCC: clinoform-shaped and prograding (Roveri *et al.*, 2009; Bourillot *et al.*, 2010b) or flexured and tilted (Dabrio & Polo, 1995; Roep *et al.*, 1998; Conesa *et al.*, 1999).

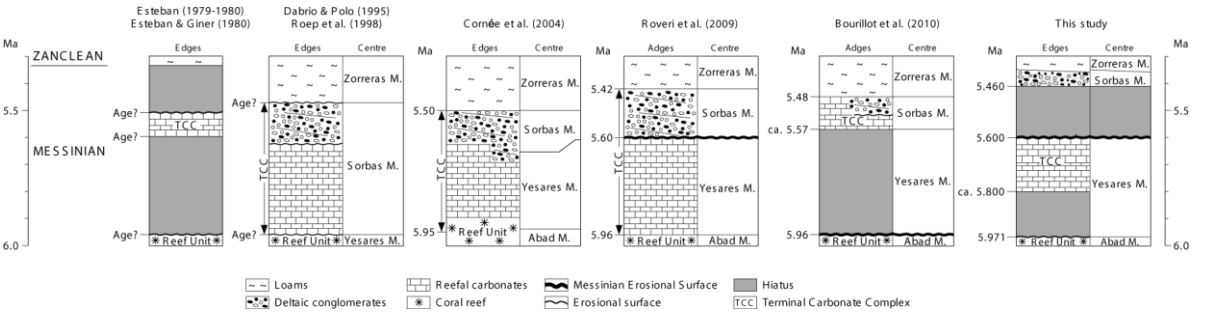


Fig. 4 : Comparison between various concepts of the Terminal Carbonate Complex (TCC) and its chronostratigraphic location. This comparison is done for the Sorbas Basin between its edges (i.e. reefal) and centre with reference to the concerned stratigraphic units. The variable (chrono) stratigraphic position of the Messinian Erosional Surface is also indicated.

Other discrepancies concern the presence or absence of the MES in the Sorbas Basin and its stratigraphic location (Fig. 2). The first reference to the MES in this basin is done by Gautier *et al.* (1994) who placed it at the base of the clastic sediments (conglomerates, sands) overlying the marine coquina of the uppermost Zorreras Member

(MES 1 in Figure 2). An older stratigraphic position for the MES is proposed by Roveri *et al.* (2009). Although these authors note that the expression of this surface is unclear, they locate this surface within the TCC and at the topmost Yesares Member (MES 2 in Figure 2). The lowermost stratigraphic location was suggested by Riding *et al.* (1999, 2000) who placed the surface at the base of the Yesares evaporitic Member (MES 3 in Figure 2). This idea, accepted by Bourillot *et al.* (2010b), had been earlier contradicted by Fortuin *et al.* (2000) who, in addition, concluded that the MES cannot be present at the base of the gypsums, considering that the MES is absent in the central part of the Sorbas Basin. Such an opinion concurred with Ott d'Estevou & Montenat (1990), Cornée *et al.* (2004) and Aufgebauer & McCann (2010) who propose a progressive passage from the Messinian to the Zanclean. Resolving this debate is crucial because significant advances depend on its outcome. Today, it appears particularly mandatory to reach a consensus on the age of the Sorbas and Zorreras members and the interpretation of the Sorbas Basin series in terms of sea-level changes.

The Zorreras Member includes three white chalky layers (Fig. 2) that are usually referred to the so-called "Lago Mare", because of the evidence of the ostracod *Cyprideis pannonica* (Civis *et al.*, 1979) and a mollusc fauna composed of dreissenids and limnocardiids (Ott d'Estevou *et al.*, 1990). The "Lago Mare" has often been considered as a single chronostratigraphic unit (Cita & Colombo, 1979; Orszag-Sperber, 2006). However, Clauzon *et al.* (2005) propose the occurrence of three "Lago Mare" events during the 6–5 Ma time interval, two of these events being considered as associated to distinct high sea levels (Messinian and Zanclean, respectively). The environmental significance of such deposits in the Sorbas Basin thus needs to be clarified.

METHOD

The approach of this study, which has been applied for many years around the Mediterranean Basin (Clauzon *et al.*, 2005; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009; Bache *et al.*, 2012), consists of searching if an erosional surface marks the base of the deposits associated with the post-MSC marine reflooding of the Mediterranean and which sedimentary features characterizing them. Around the Mediterranean, many Gilbert-type fan deltas have been distinguished above the MES (Fig. 5; Bache *et al.*, 2012). Accordingly, such sedimentary systems are nested within older formations. Gilbert-type fan deltas are sedimentary features that need large accommodation to develop. Within the Mediterranean peripheral basins, the accommodation was created by intense fluvial erosion followed by

rapid marine reflooding. These unique deltas exhibit the following characteristics (Fig. 5; Clauzon, 1990):

- a prograding submarine part (clayey bottomset beds and conglomeratic to sandy foreset beds, the sedimentary dips of which may reach 30-35°) and an aggrading subaerial part (conglomeratic to sandy almost horizontal topset beds often affected by surface alteration);

- two key chronological surfaces bounding them, the MES at the base and the abandonment surface at the top; the abandonment surface illustrates the end of the aggrading sedimentation which occurred at the onset of the earliest Northern Hemisphere glaciations;

- frequent debris flows (Breda *et al.*, 2007) made of reworked blocks including elements from the peripheral Messinian evaporites immediately overlying the MES (Fig. 5; Bache *et al.*, 2012);

- the diachronous marine-continental transition at the contact between the foreset beds and topset beds, showing the retreat of the shoreline during the progradation of the Gilbert-type fan delta.

At places where erosion is weaker, such as interfluves or locations far from the valley axis, the contact between the Messinian peripheral evaporites or older rocks and post-MSC deltaic deposits may appear conformable. However, a chronologic discontinuity, called the Messinian Discontinuity, separates them [Fig. 5; see for examples Melinte-Dobrinescu *et al.*, (2009), El Euch-El Koundi *et al.* (2009)].

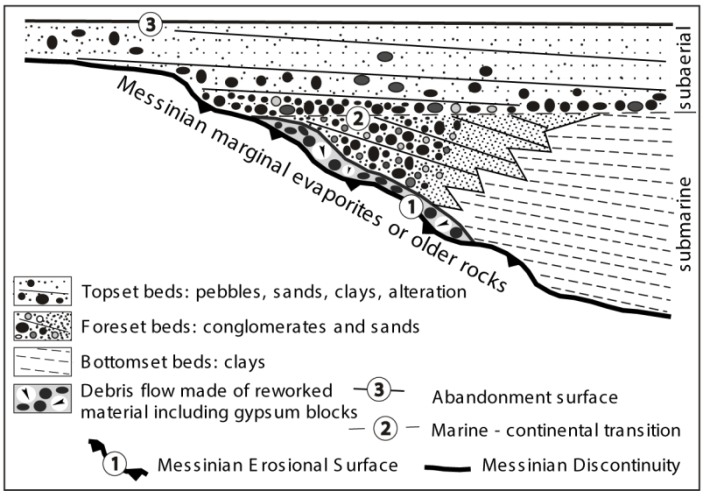


Fig. 5 : Geometry of a Mediterranean peripheral basin affected by the MES and of the associated Gilbert-type fan delta.

The geological map from Ott d'Estevou (1990) is used to locate the stratigraphic members and the main sections studied in this work (Fig. 3). In order to date the clayey sediments, a calcareous nannofossil analysis has been performed as these organisms are among the most sensitive to sea-water incursions. To retain the original sample composition, smear slides were prepared directly from the untreated samples. The calcareous nannofloral analysis was performed using a light polarizing microscope at x1600 magnification. The nannofloral taxonomic identification followed Perch-Nielsen (1985) and Young (1998). A very careful analysis of each sample has been performed, i.e. examining more than 50 fields of view, in order to recognize the occurrence of rare specimens, such as for example *Ceratolithus acutus* and *Triquetrorhabdulus rugosus*, which constitute important index species of the Messinian – Zanclean boundary interval. Figure 6 shows all key species considered and their chronostratigraphic range within the corresponding NN (Neogene Nannoplankton) Zonation (Martini, 1971; Berggren *et al.*, 1995; Raffi *et al.*, 2006). Seventy samples have been studied (Table 1, Plate 1), preservation was generally considered to be moderate, because around 25-30 species yielded overgrowth and/or dissolution. Reworked nannofloral taxa are frequent, being mostly composed of Cretaceous, Paleogene and few pre-MSC Neogene species. The studied samples come from the topmost layers of the Yesares Member, the uppermost TCC, the Sorbas and the Zorreras members (Fig. 2). The chronology followed in Figure 6 is that of Bache *et al.* (2012) who proposed the almost complete desiccation phase of the Mediterranean at about 5.600 Ma, its partial slow reflooding between ca. 5.500 and 5.460 Ma, and its instantaneous catastrophic reflooding at 5.460 Ma (i.e. the "Zanclean Deluge"). This event was followed by a continued rise of the Mediterranean sea-level in connection with the global sea-level rise occurring up to 5.332 Ma as a response to ice melting (Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2011).

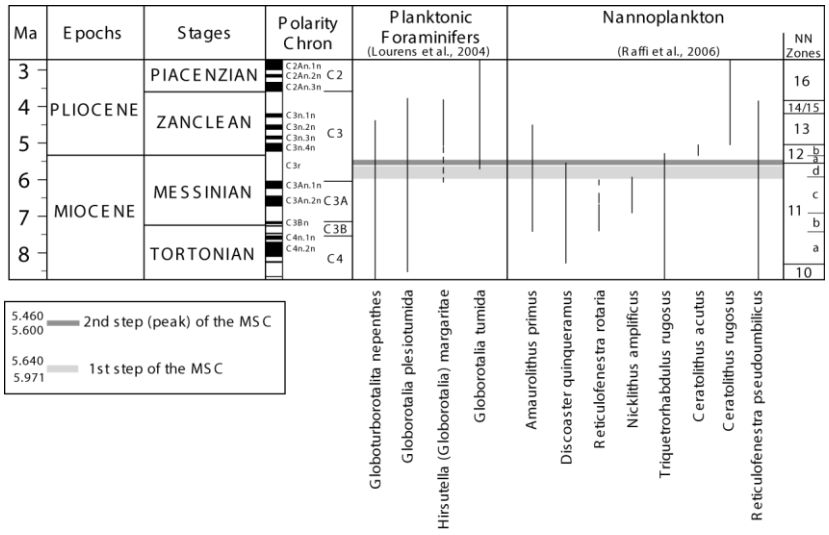


Fig. 6 : Chronostratigraphy, including calcareous nannoplankton biostratigraphy, of the Late Miocene and Pliocene. Chronology refers to Lourens *et al.* (2004), calcareous nannoplankton events according to Berggren *et al.* (1995) and Raffi *et al.* (2006). The grey strips correspond to two steps of the MSC (Clauzon *et al.*, 1996) accepted by a representative community working on the MSC (CIESM, 2008). Chronology of the end of the MSC is from Bache *et al.* (2011).

Planktonic foraminifers have been searched in several outcrops in the area of La Cumbre (Fig. 7; Plate 2) following the discovery of a diversified assemblage by F.J. Sierro (personal information) in one of our previous samples. Samples were wet-sieved over 250 µm, 125 µm and 63 µm screens. Specimens, which exhibit a globally moderate preservation, were picked under a binocular microscope and identified following the taxonomic concepts and nomenclature of Kennett & Srinivasan (1983). Figure 6 shows the planktonic foraminiferal key species considered and their chronologic range (Lourens *et al.*, 2004).

Many samples have been prepared for palynological analyses (pollen grains, dinoflagellate cysts). Unfortunately, all samples were barren.

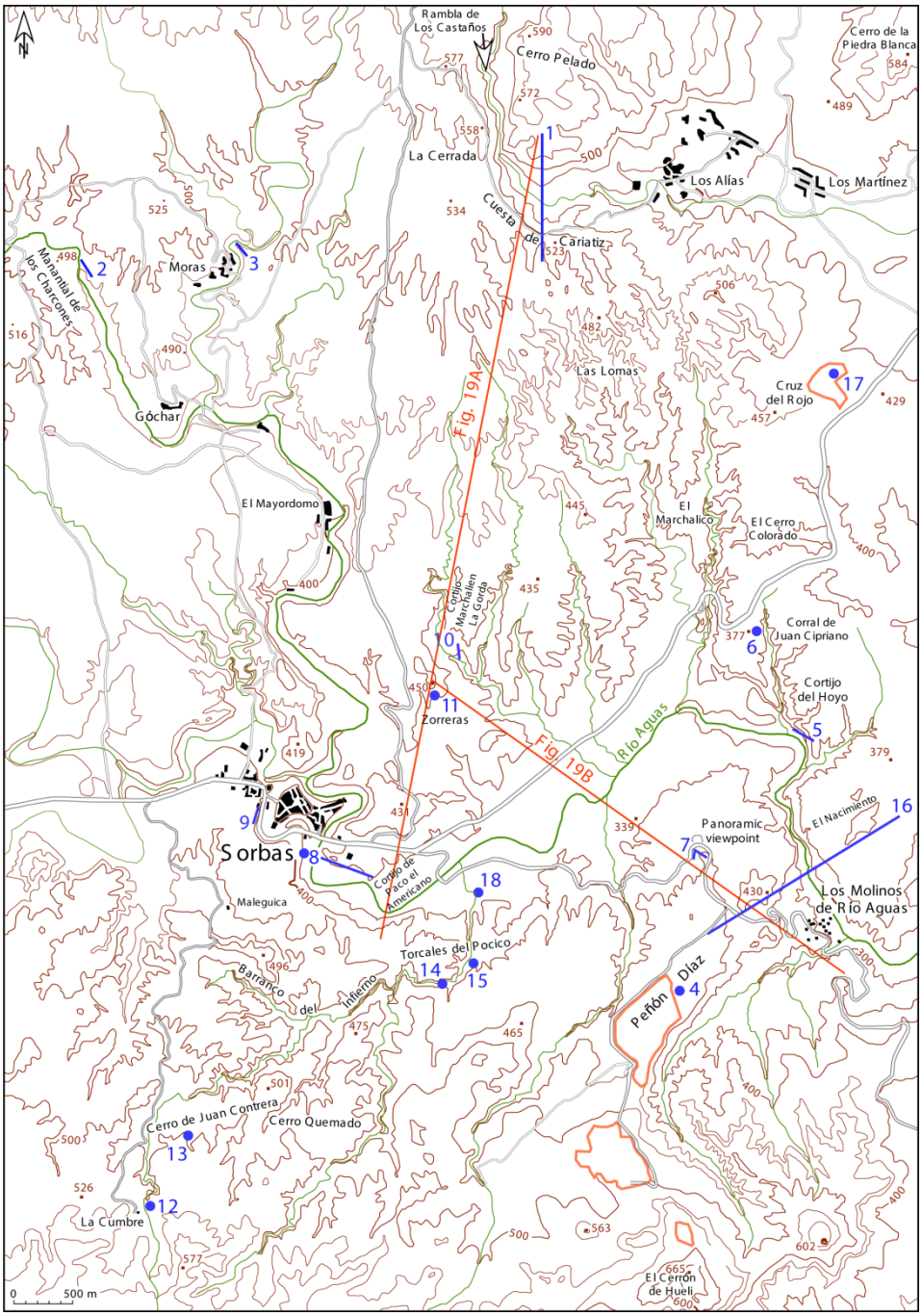


Fig. 7 : Simplified location map of the Sorbas area from SGE 1997 (sheet 24-42 – 25-42) (altitude: thick contour lines at 300, 400, 500 and 600 m; thin contour lines at: 340, 360, 440, 460, 540, 560 and 640 m; gypsum quarries are outlined in orange). Localities: 1, Cuesta de Cariatiz section; 2, Manantial de los Charcones section; 3, Moras section ;4, Gypsum quarry at Peñon Díaz; 5, Cortijo del Hoyo; 6, Corral de Juan Cipriano; 7, Panoramic Viewpoint section; 8, Cortijo de Paco el Americano section (left bank of the Río Aguas) and nannofossil locality (right bank of the Río Aguas); 9, Hostal Sorbas section; 10, Cortijo Marchalien La Gorda section; 11, Zorreras; 12, La Cumbre; 13, Cerro de Juan Contrera; 14, Barranco del Infierno; 15, Torcales del Pocico; 16, Los Molinos de Río Aguas section; 17, Cruz del Rojo quarry; 18, Cuevas de Sorbas. Cross sections are drawn in Figure 19.

RESULTS

The TCC and the MSC

Cuesta de Cariatiz is a propitious place (Figs. 3 & 7) for studying the TCC (Fig. 8A & B), especially its upper part. This upper section has been identified as a fluvial deposit (Roveri *et al.*, 2009; Bourillot *et al.*, 2010b). Such a downlapping sedimentary architecture with great sedimentary dip of sandy–conglomeratic beds (32° southward) and lateral imbrications with clays containing marine microplankton (Fig. 8E; Table 1a) indicates a subaqueous deltaic prograding sedimentation. This is characteristic of Gilbert-type fan deltas (Fig. 5), also supported by an almost horizontal passage to aggrading continental loams (Fig. 8E) which corresponds to the marine-continental transition (Fig. 5). The base of this Gilbert-type fan delta overlies the reefal carbonates of the TCC or their alteration with a sharp erosional contact (Fig. 8A, C & D). This erosional surface is more marked than previously considered by Bourillot *et al.* (2010b). The reefal carbonates are also nested within the Reef Unit, probably through the older erosional contact indicated by Esteban (1979-1980), Dabrio & Polo (1995), and Roep *et al.* (1998) (Fig. 8A & B). Two samples from the bottomset beds (37° 8’ 30.2” N, 2° 5’ 5.5” W; Fig. 8A & E) yielded a diversified nannoflora (Table 1a) belonging to the Subzone NN12b based on the co-occurrence of *Ceratolithus acutus* and *Triquetrorhabdulus rugosus* (Fig. 6). As a first consequence, the Cariatiz Gilbert-type fan delta must have developed during the latest Messinian and early Zanclean mostly after 5.345 Ma (Fig. 6). Secondly, the underlying erosional surface is actually the MES as it is sandwiched between the last deposit preceding the peak of the MSC and the first one following it (Fig. 8A, C & D).

In the area of Góchar and Moras (Figs. 3 & 7), similar observations have been made regarding the top of the Reef Unit, the detritic upper TCC described by Conesa (1997) and the Zorreras Member. In fact, two coalescing branches of a Gilbert-type fan delta originated respectively from Manantial de los Charcones (1.6 km northward Góchar; 37° 8’ 10.40” N, 2° 8’ 59.96” W) and immediately northward of Moras (37° 8’ 10.4” N, 2° 8’ 29.7” W). They are both nested within the Reef Unit, which culminates at the altitude of 600 m. At these locations, the erosional contact above the Reef Unit is at the altitudes of 479 m and 461 m, respectively (Fig. 9A, B, E & F). At Moras, the bottomset beds exposed just below the marine-continental transition (Fig. 9E & H), yielded a diversified nannoflora including *C. acutus* and *T. rugosus* (Table 1a), then characterizing Subzone NN12b (Fig. 6).

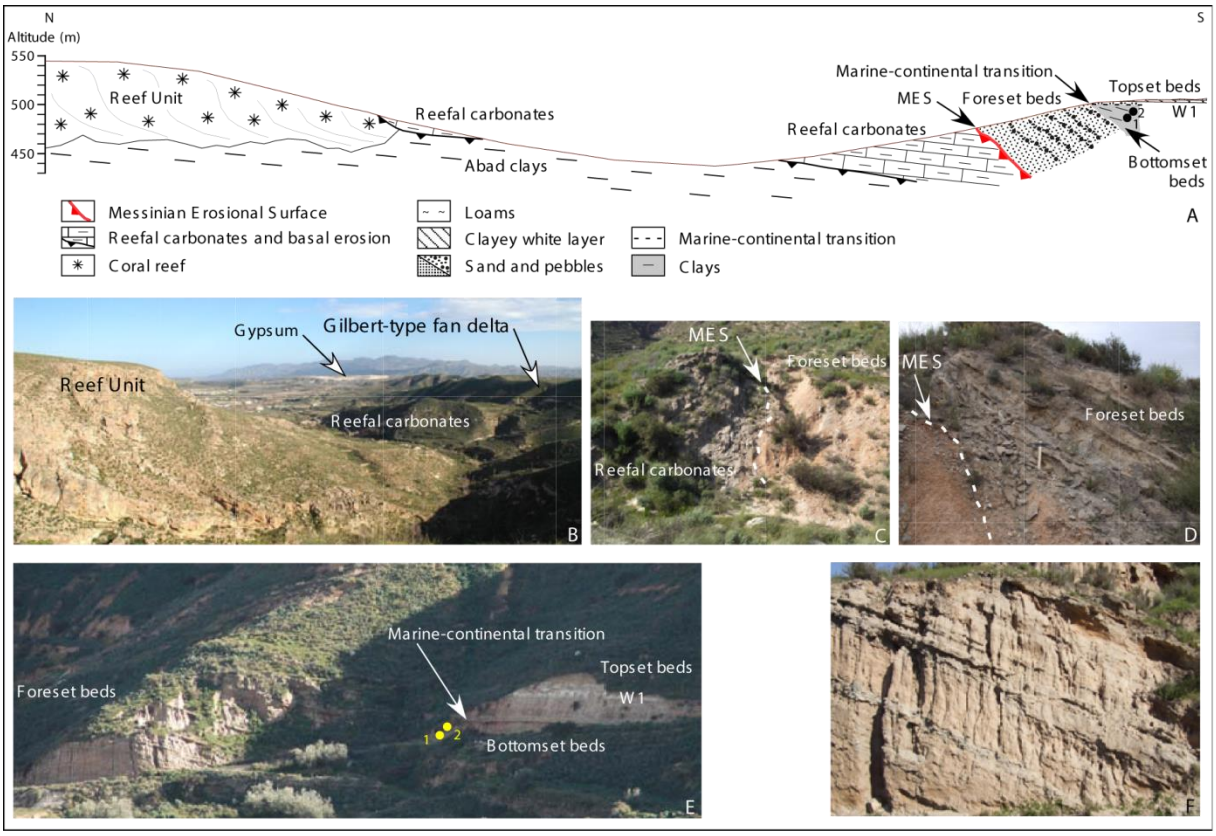


Fig. 8 : The Cuesta de Cariatiz section. A, Section with location of the studied samples. W1, lower white chalky layer of the Zorreras Member. B, View of the Sorbas Basin from the Cariatiz coral reef. C, Erosional contact of the foreset beds of the Gilbert-type fan delta with the carbonated laminites. D, Another view of the erosional contact of foreset beds of the Gilbert-type fan delta within alterated carbonated laminites. E, The Gilbert-type fan delta with location of the studied samples. W1, lower white chalky layer of the Zorreras Member. F, Detail of the foreset beds of the Gilbert-type fan delta.

Accordingly, the Moras Gilbert-type fan delta has the same age as the Gilbert-type fan delta of Cuesta de Cariatiz. Similarly, the erosional contact at the base of Gilbert-type fan delta deposits must be considered as the MES. At Manantial de los Charcones, a sample provided a diversified nannoflora (Fig. 9A & B) with *T. rugosus* (Table 1a). This sample can be ascribed to Subzone NN12a (Fig. 6) since it immediately overlies the same erosional surface that we refer to the MES (Fig. 9A & B). Here, the eroded colonies of *Porites* are widely bored by molluscs (bivalves: ichnogenus *Gastrochaenolites*; Fig. 9C). At Moras, the marine-continental transition of the Gilbert-type fan delta, characterized by the presence of small specimens of echinoids, is located at 475 m a.s.l. Downstream within the Rambla de Góchar, the conglomeratic and sandy topset beds with cross-bedded sedimentation (Fig. 9I) are progressively replaced by red loams including chalky white layers and a bivalve coquina. Southward of Góchar, the completeness of the Gilbert-type fan delta allows observation of their flat to weakly inclined abandonment surface preserved for a 1.5 km distance from about 455 m to 435 m a.s.l. (Fig. 9J & K), the Zorreras summit (at an altitude 410 m) being the ultimate preserved evidence of this surface to the South (Fig. 9K). As a first conclusion, the upper part of the TCC (i.e. its most detritic part with rounded pebbles and sands)

corresponds to latest Messinian – earliest Zanclean Gilbert-type fan deltas[1] separated from the Reef Unit by the MES. They are well exposed in several places and show prograding submarine sediments (foreset and bottomset beds) toward the central part of the Sorbas Basin overlain by the aggrading topset beds of the Zorreras Member. These Gilbert-type fan deltas document the complete reflooding of the Mediterranean Basin after the MSC (Clauzon, 1990; Bache *et al.*, 2012).

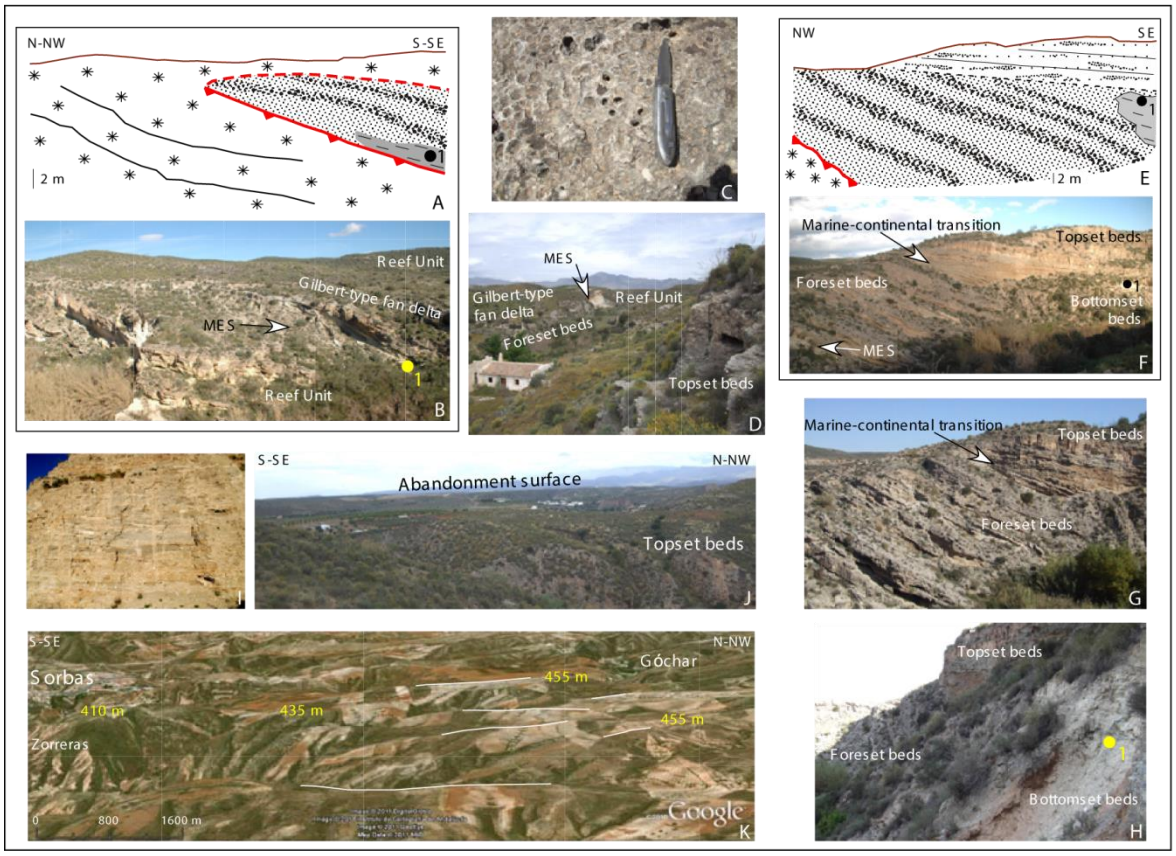


Fig. 9 : The Góchar – Moras area. A, The Manantial de los Charcones section (Góchar) with location of the studied sample. Legend, see Figure 8. B, View of the Manantial de los Charcones section with location of the studied sample. C, Reef carbonate at the MES location with eroded surface of Porites colonies, then bored by saxicavous bivalves. D, The Góchar Gilbert-type fan delta nested within the Reef Unit. E, The Moras section with location of the studied sample. Legend, see Figure 8. F, View of the Moras section with location of the studied sample. G, Detailed view of the marine-continental transition in the Moras section. H, The Moras section view from the clayey bottomset beds with location of the studied sample.

[1] These Gilbert-type fan deltas have been first interpreted as pre-dating the peak of the MSC (Clauzon *et al.*, 2008). This interpretation has been modified when nannofossil assemblage of their bottomset beds provided Ceratolithus acutus in several places (Clauzon *et al.*, 2009).

Stratigraphic relationship between the Yesares and Sorbas members

The base of the Yesares Member is dated at 5.971 Ma (Manzi *et al.*, 2013). The age of its top is estimated at 5.600 Ma based on the proposed precession-tuned sixteen gypsum-clay alternations by Roveri *et al.* (2009) and Manzi *et al.* (2013). This age is consistent with the nannoplankton assemblage obtained in the Peñon Díaz quarry (37° 5' 3.1" N, 2° 5' 20.1" W; Figs. 3 & 7) from clays of cycle 9 from Roveri *et al.* (2009). Indeed, two of the five samples from these clays contained the biostratigraphic markers *Reticulofenestra pseudoumbilicus* and *Triquetrorhabdulus rugosus* (Table 1a). The occurrence of these two species indicates that this interval may indeed belong to Subzone NN11d (ca. 5.939 – 5.540 Ma; Fig. 6; Raffi *et al.*, 2006).

A section through the Yesares Member can also be observed within the famous karstic Cuevas de Sorbas (37° 5' 29.21" N, 2° 6' 25.23" W; Figs. 3 & 7; Calaforra & Pulido-Bosch, 2003). Here, indurated marls alternating with gypsum show some exposed specimens of the bivalves *Arca noae* and *Cerastoderma edule*. *Arca noae* is an epifaunal species that lives attached to rocks or shells through the bissus, from the intertidal zone in estuarine and inner shelf environments of up to more than 100 m water depth (Poppe & Goto, 1993). The presence of a specimen with the shell closed could indicate that transport before burial was negligible. *Cerastoderma edule* occurs with the valves attached and closed. This is an infaunal bivalve that lived slightly buried in sand or mud, from the intertidal zone to a few metres water depth. This species especially favours areas with some fresh water input (Poppe & Goto, 1993). The specimen position within the sediment suggests that they are in life position, and therefore would have not been transported. This impoverished marine malacofauna gives an idea about the poor life conditions at time of gypsum deposition.

Cortijo del Hoyo (37° 6' 24.5" N, 2° 4' 46.9" W; Figs. 3 & 7) is a locality where the stratigraphic relationships between the Yesares and Sorbas members can be observed. Apparently, the clays of the Sorbas Member are at the same altitude and form a continuous cliff with the Yesares gypsums (Fig. 10A & C), which could indicate a lateral passage in contradiction with their usually described conformable vertical succession (Fig. 2; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Riding *et al.*, 1999; Fortuin *et al.*, 2000; Krijgsman *et al.*, 2001; Braga *et al.*, 2006; Roveri *et al.*, 2009). Calcareous nannofossils have been recovered from two sections (Table 1a). Samples 1 to 24 cover the interval from the uppermost clays associated with the gypsums of the Yesares Member up to the sandstones overlying the clays of the Sorbas Member (Fig. 10A & B). Sample 1 provides several well-preserved specimens of *Discoaster quinqueramus* (last occurrence at 5.540 Ma; Fig. 6; Raffi *et al.*,

2006), suggesting that they are not reworked (Table 1a; Pl. 1, Figs. 5 & 6). Samples 2 and 3 are barren. *Ceratolithus acutus* (first occurrence at 5.345 Ma; Fig. 6; Raffi *et al.*, 2006) is present in the six following samples (Pl. 1, Fig. 1; Table 1a). *Triquetrorhabdulus rugosus* is continuously recorded throughout (Table 1a). This nannoplankton succession may be considered as covering the two nannoplankton Subzones NN11d and NN12b without recording Subzone NN12a (Fig. 6). Here, the Yesares and Sorbas members are exposed at the same altitude and, in the absence of any fault, it is concluded that they are separated by the MES (Fig. 10A & B). The presence of gypsum at the base of the cliff some hundreds of metres further to the NW reinforces this conclusion that is also supported by the presence of C. acutus in samples 26 and 27 (Table 1a) taken in the clays at a lower altitude (Fig. 10A & B). Consistently, *Ceratolithus* cf. *acutus* was mentioned by Sánchez-Almazo (1999) in three samples from the same clays as our samples 26 and 27 in a nearby section located 700 m westward of our section, a result that was not used from the biostratigraphic viewpoint. These clays of the Sorbas Member are the basinal expression of the bottomset beds of the Gilbert-type fan deltas. At Cortijo del Hoyo, the marine-continental transition is located at the contact between the basinal clays and the overlying sandstones where some small echinoids have been observed (Fig. 10). This conclusion is corroborated by the observation that the thick Yesares gypsums are suddenly truncated and replaced by clays. The inferred erosion surface marks the flank of a paleo-valley (Fig. 10C). The basinal clays of the Sorbas Member are also exposed at Corral de Juan Cipriano (37° 6’ 43.1” N, 2° 4’ 49.9” W; Figs. 3, 7 & 10D) where *C. acutus* has not been recorded (Table 1a). At this locality, the marine-continental transition locates at the contact between the Sorbas and the Zorreras members, the latter showing its characteristic white clayey layers (Fig. 10D) as observed at Cuesta de Cariatiz (Fig. 8E).

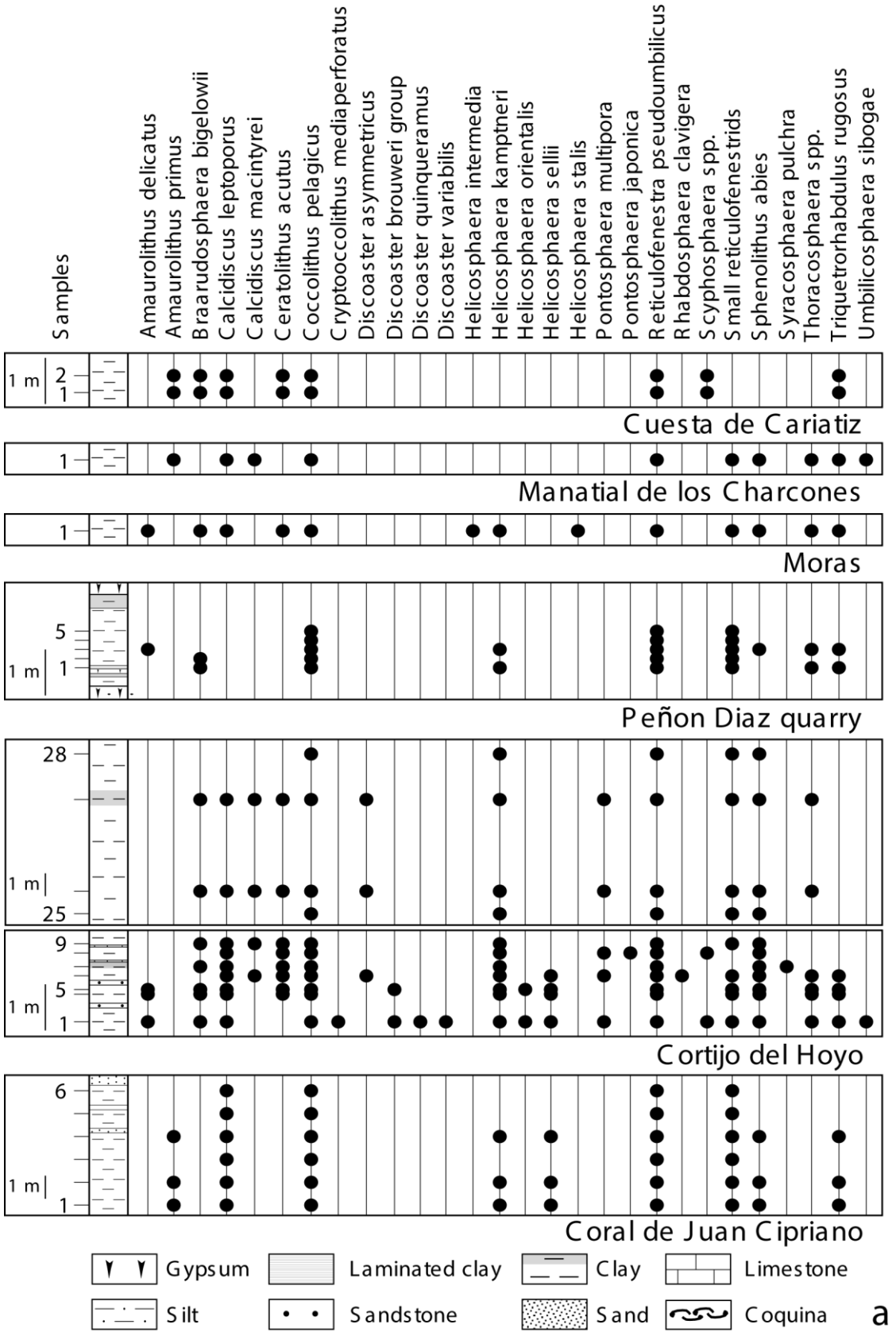


Table 1a : Results from the nannofossil analyses in the Sorbas Basin.

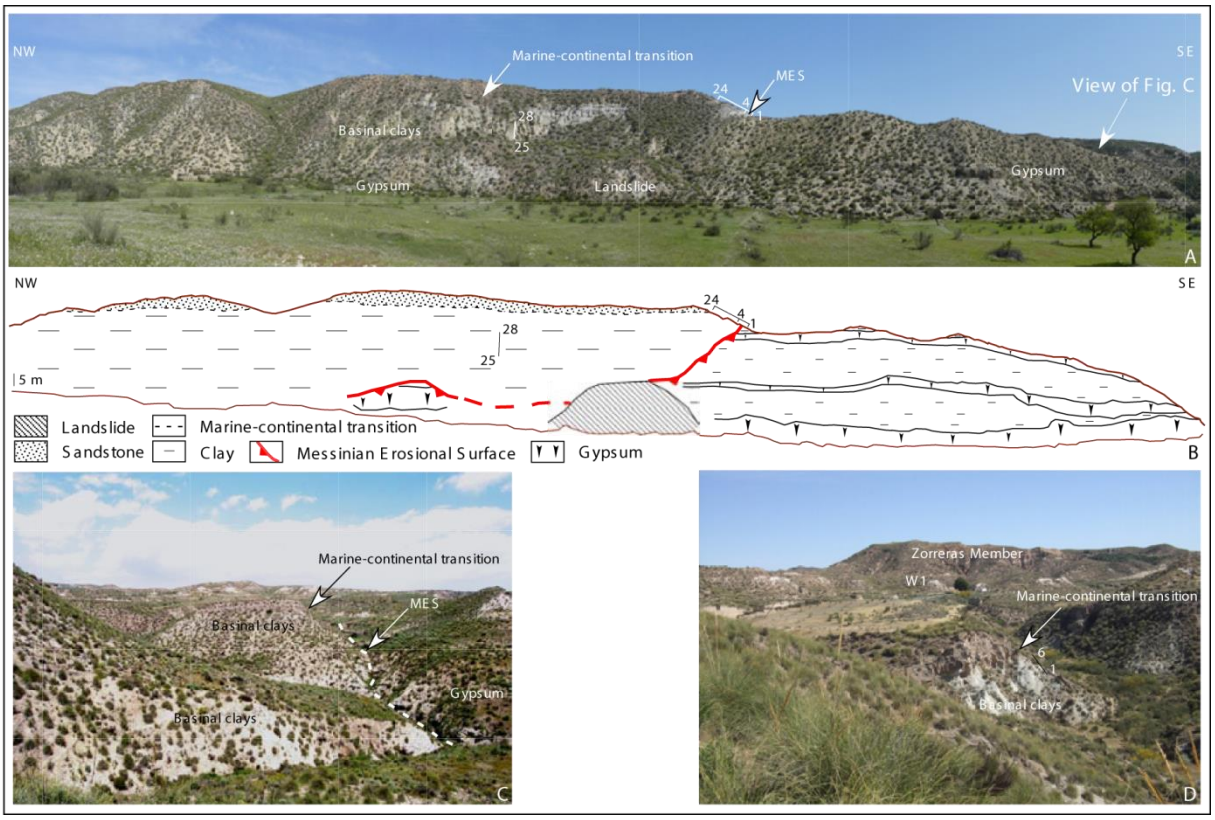


Fig. 10 : The Cortijo del Hoyo area. A, View of the Cortijo del Hoyo section with location of the studied samples and place of the view shown in Figure C. B, Interpreted Cortijo del Hoyo section with location of the analysed samples. C, View back the hill of the Cortijo del Hoyo section. D, View of the studied section at Corral de Juan Cipriano with location of the analysed samples, overlain by the Zorreras Member showing its lower white chalky layer (W1).

Another place where the Sorbas and Yesares members can be observed, again at the same altitude, is the area of the Panoramic Viewpoint (37° 5' 38.8" N, 2° 5' 12" W; Figs. 3, 7, 11). *Triquetrorhabdulus rugosus* has been recorded in eleven samples, associated with *C. acutus* recorded in samples 5, 12, 19 and 20 (Table 1b). These clayey to silty layers are assigned to Subzone NN12b (Fig. 6). The same biostratigraphic markers have also been separately recorded in samples 23-24 (*T. rugosus*) and 26 (*C. acutus*), respectively, taken at a lower altitude than the previous set (samples 17-21) and close to the Yesares gypsum (Fig. 11, Table 1b). Here, the contact between the uppermost gypsum and overlying clays containing *C. acutus* is erosional. We consider that this erosional surface is the MES (Fig. 11). Roep *et al.* (1998) demonstrated the existence of lateral transitions between the various facies of the Sorbas Member, which were interpreted as resulting from minor sea-level variations preceding the Mediterranean drawdown at the peak of the MSC. Indeed, lateral changes between the prevalent facies, carbonates (i.e. the Sorbas Limestone) and basinal clays, are observed around Sorbas, particularly at Cortijo de Paco el Americano (Figs. 3, 7, 12A & B) and near the Hostal Sorbas (Figs. 3, 7, 12D). Three samples have been taken in

thin clay intercalations within the Sorbas Limestone on the right bank of the Río Aguas (37° 5' 41" N, 2° 7' 26.6" W) which correspond to the topmost component of the Cortijo de Paco el Americano section (Figs. 7, 12B & C). The calcareous nannofossil assemblage contains both *C. acutus* and *T. rugosus* (Table 1b) allowing the Sorbas Limestone to be ascribed to Subzone NN12b (Fig. 6; Raffi *et al.*, 2006). A similar result was obtained in samples selected from the section near the Hostal Sorbas (37° 5' 49.5" N, 2° 7' 39.6" W; Fig. 12D; Table 1b).

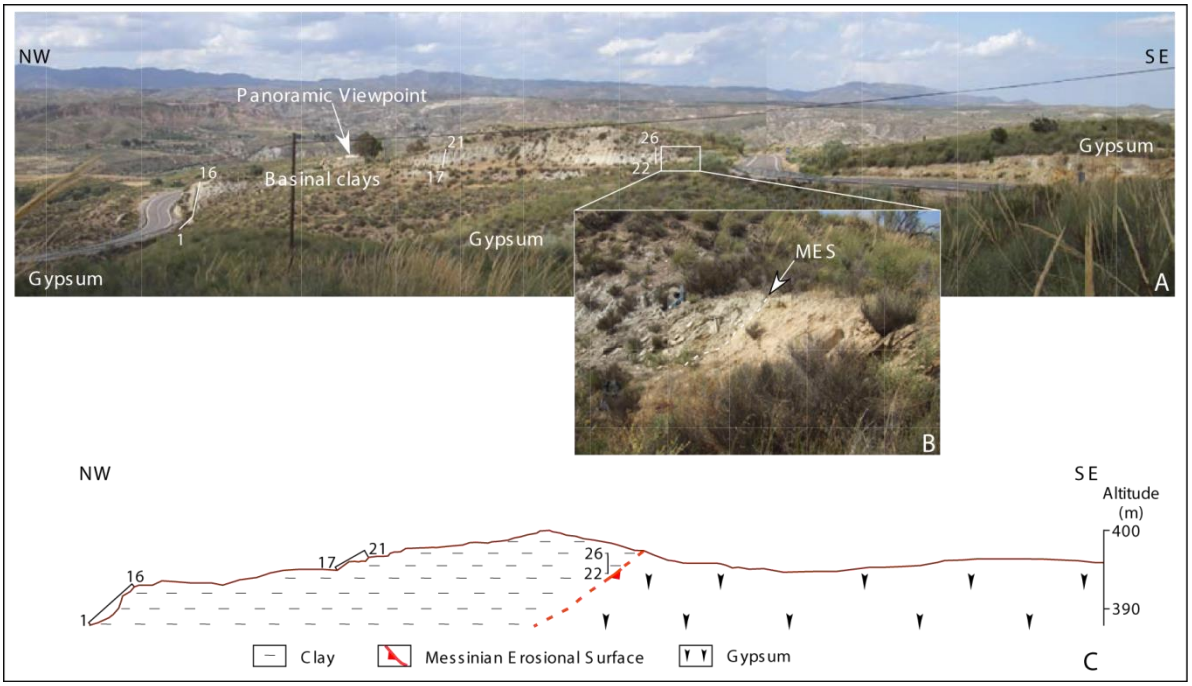


Fig. 11 : The Panoramic Viewpoint area. A, View of the studied section with location of the analysed samples. B, Detail of the contact between gypsum and clays. C, Interpreted section with location of the analysed samples.

As a consequence, the deposits constituting the Sorbas Member are viewed as time equivalent to the bottomset beds of the Gilbert-type fan deltas, in their coastal or distal expression for the Sorbas Limestone or the basinal clays, respectively. In the latter section, the Zorreras Member (with its characteristic lower chalky white layers) overlies laminated clays of the Sorbas Member: it is the southern extension of the alluvial deposits equivalent to topset beds of the Gilbert-type fan deltas and consequently the marine-continental transition must be placed here (Fig. 12D).

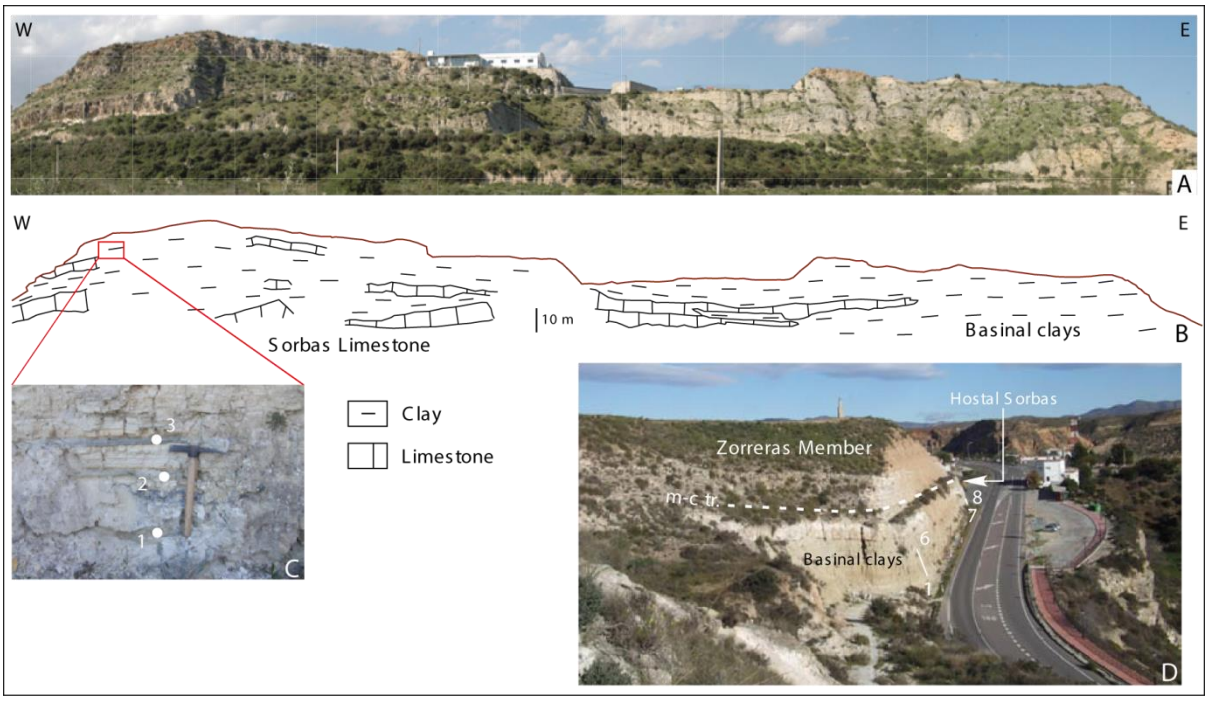


Fig. 12 : The Cortijo de Paco el Americano area. A, View of the section located in Figure 7 where the lateral shift between basinal clays and the Sorbas Limestone can be observed. B, Lithological interpretation of the section with stratigraphic position of samples 1-3 of locality 8 of Figure 7. C, Samples taken at locality 5 of Figure 8. D, The section in front of Hostal Sorbas with location of the analysed samples (m-c tr., marine-continental transition).

In the Zorreras area (Figs. 3 & 7), basinal clays of the Sorbas Member are laminated (Fig. 13A & B), overlying the Sorbas Limestone at Cortijo Marchalien La Gorda. They are equivalent to those found at El Marchalico (1.5 km to the East in the Las Lomas area; Fig. 7) that provided many specimens of the marine fish *Aphanius crassicaudus* (Gaudant & Ott d'Estevou, 1985). This monospecific ichtyofauna is described as representative of an estuarian paleoenvironment (Gaudant & Ott d'Estevou, 1985; Ott d'Estevou & Montenat, 1990). At Cortijo Marchalien La Gorda (37° 6' 11" N, 2° 6' 36.2" W), these levels provided a calcareous nannoflora (Fig. 13B & C) which, according to the co-occurrence of *C. acutus* and *T. rugosus* (Table 1c), belongs to Subzone NN12b (Fig. 6; Raffi *et al.*, 2006). In this section, the uppermost record of C. acutus is located just below the lowermost white chalky layer of the Zorreras Member (Fig. 13A & C; Table 1c). These results reinforce that (1) the Sorbas Member is the lateral extension in the centre of the basin of the bottomset beds of the Gilbert-type fan deltas, and (2) the Zorreras Member is here the extension of the topset beds of these sedimentary systems (Figs. 12D & 13A). At Cortijo Marchalien La Gorda, the marine-continental transition is marked by a thin red clayey bed (Fig. 13C).

Fig. 13 : The Zorreras area at Cortijo Marchalien la Gorda. A, View from the *Aphanius crassicaudus* beds (Sorbas Member) to the top of the Zorreras Member. W1, lower white chalky layer of the Zorreras Member. B, Detail of the *Aphanius crassicaudus* beds and location of the studied samples. C, Overlying sediments (with location of the studied samples) including the lower chalky white layer of the Zorreras Member (W1).

In the southern part of the Sorbas Basin, grey clays are observed sandwiched between the Sorbas Limestone (Sorbas Member) and sandstones of the Zorreras Member (Fig. 14A). At La Cumbre (37° 4' 31" N, 2° 7' 58.5" W; Figs. 3, 7 & 14B), these clays are topped with a coquina rich in *Ostrea* and Pectinidae, which locally marks the marine-continental transition (Fig. 14C & D). Their nannoplankton assemblage (Table 1c) contains *C. acutus* (Pl. 1, Figs. 2 & 3) and *T. rugosus* (Pl. 1, Fig. 7) indicating again Subzone NN12b (Fig. 6; Raffi *et al.*, 2006). Near the Cerro de Juan Contrera (around 37° 4' 39" N, 2° 7' 47" W; Figs. 3, 7 & 14B), equivalent clays have been sampled in several points (Fig. 14B, E & F). Some of them contain *T. rugosus* and *C. acutus* (sample 2) or only *T. rugosus* (samples 3 and 4) (Table 1c). Most of them yielded diversified assemblages of planktonic foraminifers, including *Sphaeroidinellopsis seminulina* (sample 2), *Globoturborotalita nepenthes* (samples 1, 2, 3 and 6; Pl. 2, Fig. 2 & b) and *Hirsutella* (*Globorotalia*) *margaritae* (samples 4 and 6; Pl. 2, Fig. 1a, b & c) (Table 2). This microplankton assemblage (calcareous nannofossils and foraminifers) dates the clays overlying the Sorbas Limestone between 5.345 and 5.279 Ma with respect to associated *T. rugosus* and *C. acutus* (Fig. 6). In the nearby Cerro Quemado (Fig. 7), similar clays studied by Ott d'Estevou *et al.* (1990) yielded benthic and planktonic foraminifers, including *Globigerinoides emeisi*, a species ranging from the late Miocene to the Pliocene (Bolli, 1966), which is in agreement with the age proposed above. At Barranco del

Infierno (37° 4’ 45.7” N, 20 7’ 29.7” W; Figs. 3 & 7), similar clays provided an almost identical nannoflora including *C. acutus* and *T. rugosus* (Table 1c). These deposits also document the post-MSC reflooding. In a last locality, Torcales del Pocico (37° 4’ 52.7” N, 2° 7’ 24.2” W; Figs. 3 & 7), the Sorbas Limestone was barren in nannofossils while the overlying clays yielded specimens of *C. acutus* and *T. rugosus* (Table 1c), supporting the same age.

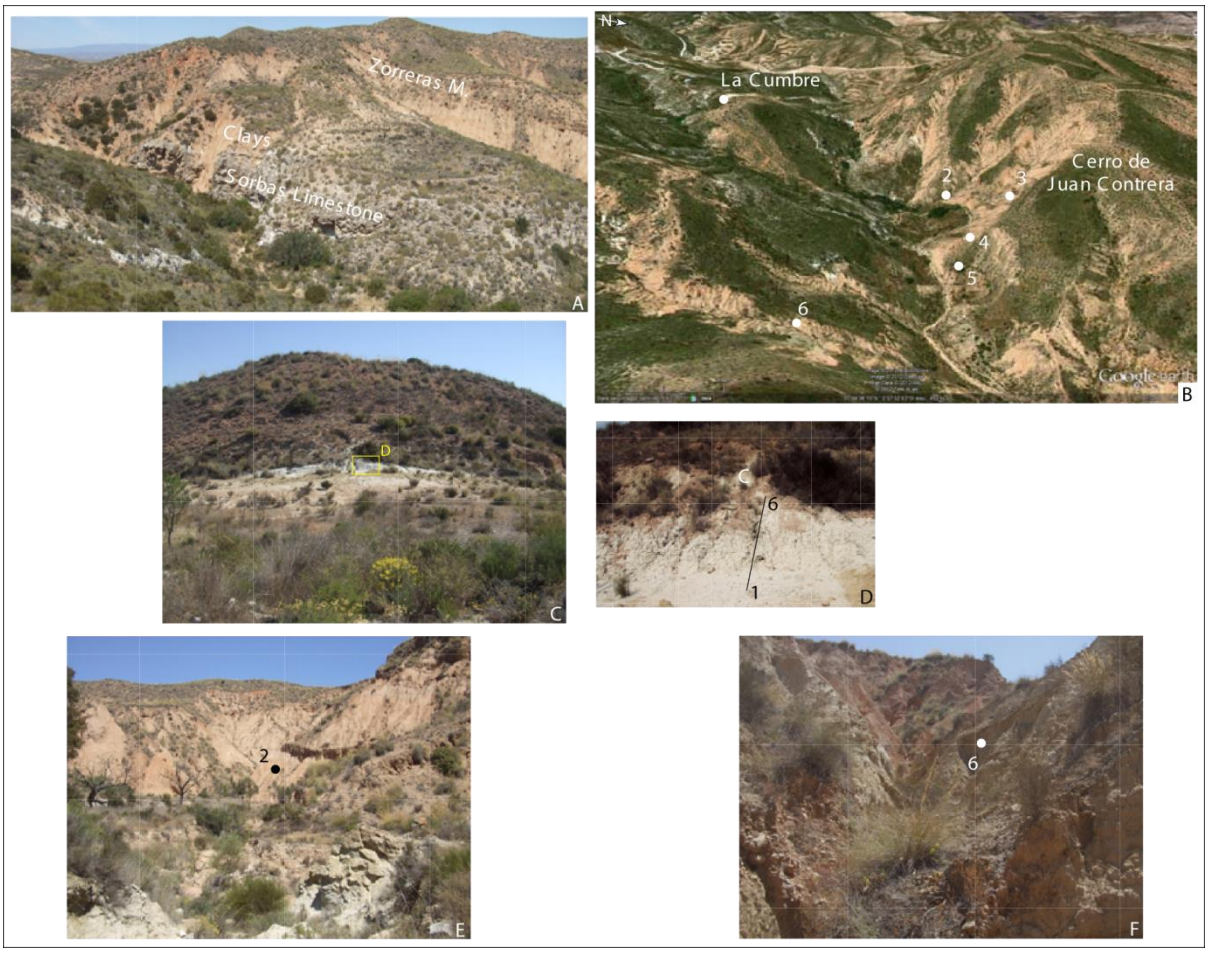


Fig. 14 : The southern part of the Sorbas Basin. A, Stratigraphy of the La Cumbre – Cerro de Juan Contrera area. B, Three dimensional Google Earth view of the La Cumbre – Cerro de Juan Contrera area with location of the studied samples. C, View of the La Cumbre section. D, Location of the studied samples at La Cumbre: C, coquina. E, Sample from Cerro de Juan Contrera. F, Sample from Cerro de Juan Contrera.

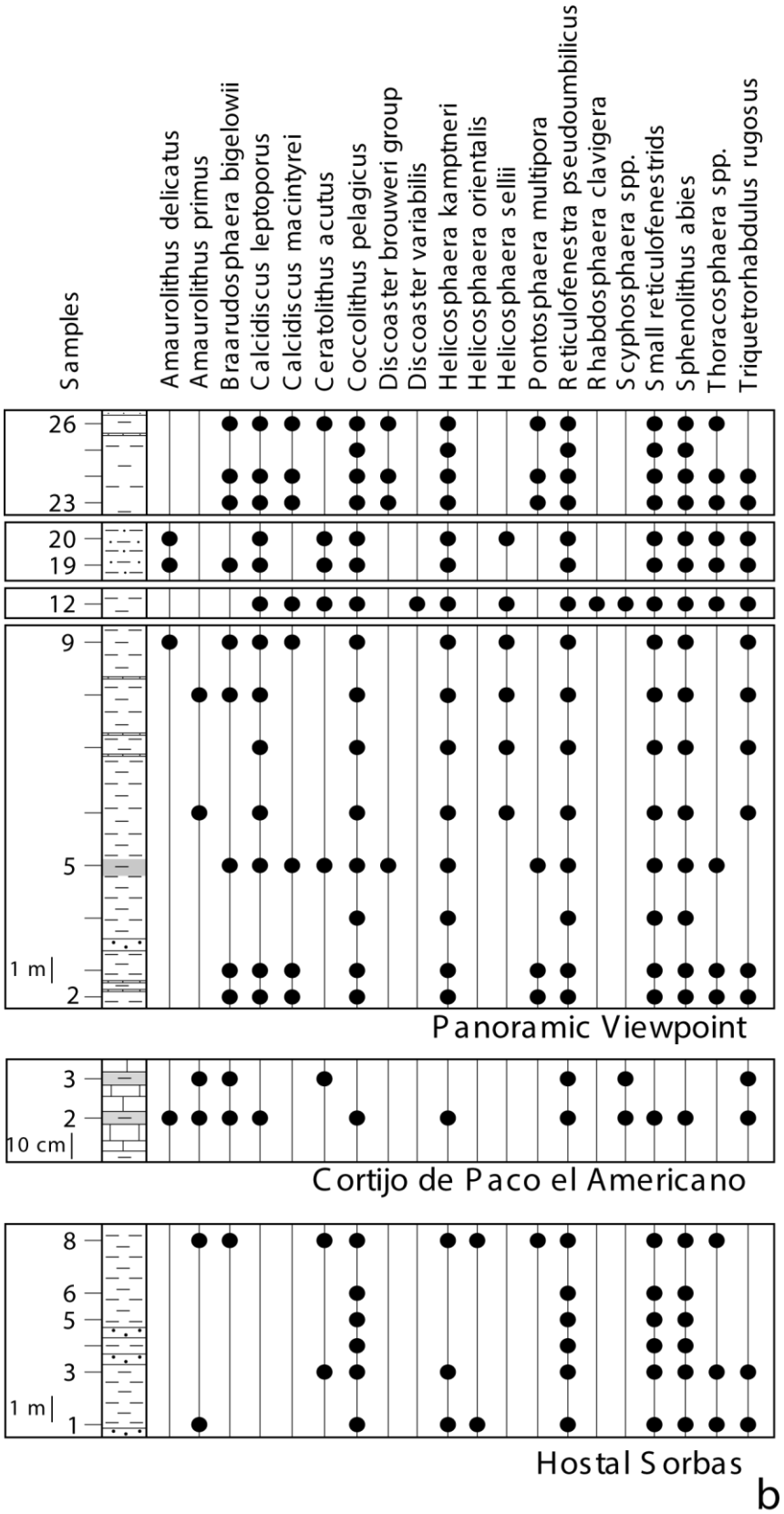


Table 1b : Results from the nannofossil analyses in the Sorbas Basin.

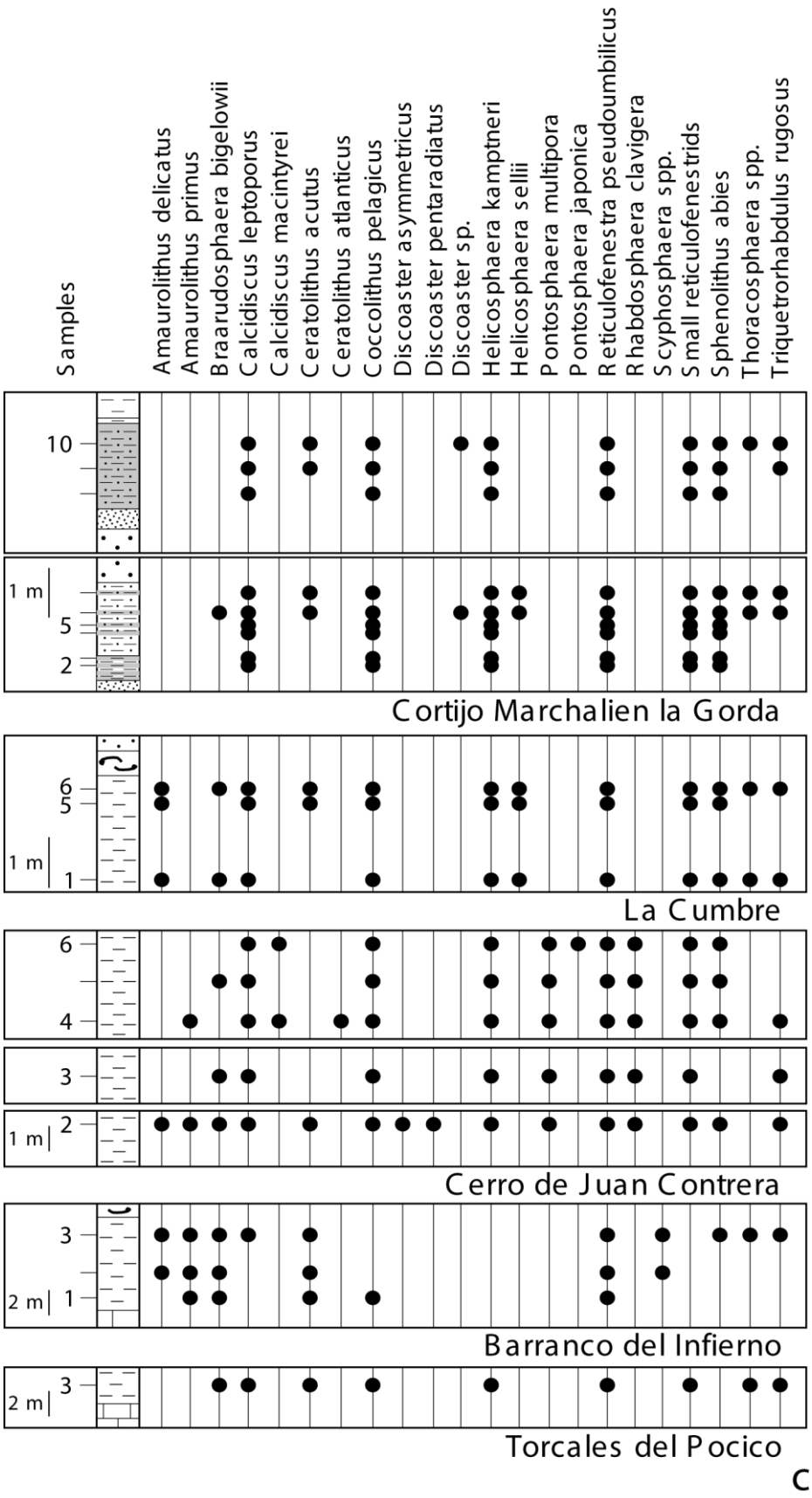


Table 1c : Results from the nannofossil analyses in the Sorbas Basin.

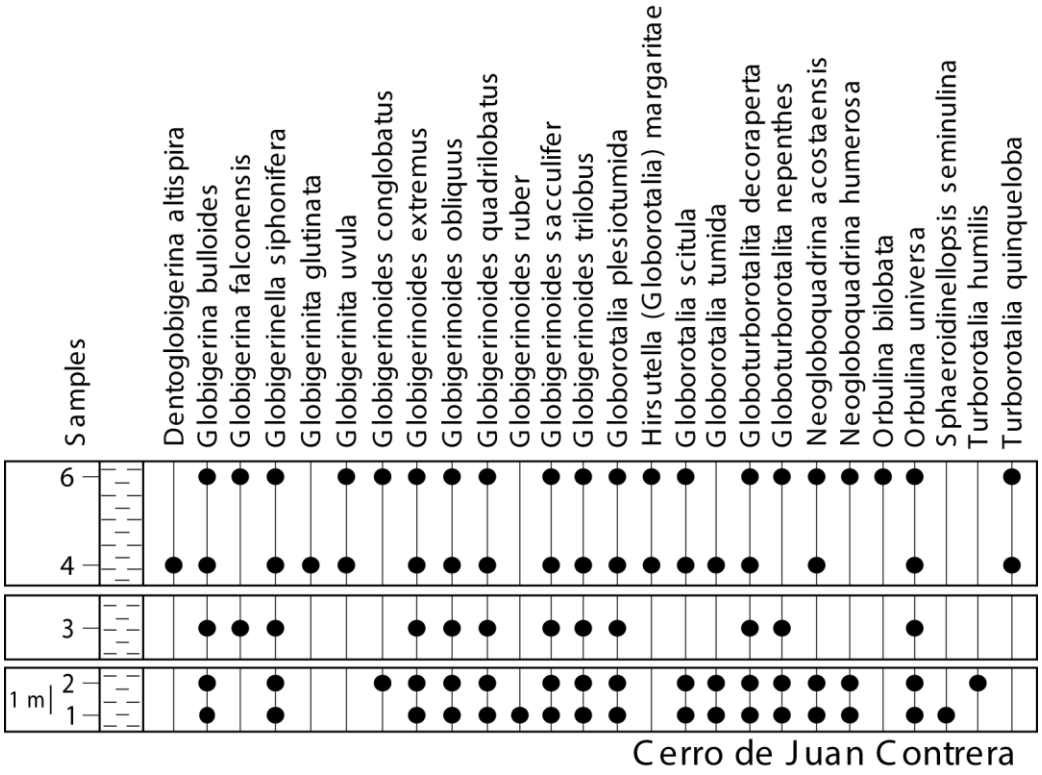


Table 2 : Results from the foraminifer analysis at Cerro de Juan Contrera.

This detailed study shows that the Sorbas Member deposited after the marine reflooding ending the MSC. It is for its uppermost part of Pliocene age and separated from the Yesares Member by the MES. As in many places, we have established that both its laterally equivalent carbonate and clayey layers belong to the nannoplankton Subzone NN12b, pointing out the return of marine waters after the MSC. The Sorbas Member must be understood as the equivalent towards the South of the bottomset beds of the Góchar – Moras and Cariatiz Gilbert-type fan deltas. Differentiation within the Sorbas Member relates to bathymetry and distance to coastline, closer for the Sorbas Limestone probably developed on a relatively higher topography than the basinal clays. Calcareous nannofossil biostratigraphy and field observations of lateral transition show unambiguously that the bottomset beds of the Gilbert-type fan deltas, the basinal clays and the Sorbas Limestone are contemporaneous and correspond to different settings within the same basin, deposited after the marine reflooding closing the MSC. Northeast of the Sorbas Village, our field observations led us to distinguish within the Sorbas Member the laminated clays from the Sorbas Limestone, labelled together as ‘j’ in the Ott d’Estevou’s map (Fig. 3). According to their fossil content, the laminated clays represent less coastal conditions tan the Sorbas Limestone. For this reason, they are labelled as ‘i’ in the modified geological map (Fig. 15).

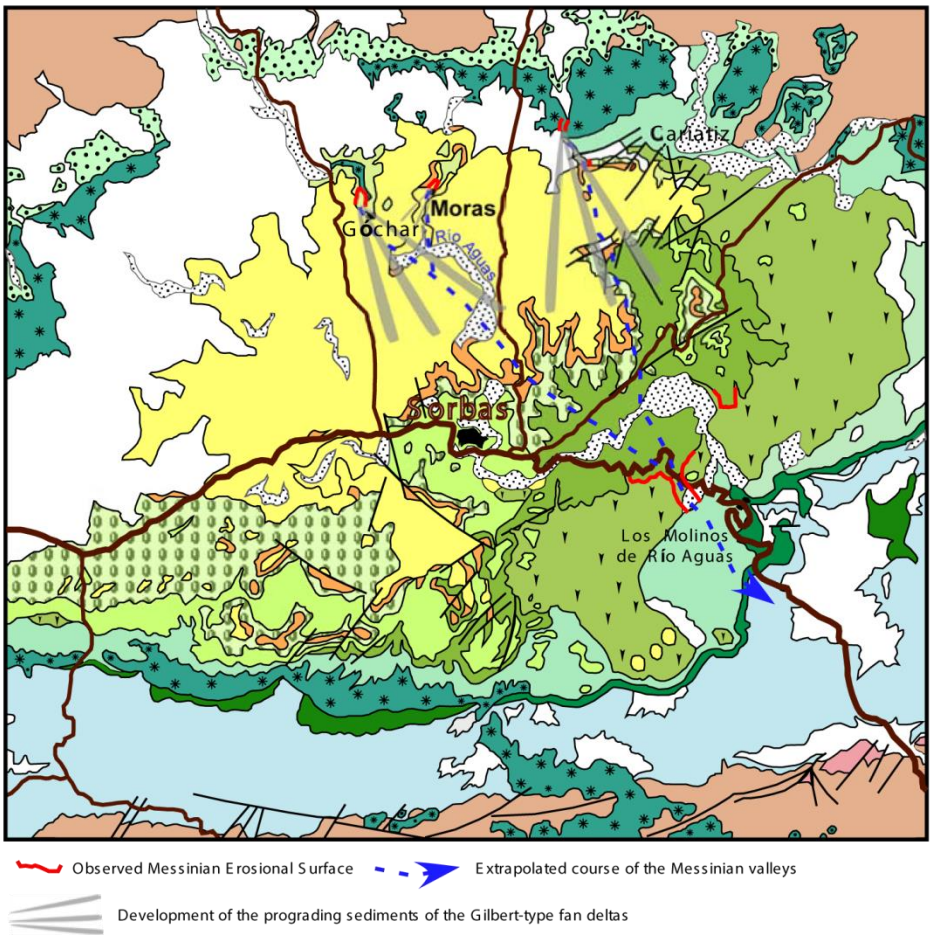


Fig. 15 : Geological map of the Sorbas Basin, modified from Ott d'Estevou (1990) with places where the MES has been identified and the extrapolated course of the Messinian valleys and development of Gilbert-type fan deltas. Surface occupied by the Sorbas Limestone has been significantly restricted to the surrounding area of the Sorbas Village and to the southern part of the basin with respect to Figure 3. Same legend as Figure 3.

The Zorreras Member, continuing the topset beds of the Gilbert-type fan deltas

The base of the Zorreras section (Figs. 3 & 7) is composed of silts (Fig. 16A & B) containing fragments of epifaunal regular echinoids (plates and spines), cirripeds and some specimens of the gastropod *Epitonium depressicosta* (Fig. 16E), a species only known from the Lower Pliocene of the Mediterranean (Landau *et al.*, 2006). The bed that yielded echinoids corresponds to the marine-continental transition as mentioned above at Cortijo Marchalien La Gorda, Cortijo del Hoyo and Moras.

The Zorreras Member is mostly known because it includes three white chalky layers (Fig. 16A to D), which are thought to have a lagoonal origin because of the presence of ostracods, charophyte oogonia and molluscs. The mollusc fauna is composed of dreissenids (*Dreissena* mostly) and limnocardiids (*Limnocardium*, *Prosodacna*, *Pseudocatillus*) (Ott

d'Estevou *et al.*, 1990) both of Paratethyan origin. The ostracod fauna includes *Cyprideis pannonica pseudoagrigentina* (Civis *et al.*, 1979) (= *C. agrigentina*; Roep & Van Harten, 1979), a species described from the Messinian in Sicily (Decima, 1964; Colalongo, 1968), along with *Loxoconcha djaffarovi*, *Maeotocythere* (= *Euxinocythere*) *preabaquana*, and *Tyrrhenocythere pontica* (Roep & Van Harten, 1979). Most of these species are considered Paratethyan invasive species (Gliozzi *et al.*, 2007). Such a biofacies was thus understood as representative of the "Lago Mare" (Roep *et al.*, 1998), i.e. the *Loxoconcha djaffarovi* Zone of Carbonnel (1978), a concept still used (Gliozzi *et al.*, 2006) despite the doubts concerning its stratigraphic value (Guernet, 2005), its origin (Clauzon *et al.*, 2005) and its environmental significance (Riding *et al.*, 1998). The loams and clays of the lower part of the Zorreras Hill (37° 6' 9.3" N, 2° 6' 46.2" W; Figs. 3, 7, 16B) exhibit reverse paleomagnetism referred to Chron C3r (Gautier *et al.*, 1994; Martín-Suárez *et al.*, 2000). Martín-Suárez *et al.* (2000) place the lower two thirds of this section in the latest Messinian on the basis of a mammal fauna, the assumed chronological resolution of which being highly questionable for such a short time interval. Considering (1) the presence of the nannofossils *Ceratolithus acutus* and *Triquetrorhabdulus rugosus* (highest occurrence at 5.279 Ma; Fig. 6) in samples located just below the lowermost white chalky layer (Figs. 8E, 10, 12D & 13), and (2) the necessary time for sediments to prograde, we speculate that the whole Zorreras Member is earliest Pliocene. A fruitless search for nannofossils and dinoflagellate cysts has been performed on the white layers, where only the coastal foraminifers *Ammonia beccarii* and *Elphidium* sp. have been recorded.

In the upper part of the Zorreras section just underlying the pebble zone (Fig. 16B & H), we found a 25 cm thick coquina made of bivalves arranged in pavement (Fig. 16F & G). This malacofauna was described and ascribed to the Pliocene by Montenat & Ott d'Estevou (1977). It was revisited for the work presented here. The base of the coquina (15 cm thick) is dominated by *Ostrea lamellosa* with calcitic skeletons (Fig. 16F). We observed both complete specimens and free valves are observed in the level, and the skeletal arrangement tends to be planar, forming a pavement composed of one-two shells. The shells were occasionally drilled, and the ichnogenera *Entobia* (produced by sponges) and *Caulostrepsis* (produced by annelids) have been identified. *Ostrea lamellosa* is an epifaunal cementing and euryhaline species that usually lives in monospecific banks. The top of the coquina consists of a pavement of infaunal bivalves represented by internal molds of average size about 7-8 cm in diameter umbonopaleal (Fig. 16G). The aragonite shells were dissolved by diagenetic processes, thereby hampering the taxonomic identification. Nevertheless, the dominant presence of veneroids (*Diplodonta rotundata*, *Pelecyora* aff. *brocchii*, *Dosinia exoleta*) and tellinids is clear. All these taxa bear smooth valves and are infaunal. Some *Ostrea lamellosa*

shells have been observed and one occasional pectinid mold, both epifaunal taxa. Montenat and Ott d'Estevou (1977) cited up to 22 different taxa in this coquina, including both epifaunal and infaunal forms, which have not been fully recognized at the outcrop visited. In addition, these authors also indicate the presence of a *Calyptraea* sp. (naticid gastropod), which has not been identified at this time. The molds mostly correspond to closed valves and are arranged nearly parallel to the stratification plane. Measures taken randomly over an area of 1.5 m^2 do not indicate any preferred orientation of the fossils. It is noticeable that diagenetic processes of compaction have caused an umbonopaleal shift of around 1 cm between the valves of many specimens. This coquina could be interpreted as the result of two specific stormy episodes in a coastal environment, below the lowtide level. The first one would have brought the oyster shells from a very close location. This episode was most likely followed by a period of sedimentation and installation of an infaunal community. Finally, a second stormy episode may have eroded the sea-bed and washed away the fine sediment. Bivalves were not transported a long distance, because the valves are held together and shells are closed. The scarce incidence of bioerosion in the oysters, and their relative thinness, concur with hypohaline environmental conditions, linked to the proximity of continental fresh waters. This coquina level can be followed along the red hills made of the Zorreras Member deposits up to the uppermost part of El Cerro Colorado (Figs. 7 & 16I) and the top of La Cerrada hills in the Cuesta de Cariatiz area (Figs. 7). In the latter localities, the coquina only contains *Ostrea* shells.

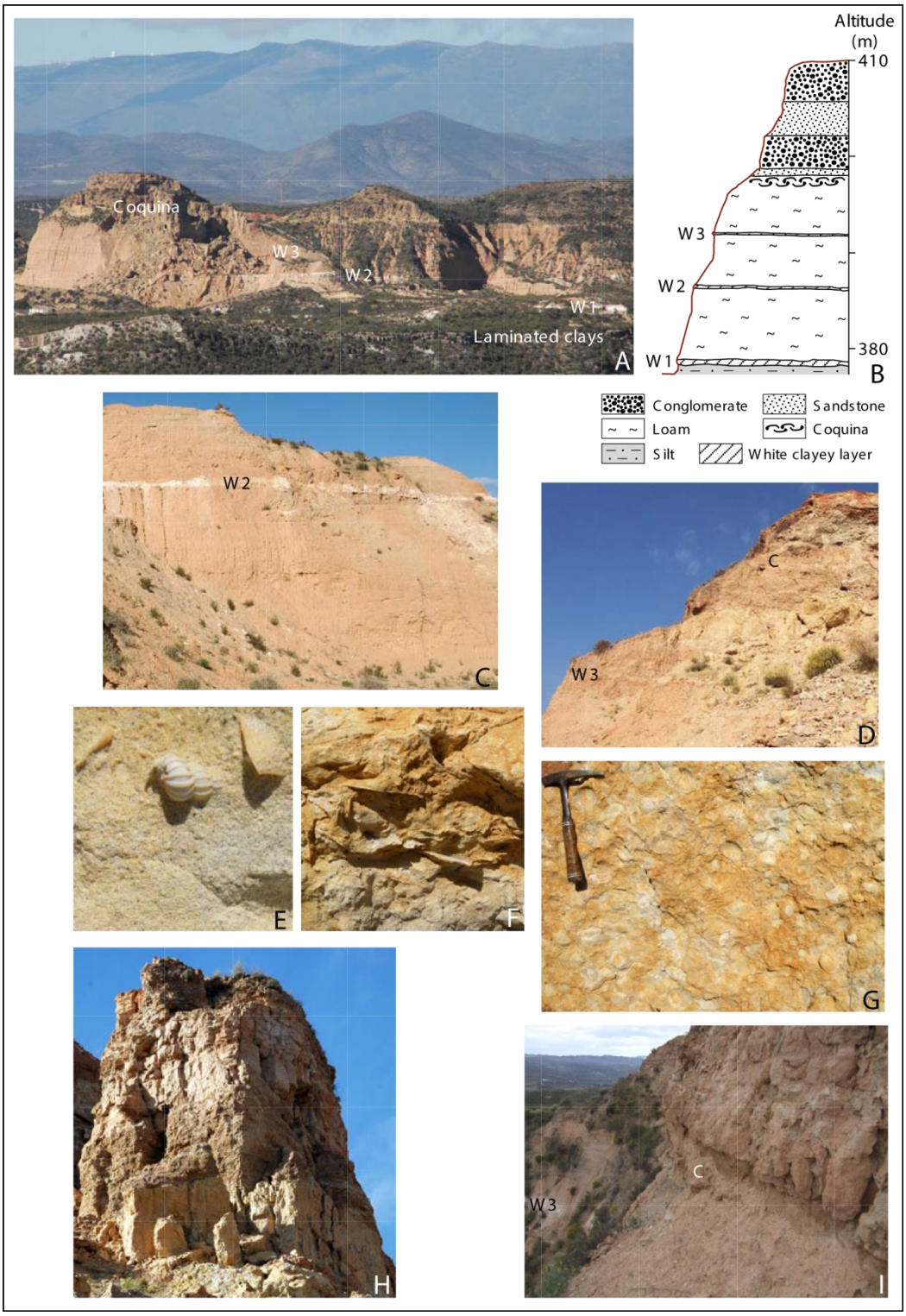


Fig. 16 : A, View of the Zorreras section overlying the Sorbas Limestone and showing the stratigraphic location of the three white chalky layers (W1-2-3) and coquina. B, Lithological sketch of the Zorreras section. W1-2-3, white chalky layers. C, View of the middle white chalky layer (W2) in the Zorreras section. D, View of the upper white chalky layer (W3) and coquina (C) in the Zorreras section. E, One specimen of the gastropod *Epitonium depressicosta* associated with fragments of echinoids within the basal silts of the Zorreras section. F, Base of the bivalve coquina mostly composed of *Ostrea lamellosa*. G, Top of the bivalve coquina with prevalent veneroids. H, View of the uppermost part of the Zorreras section (conglomerate – sandstone alternation). I, View of the uppermost part of the Cerro Colorado section: C, bivalve coquina overlain by pebbles; W3, upper white layer of the Zorreras Member.

Taking into account the above mentioned data, the age of the Zorreras Member has been revised to slightly younger than the previously proposed age on the basis of the repeated occurrence of *C. acutus* in immediately underlying layers. The presence of *Epitonium depressicosta* in the lowermost beds of the Zorreras section is consistent with the revised datation of the Zorreras Member. Considering the magnetostratigraphic studies by Gautier *et al.* (1994) and Martín-Suárez *et al.* (2000), the thin sediments of the Zorreras hill, i.e. up to and including the coquina, precede the C3An.4n (= Thvera) normal Chron (Fig. 6). The heterogeneous deposits discussed here can be continuously followed from the Góchar–Moras and Cariatiz Gilbert-type fan deltas, of which they are the basinal extension. They are widely distributed over the Sorbas Basin. The variety of facies expresses a North-South environmental succession from the alluvial plain (including some small lakes) to coastal lagoons and finally to the sea. The coquina located in the upper part of the Zorreras Member indicates that the sea was very close to the Zorreras lagoon.

The Messinian subaerial erosion

The major erosion that we demonstrated in the Sorbas Basin affected the Reef Unit and the reefal carbonates of the TCC in the northern part of the basin (Cuesta de Cariatiz, Góchar, Moras; Figs. 8 & 9) and the uppermost beds of the Yesares Member as the most recent eroded levels on the southern margin of the Sorbas Basin (Cortijo del Hoyo, Panoramic Viewpoint; Figs. 10 & 11). This erosion, accurately dated at its bottom by the youngest gypsums and associated clays and at its top on the basis of calcareous nannoplankton of Subzone NN12b lasted a very short time-interval (from ca. 5.600 to ca. 5.460 Ma; Bache *et al.*, 2012). It thus corresponds to the fluvial erosion related to the peak of the MSC. It was crucial to evaluate: (1) whether or not the Yesares Member was affected by the fluvial erosion in its area of major development? and (2) where was located the Messinian valley in order to allow the paleo Río Aguas to exit the Sorbas Basin? This paleo-valley was also the gateway used later by marine waters to re-invade the inland Sorbas Basin at the time of the Mediterranean reflooding after the MSC.

At Los Molinos de Río Aguas (Figs. 3 & 7), the Sorbas – Carboneras road crosses the gypsum bar at a pass using a paleo-valley that was uplifted like the southern edge of the basin (Fig. 17A, B & C). At the pass, abundant large and disconnected blocks of gypsum are wrapped within a highly heterogeneous matrix composed of small fragments and rounded pebbles of various clays, marls, schists, etc. without any organisation (Fig. 17D, E & F). Such a heterogeneous and heterometric material is obviously reworked. In a nearby place, about 600 m to the east of the pass, blocks of gypsum have been rightly considered as fallen off

the gypsum cliff onto the underlying Abad diatomites-clays, i.e. being a slope deposit (Braga *et al.*, 2006). But, at the pass, the context of the reworked deposits is different because the gypsum blocks are mixed within an astructured heterogeneous matrix where some small clasts originating from the Sierra de los Filabres are also included. Such characters lead us to interpret this deposit as a debris flow. According to our experience of the Messinian to Zanclean morphological and sedimentological features around the Mediterranean (Bache *et al.*, 2012), we consider that this debris flow deposited at the time of the post-crisis marine reflooding because:

- it moulds the morphology of the paleo-valley (Fig. 17C),

- well-dated basinal clays (Panoramic Viewpoint) overlie it just upstream the paleo-valley (Fig. 17C).

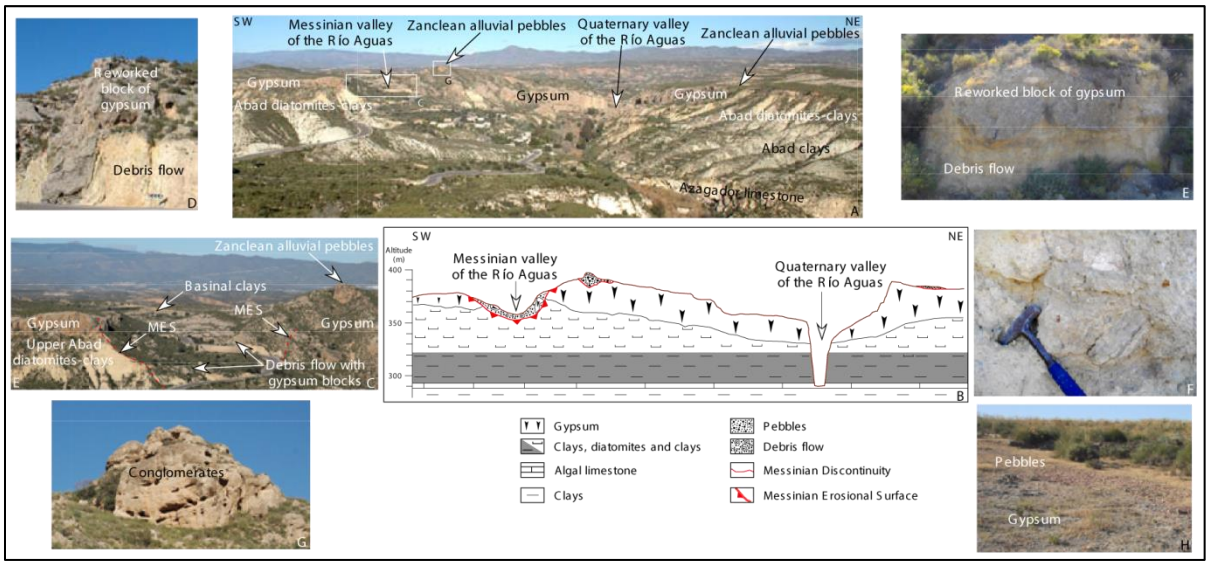


Fig. 17 : Messinian erosion of the Yesares Member. A, Panoramic view of the Messinian and Zanclean series at Los Molinos de Río Aguas. B, Geological section across view A. C, Zoom on the Messinian valley of the Río Aguas. D and E, Blocks of reworked gypsum wrapped within debris flow deposit. F, Detail of the debris flow composed of various reworked elements (yellow marls, grey clays, schists, etc.). G, Conglomeratic Zanclean topset beds to the West of the present-day Río Aguas valley. H, Residual pebbles of Zanclean topset beds to the East of the present-day Río Aguas valley. Same legend as Figure 16.

We consider that this uplifted paleo-valley is the remaining Messinian valley of the Río Aguas at its outlet from the Sorbas Basin in the direction of the almost completely desiccated Mediterranean Basin (Fig. 17A, B & C). Similar debris flows, including sometimes reworked blocks of gypsum, usually cover the MES (Fig. 5; Breda *et al.*, 2007; Bache *et al.*, 2012). The gypsum cliffs bordering the road (Fig. 17C) at the pass are probably the sides of

the Messinian valley after erosion of the Zanclean clays during the Quaternary, the lower part of which is still exposed at the Panoramic Viewpoint. One must note that the erosional contact seen at the Panoramic Viewpoint (Fig. 11B) belongs to the eastern edge of this paleo-valley. The distinct course of the modern Río Aguas in crossing the gypsum bar (Fig. 17A & B) results from a peri-Mediterranean frequent phenomenon linked to the post-MSC marine reflooding and sedimentary infilling by Gilbert-type fan deltas, called "aggradation epigenesis" (Fig. 18). This process, identified and described by Clauzon (1996), results from the succession of a double huge variation in sea level (ca. 1500 m of sea-level drop and the following reflooding) and a long relatively stable high stand in sea level during the Lower Pliocene (Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2011). Indeed, when the Zanclean ria (i.e. the Messinian valley filled by marine waters: Fig. 18B) was completely filled by the prograding sediments, the river was raving along its weakly domed alluvial cone (Fig. 18C). Hence, it moved to one of its borders (eastward in this case) where it then cut its new valley (offset with respect to the Messinian one). It certainly took place at the earliest Quaternary, when the first Northern Hemisphere glacials occurred at 2.588 Ma (Fig. 18D; Gibbard *et al.*, 2010). This phenomenon caused the inverted status of the abandonment surface of the Gilbert-type fan deltas (Fig. 9J & K). Indeed, at Los Molinos de Río Aguas pass, residual conglomerates that we assimilate to topset beds of the Gilbert-type fan deltas are observed and constitute a fine residual layer over the gypsum on both sides of the present Río Aguas valley (Figs. 17A, B, G & H). These residual fluvial pebbles have been interpreted as Quaternary in age (Harvey & Wells, 1987). This interpretation is however inconsistent with the "aggradation epigenesis" process because these alluvial pebbles, resulting from the sedimentary infilling of the Messinian valley, were deposited a long time before the Quaternary cutting of the modern Río Aguas valley (Fig. 18).

The Messinian erosion affected the Sorbas Basin even if its impact was relatively weak in comparison to other peripheral regions such as the Roussillon or the French and Italian Rivieras (Clauzon *et al.*, 1990; Breda *et al.*, 2007, 2009). This difference could be explained by the inland character of the Sorbas territory. The magnitude of the fluvial erosion in the Sorbas Basin, taking into account the observations done at Cortijo del Hoyo and at the pass close to Los Molinos de Río Aguas is estimated to be about 25–30 m. In these places, the Messinian Erosional Surface is sealed by sediments that we dated from the post-crisis marine reflooding. This implies that the entrenchment of the Messinian valley measured here is the actual amplitude of fluvial erosion and was not expanded by uplift of the Sorbas area since the MSC, which in addition allowed the exaggerated cutting of the modern valley of the Río Aguas. Figure 15 displays the places where the MES has been observed, the

extrapolated potential course of the Messinian valleys within the Sorbas Basin and the outlet from the basin, and also the development areas of two coalescing Gilbert-type fan deltas.

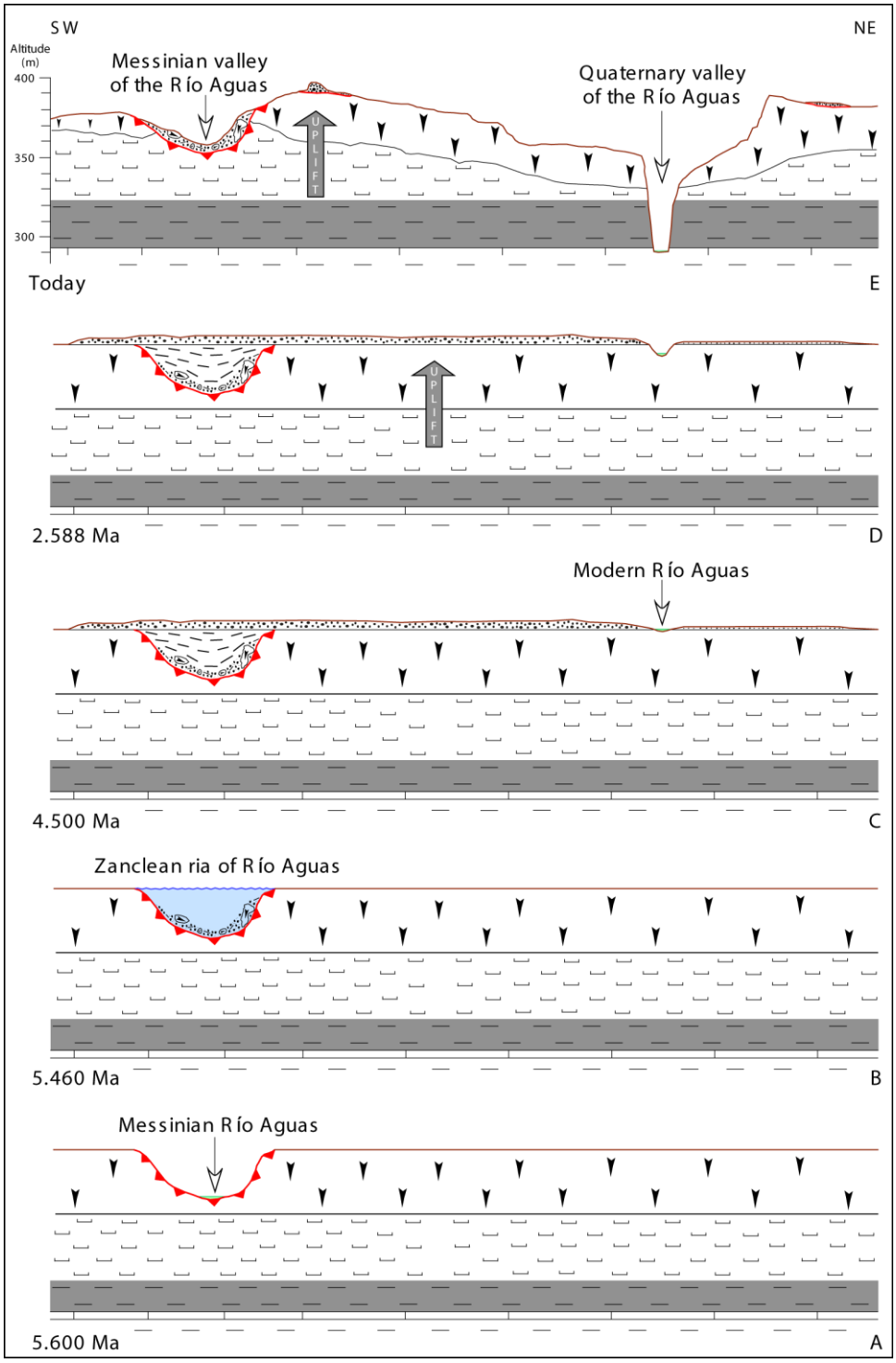


Fig. 18 : Process of "aggradation epigenesis" (Clauzon, 1996) applied to the Río Aguas. A, Cutting of the subaerial Messinian valley of Río Aguas at 5.600 Ma. B, Zanclean ria after marine reflooding of the Mediterranean at 5.460 Ma marked by deposition of debris flow including blocks of reworked gypsum. C, Sedimentary filling of the Zanclean ria and aggradation of the alluvial fan of Río Aguas shifted to East at about 4.500 Ma. D, Quaternary cutting of the modern valley of Río Aguas starting at the onset of glacial in the Northern Hemisphere (2.588 Ma) and uplift of edges of the Sorbas Basin. E, Present-day state.

The Messinian subaerial erosion did not obviously impacted the central area of the Sorbas Basin where the Sorbas Member has been commonly regarded as overlying conformably the Yesares Member. This is particularly right in the well-known Río Aguas section (37° 5' 23.6" N, 2° 6' 57.7" W; Fig. 19A). However, we consider that a ~200 kyrs long gap in sedimentation affected the central part of the Sorbas Basin, as suggested by biostratigraphic data from the topmost Yesares clays (*Discoaster quinqueramus* recorded at Cortijo del Hoyo: Table 1a) and from the Sorbas Limestone which yielded *Ceratolithus acutus* (Table 1b). According to Raffi *et al.* (2006), *D. quinqueramus* disappeared at 5.540 Ma while *C. acutus* appeared at 5.345 Ma (Fig. 6). This gap in sedimentation is the Messinian Discontinuity which is time-equivalent of the Messinian subaerial erosion. The best example of the Messinian Discontinuity is illustrated in the nearby Vera Basin in the famous Cuevas del Almanzora section (Cita *et al.*, 1980; Clauzon, 1980).

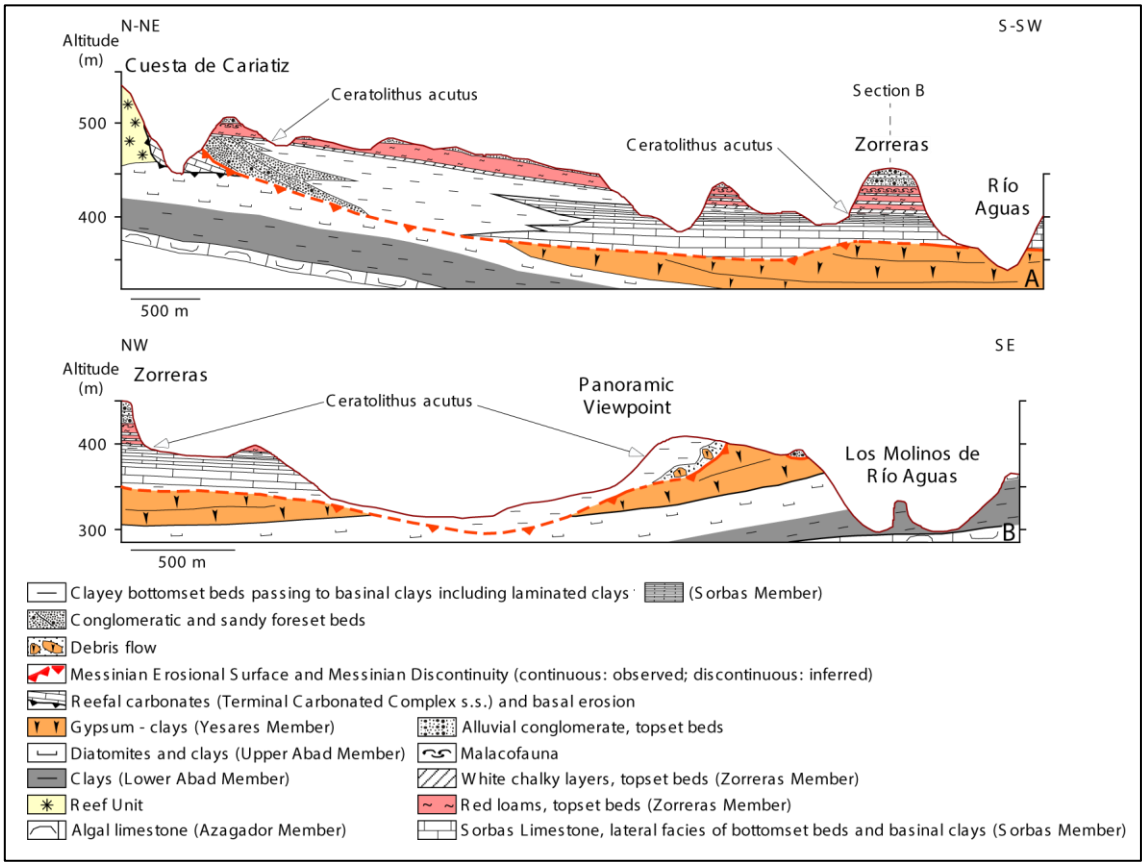


Fig. 19 : Cross sections through the Sorbas Basin resulting from our field observations and interpretation (location in Figures 3 and 7). A, From Cuesta de Cariatiz to Río Aguas; B, From Zorreras to Los Molinos de Río Aguas.

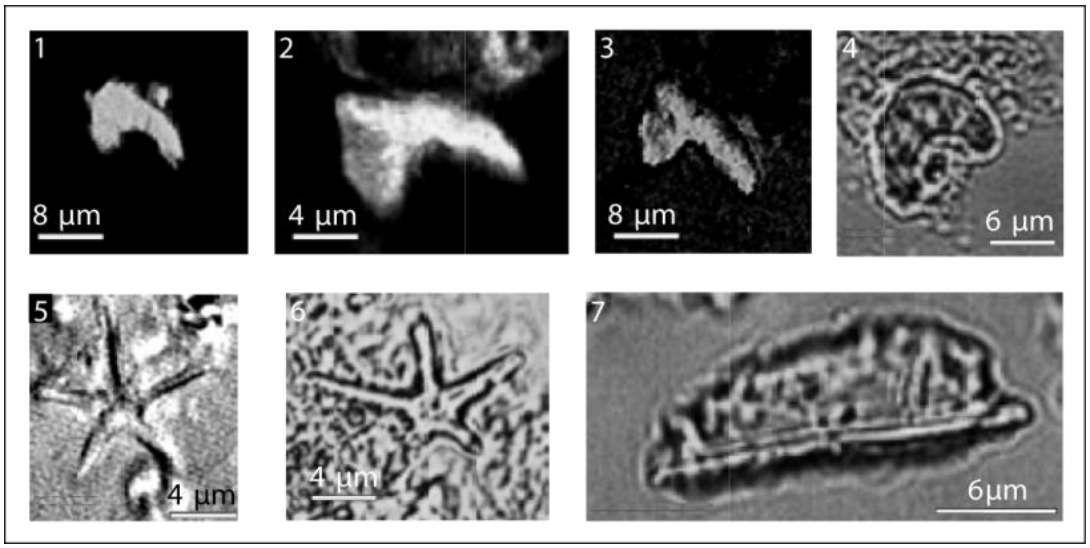


Plate 1 : Nannofossils from the Sorbas Basin. Fig. 1, *Ceratolithus acutus* Gartner & Bukry (crossed nicols) from Cortijo del Hoyo (sample 5). Fig. 2, *Ceratolithus acutus* Gartner & Bukry (crossed nicols) from La Cumbre (sample 6). Fig. 3, *Ceratolithus acutus* Gartner & Bukry (crossed nicols) from La Cumbre (sample 5). Fig. 4, *Amaurolithus primus* (Bukry & Percival) Gartner & Bukry (parallel light) from Barranco del Infierno (sample 3). Figs. 5, and 6, *Discoaster quinqueramus* Gartner (parallel light) from Cortijo del Hoyo (sample 1). Fig. 7, *Triquetrorhabdulus rugosus* Bramlette & Wilcoxon (parallel light) from La Cumbre, sample 1.

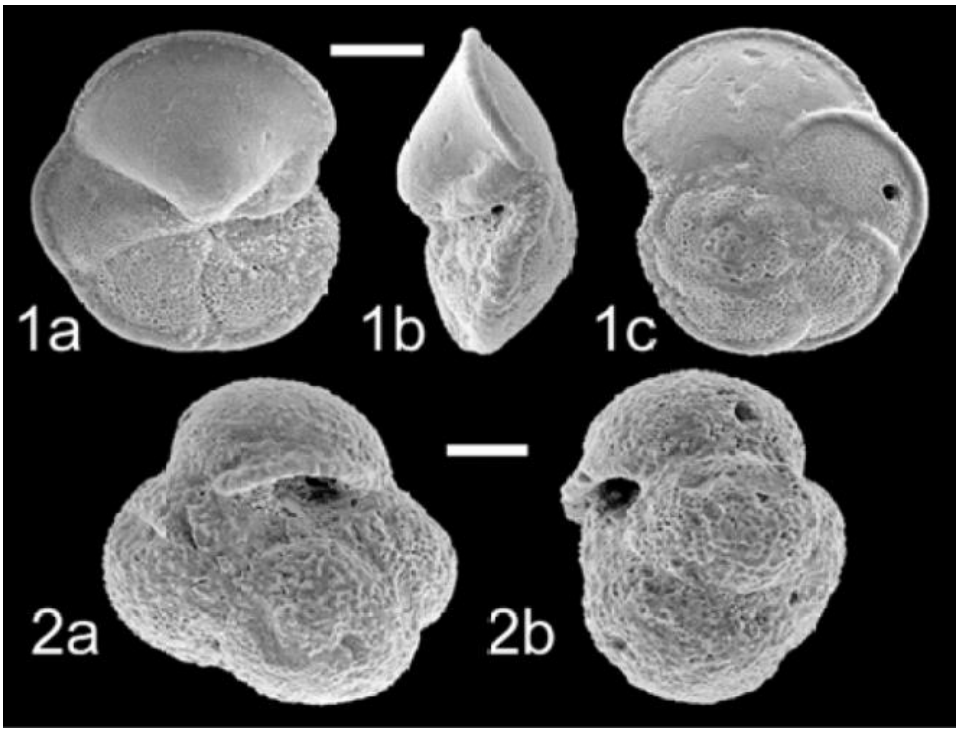


Plate 2 : Scanning Electron Microscope pictures of stratigraphically significant planktonic foraminifers from Cerro de Juan Contrera (sample 6). Fig. 1, *Hirsutella* (*Globorotalia*) *margaritae* (Bolli & Bermudez) in umbilical (a), edge (b) and spiral (c) views. Fig. 2, *Globoturborotalita nepenthes* Todd in umbilical (a) and edge (b) views. Scale bars represent 100 µm for all pictures.

DISCUSSION

The Sorbas Basin was at the origin of the two-step scenario of the MSC by Clauzon *et al.* (1996), since then, largely accepted by the scientific community (CIESM, 2008). However, our study reveals that the MES is not at the previously proposed stratigraphic place (MES 1 in Figure 2; Gautier *et al.*, 1994; Clauzon *et al.*, 1996), because it significantly incises the Yesares gypsums. On the edges of the Sorbas Basin, the MES is at the same stratigraphic place as that proposed by Roveri *et al.* (2009), who lose it in the central part of the basin where they consequently opted for a continuous sedimentation during the peak of the MSC (MES 2 in Figure 2). Evidence of (1) Gilbert-type fan deltas younger than the peak of the MSC (occurrence of *Ceratolithus acutus* in bottomset beds from several places: see Figure 6) and (2) the MES in the central part of the Sorbas Basin (Cortijo del Hoyo, Panoramic Viewpoint, Los Molinos de Río Aguas) where it incises the Yesares gypsums lead us to conclude that the erosion was subaerial, coeval with the peak of the MSC and thus points out to a stratigraphic gap.

Evidencing the MES and Gilbert-type fan deltas as post-MSC sedimentary systems has two major consequences which call to reconsidering the classical stratigraphy of the basin. Subaerial erosion, coeval of the peak of the MSC, vacated new three-dimensional spaces for the post-MSC sediments which, in places of maximum erosion, do not horizontally superpose the older ones. Although the conglomeratic to sandy foreset beds are restricted in the proximal part of the of Gilbert-type fan deltas, more precisely at the outlet of Messinian valleys, progradation affected the whole distal post-MSC sedimentary filling, at the origin of (1) slanting time-lines within the submarine deposits (i.e. the bottom set beds and their equivalent as the basinal clays and the Sorbas Limestone) and (2) diachronism in the progression of the marine-continental transition and aggradation of the subaerial deposits (i.e. the topset beds and their basinal extension) (see Figure 5). It means that, for the deposits immediately following the MSC, geometry of stratigraphic units become invalid as such in many places and their chronology must be revised. This mainly concerns the Sorbas and Zorreras members. Differences between Figures 2 & 20 illustrate the items, in other words differences between the classical and the new proposed stratigraphic interpretations of the Sorbas Basin. Melinte-Dobrinescu *et al.* (2009) provide several illustrations of similar stratigraphic misconceptions of the peri-Mediterranean Miocene to Pliocene successions.

The detailed and integrated study of the Sorbas Basin results in a new interpretation of its evolution for the 5.971 – ca. 5.00 Ma time-interval, which encompasses the MSC. These are summarized in two cross sections through the basin (location in Figures 3 and 7) derived from our observations and interpretations (Fig. 19). These cross sections illustrate

the stratigraphic relationships between the units constituting the sedimentary filling of the basin and, more precisely, show their position with respect to the Messinian Erosional Surface or the Messinian Discontinuity. As a consequence, a new stratigraphic organisation and a precised paleogeographic evolution of the Sorbas Basin are proposed in a synthetic outline (Fig. 20) that significantly differs from its usual presentation (Fig. 2). Novelties include the following:

- evidence of the Messinian Erosional Surface and the Messinian Discontinuity in several locations above the Yesares gypsums;

- the Zanclean is characterized by the deposition of Gilbert-type fan deltas in the Messinian valleys infilled by marine waters; the Sorbas Member (basinal clays and Sorbas Limestone) is lateral time equivalent of the deltas;

- restriction of the concept of the Terminal Carbonate Complex to the reefal carbonates, that is a return to its original definition (Esteban, 1979-1980), the clastic overlying beds added to the TCC by Dabrio & Polo (1995) being in fact the foreset beds of Gilbert-type fan deltas associated with the post-MSC reflooding by marine waters (Fig. 4);

- revised age according to calcareous nannoplankton and planktonic foraminifers of the Sorbas Member deposited after the post-MSC marine reflooding (dated at 5.460 Ma: Bache *et al.*, 2012) and before the disappearance of *Triquetrorhabdulus rugosus* (dated at 5.279 Ma: Raffi *et al.*, 2006) still present with *Ceratolithus acutus* in the upper part of the Sorbas Limestone (Cortijo de Paco el Americano; Table 1b) and in the overlying clays (analysed at La Cumbre, Cerro de Juan Contrera, Barranco del Infierno, Torcales del Pocico, Hostal Sorbas, Cortijo Marchalien la Gorda; Table 1b-c); the Sorbas Limestone and the associated basinal clays are time-equivalent to the bottomset beds of the coalescing Gilbert-type fan deltas (see Figure 15) nested within older deposits, particularly within the gypsums of the Yesares Member;

- adjustment to a younger age (i.e. early Zanclean) for the lower part of the entire Zorreras Member which is to be understood as the basinal extension of the topset beds of the Gilbert-type fan deltas;

- updating of the brief return of marine conditions expressed by the bivalve coquina topping the Zorreras loams evidenced by Montenat & Ott d'Estevou (1977) which henceforth does not mark the post-MSC marine reflooding.

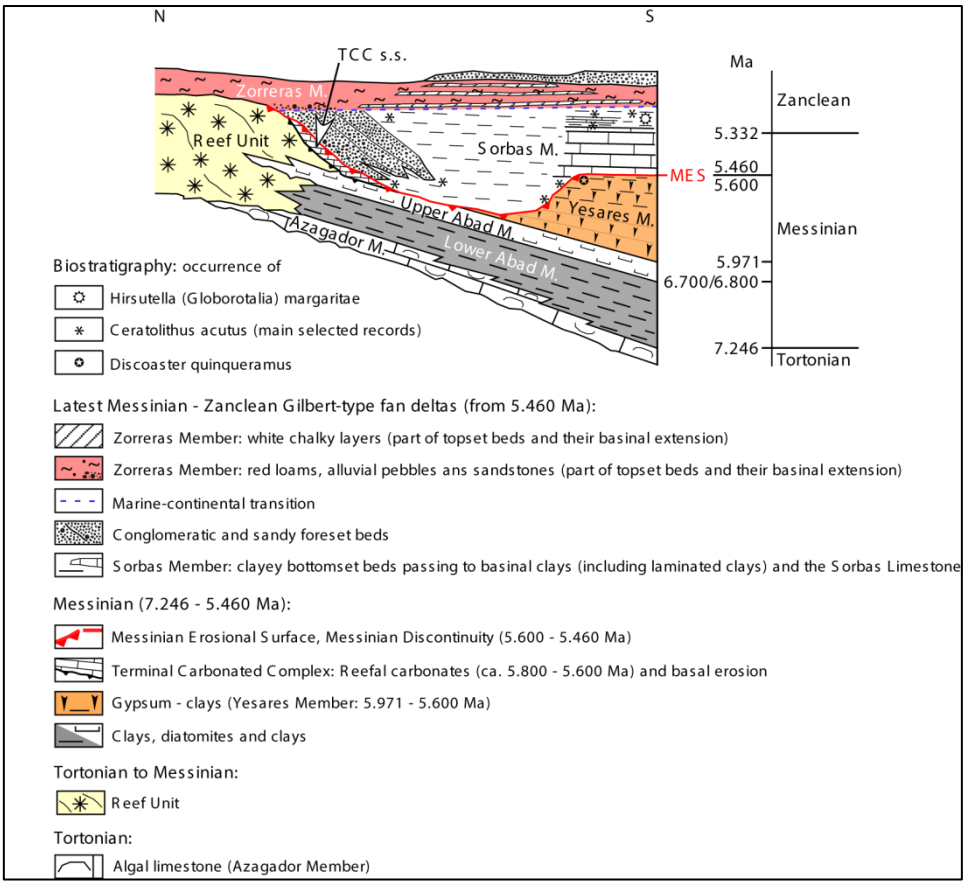


Fig. 20 : Usual chronostratigraphic scheme of the Sorbas Basin modified according to our field observations, biostratigraphic data and interpretation.

During the short duration of the MSC (about 510 kyrs from 5.971 to 5.460 Ma; Bache *et al.*, 2012), the Sorbas Basin recorded the major events relative to sea-level changes including the erosion linked to the peak of the crisis (ca. 5.600 – 5.460 Ma; Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008; Bache *et al.*, 2012). In an almost continuous regional tectonic context, the imprints of the sea-level changes have been predominantly recorded, making this basin the best place for reconstructing the process of the MSC from onshore archives. Two successive sea-level falls characterize the sedimentary succession in the Sorbas Basin:

- a minor fall occurred at 5.971 Ma, indicated by the gypsum deposition in such an almost completely desiccated peripheral basin and by erosion at the base of the TCC;

- a major fall at ca. 5.600 Ma, causing the strong fluvial erosion on land. Similar stratigraphic relationships between peripheral evaporites (1st step of the MSC) and fluvial erosion (2nd step of the MSC) are known from many outcrops around the Mediterranean Basin, for example (for those that have been published) in Crete (Delrieu *et al.*, 1993), northern Greece (Kavala area: Suc *et al.*, 2009), southern Spain (Bajo Segura Basin: Soria *et al.*, 2005, 2008a & b), and Tunisia (El Euch-El Koundi *et al.*, 2009).

The sea-level fall at 5.971 Ma and its fluctuations

The amplitude of the sea-level fall at 5.971 Ma may be estimated thanks to observations made in the Sorbas Basin. At Cariatiz (Figs. 3 & 7), the youngest coral reefs prior to the MSC can be considered as representing the coastline just before the MSC (Fig. 19A). These coral reefs (altitude 500 m) are the closest to the gypsums exposed in the nearby Cruz del Rojo quarry (Figs. 3 & 7) where the uppermost Abad layers reach the altitude of 350 m (Fig. 21). It is thus possible to estimate that the water depth in the Sorbas Basin at the beginning of the MSC was about 150 m (Fig. 21), a change in sea-level that is in agreement with most of the previous estimates (Dronkert, 1976; Troelstra *et al.*, 1980).

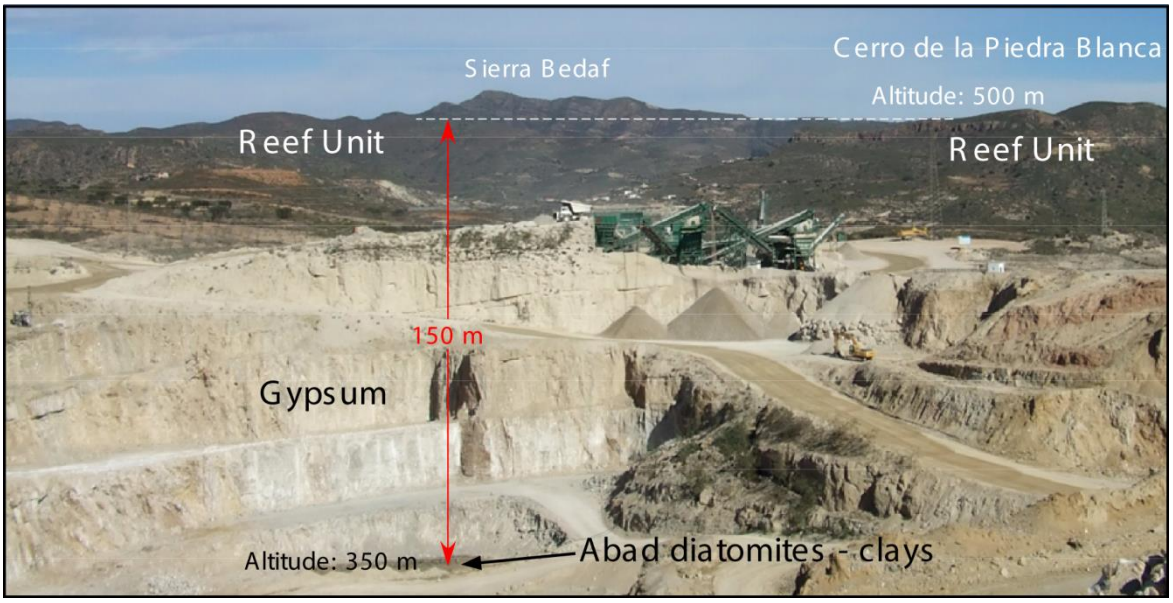


Fig. 21 : The Cruz del Rojo gypsum quarry topping the Abad Member sediments close to the Cariatiz coral reefs.

Krijgsman & Meijer (2008) used modelling to refute a global sea-level lowering at the onset of the MSC, concluding that the origin of the crisis was only the result of tectonic uplift in the Gibraltar area. However, the influence of cooling cannot be completely discarded. At Bou Regreg (i.e. the Atlantic outlet of the Rifian Corridor), a dinoflagellate cyst analysis (Warny & Wrenn, 1997, 2002; Warny *et al.*, 2003) was performed on the same samples that were previously studied for δ18O analyses (Hodell *et al.*, 1994). High abundance peaks of *Operculodinium israelianum*, a neritic dinoflagellate cyst, are not only fully consistent with the Antarctic glacials TG 22 and TG 20, but also preceded and followed them (Fig. 22). They

indicate that glacio-eustatic variations contributed to water-depth changes in the Rifian Corridor before and after the onset of the MSC (Fig. 22). Shackleton *et al.* (1995) suggested a 50 m global sea-level fall during Marine Isotope Stages TG 22–20, a value slightly attenuated (30-40 m) by Miller *et al.* (2011). This global cooling context (ca. 6.10–5.65 Ma: Fig. 22) significantly affected the high latitudes of the North Hemisphere (Larsen *et al.*, 1994). It may have caused, in conjunction with the tectonic narrowing of the Rifian Corridor, the conditions needed for an amplified sea-level fall in the Mediterranean (Vidal *et al.*, 2002; Warny *et al.*, 2003; Drinia *et al.*, 2007), moreover exaggerated in peripheral basins because of the morphology of their difficult connection with the open sea (sill effect). The almost complete desiccation of the Mediterranean peripheral basins may have occurred in such conditions at 5.971 Ma as also evidenced in Sicily (Gautier *et al.*, 1994; Suc *et al.*, 1995).

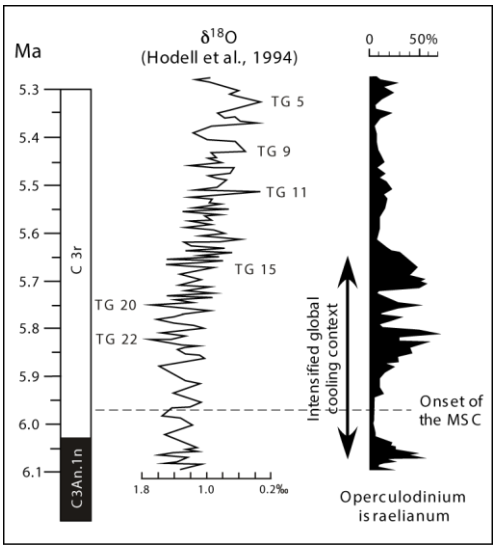


Fig. 22 : Percentage of the neritic dinoflagellate cyst *Operculodinium israelianum* from the Salé briqueterie (Bou Regreg, Morocco) (Warny *et al.*, 2003) and $\delta^{18}O$ record from benthic foraminifers on the same samples (Hodell *et al.*, 1994).

The 150 m sea-level fall probably caused a weak fluvial erosion (Figs. 4 & 19A) nesting the reefal carbonates of the TCC that were deposited during the high sea-level phases as illustrated by the clays of the upper Yesares Member. The corresponding fluctuations are supported by the fossil content of the clayey intercalations within the Yesares gypsums both in the Cruz del Rojo and Peñon Díaz quarries. Sixteen clayey intercalations have been counted by Roveri *et al.* (2009). The upper clay layers display more marine fossils than the lower ones (Fig. 10A & B; see also: Goubert *et al.*, 2001). This suggests that there

was higher sea level when occurred deposition of the upper clay intercalations relative to the lower part of the Yesares Member.

As a consequence, we conclude that the Sorbas Basin was almost completely desiccated during each gypsum deposition phase as supported by the poor malacofauna from the Cuevas de Sorbas.

The basin was partly filled by marine waters as indicated by the intercalated clays of the lower part of the Yesares Member. It was completed when the clay layers of the upper part of the Yesares Member were deposited, allowing correlations with the precession forced global sea-level changes (Krijgsman *et al.*, 2001; Roveri *et al.*, 2009), exaggerated by the sill which probably obstructed the entrance of the basin (Fig. 23).

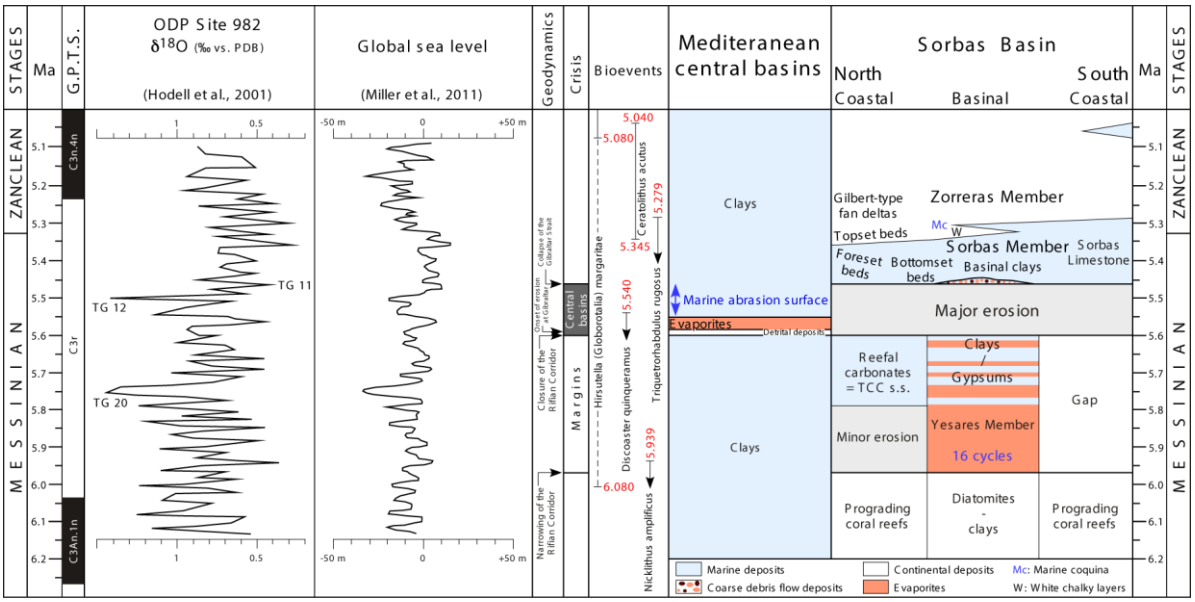


Fig. 23 : Chronological frame of the sedimentary series which deposited in the Sorbas Basin between 6.2 and 5.0 Ma with respect to the tectonic evolution of the Gibraltar region and compared to those of the Mediterranean central basins. Chronology refers to bioevents [planktonic foraminifers from Lourens *et al.* (2004), calcareous nannofossils from Raffi *et al.* (2006)], to astrochronology of the Sorbas gypsums (Manzi *et al.*, 2013), to oxygen isotope reference curve from ODP Site 982 (Hodell *et al.*, 2001: Northeastern Atlantic) and global sea level changes (Miller *et al.*, 2011).

Impact of the Mediterranean sea-level drawdown at 5.600 Ma

As everywhere around the Mediterranean Basin, the almost complete desiccation of the Mediterranean Sea caused fluvial erosion in the Sorbas Basin, which, although it was less intense than in other peripheral basins, is however detectable. Throughout the Sorbas Basin, the post-MSC sediments are nested within the older deposits except in the central part of the basin where a pseudo-conformity conceals a gap in sedimentation (for example in the Río Aguas section where the Sorbas Limestone conformably overlies the Yesares

gypsums – see above) which corresponds to the Messinian Discontinuity (Fig. 19A). Here, the apparently gradual change between the two members does not avoid a gap in sedimentation. As stated by Dronkert (1977), it only supports shallow water conditions at the base of the Sorbas Limestone as at the top of the Yesares Member.

The peak of the MSC not only changed significantly the morphology of the Sorbas Basin but also modified its connection to the Mediterranean Sea, probably with the help of tectonics. Before the MSC, it is generally accepted that the seaward opening of the Sorbas Basin was both to the West and East (Braga *et al.*, 2006; Fortuin & Krijgsman, 2003) while the post MSC connection was reduced to a narrow ria (i.e. the Messinian valley filled by marine waters) towards the southeast (Fig. 15).

The Mediterranean reflooding at 5.460 Ma

The process has been subdivided into two steps and dated in Bache *et al.* (2012). The Sorbas Basin recorded the second brief and huge transgressive phase documented by the coarse debris flow deposits (Fig. 17A–E & 19B) and, immediately after, the prograding Gilbert-type fan deltas (Figs. 8 & 9). In the areas of foreset bed deposition, they correspond to the clastic deposits overlying the TCC sensu stricto (Figs. 4, 19A & 23). Topset beds of the Gilbert-type fan deltas, usually almost horizontal, show a dip of about 2–2.5°. This means that the original sedimentary dip of the foreset beds has been somewhat exaggerated (28° to 35°; Figs. 8E & 9G) by the weak tilting of the northern edge of the Sorbas Basin. The possible "selective" tilting of the clastic deposits topping the TCC sensu stricto (i.e. the foreset beds) invoked by some authors (Dabrio & Polo, 1995; Roep *et al.*, 1998; Conesa *et al.*, 1999) must be definitely discarded as it was inconceivable with the prograding advance of the underlying fringing reefs illustrated by an usual dip (Braga & Martín, 1996) similar to that of the clastic foreset beds.

The rhythm of foreset-bed deposition is essentially controlled by unpredictable river floods but probably had no direct link to astronomical cycles on contrary to the assumption of Roveri *et al.* (2009). The moderate intensity of the fluvial erosion during the peak of the MSC made the bottomset beds of the Gilbert-type fan deltas and the basinal sediments (clays and the Sorbas Limestone) deposited in shallow water conditions.

According to the new datation of the Zorreras Member, the white chalky layers with a Paratethyan faunal composition most likely correspond to the third Lago Mare event described by Clauzon *et al.* (2005): high sea-level exchange between the Mediterranean and the Eastern Paratethys at the earliest Zanclean. However, as no dinoflagellate cyst or

calcareous nannoplankton were found (these would have indicated influx of surface marine waters), these layers have to be considered as lagoonal episodes just following the Paratethyan water influx (Clauzon *et al.*, 2005; Popescu *et al.*, 2009). The co-occurrence of *Hirsutella* (*Globorotalia*) *margaritae*, *Ceratolithus acutus* and *Triquetrorhabdulus rugosus* in the clays just overlying the Sorbas Limestone indicates an age comprised between 5.345 and 5.279 Ma for these deposits (Fig. 23). In addition, this calcareous plankton assemblage evidences the entrance of *Hirsutella* (*Globorotalia*) *margaritae* into the Mediterranean Basin significantly before its First Common Occurrence dated at 5.080 Ma (Lourens *et al.*, 2004).

The return of short marine local episodes in the upper part of the continental sedimentary environment, marked by the bivalve coquina of Zorreras and El Cerro Colorado and later by the *Hirsutella* (*Globorotalia*) *margaritae* record at the top-most part of the Gafares section in the nearby Níjar Basin (Bassetti *et al.*, 2006), a layer in which we found, among others, the nannofossil *Ceratolithus acutus*. This indicates an age prior to 5.040 Ma for the younger marine inflow (Fig. 23). According to Bache *et al.* (2012), the Mediterranean reflooding that followed the MSC occurred at 5.460 Ma, i.e. significantly before the highest Zanclean global sea level (Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2011). Figure 23 summarizes the successive sedimentary layers deposited in the Sorbas Basin between 6.2 and 5.0 Ma with respect to the tectonic evolution of the Gibraltar region and compared to those of the Mediterranean central basins. The Sorbas Basin experienced significant fluvial erosion between 5.600 and 5.460 Ma. Its reflooding by marine waters was very fast at 5.460 Ma resulting in a sedimentary filling in a Gilbert-type fan delta pattern which caused the continuous southeastward translation of the coastline. This translation of the shoreline was probably shortly interrupted by high sea-levels (Miller *et al.*, 2011) that caused the momentary returns of marine conditions at about 5.040 Ma (Fig. 23).

CONCLUSION

The Sorbas Basin is a key area for the understanding of the MSC from onshore archives. Our detailed stratigraphic investigation is supported by an unprecedented effort in calcareous nannoplankton and planktonic foraminiferal analyses and supplies new means of accurately dating sediment deposition and erosion in the Sorbas Basin, providing further support for the two-step scenario of the MSC (Clauzon *et al.*, 1996). These new biostratigraphic data show in particular that the Sorbas Member, nested within the Messinian gypsums and in some places overlying them, expresses the marine reflooding which ended the MSC and is partly of latest Messinian age, partly of earliest Zanclean age (Figs. 20 & 23).

The sense and stratigraphic extension of the TCC have to go back to its original definition. The TCC is to be restricted to the reefal carbonates (= TCC stricto sensu) nested within the Reef Unit. The overlying conglomeratic and sandy deposits are the foreset beds of coalescing Gilbert-type fan deltas relative to the marine reflooding of the Mediterranean Basin after the MSC. The bottomset beds of these Gilbert-type fan deltas laterally shift in the basin into different facies (basinal clays and silts in some places, and the coastal Sorbas Limestone) of the Sorbas Member deposited in shallow water conditions, unequivocally nested within the older rocks, particularly those of the Yesares Member.

The MES consists in a well-marked erosional surface, which separates the foreset beds of the Gilbert-type fan deltas from the TCC sensu stricto or the Reef Unit on the northern margin of the Sorbas Basin. In the central part of the basin, the Messinian Erosional Surface or locally the Messinian Discontinuity separates the Sorbas Member from the older deposits. It documents a local down cutting of about 25 to 30 m.

The Zorreras Member corresponds to the topset beds of the Gilbert-type fan deltas that are spread over a large area. The abandonment surface of the Gilbert-type fan deltas has been identified at an altitude of about 455 m. It corresponds to the preserved alluvial plain just before the onset of the Quaternary valley cutting at 2.588 Ma, also well marked by the aggradation epigenesis of the Río Aguas at the gorge of Los Molinos de Río Aguas with respect to its Messinian outlet from the basin.

The Sorbas Lago Mare deposits are earliest Zanclean in age and correspond to the second exchange at high sea level between the Mediterranean and Paratethys evidenced by Clauzon *et al.* (2005), Popescu *et al.* (2009) and Suc *et al.* (2011). In fact, the three white chalky layers document lagoon environments located just back from the coastal marine ones. The top-most marine influx recorded at the top of the Zorreras Member documents a sea-level rise during the early Zanclean marked in the region at ca. 5.040 Ma.

Because of the impact of erosional phase between 5.600 and 5.460 Ma, the methods of cyclostratigraphy and astrochronology appear applicable in the Sorbas Basin to the ante-evaporitic and evaporitic units only. This study should be used as an example for future investigations on the MSC in the peripheral Mediterranean basins.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is the last study leadered by Georges Clauzon who died during its revision. It is also dedicated to the memory of the late François Gautier who was the first to

conduct a calibration of the Messinian Salinity Crisis based on magnetostratigraphy particularly from the Sorbas Basin. His pioneering and precise work was not recognized as it should have been. For some of us, the beginning of this investigation has been funded by previous CNRS projects (RCP 826, Programme ECLIPSE), the recent field research has been supported by the Projects AMEDITER ("Actions Marges" CNRS/INSU Programme), "Bassins néogènes et manteau en Méditerranée" (TerMEx CNRS/INSU Programme), the CIFRE PhD grant N° 584/2010 (TOTAL/UPMC) and the Research Project CGL2010-15047 (Spanish Government). These programs have allowed several common trips to the Sorbas Basin, which permitted intense discussions between the co-authors and the resulting large collaboration that formed the basis of this paper.

Dr. José-Maria Calaforra is thanked for guiding one of us (L.M.) in the Sorbas area and for the fruitful discussion on this occasion. José Clavero Casto and José Antonio Acha Jiménez, successive Directors of the Cruz del Rojo quarry (Explotaciones Rio de Aguas, KOMPASS Almería Gypsum Society) and Diego Contreras, Director of the Cuevas de Sorbas, offered many facilities for entering the territory under their respective responsibility. F.J. Sierro is acknowledged for examining foraminifers from some of our preliminary samples. We considered the comments and questionings of J.C. Braga and an anonymous reviewer who contributed to emphasize our data and precise our interpretations.

II.3. Conclusions principales et remarques complémentaires

Les résultats de ce travail montrent pour la première fois quel a été l'impact de la Crise de salinité messinienne dans le bassin de Sorbas. Les observations menées sur le terrain couplées aux analyses biostratigraphiques ont mis en évidence l'existence d'un hiatus sédimentaire de 140.000 ans (de 5,600 et 5,460 Ma) entre la fin du dépôt des gypses messiniens et les sédiments marins sus-jacents, durant lequel le bassin fut soumis à l'érosion subaérienne. Ces nouvelles contraintes chronostratigraphiques permettent désormais de mieux appréhender l'évolution du bassin au Messinien et au Pliocène.

Pour partie, l'intense débat autour de la dessiccation de la Méditerranée réside dans la difficulté de reconnaître la surface d'érosion subaérienne synchrone des dépôts salifères profonds sur le pourtour méditerranéen. Le bassin de Sorbas était jusqu'à présent considéré comme le seul exemple de bassin périphérique n'ayant pas été affecté par l'érosion subaérienne durant la crise (Martin *et al.*, 1999 ; Braga *et al.*, 2006 ; Bourillot *et al.*, 2009 ; Roveri *et al.*, 2009 ; Bourillot *et al.*, 2010). Les bancs de gypse messinien dans le bassin de Sorbas se déposent de manière passive dans un contexte tectonique relativement calme mais néanmoins compressif (Ott d'Estevou et Montenat, 1990). On peut par conséquent imaginer leur géométrie par des contacts concordants dans le centre du bassin et des contacts de type *onlap* sur les bordures nord et sud (Figure VI-12). A l'heure actuelle, le gypse décrit une large étendue décrivant un monoclinal à pendage nord passant au centre du bassin sous les dépôts du Membre de Sorbas.

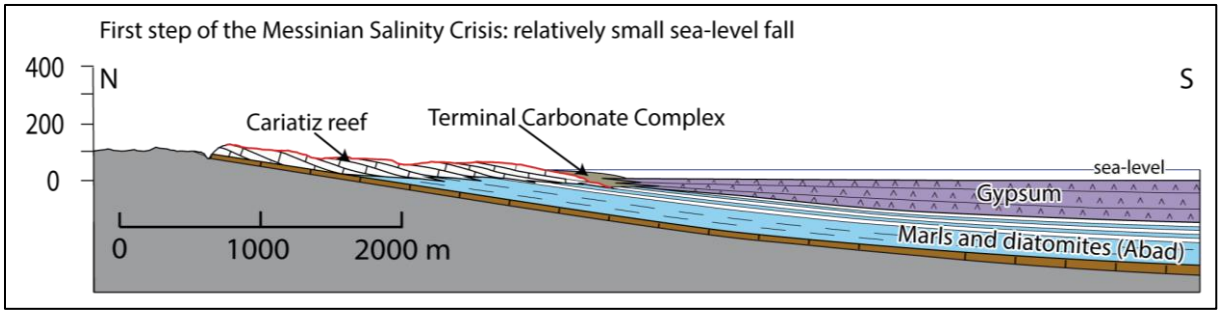


Figure VI-12 : Coupe synthétique de la marge nord du bassin de Sorbas durant le premier temps de la Crise de salinité messinienne. Sur cette coupe apparaissent le contact érosif entre les récifs de Cariatiz et le Terminal Carbonate Complex (TCC), et la continuité spatiale supposée du TCC et des gypses contemporains.

Aujourd'hui, les gypses n'affleurent pas sur la frange nord du bassin et le contact entre ces derniers et les récifs messiniens n'a par conséquent jamais été décrit. Cette absence de gypse messinien sur la frange nord du bassin fut interprétée par Bourillot *et al.* (2009, 2010) comme étant le résultat d'une déformation gravitaire lors de la mise en place des unités marines supérieures (Membre de Sorbas). Ce type de déformation gravitaire est très largement documenté sur les marges continentales en présence d'évaporites (Jackson et Vendeville, 1994 ; Vendeville, 2005 ; Brun *et al.*, 2011 ; Morley, 2011) et plus spécialement en Méditerranée (Loncke *et al.*, 2006; Gaullier *et al.*, 2008 ; Lofi *et al.*, 2010). Dans le bassin de Sorbas, l'hypothèse d'une déformation gravitaire relève notamment de l'observation ponctuelle de plis serrés dans les formations évaporitiques et d'une déformation syn-sédimentaire des dépôts deltaïques sus-jacents (Figure VI-13, Bourillot *et al.*, 2009, 2010).

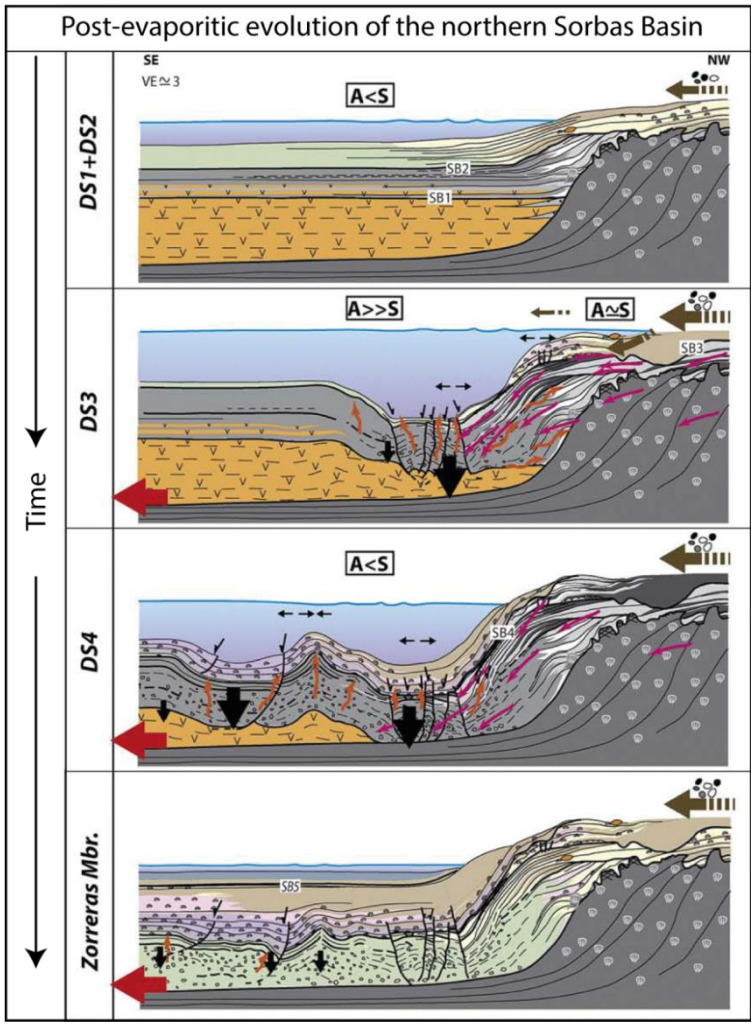


Figure VI-13 : Scénario conceptuel en quatre étapes montrant l'évolution de la plateforme nord du bassin de Sorbas à partir de la restauration de la coupe actuelle (modifiée d'après Bourillot *et al.*, 2010).

Dans ce scénario, les sédiments post-évaporitiques se seraient déposés en concordance au-dessus des gypses (Figure VI-12). D'après les auteurs, le bassin de Sorbas fut constamment immergé, refusant l'idée d'une quelconque érosion liée à la Crise messinienne (Bourrillot *et al.*, 2009, 2010). Ils interprètent par conséquent la disparition du gypse messinien sur la marge nord du bassin par la percolation d'eau douce provenant du continent à travers le delta (Bourrillot *et al.*, 2009, 2010).

Nos recherches ont montré l'existence d'une érosion subaérienne dans le bassin de Sorbas, impliquant un hiatus sédimentaire d'environ 140.000 ans entre la fin du dépôt des gypses et le dépôt de Gilbert-deltas (Clauzon *et al.*, en révision ; Chapitre 6-I.2.2). Les travaux de Loget et Van den Driessche (2005) et Loget *et al.* (2006) ont mis en évidence qu'une mise à l'érosion de cette durée est suffisante à la création d'un réseau fluviatile sur le pourtour méditerranéen. Le bassin de Sorbas, affecté par la chute du niveau messinien, n'a pas échappé à ce phénomène et s'est retrouvé émergé durant le pic de la crise de salinité. Cette nouvelle interprétation du remplissage sédimentaire du bassin permet de comprendre la disparition du gypse messinien par l'érosion subaérienne contemporaine de la chute majeure du niveau marin messinien. La localisation précise des vallées messiniennes est difficile à appréhender dans le bassin du fait de l'épaisse couverture sédimentaire limitant l'affleurement des structures profondes. Néanmoins, les études s'intéressant aux remplissages sédimentaires postérieures à la crise messinienne ont montré que ceux-ci s'organisaient sous la forme de Gilbert-delta remplissant l'espace d'accommodation créé durant la chute du niveau marin et marquant l'emplacement des vallées incisées (Clauzon *et al.*, 2005 ; Breda *et al.*, 2007 ; Suc *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012). De la même manière, dans le bassin de Sorbas, les apex des Gilbert-deltas (observés le long de la marge nord du bassin) marquent l'emplacement de cet espace d'accommodation créé durant la chute du niveau marin messinien et celui-ci se situe précisément à l'endroit où les gypses n'affleurent plus. Par conséquent, l'idée d'une érosion du gypse précédent l'installation des Gilbert-deltas semble être plus en accord avec la chronologie des unités sédimentaires.

L'évolution de marge nord du bassin peut alors s'interpréter comme suit (Figure VI-14):

- dépôt des gypses messiniens dans un bassin restreint (5,96-5,60 Ma) : les récifs témoignant du paléo haut niveau marin messinien se retrouvent alors émergés, le TCC (plateforme mixte carbonatée/silico-clastique) se développe aux pieds des récifs et représentent l'équivalent proximal de la partie supérieure des évaporites.

- érosion des formations évaporitiques durant la grande chute du niveau marin (5,60-5,46 Ma)

- remise en eau du bassin de Sorbas et sédimentation de Gilbert-deltas (à partir de 5,46 Ma).

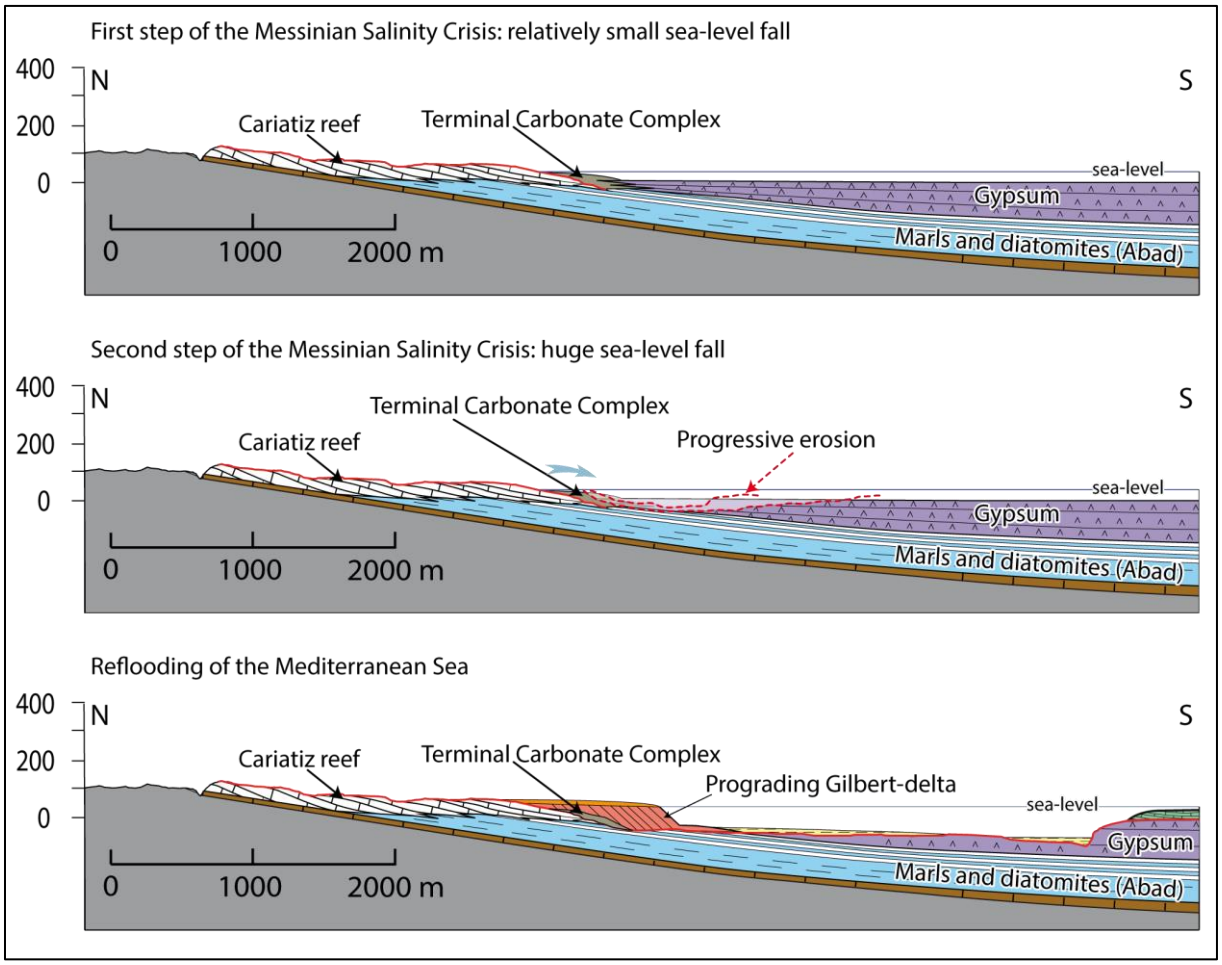


Figure VI-14 : Coupe évolutive de la marge nord du bassin de Sorbas expliquant l'érosion des gypses messiniens au cours de la grande chute du niveau marin méditerranéen.

Une dissolution du gypse par percolation d'eau douce à travers le delta (Bourillot *et al.*, 2009) s'est probablement produite compte tenu de la forte érodabilité des formations évaporitiques. De plus, le fait que de fins lits de gypse se retrouvent intercalés dans les marnes post-évaporitiques de fond de bassin soutiennent l'hypothèse de la dissolution/re-sédimentation des gypses messiniens. Il apparaît néanmoins plus probable que la majeure partie de l'érosion ait eu lieu durant l'exposition subaérienne (5,60 – 5,46 Ma).

La déformation syn-sédimentaire des séries deltaïques contemporaines du plissement du gypse avancée par Bourillot *et al.* (2009, 2010) est difficile à contraindre du fait de l'impossibilité de dater la déformation au sein des évaporites messiniennes. Mis à part ce point, cette hypothèse de déformation gravitaire n'en reste pas moins pertinente.

III. Modélisation 3D du bassin de Sorbas : implications sur la Crise de salinité messinienne (Article 2)

III.1. Présentation et objectif de l'article 2

III.1.1. Généralités

L'identification de la Surface d'érosion messinienne dans le bassin de Sorbas est primordiale dans l'étude de l'impact de la Crise de salinité messinienne en Méditerranée. La cartographie de cette surface et sa représentation en 3D permettrait de mieux appréhender l'intensité de l'érosion messinienne, de pouvoir comprendre la configuration du bassin précédant l'intense chute du niveau marin et d'estimer le volume de gypse érodé au cours de la crise.

Par conséquent, il a été décidé de construire un modèle tridimensionnel statique du bassin, afin d'étudier la géométrie des dépôts en profondeur. L'intérêt d'une telle modélisation 3D ne se résume pas uniquement dans l'étude de la surface d'érosion mais également dans la représentation de la structure du bassin et des unités messiniennes. La modélisation 3D des bassins sédimentaires est très souvent contrainte par des données géologiques ou géophysiques (comme des données de puits ou de sismique réflexion) permettant d'apporter des contraintes sous la surface topographique. Or, les données à notre disposition pour effectuer cette modélisation se composent uniquement de données de surface (intersections des couches sédimentaires avec la topographie, pendages, puissances des unités). Cette absence de données de subsurface nécessitait un travail en amont du processus de modélisation, passant par l'acquisition de données de terrain et la constitution d'un Système d'Information Géographique (SIG). Cette dernière étape est fondamentale dans le processus de modélisation du bassin car, en l'absence de données de subsurface, seule la carte géologique représentant l'interaction des couches et des structures géologiques avec la topographie, permettait de contraindre la géométrie des dépôts et le test validant le modèle est justement la production d'une carte géologique synthétique identique à la carte obtenue sur le terrain. Dans les paragraphes suivants, je m'attarderai à décrire brièvement le fonctionnement du logiciel de modélisation 3D et la manière dont ont été préparées les données avant le processus de modélisation.

III.1.2. Logiciel de modélisation 3D

Le modèle géologique représentant l'architecture du bassin de Sorbas a été réalisé avec le logiciel *3D Geomodeller* (BRGM – Intrepid Geophysics). Ce logiciel prend en considération la forme et la topologie des objets géologiques dont on dispose, données d'orientation ou points d'intersection avec la surface topographique.

III.1.2.a. Principe et théorie de l'interpolation spatiale

Le processus d'interpolation spatiale interne au *3D Geomodeller* est basé sur l'interpolation de surfaces implicites. Autrement dit, le logiciel est capable d'interpoler des valeurs discrètes d'un champ de potentiel dans tout l'espace. Cette méthode permet de représenter facilement le volume des corps géologiques. Les données pouvant être utilisées pour accéder à la géométrie des interfaces géologiques sont relativement variées : les points de contact des formations géologiques et les données d'orientation sur la stratification, les schistosités, les foliations. Dans le cas d'une modélisation de bassins sédimentaire, les interfaces géologiques sont considérés comme des surfaces isovaleurs d'un champ de potentiel dont les gradients sont représentés par les données d'orientation (Lajaunie *et al.*, 1997).

III.1.2.b. Processus d'interpolation spatiale : méthode géostatistique

En géostatistique, il existe de nombreuses méthodes d'interpolation spatiale des valeurs discrètes (Davis, 2002). Le *3D Geomodeller* utilise la méthode du cokrigeage, consistant à interpoler de façon simultanée plusieurs variables connaissant leur corrélation spatiale (Calcagno *et al.*, 2008). Les interfaces calculées sont représentées par des isolignes (Figure VI-15) ou des isosurfaces (3D).

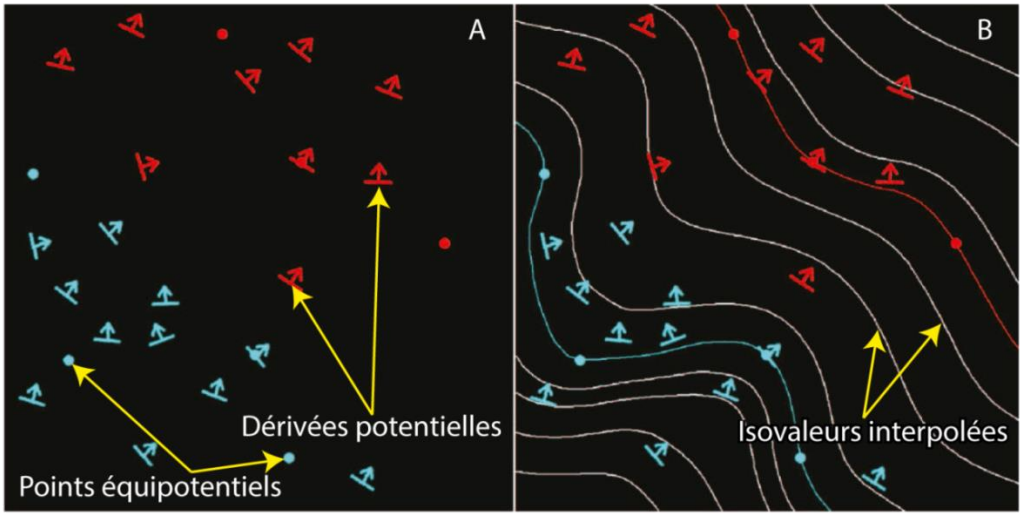


Figure VI-15 : Principe de modélisation de données de surface (Calcagno *et al.*, 2008).

III.1.2.c. Création de la colonne géologique

La première étape primordiale à la création d'un modèle 3D cohérent réside dans la création de la colonne géologique, qui dans notre cas sera une colonne stratigraphique. Deux séries géologiques concordantes peuvent être modélisées sous la forme d'un seul et même champ de potentiel. Dès lors que les séries ne sont plus concordantes, il faut alors individualiser chaque unité qui sera modélisée selon son propre champ de potentiel. Après avoir créé l'empilement des séries géologiques à modéliser, des plus anciennes au plus récentes, il convient de déterminer le type de contact entre les unités. Il existe deux types de contact dans le logiciel correspondant à deux règles simples (Calcagno *et al.*, 2008): le principe d'érosion (nommé *Erode*) et le principe de dépôt passif (nommé *Onlap*). La différence majeure entre ces deux types de relation réside dans le fait que les séries de type *Erode* ont la capacité de créer de l'espace disponible avant de se déposer, contrairement aux séries de type *Onlap* qui vont uniquement remplir l'espace disponible (Figure VI-16). Ces deux règles à priori très simples permettent de résoudre l'ensemble des situations géologiques rencontrées, que ce soit en domaine métamorphique, plutonique ou encore sédimentaire.

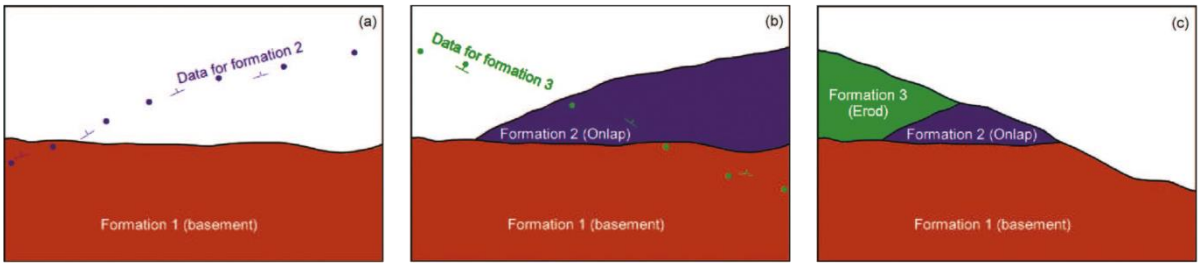


Figure VI-16 : Exemple d'interpolation de plusieurs champs de potentiel distincts. (a) Formation 1(en rouge) interpolée sur laquelle sont représentées en violet les données de base au calcul du champ de potentiel de la formation 2 (points de passage et données d'orientation). (b) La formation 2 (en violet) a été interpolée avec une relation de type *Onlap*. Les données pour le champ de potentiel de la formation 3 sont en vert. (c) La formation 3 (en violet) interpolée avec une relation *Erode* (Calcagno *et al.*, 2008).

III.1.3. Stratégie d'étude appliquée au bassin de Sorbas

Sans données de subsurface, la modélisation des séries sédimentaires consiste à reproduire la carte géologique à l'identique, à partir de l'interpolation des données de surface avec la topographie du bassin. Par conséquent, la stratégie de cette étude peut se décomposer en deux grandes étapes : (i) l'acquisition des données de terrain permettant de contraindre la géométrie de surface et de réaliser une carte géologique de référence et (ii) la création de la colonne stratigraphique.

III.1.3.a. Acquisition de données de surface et création de la carte géologique de référence

Au total, ce sont plus de 400 points de mesure qui ont été collectés au sein du bassin de Sorbas au cours de 3 missions de terrain (Figure VI-17). Ces 300 points de mesures se composent de plus de 300 points de mesures structurales et de 100 points de contrôle à la base des séries. Le Tableau VI-1 récapitule le total des points utilisés pour chaque unité sédimentaire dans la modélisation. Il est important de noter que toutes les données recueillies n'ont pas servi à la modélisation du bassin et ce pour une raison assez simple : la modélisation à l'échelle du bassin (15x25 km) doit s'affranchir des variations de second-ordre plus locales. De même, certains points de contact de base des séries ont été extraits des cartes géologiques pré-existantes (García Monzón *et al.*, 1973b, 1974 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990).

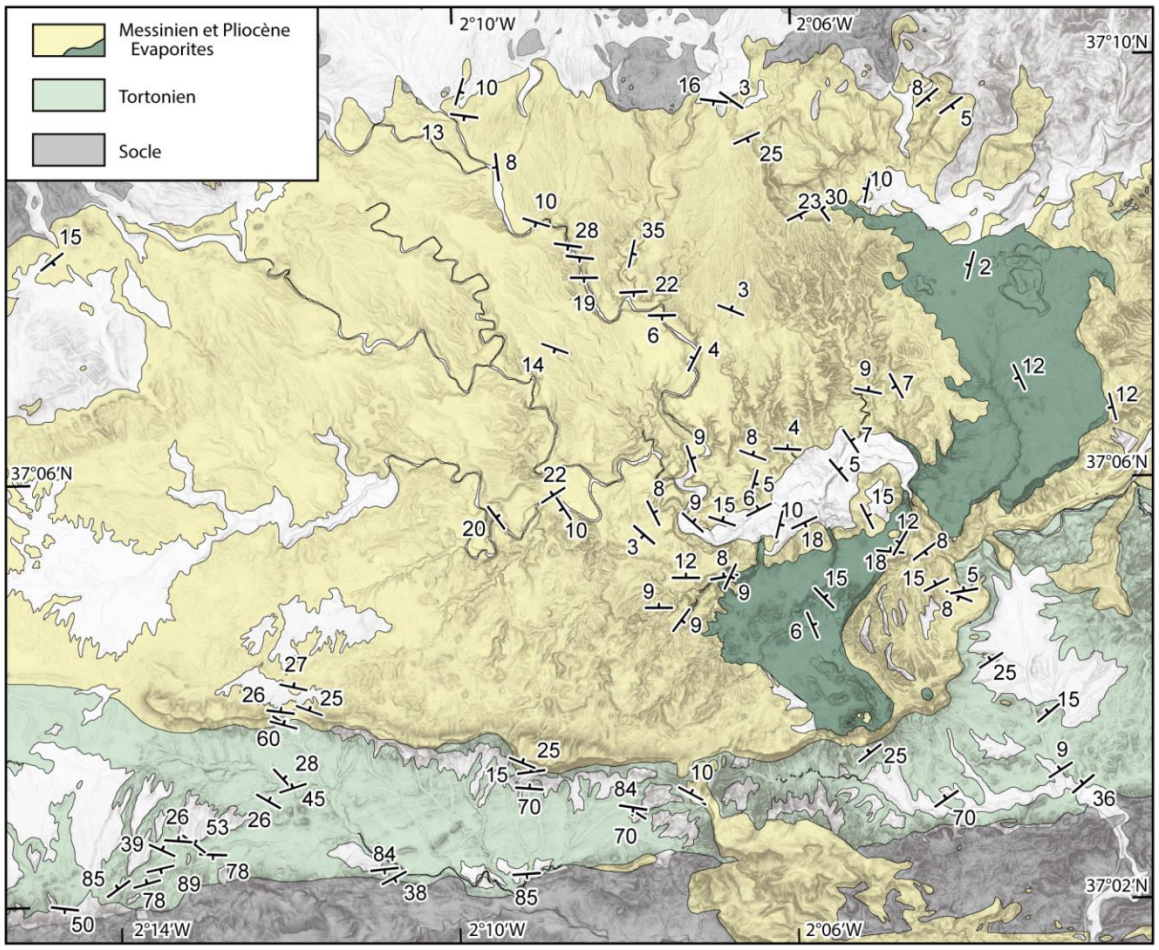


Figure VI-17 : Localisation des principales mesures structurales acquises dans le bassin sur le fond géologique simplifié. Dans un souci de clarté, certaines données de pendages ont été retirées.

Formations	Nombre de points de contrôle	Nombres de mesures structurales
Pliocène continental (Zorreras)	24	33
Pliocène marin (Sorbas)	41	79
Messinien évaporitique (Yesares)	15	19
Marnes messiniennes (Abad)	71	16
Calcarénite de base messinienne (Azagador)	65	25
Tortonien turbiditique	19	37

Tableau VI-1 : Tableau récapitulatif du nombre de points de contacts et de mesures structurales effectuées dans le bassin de Sorbas pour les six unités sédimentaires modélisées.

Une fois l'ensemble des données de terrain collectées, une nouvelle cartographie synthétique du bassin a été créée avec l'aide de des documents suivants :

- carte géologique des bassins néogènes du domaine bétique oriental (Ott d'Estevou et Montenat, 1990)

- cartes géologiques de Sorbas et Tabernas, échelle 1 :50 000 (García Monzón *et al.*, 1973b, 1974)

- imagerie satellite haute résolution (www.ign.es)

- Modèle Numérique de Terrain (MNT) de haute résolution possédant une maille de 10m (Modelo Digital del Terreno de Andalucia, Junta de Andalucia).

La très bonne résolution de l'imagerie satellite et du modèle numérique de terrain ont permis de cartographier avec grande précision les limites des unités géologiques dans le bassin (Figure VI-18). Le logiciel *3D Geomodeller* est très sensible et cette étape est primordiale pour la construction du modèle géologique.

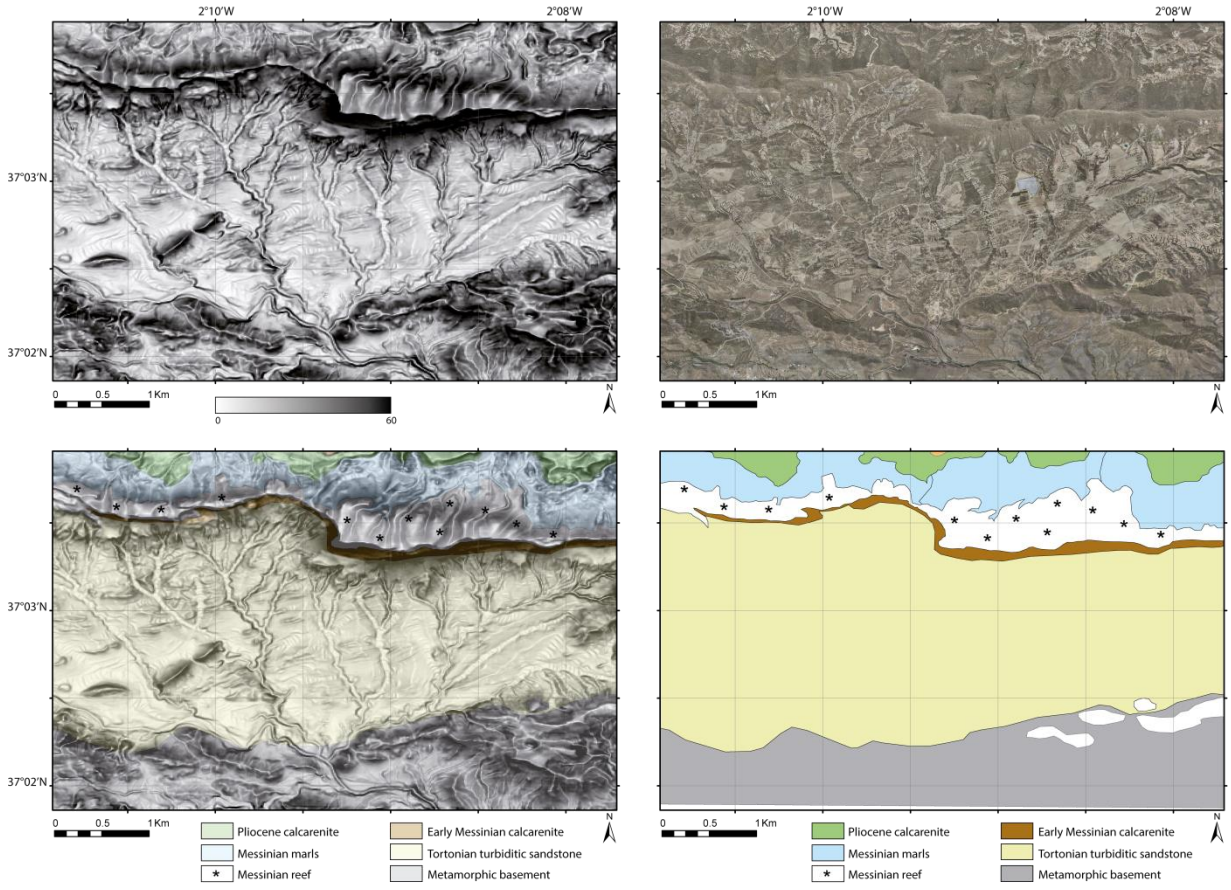


Figure VI-18 : Illustration de l'ajustement spatial des séries sédimentaires à l'aide du MNT (en haut à gauche), des photos satellites (en haut à droite). La cartographie des unités ainsi drapées sur le MNT (en bas à gauche) permet de mieux se rendre compte de la géométrie 3D des unités.

III.1.3.b. Création de la colonne stratigraphique

La succession stratigraphique du bassin de Sorbas (Chapitre VI – I.1.2.) est marquée par de nombreuses discordances à la base des dépôts tortoniens, de la calcarénite du Messinien inférieur (Membre Azagador), à la base des récifs et des marnes messiniennes (Membre d'Abad), ainsi qu'à la base des dépôts post-évaporitiques (Membre de Sorbas). Cette dernière est la Surface d'érosion messinienne. Au sommet du log stratigraphique, la formation dite de Zorreras, composées de conglomérats fluviatiles, a elle aussi une base légèrement discordante mais suffisante pour être prise en considération. D'une manière plus générale, on s'aperçoit que seule la formation évaporitique messinienne, principalement composée de gypse, s'est déposée de manière passive dans le bassin, au-dessus d'un contact concordant comme décrit par Riding *et al.* (1999) ou encore Fortuin *et al.* (2000). La nature des contacts pris en compte dans le *3D Geomodeller* est par conséquent de type érosif (*Erode*) pour l'ensemble des unités sédimentaires, exceptée pour la base des évaporites messiniennes (*Onlap*) (Figure VI-19).

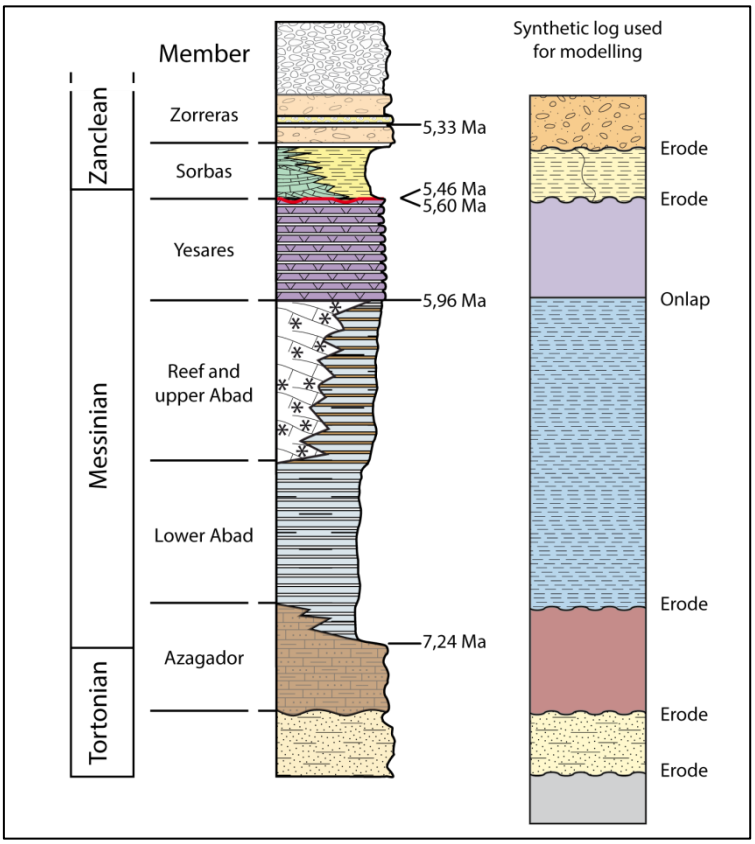


Figure VI-19 : Corrélation entre le log stratigraphique du bassin de Sorbas (modifié d'après Ott d'Estevou et Montenat, 1990 et Clauzon *et al.*, revised) et le log stratigraphique utilisé pour le modèle 3D. Noter la présence d'un seul contact de type *Onlap* à la base de la série évaporitiques messiniennes. Légende identique à celle de la Figure VI-4.

III.1.3.c. Modélisation et ajustement spatial

A partir de ce point, le processus de modélisation peut commencer. La surface topographique de la zone à modéliser est insérée dans le modèle ; sa résolution de 10 m est conservée afin de rester le plus précis possible dans l'interpolation spatiale. Les points de contact et les mesures structurales sont chargés dans le *3D Geomodeller* et le modèle calcule alors la propagation des champs de potentiel de chaque série sédimentaire à partir des données d'entrée. Ce processus est relativement rapide et permet ainsi d'effectuer des allers-retours successifs entre la carte géologique du bassin et celle reproduite par le *3D Geomodeller*. Les géométries particulières créées par l'interaction entre la topographie et le pendage des unités sédimentaires, telles les « V dans les vallées », ont dans ce cas servi de témoins quant au calage du pendage des unités sédimentaires. Lorsque cela fut nécessaire, des pendages supplémentaires ont été introduits par endroits afin de rendre compte du mieux possible de la géologie affleurante.

III.2. 3D modeling of the Sorbas basin (Spain): new constraints on the Messinian Erosional Surface morphology

Cet article en cours d'élaboration présente les résultats de l'étude prédictive des conséquences de la Crise de salinité messinienne dans les bassins de Sorbas. L'objectif de ce travail est donc d'évaluer l'importance de l'érosion messinienne à partir de l'outil de modélisation géologique 3D. Cette étude fait suite aux travaux de Clauzon *et al.* (en révision) ayant démontré l'existance d'une érosion dans ce bassin. Ce travail sera par la suite appelé sous la forme Do Couto *et al.*, in prep[1].

3D modeling of the Sorbas basin (Spain): new constraints on the Messinian Erosional Surface morphology

Damien Do Couto[1,2,3], Charles Gumiaux[4,5,6], Romain Augier[4,5,6],

Noëmie Lebret[4,5,6], Nicolas Folcher[7], Gwenaël Jouannic[8],

Laurent Jolivet[4,5,6], Jean-Pierre Suc[2,3], Christian Gorini[2,3]

1 Total S.A., 2 Place De La Coupole, 92078 Paris La Défense Cedex, France

2 UPMC Université Paris 6, UMR 7193, ISTEP, 75005, Paris, France

3 CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

4 Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France

5 CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

6 BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

7 PPME (EA n° 3325), Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4 98851 Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie

8 CETE de l'Est, Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Nancy, 71 Rue de la Grande Haie, 54510 Tomblaine, France

Corresponding author: Damien Do Couto, ISTEP, Université P. & M. Curie, Case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France (e-mail address : docoutodamien@gmail.com)

Abstract

The Messinian Salinity Crisis remains as one of the most debated topic in the Mediterranean realm and especially in the Sorbas basin where no consensus arose during the last decades. After the recently improved chronostratigraphic framework of the Miocene and Pliocene boundary in the basin, it appeared important to image at best the morphology of the Messinian Erosional Surface at depth. We build a 3D model of the Miocene and Pliocene series. The 3D model confirms the erosional character of the Messinian/Pliocene boundary and we tentatively show that the fluvial system developed during the peak of the MSC should have exited the basin toward the south. This new geometrical model, showing a good internal consistency, can be used as a basis for interpretating the Messinian Salinity Crisis.

Introduction

During the Neogene, the temporary isolation caused by the successive closure of corridors in the region of Gibraltar induced a sudden drop of Mediterranean Sea level, known as the Messinian Salinity Crisis, causing the deposition of both gypsum in marginal basins and halite in the deep basin (Hsü *et al.*, 1973; CIESM *et al.*, 2008). Because of its proximity to the Gibraltar area, the Alboran Sea was in a key-position to record the potential interactions between tectonics and morphological surface processes governing, in particular, Atlantic-Mediterranean water mass exchanges.

The Sorbas basin, located in the internal zones of the Betic Cordillera (southern Spain), is a key peripheral basin where Late-Serravallian to Pliocene sediments have recorded interactions of both tectonic and eustatic changes of the southwestern Mediterranean realm. Many scenarios for the Neogene evolution of the whole Alboran region were based upon the stratigraphy and structure of the Sorbas basin. However, several conflicting stratigraphic models of the Sorbas basin have been published so far (Dronkert, 1976; Pagnier, 1976; Dabrio *et al.*, 1985; Ott d'Estevou *et al.*, 1990; Riding *et al.*, 1991; Rouchy and Saint-Martin, 1992; Clauzon *et al.*, 1996; Conesa *et al.*, 1999; Fortuin *et al.*, 2000; Krijgsman *et al.*, 2001; Bourillot *et al.*, 2009; Roveri *et al.*, 2009; Bourillot *et al.*, 2010; Clauzon *et al.*, in revision). Since the Late Tortonian, the Sorbas basin has been subjected to N-S shortening that has shaped most of its current open-fold syncline geometry. In order to better constrain the effect of the Messinian erosional period on sediments structures and of the gypsum layers on subsequent shortening through the study area, a 3D structural modeling of the Sorbas basin shallow series has been computed. Validity of the model was ensured by extensive field survey allowing constraining large-scale geometries but also to precise relationships between the different sedimentary units. While 3D modeling is most of the time based on inversion of subsurface geophysical data, a 3D model is built here to integrate only surface geological data including field structural measurements and geological map outlines, within an internally consistent geometrical model. From these new structural and geometrical constraints, a new evolutionary scenario is finally proposed for the imprint of the Messinian erosion phase and related deposits on the architecture of the sedimentary series and their later deformation into the Sorbas area.

Geodynamic setting and stratigraphy

The Betic Cordillera forms the northern branch of the Betic-Rif orogenic belt resulting from the continental collision between the allochthonous Alboran domain and the Iberian margin (Platt *et al.*, 2003). The Internal Zones results from the overthrusting of metamorphic rock units and their subsequent exhumation into metamorphic domes (Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier *et al.*, 2005a, 2005b). Exhumation of the metamorphic complexes occurred during the Early to Late Miocene through a NNE-SSW and then ~E-W striking regional-scale extension (Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Platt *et al.*, 2005; Jabaloy *et al.*, 1992).

The Sorbas basin is bounded to the North by the Sierra de los Filabres and to the South by the Sierra Alhamilla (Fig. 1), two E-W elongated metamorphic domes (Platt and Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997). It belongs to a mosaic of E-W oriented Late Neogene intramontane basins with the Tabernas, Vera and Níjar basins (Fig. 1; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Pedrera *et al.*, 2010). The sedimentary record of the Sorbas basin starts with scarce Serravallian conglomerates (Ott d'Estevou and Montenat, 1990) covered by Tortonian shallow to deep-marine sediments including Alpujarride and Nevado-Filabride detrital material (Kleverlaan, 1989; Haughton, 2000, 2001). Their deposition in the southern part of the Sorbas basin was mostly controlled by the exhumation and emersion of the Sierra Alhamilla and probably also by the strike-slip movements along the Cantona Fault Zone (Fig. 1; CFZ, Haughton, 2001; Hodgson and Haughton, 2004).

The latest Miocene sediments overlap the Tortonian marine sediments with an angular unconformity and can be subdivided into six units (Fig. 1). At the bottom of the series, the Azagador Member (unit 1, Fig. 1, 2) is composed of a shallow marine fossiliferous calcarenite that exhibits a conspicuous basal conglomerate (Ott d'Estevou and Montenat, 1990) dated from the Tortonian/Messinian boundary (Sierro *et al.*, 1993; Gautier *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 2001). The upper part of this unit passes laterally to (2) an early Messinian upper bathyal marly unit known as the Lower Abad Member. Further up, the Upper Abad Member (3), is composed of marls alternating with diatomites suggesting more restricted but still open marine conditions. The uppermost part of the Abad Member passes laterally to fringing reefal carbonates outcropping both in the northern and in the southern part of the basin (e.g. Cariatiz and Morrón de la Cantona localities; Fig. 1), bounding the basin during the early Messinian (Martín *et al.*, 1999).

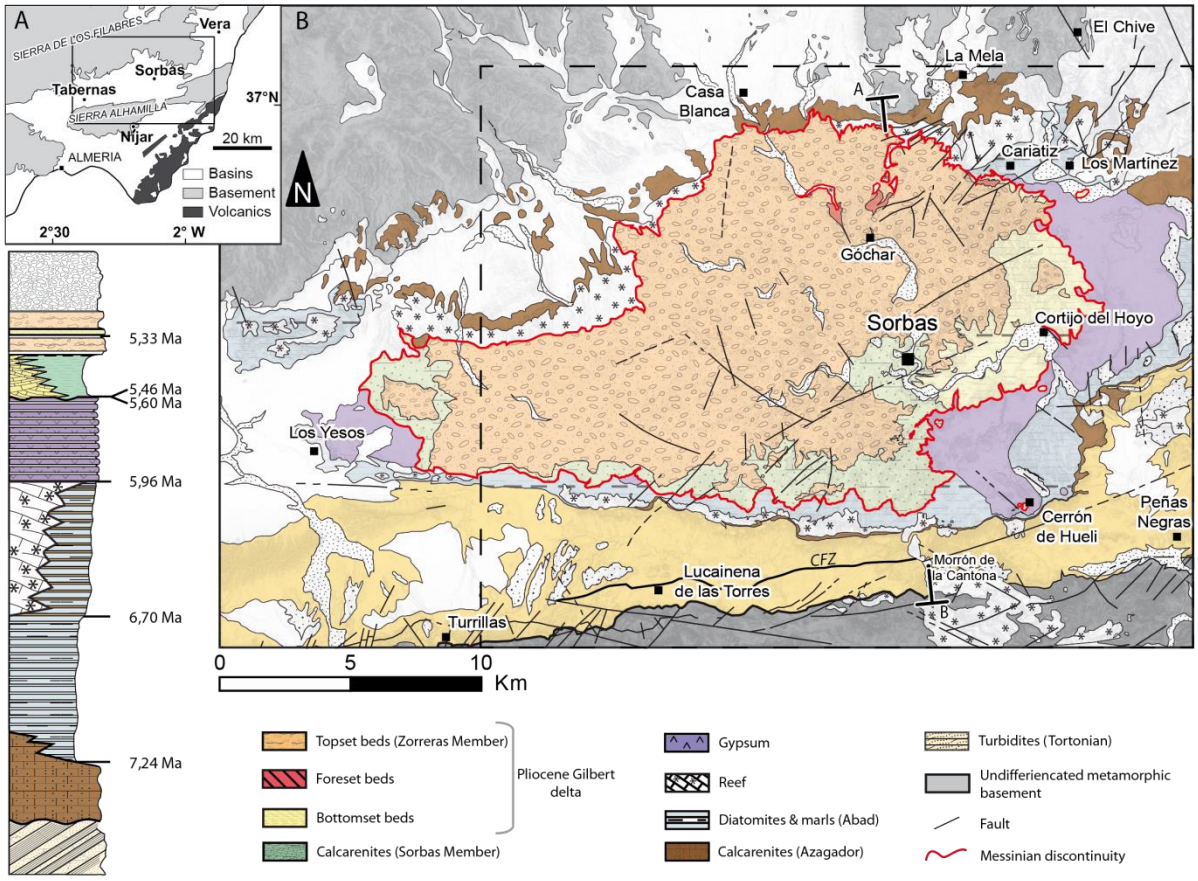


Fig. 24 : Structure and stratigraphy of the Sorbas Basin. Geological map of the Sorbas Basin, modified from (Ott d'Estevou and Montenat, 1990; García Monzón *et al.*, 1974). Projection UTM Zone 30 (WGS84 ellipsoid). A-B transect represents the location of the synthetic cross-section presented in Figure 2.

Then, a thick evaporitic unit consisting in gypsum alternating with clayey to marly laminites defined as the Yesares Member (4) deposited during the MSC, from 5.96 to 5.6 Ma (Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008) and conformably overlies the Abad Member. On top of the Messinian evaporites lies the Sorbas Member (5), composed of a proximal lagoonal calcarenite laterally equivalent to clayey deltaic beds formed in more distal but shallow environment (Roep *et al.*, 1998). This formation is usually considered to be Messinian in age and is mapped with a conformable stratigraphic contact above the Yesares Member (Ott d'Estevou *et al.*, 1990; Riding *et al.*, 1998; Krijgsman *et al.*, 2001; Bourillot *et al.*, 2009; Roveri *et al.*, 2009). However, since the identification of latest Messinian/early Zanclean nannofossils within the basin, its infilling history must be revised (Clauzon *et al.*, in revision). The Sorbas Member should now be considered, at least for its upper part, Zanclean in age as shown by the presence of nannofossil assemblages belonging to the NN12b Subzone (5.332 - 4.91; Lourens *et al.*, 2004; Raffi *et al.*, 2006), representing the bottomset beds of a Pliocene Gilbert-type fan delta originating northward (Clauzon *et al.*, in revision). Finally, the

Zorreras Member (6) is composed of red loams and white chalky layers at it base and is topped by reddish conglomeratic continental deposits with an intercalation of a yellowish fossiliferous calcareous sandstone layer considered as Early Pliocene in age (Montenat *et al.*, 1980; Fortuin *et al.*, 2000; Martín-Suárez *et al.*, 2000). These are now interpreted as the topset beds of the Gilbert-type fan deltas developed within the Sorbas basin. Consequently, the superposition of the subaqueous Sorbas Member, including the proximal calcarenite and the distal marly to clayey part, and the entire alluvial Zorreras Member must be considered as a single depositional system, with progressive longitudinal and lateral facies transitions and typical sedimentary successions of a Gilbert-type fan delta (Postma, 1995; Suc *et al.*, 2011 and references therein; Clauzon *et al.*, in revision).

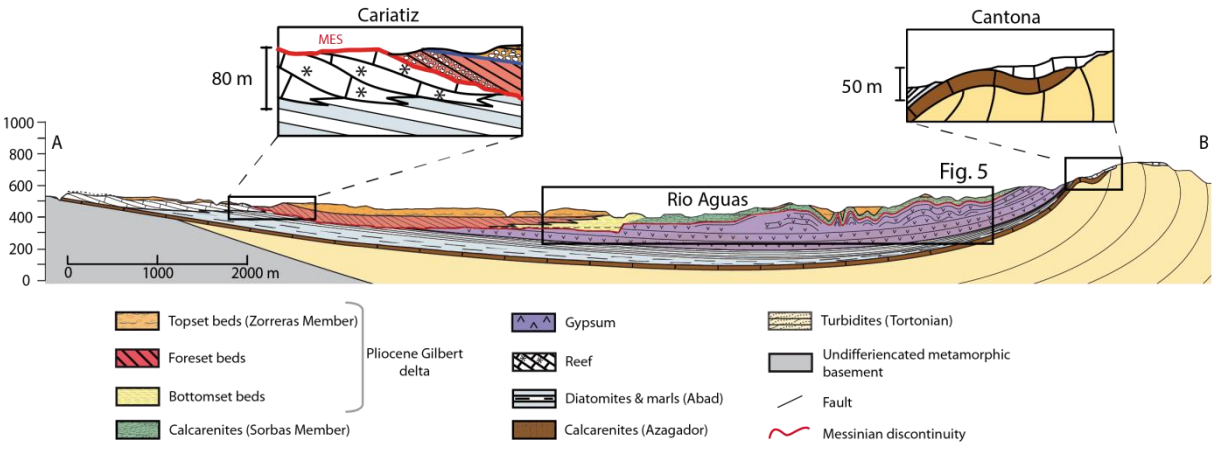


Fig. 25 : N-S synthetic cross-section of the basin showing the Messinien Erosional Surface geometry in Cariatiz area and the basal contact of lower Messinian deposit in Cantona. Location of the cross-section in Figure 1.

Previous chronostratigraphic, magnetostratigraphic, astrochronologic and paleontologic works largely improved our understanding on the Sorbas basin evolution (Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Gautier *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 1999, 2001; Sierro *et al.*, 1993, 2003). However, the time gap separating the Yesares/Sorbas members, and the presence of the Messinian Erosional Surface (MES) in the Sorbas basin have been matters of an intense, ongoing debate for several decades (Rouchy and Saint-Martin, 1992; Clauzon *et al.*, 1996; Roep *et al.*, 1998; Riding *et al.*, 1998, 2000; Martín *et al.*, 1999; Fortuin *et al.*, 2000; Krijgsman *et al.*, 2001; Braga et al, 2006; Bourillot *et al.*, 2009; Roveri *et al.*, 2009; Clauzon *et al.*, in revision). While the contact between these two units is commonly regarded as a conformable contact in a continuous series, as might be suggested by some outcrops along the Río Aguas in the center of the basin (Dronkert, 1976; Ott d'Estevou, 1980; Ott

d'Estevou and Montenat, 1990), it has been shown to be an unconformable contact elsewhere by Clauzon *et al.* (in revision). These new results show that the post-evaporitic unit most probably corresponds to a reflooding event postdating the massive drawdown of the Messinian Salinity Crisis. Based on cyclostratigraphy, Roveri *et al.* (2009) argue for a structurally conformable contact within a discontinuous series implying a time gap of 50 kyrs between the deposit of the Yesares and the Sorbas Members. The Early Pliocene age attributed to the Sorbas Member (Clauzon *et al.*, in revision) implies a time gap of approximately 600 kyrs between the top of the Yesares Member and the base of the Sorbas Member (i.e. see the synthetic stratigraphic log in Fig. 1), which may correspond to the massive drawdown of the Mediterranean Sea during the second step of the Messinian Salinity Crisis (Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008). The terminology used in the literature to describe the time gap of the Messinian Salinity Crisis refer to this contact as the Messinian Erosional Surface when the erosion is clearly visible (i.e. angular unconformity or development of subaerial alteration; zoom on Moras in Fig. 2) or as the Messinian Discontinuity if there is a lack of clear erosional features despite the existence of a time gap (see Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009).

Approach and theoretical background

This study aims at constraining the 3D geometry of the post-Tortonian series within the Sorbas basin with a particular focus made on the MES. The value of 3D geometrical modeling is now well established for constraining local to regional-scale geological structures (e.g. Houlding, 1994; Mallet, 2002; Wu *et al.*, 2005). It is indeed an essential tool for a wide range of interpretations and calculations such as of sedimentary volumes or finite deformation quantities. In basin environments, 3D modeling approaches are typically based on boreholes data or seismic profiles. Given that no such underground data is available in the Sorbas area, a less classical approach is developed here where the shallow basin structure is exclusively constrained by structural field data and geological mapping. We used the 3D Geomodeller (BRGM – Intrepid Geophysics) software where geometries can be interpolated, in three dimensions, between data points. Details on the method are given in Calcagno *et al.* (2008) or Guillen *et al.* (2008). In brief, the 3D geometrical interpolation is based on considering both the location of geological interfaces where they are observed and structures orientation measured within the units. These structures can be either bedding for sedimentary layers or foliation for metamorphic units or deformed plutons and must be concordant with the geological interface considered for modeling. The 3D modeling is performed through a co-kriging of these data sets and one continuous 3D pseudo-potential

field, describing the geometry of the geology, is built for each unit series considered (Calcagno *et al.*, 2008). During the modeling process, the sequence of interpolation of the geological units is given by a synthetic geologic pile which also takes into account the nature of the contacts separating units: “erosive” in case of an unconformity or cross-cutting type or “onlap” in case of a sedimentary filling, for instance (see Calcagno *et al.*, 2008 for details on the approach). This step is crucial to ensure respecting the geometrical relationships observed in the field in the computed model. Finally, all geological interfaces are modeled as implicit surfaces and can be visualized over the entire 3D space considered (see Lajaunie *et al.*, 1997).

In a first stage of this study, a field mapping and structural work has been performed throughout the basin and in particular into the Miocene and Pliocene series; it included both structural analysis along basin-scale cross sections and outcrop-scale observations and measurements particularly in areas where the relationships in-between the Miocene/Pliocene interface units can be observed. For each observation site, structural and/or sedimentary data, such as geological boundaries, strike and dip or intersection points were measured and geo-referenced to be integrated into the 3D model to constrain the shallow geology. As a result, a new geological map was drawn based on field observations, available maps (García Monzón *et al.*, 1972,1973a,1973b,1974; Ott d’Estevou *et al.*, 1990), aerial ortho-photographs and a precise digital elevation model (Fig. 1).

In a second stage of the study, a 3D model is built at the scale of the overall basin through a geometrical interpolation between the measured orientation data and the geological contacts observed in the field. Based on a “trial and error” process, the 3D geometry is further adjusted in order to fit the 2D geological map view produced by the model with the geological map of the basin drawn in the field. Indeed, outlines of geological boundaries on a map depend on the local obliquity between the geological surfaces (bedding, boundaries, faults, etc.) and the surface topography. As relief is rather contrasted throughout the study area and sedimentary layers most often have moderate dip throughout the basin, geological boundaries do display various outline patterns from place to place (Fig. 1). Adjustment of the model is performed by adding isolated and scarce control points along given geological interfaces, mostly in section views of the model; a new 3D interpolation is thus performed for each new point added. It is worth noting that a 10 m high resolution Digital Elevation Model (DEM) was used for computations in order to best reproduce the intersected geometry between the geological surfaces and topography (i.e. the mapped geological boundaries) and to avoid scale problems. For the entire area considered (dashed rectangle in Figure 1), more than 400 field observations have been compiled and used for modeling. These include observation points of geological boundaries (whatever the type), strike and dip

measurements of main fault zones and bedding (for sedimentary series). The 3D model interpolation is considered to be valid when the 2D geological map view extracted from the model fits the field-based geological map of the area. As a whole, this procedure yielded an internally consistent geometrical model of the Sorbas basin, with the geological map and the cross-sections entirely compatible in 3D.

Finally, another 3D model was computed at larger scale for the southwestern part of the Sorbas basin, south of Sorbas city, in order to consider and study some peculiar folds in the sediments of that part of the basin. Here, interpolating parameters were adjusted to better fit the bedding orientation measured and to reproduce the local variations in the sedimentary layers structure.

Field constraints

Basin-scale structure

The current structure of the Sorbas basin displays a ~E-W trending syncline geometry (Fig. 1). To the south, along the northern flank of the Sierra Alhamilla, turbiditic layers from the Tortonian are steeply dipping to the north or even overturned. In the Cantona area (to the south), Calacarenites of the Azagador member clearly lie unconformably over the steep Tortonian series. In turn, the post Tortonian deposits are locally gently folded with a rather small wavelength (see Fig. 2, to the south). From the Azagador member up to the Yesares Gypsum deposits, the sedimentary layers all look conformable as measured bedding orientations are locally sub parallel (Fig. 3). At basin scale, these series also show a roughly E-W trending syncline but with a much smaller amplitude than Tortonian in that case. Still, measured bedding and the resulting cross-section display asymmetrical, very gently northward inclined fold geometry (see Fig. 1). While the Azagador member display a very homogenous lithology and outlines a rather simple structure, from the Gypsum deposits upward, structure of the deposits is more complicated with (i) rapid lateral transitions in the sedimentary facies and (ii) the imprint of the Messinian Erosional Surface, resulting in imbricated geometries of the series, as well as (iii) small wavelength folding of the Gypsum and overlying series to the south (Fig. 2B, 3). From Tortonian and up to, at least, the Sorbas member, the series of the Sorbas basin display a ~E-W trending syncline structure with a progressive decrease in fold amplitude from earlier to later deposits; such feature most certainly results from the ongoing N-S compression active since the Late Tortonian (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003; Augier *et al.*, 2013).

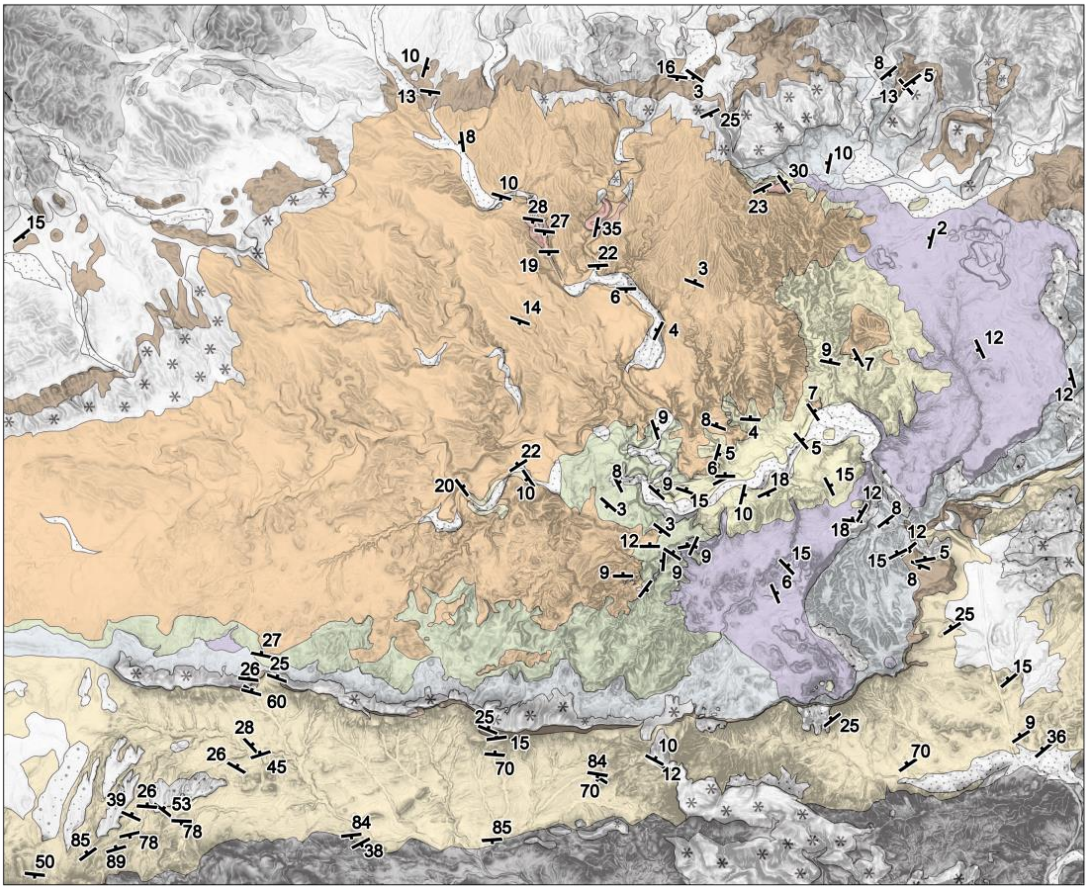


Fig. 26 : Compilation of bedding measurements realized in the Sorbas Basin and used in the modelling process.

In more details, while geometries of the lower Messinian deposits (from the Azagador Member to the Yesares Member) have been well-established before (Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'Estevou and Montenat, 1990), the spatial relationships between the Messinian gypsum (Yesares Member) and post-MSC deposits are much less constrained. During the Pliocene, the submarine deposits filled a wedge-shaped accommodation space (Roep *et al.*, 1998; Clauzon *et al.*, revised) resulting from a combination of the horizontal shortening of the area and intense subaerial erosion, during the peak of the MSC.

Structure and stratigraphy of the basin fill

A detailed cross-section realized from the Zorreras hill to the Barranco del Infierno area (Fig. 4), shows a clear progressive facies lateral transitions between clay-rich bottomset beds and coastal coarse-grained deposits over the Messinian gypsum. The calcarenite and sandstone layers composing the Sorbas Member are distributed over the western to

southwestern part of the Sorbas basin (Fig. 12), and more particularly on its southwestern uplifted flank (Fig. 1). The compressional deformation again affected the basin during the Pliocene as the surface separating the submarine sediments from the subaerial ones (i.e. the marine-continental transition of Gilbert-type fan deltas; Suc *et al.*, 2011) is presently bended. As displayed along N340 road, in the surroundings of Sorbas village, the reddish continental conglomerate of the topset beds of the deltaic system thins southward (passing from more than 50 m to less than 10 m thick; Fig. 4B).

The base of the Zanclean sequence, including the Sorbas calcarenite and its lateral equivalent in the clayey to marly facies, truncates the underlying gypsum layers (Clauzon *et al.*, in revision). In order to refine the geometry and origin of that particular surface, we focused on the base of the post-evaporitic deposits around the basin, from the proximal output of a Pliocene Gilbert-type fan delta in the north (Góchar and Moras localities, Fig. 1), to its more distal parts in the south. In the Barranco del Infierno area, the overview of the Messinian unconformity (Fig. 5) displays the geometric relationship existing between the northward dipping Messinian gypsum and the horizontal Sorbas Member (Fig. 5A, B). As the gently bended Messinian gypsum layers lie horizontally in the center part of the basin, the contact in-between these two units appears geometrically conformable at the base of the gully (red line in Fig. 5B). However, detailed observations of that interface along the ravine (Fig. 5) show that the Messinian gypsum is separated from the above lying Sorbas Member by an erosional surface (Fig. 5C) which must probably corresponds to the Messinian Erosional Surface (MES). A yellowish to reddish conglomerate, containing small and well-rounded pebbles locally occurs below the Sorbas Member along the MES (Fig. 5D) that may attest of a subaerial erosion consistent with the peak of the MSC (Clauzon *et al.*, in revision).

Field observations allow reinterpreting the definition of some of the sedimentary series, with evidence of lateral lithological variations, and the outline of some geological boundaries. This concerns in particular the outline of the MES within the central part of the basin. These results are synthetized in a revised version of the geological map and of the corresponding geological cross sections (see Fig. 1, 2 and Fig. 4A).

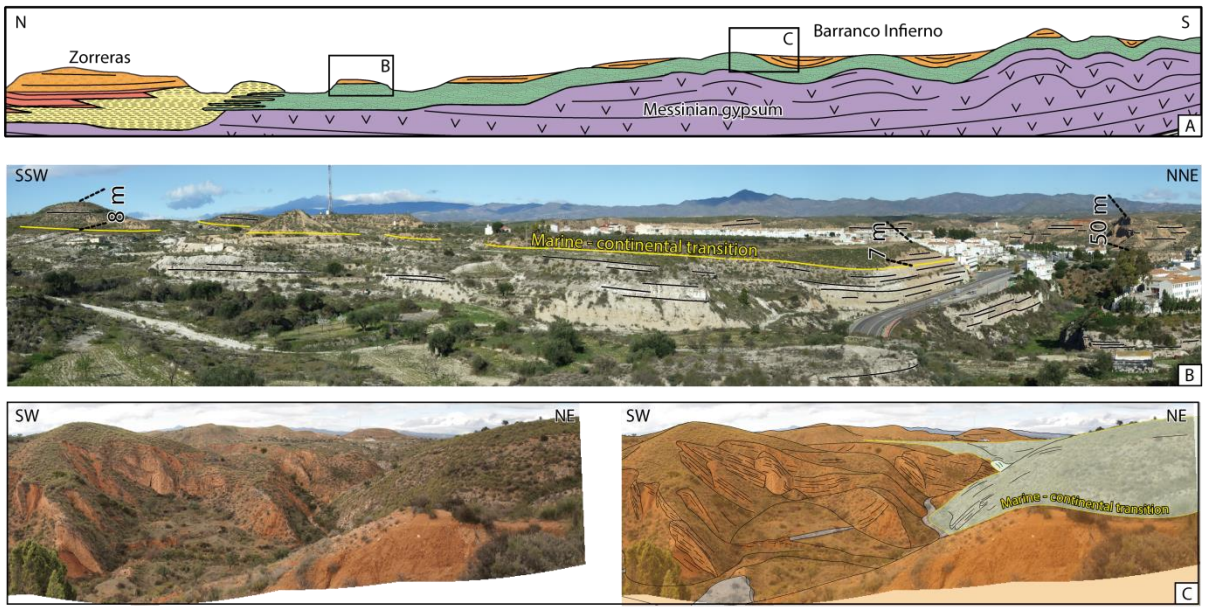


Fig. 27 : (A) N-S synthetic cross-section running from the Zorreras hill to the Barranco del Infierno folded area and displaying spatial relationships between Zanclean deltaic deposits and Messinian evaporitic ones (see legend in Figure 2). Note the progressive northward disappearance of the Messinian gypsum. The Sorbas calcarenite, laterally equivalent of the bottomset beds of the Pliocene Gilbert-type fan deltas and deposited in a shallow, lagoonal to coastal, environment (Roep *et al.*, 1998), is located on the tectonically uplifted southern margin of the basin. (B) Southward thinning of the Zorreras formation (topset beds of the Pliocene Gilbert-type fan deltas) over the lagoonal calcarenite of the Sorbas Member along the N340 road crossing the Sorbas city. (C) Growth-strata structure of the reddish continental formation, part of the Zorreras Member, showing the syn-sedimentary tectonics still affecting the basin during the Pliocene.

Small scale folding

Further South, in the Barranco del Infierno area, the Sorbas Member appears folded over the gypsum layers (Fig. 6A, C) with a much shorter wavelength than other typical structures into the basin. The folds are strongly 3D with changing direction of axes. While most of the folds are open, some of the synclines can be quite tight (Fig. 7). In that area, the reddish continental formation, part of the Zorreras Member, displays a clear syn-tectonic growth-strata structure in the synclines of the folded layers (Fig. 6C), highlighting the continuation of the tectonic activity – at least in the southern part of the Sorbas basin – during the Pliocene. This folding affects a rather large area of the southern limb of the Sorbas basin open syncline and not the northern limb that is less steep. Folding thus affects the Sorbas basin with two very different wavelengths that require two modeling approaches with different resolutions. Indeed, from a very general point of view, the variance level into a data set depends upon the width of the sampled area considered. From this, all the interpolation processes bring to different degrees of smoothing when changing scale. In our case study, and as detailed below, different statistical parameters must be defined when

modeling 3D geometries of the overall basin infilling or the ones of the short wavelength folding to the south.

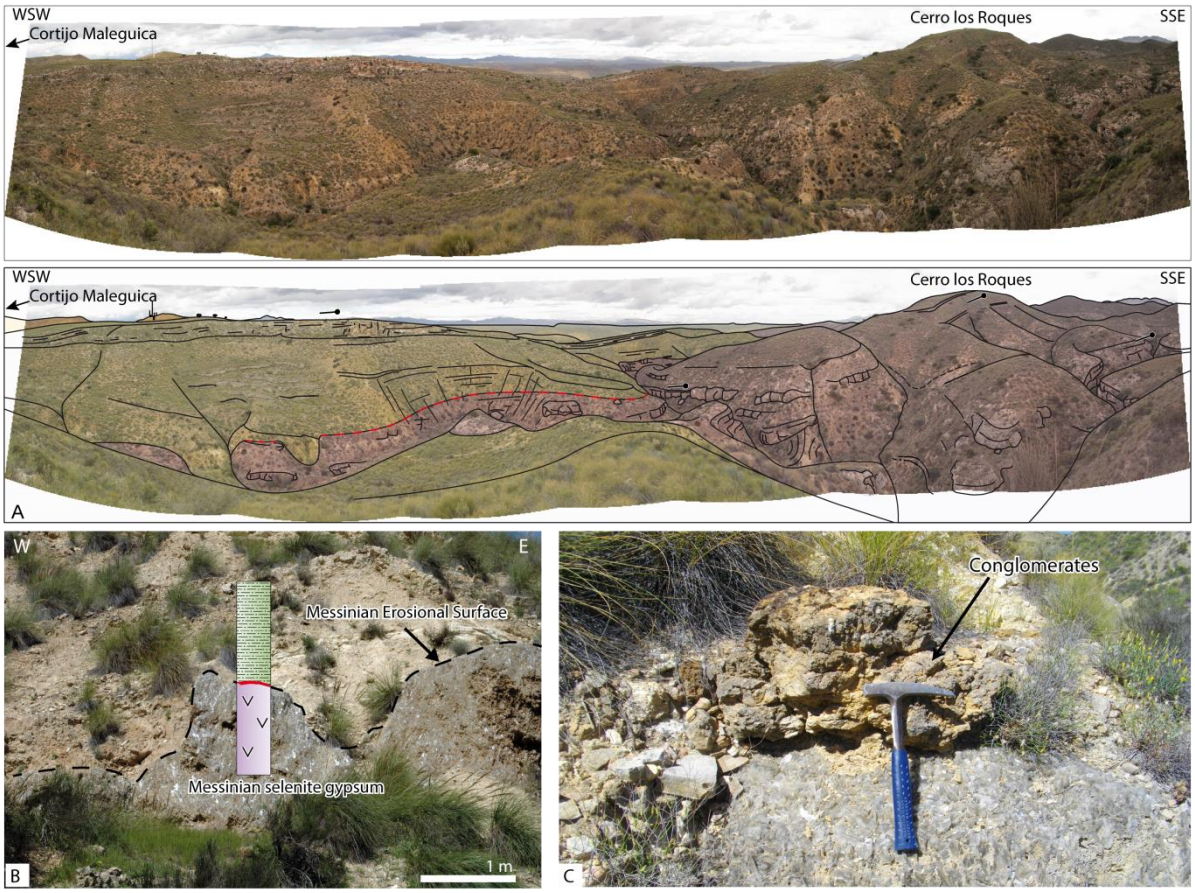


Fig. 28 : (A) Panorama of the Barranco del Infierno section showing the northward thinning of the Messinian gypsum beneath the Pliocene platform deposit. (B) Messinian gypsum beds exhibiting an eroded upper surface covered by NN12b marine sediments and its synthetic log. (C) Reddish ferruginous crust developed above the erosive contact between the Messinian gypsum and the NN12b marine deposits.

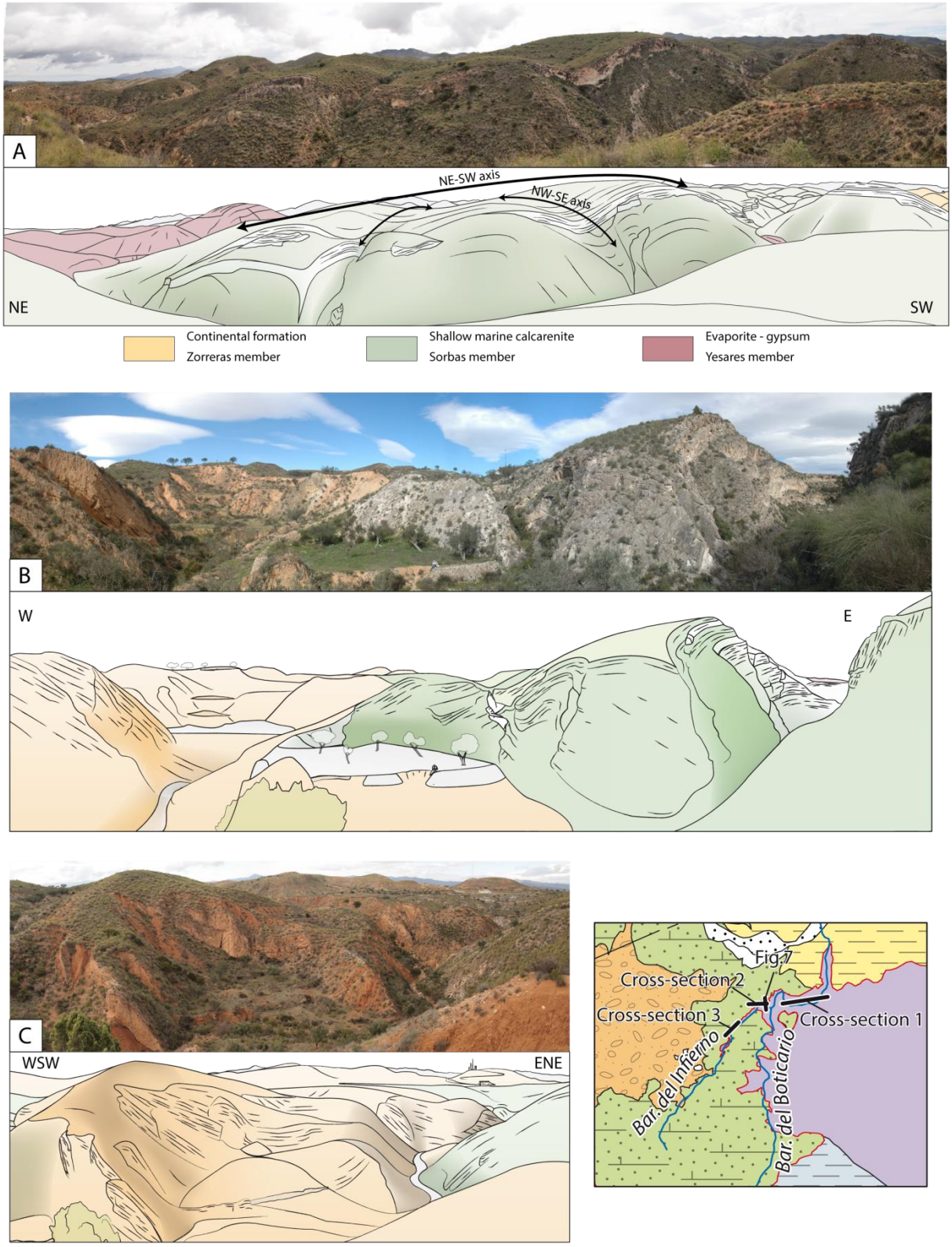


Fig. 29 : Morphology of the folded post-evaporitic coastal sandstone (Sorbas Member) over the evaporitic formation. A. Panorama showing the two nearly perpendicular fold axes. B. Dome-shape folding. C. Syn-kinematic deformation of the continental unit (Zorreras Member).

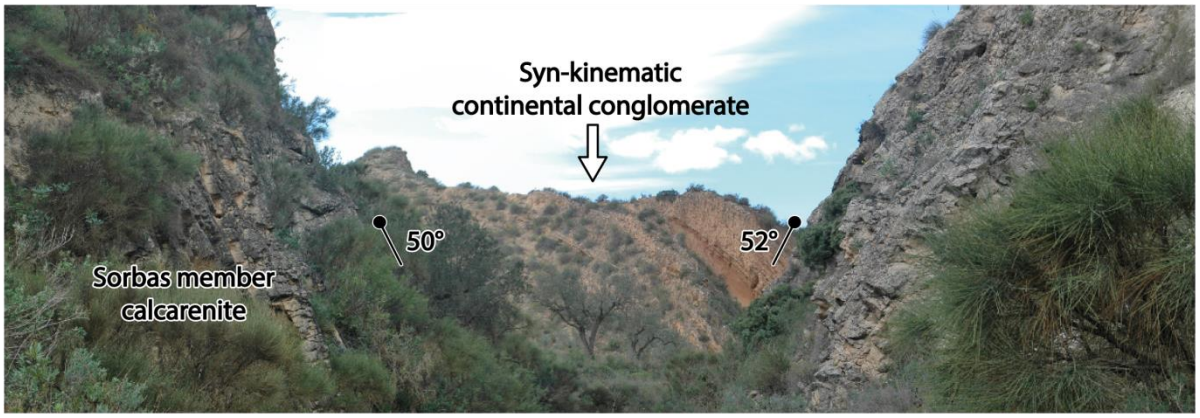


Fig. 30 : Tight antiform separating two dome shape folds. The syn-kinematic accommodation space created is filled by continental conglomerate belonging to the Zorreras Member.

3D modeling and interpretation

Overall geometry of the basin

Following the above detailed methodology, a first 3D model was computed for the shallow structure of the Sorbas basin based on i) field structural observations and measurements, ii) digital elevation model and iii) mapped outlines of the geological boundaries which highly depends on the local orientation of the geological surfaces (cf. geometrical intersection of bedding, boundaries or faults with topography). At first, based on the stratigraphic log of the basin (Fig. 1) and the nature of the contact separating geological units (e.g. conformity/unconformity), a synthetic geologic pile was conceived. This pile takes into account angular unconformities as observed at the base of the Azagador Member and on top of the Messinian gypsum. Besides, based on field observations, diatomites/marls of the Abad Member and the overlying Messinian reefal limestones belong to the same lithostratigraphic unit and they were grouped into a single ensemble for modeling (i.e. with concordant and laterally continuous bedding; Fig. 1, 8A). In the same way the bottomset beds of the Gilbert delta and the calcarenites of the Sorbas member representing its distal subaqueous parts are also considered as one sedimentary unit for computation (Fig. 2A).

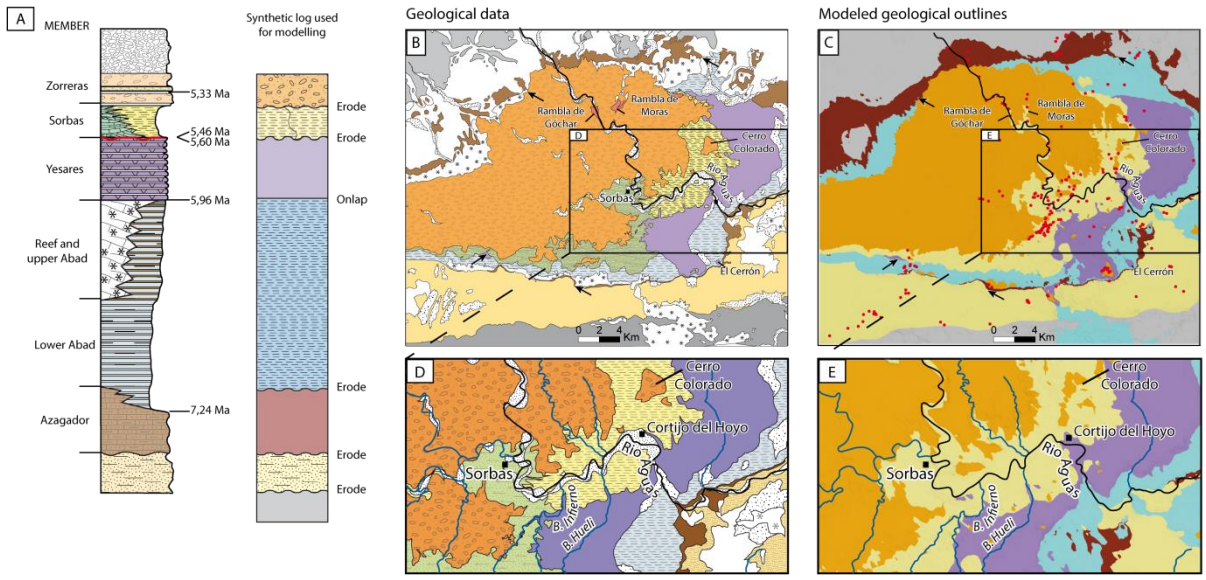


Fig. 31 : Comparison between the superficial model and the field-based geological map. The synthetic log used for the 3D modeling (A) shows the main stratigraphic relationships between each geological unit based on field observations and the synthetic log of the area (see Figure 2A). The geological map of the modeled area (B) is comparable to the field-based one (C). Black arrows point out the major unconformities reproduced in the model and red points mark all observation sites, with structural and/or sedimentary data, used for the modeling. Note that Quaternary sediments, white colored on the left-side geological map, are not represented on the modeled map. The area enlarged in boxes (D) and (E) displays the same local erosion features along the Río Aguas river and its tributaries, in particular along the Barranco del Infierno and Barranco del Hueli. (F) N-S synthetic cross-section of the Sorbas basin with two close-up views (Moras and Cantona), showing the two major erosive boundaries taken into account in the surficial modeling: the Messinian erosional surface (MES) and the Tortonian-Messinian boundary at the base of the fossiliferous-rich calcarenite.

The modeled area covers 290 km² (see dashed rectangle in Figure 1). For the overall 3D volume considered, 476 bedding orientation measurements were used to constrain the attitude of the geological interfaces into the basin with 273 contact points dispersed across the map and along three cross sections for a few of them (see Appendix – Annexe 2). Note that computation of the 3D geometrical model of the post-Tortonian deposits of the Sorbas basin does not only depend on the known location for the geological interfaces and more strongly depends on the structural measurements which can be done both along the geological boundaries and into the geological formations themselves. Then, the geometry of the 3D model is adjusted so as to reproduce the geological boundaries from the map (Fig. 1). At first order, many similarities can be observed between the field-based geological map and the modeled map such as the main unconformities (black arrows on Fig. 8B, C), sedimentary windows and cuestas (Rambla de Góchar and Moras, Cerro Colorado and El Cerrón localities on Fig. 8B, C) which highly depend on the adjustment of the sedimentary layers orientation and dip. The spatial distribution of geological layers, as for instance that of the Pliocene Gilbert-type fan deltas with respect to the Messinian gypsum, is also well modeled.

As shown on figures 1 and 8B, a large part of the Sorbas basin, to the North, exposes the reddish conglomeratic deposits of the Zorreras Member as a gently south-dipping back slope. These layers stand for the topset beds of Gilbert-type fan deltas that cover and hide most of the earlier structure of the deposits in that area. However, the underlying series are pretty well exposed along river incisions and the locations of the modeled geological boundaries along these incisions well coincide with those of the field-based geological map, in particular along the Río Aguas, Moras and Góchar valleys (Fig. 8B, C). In details, some local discrepancies however remain on the modeled geological map, as it is the case to the east of the model where the Tortonian-Messinian calcarenite of the Azagador Member (in brown) display a lesser extent than observed on the field (Fig. 8). This misfit may be due to the lack of field constrains in that area and/or to the peculiar relationship of this formation with surrounding layers, as well observed in the nearby Cantona area (see zoom section Fig. 2). To better highlight the reliability of the modeled geological map, a close-up view has been performed on the central part of the basin (Fig. 8D,E). There, stratification lies sub-horizontally (Fig. 5A, B) and meanders of the Rio Aguas and its tributaries create a quite complex pattern of the valleys (Fig. 5B, Fig. 8D). Thus small changes in bedding or boundaries strike/dip must induce large modifications of the shape and position of the outline of geological boundaries on the map. Despite this complexity, the geological map computed from the 3D model sustains all the major geological features observed in that part of the basin and drawn on the geological map: tabular distribution of the Zorreras Member (Fig. 8D, E) surrounding the Sorbas city and draping the highlands as back slope; similar local erosion features located along the Río Aguas River and its tributaries (Barranco del Infierno and Barranco del Hueli); and above all the North verging V-shaped morphology of the gypsum series at Cortijo del Hoyo marking the MES.

Messinian Erosional Surface pattern

The Messinian unconformity (e.g. separating deposits preceding the peak of the Messinian Salinity Crisis - the second sea-level drop - from those following it) is extracted and displayed from the computed 3D geological model. In previous studies, this surface has been interpreted as either an unconformable or a conformable contact (Fortuin *et al.*, 2000; Roveri *et al.*, 2009; Clauzon *et al.*, in revision). As discussed before, such disagreements may result from contrasted observations made in different parts of the basin as the geometrical relationships between units drastically change within the basin because of folding; the computed 3D model allows appraising lateral variations of this geological interface geometry for the entire basin scale. The contour map of that surface shows a flat and rather high minimum altitude North and East of Sorbas city (Fig. 9A). Two N-S oriented corridors from the Góchar-Moras and Cariatiz areas, reach the lower level (Fig. 9A, B); there,

contours display curved and tight shapes and a relatively steep geometry of the surface. As these corridors have been filled up by the submarine part of Gilbert-type fan deltas later on, these can easily be interpreted as south-directed palaeo-valleys (see green arrows on Fig. 9B) and this erosional surface can be ascribed to the Messinian Erosional Surface (i.e. angular unconformity). Interpretations from the 3D model confirm local field observations of this surface made at different locations of the basin (see Barranco del Infierno, Fig. 6; Cortijo del Hoyo, Fig. 8D) showing an erosional contact between the pre- and post-MSC deposits (Clauzon *et al.*, in revision). On the other hand, in the center of the basin, the tabular geometry of the Messinian gypsum layers and overlying Pliocene bottomset beds has usually been ascribed to a continuous stratigraphic transition (Fortuin *et al.*, 2000; Krijgsman *et al.*, 2001; Bourillot *et al.*, 2010). The 3D modeling of the Messinian unconformity confirms the relatively flat geometry of that surface (see North and East of Sorbas city). However, its continuity across the basin combined with the recently estimated time gap separating Messinian from Pliocene deposits (Clauzon *et al.*, in revision) show that this latter can be interpreted as the Messinian discontinuity.

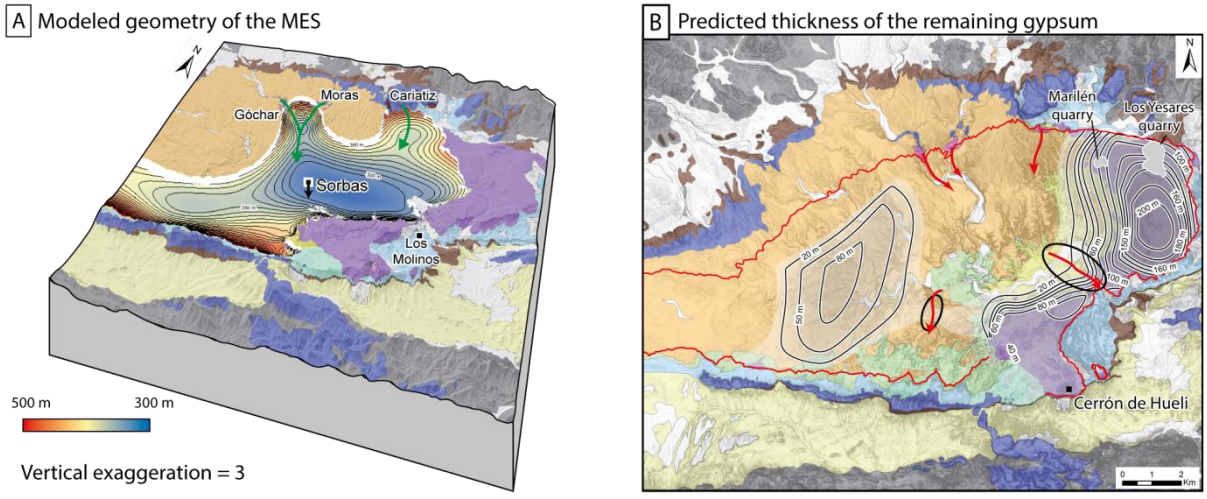


Fig. 32 : Representative outputs of the integrated 3D model of the basin. (A) 3D representation of the Messinian unconformity in the Sorbas Basin, showing southward fluvial incisions of the Góchar, Moras and Cariatiz areas, currently filled by the submarine part of Gilbert-type fan deltas. (D) Map of the relative thickness of the residual gypsums, in the Sorbas Basin, plotted over the geological map. The red line represents the predicted extension of the gypsum before the major erosion. Red arrows indicate possible trajectories of fluvial system developed during the peak of the Messinian Salinity Crisis.

For modeling purpose, the geometry of the Messinian unconformity has been constrained by ~20 geolocalised checkpoints where the surface has been directly observed in the field (and more particularly in the Barranco del Infierno area). Its geometry has also been constrained by ~25 checkpoints made within the underlying Messinian gypsum layers and ~130 within the above lying coastal deposits which provide, respectively, the lowermost and uppermost possible locations for the modeled interface in the 3D block considered. Figure 9B displays the current thickness of the gypsum deposits (below the late Messinian-Zanclean Gilbert-type fan delta deposits) as modeled in this study. The largest thickness, around 120 m, is located to the northeastern part of the studied area, where exposed gypsum layers are extracted from two quarries near Cariatiz (Marilén and Los Yesares, Fig. 9B). This thick gypsum accumulation, alternating with fossiliferous marine marly to clayey layers, near the top of the series (Montenat *et al.*, 1980; Saint-Martin *et al.*, 2000; Goubert *et al.*, 2001; Clauzon *et al.*, in revision) extends from south of Cariatiz to Cerrón de Hueli (Fig. 1) where it forms the highest culmination point of the gypsum Yesares Formation. The western gypsum accumulation (Fig. 9B) corresponds to the gypsum deposition observed and described by Ott d'Estevou and Montenat (1990). The thickness map of the gypsum Yesares Formation obviously shows lateral irregular distribution with two remarkable features: (i) a large area where the gypsum is missing, below the Góchar and Moras Gilbert-type fan deltas, in the North-central part of the basin and (ii) two narrow parts, with limited thicknesses, which link the areas of thick preserved gypsum, in the southwestern part of the basin (see black ellipses in Fig. 9B).

Higher resolution 3D modeling of short wavelength folds

In the Barranco del Infierno area, the Sorbas Member series display rather short wavelength folding as observed in the field. Due to scale effect, 3D modeling of the overall shallow basin geometry cannot account for the geometry of such small scale structures. Indeed, modeling is performed through a joint krigging interpolation between interface data points and structural orientations (see above) and for such computation, very local variations in the data may be integrated in the nugget effect parameter which is regarded as noise relative to the regional-scale variations. As far as this kind of strata folding is restricted to the particular case of the Barranco del Infierno area, such wavelength cannot be visible in the above described 3D structural model. 107 bedding orientations have been measured throughout the Sorbas Member across a ~800m by ~600m wide area (Fig. 10a). Calcarenite often displays gentle to moderate dipping and a few horizontal planes have been measured in particular on top of the hills forming the local topography (Fig. 10a). Stereographic

projection of the poles to bedding measurements clearly shows scattering of the orientations with an average horizontal dip value (Fig. 10b).

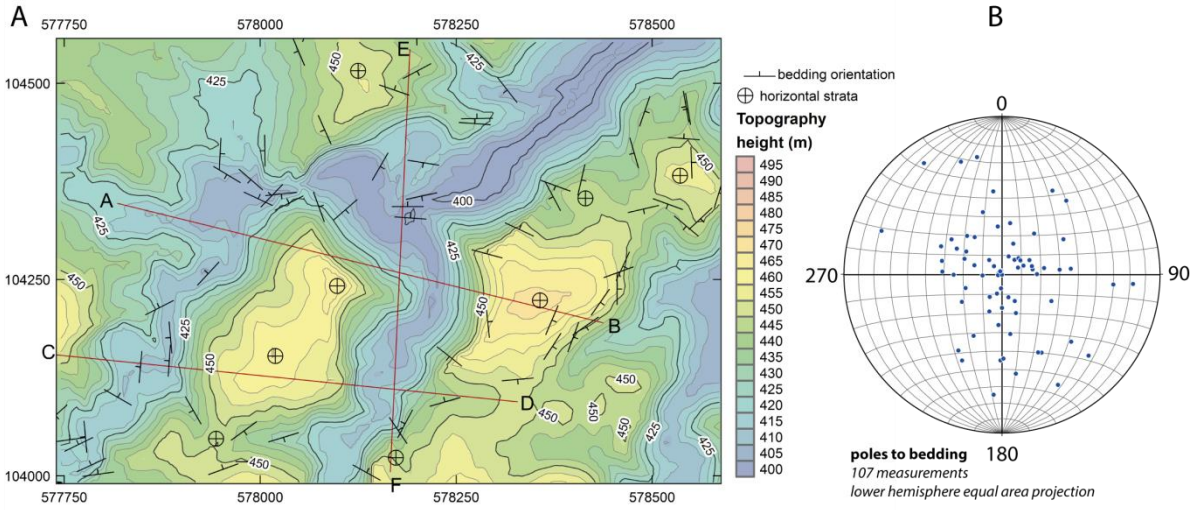


Fig. 33 : (A) Spatial distribution of bedding measurements used in the high-resolution model together with (B) the stereographic projection of the bedding poles.

Another large scale 3D model was computed, centered on the area of the Barranco del Infierno (cf. map extension of Fig. 10) and with new interpolation parameters: (i) in the field, structural analysis of the area highlighted some folds wavelength of the order of 250m (Fig. 6) and this distance was thus used as the range value for kriging interpolation (i.e. maximum correlation distance), (ii) the nugget effect was reduced close to zero in order to avoid over-smoothing of the orientation data local variations during 3D model computation. Two distinct series are defined for this local 3D model: one for the Messinian gypsum at the base (in purple in the illustrations) and one for the Sorbas Member. In order to easily illustrate the geometrical attitude of the interpolated bedding into the Sorbas Member, ten layers have been distinguished in the series (see dark to light green for younging layers in illustrations). The resulting 3D model well reproduces two gypsum “windows” outcropping in valleys of the central and northeastern parts of the area (Fig. 11a). The interpolated geometries also fit well to the structures observed in the field such as one anticline pretty well exposed along the right bank of the Barranco del Infierno (compare Fig. 6A and Fig. 11b). The base of the Sorbas Member (i.e. the top of the gypsum) displays rather contorted geometries with domes and saddles shaped structures (Fig. 11C). Undulation varies from 335 to a maximum absolute height of 435m (Fig. 11D).

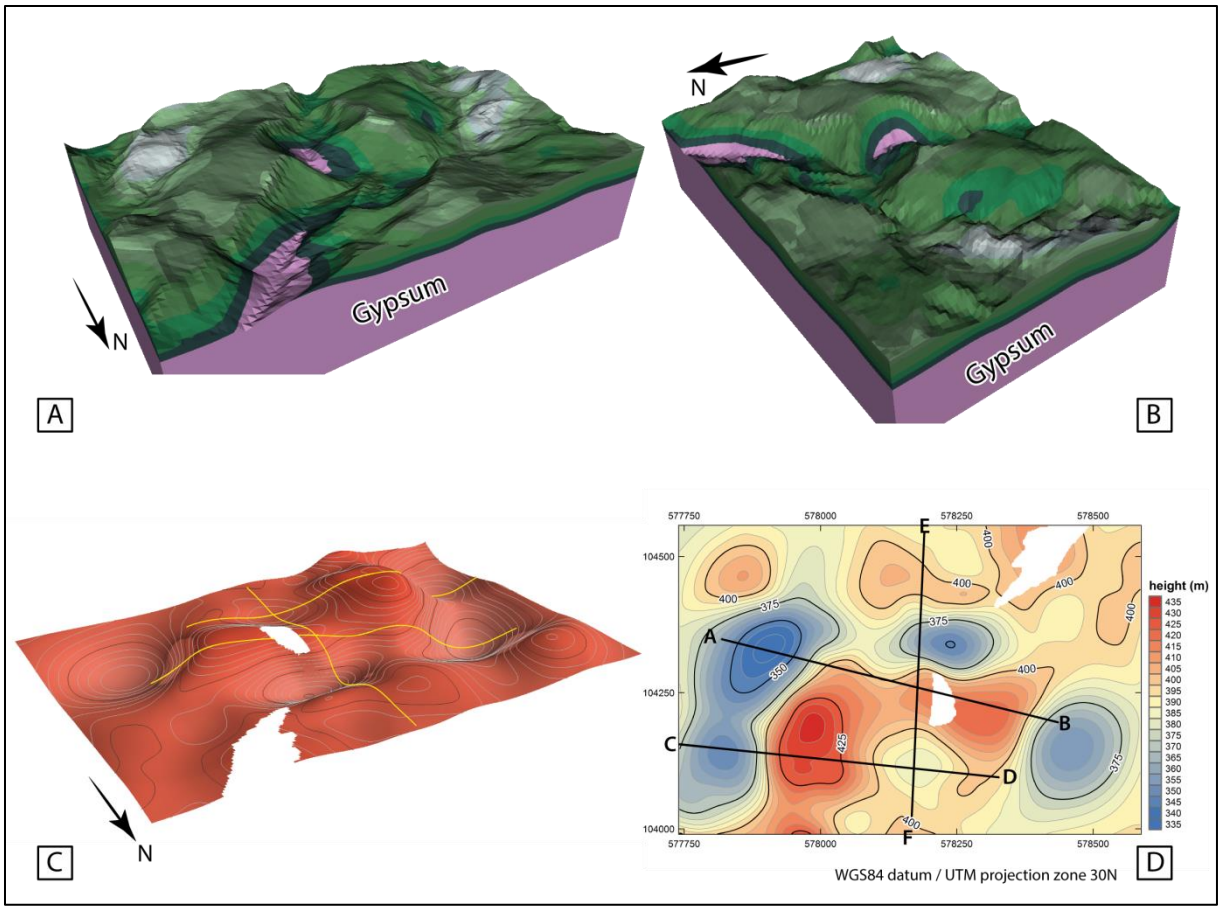


Fig. 34 : A, B. Oblique 3D views of the Barranco del Infierno model displaying the predicted geometry of the Sorbas unit above the gypsum. C. 3D view of the interpolated basal surface of the Sorbas Unit showing a folded structure. D. Contour map of the interpolated basal surface of the Sorbas Unit. Cross-sections A-B and C-D and E-F will

Though contours generally look isotropic, two principal orientations may be deciphered, one trending N30 to N40°E and the other one trending N90 to N100°E (Fig. 11D). Horizontal slices through the model allow comparing the trace of the interpolated bedding at a given altitude (which could be compared to trajectories map) to the bedding orientation measured at about the same height (Fig. 12). Due to the very limited nugget effect value used for modeling, interpolated interfaces trend almost parallel to the original measurements from 400 to 450 m high (Fig. 12), showing a very good consistency between the measurements and the model.

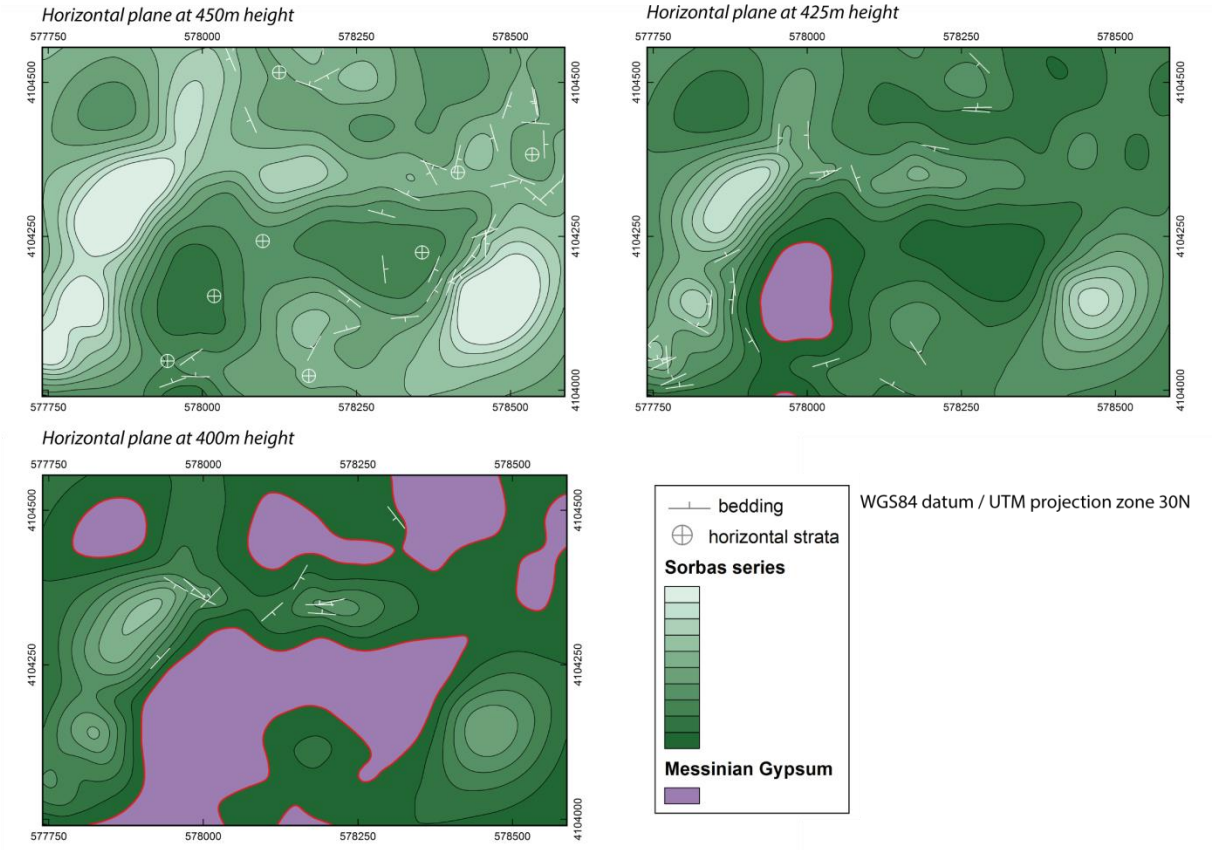


Fig. 35 : Intersection of horizontal planes with the interpolated bedding surfaces. The Sorbas formation is displayed in green with lighter colours corresponding to younger layers. Gypsum is displayed in purple and the MES in red. In each map, the bedding orientation measurements displayed correspond to the one measured around the given altitude (~450, ~425 and ~400 m height).

Structural interpretation of these projection maps highlights the two same preferential folding directions in the area (N30-40°E and N90-100°E). Finally, independently of their strike, cross sections display similar fold shapes with rather tight synclines compared to the open anticlines (Fig. 13). Measured wavelength of the folds ranges from 250 to ~350m from the model (Fig. 13). As shown in the model, development of the “nearly” box fold type geometries of the anticlines looks controlled by the presence of the gypsum in the Barranco del Infierno area.

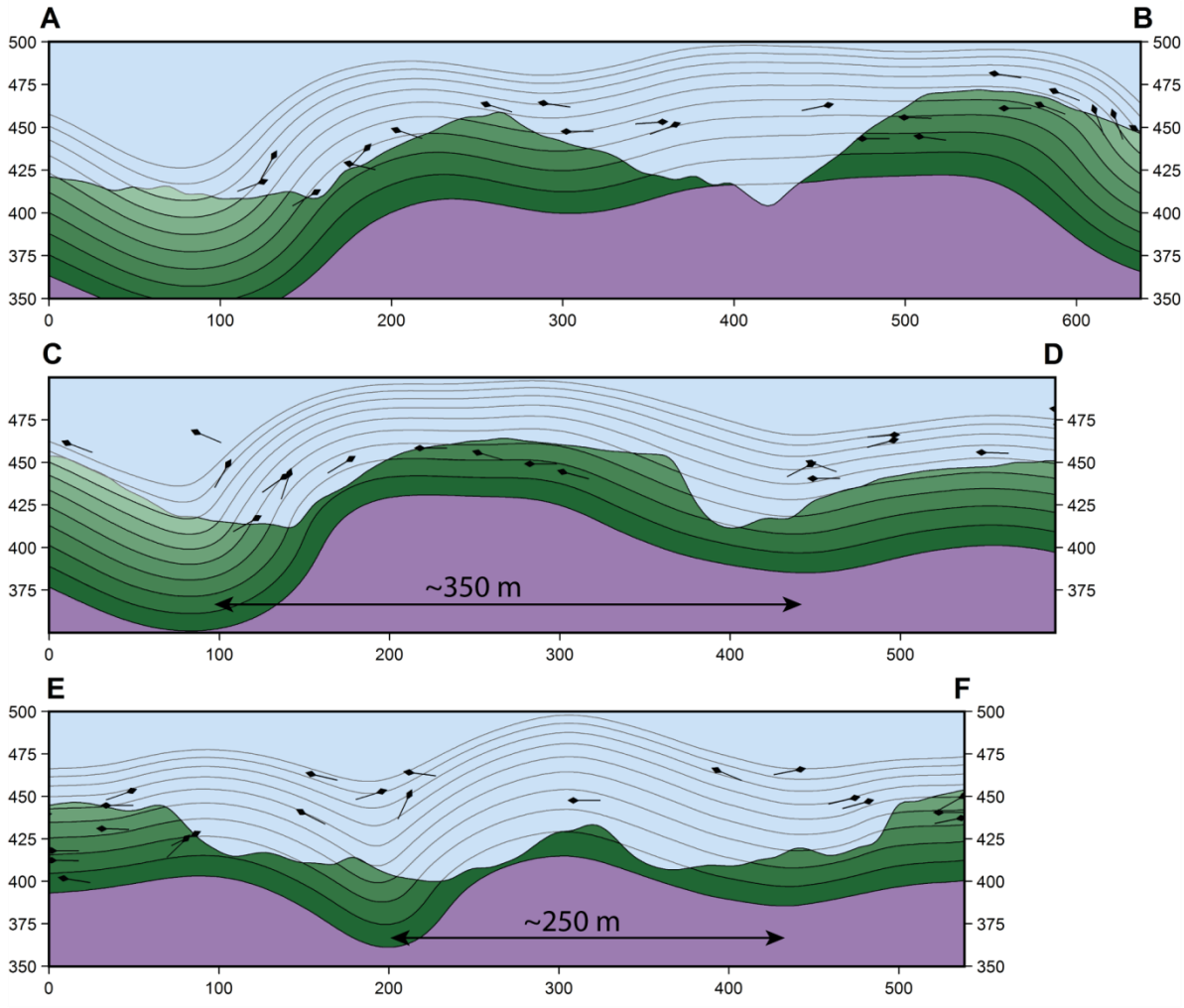


Fig. 36 : Cross-sections across the interpolated sedimentary layers of the area. Gypsum is displayed in purple and the Sorbas unit in green. Bedding orientation measurements are projected from a distance of maximum 100m from each side of the sections with apparent dips represented. A-B strikes N105, C-D strikes N95 and E-F strikes N180 (see location on Fig. 11D). In spite of their contrasted orientations, cross sections display similar folding of the Sorbas unit with wavelength of 250 to about 350m above the gypsum.

Discussion and conclusions

Structure of the post-Tortonian series

Based on an inversion of geological and structural field observations and measurements, the 3D modeling allows precisely determining the large-scale finite geometry of the shallow Sorbas basin deposits. As a whole, the overall late- to post-Tortonian sedimentary series display as a rather large wavelength east-trending syncline. In more details, an estimation of the amount of shortening for the Late Tortonian period yielded 5.5%. At the Tortonian-Messinian transition, the basin experienced an overall uplift and erosion as attested by the deposition of the Azagador shallow marine calcarenite over the Late

Tortonian growth-strata. The large open syncline of the Azagador Member calcarenite, yielding a shortening amount of ~2.5 %, shows (i) the ongoing ~N-S shortening deformation during these later stages of evolution of the Sorbas basin and (ii) the relatively limited shortening deformation affecting the basin after deposition of the Azagador Mb. Everywhere except to the south-southeast of the basin, the shallow deposits of the basin highlight smooth structures and geometrically continuous layers with only few and limited faults. In contrast, the southern flank of this large syncline shows second order folding with shorter wavelength and a complex 3D geometry. There, the coastal part of the Sorbas Member, laterally passing to clayey bottomset beds, was deposited on the southwestern highest flank of the basin. Field structural analysis combined with large-scale 3D modeling show that the Sorbas Member calcarenite display dome-shaped folds with very oblique principal axes (N30-40°E and N90-100°E) and limited wavelength (250 to 350m). Moreover, while anticlines are clearly open, syncline sometimes display as very tight folds. All these features are compatible with folding developed above a décollement layer. At this stage, the relative contribution of tectonic deformation *versus* gravity-driven folding cannot be appreciated, but, given that those structures developed along the rather steep southern flank of the syncline basin, it seems conceivable that part of the deformation was caused by northward gravitational spreading over the Messinian deposits during tilting of the underlying series. Its latter deformation over the Messinian gypsum was accompanied by the syn-tectonic deposition of the subaerial part of the Pliocene Gilbert-type fan deltas.

From a methodological point of view, the original approach as hereby developed consists in modeling the shallow structure of a sedimentary basin based solely on field observations and geological mapping. Application of this approach in the case study of the Sorbas basin shows that the use of 3D modeling – such as with the 3DGeomodeller – can highly help imaging and quantifying structures of a sedimentary basin even though sub-surface data (seismic, borehole data) are missing.

Fluvial drainage

The onshore Sorbas basin offers very good exposure conditions to study the history of the Messinian salinity Crisis and its effects on sedimentation and structures. During late Messinian, restriction of the Sorbas basin resulted in the deposition of an evaporitic formation, in the central part of the basin, which locally reached a thickness of, at least, 120 m. During the paroxysm of the Messinian Salinity Crisis, the major sea-level drop left the Sorbas basin under the effect of subaerial erosion that shaped the landscape in widespread karsts and deeply cutting Messinian fluvial valleys. When the reflooding of the Mediterranean

basin reached the Sorbas basin in the latest Messinian-earliest Zanclean, deposits of Gilbert-type fan deltas filled the tectonically enhanced accommodation space together with Messinian valleys. The Sorbas basin was momentarily reconnected to the sea. Gypsum isobaths computed from the 3D model of this study (Fig. 9) provide useful information about the possible exit of the Messinian valleys from the basin realm at that time. The topmost residual architecture of the gypsum series displays an irregular morphology as the most significant erosion is located downstream Góchar and Moras Messinian valleys (Fig. 9), nowadays filled by Early Pliocene deltaic sediments (Clauzon *et al.*, in revision). From West to East, this paleogeographic depression is surrounded by thick gypsums that do not exhibit deep erosional features compared to its central part (Fig. 9). At least two main reasons can explain this apparent hiatus (i) the initial lack of evaporites (i.e. non-deposition hiatus) or (ii) the erosion of evaporites due to the subaerial exposure of the basin during the peak of the MSC (i.e. erosional hiatus). Considering the syncline geometry of the basin and the lack of any structure preventing deposition of gypsum in the center of the basin, the erosion of gypsum layers remain the most probable hypothesis. These results argue in favor of the development of an overall South to Southeast-verging erosive system that was active during the peak of the MSC. The N-S oriented fluvial network, probably connected to a watershed originating in the Sierra de Los Filabres, may have used a southern outlet to exit the Sorbas basin. The recent (Early to Mid-Pleistocene) rerouting of the Río Aguas River eastward (Harvey and Wells, 1987; Stokes *et al.*, 2002) probably erased a large part of this ancient drainage system.

Based on the existence of Pliocene marine deposits in the Vera and Níjar-Carboneras basins, two possible seaways are supposed to co-exist between the Sorbas and Vera basins through the Alfaix corridor (Fig. 1; Braga *et al.*, 2003; Stokes, 2008) and between the Sorbas and Níjar-Carboneras basin through the Polopos sill (Fig. 1; Martín *et al.*, 1999; Fortuin and Krijgsman, 2003). The existence of a seaway through the Polopos sill is also considered because of the occurrence of South-dipping fluvio-deltaic systems in the northwestern part of Níjar-Carboneras basin during the Lower Pliocene (Aguirre, 1998; Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004). These fluvio-deltaic deposits known as the Feos Formation uncomformably overly the Messinian gypsum and limestone above an erosional surface considered as the Messinian Erosional Surface (Omodeo Salé *et al.*, 2012). Such valley incision suggests that a fluvial network shaped the landscape during the peak of the MSC. Its origin and its watershed extension are unknown and the absence of Lower Pliocene deposits in-between the two basins stands in the way of this suspected connection. However, based on our observations and the recent capture of the Río Aguas River eastward, we assume that the Messinian valley of the Sorbas basin exited southward toward the Níjar basin.

III.3. Conclusions principales et remarques complémentaires

Malgré l'absence de données de subsurface ou de données géophysiques dans le bassin de Sorbas, la modélisation des séries messiniennes et pliocènes ont permis de préciser l'évolution tectonique et stratigraphique du bassin. La restitution spatiale des surfaces de base des unités sédimentaires a montré que depuis la fin du Tortonien, la compression affectant le bassin de Sorbas tend à diminuer, et que la majeure partie de celle-ci eu lieu au Tortonien supérieur. Néanmoins, la compression est toujours active comme le révèle le très léger plissement et uplift de la base de l'unité continentale de Zorreras sur le flanc Nord du bassin, et la déformation gravitaire subit par les unités pliocènes sur le flanc sud du bassin. Cette déformation gravaitaire pose une question importante dans l'histoire du bassin : A quelle profondeur peut-on imaginer le décollement impliquant la déformation gravitaire sur le versant sud du bassin de Sorbas?

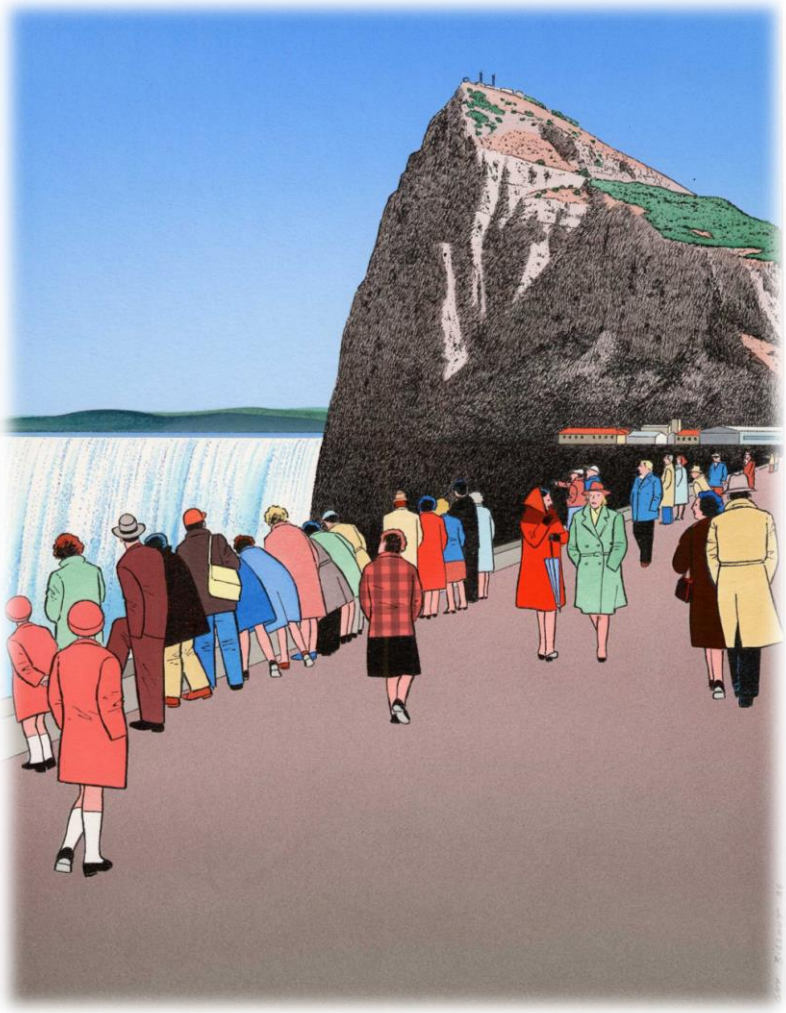
A l'heure actuelle, il semble difficile de répondre à cette question de manière objective. L'érosion qui se déroule dans le Barranco del Infierno n'est pas suffisante pour observer le comportement mécanique des séries évaporitiques et sous-jacentes à celles-ci. Compte-tenu de la lithologie des unités évaporitiques, intercalées par de nombreux intervalles marneux et argileux, il semblerait cohérent d'imaginer que cette formation accommode la déformation.

Figure VI-20 : Cliché d'un banc de gypse messinien afflaurent dans le cœur des plis en dômes localisés le long du Barranco del Infierno.

Le cœur des plis structuralement les plus élevés permet d'observer les premiers bancs de gypse à l'affleurement. Ceux-ci n'apparaissent pas déformés (Figure VI-20) et la présence de cristaux maclés automorphes ne semble pas non plus indiquer de remaniement tectonique. Par conséquent, le (ou les) niveau(x) de décollement semblent être localisé(s) plus en profondeur.

L'intérêt d'utiliser la modélisation 3D est qu'elle permet, entre autres, de calculer rapidement les volumes et surfaces des unités modélisées. Dans le cas du bassin de Sorbas, l'estimation de l'épaisseur de gypse restante sous le remplissage pliocène et quaternaire du bassin de Sorbas montre une grande hétérogénéité. En examinant la morphologie de ces masses évaporitiques, il apparaît que deux corridors relativement étroits viennent interrompre la continuité apparente de l'unité de gypse. C'est notamment le cas pour le corridor localisé à l'est du bassin de Sorbas (Fig 9, Chapitre VI ; Do Couto *et al.*, in prep[1]). Cette observation est en accord avec les observations de terrain (Clauzon *et al.*, in revision) interprétant la sortie des vallées messiniennes vers le sud et le bassin de Níjar. Récemment, Giaconia *et al.* (2013) montrèrent par l'analyse géomorphologique de la Sierra Alhamilla et de la Sierra Cabrera, qu'un réseau fluviatile provenant du bassin de Sorbas possédait un exutoire vers le bassin de Níjar, au moins jusqu'au Pleistocene inférieur (~2.5 Ma), ce qui semble en accord avec l'hypothèse avancée dans notre étude où le paléo-réseau de drainage du bassin de Sorbas possédait un exutoire vers le Sud.

CHAPITRE VII : L'EVENEMENT MESSINIEN : CONTRAINTES APPORTEES PAR L'ETUDE DE LA MER D'ALBORAN



Dessin anachronique du ré-ennoiement de la Mer Méditerranée par le Détroit de Gibraltar à la fin de la Crise de salinité messinienne (© Guy Billout). Illustration publiée par McKenzie, 1999.

I. Situation de la Mer d'Alboran au Messinien

I.1. Contexte paléogéographique

Le domaine d'Alboran ne possède pas de dépôts évaporitiques salifères identiques à ceux existant dans les bassins plus profonds, mais sa localisation en fait une zone-clé pour la compréhension de l'événement messinien. Sur ses pourtours, plusieurs bassins sédimentaires, aujourd'hui émergés, présentent des sédiments messiniens et pliocènes dont l'analyse devrait permettre d'apporter des contraintes géomorphologiques et environnementales.

Comme cela fut évoqué précédemment (Partie 1 – Chapitre 4) plusieurs indices laissent envisager une émersion totale à quasi-totale de la Mer d'Alboran durant la chute du niveau marin (5,60 – 5,46 Ma selon Bache *et al.*, 2012) :

- l'analyse des profils de sismique réflexion ont montré la présence d'un réflecteur messinien (réflecteur « M ») séparant les sédiments miocènes des sédiments pliocènes (Woodside et Maldonado, 1992 ; Bourgois *et al.*, 1992 ; Jurado et Comas, 1992) et dont la signature acoustique et la morphologie soulignent un caractère érosif marqué,

- les séries sédimentaires d'âge messinien ayant été forées en Mer d'Alboran sont majoritairement composées d'alternances argileuses et argilo-calcaires au sein desquelles se retrouvent des intercalations de gypse et d'anhydrite (Comas *et al.*, 1992) interprétées comme des dépôts de transport en masse ou « *mass transport deposits* » (MTD) (Martínez del Olmo et Comas, 2008),

- les fermetures définitives des corridors bétiques à 6,3 Ma (Martín *et al.*, 2001) et rifains à 5,60 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999b ; Rouchy *et al.*, 2003 ; Warny *et al.*, 2003) ont permis à des mammifères de traverser la zone de Gibraltar en ces temps d'émersion (Agustí *et al.*, 2006). Les travaux de Gibert *et al.* (2013) ont mis en évidence que les tout premiers échanges de mammifères se sont opérés aux alentours de 6,25 Ma, probablement au cours de faibles variations de niveau marin.

L'ensemble des observations effectuées de part et d'autre de la Mer d'Alboran ont permis de réaliser des cartes paléogéographiques représentant les connexions et déconnexions de la Mer Méditerranée avec l'océan global (Figure VII-1 ; Esteban *et al.*, 1996; Soria *et al.*, 1999; Betzler *et al.*, 2006 ; Gibert *et al.*, 2013).

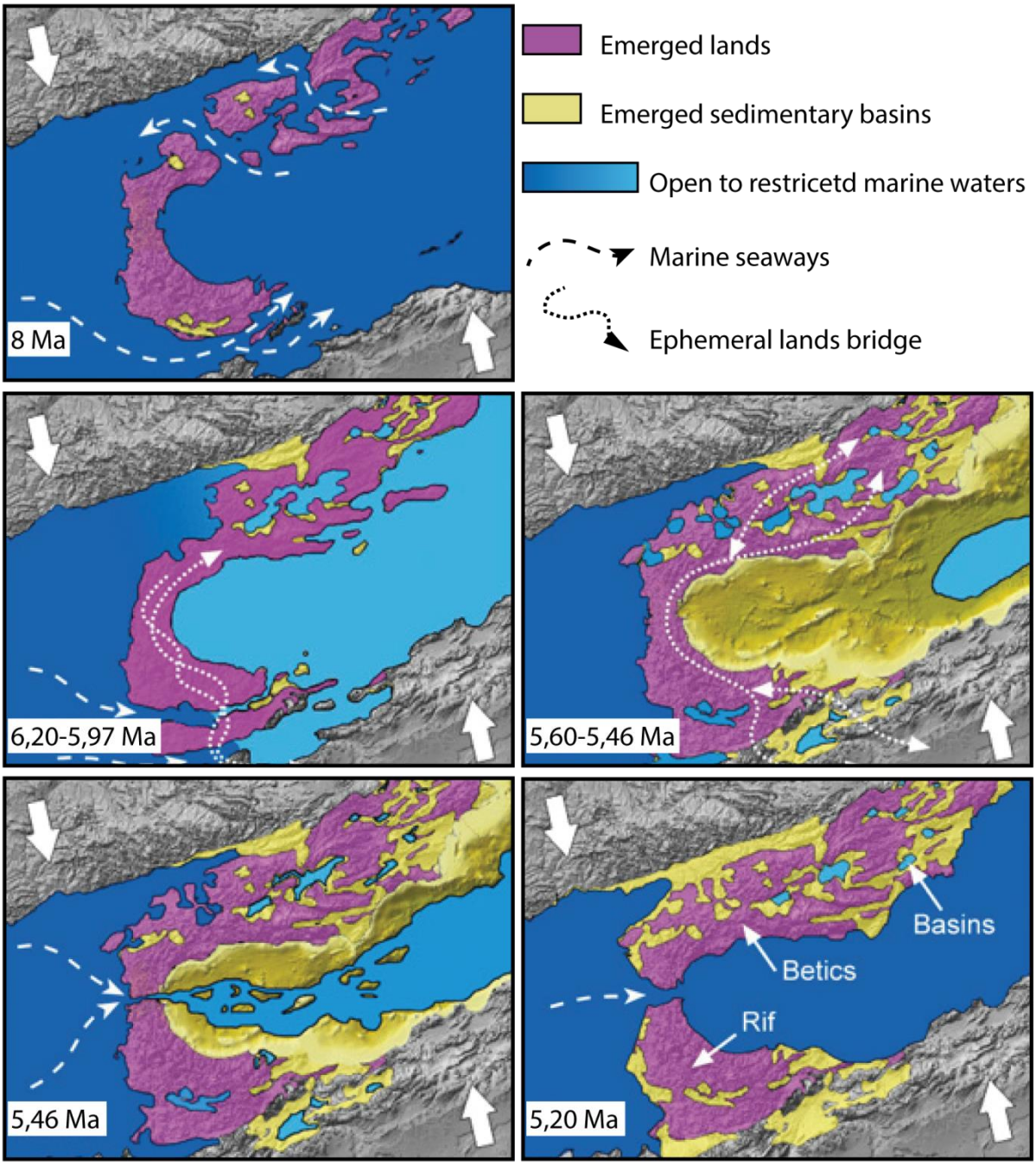


Figure VII-1 : Reconstitutions paléogéographiques du domaine d'Alboran du Tortonien au Pliocène montrant les différentes connexions et déconnexions entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée (modifié d'après Gibert *et al.*, 2013). Les échanges de mammifères sont symbolisés par des doubles flèches. La chronologie est adaptée des travaux de Bache *et al.*, 2012.

Durant la phase de dessiccation de la Mer d'Alboran (5,60-5,46 Ma), les surfaces précédemment immergées vont se retrouver soumises à l'érosion subaérienne durant plusieurs dizaines de milliers d'années. Ces cartes paléogéographiques montrent l'importance de la zone soumise à l'érosion subaérienne.

I.2. Implications sur la sédimentation et les milieux de dépôts

Au-delà des effets environnementaux importants impliqués par la fermeture des corridors marins en Espagne et au Maroc, la Crise de salinité messinienne a profondément changé les dynamiques sédimentaires en Méditerranée (Ryan, 2009). Les reconstructions paléogéographiques de Gibert *et al.* (2013), reprenant les travaux originaux d'Esteban *et al.* (1996), Soria *et al.* (1999) et Betzler *et al.* (2006), montrent une importante variation des conditions environnementales en Mer d'Alboran :

- avec la fermeture des corridors bétiques, la bathymétrie jusqu'alors assez profonde (Comas *et al.*, 1999) va progressivement diminuer (Figure VII-1). Cette diminution des profondeurs d'eau est très nettement visible dans le bassin de Sorbas par le dépôt dans un premier temps de dépôts diatomitiques assimilés à des sapropèles (Sierro *et al.*, 2003). Durant cette période (6,20 – 5,97 Ma) la plupart des auteurs s'accordent à dire qu'une mer connectée à l'Océan Atlantique par les corridors rifains était toujours en place, notant toutefois un certain isolement vis-à-vis de l'océan mondial (Troelstra, 1980 ; Martín and Braga, 1994 ; Sanchez Bellon *et al.*, 1997; Sierro *et al.*, 1997). Durant cette période, la Mer d'Alboran est probablement restée en eau jusqu'à la fermeture des derniers corridors rifains, mais cela reste très difficile à contraindre avec précision du fait du manque de forages en mer ;

- suite à la fermeture des corridors rifains, la mer d'Alboran, déconnectée de l'océan mondial, se retrouve par conséquent soumise à l'érosion subaérienne, durant une durée estimée à 140 ka (Bache *et al.*, 2012). La mise à l'érosion des bassins sédimentaires suggère implicitement une sédimentation fluviatile en opposition franche avec les conditions marine précédant la crise de salinité. La nature de la sédimentation au centre de la Mer Alboran contemporaine de cette mise à l'érosion reste néanmoins énigmatique;

- la remise en eau de la Méditerranée par le Détroit de Gibraltar aux alentours de 5,46 Ma (Blanc, 2002 ; Loget *et al.*, 2006 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012) se traduit par le retour aux conditions marines en Alboran. Cette remise en eau est marquée par la présence en sismique d'une intense érosion suggérant la présence d'un large chenal d'eau marine provenant de l'Atlantique (Estrada *et al.*, 2011).

- la montée continuelle et rapide du niveau marin méditerranéen va permettre le retour aux conditions marines dans la plupart des dépressions ou bassins bordant la Mer d'Alboran. Ce ré-ennoiement post-crise de salinité est également mal contraint à l'échelle d'Alboran. Même si plusieurs études documentent la présence de sédiments pliocènes

marins sur le pourtour d'Alboran (Wildi et Wernli, 1977 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992 ; Aguirre, 1998 ; Cornée *et al.*, 2006 ; Guerra-Merchán *et al.*, 2010), les relations avec la crise de salinité et la reconnaissance de surfaces d'érosion, qu'elles soient marine ou subaérienne, sont trop souvent superficielles et inégales à l'échelle d'Alboran.

II. Etude des dépôts liés à la Crise messinienne et aux échanges Méditerranée-Paratethys (Article 3)

II.1. Présentation et objectif de l'article 3

Les échanges de masses d'eau sont au cœur du débat lié à la Crise de salinité messinienne. Alors que les échanges Atlantique-Méditerranée semblent être de mieux en mieux contraints et admis, les échanges d'eau entre la Méditerranée et la Paratéthys sont encore très débattus. Pourtant, ces échanges d'eau sont importants dans la compréhension du déroulement de la Crise de salinité messinienne.

II.1.1. Découverte et caractéristiques du Lago Mare

Les échanges entre les eaux marines de la Mer Méditerranéenne et les eaux saumâtres de la Paratéthys ont impliqué le déplacement de faunes caractéristiques des deux milieux respectifs. En Méditerranée, il existe des sédiments au sein desquels ont été trouvées des espèces de mollusques, d'ostracodes et de dinoflagellés d'origine paratéthysienne (Gignoux, 1950; Ruggieri, 1962; Cita et Colombo, 1979; Bertini *et al.*, 1995; Orszag-Sperber, 2006). Ces biofacies sont appelés Lago Mare (Ruggieri, 1962) et représentent une période d'incursion d'eau saumâtre paratéthysienne au cœur de la Méditerranée en phase de dessiccation (Figure VII-2).

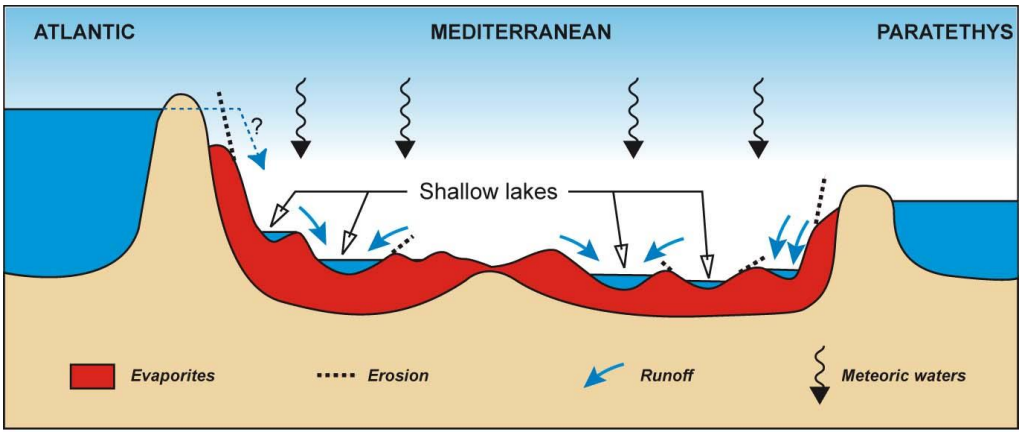


Figure VII-2 : Illustration du concept de Lago Mare en Méditerranée par l'apport d'eau saumâtre de la Paratéthys (Orszag-Sperber *et al.*, 2000).

Durant de nombreuses années, le Lago Mare fut considéré comme un événement unique, lui conférant un statut de marqueur bio-chronostratigraphique d'âge messinien terminal (Hsü *et al.*, 1973 ; Cita *et al.*, 1978 ; Orszag-Sperber, 2006). Cependant, des études récentes ont démontré que les biofacies de type Lago Mare résultaient de deux échanges à haut niveau marin, avant le paroxysme de la Crise de salinité messinienne (avant 5,60 Ma) et lors de la remise en eau (après 5,46 Ma) (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2009 ; Suc *et al.*, 2011).

II.1.2. Stratégie d'étude

En Mer d'Alboran, des biofaciès Lago Mare ont été documentés à la suite du forage ODP-978 au sein duquel des espèces d'ostracodes ont été observées (Iaccarino et Bossio, 1999). A terre, des biofaciès de type Lago Mare ont été décrits depuis de nombreuses années dans les bassins sud-ibériques tels Sorbas ou Níjar (Civis *et al.*, 1979; Roep et Van Harten, 1979 ; Aguirre et Sánchez-Almazo, 2004; Bassetti *et al.*, 2006) et plus récemment dans la zone de Malaga (Guerra-Merchán *et al.*, 2008, 2010). Cependant, le manque de fossiles biomarqueurs au sein de ces séries fait que l'âge messinien qui leur est attribué reste très discutable. De plus, les relations géométriques entre ces dépôts Lago Mare et les séries syn- à post-crise de salinité ne semblent pas équivalentes et posent la question des conditions de dépôt: (1) Guerra-Merchán *et al.* (2010) indiquent un dépôt sous influence marine et évoquent la présence d'une surface d'érosion au sommet des dépôts Lago Mare qu'ils attribuent à une phase tectonique ; (2) Bassetti *et al.* (2006) montrent au contraire un dépôt en domaine fluvio-lacustre à lagunaire et évoquent la présence d'une surface

d'érosion au sommet de la formation contenant le biofaciès Lago Mare sans la mettre en relation avec la Crise de salinité messinienne.

Afin d'éclairer les zones d'ombre concernant l'âge des sédiments Lago Mare et leur place respective dans le contexte de la crise de salinité, les principales sections de Malaga, Níjar et Sorbas ont été analysées. La stratégie d'étude visait à chercher les organismes biomarqueurs permettant de dater avec précision ces dépôts (par les foraminifères et nannofossiles calcaires) et à définir avec précision leurs conditions environnementales par l'analyse des kystes de dinoflagellés.

II.2. Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain)

Ce manuscrit a été soumis à la revue *Marine and Petroleum Geology* le 2 Septembre 2013. Il est le résultat d'un travail mêlant des travaux de terrain sur la stratigraphie des dépôts incluant les niveaux de Lago Mare, de biostratigraphie (dinoflagellés, nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques) et de stratigraphie sismique notamment dans la région de Malaga (Espagne). Ce travail sera par la suite appelé sous la forme Do Couto *et al.*, en révision[1].

Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis:
Evidence from the Alboran Sea (S. Spain)

Damien Do Couto[1-2], Speranta-Maria Popescu[3], Jean-Pierre Suc[1],
Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu[4], Nadia Barhoun[5], Christian Gorini[1],
Laurent Jolivet[6], Jeffrey Poort[1], Gwénaël Jouannic[7], Jean-Luc Auxietre[2]

1, Université P. & M. Curie, ISTEP, UMR 7193, 75005 Paris, France

CNRS, ISTEP, UMR 7193, 75005 Paris, France (docoutodamien@gmail.com, jeanpierre.suc@gmail.com, christian.gorini@gmail.com)

2, TOTAL, 2 place Jean Millier, 92400 La Défense, Paris, France (jean-luc.auxietre@total.com**)**

3, GeoBioStratData.Consulting, 385 route du Mas Rillier, 69140 Rillieux la Pape, France (speranta.popescu@gmail.com)

4, National Institute of Marine Geology and Geoecology, 23-25 Dimitrie Onciul street, P.O. Box 34-51, 70318 Bucharest, Romania (melinte@geoecomar.ro)

5. University Hassan II-Mohammedia, Faculty of Sciences Ben M'Sik, BP 7955 Sidi Othmane, Casablanca, Morocco (nbarhoun@yahoo.fr)

6, Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France (laurent.jolivet@univ-orleans.fr)

7, Université Paris-Sud, IDES, UMR 8148, 91405 Orsay, France (gwenael.jouannic@gmail.com)

Corresponding author: Damien Do Couto, ISTEP, Université P. & M. Curie, Case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France (e-mail address : docoutodamien@gmail.com)

Abstract

This paper provides a new environmental, sedimentological and stratigraphic context of the Lago Mare deposits from the North Alboran region and clarifies their chronologic location with respect to the Messinian Salinity Crisis. We present new micropaleontological data (dinoflagellate cysts, calcareous nannoplankton, planktonic foraminifers), correlated with field observations and offshore seismic interpretations. We show that the Lago Mare event known in three onshore localities (Río Mendelín near Malaga, Zorreras near Sorbas, Gafares near Níjar) follows the marine reflooding of the Mediterranean Basin which ended the Messinian Salinity Crisis. Chronologically, these Lago Mare deposits last from the latest Messinian to the early Zanclean. In fact, the first influx of Paratethyan organisms is revealed by the dinoflagellate cyst record from near Malaga within a Gilbert-type fan delta overlying

the Messinian Erosional Surface. Invading molluscs and/or ostracods may have persisted in lagoonal coastal areas more or less affected by discontinuous marine influxes (Sorbas and Níjar). The Malaga area is convenient for a paleogeographic and sedimentary reconstruction which shows the prevalent forcing of sea level changes during the time-interval 5.600–5.332 Ma at the difference of the usually solicited prevalent tectonics. The studied Lago Mare event is the third episode resulting in such a paleobiological assemblage in the Mediterranean region and corresponds to the final two-way water exchange at high sea level between the Mediterranean and the former Paratethys. It documents the onset of the modern marine circulation in the Mediterranean after the reflooding ending the Messinian Salinity Crisis.

Key-words: Dinoflagellate cysts, Calcareous nannoplankton, Lago Mare, Alboran Sea, Messinian Salinity Crisis, Post-crisis reflooding.

Highlights: >Dinoflagellate cysts identify the right invasion level by Paratethys waters. >Alboran Lago Mare immediately followed the post-Messinian Salinity Crisis marine reflooding. > Lago Mare must be discarded in the sense of a unique chronostratigraphic unit.

1. Introduction

In the Mediterranean Basin, the term Lago Mare designates a deposit related to the Messinian Salinity Crisis[2] when brackish water environments preceded marine reflooding (Cita and Colombo, 1979) and/or coexisted with it (Clauzon *et al.*, 2005; Popescu *et al.*, 2009). The biofacies of the Lago Mare deposit is characterized by molluscs, ostracods and dinoflagellate cysts of brackish affinity (Gignoux, 1950; Ruggieri, 1962; Cita and Colombo, 1979; Bertini *et al.*, 1995; Orszag-Sperber *et al.*, 2006). The high concentration of the Lago Mare deposits in organic content originating from the Paratethys, a domain rich in source rocks, leads to consider as crucial to specify their origin in a hydrocarbon exploration perspective, all the more so as they can reach a substantial thickness (*ca.* 100 m) as cored at ODP Sites 376 and 968 in the Levantine Basin (Benson, 1978; Cita *et al.*, 1978; Blanc-Valleron *et al.*, 1998).

[2] Messinian Salinity Crisis = MSC; Messinian Erosional Surface = MES.

The Lago Mare has long been considered a unique chronostratigraphic unit overlying the Messinian evaporites (Hsü *et al.*, 1973) caused by the rapid flow of brackish waters from the Paratethyan basins (Dacic and Euxinian, i.e. the Black Sea s.l.) into the almost completely desiccated Mediterranean Basin (Cita *et al.*, 1978). Consequently, the recognition of part of the Lago Mare type biofacies has often been considered suitable for a Messinian age assignmen to such deposit. In the last decades, this concept has been severely contradicted by significant findings. Firstly, the substantial sea level fall of the Black Sea at the time of the MSC avoids any overflow of the Black Sea into the desiccated Mediterranean Basin (Gillet *et al.*, 2007). Moreover, the Paratethyan basins appeared to be invaded twice by Mediterranean calcareous nannoplankton within the time-interval of the MSC which indicates transgressive influences of the Mediterranean Sea (Mărunţeanu and Papaianopol, 1995, 1998; Clauzon *et al.*, 2005; Snel *et al.*, 2006). The presence of fish living in normal marine conditions has also been identified in Lago Mare deposits from Italy (Carnevale *et al.*, 2006a, b). Evidence of two successive evaporitic phases in peripheral and central basins respectively improved the chronological resolution of the MSC (Fig. 1; Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008) and revealed that such chronostratigraphic units as the Lago Mare could be diachronous.

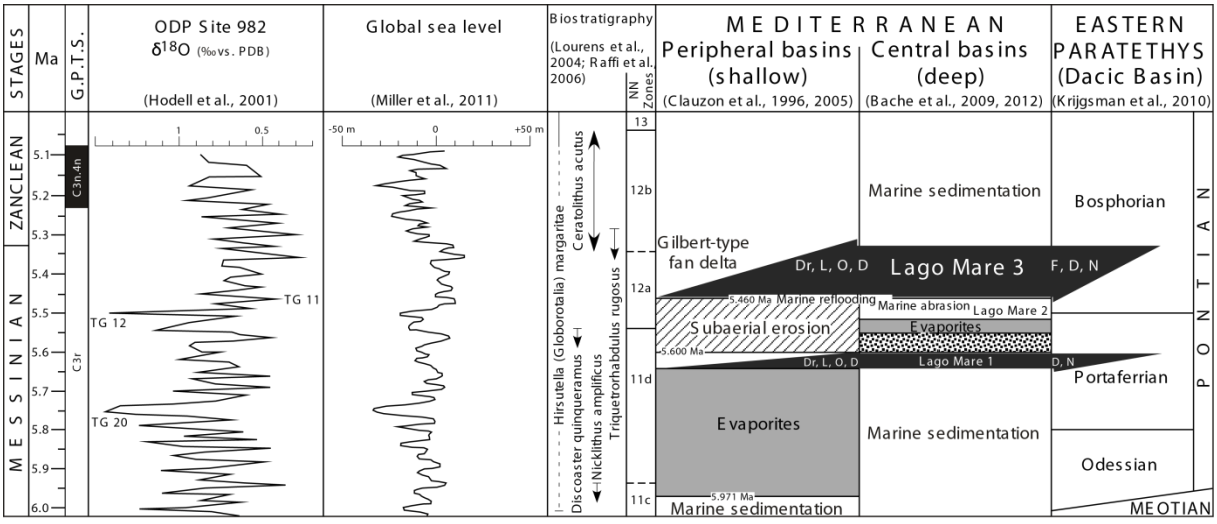


Fig. 1 : Chronotratigraphy of the events related to the Messinian Salinity Crisis in the peripheral and central Mediterranean basins: deposition of evaporites, subaerial and marine erosion, Lago Mare (Bache *et al.*, 2012). Correlations with the δ18O curve from Site 982 from the benthic foraminifer Cibicidoides kullenbergi (Hodell *et al.*, 2001) on which has been established and adjusted the global sea level curve from Miller *et al.* (2011). Relationships with the Eastern Paratethys are indicated by double arrows (Clauzon *et al.*, 2005; Popescu *et al.*, 2009). Chronology is from Bache *et al.* (2012) and Manzi *et al.* (2013). Molluscs: Dr, Dreissenids; L, Lymnocardiids; O, Ostracods; D, Dinoflagellate cysts; F, Foraminifers; N, Calcareous nannofossils.

Based on both global and local sea-level changes, a new concept of two-way water exchanges between the Mediterranean and Eastern Paratethys arose (Fig. 1; Clauzon *et al.*, 2005). It was concluded that two incursions of Mediterranean marine microorganisms (calcareous nannoplankton accompanied by dinoflagellates and foraminifers) entered the Eastern Paratethys during high sea level periods, which favoured crossed exchanges (Popescu *et al.*, 2006, 2009; Suc *et al.*, 2011). In the Mediterranean peripheral basins, these exchanges allowed the discrimination of two Lago Mare events, one before the peak of the MSC (Lago Mare 1) and one after the peak (Lago Mare 3) (Fig. 1; Clauzon *et al.*, 2005). Lago Mare 1 overlies the peripheral evaporites and is topped by the Messinian Erosional Surface1 (Clauzon *et al.*, 2005; Popescu *et al.*, 2009) whereas Lago Mare 3 follows the reflooding of the Mediterranean Basin and has been precisely dated by calcareous nannofossils in several places (Fig. 1; Clauzon *et al.*, 2005; Popescu *et al.*, 2007, 2009; Bache *et al.*, 2012). An intermediate Lago Mare episode (Lago Mare 2; Fig. 1) is reported only from deep holes in the Mediterranean central basins where it directly overlies the evaporites. It is mainly identified by the occurrence of ostracods of the Cyprideis pannonica group (Iaccarino and Bossio, 1999) but the biofacies is incompletely known. Its significance remains uncertain, usually related to a freshwater input ending the evaporitic phase (Orszag-Sperber, 2006), which is still unsatisfactorily documented.

Here we present a re-evaluation of a new locality of Lago Mare deposit near Malaga (Figs. 2, 3), evidenced by Guerra-Merchán *et al.* (2008, 2010). Detailed biostratigraphic analysis of these deposits and of the classical Lago Mare localities near Sorbas (Fig. 2; Civis *et al.*, 1979; Roep and Van Harten, 1979) and Níjar (Fig. 2; Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004; Bassetti *et al.*, 2006) have allowed us to revise the age and depositional environments of the westernmost Lago Mare deposits around the Mediterranean Sea and to present an up-to-date geographic distribution of the three types of Lago Mare. Aiming to insert our field observations and micropaleontological data in the geological framework of the MSC, an onshore-offshore correlation is proposed for the Malaga area (Fig. 2).

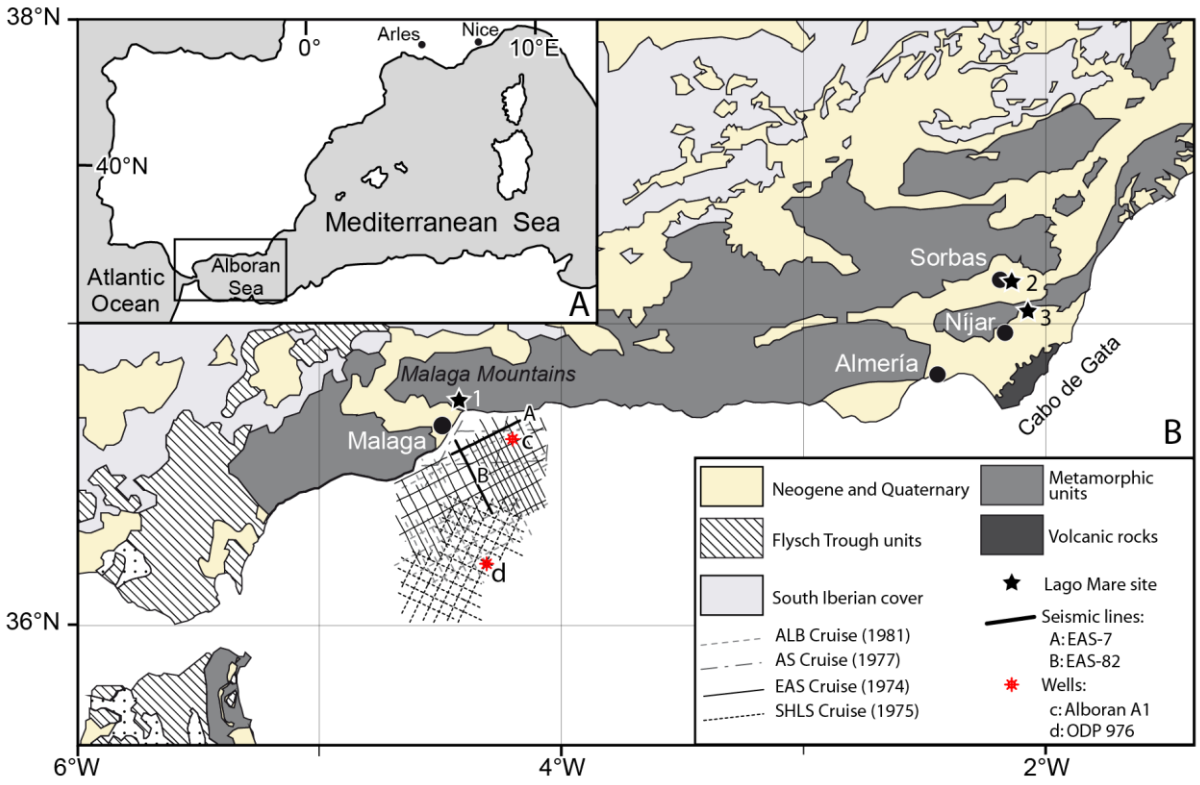


Fig. 2 : General location maps. A, Studied area; B, Onshore geological sketch of the northern Alboran Sea with the studied areas (1, Río Mendelín and El Túnel near Malaga; 2, Zorreras near Sorbas; 3, Gafares near Níjar). Thick lines point out the seismic profiles shown in Figures 13A and 13B within the available seismic database used for the 3D reconstruction in Figure 13C.

2. Lago Mare deposits in the northern coastline of the Alboran Sea

2.1. The Malaga Basin

The Malaga basin (Fig. 2) is developed above two alpine metamorphic nappes of the Betic Internal Zones (Torres-Roldán, 1979; Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1991) above which three successive sedimentary episodes, disrupted by major unconformities, took place during the Neogene (López-Garrido and Sanz de Galdeano, 1999). The older sedimentary phase, comprising postnappe Oligocene to Early Miocene transgressive units (Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1991; Serrano *et al.*, 2007), is mostly confined to the northern part of the Malaga Basin (Fig. 2). After the Burdigalian, the basin remained emerged until the deposition of shallow marine conglomerates, sands and calcarenites attributed to the Tortonian (Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1991; Serrano *et al.*, 2007; Guerra-Merchán *et al.*, 2010). Tortonian deposits are unconformably overlain by transgressive Pliocene marine deposits (López-Garrido and Sanz de Galdeano, 1999) revealing a period of emergence during the Messinian. These Pliocene deposits are composed of coarse-grained

deposits shifting laterally to blue-grey marls and clays (Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1991; López-Garrido and Sanz de Galdeano, 1999). According to these authors, the clayey fine-grained sediments are characterized by planktonic foraminifera assemblages [Hirsutella (Globorotalia) margaritae and Globoconella (Globorotalia) puncticulata] indicating an early or middle Pliocene age (Lourens *et al.*, 2004).

To the North of Malaga (Figs. 2), the reddish to purplish Lago Mare sediments evidenced by Guerra-Merchán *et al.* (2008, 2010) are exposed near the confluence of the Río Mendelín and Río Guadalmedina (Fig. 3). The Lago Mare biofacies is attested by the occurrence of bivalves (Dreissena ex gr. rostriformis, Pachydacna, Pontalmyra, Prosodacnomya) and ostracods (Amnicythere, Cyprideis agrigentina, Euxinocythere, Laxoconcha, Tyrrhenocytrhere pontica, etc.) of Paratethyan origin. Very rare well-preserved specimens of planktonic and benthic foraminifers have been recorded in the upper part of the Lago Mare Unit, suggesting some marine influence.

According to Guerra-Merchán *et al.* (2008 and 2010: see figs. 2):

- an alluvial fan marked by basal conglomerates fill a paleo-valley cut within the metamorphic Betic basement during a synsedimentary active tectonic context;

- the overlying Lago Mare Unit includes conglomerates illustrating the continuing tectonic activity;

- the Lago Mare Unit is affected by a well-marked erosion referred to a relative sea-level fall caused by tectonics;

- Zanclean marine sediments onlap this erosional surface.

The Zanclean Unit is composed of yellowish clays which contain, among other foraminifers, Sphaeroidinellopsis spp. and Hirsutella (Globorotalia) margaritae, the latter being more common in the upper part (Fig. 4). According to its continuous reverse polarity, the Río Mendelín section is placed within the paleomagnetic Chron C3r. At last, the Río Mendelin Lago Mare is presented as a transgressive unit in transition to the Zanclean marine reflooding from which it is confusedly separated by the above-mentioned erosion indicated as the latest Messinian discontinuity (Guerra-Merchán *et al.*, 2008, 2010).

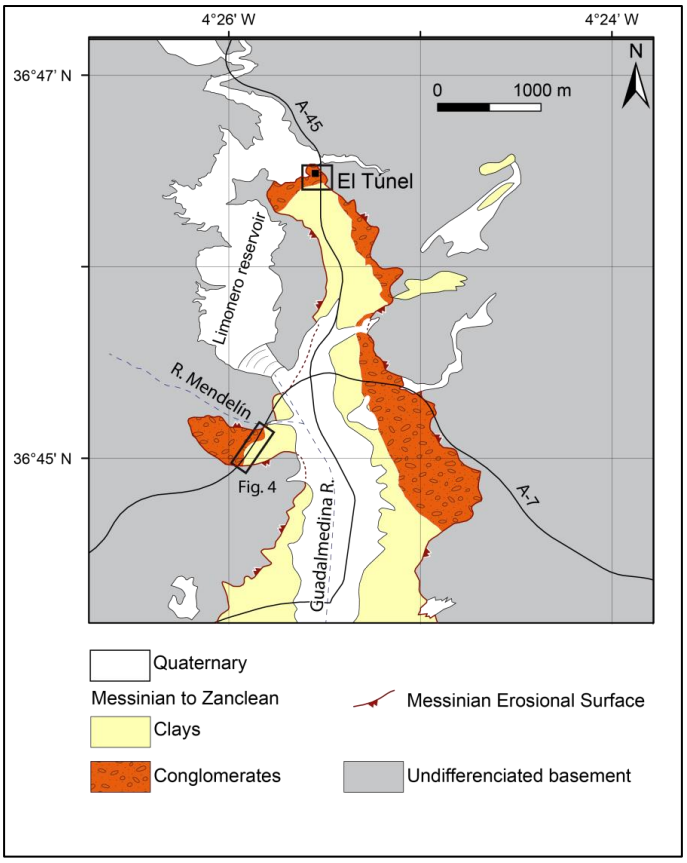


Fig. 3 : Location map and geological map of the area northward of Malaga. The geological map is from Estévez González and Chamón Cobos (1978). Boxes indicate the studied sections (Río Mendelín and El Túnel) with the corresponding figures.

2.2. The Sorbas and Níjar basins

The Sorbas and Níjar Basins are intramontane basins developed above metamorphic nappes of the southern Betics (Fig. 2; Torres-Roldán, 1979; Sanz de Galdeano and Vera, 1992). The sedimentary succession of these two Neogene basins has been intensively analysed during the last decades, leading to several more or less conflicting interpretations about the process of the MSC (Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Riding *et al.*, 1991; Rouchy and Saint-Martin, 1992; Gautier *et al.*, 1994; Dabrio and Polo, 1995; Krijgsman *et al.*, 2001; Fortuin and Krijgsman, 2003; Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004; Bassetti *et al.*, 2006; Braga *et al.*, 2006; Roveri *et al.*, 2009; Bourillot *et al.*, 2010; Omodéo Salé *et al.*, 2012; Clauzon *et al.*, 2009, revised). The sedimentation of the southeastern Betic basins began in the Serravallian-Tortonian (Sanz de Galdeano and Vera, 1992). The lower Messinian record consists of a thick succession of coarse- and fine-grained deposits subdivided into three members: Azagador, Abad and Cantera (Van de Poel, 1991; Sierro *et al.*, 2001; Fortuin and Krijgsman, 2003). The end of the Messinian is marked by a thick evaporitic sequence (Yesares Member) made up of gypsum and clay alternations in both the Sorbas and Níjar

basins (Dronkert, 1976) resulting from the first sea-level fall of the MSC (Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008). For these basins, we will only pay interest to the Lago Mare deposits and bordering layers, their stratigraphy having recently been re-visited in detail by Clauzon *et al.* (2009, revised), Roveri *et al.* (2009), and Omodeo Salé *et al.* (2012), respectively.

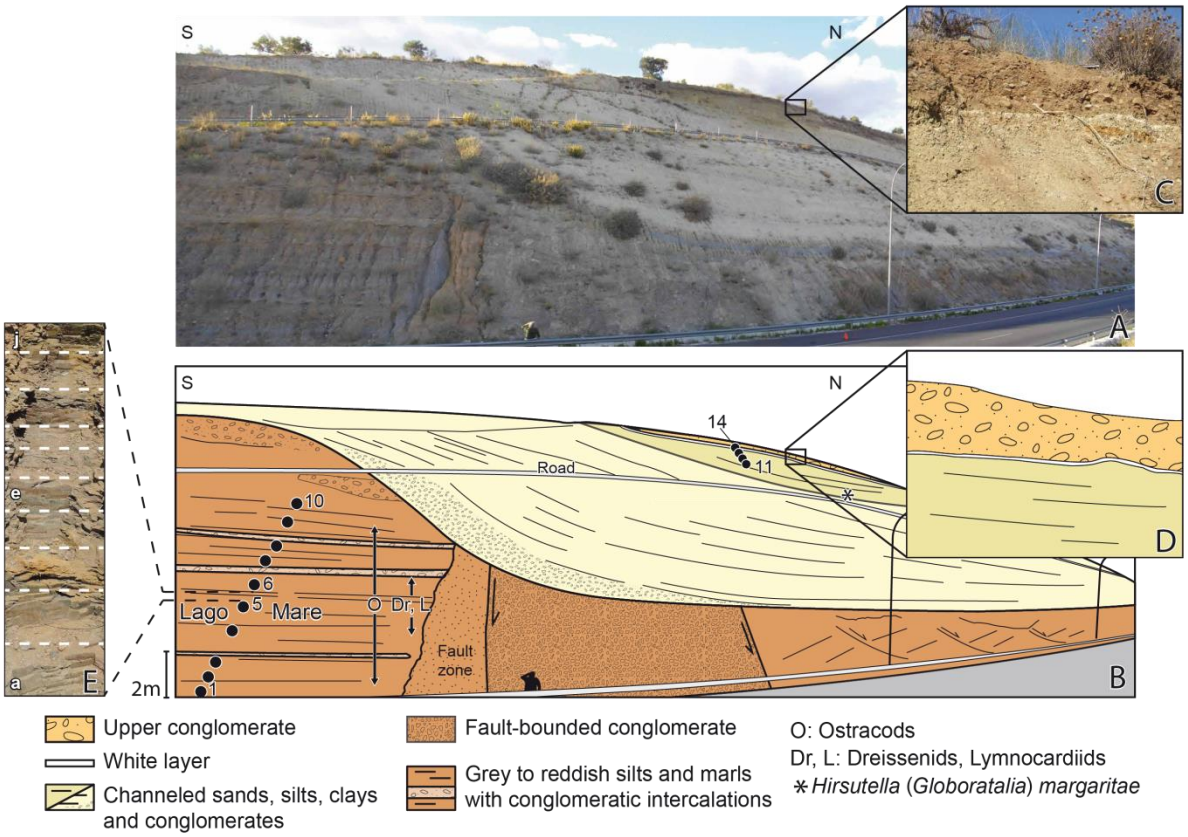


Fig. 4 : The studied Río Mendelín section. A, Photograph of the sampled section; B, Log of the section with location of samples 1 to 14; C, Photograph of the marine-continental transition; D, Log of the marine-continental transition; E, Zoomed photograph of the continuously sampled interval between samples 5 and 6 (samples a–j).

In the Sorbas Basin (Fig. 2), three whitish clayey layers are described within the Zorreras Member which overlies calcareous beds containing a coastal fish (Aphanius crassicaudus), and the Yesares evaporitic Member (Fig. 5A; Ott d'Estevou and Montenat, 1990). These whitish layers contain Paratethyan fossils (dreissenids, lymnocardiids, ostracods) with some coastal foraminifers (Civis *et al.*, 1979; Roep and Van Harten, 1979; Ott d'Estevou and Montenat, 1990). They have been thus considered as Lago Mare biofacies and attributed to the Messinian (Dabrio and Polo, 1995; Martín-Suárez *et al.* 2000; Krijgsman *et al.*, 2001) while an earliest Pliocene age has been foreseen by Ott d'Estevou and Montenat (1990), which is now established by Clauzon *et al.* (2009, revised).

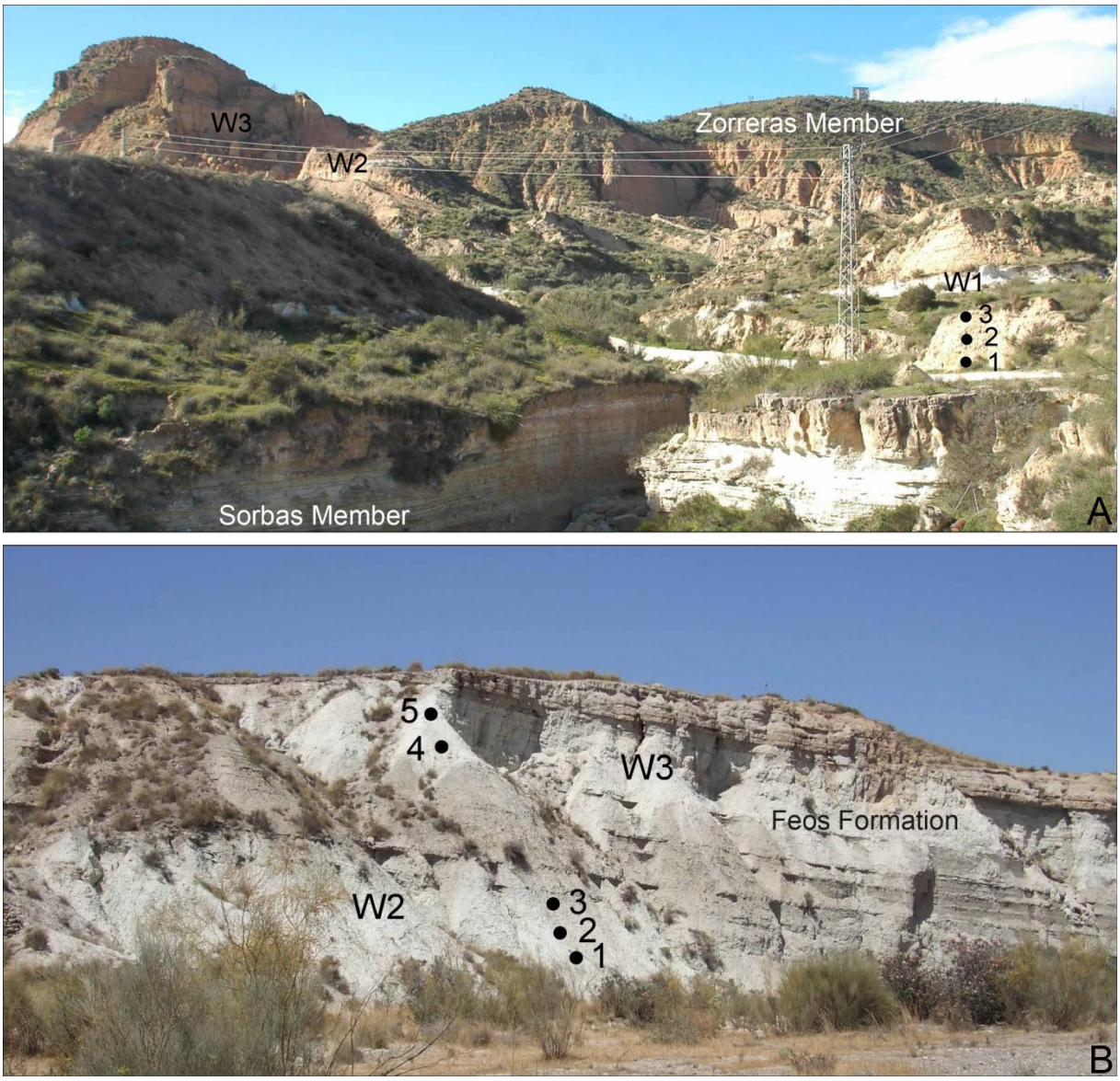


Fig. 5 : Lago Mare deposits in the region of Almería. A, View of the Zorreras section, near Sorbas. B, View of the Gafares section, near Níjar. W1, W2, W3: whitish clayey layers; ●1, ●2, ●3: location of the studied sample

In the Níjar Basin (Fig. 2), at Gafares, several whitish clayey layers are exposed within the Feos Formation which follows the Yesares (evaporitic) Formation (Fig. 5B). They provided Paratethyan ostracods (Roep and Van Harten, 1979; Bassetti *et al.*, 2006), rare coastal foraminifers (Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004) and the same fish species as at Sorbas (Aphanius crassicaudus; de la Chapelle and Gaudant, 1987). As usually, these Lago Mare deposits have been ascribed to the post-evaporitic Messinian (Roep and Van Harten, 1979; Dabrio and Polo, 1995; Krijgsman *et al.*, 2001; Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004; Fortuin and Krijgsman, 2003; Bassetti *et al.*, 2006). However, on the basis of a lateral shift with marine deposits, Aguirre and Sánchez-Almazo (2004) suggested that the marine

reflooding of the Mediterranean Basin took place prior to the “Zanclean deluge” and questioned the chronostratigraphic sense of the Lago Mare deposits.

In the Níjar Basin, an erosional surface cuts the evaporitic unit (Fortuin and Krijgsman, 2003) and has been referred to the Messinian Erosional Surface (Omodeo Salé *et al.*, 2012). Within the Feos Formation, a chaotic unit mostly made of reworked gypsum blocks fills the Messinian valley delimited by this erosional surface (Omodeo Salé *et al.*, 2012). This chaotic deposit has been first interpreted as a slump (Fortuin and Krijgsman, 2003), then as a debris flow ascribed to the post-MSC marine reflooding (Bache *et al.*, 2012). In the Sorbas Basin, the post-evaporitic sedimentation is also separated from the Messinian gypsums by the Messinian Erosional Surface overlain in some places by chaotic debris flows with large blocks of reworked gypsum (Clauzon *et al.*, revised).

3. Materials and methods

3.1. Micropaleontological analyses

We sampled the concerned sections, to acquire dinoflagellate cysts and/or calcareous nannofossils, which were not investigated during previous studies, and thus gives the opportunity to improve the characterization of both the age and the environment of the Lago Mare deposits:

- 24 samples at Río Mendelín (Figs. 2–4); results from a first sampling (samples 1–14; Fig. 4B) prompted a second sampling at higher resolution between samples 5 and 6 (1 m of space continuously sampled, 10 cm of thickness per sample: samples a–j; Fig. 4E);

- 3 samples from the El Túnel locality (Figs. 2, 3);

- 13 samples at Zorreras (3 in the clays underlying the whitish clayey layer W1; 4, 3 and 3 in the whitish clayey layers W1, W2 and W3, respectively; Figs. 2, 5A);

- 5 samples at Gafares (3, 3 and 2 in the whitish clayey layers W1, W2 and W3, respectively; Figs. 2, 5B).

For the analysis of dinoflagellate cysts, each sample (50 gram of dry sediment) was processed using a standard method: acid digestion, concentration in ZnCl2 (at density 2.0), and sieving at 10 and 20 µm. A 50 µl volume of residue was mounted within glycerol between coverslip and microscope slide in order to allow rotation of the dinoflagellate cysts.

Their identification (at magnification x1000) and counting (at magnification x250) of a minimum of 150 specimens per sample were made on a light microscope. Detailed observations were performed on a ZEISS Ultra-55 Scanning Electron Microscope.

To retain the original sample composition for calcareous nannofossils, smear slides were prepared directly from the untreated sediment. The calcareous nannofloral analysis was performed using a light polarizing microscope at magnification x1600. The nannofloral taxonomic identification followed Perch-Nielsen (1985) and Young (1998).

Finally, aiming to improve biostratigraphic control, we searched for planktonic foraminifers by sieving at 250-150-63 µm (Río Mendelín: samples a to j and 6).

3.2. Onshore-offshore stratigraphic analysis

In addition to new micropaleontological data, our study aims at an onshore-offshore stratigraphic correlation of the late Neogene sedimentary succession of the Malaga area.

Onshore, we particularly followed the contact between the substratum (Malaguide Complex) and the overlying Neogene sediments. We paid special attention to the sedimentary organization of these Neogene deposits.

Offshore, several stratigraphic analyses were performed on 2D seismic profiles acquired in the southern Spanish margin during the last decades (ALB, AS, EAS and SHLS cruises; Fig. 2). These studies highlighted the occurrence of six major sequences spanning the Lower Miocene to Quaternary (Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999). We re-examined the uppermost units I and II (Messinian and Pliocene to Pleistocene; Jurado and Comas, 1992) focusing on their geometry separated by an erosive unconformity, called the M reflector (Comas *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997).

4. Results

4.1. Dinoflagellate cysts

Dinoflagellate cysts have been identified in six of the thirty-two samples gathered from the Lago Mare deposits in the Río Mendelín section (samples a, b, e, f, h, 6; Fig. 6). However, no dinoflagellate cysts have been observed in the Zorreras and Gafares sections. Among the 28 recorded taxa, 14 are marine species and twelve are brackish Paratethyan species.

Dinoflagellate cysts and other algal taxa have been grouped into their ecological requirements (Londeix *et al.*, 2007; Popescu *et al.*, 2009; Zonneveld *et al.*, 2013), as follows (Fig. 6):

- marine species: Impagidinium aculeatum, I. patulum, Spiniferites delicatus, S. membranaceus, S. mirabilis (stenohaline species: oceanic – outer shelf); Achomosphaera andalousiensis, Homtryblium spp., Lingulodinium machaerophorum, Nematosphaeropsis labyrinthus, Operculodinium centrocarpum, cysts of Pentapharsodinium dalei, Spiniferites bentorii, S. bulloideus, S. ramosus, (euryhaline species: inner shelf – coastal – lagoonal);

- brackish stenohaline taxa (Paratethyan origin): Galeacysta etrusca, Impagidinium globosum, Millioudodinium punctatum, M. pelagicum, Pixidinopsis psilata, Pontiadinium inequicornutum, P. pecsvaradense, P. obesum, Spiniferites balcanicus, S. bentorii oblongus, S. bentorii pannonicus, S. cruciformis, S. maisensis, S. tihanyensis;

- marine to brackish species: Radiosperma corbiferum;

- freshwater taxon: Pediastrum sp.

A synthetic diagram summarizes the relative abundance of the dinoflagellate cysts groups (Fig. 6):

- marine stenohaline species fluctuate between 5.3 and 14.3%, with a maximum in sample f, indicating some increase of oceanic water influx;

- marine euryhaline taxa show a relative abundance between 10 and 34%, with maximum in sample h, where cosmopolitan species of Spiniferites developed;

- high percentages of Paratethyan taxa (53–84%), mostly dominated by Galeacysta etrusca (21-28%; Fig. 6) accompanied by Pontiadinium spp. (3–11%) and Spiniferites spp. with brackish affinities (2–15%);

- indeterminable cysts (because of poor preservation) and indeterminate cysts (often fragments of cysts) show relative abundance around 4%, except in sample h where they reach 10%;

- Pediastrum, freshwater element, transported by rivers, is scarce (0.9 –4%), reaching 4% in sample h.

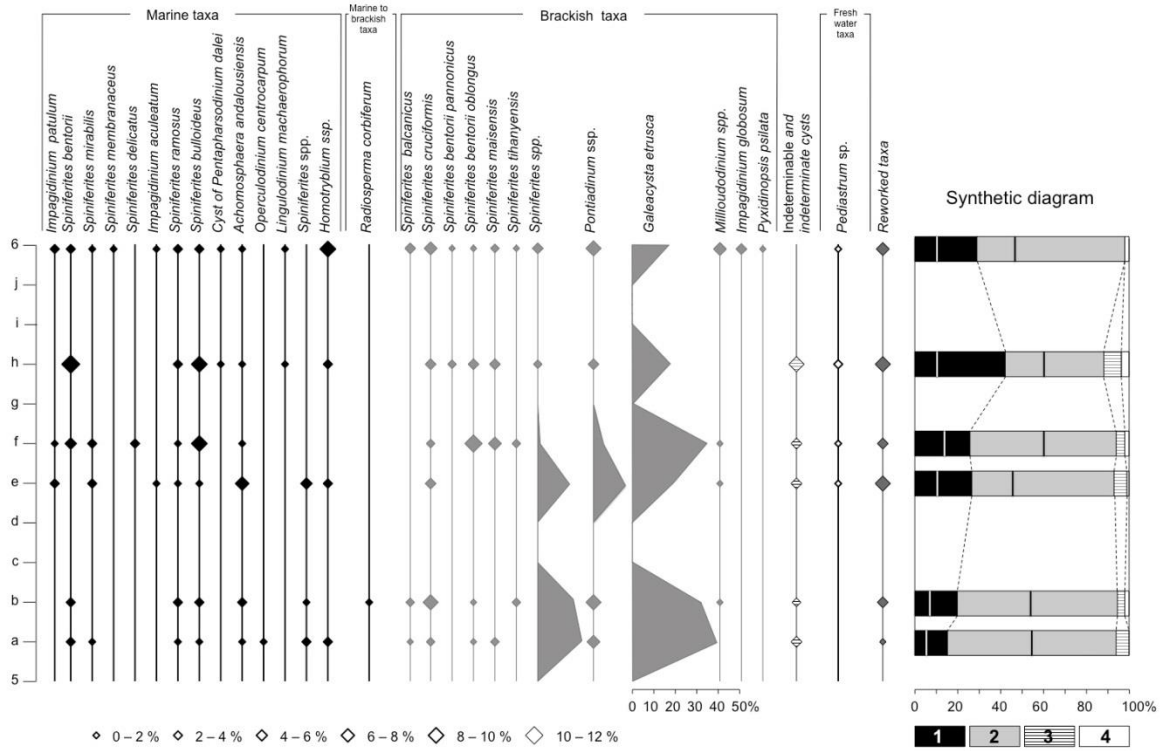


Fig. 6 : Dinoflagellate cysts recorded in the Río Mendelín section, grouped according to their ecological significance. Synthetic diagram shows the relative abundance of the groups: 1, marine taxa (white line separates stenohaline species to the left from euryhaline taxa to the right); 2, brackish taxa (black line separates Galeacysta etrusca to the left from the other taxa to the right); 3, indeterminable plus indeterminate cysts; 4, freshwater taxa.

This dinoflagellate cyst assemblage highlights the marine conditions of the Lago Mare deposits in the Río Mendelín section where cysts originating of the brackish Paratethys were probably transported by surface water currents. Several well-preserved specimens of Galeacysta etrusca are shown in Figure 7.

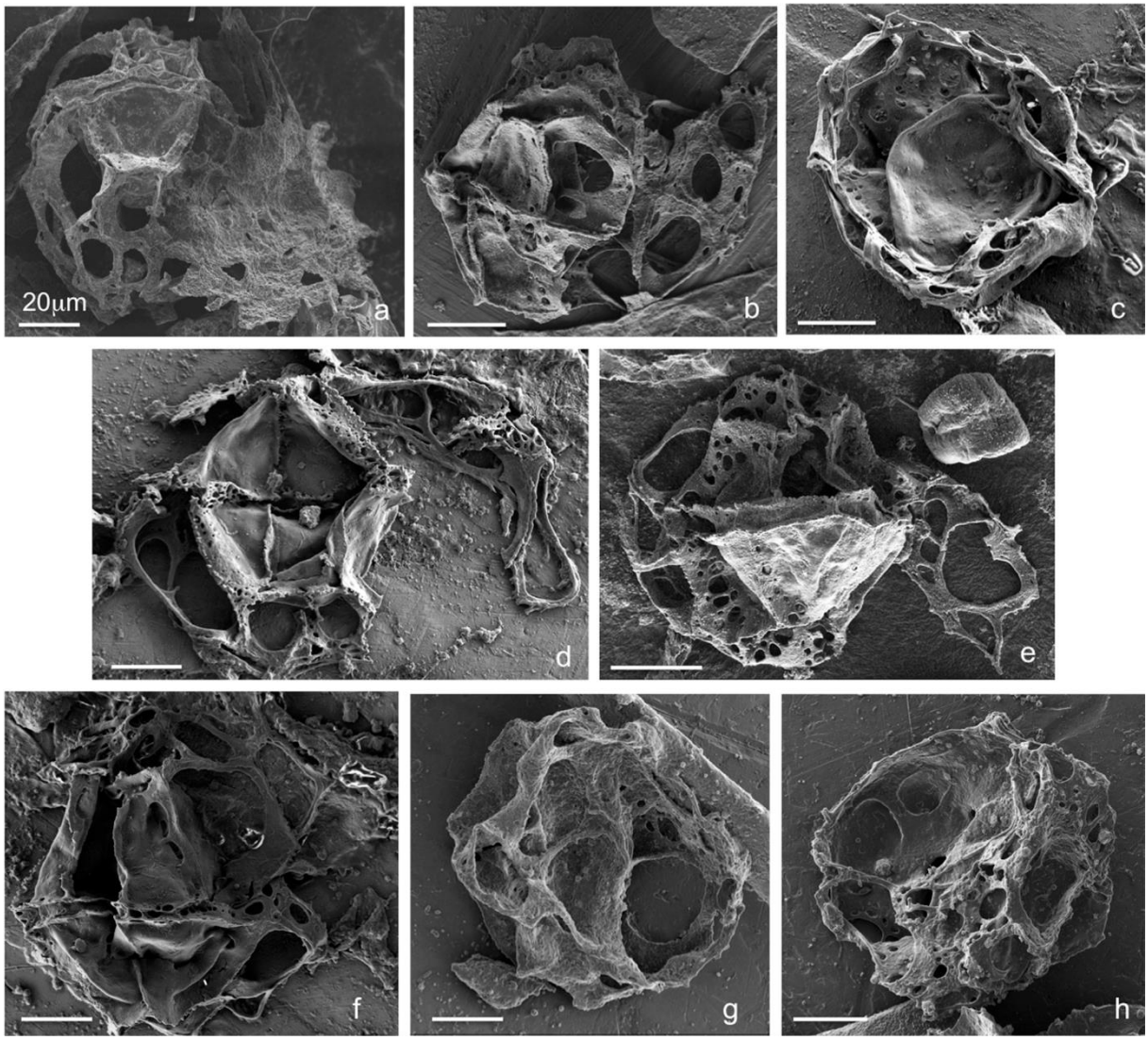


Fig. 7 : Photographs of some specimens of Galeacysta etrusca recorded in the Lago Mare deposits of the Río Mendelín section: views c, d and f are from sample e; views g and h are from sample f; views a, b and e are from sample 6. View a, note the occurrence of a cyst of Pediastrum close to G. etrusca. Scale bar: 20 cm.

4.2. Calcareous nannofossils

A calcareous nannoflora, more or less well-preserved, has been observed in the Lago Mare deposits of the Río Mendelín section (Fig. 4B; samples 1, 2, 3, 5, 6, 9 and 10). Triquetrorhabdulus rugosus is the only biostratigraphic marker recorded in sample 1 (Fig. 8). In samples 5, 6 and 10, the calcareous nannoflora is particularly diversified and displays Triquetrorhabdulus rugosus and Ceratolithus acutus (Figs. 8, 9). Nannoplankton assemblages include reworked specimens (from Cretaceous to Miocene) which are not mentioned in the figures. A calcareous nannoflora has also been found in samples 11 to 13, especially in sample 12 where Ceratolithus acutus and Triquetrorhabdulus rugosus are also

present. These results indicate that: (1) the Lago Mare layers were deposited under marine conditions; (2) their lowermost part (samples 1–4) may belong to the NN12a nannoplankton subzone based on the occurrence of Triquetrorhabdulus rugosus, and (3) their upper part (samples 5–12) belongs to the nannoplankton subzone NN12b with respect to the co-occurrence of C. acutus and T. rugosus (Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009). In addition, a calcareous nannoflora has been found in the three samples gathered from the El Túnel locality (Fig. 10) and may be ascribed to the NN12a nannoplankton subzone based on the occurrence of T. rugosus in sample 2 (Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009).

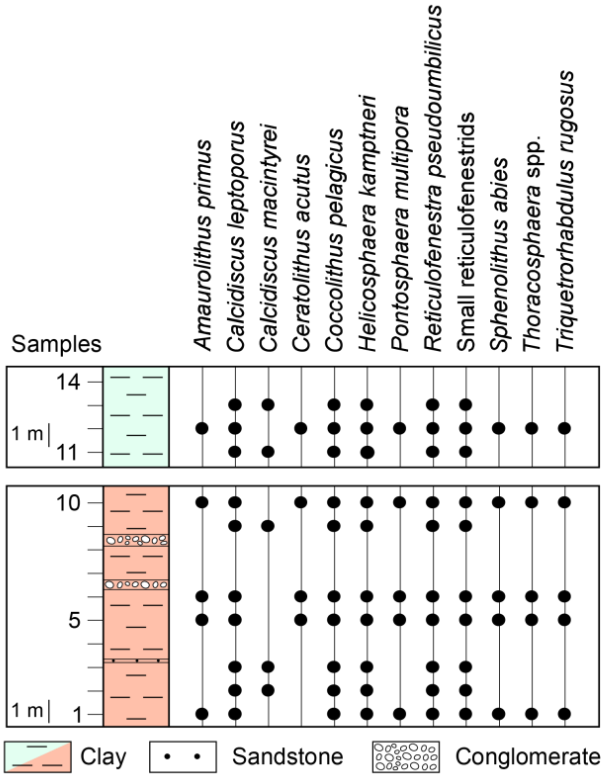


Fig. 8 : Calcareous nannofossils recorded in the Río Mendelín section.

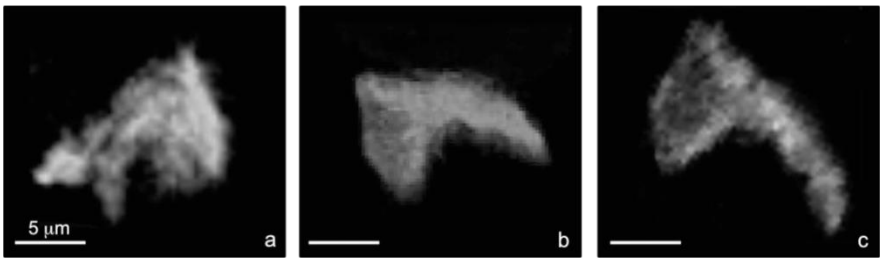


Fig. 9 : Photographs of some specimens of Ceratolithus acutus (crossed Nichols) recorded in the Lago Mare deposits of the Río Mendelín section: a and b, sample 5; c, sample 6. Scale bar: 5 cm

All samples gathered from the three whitish clayey layers of the Zorreras section (Sorbas Basin) are barren. However, the three samples from the clays immediately underlying the basal whitish clayey layer W1 (Fig. 5A) contain a nannoflora including Ceratolithus acutus and Triquetrorhabdulus rugosus (Fig. 11) which is thus ascribed to the early NN12b nannoplankton subzone (Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009). In addition, underlying laminated beds (Fig. 5A) which, in a nearby section, yielded remains of the fish Aphanius crassicaudus (Gaudant and Ott d'Estevou, 1985), also contain C. acutus and T. rugosus (Clauzon *et al.*, revised). These whitish layers thus deposited later than the marine sediments in this area.

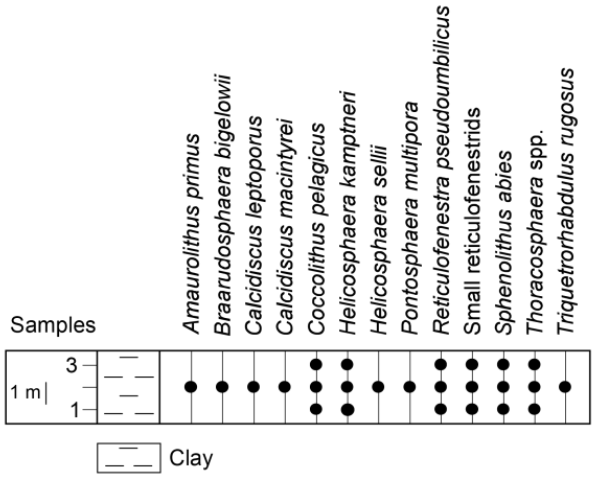


Fig. 10 : Calcareous nannofossils recorded in the El Túnel section.

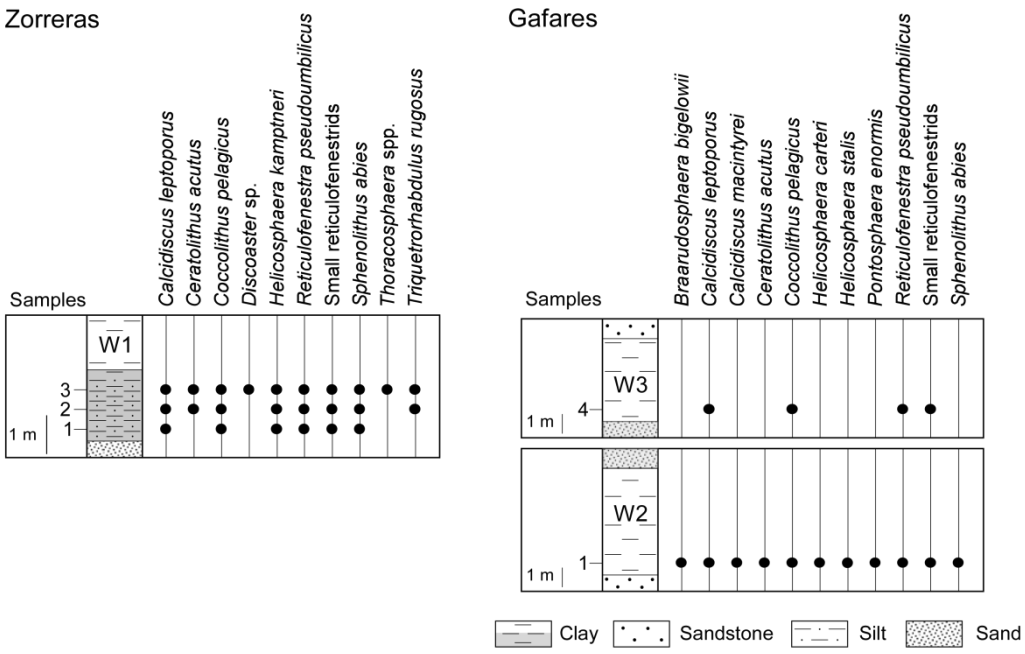


Fig. 11 : Calcareous nannofossils recorded in the Zorreras (Sorbas) and Gafares (Níjar) sections. Location of samples in Figure 5.

Three samples taken from the lowermost whitish clayey layer W1 of the Gafares section (Níjar) are barren. A calcareous nannoflora containing Ceratolithus acutus as biostratigraphic marker (Fig. 11) has been recorded in the second whitish clayey layer W2 (sample 1) and can be ascribed to the late NN12b nannoplankton subzone (Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009). In the overlying whitish clayey layer W3, sample 4 contains some calcareous nannofossils but not biostratigraphic markers (Fig. 11). Twenty seven metres above, Ceratolithus acutus has also been observed in the same layer where Hirsutella (Globorotalia) margaritae was pointed out by Bassetti *et al.* (2006). In this area, the upper whitish layers W2 and W3 were still influenced by marine waters.

4.3. Planktonic foraminifers

Planktonic foraminifers have been recorded in samples a to f and 6 from the Lago Mare deposits of the Río Mendelín section. The foraminiferal assemblage in samples a to f shows a poor to diversified marine assemblage composed amongst others of Globigerina decoraperta, G. praebulloides, Globigerinita glutinata, Globoturborotalita (Globigerina) nepenthes, Neogloboquadrina acostaensis (sinistral and dextral coiling) and N. incompta. Only the Globoturborotalita (Globigerina) nepenthes species (recorded in samples a and f) has biostratigraphic significance (ranging from 11.63 to 4.37 Ma, i.e. from latest Serravallian to mid-Zanclean; Lourens *et al.*, 2004).

4.4. Onshore-offshore stratigraphic analysis: the occurrence of a Gilbert-type fan delta

At El Túnel locality (Fig. 3), an erosional surface is particularly well-exposed on the metamorphic Betic basement (Fig. 12A–C). This surface is overlain by a steep south-dipping deltaic complex. The sedimentation starts with somewhat large subrounded blocks followed by conglomeratic to sandy foreset beds. These foreset beds are laterally replaced by silty-clayey bottomset beds where the samples were taken (Fig. 12C). This sedimentary pattern is characteristic of the subaqueous unit of a Gilbert-type fan delta in its proximal part (Clauzon, 1990) as usually observed within the Messinian valleys around the Mediterranean Basin (Clauzon *et al.*, 1990; Suc *et al.*, 1992; Bache *et al.*, 2012) and its appendices, such as the Dacic Basin in the Paratethys (Clauzon *et al.*, 2005; Suc *et al.*, 2011; Bache *et al.*, 2012). The marine nature of the Guadalmedina Gilbert-type fan delta is attested by a calcareous

nannoflora (Fig. 10), devoid of precise biostratigraphic marker, except Triquetrorhabdulus rugosus (highest occurrence at 5.279 Ma; Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006) obtained in three samples from the bottomset beds at El Túnel (Fig. 11B). The geological map of the area (Fig. 3; Estévez González and Chamón Cobos, 1978) suggests that the clayey sediments exposed at the Río Mendelín section might be the bottomset beds of a tributary of the Guadalmedina Gilbert-type fan delta. Indeed, the Río Mendelín series is also nested within the metamorphic basement and begins with conglomeratic to sandy foreset beds which laterally shift to the dominantly clayey Lago Mare sediments (Fig. 12D).

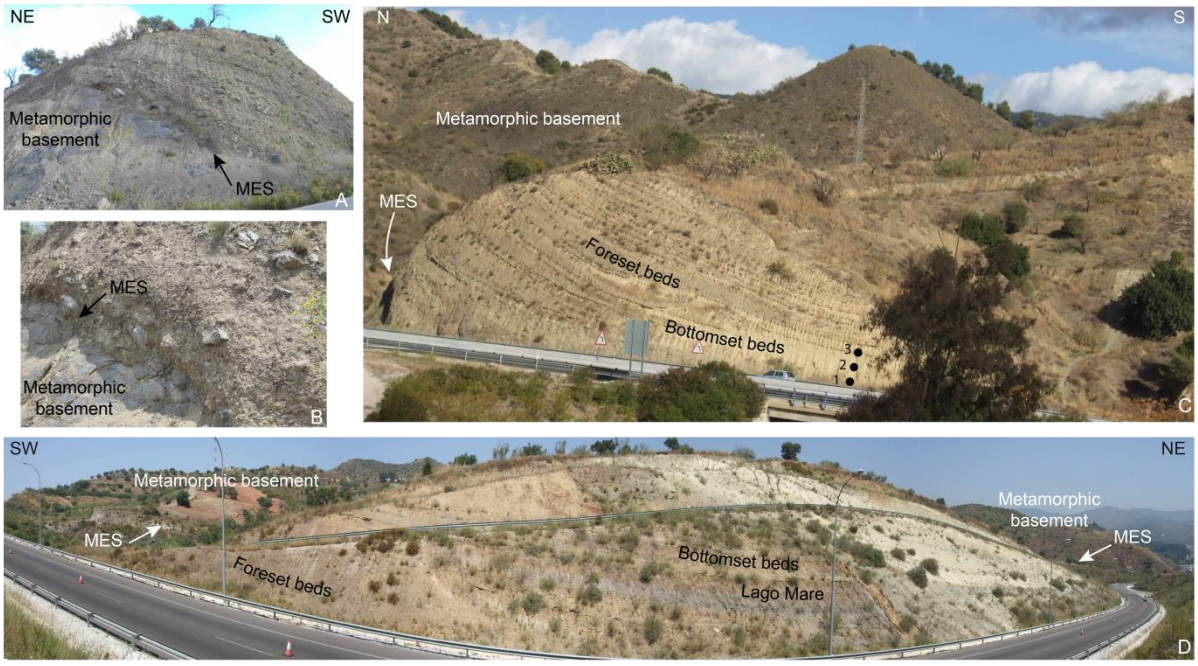


Fig. 12 : The Gilbert-type fan delta of the Guadalmedina River (Malaga). A, Detailed view of the Messinian Erosional Surface separating the Gilbert-type fan delta deposits from the metamorphic basement. B, Photograph of a part of view C at greater magnification. C, View of the proximal part of the Gilbert-type fan delta showing (1) the coarse blocks and the conglomeratic to sandy foreset beds overlying the Messinian Erosional Surface (MES) and the metaporphic basement, and (2) the sampled bottomset beds. D, Panoramic view of the Río Mendelín section.

This prograding sedimentary system must hence be regarded as a small size Gilbert-type fan delta tributary of the larger Guadalmedina Gilbert-type fan delta. Based on the recognition of NN12a and 12b calcareous nannofloras (in the Río Mendelín and El Túnel sections), the Guadalmedina Gilbert-type fan delta is dated from the latest Messinian to earliest Zanclean (Fig. 1), consistently with the occurrence of Globoturborotalia (Globigerina) nepenthes in the Lago Mare sediments (Río Mendelín). As a consequence, the erosional surface observed at El Túnel (Fig. 12A, B) is the MES and can also be followed up to the Río Mendelín section

(Fig. 12D) and marks the peak of the MSC (Fig. 3). The reddish conglomerates which, nearby the Río Mendelín section, overlie the bottomset beds may be considered as the topset beds of the Gilbert-type fan delta (i.e. its subaerial unit) and the white thin layer separating them from the bottomset beds (Fig. 4C, D) probably marks the marine-continental transition which, with the MES, is one of the morphological features of a Mediterranean Zanclean Gilbert-type fan delta (for more detail, see: Bache *et al.*, 2012, figure 2). This prograding sedimentary filling is the result of the post-MSC marine reflooding of the Mediterranean Basin which transformed the Messinian fluvial valleys into marine rias (Clauzon *et al.*, 1990; Bache *et al.*, 2012). Then, it has then been affected by the Quaternary erosion of the Guadalmedina and Mendelín rivers, and does not currently superimpose their respective Messinian valleys (Fig. 3), a current phenomenon described as the "aggradation epigenesis" (Clauzon, 1999; Clauzon *et al.*, revised).

The MES observed at El Túnel can be followed off the Iberian margin on seismic profiles (Fig. 2). Its identification offshore is based on correlations with previous seismic stratigraphy studies (Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999; Martínez del Olmo and Comas, 2008) and biostratigraphic analyses from the Alboran A1 and ODP 976 holes (Fig. 2; Comas *et al.*, 1999; Serrano *et al.*, 1999; Siesser and de Kaenel, 1999). The MES is characterized by the angular unconformity separating the Miocene from Pliocene sediments (Campillo *et al.*, 1992; Alonso *et al.*, 1999; Comas *et al.*, 1999). The seismic profile EAS-7, almost perpendicular to the coast and in continuation with the Pliocene rias observed onshore (Río Guadalhorce and Río Guadalmedina; Fig. 13C), displays southward prograding Pliocene sediments over the angular unconformity (Fig. 13A). The southward progradation of the Pliocene deposits is marked by the succession of downlap terminations on the MES (red arrows in Figure 13A). Analysis of the seismic profile EAS-82, perpendicular to EAS-7, displays the sharp geometry of the MES reflector and the morphology of a 8 km wide valley filled by Pliocene sediments (Fig. 13B). Offshore Malaga, the sediments immediately overlying the MES have been dated in two wells (ODP Site 976 and the industrial Alboran A1 borehole) on the basis of the lowest occurrence of the planktonic foraminifer Hirsutella (Globorotalia) margaritae. Such a datation of the post-MSC marine reflooding suffers from an insufficient precision because (1) samples of both sections have not been studied at an appropriate resolution, and (2) calcareous nannofossils have not been searched out. Moreover, it has recently been highlighted that (1) the date of the lowest occurrence of H. (G.) margaritae in the Mediterranean is somewhat inconsistent (Fig. 1; Lourens *et al.*, 2004; Clauzon *et al.*, revised), and (2) the right biostratigraphic marker of the post-MSC marine reflooding is the calcareous nannofossil Ceratolithus acutus which is generally recorded in the Mediterranean sections below H. (G.) margaritae.

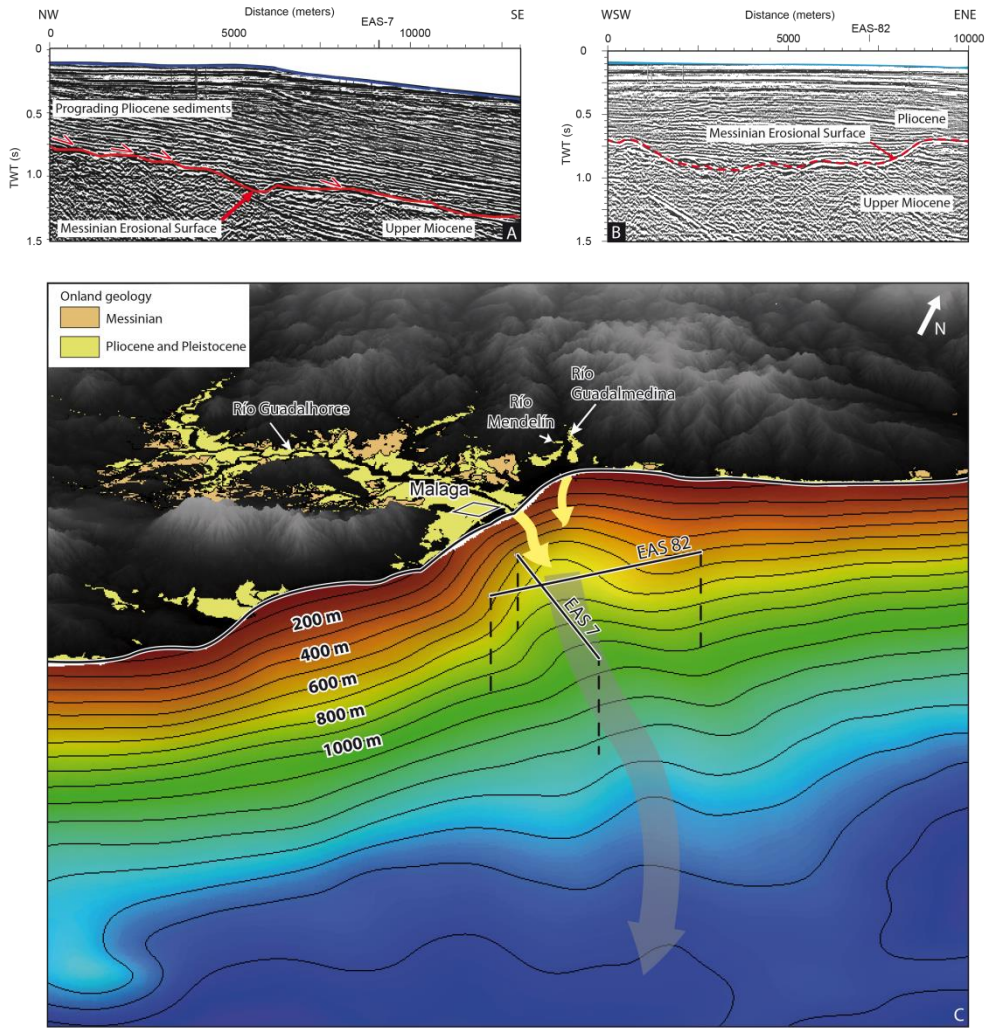


Fig. 13 : Morphology of the Messinian Erosional Surface in the area of Malaga, from land to the Alboran Basin. A, Offshore seismic profile EAS-7; B, Offshore seismic profile EAS-82; C, 3D oblique view of the interpolated Messinian Erosional Surface.

The post-MSC marine reflooding is coeval from the basin to the margins, i.e. it occurred in the latest Messinian according to our results (those presented here and from many other Mediterranean localities: Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009; Clauzon *et al.*, 2009, revised). However, aware of a possible confusion, and waiting for new reliable data from the Alboran offshore sections, we will use in this paper “Pliocene” to describe the deposits overlying the MES offshore by contrast with the underlying “Miocene” ones, consistently with the available literature.

Using all the seismic profiles indicated in Figure 2, the MES has systemically been picked to build the 3D morphology of the Messinian valley (Fig. 13C). The depth conversion is calculated for the average water velocity of 1500 m.s-1 and seismic velocity of 2000 m.s-1 for the Pliocene and Quaternary sediments (Comas *et al.*, 1996). The Messinian valley is

followed over tens of kilometers toward the centre of the basin where its course and termination have been described by Estrada *et al.* (2011).

5. Discussion

5.1. Biological traits of Lago Mare deposits in southern Spain

The Lago Mare deposits of Río Mendelín are characterized by their high biological diversity and complete composition from a biofacies viewpoint. Indeed, in addition to the usual occurrence of both Paratethyan molluscs and ostracods, they contain a large diversity of Paratethyan dinoflagellate cysts. The presence of calcareous nannofossils and planktonic foraminifers together with Paratethyan and marine dinoflagellate cysts suggest a deposition during an influx of surface marine waters where these organisms are living. Such an influx must have occurred during a period of high sea level which allowed the connection between Mediterranean and Paratethys basins. The co-occurrence of Paratethyian surface water microorganisms (dinoflagellates) with ostracods and molluscs support this situation. The NN12a-b nannoplankton age indicates that this event immediately followed the marine reflooding of the Mediterranean Basin and its re-connection with the Paratethys, dated around 5.460 Ma (Bache *et al.*, 2012). Indeed, this event known as the “Zanclean Deluge” occurred in the latest Messinian time according to the chronological location of the Zanclean Global Stratotype Section and Point (GSSP) at 5.332 Ma (Van Couvering *et al.*, 2000; Lourens *et al.*, 2004). The Lago Mare event recorded in the Malaga area is the third Lago Mare event shown in Figure 1. The Río Mendelín Lago Mare correlates with the Arenazzolo Unit of Sicily which, here, is separated from the underlying Lago Mare Unit (in fact the Lago Mare event 1; Fig. 1) by a discontinuity that we re-interpret now as the reflooding surface rather than the Messinian Erosional Surface, with a maintained sedimentary gap of 140 kyrs (5.600 – 5.460 Ma) between the two units (Popescu *et al.*, 2009; Bache *et al.*, 2012). The yellowish clays of Río Mendelín correlate with the Sicilian Trubi Formation. The Lago Mare event 3 signals momentarily renewed water exchanges between the Mediterranean and the Eastern Paratethys after the peak of the MSC and the marine reflooding of the Mediterranean at 5.460 Ma (Fig. 1; Clauzon *et al.*, 2005; Popescu *et al.*, 2009; Suc *et al.*, 2011; Bache *et al.*, 2012). Paratethyan fossils disappear in the upper part of the reddish silts and marls in the Río Mendelín section (Fig. 4) probably due to a salinity increase. The Hirsutella (Globorotalia) margaritae species, more frequently recorded at the base of the overlying yellowish clays (Fig. 4), is referred by Guerra-Merchán *et al.* (2010) to the first common occurrence level of the species which is also dated at 5.080 Ma by Lourens *et al.* (2004). However, this level is significantly oldier than 5.080 Ma because of the co-occurrence

of H. (G.) margaritae with Ceratolithus acutus and Triquetrorhabdulus rugosus (Fig. 8). An age comprised between 5.345 Ma (lowest occurrence of C. acutus) and 5.279 Ma (highest occurrence of T. rugosus) must hence be considered for this level at Río Mendelín (Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006). H. (G.) margaritae may have entered the Mediterranean Basin prior to 5.080 Ma (see also Clauzon *et al.*, revised, for the same evidence in the Sorbas Basin further East), consistently with its first appearance at 6.080 Ma in the nearby Atlantic Ocean (Lourens *et al.*, 2004) and the reflooding age of the Mediterranean Basin proposed at 5.460 by Bache *et al.* (2012). The co-occurrence of brackish (Paratethyan) molluscs and ostracods with marine microorganisms (calcareous nannofossils, foraminifers, dinoflagellate cysts) in Lago Mare deposits has been questioned (Iaccarino and Bossio, 1999). However, considering both the coastal conditions and the relatively small accommodation space in the Río Mendelín area, it seems conceivable to consider that the marine microorganisms (calcareous nannofossils, dinoflagellate cysts, foraminifers) plus the Paratethyan dinoflagellate cysts were deposited in situ. After their arrival in the area brought by marine currents, the Paratethyan ostracods and molluscs would have become established in a small bay with very close coastal lagoons to explain the excellent preservation of mollusc shells which did not suffer a fluvial transport. Such an environment would have been temporarily invaded by marine waters given the repeated occurrences of marine dinoflagellate cysts (Fig. 6), calcareous nannofossils (Fig. 8) and some planktonic foraminifers.

The Lago Mare deposits described in the Sorbas and Níjar basins (i.e. the whitish clayey layers) are part of dominantly continental complexes, called the Zorreras Member and the Feos Formation, respectively. In the Sorbas Basin, the lower whitish clayey layer (W1) overlies marine clays containing Ceratolithus acutus and Triquetrorhabdulus rugosus (i.e. of the NN12b nannoplankton subzone) (Clauzon *et al.*, 2009, revised), as shown at the Zorreras hill (Figs. 5A, 11). In some areas of the Sorbas Basin, the same clays underlying the Zorreras Member contain also Hirsutella (Globorotalia) margaritae (Clauzon *et al.*, revised). At the Zorreras hill, the absence of dinoflagellate cyst and calcareous nannofossil suggests that this layer is the marginal marine (lagoonal) signature of the Lago Mare, following the marine invasive episode. A similar conclusion can be expressed about the Lago Mare deposits exposed in the Níjar basin where dinoflagellate cysts and calcareous nannofossils are absent from the lowermost whitish clayey layer. Calcareous nannofossils are only present at the base of the second and third layers (Figs. 5B, 11). In fact, as proposed by Clauzon *et al.* (2005) and Popescu *et al.* (2007, 2009), the record of Paratethyan dinoflagellate cysts is the actual chronologically well-constrained signature of the Paratethyan water influx (as samples a, b, e, f, h and 6 from the Río Mendelín section). The record of Paratethyan molluscs and/or ostracods constitutes sometimes a coeval

indication of Lago Mare conditions (as in the Río Mendelín section) or, more often, as a slightly postponed and more continental archive (lagoons) of influx by Paratethyan waters and organisms (see also: Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004).

5.2. Sedimentary context of the Río Mendelín Lago Mare

According to Guerra-Merchán *et al.* (2010), the Pliocene deposits of the northern area of Malaga fill a valley cut within the Betic metamorphic basement that we undoubtedly ascribe to the peak of the MSC (Fig. 3). Based on micropaleontological and stratigraphic analyses, we have shown that the Lago Mare deposits of the Río Mendelín section also belong to the submarine part of a Gilbert-type fan delta, and more precisely of a tributary of the Río Guadalmedina. Guerra-Merchán *et al.* (2008, 2010) indicate an erosional truncation, marked by a conglomeratic accumulation, which separates their Pl-1 Unit (dated as Zanclean) from the underlying Lago Mare Unit, interpreted as late Messinian. This truncation is well-observed in Figure 4A and clearly separates the yellowish sediments from the underlying reddish ones in Figure 4B. Because of the occurrence of some normal faults in the Lago Mare deposits (see Figs. 4A, B), Guerra-Merchán *et al.* (2010) "suggest a phase of sedimentary interruption" to explain the unconformity "probably caused by a relative base-level fall, tectonic in origin, before the marine Pliocene flooding". The coastal marine environment that we identified in the Lago Mare deposits, and particularly the occurrence of Ceratolithus acutus in these sediments, challenge this interpretation, leading us to ascribe deposition of the entire Río Mendelín section as a consequence of the marine reflooding ending the MSC. Consequently, these channel-like features, separated by an erosional surface, may result from submarine gravity instabilities and/or slope processes frequently described along continental margins (Brunt *et al.*, 2013; Dakin *et al.*, 2013). They can also be found in deltaic contexts where they are usually described as slope channels (Porębski and Steel, 2003). Such features are frequent in the clayey deposits within the Mediterranean Zanclean rias (Fig. 14) where they may cause impressive erosive truncations outlined by conglomeratic accumulations such as at Saint-Isidore (Var Valley, southern France; Fig. 14A; Clauzon *et al.*, 1990). There, channelization was accentuated by the submarine confluence of a tributary Gilbert-type fan delta with that of the Var River, maybe in a context of small sea-level variations. Such conditions have probably prevailed in the Malaga area just after the marine reflooding of the Mediterranean Basin.

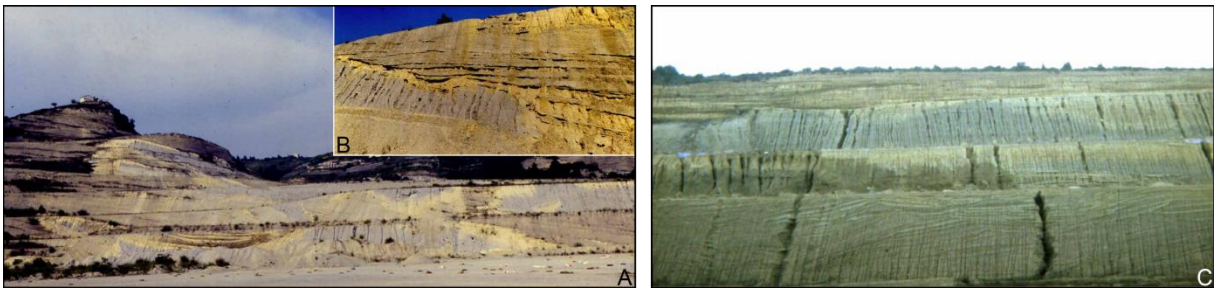


Fig. 14 : Submarine erosional morphologies affecting bottomset and foreset beds of Zanclean Gilbert-type fan deltas in Southern France. A, General view of the Saint-Isidore quarry (Nice area); B, Saint-Isidore: detail of an erosional contact; C, General view of the Pichegu quarry (Arles area).

North of Malaga, the post-MSC marine reflooding in the Río Mendelín and Río Guadalmedina rias is evidenced by the development of conglomeratic foreset beds at the apex of the Gilbert-type fan delta and the presence of calcareous nannofossils in the earliest clayey bottomset beds at El Túnel (Fig. 10). According to Bache *et al.* (2012), the catastrophic marine reflooding of the Mediterranean Basin caused by the collapse of the Gibraltar sill occurred at 5.460 Ma, i.e. in correspondence with the high global sea level that Miller *et al.* (2011) match with the Marine Isotopic Stage TG 11 (Hodell *et al.*, 2001) as shown in Figure 1. Then, the occurrence of well-preserved mollusc shells in the Lago Mare Unit of the Río Mendelín section suggests an evolution toward more coastal conditions with the development of lagoons while marine microorganisms continued to contribute to the micropaleontological assemblage. Such evolution is interpreted as resulting from a slight fall in global sea level which, in addition, may have caused some erosion of the Lago Mare Unit (Fig. 1). After 5.345 Ma (lowest occurrence of Ceratolithus acutus; Fig. 1; Raffi *et al.*, 2006), a sea-level rise may have favoured submarine erosion within the bottomset beds. Figure 15 illustrates such a paleogeographic and sedimentological evolution, starting from the fluvial erosional phase during the peak of the MSC and ending with the deposition of the yellowish clays containing Hirsutella (Globorotalia) margaritae. Paleogeographic and sedimentological changes that affected the region of Malaga in the latest Miocene and earliest Pliocene appear to have been mainly forced by sea-level fluctuations. The effect of tectonics mentioned by Guerra-Merchán *et al.* (2010) on the basis of small-scale normal faults in the Lago Mare deposits must be questioned. Considering the rapid succession of the two submarine channels, these small-scale, local normal faults can be considered as syn-sedimentary faulting probably due to overloading with a very limited impact. Off Malaga, the interpolated map of the MES illustrates the morphology of the junction of the Guadalhorce and Guadalmedina Messinian valleys filled by Pliocene prograding sediments (Fig. 13C).

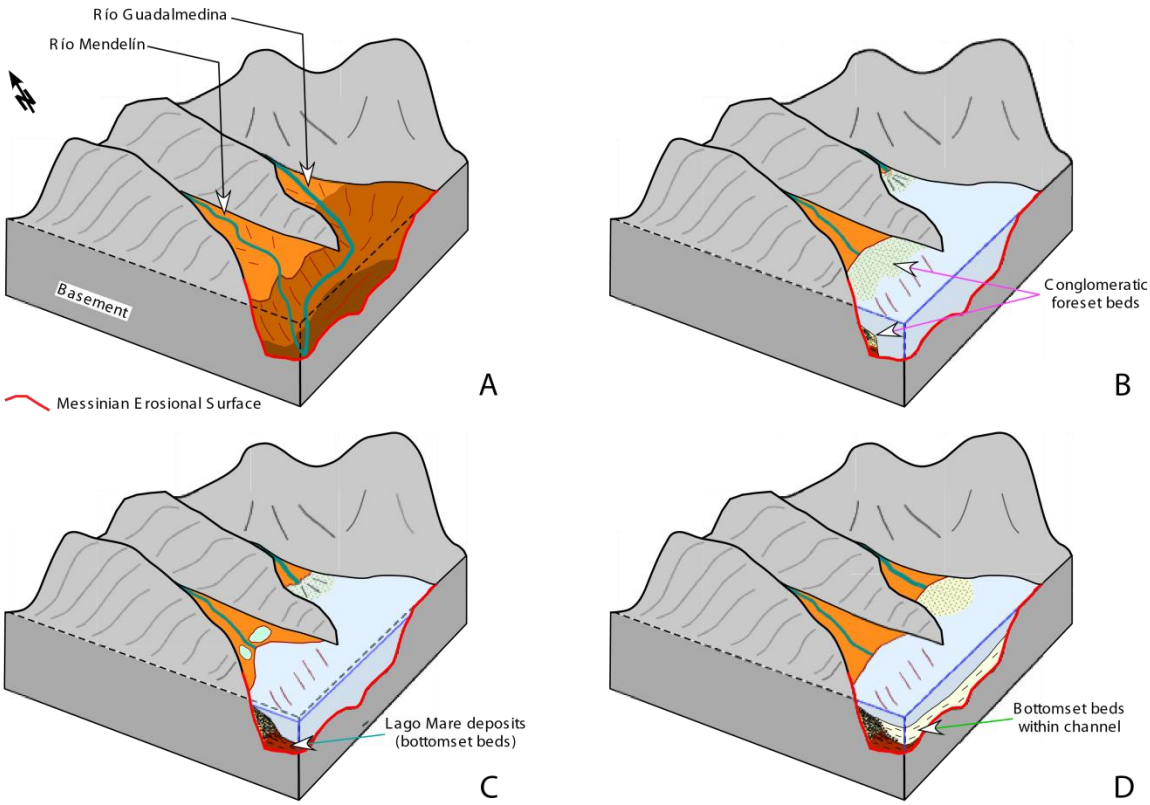


Fig. 15 : Reconstructed paleogeographic and sedimentological evolution of the area northward of Malaga during and after the peak of the MSC (see Fig. 1 for the time schedule). A, At the time of the Mediterranean desiccation (5.600 Ma) when Río Guadalmedina and Río Mendelín cut their valley; B, When the Mediterranean basin was reflooded by marine waters transforming the fluvial valleys into marine rias (5.460 Ma), allowing the onset of Gilbert-type fan delta progradation; C, During a slight sea-level fall at ca. 5.360 Ma leading a bay paleogeography in the Río Mendelín ria with occurrence of some lagoons where molluscs of Paratethyan origin developed, the shells of which deposited in the bottomset beds; D, During the following sea-level rise (at ca. 5.350–5.332 Ma) resulting in increased development of Gilbert-type fan deltas and clayey bottomset beds affected by submarine erosion.

To summarize, our results and interpretations contrast with those of Guerra-Merchán *et al.* (2008, 2010) on the following major items:

- the significant erosion which impacted the Betic basement was the direct consequence of the Mediterranean Sea-level drawdown during the peak of the MSC;

- this erosion is not locally limited but is continuously followed up to the deepest Alboran Sea;

- if the Lago Mare Unit of Río Mendelín really belongs to the latest Messinian, it however must be ascribed to the 3rd Lago Mare event which immediately followed the post-MSC marine reflooding of the Mediterranean Basin;

- the Río Mendelín Lago Mare Unit is a part of a Gilbert-type fan delta where the dip of conglomeratic-sandy beds has a sedimentary origin and is not tectonically forced;

- the discontinuity separating the Lago Mare Unit from Pl-1 Unit results from submarine gravity instabilities commonly observed in such deltaic systems and cannot be considered as expressing the regional tectonic activity.

We have already expressed the interest of Lago Mare biofacies for the petrol geology. This interest increases for the Lago Mare 3 which is narrowly associated with clastic deposits within Gilbert-type fan delta systems.

In the Sorbas Basin, the marine clays post-dating the MSC and dated in many places by Ceratolithus acutus and Triquetrorhabdulus rugosus calcareous nannofossils, either comprise the bottomset beds of Gilbert-type fan deltas in their proximal location or the basinward extension of these bottomset beds (Clauzon *et al.*, 2009, revised). In some localities, such as at Zorreras hill (Fig. 5A), these marine clays are immediately overlain by the lower whitish clayey layers (i.e. Lago Mare deposits) of the Zorreras Member overlying the marine-continental transition.

In the Níjar Basin, specifically at Gafares, the Lago Mare whitish clayey layers belong to the Feos Formation (Bassetti *et al.*, 2006) which is the local equivalent of the Zorreras Formation in the Sorbas Basin (Fortuin and Krijgsman, 2003). They are part of a continental series affected by some repeated marine influxes (Aguirre and Sánchez-Almazo, 2004; Bassetti *et al.*, 2006; Omodeo Salé *et al.*, 2012).

Accordingly, the Lago Mare deposits studied in southern Spain clearly belong to the post-MSC sedimentary infilling process of fluvial valleys cut during the peak of the crisis. Such sedimentary successions refer to Gilbert-type fan deltas (including some minor tributary ones) in the proximal areas of the Messinian valleys, which started to develop in the latest Messinian and continued during the Zanclean (Fig. 1).

5.3. Distribution of Lago Mare deposits in the Mediterranean region

This study allows us to complete the listing (Table 1) and distribution map (Fig. 16) of the three kinds of Lago Mare deposits (1, 2, and 3; Fig. 1) where the major change concerns the chronologic location of these deposits from eastern Andalusia (Lago Mare 3). Indeed, these Lago Mare deposits were previously reported as belonging to the Lago Mare 1 event (Clauzon *et al.*, 2005: fig. 13). Our investigations establish that they are to be referred to the Lago Mare 3 event, a result which is in agreement with the previous assumptions made at Sorbas by Ott d'Estevou and Montenat (1990) and Níjar by Aguirre and Sánchez-Almazo (2004). A questionment persists for the Lago Mare deposits in the Bajo Segura Basin (sites

Monforte, Colmenar, and Oami: locality 6 in Figure 16), only documented by ostracods, which is considered as laterally equivalent to gypsums (Soria *et al.*, 2007, 2008), i.e. to be ascribed to Lago Mare 1 (Fig. 16, Table 1). Here, the stratigraphic organisation described by Soria *et al.* (2007, 2008) is greatly similar to that observed near Malaga with, in addition, residual gypsums, the relationship of which with the Lago Mare deposits is unclear all the more so as layers with calcareous nannofossils of Zone NN12 are indicated below the gypsums (Soria *et al.*, 2008: figure 2).

The examination of Figure 16 points out that Lago Mare 3 episode has the largest Mediterranean extension to the West (except the enigmatic locality 6, see above), at least up to Malaga, especially concentrated along the northern coastlines. Such a geographic distribution of the Lago Mare 3 localities is striking. This means that, in the Early Pliocene:

- a significant input of brackish Paratethysian surface waters flowed into the Mediterranean Basin, as suggested by Sprovieri *et al.* (2008), probably through the Balkan Corridor (Fig. 16) proposed by Clauzon *et al.* (2005), Popescu *et al.* (2009), Suc *et al.* (2011) and Bache *et al.* (2012) ;

- a surface geostrophic current ran along the Northwestern Mediterranean shoreline, as suggested by Suc and Drivaliari (1991).

As a consequence, it can be considered that a current-like marine circulation (Poulain *et al.*, 2012) became established in the Mediterranean Basin after marine reflooding. Seismic and stratigraphic analyses performed on Pliocene to Quaternary sequences (Juan *et al.*, 2012) showed that since the opening of the Gibraltar Strait, the circulation model of the Alboran Sea is quite similar to the present one. After the Zanclean reflooding, sedimentation was dominated by contourite deposition locally interrupted by turbiditic fans and slope deposits (Juan *et al.*, 2012). A different and less intensive current pattern before the peak of the MSC might explain the weakness of the influx of Paratethyan surface waters into the Western Mediterranean. The Lago Mare 2 episode appears insufficiently documented, especially regarding the contribution of dinoflagellate cysts and calcareous nannoplankton. Accordingly, its understanding cannot be considered as having been achieved.

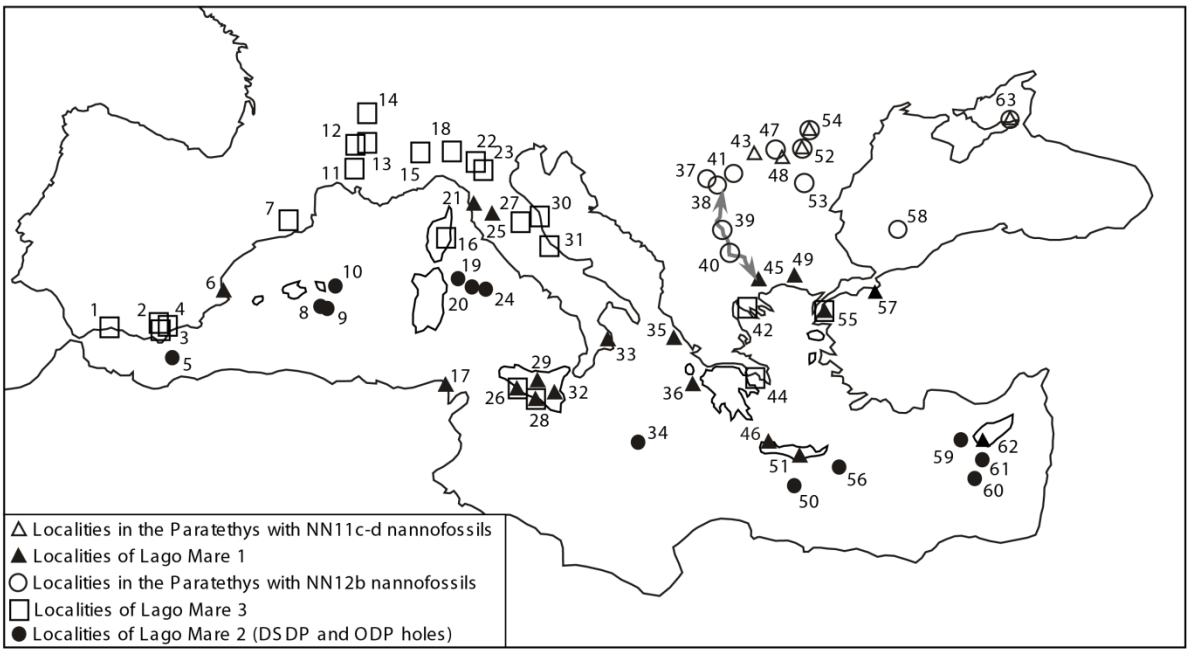


Fig. 16 : Selected localities in the Mediterranean and Eastern Paratethys illustrating the three Lago Mare events. The probable gateway between the Aegean Sea and the Eastern Paratethys is indicated by a grey double arrow. Localities from West to East (references for the Mediterranean localities with Lago Mare biofacies are given in Table 1): 1, Río Mendelín; 2, Zorreras; 3, Gafares; 4, Cuevas del Almanzora; 5, Site 978; 6, Monforte, Colmenar, Oami; 7, Papiol; 8, Site 124 ; 9, Site 975; 10, Site 372; 11, Théziers; 12, Saint-Marcel d'Ardèche; 13, Saint-Restitut; 14, Allex; 15, Sioneri; 16, Casabianda; 17, Djebel Herageg; 18, Torre Sterpi; 19, Site 653; 20, Site 132; 21, Cava Serredi; 22, Monteglino; 23, Monticino; 24, Site 974; 25, Pomarance; 26, Eraclea Minoa; 27, Maccarone; 28, Capo Rossello; 29, Pasquasia; 30, Ancone; 31, Civitella del Tronto; 32, Vizzini; 33, Zinga; 34, Site 374; 35, Kavvadades; 36, Agios Sostis; 37, Turnu Severin; 38, Hinova; 39, Gabrovačka Reka; 40, Drăcevo; 41, Ţicleni; 42, Trilophos; 43, Badislava; 44, Souvala; 45, Skini; 46, Khairetiana; 47, Doiceşti; 48, Bizdidel; 49, Mesi; 50, Site 969; 51, Faneromeni; 52, Călugăreni; 53, Argova Valley; 54, Valea Vacii; 55, Intepe; 56, Site 129; 57, Yalakdere; 58, Site 380; 59, Site 376; 60, Site 967; 61, Site 968; 62, Giolou; 63, Kerc.

Localities	Dreissenids Lymnocardiids	Ostracods	Dinoflagellate cysts
Alboran Sea :			
(1) Río Mendelín * (Guerra-Merchán et al., 2010)	+	+	+*
(2) Zorreras * (Civis et al., 1979; Roep and Van Harten, 1979)	+	+	
(3) Gafares * (Roep and Van Harten, 1979; Bassetti et al., 2006)		+	
(4) Cuevas del Almanzora (Cita et al., 1980)		+	
(5) Site 978A (Iaccarino and Bossio, 1999)		+	
(6) Monforte, Colmenar , Oami (Soria et al., 2007, 2008)		+	
Northwestern Mediterranean :			
(7) Papiol (Almera, 1894; Gillet, 1960, 1965)	+	+	
(11) Théziers , (12) Saint-Marcel d'Ardèche , (13) Saint-Restitut , (14) Allex (Fontannes, 1883; Ballesio, 1972; Archambault-Guezou, 1976; Carbonnel, 1978)	+	+	
(21) Cava Serredi (Bossio et al., 1981; Corradini and Biffi, 1988)	+	+	+
(25) Pomarance (Bossio et al., 1978)	+	+	
(16) Casabianda (Pilot et al., 1975; Magné et al., 1977 ; Popescu et al., 2009)	+	+	+
(8) Site 124 (Benson, 1973)			
(9) Site 975 (Iaccarino and Bossio, 1999)		+	
(10) Site 372 (Benson, 1978; Cita et al., 1978)		+	
(19) Site 653 (Cita et al., 1990)		+	
(20) Site 132 (Benson, 1973)			
(24) Site 974 (Iaccarino and Bossio, 1999)		+	
Po Valley and Adriatic Sea :			
(15) Sioneri (Cavallo and Repetto, 1988; Bertini, 2006)	+		+
(18) Torre Sterpi (Corselli and Grecchi, 1984; Popescu et al., 2009)	+	+	+
(22) Monteglino (Iaccarino and Papani, 1979)	+	+	
(23) Monticino (Marabini and Vai, 1988; Colalongo, 1988; Esu and Taviani, 1989; Bertini, 1992)	+	+	+
(30) Ancone (Gillet, 1968)	+	+	
(27) Maccarone (Carloni et al., 1974; Bertini, 1992; Popescu et al., 2007, 2009)		+	+
(31) Civitella del Tronto (Pellen, 2011)			+
Central Mediterranean :			
(17) Djebel Herageg (Burollet, 1952; Benson, 1976)		+	
(28) Capo Rossello (Cita and Colombo, 1979; Bonaduce & Sgarrella, 1999)	+	+	
(26) Eraclea Minoa (Decima & Sprovieri, 1973; Bonaduce and Sgarrella, 1999; Londeix et al., 2007; Popescu et al., 2009)	+	+	+
(29) Pasquasia (Colalongo, 1968; Cita et al., 1973)		+	
(32) Vizzini (Di Geronimo et al., 1989)	+		
(33) Zinga (Selli, 1973; Martina et al., 1979)		+	
Ionian Sea :			
(34) Site 374 (Cita et al., 1978)			
(35) Kavvadades (Corfou) (Vismara Schilling et al., 1976)		+	
(36) Agios Sostis (Zakynthos) (Kontopoulos et al., 1997)			+
Aegean and Marmara seas :			
(42) Trilophos (Gillet, 1937; Gillet and Geissert, 1971;Syrides, 1998)	+		
(44) Souvala (Aegina) (Rögl et al., 1991)	+	+	
(45) Skini (Syrides, 1995, 1998)	+		
(46) Khairetiana (Crete) (Sissingh, 1972)	+	+	
(49) Mesi (Syrides, 1998)	+		
(50) Site 969 (Spezzaferi et al., 1998)			
(51) Faneromeni (Crete) (Cosentino et al., 2007)		+	
(56) Intepe (Gillet et al., 1978 ; Melinte-Dobrinescu et al., 2009)	+		+
(56) Site 129 (Benson, 1973)		+	
(57) Yalakdere (Gillet et al., 1978)	+	+	
Levantine Basin :			
(59) Site 376 (Benson, 1978; Cita et al., 1978)		+	
(60) Site 967 (Spezzaferi et al., 1998)		+	
(61) Site 968 (Blanc-Valleron et al., 1998)		+	
(62) Giolou (Cyprus) (Rouchy et al., 2001)	+	+	

Italic characters : localities ascribed to Lago Mare 1 * This study
Normal characters: Lago Mare 2 from deep basin localities
Bold characters : localities ascribed to Lago Mare 3 Numbers in brackets refer to Figure 16

Table 1 : Mediterranean localities with Paratethyan organisms corresponding to Lago Mare deposits located in Figure 16.

6. Conclusion

Owing to new micropaleontological findings and stratigraphic onshore-offshore analysis, we revised in detail the age and depositional environment of Lago Mare deposits for three localities in southern Spain (Malaga, Sorbas and Níjar) and the following conclusions were established:

1) North of Malaga, the Lago Mare exposed along the Río Mendelín results from the third episode of invasion of Paratethyan organisms into the Mediterranean, corresponding to a two-way water exchange at high sea level between the basins (Lago Mare 3). The paleontological interpretations have been enhanced by investigations into the Paratethyan and Mediterranean dinoflagellate cysts and calcareous nannofossils. Age constraints have been refined by nannofossil biostratigraphy and onshore-offshore identification of the Messinian Erosional Surface overlain by a Gilbert-type fan delta. A paleogeographic and sedimentary reconstruction of the Malaga area for the time-interval 5.600–5.332 Ma shows that a minor fall in sea level facilitated the development of the Lago Mare biofacies after the marine reflooding ending the Messinian Salinity Crisis.

2) In the Sorbas and Níjar basins, the Lago Mare deposits belong to the continental sedimentary unit overlying the marine sediments of the Mediterranean reflooding, yet still affected by marine incursions at Níjar, i.e. in a more coastal location. They also illustrate the Lago Mare 3 episode, but their biofacies lacks Paratethyan dinoflagellate cysts.

3) In addition to their chronostratigraphic distinction, this paleoenvironmental criterion separates the Malaga Lago Mare from the Sorbas and Níjar ones. Indeed, only a Lago Mare biofacies including Paratethyan dinoflagellate cysts may be considered as the precise influx level of Paratethyan waters. In contrast, those Lago Mare biofacies only composed of Paratethyan molluscs and/or ostracods must be regarded as the marginal-marine (lagoonal) signature subsequent to the invasive episode.

Our data and resulting conclusions thus evidence a new environmental, sedimentological and stratigraphic context for the Lago Mare deposits of the peripheral basins of the northern Alboran Sea.

An up-to-date review of the Lago Mare evidence confirms that three invasive episodes occurred within the time-interval 5.700–5.300 Ma and supports the conclusion that the concept of a unique chronostratigraphic unit must be abandoned. The geographic distribution of Lago Mare 3 suggests that the modern pattern of Mediterranean currents took place after the marine reflooding at 5.460 Ma. At last, the petroleum interest of Lago Mare 3 is reaffirmed.

Acknowledgements

Field trips and micropaleontological analyses have been supported by the CIFRE PhD grant N° 584/2010 (TOTAL/UPMC) and by the CNRS/INSU “Actions Marges” Program. The authors gratefully aknowledge Gemma Ercilla (ICM-CSIC, Barcelona) for constructive discussion. We also warmly thank the ICM-CSIC laboratory in Barcelona for multi- and single-channel seismic profiles (available http://www.icm.csic.es/geo/gma/SurveyMaps/ and http://www.igme.es/internet/sistemas_infor/BASESINTERNET/sigeof.htm). We thank M.J. Head for his friendly review of the manuscript and edition of the English.

II.3. Conclusions principales et remarques complémentaires

L'utilisation de biomarqueurs aussi fins que les nannofossiles calcaires est primordiale à la compréhension du déroulement de la crise de salinité. Dans le cas des dépôts de type Lago Mare sur le pourtour de la Mer d'Alboran, nos travaux ont mis en évidence que le Lago Mare faisait partie intégrante des dépôts synchrones du ré-ennoiement de la Méditerranée et devait donc bien être considéré comme un épisode d'échange d'eau en haut niveau marin (5,46 – 5,30 Ma).

Les dépôts de type Lago Mare décrits dans le bassin de Níjar et Sorbas sont localisés au contact des formations marines et fluviatiles postérieures aux évaporites messiniennes (Bassetti *et al.*, 2006 ; Clauzon *et al.*, en révision). L'absence d'espèces marines et de dinoflagellés suggèrent des conditions de dépôt dans des milieux lagunaires postérieurs à l'invasion des organismes paratéthysiens. En revanche, le Lago Mare de Malaga, comportant en concomitance des organismes marins méditerranéens et paratéthysiens, est par définition le meilleur exemple de Lago Mare en Alboran. En effet, comme cela fut déjà proposé au cours de ces dernières années (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2009), les espèces de dinoflagellés paratéthysiens, et plus particulièrement l'espèce *Galeacysta etrusca*, apparaît comme étant le marqueur le plus fiable du Lago Mare. La migration de cette espèce est étroitement liée aux échanges d'eau en haut-niveau marin, contrairement aux mollusques comme les Dreissenidés qui peuvent se développer dans des environnements côtiers lagunaires et y demeurer après l'épisode d'invasion marine. Les ostracodes du groupe *Cyprideis pannonica*, largement reconnus dans les bassins de Sorbas et Níjar, peuvent marquer l'invasion paratéthysienne ou bien une phase de dilution par l'apport d'eau douce dans les bassins. La reconnaissance de ces espèces n'est par conséquent pas toujours en relation avec les échanges d'eau en haut-niveau marin.

Fort de ces observations, on peut légitimement se poser la question du Lago Mare décrit dans le sondage ODP-978 (Iaccarino et Bossio, 1999). Quel épisode de Lago Mare est-il enregistré dans le puits ? Quelles en sont les conditions de dépôt ?
La recherche en nannofossiles calcaires et en kystes de dinoflagellés a été entreprise sur les échantillons du sondage 978 (Popescu *et al.*, in prep). Les résultats des dinokystes, et notamment de l'espèce paratéthysienne *Galeacysta etrusca*, montrent la présence de deux niveaux Lago Mare dans le puits (Figure VII-3). L'épisode inférieur est caractérisé par la relative faible proportion d'espèces marines (oceaniques) et de la forte proportion d'espèces côtières, lagunaires et dulçaquicoles (Figure VII-3). L'échantillon basal a révélé la présence de l'espèce paratéthysienne invasive *Galeacysta etrusca*, marquant un influx d'eau paratéthysienne. Ces niveaux, datés du Messinien supérieur (Iaccarino et Bossio, 1999),

soulignent un environnement de dépôt sous une faible bathymétrie, à l'image du concept de Lago Mare présenté dans la Figure VII-2 (Cita et Ryan, 1973 ; Cita al., 1978 ; Orszag-Sperber *et al.*, 2000, 2006). Cet épisode de Lago Mare est par conséquent interprété comme le Lago Mare 2. Cet événement est sûrement l'épisode actuellement le moins bien contraint à l'échelle de la Méditerranée et mérite d'être étudié de façopn plus approfondie quant à ses conditions de dépôt afin de savoir s'il reflète ou non des conditions de dépôt hyper-salines comme le voudrait le modèle.

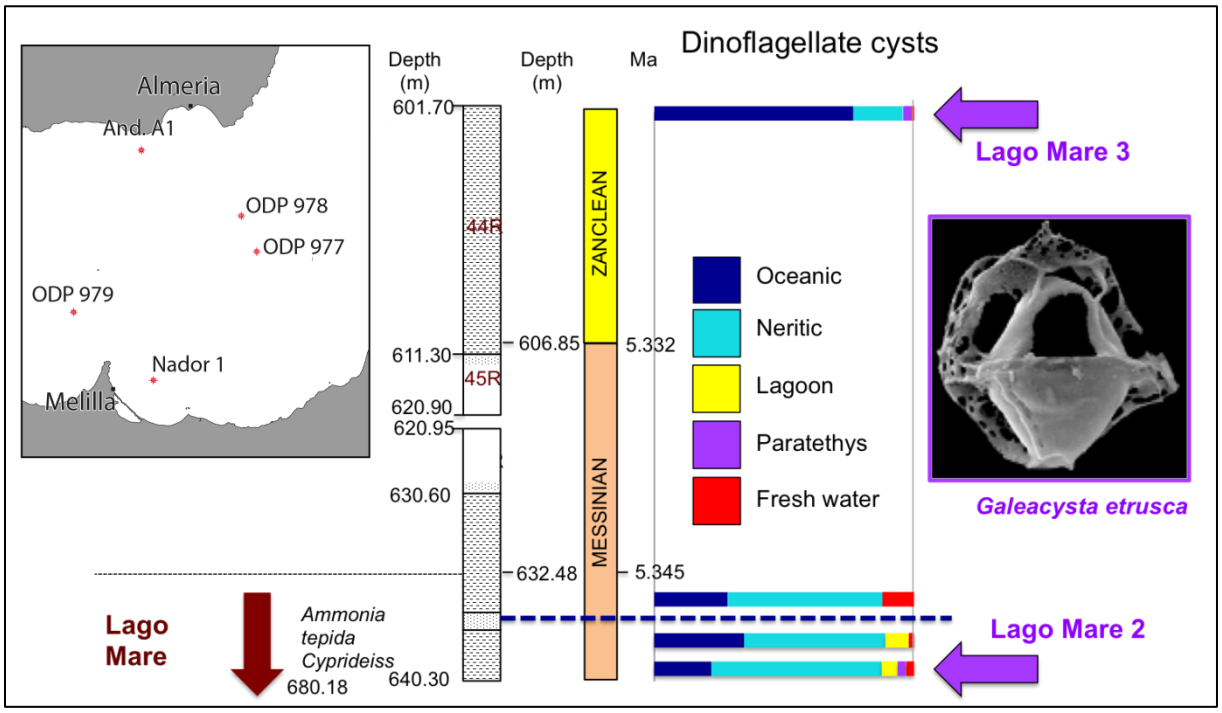


Figure VII-3 : Figure récapitulative de l'enregistrement des kystes de dinoflagellés et de leur environnement de dépôt dans le puits ODP-978 à l'est de la Mer d'Alboran (Popescu *et al.*, en prép).

Malgré les zones d'ombre existant sur le Lago Mare messinien, de nouvelles données acquises dans les sédiments zancléens (Pliocène inférieur) montrent la présence d'un épisode Lago Mare, marqué cette fois-ci par la forte proportion de dinoflagellés d'affinité marine et la présence de dinokystes de l'espèce paratéthysienne *Galeacysta etrusca* (Figure VII-3). Cet épisode, d'âge pliocène inférieur, souligne des conditions de dépôt marines franches équivalentes à celles enregistrées dans la province de Malaga. Cet épisode de Lago Mare est par conséquent interprété comme le Lago Mare 3 (Popescu *et al.*, in prep).

III. Morphologie de la surface d'érosion messinienne à travers le domaine d'Alboran (Article 4)

III.1. Présentation et objectif de l'article 4

III.1.1. Etat des connaissances

Dans les chapitres précédants, nous avons mis en évidence que le bassin de Sorbas, relativement éloigné de la côte actuelle de la Mer d'Alboran était fortement affecté par la Crise de salinité messinienne (Articles 1 et 2) et que les dépôts marins sus-jacents à la Surface d'érosion messinienne dans la province de Malaga contenaient des dépôts directement liés aux échanges d'eau entre la Méditerranée et la Paratéthys (Article 3). Ces travaux montrent l'importance du ré-ennoiement postérieur à la Crise de salinité messinienne, mais les données sur les effets de ce dernier restent trop dispersés à l'échelle d'Alboran.

Durant environ de 140.000 ans, le domaine d'Alboran s'est retrouvé émergé et soumis à l'érosion subaérienne (Figure VII-1 ; Bache *et al.*, 2012). Cette période de temps fut suffisante à la création d'un réseau fluviatile, ou tout du moins à une intensification de son incision, capable d'inciser profondément le substratum (Loget *et al.*, 2005 ; Loget et Van den Driessche, 2006). Quelle que fut la taille des bassins versants alimentant la Mer d'Alboran avant la chute du niveau marin, toutes les vallées pré-existantes ont été vigoureusement surcreusées, et plus la taille du néo-bassin versant était grande, plus l'incision fut profonde (Loget et Van den Driessche, 2005). En Alboran, les preuves de cette érosion messinienne n'ont été jusqu'à présent documentés que dans les bassins de Melilla-Nador au Maroc (Cornée *et al.*, 2006), de Malaga (Article 3) et de Sorbas (Article 1). Cependant, de nombreuses études ont documentés la présence de sédiments pliocènes marins sur le pourtour d'Alboran (Wildi et Wernli, 1977 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992 ; Aguirre, 1998 ; Guerra-Merchán *et al.*, 2010) et des morphologies érosives ont été documentées en mer (Estrada *et al.*, 2011).

III.1.2. Stratégie d'étude

Afin de contraindre la nature et la géométrie de la Surface d'érosion messinienne (SEM) en Alboran, cette dernière fut intensément recherchée que ce soit à terre comme en mer. Nos recherches se sont appuyées sur des analyses biostratigraphiques et des profils sismiques. L'analyse des profils sismiques a conduit à réaliser une carte paléo-topographique de la SEM sur l'ensemble de la Mer d'Alboran. A terre, la SEM est généralement surmontée par des dépôts deltaïques progradants organisés sous forme de Gilbert-deltas (Clauzon et al, 1990; Bache et al, 2012). Ces dépôts marins ont systématiquement été étudiés et datés par l'analyse du contenu biostratigraphique (nannofossiles calcaires).

III.2. How the paroxysm of the Messinian Salinity Crisis impacted the Alboran Sea?

Ce manuscrit a été soumis à la revue *Terra Nova* le 21 Septembre 2013. Il est le résultat d'un travail régional sur le pourtour d'Alboran, mêlant des études de terrain sur la stratigraphie et la biostratigraphie des dépôts sédimentaires (nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques), et d'une vaste étude de stratigraphie sismique dont le but est de reconnaître et caractériser la morphologie de la Surface d'érosion messinienne (MES). Ce travail sera par la suite appelé sous la forme Do Couto *et al.*, en révision[2].

How the paroxysm of the Messinian Salinity Crisis impacted the Alboran Sea?

Damien Do Couto[1,2,3], Christian Gorini[2,3], Speranta-Maria Popescu[4], Ferran Estrada [5], Jean-Pierre Suc[2,3], Elia d'Acremont[2,3], Laurent Jolivet[6], Nadia Barhoun[7], Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu[8], Gemma Ercilla[5], Abdellah Ammar[9], Jean-Luc Auxiètre[1], Jean-Loup Rubino[10]

1, TOTAL, PN/BTF, 2 place Jean Millier, 92400 La Défense, Paris, France

2, UPMC, Université Pierre et Marie Curie , ISTEP, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France

3, CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique, UMR 7193, F-75005, Paris, France

4, GeoBioStratData.Consulting, 385 route du Mas Rillier, 69140 Rillieux la Pape, France

5, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC. Passeig Maritim de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona, Spain

6, Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

7, University Hassan II-Mohammedia, Faculty of Sciences Ben M'Sik, BP 7955 Sidi Othmane, Casablanca, Morocco

8, National Institute of Marine Geology and Geoecology, 23-25 Dimitrie Onciul street, P.O. Box 34-51, 70318 Bucharest, Romania

9, Département de Géologie, Université Mohammed V, Faculté des Sciences, avenue Ibn-Batouta, B. P. 1014, Rabat, Maroc

10, TOTAL, TG/ISS, CSTTF, Avenue Laribeau, 64018 Pau Cedex, France

Corresponding author: Damien Do Couto, ISTEP, Université P. & M. Curie, Case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France (e-mail address : docoutodamien@gmail.com).

Abstract

Combination of outcrops, wells, and seismic profiles provides an opportunity to decipher the Messinian Salinity Crisis (MSC) impact on the onshore and offshore Alboran domain, resulting in a map of the Messinian Erosional Surface (MES) with unprecedented resolution. The MES has a subaerial origin and is continuously followed from land to the offshore domain, sealed by post-MSC marine sediments. Both Spanish and Morrocan sides show three different morphologies: downslope trending paleocanyons cut by a large reflooding channel crossing the entire basin, and its associated terraces. Messinian valley

northeast of the present-day Gibraltar Strait suggests that a preliminary erosion of the paleo-sill during the crisis peak could have weakened the Gibraltar barrier and triggered its collapse during the Atlantic water overflow.

Introduction

The Messinian Salinity Crisis (MSC), an outstanding event affecting the Mediterranean in the latest Miocene, is characterized by deposition of thick evaporites in central basins and fluvial erosion of margins (Chumakov, 1973; Clauzon, 1973; Hsü et al, 1973; Ryan and Cita, 1978; Bertoni and Cartwright, 2006). They together document a huge sea-level drop (~1500 m), consequence of suddenly interrupted relationships with the Atlantic Ocean (Hsü *et al.*, 1973). For example, the Messinian Rhône Valley extends from 360 km upstream to 130 km offshore (Clauzon, 1982; Clauzon *et al.*, 1990; Guennoc *et al.*, 2000; Lofi *et al.*, 2005; Bache *et al.*, 2009). The MSC two-steps (Clauzon *et al.*, 1996), widely accepted (CIESM, 2008), consider the deposition of peripheral evaporites due to minor sea-level fluctuations from 5.971 Ma (Manzi *et al.*, 2013), then evaporites, at 5.600 Ma, in central basins. Reflooding by Atlantic waters took place progressively (Bache *et al.*, 2012) before the sudden deluge (Blanc, 2002; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009; Estrada *et al.*, 2011) at 5.460 Ma (Bache *et al.*, 2012) which preserved the subaerial morphology from the marine erosion. As usually observed around the West Mediterranean (Clauzon, 1973, 1978, 1990; Suc, 1976; Clauzon *et al.*, 1990; Savoye and Piper, 1991; Breda *et al.*, 2009), the Alboran domain must have been affected by fluvial erosion. Here, the Messinian Erosional Surface (MES) is incompletely documented although it is directly concerned by Mediterranean-Atlantic connection-disconnection: the MES is either unrecognized (Guerra-Merchán *et al.*, 2010) or diversely understood (Riding *et al.*, 1999; Fortuin *et al.*, 2000; Cornée *et al.*, 2006; Roveri *et al.*, 2009; Bourillot *et al.*, 2010). The lack of biostratigraphy as well as different a priori concepts of the MSC scenario has led to considerable debate on the presence, significance and location of the MES in the Sorbas Basin (Gautier *et al.*, 1994; Riding *et al.*, 1999; Fortuin *et al.*, 2000; Clauzon *et al.*, 2009, revised; Roveri *et al.*, 2009) as well as at Bajo Segura (Soria *et al.*, 2008) and Melilla (Cornée *et al.*, 2006). Elsewhere, it is often neglected or unidentified. Offshore, the MES has been observed on 2D seismic profiles (Auzende, 1975; Mulder and Parry, 1977; Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999; Martínez del Olmo, 2008; Estrada *et al.*, 2011). Its extension has been later eroded by another surface linked to the Gibraltar sill collapse (Estrada *et al.*, 2011). For better understand desiccation and reflooding processes, the geometry of incisions and reflooding deposits is a necessary prerequisite.

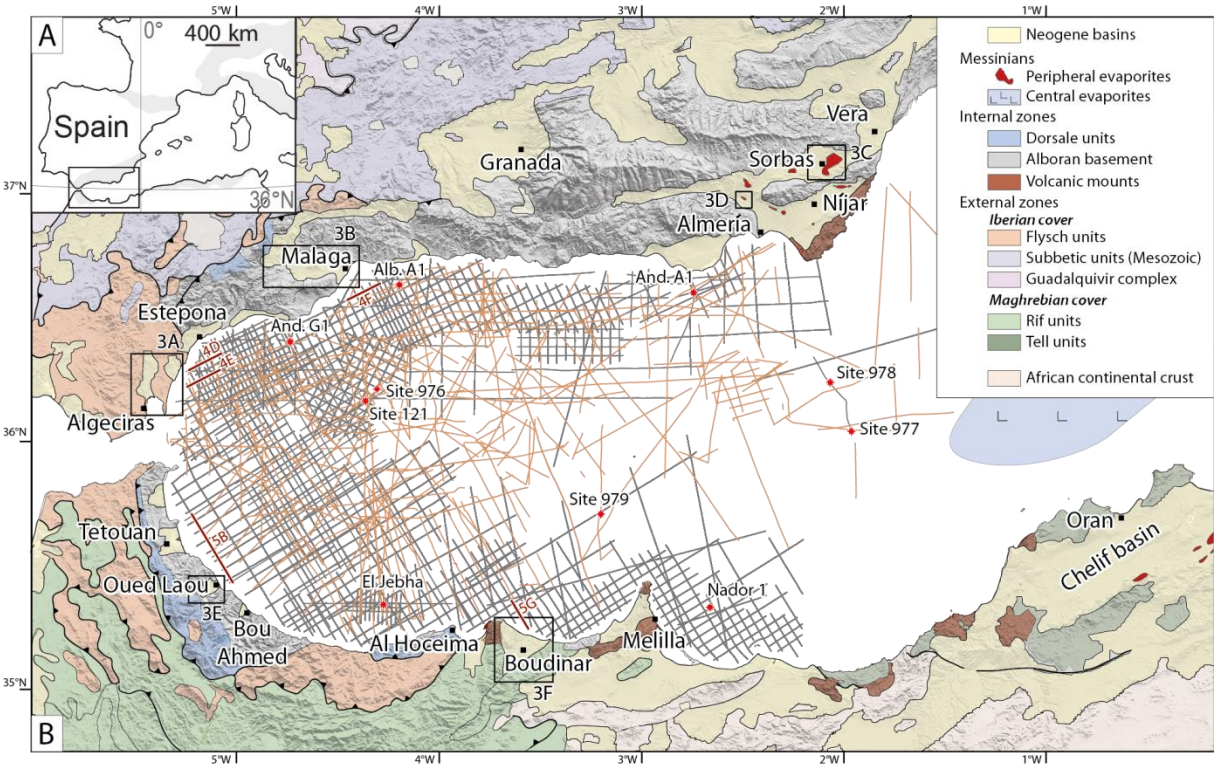


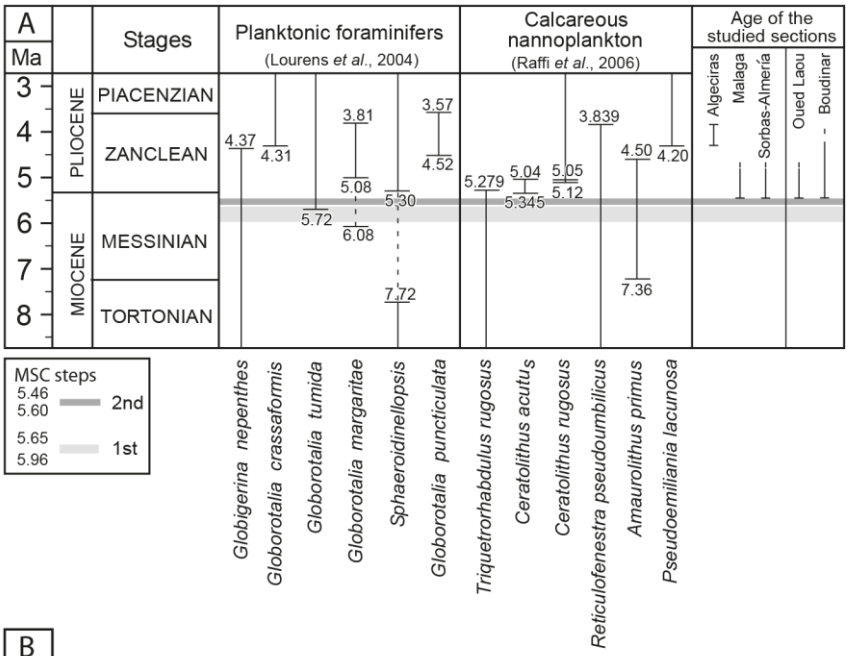
Fig. 1 : Location maps. A. Location of the studied area in the Western Mediterranean Sea. B. Simplified geological map of the Alboran Sea area (modified from Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006) displaying the location of the main Neogene depocenters. Black and orange lines respectively represent industrial 2D seismic dataset and academic 2D seismic dataset used in this study. All 700 single- and multi-channel seismic profiles covering the whole Alboran Sea at different resolutions are tied to the 10 available wells and integrated in a Kingdom Suite project. Cartons refer to detailed maps of Figure 3. Thicker lines indicate seismic profiles shown in Figures 4 and 5.

We have performed land-to-sea researches of the MES, supported by biostratigraphy, and seismic profiles, leading to a map displaying the MES morphology on the entire Alboran domain with an unprecedented resolution. Onshore, the MES is generally buried under prograding Gilbert-type fan deltas developed through the latest Messinian and early Zanclean, hereafter referred as post-MSC (Fig. 2; Clauzon *et al.*, 1990; Bache *et al.*, 2012). These marine deposits have been studied and systematically dated by marine microplankton. Paleogeographic and paleoenvironmental reconstructions of the westernmost Alboran Sea are proposed to understand how occurred one of the most important event in the Mediterranean history.

Geological and paleogeographical settings

The Alboran domain (Fig. 1) is limited by the Betic-Rif ranges whose orogenic evolution caused progressive closure of Atlantic-Mediterranean gateways, leading to the

residual Rifian Corridor up to 5.600 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999b; Krijgsman, 2002; Warny *et al.*, 2003). Alboran margins include Neogene basins with Mid-to-Late Miocene marine sediments (Fig. 1). The easternmost basins (Almería area: Rouchy, 1976; Cheliff Basin: Rouchy *et al.*, 2007; Fig. 1B) exhibit Messinian peripheral evaporites (mostly gypsums) while central evaporites (at least halite) did not reach the Alboran domain (Fig. 1B; Rouchy and Caruso, 2006).



B

Area	Algeciras		Malaga		Sorbas	Oued Laou		Boudinar
Sub area	Castellar Frontera	Guadiaro	El Tunel	Rio Mendelin		Tassafete	Tirinesse	Tarifa
Locality number (Fig. 3)	1-2	3	1	2	1-13	5-6	7	7
Foraminifers								
Globorotalia crassaformis	18	1						
Globorotalia margaritae	18	1			2	1		2
Globorotalia puncticulata	21	1						
Globigerina nepenthes				2	4			
Globorotalia tumida					3			
Sphaeroidinellopsis	2				1			
Calcareous nannoplankton								
Pseudoemiliania lacunosa								4
Amaurolithus primus		1	1	5	17	1	1	2
Ceratolithus rugosus	4							
Ceratolithus acutus				4	30		1	
Ceratolithus atlanticus					1			
Triquetrorhabdulus rugosus			1	5	38		2	3
Reticulofenestra pseudoumbilicus	12	1	3	12	64	7	2	16

Fig. 2 : Chronostratigraphy. A. Chronostratigraphic location of the studied sections with respect to bioevents. Chronology refers to Lourens *et al.* (2004). Grey strips correspond to the two steps scenario of the MSC (Clauzon *et al.*, 1996; CIESM, 2008). Chronology of the end of the MSC is from Bache *et al.* (2012). B. Biostratigraphy of deposits overlying the MES. Planktonic foraminifer and calcareous nannoplankton analyses with number of samples in which species have been recorded. Locality numbers refer to Figure 3.

In the entire Alboran Sea, MSC-related deposits are rare and represented by gypsum-bearing mass-transport deposits (Martínez del Olmo and Comas, 2008). Similar units are also described onshore underlying post-MSC marine sediments (Soria *et al.*, 2008; Omodeo Salé *et al.*, 2012).

The end of the MSC, caused by the Gibraltar Strait opening (Hsü *et al.*, 1973) is incompletely deciphered. Several hypotheses are discussed, either implying tectonics, glacio-eustasy or fluvial erosion with, respectively: (1) participation of strike-slip faulting along a wrench zone crossing the strait (Campillo *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1999) and tectonic collapse of its western part (Lujan *et al.*, 2011), or even by a tectonic subsidence related to sinking of a lithospheric slab (Govers, 2009); (2) sea-level rise of Atlantic waters overflowing the sill (Kastens, 1992; Shackelton *et al.*, 1995; Hodell *et al.*, 2001; Vidal *et al.*, 2002; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009); and (3) regressive fluvial erosion of an eastward-flowing stream which captured the Atlantic Ocean (Hsü *et al.*, 1973; Blanc, 2002; Loget and Van Den Driessche, 2006). All hypotheses claim a catastrophic and fast Mediterranean reflooding.

MSC impact on the Northern Alboran margin

Near Algeciras, deltaic sediments unconformably overlie older Eocene-Miocene deposits (Martín-Serrano García and Piles Mateo, 1980). They are ascribed to Pliocene by correlation with the Estepona area (Chamón Cobos *et al.*, 1978a). Our microplankton analyses from three localities (Fig. 3A) indicate a late Zanclean age (4.310-3.839 Ma; Fig. 2A-B). The basal contact of these deposits is well-exposed at Guadiaro where low-angle foreset beds dipping southward unconformably overlie vertical flysch (Fig. 4A). We interpret this erosional surface as the MES because fossilized by Zanclean sediments.

Near Malaga (Fig. 3B), post-MSC marine sediments form Gilbert-type fan deltas filling Messinian valleys cut within the metamorphic basement (Fig. 4B). Microplankton retrieved from these deltaic sediments (2 localities) reveals a post-MSC age (Fig. 2A-B).

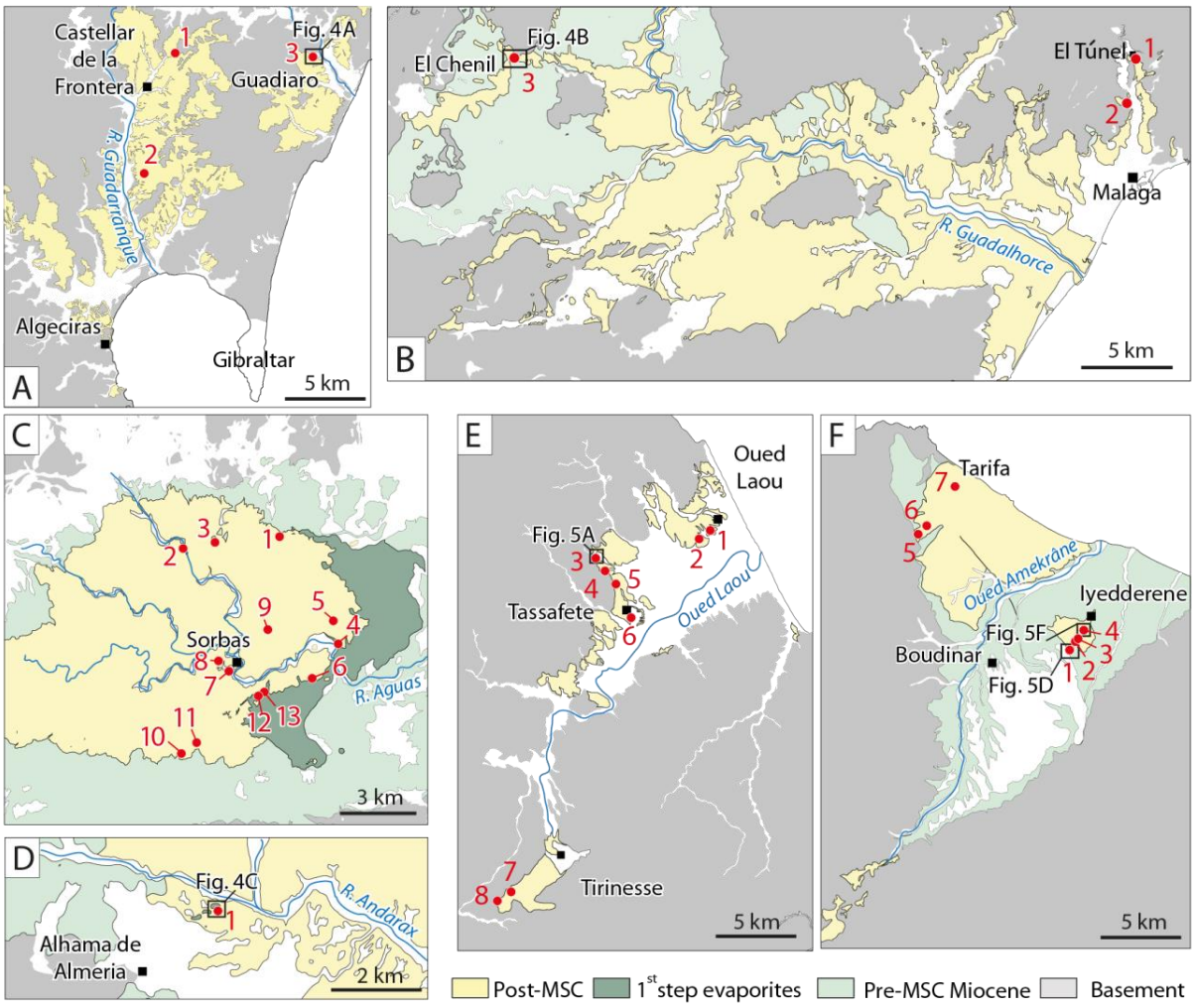


Fig. 3 : Geological maps exhibit the location of post-MSC sediments in the Algeciras (A), Malaga (B), Sorbas (C), Almería (D), Oued Laou (E) and Boudinar areas (F). Red points represent the studied localities including those analysed for their micropaleontological content. Localities: A: 1, Cerro del Morro; 2, Cerro del Moral; 3, Guadiaro; B: 1, El Túnel; 2, Río Mendelín; 3, El Chenil; C: 1, Cuesta de Cariatiz; 2, Manantial de los Charcones; 3, Moras; 4, Cortijo del Hoyo; 5, Corral de Juan Cipriano; 6, Panoramic Viewpoint; 7, Cortijo de Paco el Americano; 8, Hostal Sorbas section; 9, Cortijo Marchalien la Gorda; 10, La Cumbre; 11, Cerro de Juan Contrera; 12, Barranco del Infierno; 13, Torcales del Pocico; D: 1, Alhama de Almeria; E: 1-2, Oued Laou; 3-4-5, Oued Tassafete; 6, Tassafete; 7-8, Tirinesse; F: 1-2-3-4, Iyedderene; 5-6, Arhir Ouguermam; 7, Tarifa.

At Sorbas, 120 m of Messinian gypsums (Dronkert, 1976; Dronkert *et al.*, 1979) are overlain (often with erosional contact) by post-MSC marine deposits (Fig. 2A-B; Clauzon *et al.*, revised). These deposits laterally correlate with proximal Gilbert-type fan deltas attesting the sudden marine reflooding ending the MSC (Clauzon *et al.*, revised). Post-MSC and older Messinian deposits are separated by the MES which has been observed in many places.

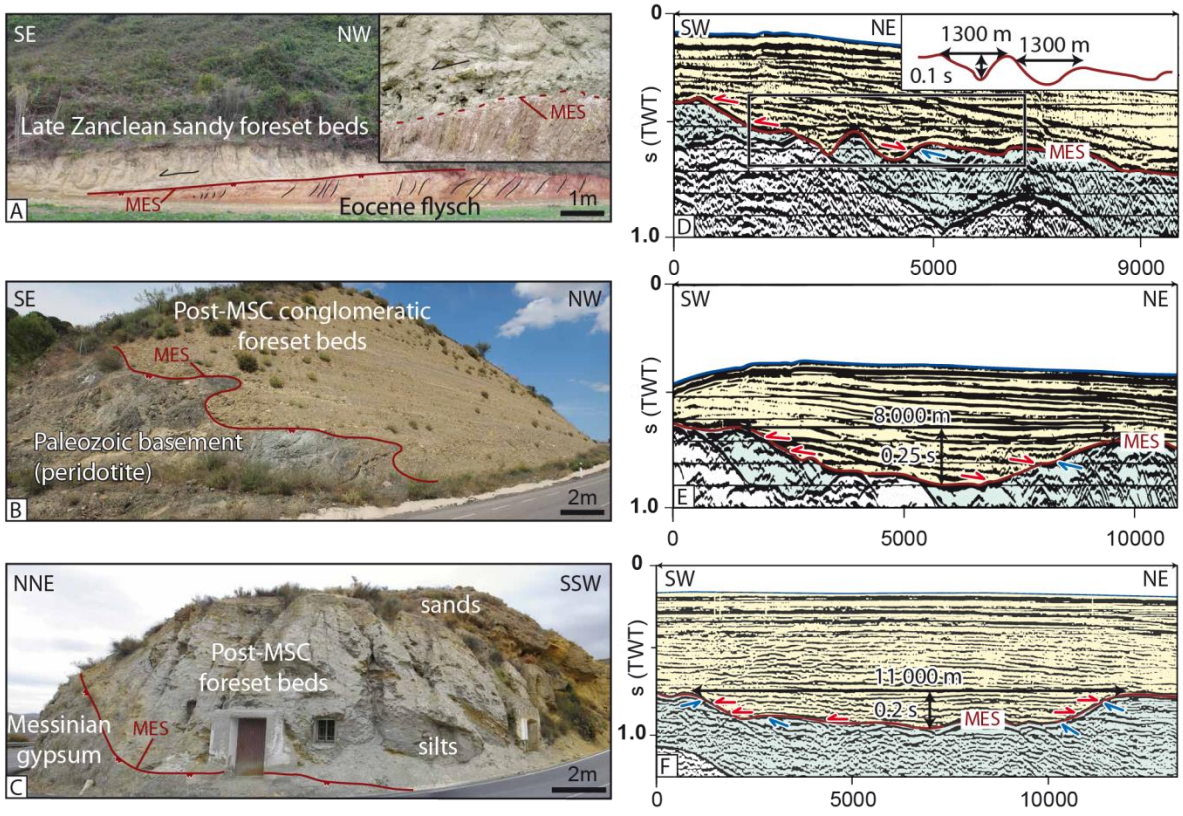


Fig. 4 : The Messinian Erosional Surface on the Spanish margin (see locations on Figs. 1, 3): A. Guadiaro (Algeciras area; Fig. 3A): low-angle sandy foreset beds prograding over the MES which eroded the Eocene flysches (see text for details); B. El Chenil (Malaga area; Fig. 3B): expression of the MES; Pliocene sands and conglomerates overlie the MES affecting the Paleozoic peridotites of the Sierra de Aguas; C. Alhama de Almeria (Almería area; Fig. 3D): Pliocene clayey bottomset beds and conglomeratic foreset beds located above the MES cutting Messinian peripheral gypsum on the northern Almería area. D, E. Offshore Estepona, the base of the Pliocene-Quaternary sequence is highlighted by the cutting of several valleys (D) merging basinward (E). The erosion is highlighted by erosional truncations (blue arrows) and downlap-onlap terminations of Pliocene sediments (red arrows). F. Offshore Malaga, a large valley filled by Pliocene sediments eroded the Miocene series.

Offshore, the sole presence of reworked gypsum and the lack of *in-situ* evaporites (Comas *et al.*, 1999) suggest that the Alboran Sea was emerged and subjected to erosion during the peak of the MSC. The marine reflooding of the Mediterranean Sea fossilised this subaerial landscape at ~5.460 Ma (Bache *et al.*, 2012). The MES is characterized by a strong contrast in acoustic impedance and by the angular unconformity separating pre-MSC from post-MSC sediments (Campillo *et al.*, 1992; Alonso *et al.*, 1999; Comas *et al.*, 1999). It has been thoroughly identified across our seismic dataset and correlations were established with previous seismic stratigraphic (Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999; Martínez del Olmo and Comas, 2008) and biostratigraphic studies from several wells (Fig. 1B; Ryan *et al.*, 1973; Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999). Offshore Guadiaro, Lower Pliocene is marked by downlap terminations and erosional truncations of Miocene (Fig. 4D). The sharp MES is highlighted by two main incisions of 1300 m width and 0.1 s twt depth (100 m considering an average seismic velocity of 2000 $m.s^{-1}$: Comas *et al.*, 1996). These main incisions merge 15 km basinward into a wider valley, 8 km wide and 0.25 s twt deep (250 m:

Fig. 4E). Such a fluvial network is also observed offshore Malaga were the Río Guadalmedina et Río Guadalhorce Messinian valleys merge near the present-day coastline drawing a 11 km wide and 200 m deep (0.2 s twt) depression 10 km from the present-day coastline (Fig. 4E).

MSC impact on the southern Alboran margin

Along the Rif coastline, Pliocene sediments are exposed along narrow troughs within Oued Martil (Tetouan), Oued Laou, Oued Tihissasse (Bou Ahmed) and the Melilla-Nador platform (Wildi and Wernli, 1977; Morel, 1987; Cornée *et al.*, 2006). In the northern Rif segment (from Oued Martil to Oued Tihissasse), Wildi and Wernli (1977) described Pliocene deltaic sediments containing prograding sands overlying marls and topped by fluvial conglomerates. In the Tetouan and Oued Laou areas, a post-MSC microfauna has been reported by Feinberg and Lorenz (1970) and Wildi and Wernli (1977). This is confirmed by our results at Tassafete and, newly, at Tirinesse (Figs. 2A-B, 3E). Although the basal surface of the Pliocene in the Oued Laou has been regarded as mostly tectonic (Wildi and Wernli, 1977), the contact between Pliocene sediments and Paleozoic basement observed in its northern flank is erosive, exhibiting an irregular outline covered by south-east dipping foreset beds (Fig. 5A). This is the MES which is followed offshore on industrial 2D seismic profiles parallel to the coastline: all along the coast several incisions were observed, filled by Zanclean sediments, especially facing Oued Martil and Oued Laou where the valleys reach respectively 5800 m width/360 m depth and 4000 m width/300 m depth (Fig. 5B).

At Boudinar, post-MSC marine deposits are characterised by a north-dipping prograding delta (Guillemin and Houzay, 1982; El Kharim, 1991; Barhoun and Wernli, 1999), specified by our observations as being a Gilbert-type fan delta (Fig. 2B). However, relationship and nature of its basal contact remained uncertain. A relatively immature conglomerate locally marks the erosion underlying the Pliocene sediments (Morel, 1987; El Kharim, 1991). Our field investigation confirms the erosion existing at the base of Pliocene, nested within Messinian marine sediments: in several localities, coarse-grain conglomerates unconformably overlie Messinian marls (Fig. 5C-D). Downstream, these conglomerates alternating with sands (Fig. 5E) outline north-dipping foreset beds dipping 27° (Fig. 5F). Offshore, the MES is well-illustrated by the truncation of pre-MSC reflections and the downlap terminations of Pliocene (Fig. 5G).

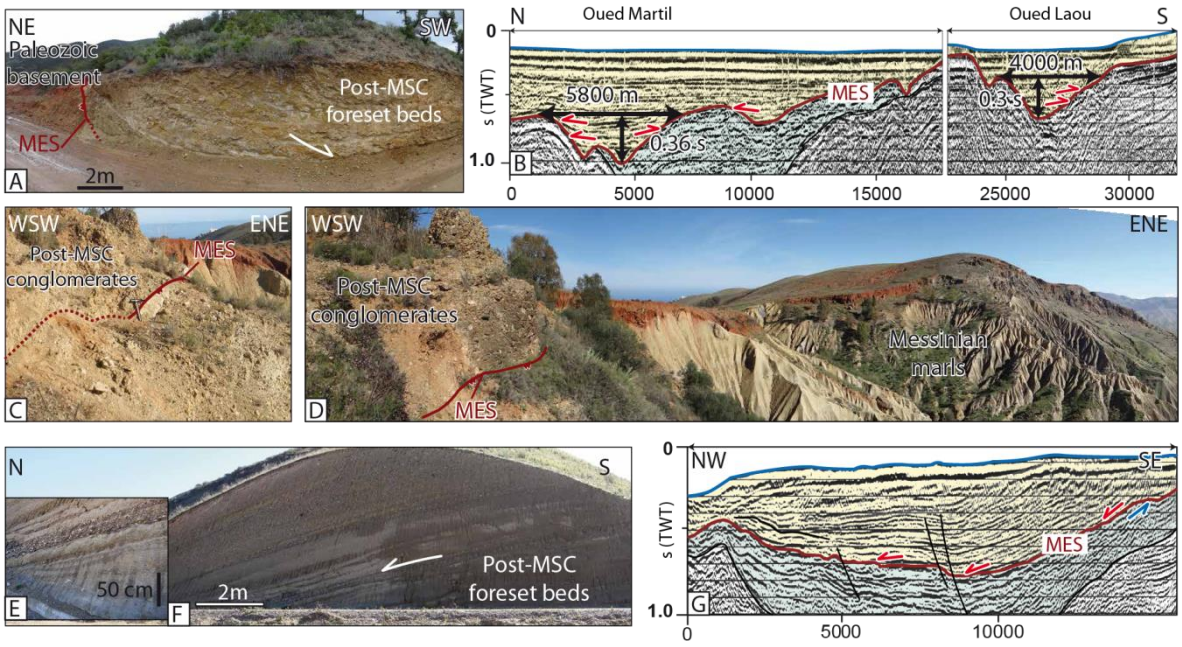


Fig. 5 : The Messinian Erosional Surface on the Moroccan margin both onshore and offshore (see locations on Figs. 1, 3). A. Oued Tassafete (Oued Laou; Fig. 3E): high-angle sandy and conglomeratic foreset beds are prograding over the MES which eroded the Paleozoic basement (location on Fig. 2C). B. Offshore Oued Martill and Oued Laou, analysis reveals deep and large. C-F. Southeastern Boudinar Basin (Fig. 3F): C, north-dipping Pliocene conglomerates overlie the MES which eroded Messinian marls; D, the north-dipping progradation is well-expressed toward the North where a close-up (E) and panoramic (F) views of the sandy and conglomeratic foreset beds show an inclination reaching 27° (see text for details). G. Offshore the Boudinar Basin, Miocene sediments are topped by a high-impedance reflector upon which Pliocene sediments are clearly prograding (red arrows showing downlap terminations).

Morphology of the Messinian Erosional Surface

Thanks to an accurate identification of the MES onshore and offshore, we computed an up-to-date paleo-topographic map of the MES in the Alboran domain (Fig. 6) extending and specifying the erosional shape of the reflooding channel as well as numerous terraces truncating Miocene deposits already described by Estrada *et al.* (2011). The MES appears contrasted by many volcanic seamounts and subsequent tectonics highlighted by folding of the Xauen Bank, frontal thrusting of the Alboran Ridge (AR) or left-lateral Carboneras Fault zone. Three types of erosional features are distinguished: several canyons located on the margin, marine terraces and the reflooding channel (Fig. 6). This map shows the MES from the head of the Messinian valleys onshore to the main incisions offshore (Fig. 6) resulting from subaerial exposure of the Alboran domain during the peak of the MSC. Downslope, the course of Spanish canyons is sharply interrupted by the reflooding channel while Moroccan ones cannot be followed all the way to the channel because of subsequent tectonics (Fig. 6).

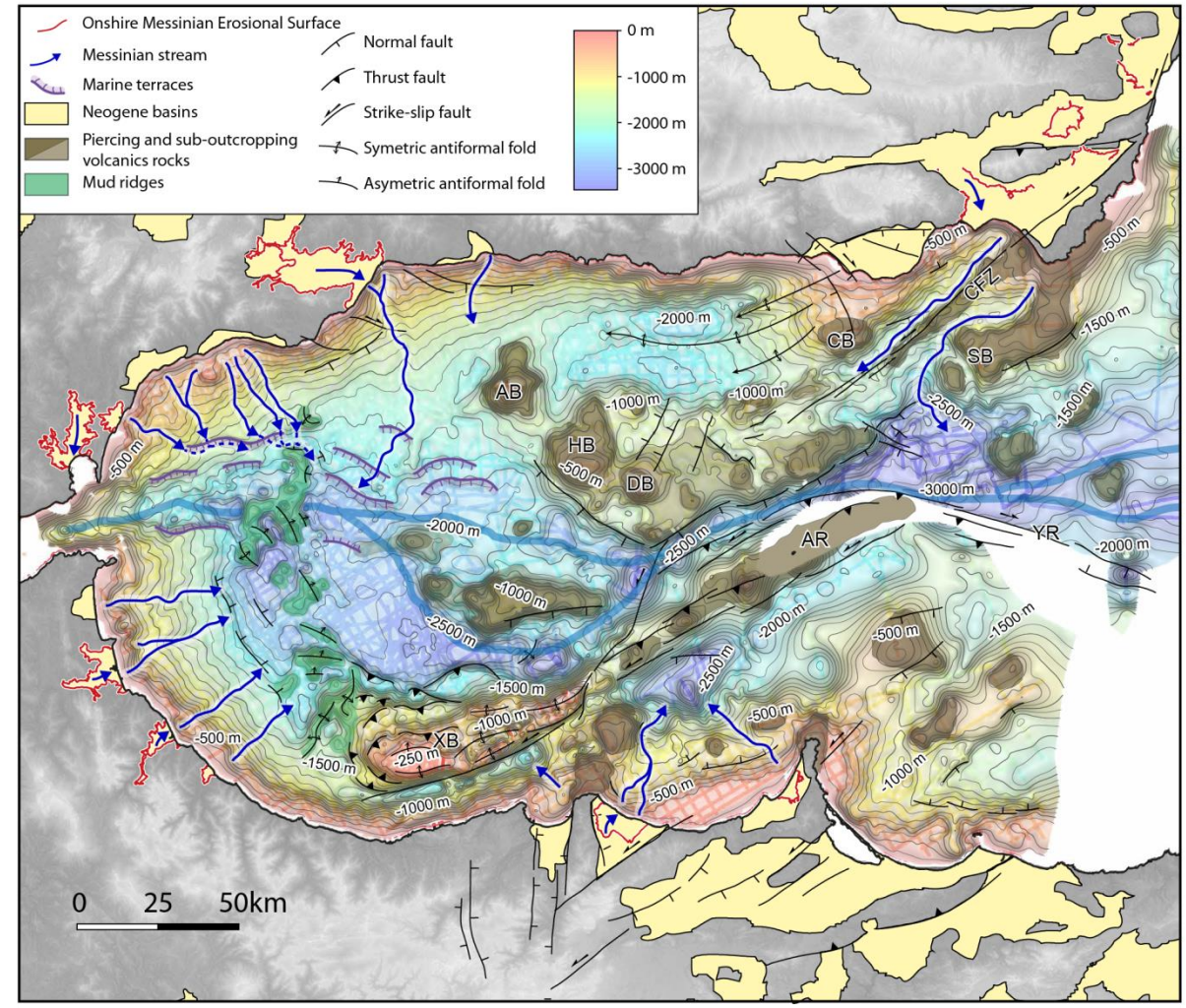


Fig. 6 : Present-day topographic and morphologic map of the MES. Onshore, red lines delimitate the base of the post-MSC marine sediments which fossilized the MES after the reflooding of the Alboran Basin (Figs. 4, 5). Offshore, isobaths of the topographic map are in metres. The time-depth conversion has been realized using average seismic velocities of 1500 m.s-1 for the marine water and 2000 m.s-1 for the Pliocene and Quaternary unit (Comas *et al.*, 1996). Location of the main Messinian valleys are marked by thick blue arrows dipping from the margin toward the basin. AB, Algarrobo Bank; CB, Chella Bank; CFZ, Carboneras Fault Zone; SB, Sabinar Bank; HB, Herradura Bank; DB, Djibouti Bank; AR, Alboran Ridge; YR, Yusuf Ridge; XB, Xauen Bank.

Inferences on the Gibraltar Strait opening

The precise mapping of the MES, the recognition of the westernmost Messinian incision in the Algeciras area and the latest chronostratigraphic framework of the MSC (Bache *et al.*, 2012) allow to re-interpret on some aspects the Strait of Gibraltar opening process. The slope of the MES and overlying Zanclean sediments developed along Messinian ríos Guadarranque and Guadiaro (Fig. 3A) is relatively gentle (Fig. 4A) compared to the Guadalhorce (Malaga) and Andarax (Almería) ones (Fig. 4B-C). Such a difference can be linked to (1) distinct erosion rates of respective substratum (Attal and Lavé, 2009) or (2)

the existence of a knickpoint in the erosion profile basinward (Fig. 7B). The Messinian Río Guadarranque made the westernmost fluvial erosion developed during the peak of the MSC, affecting the eastern side of the Gibraltar paleo-sill and probably facilitating its weakening. It is the only one filled by late Zanclean sediments (Fig. 2) suggesting that no sedimentation was possible before probably due to an intense water flow entering the Mediterranean.

Our new interpretation of the Strait of Gibraltar opening can be stated as follows (Fig. 7A):

- after the closure of the latest Atlantic-Mediterranean connection at ~5.600 Ma, the Messinian Río Guadarranque cut weakly within the easternmost part of the Gibraltar paleo-sill (Fig. 7B-D);

- during interglacials (Shackleton *et al.*, 1995; Hodell *et al.*, 2001; Vidal *et al.*, 2002; Hilgen *et al.*, 2007), global relative high sea-levels probably favored temporary Atlantic overflows into the Mediterranean Basin (Fig. 7B-D). This hypothesis is however difficult to constrain because evidence for seaways is lacking; Atlantic repeated overflows may have increased the regressive erosion of the paleo-sill;

- at 5.460 Ma, the global high sea-level of interglacial stage TG9 (Shackleton *et al.*, 1995; Vidal *et al.*, 2002; Bache *et al.*, 2012) substantially overflowed the previously weakened Gibraltar paleo-sill (Fig. 7C-E); at that time, Atlantic waters rushed into the Guadarranque lower valley which guided their massive entrance into the Alboran domain, resulting in the collapse of the remaining eastern part of the paleo-sill; simultaneously, waters deeply incised the basin floor generating the reflooding channel and associated terraces (Estrada *et al.*, 2011). Hence, marine waters invaded the basin up to the head of Messinian valleys (Fig. 6). From preliminary erosion by the Río Guadarranque up to the final rush of Atlantic waters, the Gibraltar paleo-sill suffered a westward marine erosion up to its present-day location 30 km west of the strait (Fig. 7E). The current strait morphology (Fig. 7F), made of several eastward topographic levels, may remember the subaerial erosional imprint of the Río Guadarranque Messinian valley and nearby tributaries, erased by the subsequent cutting of the reflooding channel.

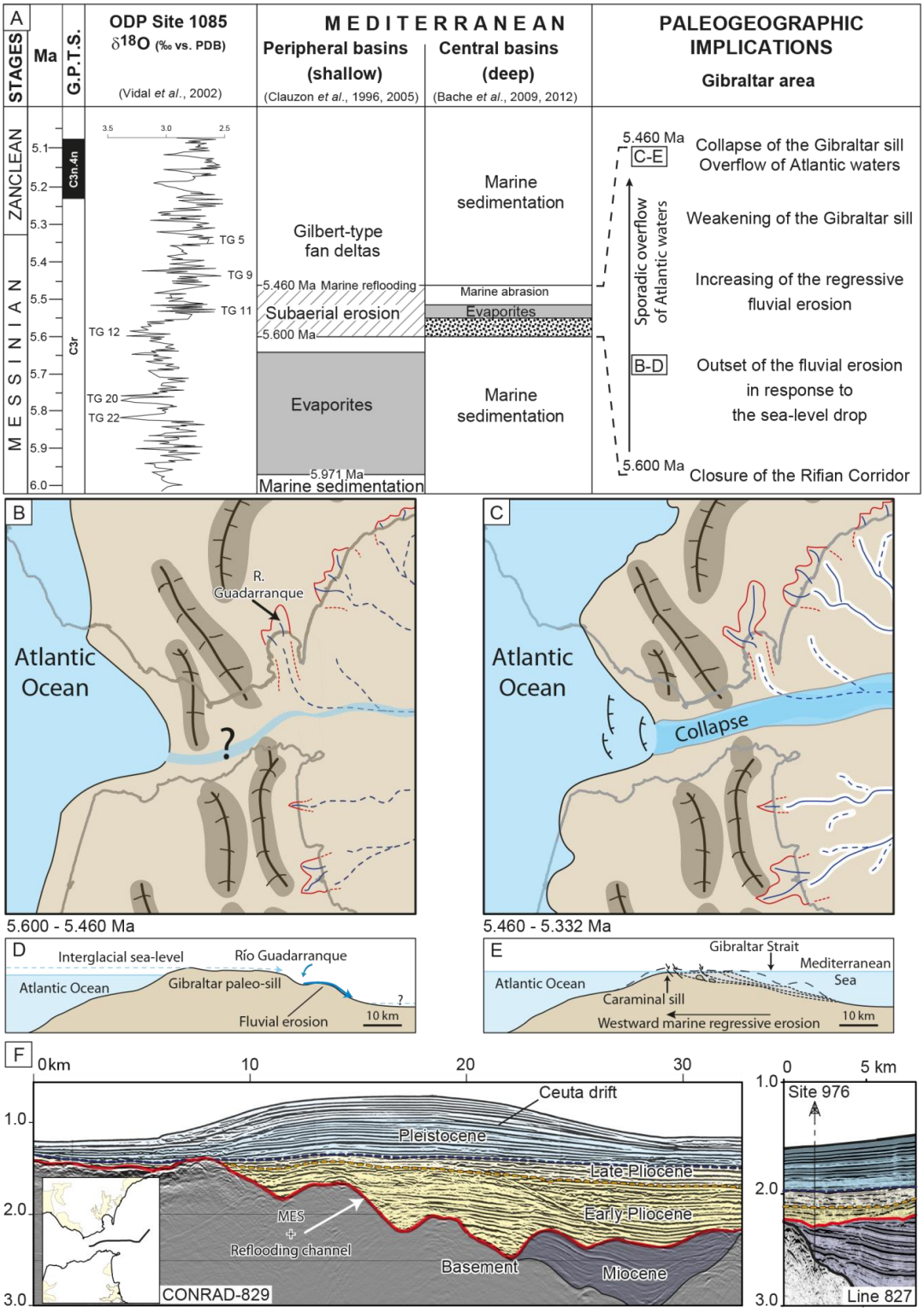


Fig. 37 : Paleogeographic implications. A. Chronotratigraphy of the events related to the MSC in the peripheral and central Mediterranean basins and paleogeographic implications for the Gibraltar Strait. The correlation is made with the 18O curve from Site 1085 (Vidal *et al.*, 2002). B-C. Paleogeographic reconstructions of the Gibraltar sill between 5.600-5.460 Ma (B) and 5.460-5.332 Ma (C) where the erosion of the Gibraltar sill was caused firstly by regressive fluvial erosion and then by the overflow of the Atlantic water (see text for details). D-E. Cross-sections of the Gibraltar sill respectively corresponding to the two stages B and C. F. Seismic profile crossing the Strait of Gibraltar showing the highly irregular erosion surface at the base of the Pliocene which resulted from the combination of subaerial erosion and the massive Atlantic water inflow. All seismic units were correlated and tied to the ODP Site 976.

Strike-slip tectonics through the paleo-sill cannot be supported by our study. Although such faults are known both onshore (García-Dueñas *et al.*, 1990; Balanyá *et al.*, 2007) and offshore (Sandoval *et al.*, 1996; Pliego, 2005; Lujan *et al.*, 2011), their age remains poorly constrained (Lujan *et al.*, 2011). Nevertheless, it seems reasonable to admit that the reflooding was triggered by combined tectonic instability, Atlantic sea-level rises in complement to preliminary fluvial erosion of the easternmost part of the paleo-sill.

Conclusion

The new map of the MES proposed in this paper shows a subaerial stream network implying the emergence of the Alboran domain during the paroxysm of the MSC (5,600–5,460 Ma). At that period, the Río Guadarranque probably started to erode the easternmost part of the Gibraltar paleo-sill. The high-sea level of interglacial stage TG9 (5,460 Ma) may have allowed massive entrance of oceanic waters into the Mediterranean Basin, invading instantaneously the Alboran Messinian valleys, and resulting rapidly in its global reconnection.

Acknowledgements

This work was funded by a CIFRE PhD grant (TOTAL/UPMC) and the “Actions Marges” and TERMEX projects (CNRS/INSU Programme). The INSU provided marine facilities. N.G. Sandoval Montero provided facilities for entering quarries near Algeciras.

III.3. Conclusions principales et remarques complémentaires

Nos travaux ont permis de mettre en évidence l'importante empreinte laissée par l'érosion subaérienne messinienne et le creusement des vallées associées à l'échelle d'Alboran. Ils ont également permis de souligner la continuité des structures et des morphologies érosives de la terre à la mer et de proposer un nouveau scénario expliquant l'affaiblissement du seuil de Gibraltar par érosion.

L'érosion (subaérienne dans un premier temps et marine dans un second temps) s'est développée aux dépens de roches sédimentaires pré-existantes, dont notamment les évaporites messiniennes. Deux questions découlent alors de ces observations:

- où les produits de l'érosion subaérienne et sous-marine ayant affecté le domaine d'Alboran se situent-ils actuellement?
- quel fut l'effet de l'érosion subaérienne et sous-marine sur les évaporites rencontrées par forage?

III.3.1. De l'érosion au dépôt : où sont les produits de l'érosion ?

Malgré l'importante couverture en profils sismiques sur la zone étudiée, il est aujourd'hui impossible d'imager le trajet exact de ces vallées messiniennes au débouché oriental de la Mer d'Alboran du fait de la profonde érosion causée par le ré-ennoiement de la Méditerranée (Estrada *et al.*, 2011) et l'intense compression régionale post-messinienne (Martínez-Garcia *et al.*, 2013). Cependant, la paléogéographie de la Méditerranée durant la crise de salinité (Rouchy et Caruso, 2006 ; Bache *et al.*, 2012) suggère que les produits d'érosion de l'ensemble du domaine d'Alboran se soit propagés et déposés dans le bassin algéro-baléarique. De tels dépôts clastiques pourraient alors s'être intercalés dans les unités évaporitiques synchrones du bas niveau marin méditerranéen (Ryan, 2009 ; Bache *et al.*, 2012, en révision). Dans l'ouest du bassin algéro-baléarique, les séries messiniennes sont caractérisées par un empilement de trois unités montrant de bas en haut (Figure VII-4) : (1) une unité basale possédant un faciès sismique à réflecteurs d'amplitude faible et discontinus accentuant son faciès transparent, (2) une unité intermédiaire caractérisée par un ensemble de réflecteurs de très haute amplitude très continus et (3) une unité sommitale constituée de réflecteurs de faible amplitude discontinus montrant une évolution de son faciès transparent à l'Ouest et bien lité à l'Est. Tous ces forts réflecteurs au sein des unités messiniennes, évaporitiques pour la majeure partie, marquent des variations de vitesse importantes liées à

la lithologie des sédiments internes et représentent très certainement les sédiments clastiques érodés du domaine d'Alboran. Ceci étant, la faible quantité de profils sismiques à notre disposition dans cette zone ne nous permet pas de conclure avec précision sur la distribution spatiale et la provenance des intercalations clastiques.

D'autre part, l'intense abrasion marine découlant de l'ouverture du Détroit de Gibraltar (Estrada *et al.*, 2011) a elle aussi impliqué le transport d'une grande quantité de sédiment depuis le domaine d'Alboran jusqu'au bassin algéro-baléarique. Le ré-ennoiement de la Méditerranée étant postérieur au dépôt des évaporites (Bache *et al.*, 2012), les produits de l'érosion marine sont probablement dilués au sein des séries recouvrant les unités messiniennes.

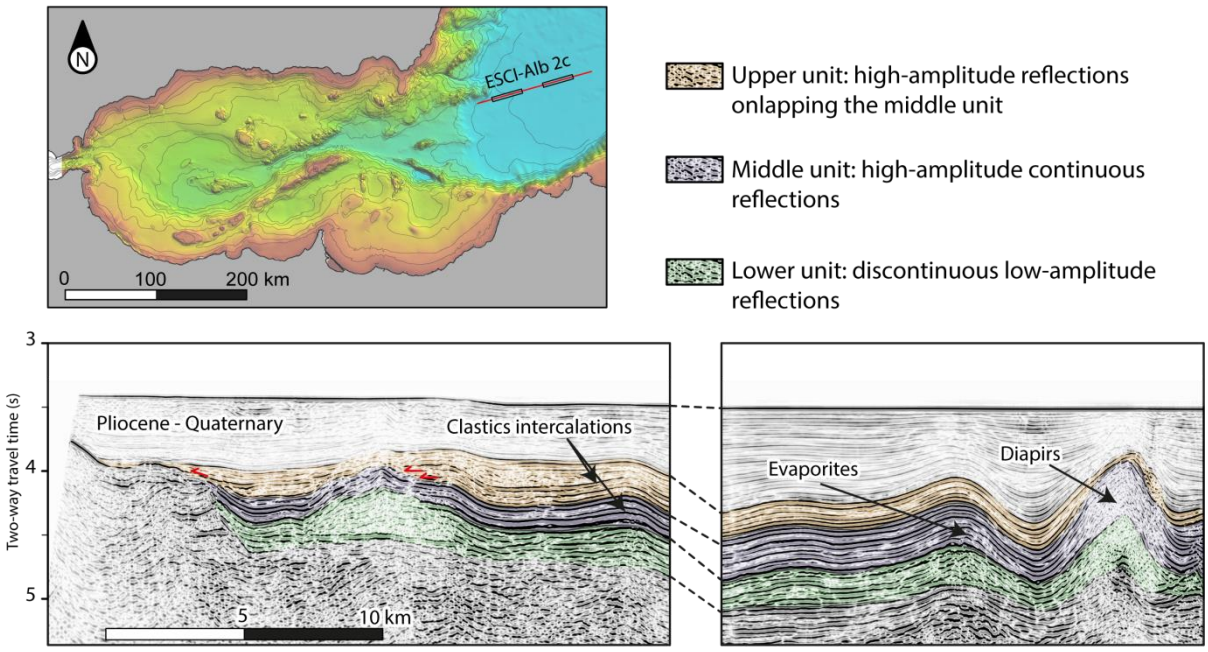


Figure VII-4 : Evaporites messiniennes du bassin algéro-baléarique le long du profil ESCI-Alb 2c. Les trois unités décrites dans le texte sont surlignées en vert, mauve et orange.

III.3.2. Les séries contemporaines de la Crise de salinité messinienne en Mer d'Alboran

III.3.2.a. Succession lithologique traversée en forage

Lorsqu'on évoque les évaporites messiniennes en Méditerranée occidentale, la majeure partie de la littérature fait référence aux épaisses évaporites salifères des bassins profonds. Ceci étant, en Mer d'Alboran, ce sont plus de 650 mètres de sédiments messiniens

qui ont été forés. Ceux-ci sont majoritairement représentées par trois grands types de lithologies (Figure VII-5) :

- argiles calcaires plus ou moins silteuses

- séries volcano-clastiques intercalées de niveaux plus argileux

- série argileuse intercalée d'anhydrite et de gypse

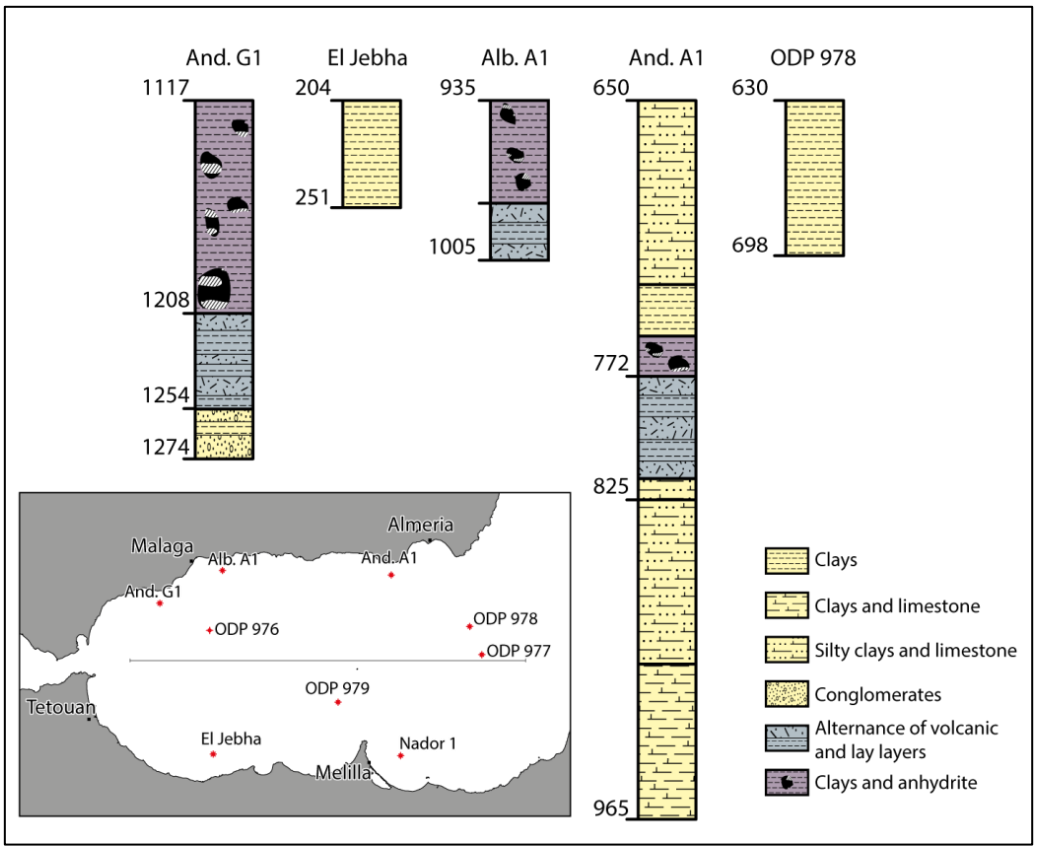


Figure VII-5 : Lithostratigraphie des séries messiniennes traversées par les puits en Mer d'Alboran reportés sur un transect E-W (d'après Elf, 1981, 1984a, 1984b ; Amoco, 1985 ; Chevron, 1986 ; Iaccarino et Bossio, 1999).

Les séries argilo-évaporitiques des puits ont systématiquement été rencontrées au dessus des séries volcano-clastiques messiniennes (Figure VII-5). Les dépôts évaporitiques inclus dans ces séries ont été décrits comme des lentilles et bancs fins interstratifiés, le plus souvent représentés par des cristaux d'anhydrites et plus localement par de très rares cristaux d'halite, disséminés dans la matrice argileuse verdâtre (Elf, 1984a). L'analyse des vitesses de pénétration d'ondes acoustiques dans cette unité semble indiquer la présence de deux sous-unités marquées de bas en haut par des vitesses moyennes de 2720 $m.s^{-1}$ et de 2280 $m.s^{-1}$ (Figure VII-6). La différence de vitesse entre ces deux unités est liée à la plus grande richesse en anhydrite de la partie inférieure (Elf, 1984a).

Les analyses biostratigraphiques (foraminifères planctoniques) réalisées sur les échantillons des forages datent ces séries par l'association de *Globoratalia mediterranea* et *Globoratalia conomieza* (Andalucia-G1 : Elf, 1984b) ou encore par l'association de *Globoratalia conomieza* et *Globoratalia plesiotumida* (Andalucia-A1 : Elf, 1981). Ces associations de foraminifères ne permettent cependant pas d'avoir une résolution temporelle équivalente à celle déterminée dans les bassins à terre (Lourens *et al.*, 2004). Néanmoins, l'alternance des bancs d'argiles et de gypse/anhydrite n'est pas sans rappeler l'organisation des séries évaporitiques messiniennes connues dans le sud-est des Bétiques (Dronkert, 1976 ; Ott d'estevou et Montenat, 1990). Il est donc relativement raisonnable d'attribuer le dépôt de ces formations à la première phase de chute du niveau marin méditerranéen (5,97-5,60 Ma).

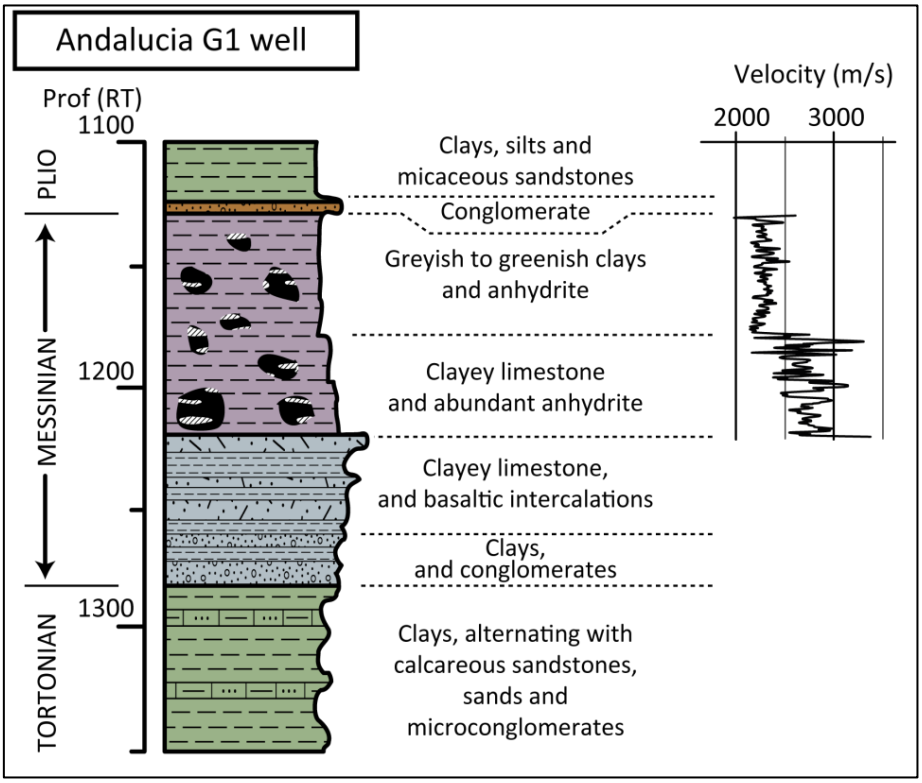


Figure VII-6 : Caractérisation des formations messiniennes traversées par le forage Andalucia-G1.

III.3.2.b. Analyse des faciès sismiques et processus de mise en place

Les faciès sismiques de l'unité évaporitique messinienne (Figure VII-7) la rendent aisément reconnaissable à travers le bassin. Elle est délimitée à sa base et à son sommet par deux surfaces irrégulières présentant pour la plupart des contrastes d'impédance acoustique de haute amplitude (du moins pour la surface supérieure). Les encadrés a, et b de la figure VII-7 montrent les différentes résolutions auxquelles cette unité argilo-

évaporitique a été observée, la résolution augmentant avec l'amélioration des techniques d'acquisition de la sismique en mer. La surface de base de l'unité est généralement érosive mais apparaît parfois conforme avec les unités miocènes sous-jacentes, notamment vers le centre du bassin. La surface supérieure est très irrégulière et fossilisée par les sédiments postérieurs au ré-ennoiement méditerranéen et correspond à la Surface d'érosion messinienne présentée précédemment (Chapitre VII – III.2).

Cette unité possède tous les critères utilisés dans la littérature pour décrire des *Mass Transport Deposits* ci-après appelés *MTD* (Posamentier and Kolla, 2003; Moscardelli *et al.*, 2006 ; Moscardelli et Wood, 2008; Bull *et al.*, 2009) : (1) des réflecteurs internes chaotiques de basse amplitude, (2) une surface basale érosive très marquée, interprétée comme une surface de cisaillement (*basal shear surface*), (3) une extension spatiale relativement limitée permettant d'en délimiter les corps et (4) une structuration interne permettant d'en définir un sens de propagation. Le terme générique de *MTD* est utilisé pour définir des corps sédimentaires déposés par des processus de transport gravitaire lorsque la zone de rupture initiale n'est pas identifiée (Canals *et al.*, 2004; Moscardelli et Wood, 2008). Lorsqu'il est impossible de distinguer les limites d'un seul et même événement gravitaire, il convient alors d'utiliser le terme *Mass Transport Complex* ou *MTC* (Posamentier et Walker, 2006; Moscardelli *et al.*, 2006; Reis *et al.*, 2010).

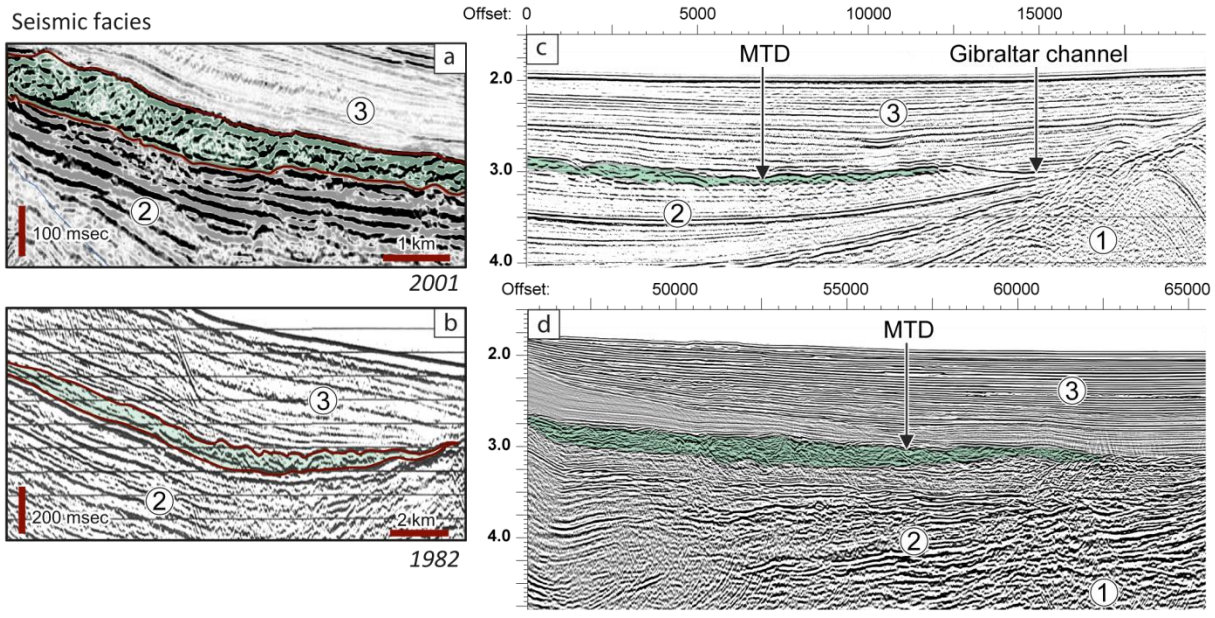


Figure VII-7 : Faciès sismique des *Mass Transport Deposits* (localisation des profils sur la figure VII-8). a et b : détail du faciès sismique, noter la différence de résolution et de qualité des profils en fonction de l'âge d'acquisition. c et d : profils sismiques montrant le recoupement des *MTD* par le chenal de ré-ennoiement. 1 : Socle acoustique, 2 : Remplissage miocène, 3 : Pliocène – Quaternaire.

En Mer d'Alboran, compte tenu du faible nombre de profils de bonne résolution, nous utiliserons par conséquent le terme *MTC* pour se référer à ces dépôts. La base de cette génération de *MTC* a été identifiée et digitalisée dans le bassin d'Alboran (Figure VII-7) révélant la présence de trois grands dépôts : (1) un vaste dépôt au large de côte sud-andalouse (le seul qui fut traversé par les forages Andalucia-G1 et Alboran-A1), (2) un second au centre du bassin d'Alboran et (3) un dernier plus concentré au large de la péninsule de Melilla.

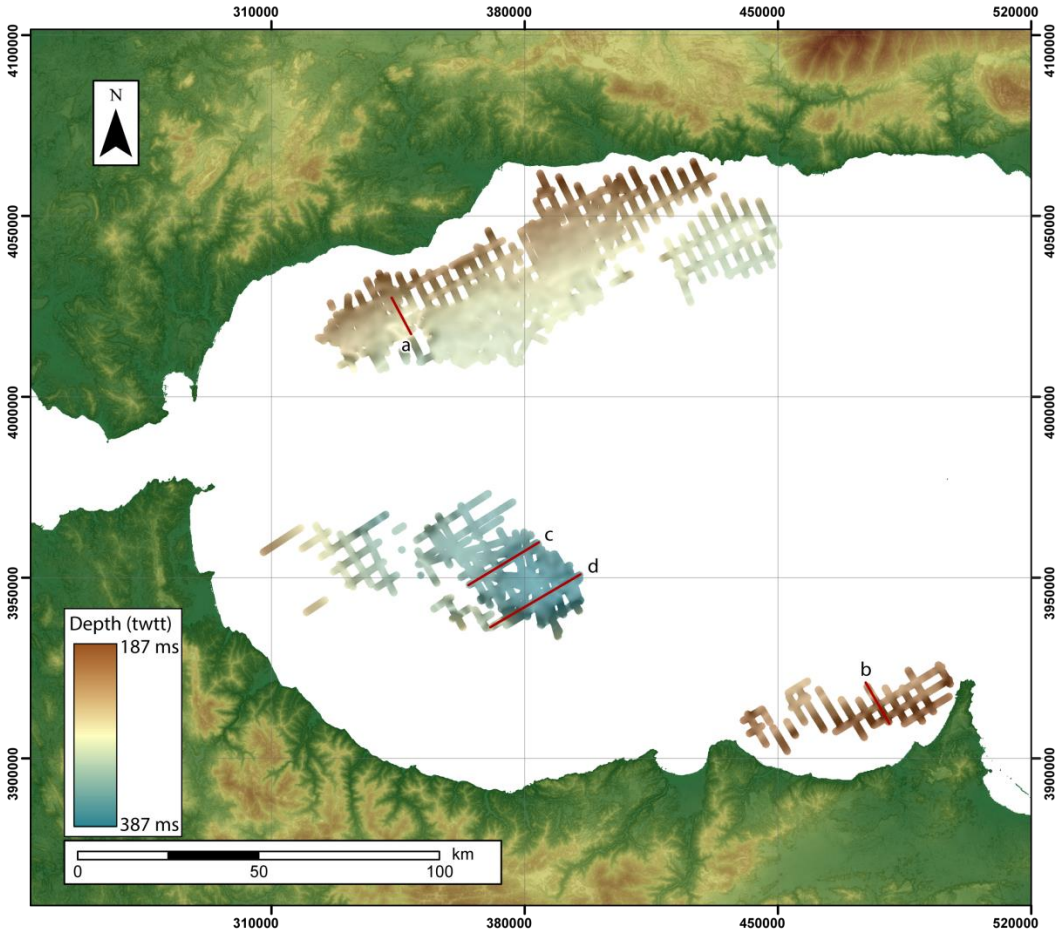


Figure VII-8 : Cartographie de la base des *MTC* messiniens contenant des évaporites en Alboran. a, b, c et d représentent les sections de profils sismiques de la figure VII-7. Projection : UTM30, datum WGS-84.

Le *MTC* localisé sur la marge sud-andalouse (figure VII-7a ; VII-9a, b) présente des structures internes obliques à la stratification, comparables à des chevauchements imbriqués (Frey-Martinez *et al.*, 2006 ; Moscardelli *et al.*, 2006 ; Moscardelli et Wood, 2008). Cette structuration interne témoigne d'une diminution de la vitesse de propagation des

écoulements et en indique le sens et la direction. Dans ce cas précis, le *MTC* localisé sur la marge sud-andalouse indique un sens d'écoulement parallèle à la pente.

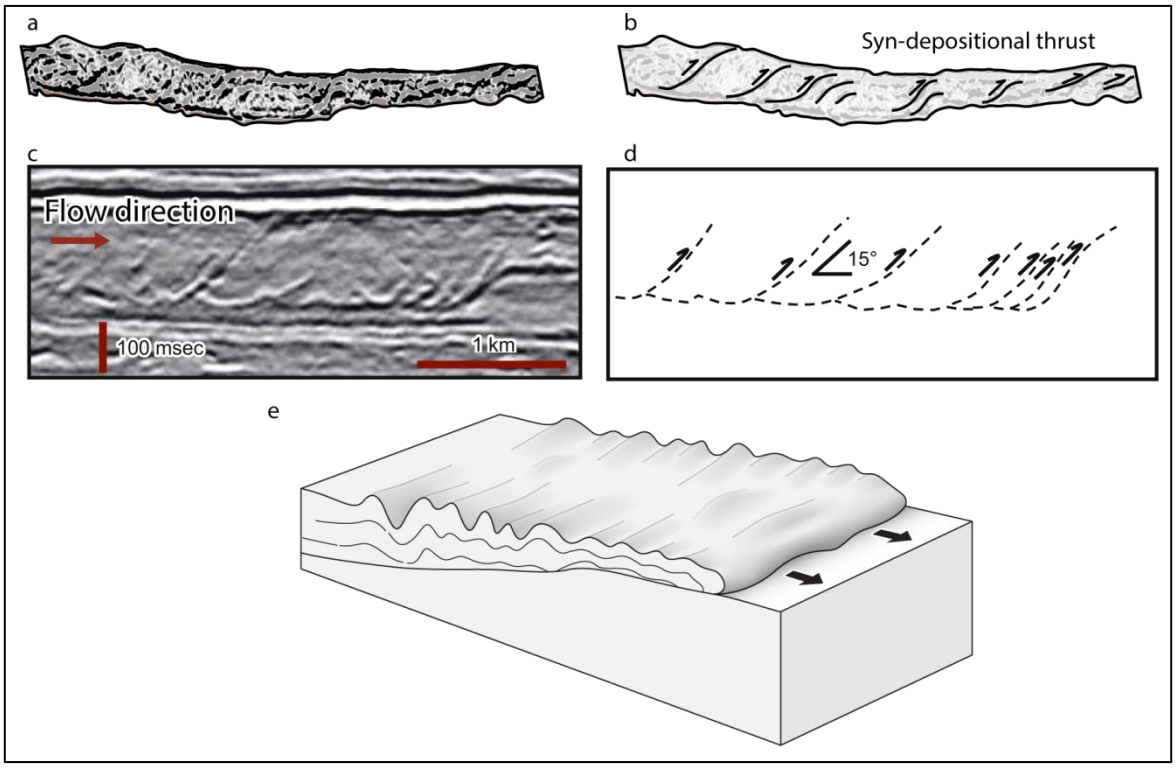


Figure VII-9 : Interprétation du mode de dépôt des *MTC* en Mer d'Alboran. a, b : vue en coupe (horizontalisée) et interprétation des structures compressives internes au sein du *MTD* localisé sur la marge andalouse; c, d : vue en coupe et interprétation des structures compressives internes de *MTC* dans le Golfe du Mexique (d'après Posamentier et Walker, 2006). e : modèle conceptuel de mise en place des *MTC* sur une surface libre.

III.3.2.c. Répartition spatiale des *MTC* et relation avec la Crise de salinité messinienne

A partir des vitesses sismiques déterminées au sein du forage Andalucia-G1 (vitesse moyenne de 2500 $m.s^{-1}$, Figure VII-6), les isopaques des *MTC* ont été calculées. L'examen de la Figure VII-10 révèle de nombreuses informations :

- le *MTC* de la marge sud-Andalouse est le plus vaste géographiquement, son extension est d'environ 3500 km². L'épaisseur maximale atteinte par ce *MTC* n'excède pas les 200 m. Sa répartition volumétrique s'organise selon plusieurs petits *depocentres* plus ou moins allongés et orientés NNW-SSE,

- le *MTC* localisé au large du Rif occidental s'étend au total sur 1500 km² quand son épaisseur maximale atteint localement 400 m. L'analyse de sa morphologie révèle un *depocentre* majeur sur sa partie sud-est, avec une épaisseur moyenne de plus de 250 m,

- le *MTC* localisé au large de la péninsule de Melilla est le plus petit de tous, il s'étend sur plus de 650 km² et son épaisseur maximale ne dépasse pas 150 m.

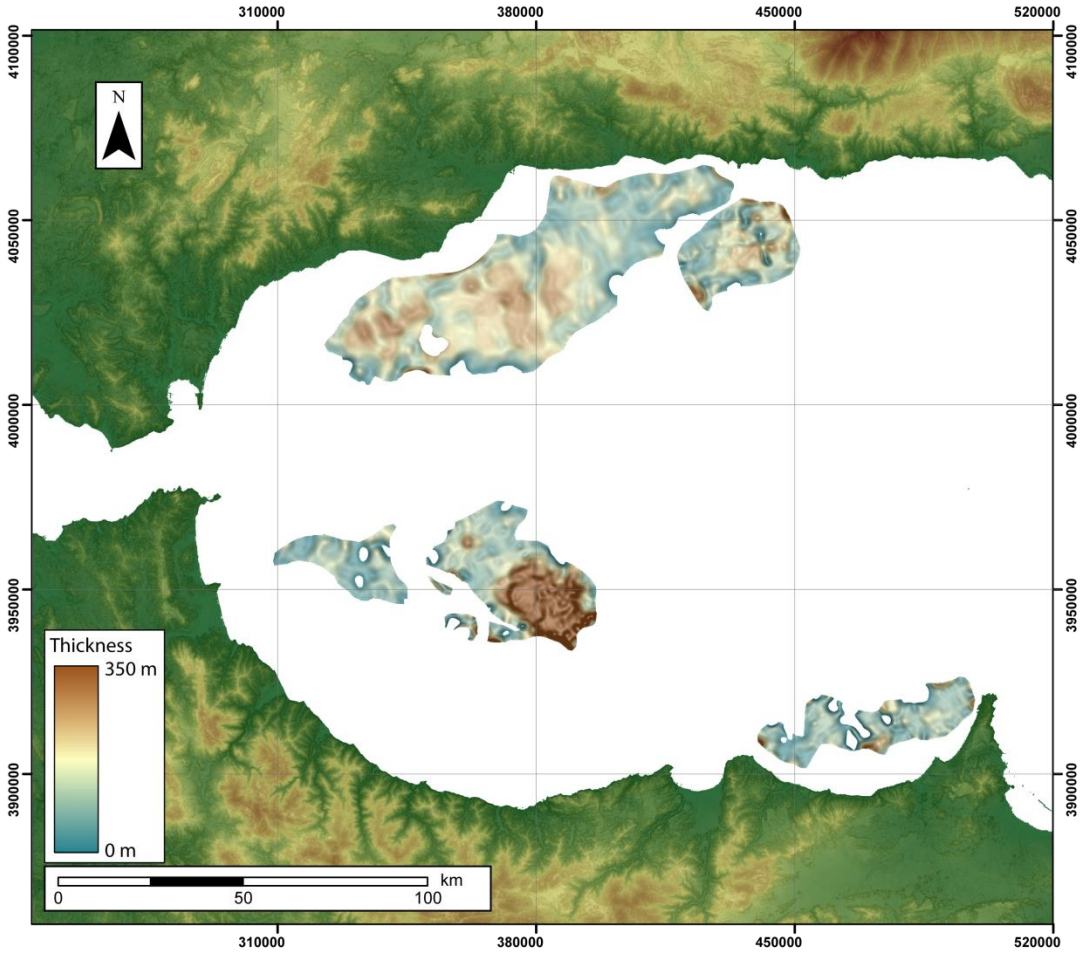


Figure VII-10 : Isopaques des *MTC* messiniens en Mer d'Alboran. Le *depocentre* le plus épais se localise dans le centre de la Mer d'Alboran, au large de la côte marocaine.

Ces *MTC*, d'âge messinien supérieur, sont tous recouverts par les dépôts datant du ré-ennoiement de la Mer Méditerranée (à partir de 5,46 Ma). L'observation des profils sismiques traversant le MTC localisé au large du Rif occidental (Figure VII-7c, d), montre que l'extrémité orientale du *MTC* semble érodée par l'érosion marine lors du ré-ennoiement de la Méditerranée. Cette observation se confirme en superposant le trajet du chenal de ré-ennoiement méditerranéen sur la carte des isopaques des *MTC*.

L'extension latérale du *MTC* sud-andalou s'interrompt au contact des terrasses marines liées

au ré-ennoiement (Figure VII-11). Cette observation fut aussi soulignée par Estrada *et al.* (2011). De plus, en superposant le trajet des vallées messiniennes mises en évidence précédemment (Chapitre VII – III.2) sur les isopaques des *MTC*, on remarque que celles-ci se superposent parfaitement aux zones de faibles épaisseur séparant les petits *depocentres* d'orientation NNW-SSE (Figure VII-11).

Toutes ces observations tendent à montrer que ces *MTC* ont été affectés par l'érosion subaérienne (5,60 – 5,46 Ma).

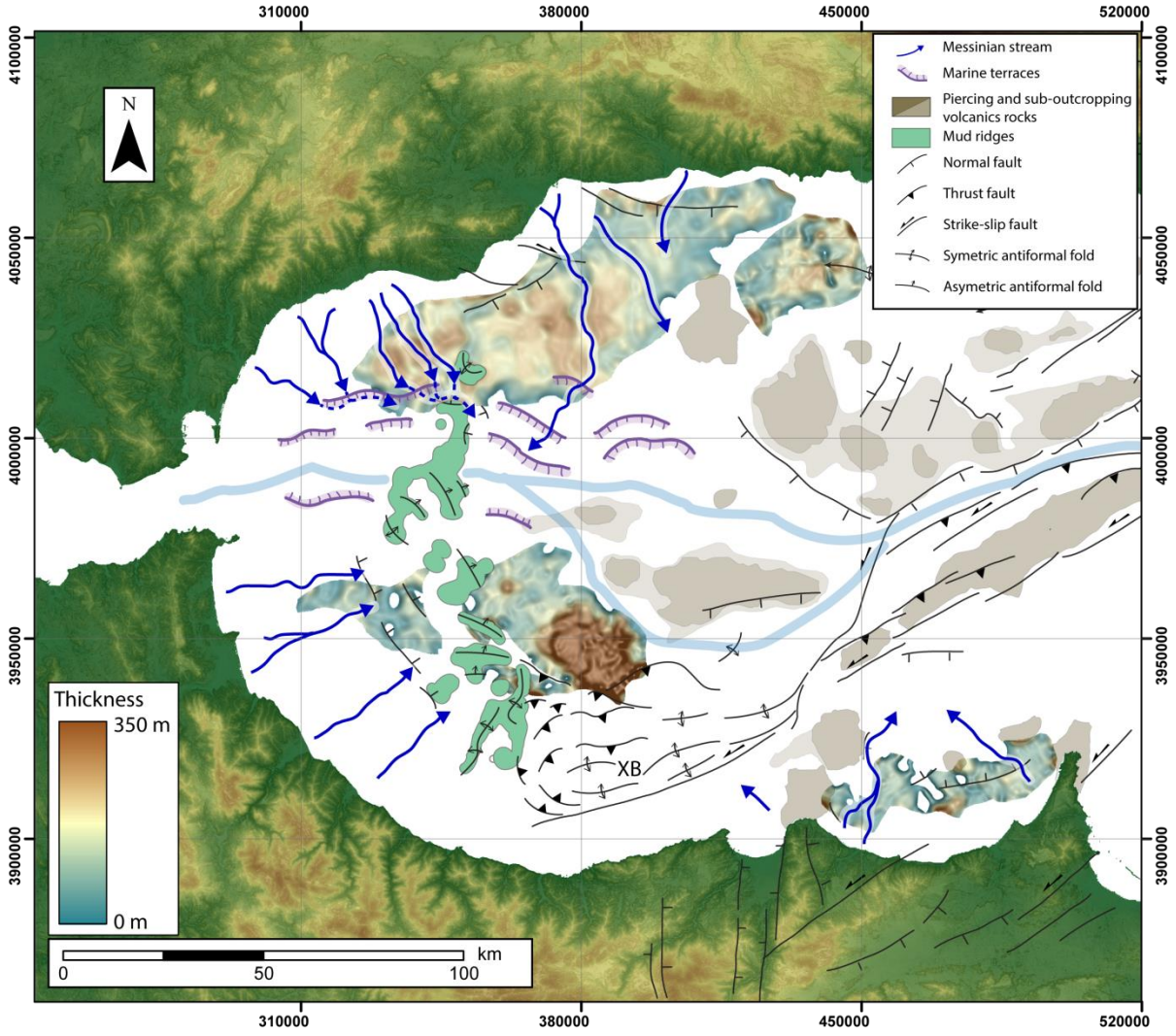


Figure VII-11 : Cartographie des *MTC* messiniens en Mer d'Alboran additionnés aux traits topographiques affectant la Surface d'érosion messinienne.

III.3.2.d. Quels sont les mécanismes à l'origine de la déstabilisation gravitaire ?

Pour déstabiliser des masses sédimentaires sur une pente continentale, il faut que la contrainte de cisaillement gravitaire à la base des sédiments dépasse la résistance au cisaillement du matériau formant la pente. Tout processus capable de réduire la résistance au cisaillement ou d'augmenter la contrainte cisaillante sera alors considéré comme un processus potentiellement générateur de *MTD*. Il existe dans la littérature plusieurs causes permettant la déstabilisation gravitaire en domaine sous-marins incluant : (1) la présence de surpression dans la colonne sédimentaire, (2) la déstabilisation d'hydrates de gaz, (3) le dégagement de gaz, (4) l'accroissement de la pente continentale par un phénomène quelconque, (5) l'érosion en bas de pente, (6) l'activité sismique et tectonique, (7) la surcharge sédimentaire (par effet de houle et de flux tidaux), (8) la fluctuation de niveau marin (eustatisme), (9) l'activité volcanique ou encore (10) le diapirisme (Canals *et al.*, 2004 ; Moscardelli et Wood, 2008). Plus les dépôts gravitaires sont anciens et enfouis, plus il est difficile de discerner le mécanisme responsable de la déstabilisation. En effet, il apparaît quasiment impossible de tester les hypothèses telles que le dégazage, la déstabilisation de gaz hydrates ou encore les effets de houle sur les sédiments anciens. En revanche, les hypothèses telles que l'eustatisme ou l'activité sismique/tectonique sont bien plus souvent invoqués dans le cas de sédiments enfouis. Dans beaucoup de cas, plusieurs facteurs entrent en compte dans le processus de déstabilisation gravitaire.

Au vu de la forte activité sismique et tectonique du domaine d'Alboran (Gutscher, 2004 ; Ruiz-Constán *et al.*, 2011 ; Cunha *et al.*, 2012), et du contexte environnemental et sédimentaire au Messinien (importante chute puis hausse du niveau marin), il est fort probable que les facteurs tectonique et eustatique aient joué un rôle primordial dans la déstabilisation gravitaire. En effet, au-delà des conséquences en terme d'érosion que pourrait provoquer une forte chute suivie d'une forte hausse du niveau marin en Méditerranée, il faut aussi tenir compte de l'importante chute de pression que peut engendrer une telle évaporation.

La morphologie du *MTC* localisé sur la marge sud-andalouse apparaît nettement affectée par l'érosion subaérienne responsable du creusement des vallées observées de la terre à la mer (Figure VII-11). Ceci laisse à penser que ce *MTC* se serait déposé et consolidé avant que l'érosion subaérienne n'ait affecté l'ensemble du domaine d'Alboran à partir de 5,60 Ma. Le fait que ce *MTC* soit précisément composé d'évaporites messiniennes de type périphérique (gypse et anhydrite) ne laisse que peu de temps à sa remobilisation sous-marine : en effet, la sédimentation primaire de ces unités dont le début est fixé à 5,97 (Manzi *et al.*, 2013) s'arrêta aux alentours de 5,60 Ma avec l'intense chute du niveau marin méditerranéen et l'initiation de l'érosion subaérienne (Clauzon *et al.*, 1996, revised). Il est par conséquent possible de proposer un âge de remobilisation gravitaire aux alentours de 5,60

Ma pour ce *MTC*, celui-ci étant alors une conséquence de l'intense chute eustatique méditerranéenne.

D'autre part, le *MTC* le plus volumineux ayant été reconnu en Mer d'Alboran se situe sur le front nord du banc de Xauen (Figure VII-11, VII-12). Le banc de Xauen est une des zones les plus déformées en Mer d'Alboran au sein de laquelle vient s'enraciner une faille majeure (Watts *et al.*, 1993 ; Mauffret *et al.*, 2007). Sa structure interne est faite d'un ensemble de plis anticlinaux et synclinaux témoignant de l'activité tectonique compressive active depuis le Tortonien supérieur (Chalouan *et al.*, 1997 ; Comas *et al.*, 1999).

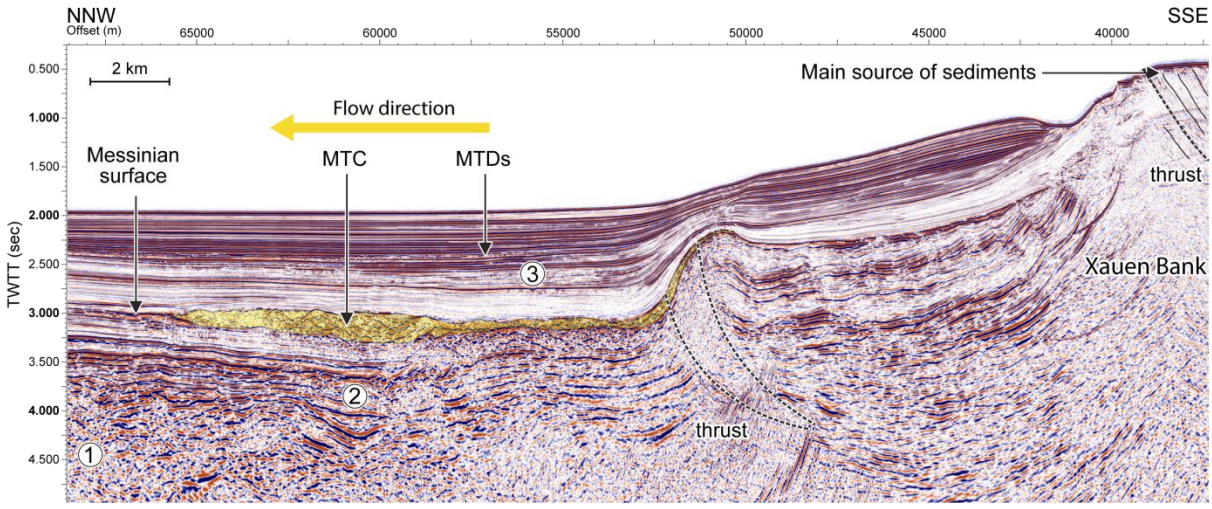


Figure VII-12 : Profil sismique montrant la localisation du plus volumineux *MTC* d'Alboran au front des chevauchements internes du banc de Xauen. 1 : Socle acoustique, 2 : Remplissage miocène, 3 : Pliocène – Quaternaire.

La morphologie actuelle du *MTC* localisé sur son front nord montre une déformation de sa partie la plus proximale au droit de chevauchements aveugles affectant la couverture sédimentaire miocène (Figure VII-12). La partie la plus distale montre tous les aspects d'un *MTC* classique non déformé comprenant une base érosive, une intense déformation interne et la présence d'un chevauchement frontal (ou rampe frontale) au front de propagation du *MTC*. Il n'existe aucune donnée de forage permettant de définir si ce *MTC* est composé d'évaporites messiniennes comme son homologue sud-andalou. Au contraire, compte tenu de la proximité du *MTC* avec les chevauchements actifs du banc de Xauen, il semblerait que la source de ce *MTC* corresponde à des roches sédimentaires pour la plupart composées d'argiles et silts légèrement calcaires d'âge miocène supérieur (Amoco, 1985) et aujourd'hui intensément déformés et verticalisés (Figure VII-12). La seule contrainte temporelle dont

nous disposons pour pouvoir discuter de son âge de mise place est que son extrémité orientale est recoupée et érodée par le chenal de ré-ennoiement, limitant donc son âge de mise en place avant 5,46 Ma (Bache *et al.*, 2012). Au regard de la carte des isopaques des *MTC* en Alboran (Figure VII-11), ce *MTC* apparaît comme un événement singulier lié à la tectonique du banc de Xauen, plus épais que la plupart des autres dépôts, et surtout confiné entre des hauts structuraux faits de volcans de boue à l'Ouest et de roches volcaniques à l'Est (Figure VII-11).

CONCLUSIONS DE LA PARTIE II

L'ensemble des travaux présentés dans cette seconde partie ont apportés de nombreux résultats ayant permis d'améliorer notre connaissance sur l'impact de l'évènement messinien en Mer d'Alboran et sur ses marges.

Le bassin de Sorbas

L'étude stratigraphique et biostratigraphique réalisée dans le bassin de Sorbas a permis de mettre en lumière et de contraindre la présence d'une érosion subaérienne et d'un hiatus sédimentaire entre les formations évaporitiques messiniennes et les dépôts deltaïques sus-jacents (Chapitre VI ; Clauzon *et al.*, en révision). L'étude des foraminifères et des nannofossiles calcaires a permis d'affiner les bornes temporelles de cette érosion subaérienne, synchrone du paroxysme de la Crise de salinité messinienne affectant la Méditerranée. Ce résultat est d'importance dans le domaine d'Alboran, car le bassin de Sorbas a trop souvent été interprété comme faiblement affecté par la Crise de salinité messinienne. De plus, il a été montré que l'architecture sédimentaire des dépôts marins et continentaux remplissant les canyons messiniens creusés pendant l'érosion témoigne d'une édification en Gilbert deltas. La mise en place de ces appareils sédimentaires n'a pu se faire que par le jeu concomitant de deux paramètres importants : (1) un grand espace d'accommodation permettant la progradation de *foresets beds* à dépôts clastiques grossiers et (2) un important flux sédimentaire. Dans le cas du bassin de Sorbas, l'espace d'accommodation fut créé par les 140.000 ans d'érosion subaérienne.

Cette étude de terrain a permis de soulever de nouvelles questions quant à la géométrie du réseau de drainage messinien ayant érodé le bassin durant 140.000 ans et plus spécifiquement sur la localisation de son exutoire. C'est ainsi qu'est née l'idée de modéliser la géométrie de la Surface d'érosion messinienne en profondeur. En l'absence de données de puits ou de profils sismiques à travers le bassin, le travail de modélisation s'est orienté sur l'interpolation spatiale de données de surface à l'aide d'un logiciel spécifique : *3DGeomodeller* (BRGM – Intrepid Geophysics). L'estimation de l'épaisseur de gypse sous le remplissage pliocène et quaternaire du bassin de Sorbas suggère la présence de deux corridors « érosifs » sous lesquels le gypse est aminci. Cette observation est à mettre en relation avec la présence au nord du bassin de deux vallées orientées vers le Sud marquant

la Surface d'érosion messinienne sur laquelle sont venus prograder les *foreset* et *bottomset beds* des Gilbert deltas signant le ré-ennoiement marin du bassin et qui se sont poursuivis pendant le Zancléen basal. Cette orientation Nord-Sud associée aux corridors érosifs du gypse sous-jacent semble indiquer que le réseau de drainage messinien du bassin de Sorbas débouchait vers le Sud et le bassin de Níjar (Chapitre VI ; Do Couto *et al.*, en préparation[1]).

Le bassin de Malaga et la Lago Mare

Durant la Crise de salinité messinienne, le bassin de Malaga fut soumis à une érosion subaérienne tout comme la vallée du Río Guadalmedina-Mendelín. Les dépôts postérieurs à la Crise de salinité messinienne sont faits de Gilbert deltas au sein desquels ont été retrouvés des dépôts à biofaciès « Lago Mare » caractérisé par des organismes paratéthysiens. L'utilisation de microfossiles bio-marqueurs a confirmé l'âge des échanges d'eau entre la Paratéthys et la Méditerranée lors du ré-ennoiement de celle-ci. Le « Lago Mare » doit donc être désormais considéré comme un épisode d'échange d'eau à haut niveau marin entre 5,46 et 5,30 Ma environ, en relation directe avec le ré-ennoiement de la Méditerranée (Chapitre VII ; Do Couto *et al.*, en révision[1]).

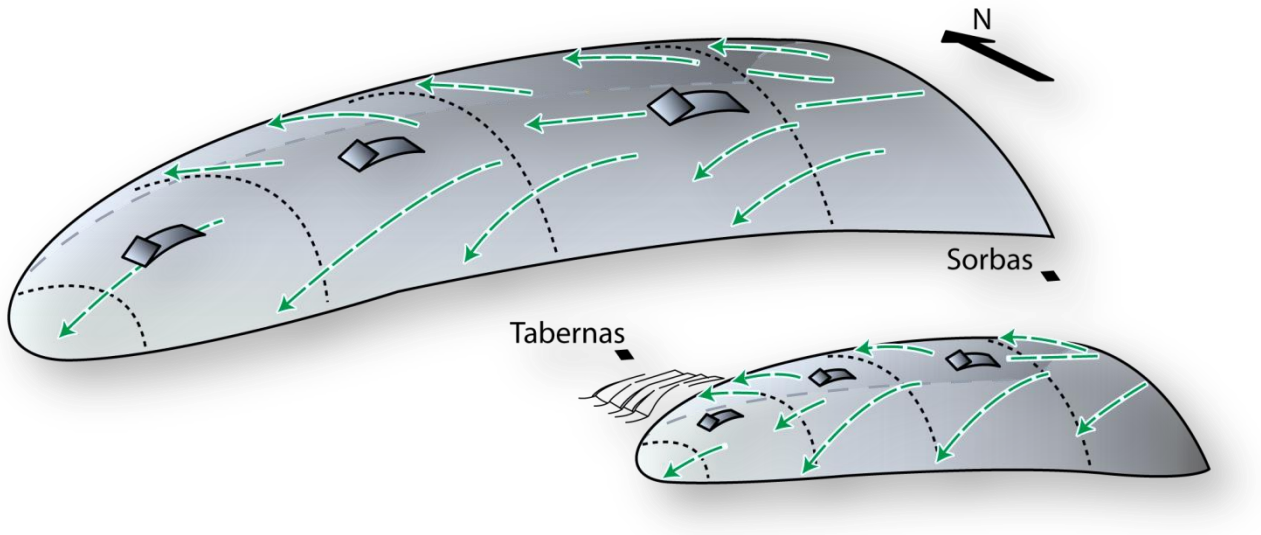
Impact de la Crise de salinité messinienne en Mer d'Alboran

Les travaux de terrain couplés aux observations en mer ont mis en évidence l'importante empreinte laissée par l'érosion subaérienne messinienne et le creusement des vallées associées à l'échelle du bassin d'Alboran. Les morphologies de vallées incisées montrent une bonne continuité de la terre à la mer, confirmant les résultats de terrain. De plus, à partir de la reconnaissance au nord du détroit de Gibraltar d'un système deltaïque se développant sur une surface d'érosion à faible pendage, un nouveau scénario a été proposé dans le sens de l'affaiblissement du seuil de Gibraltar par érosion fluviatile en prémices à son effondrement et au ré-ennoiement de la Méditerranée par les eaux atlantiques (Chapitre VII ; Do Couto *et al.*, en révision[2]).

Ces éléments nouveaux constituent des témoins spatio-temporels essentiels pour évaluer l'évolution du domaine d'Alboran. Le lien terre-mer prend alors ici toute sa signification (Chapitre VII ; Do Couto *et al.*, en révision[2]) car ces marqueurs que constituent les surfaces employées en stratigraphe séquentielle peuvent être retrouvés partout à l'échelle du domaine et servir alors de repères temporels et paléoenvironnementaux précis. Dès lors, nous nous intéresserons principalement à l'histoire anté-messinienne ayant affecté le domaine d'Alboran dans son ensemble.

PARTIE III : INITIATIONS ET EVOLUTION TECTONO-STRATIGRAPHIQUES DES BASSINS DEPUIS LE MIOCENE INFERIEUR

CHAPITRE VIII : INITIATION ET EVOLUTION TECTONO-STRATIGRAPHIQUES DES BASSINS SEDIMENTAIRES



I. Initiation des bassins sédimentaires au contact des dômes métamorphiques : exemple du bassin de Sorbas (Article 5)

I.1. Présentation et objectif de l'article 5

I.1.1. Cadre géodynamique et tectonique de la région sud-est ibérique au Serravallien-Tortonien

Les zones internes des Cordillères Bétiques, sur lesquelles le bassin de Sorbas s'est développé, ont traversé une histoire tectonique assez complexe (Partie 1 – Chapitre 2). Depuis l'Oligocène, l'ensemble des trois nappes métamorphiques composant les Bétiques internes ont subi une intense déformation extensive amenant les unités les plus profondes à s'exhumer grâce à de grands détachements crustaux (Garcia-Dueñas *et al.*, 1992 ; Jabaloy *et al.*, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1994 ; Lonergan et Platt, 1995 ; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Cette extension s'étend depuis la base du Miocène jusqu'à la fin Serravallien-début Tortonien (Figure VIII-1). Sous l'impulsion de la convergence Afrique – Eurasie, la déformation extensive laisse place à une réorganisation compressive de l'ensemble du domaine (Figure VIII-1).

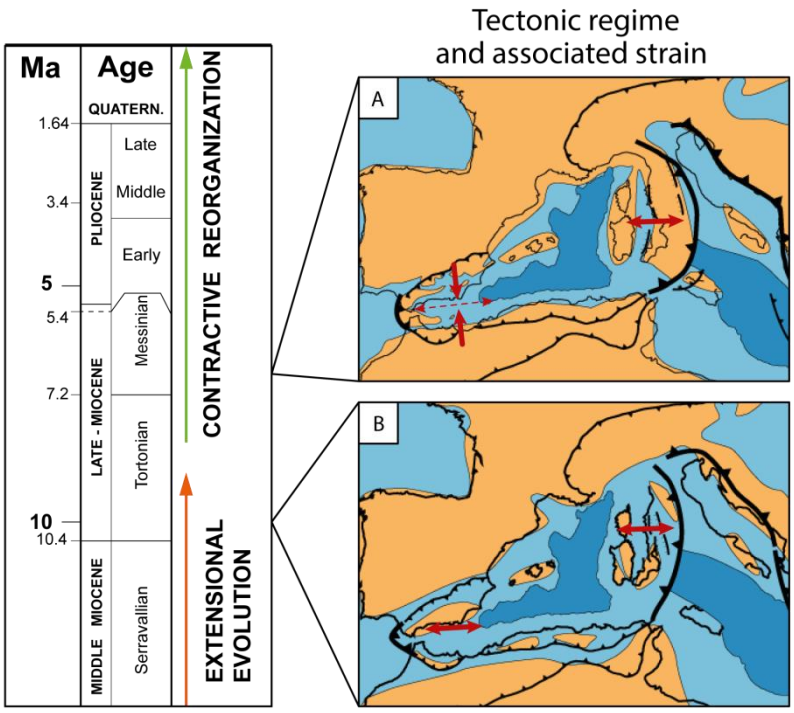


Figure VIII-1 : Chronologie des principaux régimes de contraintes tectoniques affectant le domaine d'Alboran au Miocène. A et B sont deux reconstructions paléogéographiques datant respectivement de 7 et 10 Ma représentant la direction et le sens des déformations (d'après Jolivet *et al.*, 2006)

La période charnière entre les deux régimes de contraintes extensifs et compressifs se situe approximativement au Tortonien supérieur (Comas *et al.*, 1999). Dans ce contexte tectonique, trois grands types de modèles de formation s'affrontent pour expliquer la formation des bassins localisés dans le sud-est des bétiques, et plus spécifiquement du bassin de Sorbas:

- un modèle expliquant l'initiation des bassins dans un contexte régional compressif à transtensif (Montenat *et al.*, 1987; Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Poisson *et al.*, 1999). Les auteurs supportant ce modèle estime que la convergence Afrique/Europe est responsable de la formation d'un large réseau de failles décrochantes (Sanz de Galdeano, 1985; Booth-Rea *et al.*, 2004; Sanz de Galdeano *et al.*, 2010; Rutter *et al.*, 2012). Dans ce contexte, le bassin de Sorbas est interprété comme un bassin de type *pull-apart* (Kleverlaan, 1989; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Figure VIII-2) évoluant en bassin flexural (Weijermars *et al.*, 1985 ; Stapel *et al.*, 1996).

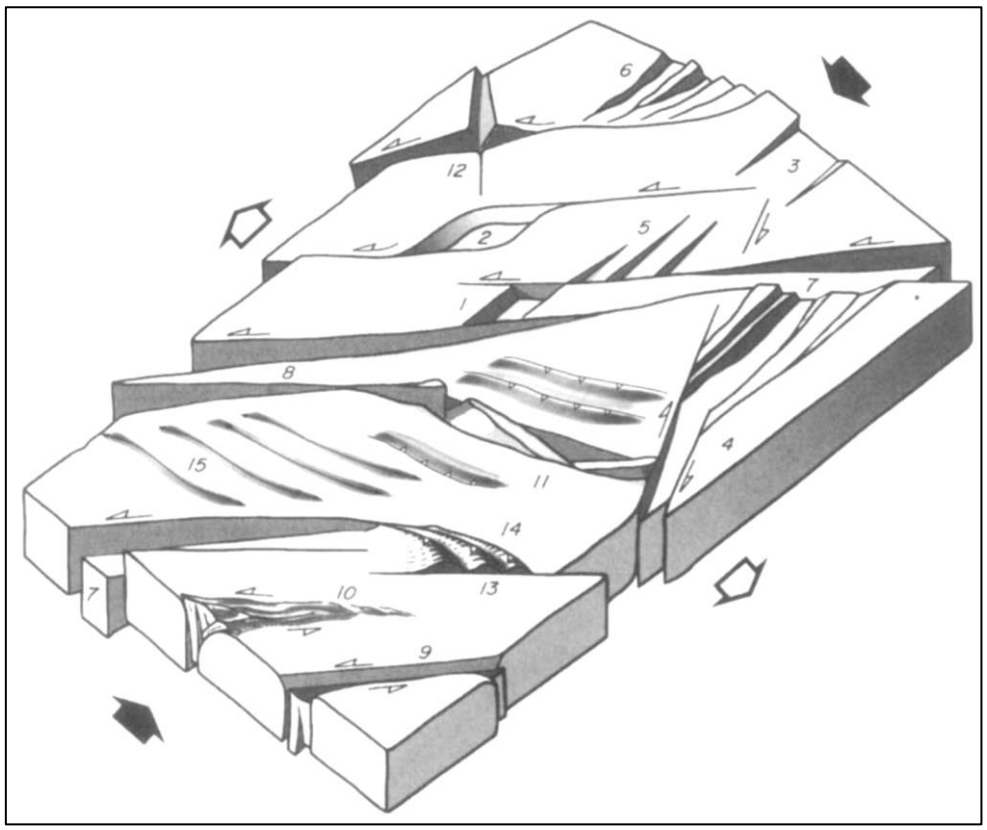


Figure VIII-2 : Bloc diagramme schématique illustrant les différents types de bassin sédimentaires développés dans une large zone de cisaillement (Montenat et Ott d'Estevou, 1999). Dans ce schéma, le bassin de Sorbas est représenté par une « gouttière » syn-tectonique (n°7).

Ce modèle fut remis en cause à l'aube des années 2000 et la mise en évidence de grandes zones de cisaillement ductiles dans les Sierras (Filabres et Alhamilla) ayant permis l'exhumation de gros volumes de roches métamorphiques (García-Dueñas *et al.*, 1992 ; Martínez-Martínez et Azañón, 1997).

- le second modèle met en avant l'extension liée à l'exhumation des dômes métamorphiques composant les Sierras de Los Filabres et Alhamilla (García-Dueñas *et al.*, 1992; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Meijninger et Vissers, 2006; Augier *et al.*, 2013). Ce modèle extensif fait intervenir des mécanismes de cisaillement crustaux permettant d'exhumer des roches métamorphiques profondément enfouies (Augier *et al.*, 2005a, 2005b ; Jolivet *et al.*, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2008 ; Jolivet *et al.*, 2009). Dans ce contexte, la formation des bassins sédimentaires est liée à la formation de failles normales s'enracinant probablement sur les grandes zones de cisaillement crustales (Meijninger et Vissers, 2006 ; Augier *et al.*, 2013). Ce type de modèle vit notamment le jour par l'étude du bassin de Huércal-Overa situé au Nord de la Sierra de Los Filabres, mais n'a, jusqu'à ce jour, pas été démontré dans les bassins environnants.

- le troisième modèle découle implicitement des deux précédents : basé sur l'existence d'un réseau de failles pour la plupart décrochantes, les auteurs placent les bassins sédimentaires le long de grandes failles de transfert (Martínez-Martínez *et al.*, 2006 ; Rutter *et al.*, 2012).

I.1.2. Stratégie d'étude

Dans le sud du bassin de Sorbas, affleurent les sédiments d'âge Tortonien. D'Ouest en Est, les sédiments appartenant au tortonien supérieur (formation beige sur la figure VIII-3) sont intensément plissés et définissent des structures sous forme d'anticlinaux et de synclinaux (Figure VIII-3). A l'est de Turrillas, les séries présentent des pendages verticaux allant jusqu'à se retourner au contact direct avec la Sierra Alhamilla (Figure VIII-3A ; Giaconia *et al.*, 2013). Des observations similaires ont également été effectuées le long de la bordure sud du bassin (Figure VIII-3A, B et C). Ces déformations sont contemporaines de l'épisode compressif affectant la zone sud-est ibérique de manière très marquante.

Des sédiments plus anciens d'âge Serravallien supérieur-Tortonien inférieur sont également présents dans le bassin de Sorbas. Ces séries précoces se sont déposées alors que la déformation extensive affectait encore le secteur sud-est de Cordillères bétiques.

Cependant, il n'existe aucune étude documentant le contexte tectonique de dépôt de ces séries conglomératiques et bréchiques.

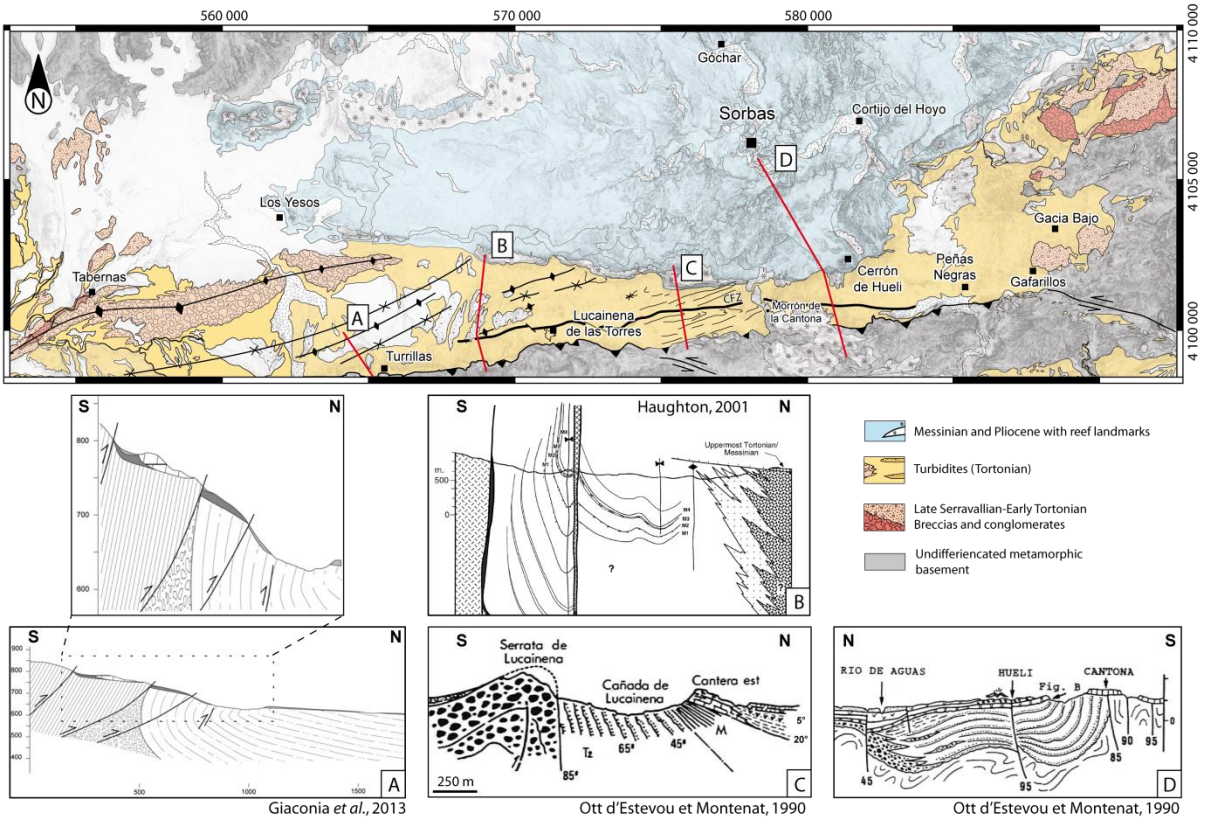


Figure VIII-3 : Carte géologique de la bordure sud du bassin de Sorbas représentant les axes principaux de déformations documentés au sein des formations tortoniennes (d'après Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Poisson *et al.*, 1999 ; Haughton, 2001 ; Giaconia *et al.*, 2013). Les coupes numérotées de A à B, localisées sur la carte géologique, montrent la structure des sédiments tortoniens.

Afin de mieux contraindre l'évolution tectonique depuis son initiation jusqu'à son histoire plus récente, une étude tectonique a été menée dans les séries sédimentaires les plus anciennes. Cette étude se base sur l'analyse structurale des réseaux de failles pouvant affecter les sédiments. En parallèle, une campagne de mesures gravimétriques a été réalisée le long de plusieurs coupes traversant le bassin, dans le but de contraindre la géométrie de la base du remplissage sédimentaire. Cette étude est le résultat de plusieurs campagnes de terrain menées depuis 2010 dans le bassin de Sorbas et ses environs.

La gravimétrie est une méthode géophysique de plus en plus utilisée en Géosciences. D'une manière très simple, la gravimétrie est une technique géophysique basée sur la mesure du champ de pesanteur, utilisée afin de mettre en évidence les contrastes de densité présents au sein du sous-sol, et d'en déterminer la répartition spatiale. La description complète et détaille de la théorie physique de la pesanteur, ainsi que du protocole d'acquisition et de

traitement des données est disponible dans les références suivantes : Dubois et Diament (1995); Martelet (1999); Martelet *et al.* (2004); Talbot *et al.* (2004); Joly *et al.* (2009) et Charles (2010).

I.2. Tectonic inversion of an asymmetric graben: insights from a combined field and gravity survey in the Sorbas basin

Ce manuscrit a été soumis à la revue *Tectonics* (*Wiley and Sons*) le 03 Octobre 2013. Ce travail sera par la suite appelé sous la forme Do Couto *et al.*, en révision[3].

Tectonic inversion of an asymmetric graben: insights from a combined field and gravity survey in the Sorbas basin

Damien Do Couto[1,2,3], Charles Gumiaux[4,5,6], Romain Augier[4,5,6],

Noëmie Lebret[4,5,6], Nicolas Folcher[7], Gwenaël Jouannic[8], Laurent Jolivet[4,5,6],

Jean-Pierre Suc[2,3], Christian Gorini[2,3]

[1] Total S.A., 2 Place De La Coupole, 92078 Paris La Défense Cedex, France (damien.do_couto@upmc.fr)

[2] UPMC Université Paris 6, UMR 7193, ISTEP, 75005, Paris, France

[3] CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France (jeanpierre.suc@gmail.com, christian.gorini@gmail.com)

[4] Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France (charles.gumiaux@univ-orleans.fr, noemie.lebret@univ-orleans.fr, romain.augier@univ-orleans.fr, laurent.jolivet@univ-orleans.fr)

[5] CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

[6] BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

[7] PPME (EA n° 3325), Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4 98851 Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie (nicolas.folcher@univ-nc.nc)

[8] CETE de l'Est Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Nancy, 71 Rue de la Grande Haie, 54510 Tomblaine, France (gwenael.jouannic@gmail.com)

Corresponding author: Damien Do Couto, Institut des Sciences de la Terre de Paris, CNRS-UMR 7193-Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu-75005 Paris, France. (damien.do_couto@upmc.fr)

Key points

- The Sorbas Basin shows a strong asymmetric structure
- The basin has been initiated as an extensional trough during a two-stepped extensional regime
- It then experienced a severe tectonic inversion from *ca.* 8 Ma characterized by a *ca.* N-S shortening

Abstract

The formation of sedimentary basins in the Alboran domain is associated with the exhumation of metamorphic core complexes over a ca. 15 Ma period through a transition from regional late-orogenic extension to compression. An integrated study coupling field analysis and gravity data acquisition was performed in the Sorbas basin in the southeastern Betic Cordillera. Detailed field observations revealed for the first time that extensional tectonics occurred before shortening in this basin. Two successive extensional events were recorded with NW-SE to N-S and NE-SW kinematics respectively; the first of which being likely responsible for the basin initiation. Tectonic inversion of the basin then occurred around 8 Ma in an overall *ca.* N-S shortening context. 2D-gravity sections reveal that the basin acted as an active depocenter as the basin floor locally exceeding 2km-depth is characterized by a marked asymmetric architecture. Based on this integrated study, we explore a new evolutionary scenario which can be used as a basis for interpretations of the Neogene tectonic history of the southeastern Betics.

1. Introduction

During the Neogene, the geodynamics of the Mediterranean realm was marked by the development of backarc basins, from the Alboran Sea in the west all the way to the Aegean Sea in the east, initiated after a major change in the subduction regime, during the Oligocene [*Rehault et al., 1984*; *Faccenna et al., 1997*; *Jolivet and Faccenna, 2000*]. The Pannonian Basin, Aegean Sea, Liguro-Provençal Basin, Tyrrhenian Sea and Alboran Sea formed above retreating slabs. The present-day complex geometry of the subduction zones and backarc basins results from the initial geometry of the African margin [*Frizon de Lamotte et al., 2011*] and progressive slab tearing and detachments [*Wortel and Spakman, 2000*] associated with a complex 3D mantle convection pattern [*Faccenna and Becker, 2010*]. At the western end of the Mediterranean region, the Alboran domain has recorded this regional episode of backarc extension and slab retreat [*Faccenna et al., 2004*; *Spakman and wortel, 2004*] until ~7-8 Ma before the resumption of a compressional regime due to Africa-Eurasia convergence [*Jolivet et al., 2008*]. Offshore and onshore sedimentary basins have recorded this evolution and the respective contributions of early extension and late compression in the final architecture of these basins is still debated, especially in the Huércal-Overa and Sorbas basins [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Augier et al., 2005a*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Pedrera et al., 2010*]. This study aims at deciphering the

respective contribution of extension and subsequent compression in the shaping of the Sorbas basin.

The Sorbas basin, located in the internal zones of the Betic Cordillera (southern Spain), is a key peripheral basin where upper-Serravallian to Pliocene sediments have recorded interactions of both tectonic and eustatic changes of the southwestern Mediterranean realm. Several scenarios of the Neogene evolution of the whole Alboran region were based upon the stratigraphy and structure of this basin. However, different tectonic settings, from strike-slip to pure extension, have been proposed for the initiation of the basin in the Serravallian-lower Tortonian. Since the upper Tortonian, the Sorbas basin has been subjected to NW-SE shortening that has shaped most of its current geometry [*Weijermars et al., 1985*]. The debate on the tectonic origin of the Sorbas basin is mainly based on contrasting interpretations of the structural relationships between sedimentary basins and metamorphic domes of the adjacent "sierras" (*i.e.* Sierra de los Filabres and the Sierra Alhamilla) [*Martínez-Martínez and Azañón, 1997*; *Martínez-Martínez et al., 2002, 2004*; *Behr and Platt, 2012*]. While the Huércal-Overa basin shows rather well preserved shape and distribution of depocenters linked to the pre-8 Ma extension [*Meijninger and Vissers, 2006*; *Pedrera et al., 2010*], late shortening had a major influence on the present-day geometry of the Sorbas basin [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*]. The effect of the early extension has not already been discussed and a better description of the deep structure of the basin is needed to access its early tectonic history. In order to better constrain the geometry of the basin during its evolution, a gravity survey has been carried out through the basin together with new field structural analyses. From these new structural and geometrical constraints, a new tectonic evolutionary scenario is proposed for the Sorbas Basin.

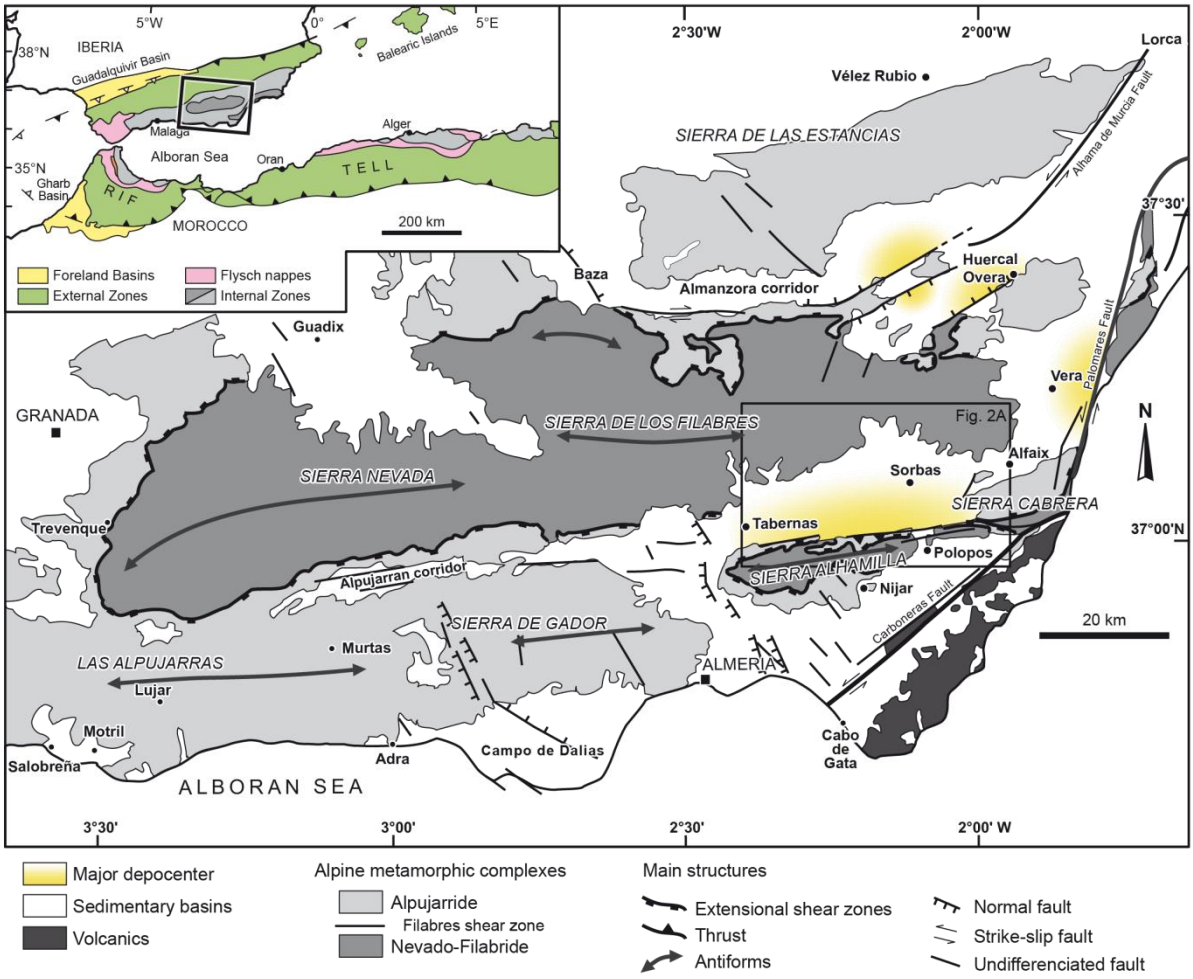


Figure 1 : Simplified structural map of Southeastern Spain. Located are the main metamorphic domes of the Sierra de los Filabres/Nevada and the Sierra Alhamilla/Cabrera and the main sedimentary basins modified after [*Augier et al., 2005b*]. Also indicated are the main tectonic contacts such as the Filabres shear zone (FSZ) and the prominent sinistral fault zones pertaining to the Trans-Alboran transcurrent zone (CF : Carboneras Fault, PF : Palomares Fault et AMF : Alhama de Murcia Fault) and smaller-scale structures.

2. Geological settings

2.1. Large-scale features

The Betic Cordillera forms the northern branch of the Betic-Rif orogenic belt that results from the continental collision between the Alboran domain and the Iberian-Moroccan passive margins, during the Miocene [*Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*] and a strong westward movement of the Alboran domain [*Lonergan and White, 1997*; *Faccenna et al., 2004*]. The former south Iberian Mesozoic-Cenozoic passive margin currently forms the External Zones of the Betics and corresponds to a fold-and-thrust belt [*Platt et al., 2003*]. To the South, the finite structure of the Internal Zones results from the stacking of metamorphic units and their subsequent exhumation in the core of metamorphic domes [*Martínez-*

Martínez et al., 2002; *Augier et al., 2005a, 2005b*]. From bottom to top, the alpine metamorphic basement is composed of the Nevado-Filabride (NF) and the Alpujarride (Alp) complexes, overlain by a third one, the Malaguide (Mal) complex [*Torres-Roldán, 1979*]. These three complexes are presently separated by crustal-scale extensional shear zones that played a major role during the exhumation of the deeper complexes [*García-Dueñas et al., 1992*; *Lonergan and Platt, 1995*; *Crespo-Blanc, 1995*; *Platt et al., 2005*; *Augier et al., 2005a*]. Exhumation of the Alpujarride complex occurred during the Early Miocene (22 to 18 Ma) in a N-S to NNE-SSW extensional setting [*Monié et al., 1994*; *Crespo-Blanc et al., 1994*; *Crespo-Blanc, 1995*; *Platt et al., 2005*]. Timing of peak metamorphic conditions and the inception of exhumation of the NF complex is still debated [*López-Sánchez Vizcaino et al., 2001*; *de Jong, 2003*; *Augier et al., 2005b*; *Platt et al., 2006*]. Conversely, timing of the final exhumation stages in the greenschists facies conditions spans over the Middle and the Late Miocene from 15 to 9 Ma) [*de Jong, 1991*; *Monié and Chopin, 1991*; *Johnson et al. 1997*; *Augier et al., 2005b*; *Platt et al., 2005*; *Vázquez et al., 2011*] through an ~E-W regional-scale extension [*Jabaloy et al., 1992*]. Final exhumation stages in the brittle regime at *ca.* 13-12 Ma was accompanied by the development of extensional sedimentary basins such as the Huércal-Overa basin [*Vissers et al., 1995*; *Augier, 2004*; *Meininger and Vissers, 2006*; *Augier et al., 2013*].

The Sorbas basin belongs to a mosaic of E-W oriented Late Neogene intramontane basins with the Huércal-Overa basin and the Almanzora Corridor, to the North, the Alpujarran Corridor to the West and the Vera basin to the East [*Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Sanz de Galdeano and Vera, 1992*; *Pedrera et al., 2010*]. It is bounded to the North by the Sierra de los Filabres and to the South by the Sierra Alhamilla (Figure 1), two E-W elongated metamorphic domes [*Platt and Vissers, 1989*; *Vissers et al., 1995*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*] formed by the exhumation of the NF complex and amplified by later folding [*Weijermars et al., 1985*].

2.2. Tectonic and geodynamic framework

The extensional regime which affected the Betic Cordillera and, in a more regional extent, the entire Alboran domain started from the Late Oligocene – Early Miocene and is widely documented both offshore [*Watts et al., 1993*; *Comas et al., 1999*] or onshore [*García-Dueñas et al., 1992*; *Galindo-Zaldívar et al., 2003*], especially in the Huércal-Overa basin [*Briend et al., 1990*; *Augier et al., 2005a*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Pedrera et al.*, 2009, 2010, 2012; *Augier et al., 2013*]. This latter displays an overall half-graben geometry accompanied by meso- to small-scale syn-sedimentary normal faults. Its formation and its

development have been associated with the exhumation of the NF metamorphic complex in the Sierra de Los Filabres metamorphic dome [*Augier et al., 2005a*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Augier et al., 2013*]. According to *Augier et al.* [*2013*], the half-graben geometry results from the development of major north dipping normal faults that are probably rooted in the detachment separating the NF from the Alp complexes, called the Filabres Shear Zone. This tectonic contact (called the Alhamilla detachment [*García-Dueñas et al., 1992*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*]) also crops out in the Sierra Alhamilla. Last motions on that detachment in ductile conditions occurred at *ca.* 14 -13 Ma [*Martínez-Martínez and Azañón, 1997*; *Augier et al., 2005b*, *Platt et al., 2005*] while exhumation tectonics under the brittle regime lasted until *ca.* 8 Ma.

Unlike the Huércal-Overa basin, the Sorbas basin presents conspicuous evidences for compression tectonics responsible for the asymmetry of the basin (Figure 2). The northern boundary of the basin is characterized by an overall gentle onlap of the sediments over the basement of the Sierra de Los Filabres (Fig; 2b). Conversely, in the southern part of the basin Tortonian sediments are folded , locally overturned or even overthrusted by basement rocks as exposed in the Cantona area [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Giaconia et al., 2012, 2013*]. Several studies pointed out the syn-compression filling of an upper Tortonian trough [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Haughton, 2001*], reporting a southward progressive gradient of deformation. The onset of compression has been ascribed to the upper Tortonian into the basin at around 8 Ma [*Weijermars et al., 1985*; *Comas et al., 1999*; *Augier, 2004*; *Jolivet et al., 2006*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Augier et al., 2013*]. Several studies previously tackled the role the North Alhamilla reverse fault zone [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Haughton, 2001*; *Jonk and Bierman, 2002*; *Giaconia et al., 2012, 2013*]. Most of them reveal a N-S to NW-SE oriented shortening consistent with the top-to-the-NNW kinematics of this fault, during the upper Tortonian, which evolves in a north-striking shortening during the Messinian [*Stapel et al., 1996*; *Jonk and Bierman, 2002*; *Giaconia et al., 2012, 2013*]. This compressional regime resulted in the formation of the current E-W oriented open-fold syncline geometry of the Messinian to Quaternary series [*Weijermars et al., 1985; Ott d'Estevou and Montenat, 1990*].

Based on field investigations, several hypotheses were proposed to explain the initiation phase of both the Sorbas [*Montenat et al., 1987*; *Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou et al., 1990*, *Poisson et al., 1999*] and Tabernas basins [*Kleverlaan, 1989*]. These mainly differ on the interpretation of the regional-scale tectonic regime occurring at that time:

- compressional to transpressional models with an overall N-S oriented maximum shortening have been put forward [*Montenat et al., 1987*; *Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou et al., 1990*; *Sanz de Galdeano and Vera, 1992*; *Poisson et al., 1999*]. They all consider the Africa/Europe convergence as the principal driving force controlling crust deformation [*Sanz de Galdeano, 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*]. In these models, the Sorbas basin is interpreted either i) as a purely flexural basin developed along a major EW trending/northward verging thrust [*Weijermars et al., 1985*] or ii) a transpressional basin linked to a wide NE-SW strike-slip shear-zone [*Sanz de Galdeano, 1985*; *Weijermars, 1987*; *Montenat et al., 1987*; *Ott d'Estevou et al., 1990*; *Sanz de Galdeano and Vera, 1992*; *Stapel et al., 1996*].

- a strike-slip faults network is active since the Middle/Upper Miocene [*Sanz de Galdeano, 1985*; *Booth-Rea et al., 2004a*; *Sanz de Galdeano et al., 2010*; *Rutter et al., 2012*] and corresponds to the onshore extension of the trans-Alboran shear zone [*de Larouzière et al., 1988*]. The deposition of Tortonian sediments would have took place in a pull-apart trough [*Kleverlaan, 1989*; *Stapel et al., 1996*; *Haughton, 2001*; *Martínez-Martínez et al., 2006*; *Rutter et al., 2012*].

- extensional models in which the formation of asymmetric intramontane basins are linked to the late exhumation stages within the metamorphic domes of the NF metamorphic complex during the collapse of the Internal zones [*García-Dueñas et al., 1992*; *Vissers et al., 1995*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Augier et al., 2013*]. Basins would be initially extensional during the upper Serravallian-lower Tortonian [*Meijninger and Vissers, 2006*; *Augier et al., 2013*] before they experience inversion tectonics from upper Tortonian to Quaternary.

Recent gravity surveys show an irregular and/or asymmetrical distribution of the residual gravity anomalies in the Almanzora Corridor (Figure 1) [*Pedrera et al., 2009*], in the Sorbas basin [*Li et al., 2012*] and in the Huércal-Overa basin [*Pedrera et al., 2010*]. The Huércal-Overa area has been particularly well documented: modeled gravity profiles evidence that the deepest parts of the sediment/basement interface, reaching 1000 to 1500 m depth are confined to the southern part of the basin [*Pedrera et al., 2009, 2010*] and more particularly along normal faults [*Augier et al., 2013*]. Besides, tectono-stratigraphic and palaeostress analyses from brittle fault show that two main depocenters were first controlled by SW-NE trending normal faults probably rooting in the Filabres Shear Zone [*Augier et al., 2013*]. This brittle extensional event occurred during the latest Serravallian to lower Tortonian (~12-11 Ma) and is linked to the exhumation of the NF metamorphic complex [*Augier et al., 2013*]. Sedimentation started during the late denudation stages of the NF complex as

evidenced by zircon and apatite fission tracks ages and U-Th/He analyses on apatites (respectively at 11.9 ± 0.9 Ma, 8.9 ± 2.9 Ma and 8.7± 0.7 Ma) [*Johnson et al., 1997*; *Vázquez et al., 2011*] in both the Sierra de los Filabres and Alhamilla [*Augier et al., 2005b*; *Platt et al., 2005*].

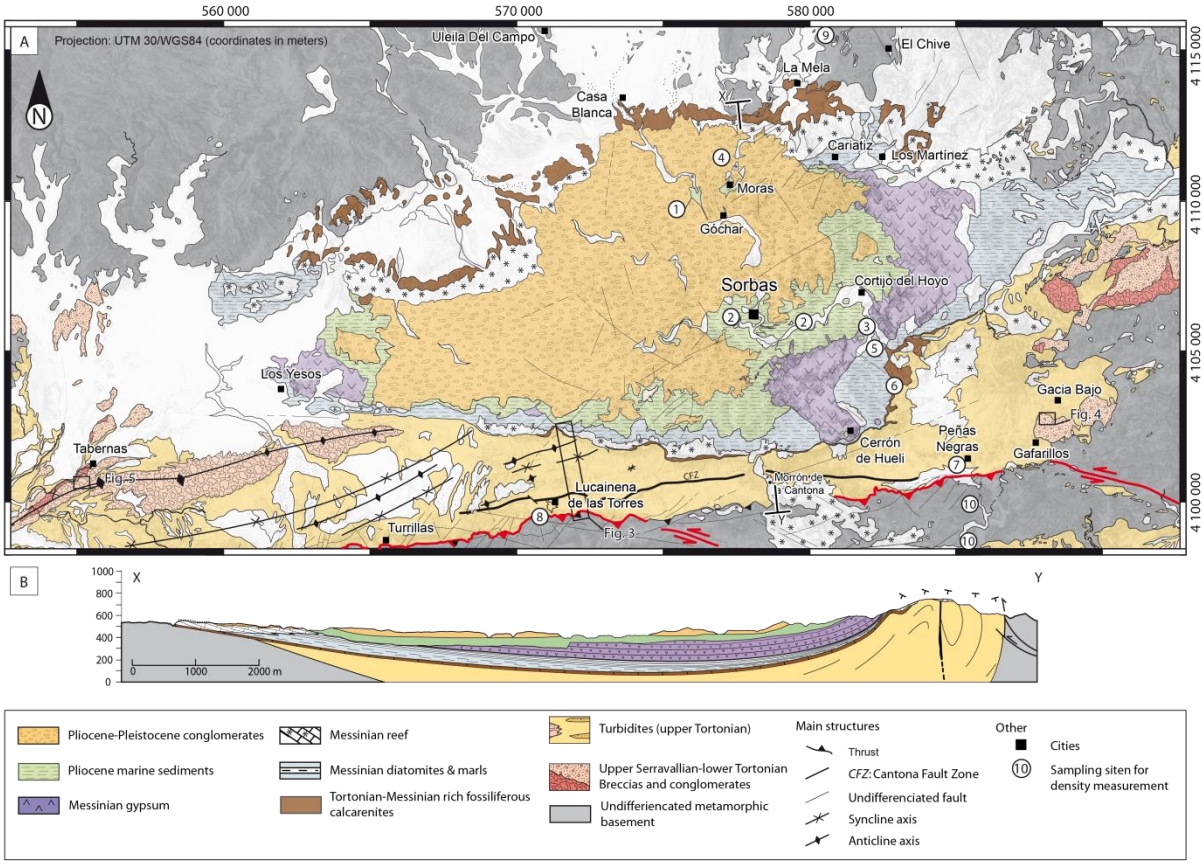


Figure 2 : Structure and stratigraphy of the Sorbas Basin. Geological map of the Sorbas Basin, modified from [Ott d'Estevou and Montenat, 1990; García Monzón *et al.*, 1974]. Projection UTM Zone 30 (WGS84 ellipsoid). X-Y transect represents the location of the synthetic cross-section.

3. The Sorbas basin

3.1. Basement units bounding the basin

While the Malaguide complex is poorly represented within the study area, the Alpujarride and the Nevado-Filabride complexes are both well exposed within the metamorphic domes forming the sierras [*Vissers et al., 1995*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*]. The Alpujarride complex is mostly represented by Permian purple to reddish phyllites overlain by Triassic metacarbonates [*García Monzón et al., 1973b, 1974*; *Azañón and Crespo-Blanc, 2000*]. The Nevado-Filabride complex is made of three main units [*García-Dueñas et al., 1988*; *de Jong, 1991*] called, from bottom to top, the Ragua Unit, the

Calar-Alto Unit and the Bédar-Macael Unit with respective average structural thicknesses of about 4,000, 4,500 and 600 m [*Martínez-Martínez et al., 2002*]. The Ragua Unit is made up of Palaeozoic dark micaschists with intercalated quartzites and rare dark marbles [*Martínez-Martínez, 1985*] while the Calar-Alto and the Bédar-Macael units mainly contain Palaeozoic black micaschists, Permo-Triassic quartzites, metapelites and Triassic metacarbonates. Dense eclogite and blueschist bodies or their retrogressed equivalent amphibolite-facies metamorphic rocks are described as metric to kilometric scattered lenses into both Calar-Alto and Bédar-Macael units [*García Monzón and Kampschuur, 1972*; *García Monzón et al., 1973a*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*].

3.2. Stratigraphy

The oldest sedimentary record of the Sorbas basin surroundings is represented by scarce Burdigalian marly limestones badly preserved north to the Sierra Cabrera and Serravallian shallowing-upward turbidites exposed along the Sierra Alhamilla and Sierra Cabrera [*Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Sanz de Galdeano and Vera*, 1992]. The rest of the series is quite similar to nearby basins [*Sanz de Galdeano and Vera*, 1992] and starts with two different units [*Ott d'Estevou and Montenant, 1990*]: (i) upper Serravallian-lower Tortonian continental coarse-grained deposits evolving basinward to yellowish marls and turbidites, which outcrop in the western (i.e. Tabernas area) and eastern (i.e. Gafarillos area) parts of the basin; (ii) upper Tortonian marine unit, composed of grayish to yellowish sandstones and turbidites. It is worth mentioning that deposition of the upper Serravallian-lower Tortonian sediments appear coeval with the latest exhumation of the NF complex of the surrounding sierras [*Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Johnson et al., 1997*; *Vázquez et al., 2011*]. Latest Miocene sediments unconformably overly Tortonian sediments and are composed of six units (Figure 2) including from bottom to top:

- a shallow marine fossiliferous calcarenite dated from the Tortonian/Messinian boundary [*Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Sierro et al., 1993*; *Krijgsman et al., 2001*]

- an early Messinian marly unit known as the Abad Marls composed of marls alternating with diatomites. The upper part passes laterally to fringing reefal carbonates outcropping both in the northern and in the southern part of the basin (*e.g.* Cariatiz and Morrón de la Cantona localities; Figure 2), bounding the basin during the early Messinian [*Martín et al., 1999*]

- a thick evaporitic unit consisting in gypsum alternating with clayey to marly laminites [*Dronkert, 1976*] deposited during the Messinian Salinity Crisis [*Clauzon et al., 1996*; *CIESM, 2008*]

- a latest Messinian-early Pliocene lagoonal calcarenite [*Roep et al., 1998*] passing to a Gilbert-type fan delta [*Clauzon et al., submitted, in revision*]

- finally, a mostly continental sedimentary unit made of reddish conglomerates [*Montenat et al., 1980*; *Martín-Suárez et al., 2000*].

4. Aims and approach

This study aims at constraining the kinematics during the early history of the Sorbas basin. While the overall structure of the post-Tortonian deposits is well documented and a ~N-S compressional context is mostly accepted for that period, the tectonic control during the onset of subsidence and early development of the basin remains debated and in fact mostly unexplored. By integrating geological and geophysical data, this study focuses on both the deep structure of the basin, and particularly the geometry of the basement/sediment contact, and the kinematics and stress conditions that prevailed during the upper Serravallian-lower Tortonian period.

At first, structural and kinematical constraints are given from structural field observations made in older deposits of the basin and along its margins. As detailed in the followings (see *Structural Field Analyses),* the study focused on (i) the structure of the basement/sedimentary rocks interface, (ii) structural analyses and inversion of fault-slip data to obtain palaeostress tensors carried out in the Tortonian series, and (iii) the internal structures of the Tortonian series. In turn, deep structures of the basin are constrained along a series of 2D gravity profiles overlapping the basin and the surrounding basement units.

Gravity data modeling has already proven its efficiency for imaging deep geological structures at crustal-scale, especially for “basement” rock types imaging in plutonic and metamorphic geological environments [*Rousset et al., 1993*; *Lefort and Agarwal, 1999*; *Martelet, 1999*; *Martelet et al., 2004*; *Talbot et al., 2004*; *Joly et al., 2009*; *Turrillot et al., 2011*]. While gravity modeling is more rarely applied to sedimentary geological environments [*Szafián and Horváth, 2006*; *Pedrera et al., 2009, 2010*; *Li et al., 2012*; *Salcher et al., 2012*], this method is used here, in particular, to constrain the geometry of the interface between the rather dense basement rocks of the metamorphic complexes and the lighter sediments of the basin. Gravity profiles and field observations, including bedding orientations measurement,

were finally used to interpolate the 3D basin floor geometry. These results allow improving our knowledge on the tectonic evolution during the development of the Sorbas basin and precising the structural control on deposits geometry.

5. Structural field analysis

The detailed structural evolution of the Sorbas basin remains fragmentary and unequally known. Most of the studies, having poor structural claims focused on the Messinian history [*Rouchy and Saint-Martin, 1992*; *Clauzon et al., 1996*; *Roep et al., 1998*; *Riding et al., 1998, 2000*; *Martín et al., 1999*; *Krijgsman et al., 2001*; *Braga et al, 2006*; *Bourillot et al., 2009*; *Roveri et al., 2009*]. Only few studies focused on the Tortonian history [*Weijermas et al., 1985*; *Stapel et al., 1996*; *Booth-Rea et al., 2004b*; *Giaconia et al., 2012*] providing robust data on the phase that appears as the best recorded in the Sorbas basin. Conversely, the upper Serravallian-lower Tortonian evolution of the basin remains currently lacking. To first describe the initial development of the Sorbas basin and to insure an accurate determination of the deformation kinematics, palaeostress orientation patterns were evaluated by the computer-aided inversion method of fault-slip data [*Angelier, 1984, 1990, 1994*]. Thanks to the recognition of numerous stratigraphic time-markers including major unconformities [*Ott d'Estevou and Montenat, 1990*; *Sanz de Galdeano and Vera, 1992*], the succession of stress regimes is reasonably well constrained in time.

The overthrust of the Sierra Alhamilla basement range over the southern border of the basin marks the strong asymmetry of both the basin and the basement range [*Ott d'Estevou et al., 1990*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*]. Figure 3 displays a landscape interpretation accompanied with bedding measurements for the southern part. To the South, a steeply *ca.* N80E-striking south-dipping thrust, known as the North Alhamilla reverse fault zone can be discontinuously followed over *ca.* 20km along the southern border of the Sorbas-Tabernas basin. This thrust fault zone cuts across the Serravallian-Tortonian and even the Late Pleistocene deposits with an overall top-to-the-NNW kinematics and controls the front of the Sierra Alhamilla range by a drastic topographic gradient [*Giaconia et al., 2012*]. The bedding attitude of the Serravallian-Tortonian shows a progressive steepening over more than 2km and is even overturned in the vicinity of the Sierra Alhamilla (Figure 3); fold asymmetry being illustrated by the more pronounced clustering of bedding poles (Figure 3). Besides, internal deformation of the Tortonian is characterised by small-scale wrench faulting with only rare reverse faults as shown along the road-cut near Lucainena de las Torres (Figure 3). Analysis of fault-slip data yielded a strike-slip palaeostress tensor solution with a N-S maximum compression direction [σ_1] and a W-E minimum compression direction

[σ_3] consistent with the large-scale folding of the whole southern border of the basin (Figure 3). Progressive unconformities (e.g. growth-strata) in upper Tortonian sediments (8-7.24 Ma) [*Weijermars et al., 1985*; *Booth-Rea et al., 2004b*], mark the growth of the Sierra Alhamilla basement range and insure a good age-control on that deformation episode. Accompanied at regional-scale by the development of the Trans-Alboran transcurrent zone including mainly sinistral strike-slip fault zones [*Leblanc and Olivier, 1984*; *de Larouzière et al., 1988*], this compressional episode shaped the current geologic and topographic features of the southeastern parts of the Internal zones of the Betic Cordillera. However, this episode clearly post-dates the initial development of the basin recorded by Serravallian-Tortonian deposits and pre-dates the Messinian to present evolution of the basin. Indeed, the overlying Messinian carbonates [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*] seal most of the folding linked with the growth of the Sierra Alhamilla range [*Weijermars et al., 1985*] but are in turn involved in the present-day large-scale open fold.

Upper Serravallian-lower Tortonian deposits, which are particularly abundant in the Huércal-Overa basin, are very limited within the Tabernas-Sorbas basin that experienced a more severe tectonic inversion [*Augier et al., 2013*]. They are encountered along the northern limb of Sierra Alhamilla. These deposits are of prime importance when dealing with the deep structure of the basin and consequently with the buried history of the Sorbas basin. Hereafter, two groups of outcrops are described as representative of that discussion, the Tabernas and the Gafarillos areas (see location in Figure 2).

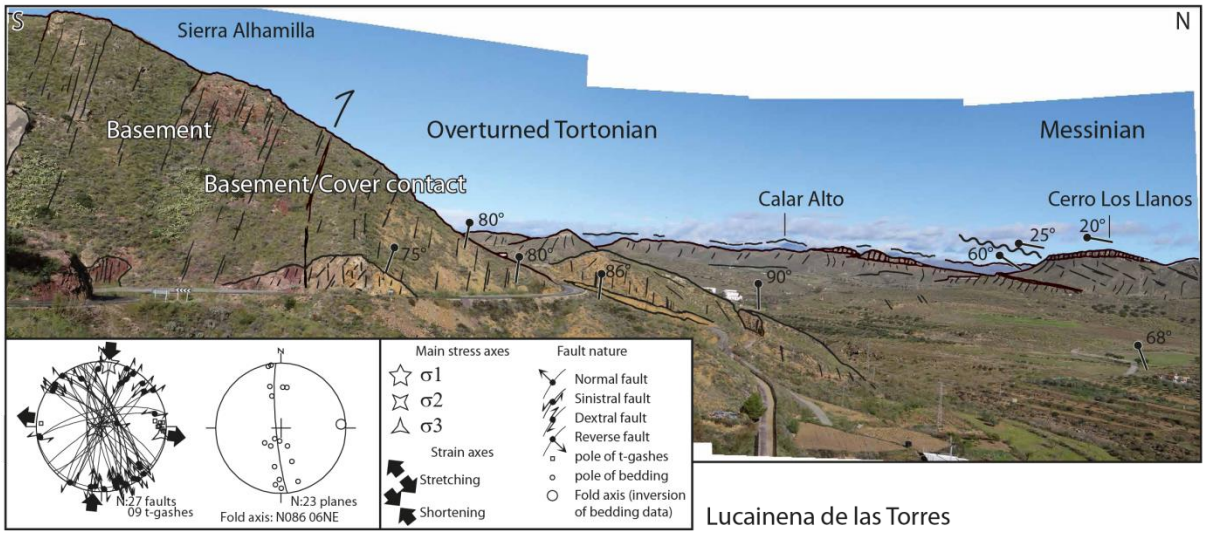


Figure 3 : Evidences of the upper Tortonian compressive event (inversion tectonics). Panoramic view of the southern faulted boundary of the Sorbas Basin near Lucainena de las Torres (see location on Figure 2). Here, the metamorphic basement is overthrusting the sedimentary basin which displays a rather continuous growth-strata structure from its southern part toward the north.

In the Gafarillos area, upper Serravallian-lower Tortonian formations crop out well along roads that cross the hills, particularly the *ca.* N020E striking road linking Gafarillos to Gacia-Bajo. There, the sedimentation, characterized by conglomerates and coarse-grained sandstones presents general subhorizontal bedding and is affected by a pervasive network of small-scale normal faults (Figure 4). The entire normal faults population, generally developed as 50-70° dipping roughly planar surfaces presents two distinctive orientations: a dominant *ca.* N140E and a subordinate *ca.* N030E conjugate sets of normal faults. Associated stress tensors correspond to subhorizontal extension presenting respectively N060E and N140E minimum compression direction [σ_3] and a common subvertical maximum compression direction [σ_1]. Analysis of younger rocks belonging to the basal upper Tortonian in the same area (inset B in Figure 4), revealed that only the *ca.* N140E set of normal faults was present, suggesting that the former N30E system was restricted to the upper Serravallian-lower Tortonian formations.

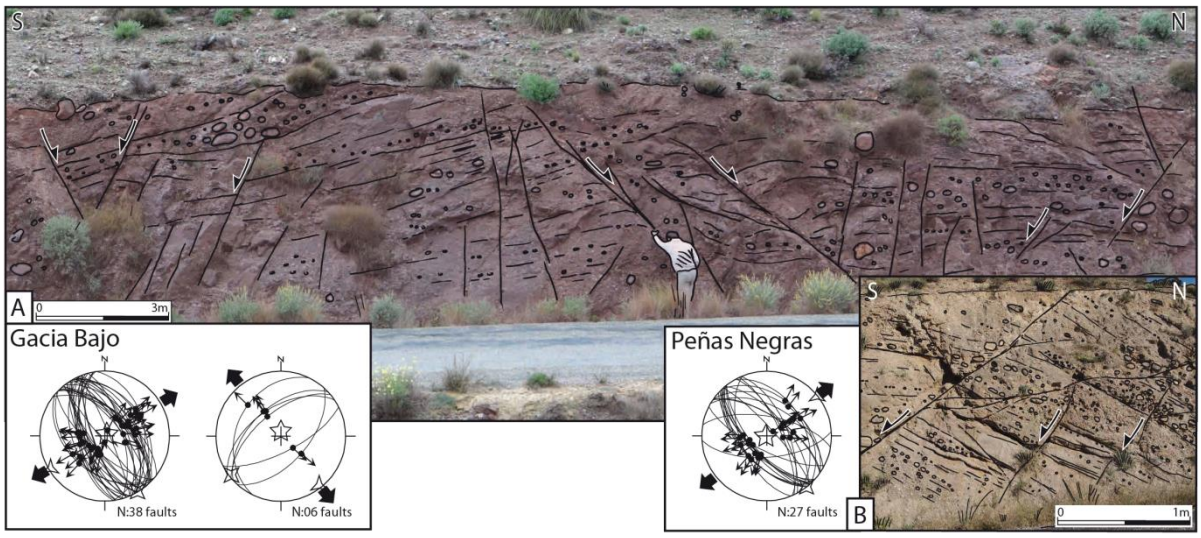


Figure 4 : Field evidences of extensional deformation affecting upper Serravallian-upper Tortonian sediments, (location on Figure 2): (A) lower Tortonian reddish conglomerates affected by two sets of small-scale normal faults: a dominant ca. N140E and a subordinate ca. N30E conjugate sets of normal faults. (B) Upper Tortonian marine sediments affected by a N140E oriented set of small-scale normal faults.

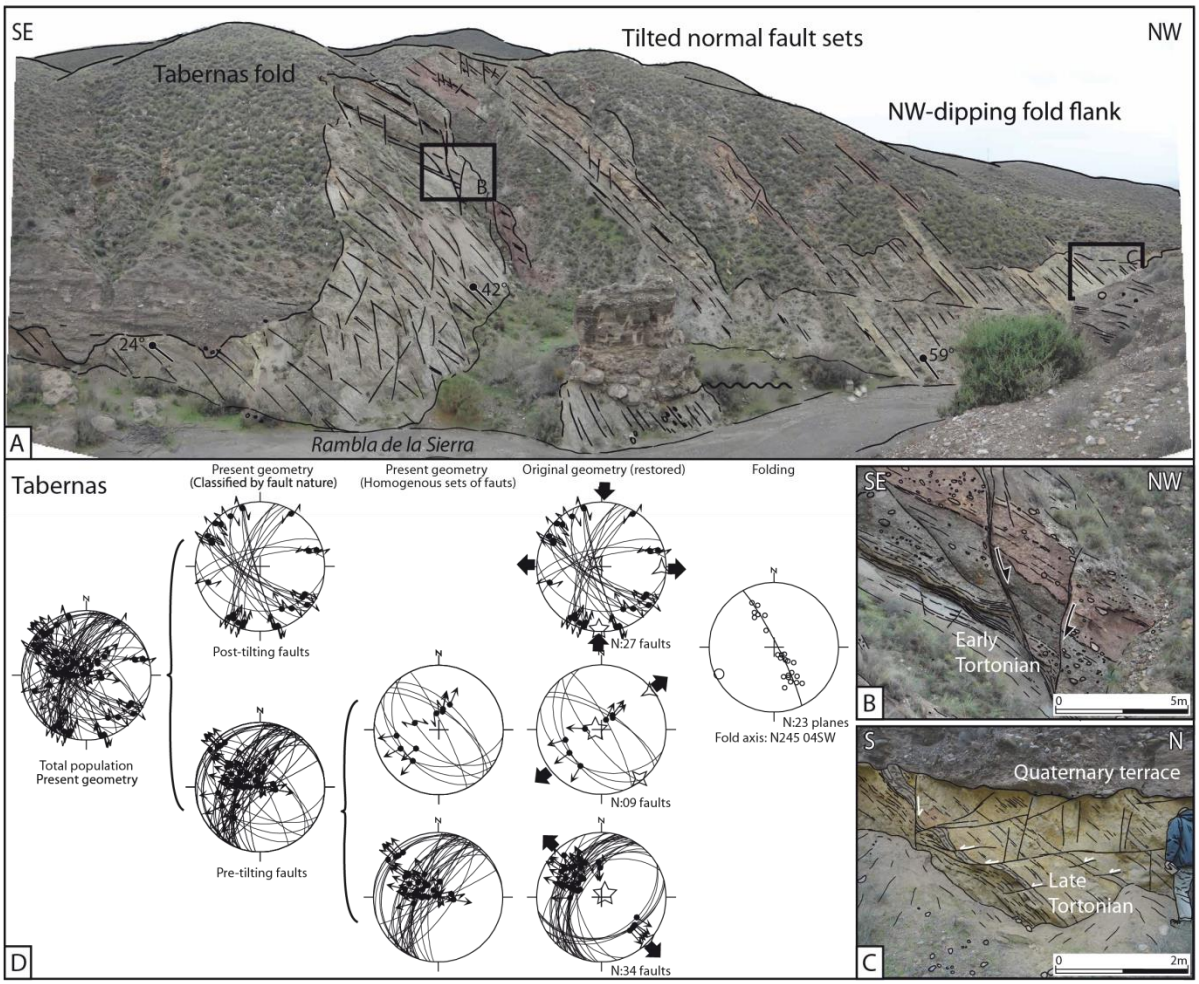


Figure 5 : Geometrical relationships existing between the upper Serravallian-Tortonian extensional deformation and the upper Tortonian inversion. (A) Panoramic view of the northern flank of the so-called Taberns fold [Ott d'Estevou and Montenat, 1990] showing (B) the presence of tilted normal faults affecting the lower Tortonian deposits and also (C) the upper Tortonian marine sediments. (D) The decomposition of the total heterogeneous fault population into homogeneous, cogenetic fault populations shows the presence of two subhorizontal extensional regimes with N50E and N140E minimum compression direction (σ3) that pre-date inversion tectonics visible at all scales form microfaults to large-scale folding.

The Tabernas area provides an example of geometrical relationships between faulting and folding (see location on Figure 2). There, upper Serravallian to upper Tortonian formations experienced a large-scale folding episode (i.e. the so-called Tabernas fold) [*Ott d'Estevou and Montenat, 1990*] particularly well exposed along the incised Rambla de la Sierra. A landscape picture is given on Figure 5. In details, the whole area presents a pervasive network of small-scale faults systems including mostly normal and wrench faults whose relative chronology and relationships with folding remained so far unexplored. Close-up views of two parts of the northern limb of the fold are given as insets in Figure 5; inset B documents faulting in the upper Serravallian-lower Tortonian formations and inset C, the upper Tortonian. Moreover, Figure 5D provides a decomposition of the total heterogeneous

fault population into homogeneous, cogenetic fault populations. Normal faulting appears clearly related to pre-folding extension as suggested by the coexistence of both subvertical and subhorizontal normal and reverse faults (in the present attitude of bedding) passively rotated with respect to bedding (Figure 5B and 5C). Computed principal stress regimes, in agreement with an Andersonian model after back-tilting [*Anderson, 1942*] yielded a succession of two subhorizontal extensional regimes with N50E and N140E minimum compression direction [σ_3] for an almost vertical common maximum compression direction [σ_1]. Wrench faults that often reactivate former normal fault planes present N20-80E sinistral faults accompanied by N120-170E dextral faults. Analysis of fault-slip data yielded a strike-slip palaeostress tensor solution characterised by a N-S maximum compression direction [σ_1] and a W-E minimum compression direction [σ_3]. This result is consistent with the large-scale W-E folding that affect passively the Sierras [*Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990*] and the basins (Figure 2) with a *ca.* 10-20° dispersion as exemplified by the WSW-ENE Tabernas anticline (Figure 5D).

The structural development and the sedimentation of the Tabernas-Sorbas basin thus appear controlled by normal faulting from upper Serravallian-lower Tortonian onward and at least during a part of the upper Tortonian. These traces of extension whose origin appear coeval and may be related with the regional-scale exhumation of the Nevado-Filabride metamorphic complex [*Martínez-Martínez and Azañón, 1997*; *Augier et al., 2005a, 2013*] are now mostly hidden by thick younger deposits in the Sorbas basin area.

6. 2D gravity survey

6.1. Acquisition and treatment

A gravity survey was conducted throughout the Sorbas basin and surrounding basement areas. Ground measurements were performed using a SCINTREX CG5-M micro-gravimeter in 195 gravity stations emplaced along 6 ~north-south trending sections, orthogonal to regional-scale structures, and one additional longitudinal (i.e. ~east-west) section for crosschecking (Figure 6). Measurement stations were spaced *ca.* 1 km apart along the two longer sections aiming at imaging regional-scale structures (see N-S trending SCS1 "Sorbas Cross-Section 1" and SCS2 E-W trending section; Figure 6). Along other profiles, stations were spaced *ca.* 500 m apart within the Sorbas basin, and *ca.* 250 m apart along the segments in the vicinity of the basement/sediment contact. To better control the raw data quality, measurements were repeated three times at each gravity station. Geographic coordinates and altitude were measured using a MAGELLAN Promark3 post-D-

GPS system. For each station, location was recorded and averaged during more than one minute and values were adjusted through a post-treatment correction process by using a secondary antenna that was fixed for the entire survey period. Such acquisition method ensures *ca.* 10 cm and 20 cm of precision for horizontal and vertical coordinate values, respectively. To ensure consistency between the different gravity profiles measured and to control the temporal instrumental drift, a unique gravity reference station was used during the overall field survey; it was systematically measured twice a day, before and after daily surveys (Figure 6B, Los Martinez locality). To calculate the Bouguer anomaly, standard free air, plateau and terrain corrections were successively performed; a 2.67 $g.cm^{-3}$ Bouguer reduction density was chosen as an average density value for crustal rocks. Inner terrain corrections (for 50 m of distance away from station) were routinely performed using *Hammer* charts [*1939*]. Following *Martelet et al.* [*2002*], far field terrain corrections (up to 167 km away from the station) were computed numerically using the SRTM digital elevation model. Finally, the Bouguer anomaly values were calibrated (with a constant shift) to the available regional-scale gravity data [*Torne et al., 2000*] in order to refer to a common and absolute gravity reference with other existing data sets (see Figure 7A).

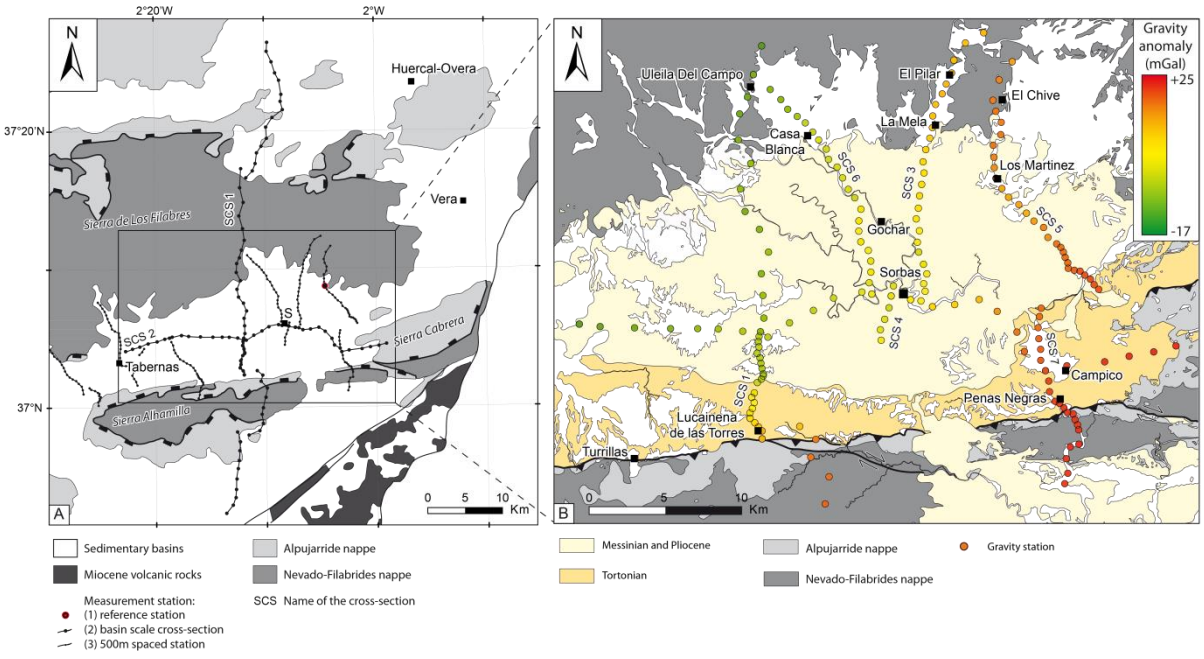


Figure 6 : (A) Simplified geological map showing gravimetric cross-sections realized across the basin. Red circle represents the reference station. (B) Location of the gravimetric stations and gravity anomaly plotted over the geological map of the Sorbas Basin. All measurement stations are represented by small circles colored in function of their relative Bouguer anomaly (see the color bar in the upper right corner).

Two dimensional (2D) direct gravity modeling was performed using the Geosoft-GM-SYS software. Gravity Bouguer anomalies depend on both the geometry and the density contrasts between geological units. In order to avoid multi-solutions models from the gravity analysis, densities of the geological units were measured at the laboratory using the hydrostatic weighing method. Densities used for each lithology considered in the model are listed in Table 1 and detailed below. These were also systematically compared to published density range values usually considered for classical lithologies [*Robinson and Çoruh, 1988*; *Telford et al., 1990*, *Jacoby and Smilde, 2009*]. While density values were fixed, the modeling process then consisted to adjust geometries of the geological units along the sections. The Moho depth variation generally induces large wavelength variations in gravity anomaly profiles and, for this study, the geometry of this particular interface is fixed from the available reference dataset of *Fullea Urchulutegui et al.* [*2006*] or *Ziegler and Dèzes* [*2006*]. The geometry of each geological unit was drawn in accordance to the geological maps [*García Monzón et al., 1973b, 1974*] (Figure 2).

6.2. Rock densities

Rock densities were directly measured from several rock samples for each geological unit. Indeed, the determination of average standard densities for a geological formation highly depends on the definition of the lithological assemblage [*Jacoby and Smilde, 2009*]. Gravity modeling based on measured densities ensures a much better control. Both the Alpujarride and the Nevado-Filabride complexes metamorphic basement were sampled (Figure 2). The purple micaschists of the Alpujarride complex were sampled near Lucainena de Las Torres at the southern edge of the basin. The corresponding measured density (2,69 $g.cm^{-3}$; see Table 1) is consistent with the general bulk densities usually considered for micaschists and phyllites (i.e. from 2.64 to 2.74 $g.cm^{-3}$) [*Jacoby and Smilde, 2009*]. Due to the occurrence of dolomitic layers at all scales, the density of the Triassic metacarbonate rocks from the upper part of the Alpujarride complex was fixed from the literature [e.g. *Jacoby and Smilde, 2009*] with a bulk density of 2.7 ±0.2 $g.cm^{-3}$. An average density of 2.69 $g.cm^{-3}$ was thus attributed to the overall Alpujarride complex for modeling. Micaschists samples of all three units composing the Nevado-Filabride complex (i.e. the Ragua Unit, the Calar-Alto Unit and the Bédar-Macael Unit) yielded densities of 2.65, 2.67, and 2.69 $g.cm^{-3}$ respectively (Table 1). These densities are in good agreement with both average densities published in the literature [*Jacoby and Smilde, 2009*] and the fact that the metamorphic grade of these complexes increases in this same order. Indeed, despite a relatively common lithological succession, one main distinction between those units is ascribed to the presence

of metabasite bodies in both Bédar-Macael and Calar-Alto units (which include eclogite and amphibolite rocks) that were not directly measured [*García Monzón et al., 1973a*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*]. Average densities of such basic rocks are respectively about 3.3 and 2.9 g.cm^{-3} [*Jacoby and Smilde, 2009*]. Hence, the adjacent Bedar-Macael and Calar-Alto units have been considered as a single unit for gravity modeling, hereafter called the Upper NF unit, with a slightly increased average density of 2.7 g.cm^{-3} (Table 1). The lowermost metamorphic unit has been defined as the Lower NF unit (corresponding to the above mentioned Ragua unit) with a measured average density value of 2.65 g.cm^{-3}. On the regional-scale cross-section SCS1 (Figure 6A), the use of dense bodies was not necessary to adjust the modeled residual Bouguer anomaly with the measured one. At that scale, far-field effects of these scarce and dense bodies can be neglected. On the contrary, adjustment of the modeled residual Bouguer anomaly on small-scale cross-sections required the use of such bodies, in accordance with their exposures [*García Monzón et al., 1973b, 1974*].

				Density		
Sedimentary units		Lithologies	N° Sample	Measured	Reference	Literature
Latest Messinian		Fluviatile conglomerates			2.36	
early Pliocene Gilbert-delta		Coarse-grained conglomerates	1	2.4	2.36	Limestone: 2.49 ± 0.12
		Marls and clays	2	2.32		Marl: 2.4 ± 0.1; clay marl: 2.06 ± 0.3
Messinian evaporites		Gypsum	3	2.31	2.31	Gypsum: 2.35 -/+ 1.5,2.5
Messinian reef and marls		Reef	4	1.82	2.4	Marl: 2.4 ± 0.1
		Witish diatomite and laminite	5	1.57		
Lowermost Messinian		Rich fossiliferous calcarenite	6	2.46	2.46	Conglomeratic limestone: 2.48
Tortonian turbiditic		Sandstone	7	2.54	2.54	
Alpujarride nappe		Purple schists	8	2.69	2.69	Schist: 2.64 ± 0.26
Bedar-Macael Unit	Nevado-Filabride complex	Lubrin granite, marble	9	2.67	2.9	Gneiss, schist: 2.65 -/+ 0.25,0.35
Calar-Alto Unit		Graphitic and black schists	10	2.67	2.67	Phyllite: 2.74 ± 0.6
Ragua Unit		Black schists		2.65	2.65	Amphibolite: 2.96 ± 0.8 ; Eclogite: 3.37 ± 0.17

Table 3 : Sampling and density measurements.

Sampling of the sedimentary cover has been performed throughout the entire basin (Figure 2). Apart conglomeratic layers (from the upper Serravallian to lower Tortonian), whose density cannot be obtained by laboratory measurement, densities of all the sedimentary units have been measured (see Table 1). Two groups have been distinguished for modeling: one including Serravallian and Tortonian deposits and another one from lowermost Messinian to uppermost Pliocene layers. The average density obtained for Tortonian deep marine deposits (2.54 g.cm^{-3}; Table 1) has directly been used in the 2D modeling process. Densities measured for the lowermost calcarenite, messinian marls-reefs-evaporites, and the overlying latest Messinian-early Pliocene deltaic deposits are summarized in Table 1. The density measured for the Messinian marls, yielding a density of 1.6 presents much lower values than the density usually considered for such rock type (2.4 g.cm^{-3}; Jacoby and Smilde, 2009). Consequently, and in order not to unbalance the gravity modeling, an average density of 2.4 g.cm^{-3} has been considered for his unit. Finally, a mean

2.37 g.cm^{-3} density has been calculated for the entire lowermost Messinian-uppermost Pliocene group. Note that the density of the topmost Pliocene conglomeratic layers has not been measured because of their sample-scale lithological heterogeneity and their non-cohesive structure. It has been considered equal to the Pliocene marine deposits, which yielded averaged density of 2.36 g.cm^{-3}.

6.3. Gravity profiles modeling

A 55 km-long profile, crossing the Sierra Alhamilla to the South and the Sierra de Los Filabres to the North, was acquired to image the effect of the overall crustal structure on the gravity signal (Figure 7). Indeed, wavelength of the gravity anomaly primarily depends on the depth (for given density contrasts) of the "source" geological bodies and structures; rather long profiles are thus required to image the deepest crustal geometries. Here, the long N-S Bouguer anomaly profile, hereafter named the "regional-scale" profile, shows a large northward decrease from +15.15 mGal to -42.10 mGal (Figure 7A); this long wavelength anomaly corresponds to the regional Gravity anomaly and, at first order, this can be related to a north-dipping Moho (Figure 7B). This feature is in good agreement with the Moho depth model/compilation published by *Ziegler and Dèzes* [*2006*] showing a progressive northward deepening, from 22 km to 32 km, beneath the Sierra de Los Filabres.

The residual Bouguer anomaly values corresponding to this regional profile (Figure 7) were calculated by substracting the measured Bouguer anomaly and the regional Bouguer anomaly as given by *Torne et al.* [*2000*]. The obtained profile then appeared very similar to the one recently published by *Li et al.* [*2012*] – who surveyed approximately the same regional-scale section – with similar amplitudes and shapes of the two residual Bouguer anomaly curves (compare Figure 7A and [*Li et al., 2012*]:figure 3). As the two surveys and studies have been strictly conducted independently, such features highlight a good reproducibility of the measurements and treatments and the quality of the gravity data used for this study. Here, all the 2D gravity models were computed from the "total" Bouguer anomaly values (instead than from the residual Bouguer anomaly) by taking into account the geometry of the moho, as mentioned above [*Torne et al., 2000*; *Fullea Urchulutegui et al., 2006*; *Ziegler and Dèzes, 2006*]. It is noteworthy that, below the lowermost NF metamorphic unit, standard densities have been used for the crust with 2.7 and 2.8 g.cm^{-3} for respectively the "mean" and lower crust levels.

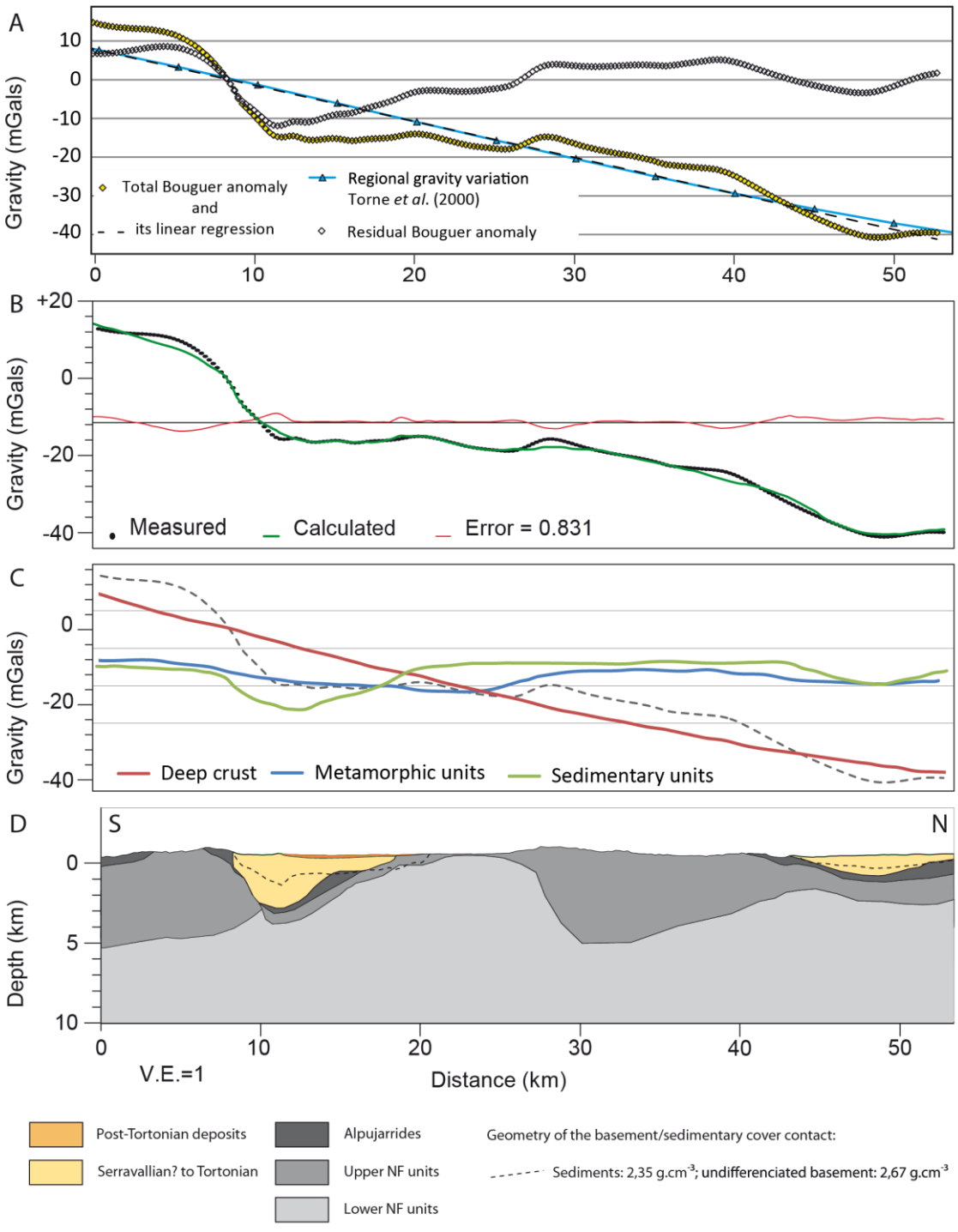


Figure 7 : 2D gravity profile treatment (A) Comparison between the measured total Bouguer anomaly (yellow diamond shape) and the regional gravity deviation exposed in Torne *et al.* (2000) of the N-S regional cross-section (SCS1). White diamond-shape points represent the calculated residual gravity anomaly profile (see text for details). (B) Superposition of the 2D gravity model anomaly (green curve), calculated from the density summarized in Table 1, with the measured total Bouguer anomaly (Black dots). The red curves correspond to the difference between the modeled gravity anomaly and the measured one. (C) Deconvolution of the measured gravity signal (black dashed line) showing the combined effects of the deep structures of the crust and more particularly the Moho geometry (red curve); the upper crust structure of the outcropping metamorphic units (blue curve) and the shape and thickness of the sedimentary basins (green curve). (D) Interpretation of the modeled 2D gravity anomaly across the Sorbas Basin with a close-up view on its Messinian and Pliocene architecture, note the half graben geometry of the sedimentary depocenter.

On the other hand, short-wavelengths of the measured gravity profiles highly depend on the shallow crustal structure. In this study, this part of the modeling was constrained by the geometry of the outcropping post-Tortonian deposits within the Sorbas basin (see Figure 2) and of the metamorphic unit, into the domes, as deduced from field structural measurements. The mid-wavelength anomaly (Figure 7A) constituted the only remnant part of the measured signal to be fitted. If considering the density contrast in between units (see Table 1), this latter depends on the depth and shape of the base of the basin but also on the geometry of internal boundaries within the underlying metamorphic complexes (Figure 7B). The residual mid-wavelength anomaly was then modeled by adjusting the geometry of the contact between metamorphic basement and sediments (Figure 7B), as is the case to the northern boundary of the basin (Figure 7C). As a whole, the modeled Bouguer anomaly can be separated in three components along this regional-scale profile (see Figure 7C), displaying the combined effects of (i) the deep crustal structures (red curve) [ii] the upper crust structure into the outcropping metamorphic units (blue curve) and (iii) the shape and thickness of sedimentary basins (green curve in Figure 7C). Note that, even though a large part of the "total" Bouguer anomaly range value is directly linked to the Moho depth (see red curve in Figure 7C), a significant part of its variations is also due to the structure of the upper crust of both the metamorphic and sedimentary units, with similar proportions (see similar amplitudes of the blue and green curves in Figure 7C). Finally, on the regional-scale SCS1 profile the mid-wavelength Bouguer anomaly decreases from 5 to 25 km, which corresponds to an asymmetric shape of the basin floor as shown in the model (Figure 7D).

Profiles SCS3, SCS4, SCS5, SCS6 and SCS7 (Figure 6), located in the center of the Sorbas basin, are described from West to East (Figure 8). In comparison to the above described ~55 km long regional-scale profile, these latter shorter profiles stand for more local-scale variations in the structure of the basin. For sake of clarity, modeled geometries of the units are only displayed down to 4 km on the sections but, as for the processing of SCS1 profile, the whole crust is taken into account for gravity anomaly computation, down to the mantle, in order to include depth variations of the Moho. Profile SCS6 extends to the North from Uleila del Campo to the west of Sorbas city (Figure 6). The short wavelengths of the Bouguer anomaly are well fitted by taking into account the extension of the northern boundary of the Tortonian trough beneath the Messinian and Pliocene sediments (see Figure 2). On the other hand, the gravity high displayed in the Bouguer profile (between 2 and 4 km) and forming a mid-wavelength anomaly cannot be simply reproduced by the presence of standard metamorphic rock units below the post Tortonian deposits. Such wavelength can neither be explained by variations in the Moho depth or in the lower crust. Gravity modeling shows here that the occurrence of rather dense material (of 2.9 $g.cm^{-3}$) in the upper crust is

mandatory, at that local-scale, to properly model the Bouguer gravity anomaly. Slices of such dense rocks are displayed in black on Figure 8. Note that such small bodies are only necessary to adjust short wavelength of the anomaly in “local” gravity profiles and are not mandatory for modeling the regional scale profile as described above. SCS4 profile, which extends 3 km south of Sorbas, is the southern extension of the SCS6 profile. The first order trend of the modeled Bouguer anomaly was adjusted with the geometry of the metamorphic basement units at depth. Shortest wavelengths have been then modeled with the depth of the interfaces of shallow geological units exposed at the surface. SCS3 profile is almost parallel to SCS6 and extends from Sorbas to the north of El Pilar (Figure 6). The same modeling protocol as described above was used here to adjust the computed Bouguer anomaly curve to the measured anomaly values. Here again, this section displays the extension of the northern boundary of the Tortonian trough below the younger sedimentary series. The N-S oriented SCS7 profile extends from Los Feos (northern part of the Níjar basin) to Los Perales (Figure 6). This profile crosses a metamorphic basement high connecting the Sierra Alhamilla in the west to the Sierra Cabrera in the east and where metamorphic rocks have been sampled to constrain density values (Figure 2). The northward decrease of the Bouguer anomaly values, from +21 to +8 mGal (Figure 8), was ascribed to the anticline shape of the metamorphic units as known laterally in both Sierra Alhamilla and Sierra Cabrera. At 2.8 km distance along the profile, a trend break is visible in the anomaly curve and this feature most probably coincides with the basement/sediments contact outcropping there (Figure 8). This argues for a rather steep downward extension of the contact. Besides, the sedimentary cover is here entirely composed of Tortonian sediments and this structure may correspond to the termination of the Tortonian extensional trough to the SE. The westernmost gravity section extends from La Herreria to north of El Chive (SCS5 profile). Three main segments can be distinguished along the Bouguer anomaly profile:- the first one, between kilometer 0 and 2, is characterized by a northwestward strong decrease; the best fit of the model was obtained by an important deepening of the sedimentary infill of the basin ;

- the second segment, between 2 and 7 km, is marked by a rather constant low anomaly which corresponds, after adjusting the model, to the thickest sediment filling along the cross-section,

- the third segment, beyond 7 km, highlights a rather weak increase of the anomaly before a new stabilization around +3 mGal. This “step” in the trend of the Bouguer anomaly profile may correspond to the extent of the Upper NF units from the Sierra de Los Filabres southward below the post Tortonian series (Figure 2, 6). Except for the extreme northern boundary of the SCS6 profile, the measured and modeled Bouguer anomalies show a good consistency and the resulting misfit error is negligible for all profiles.

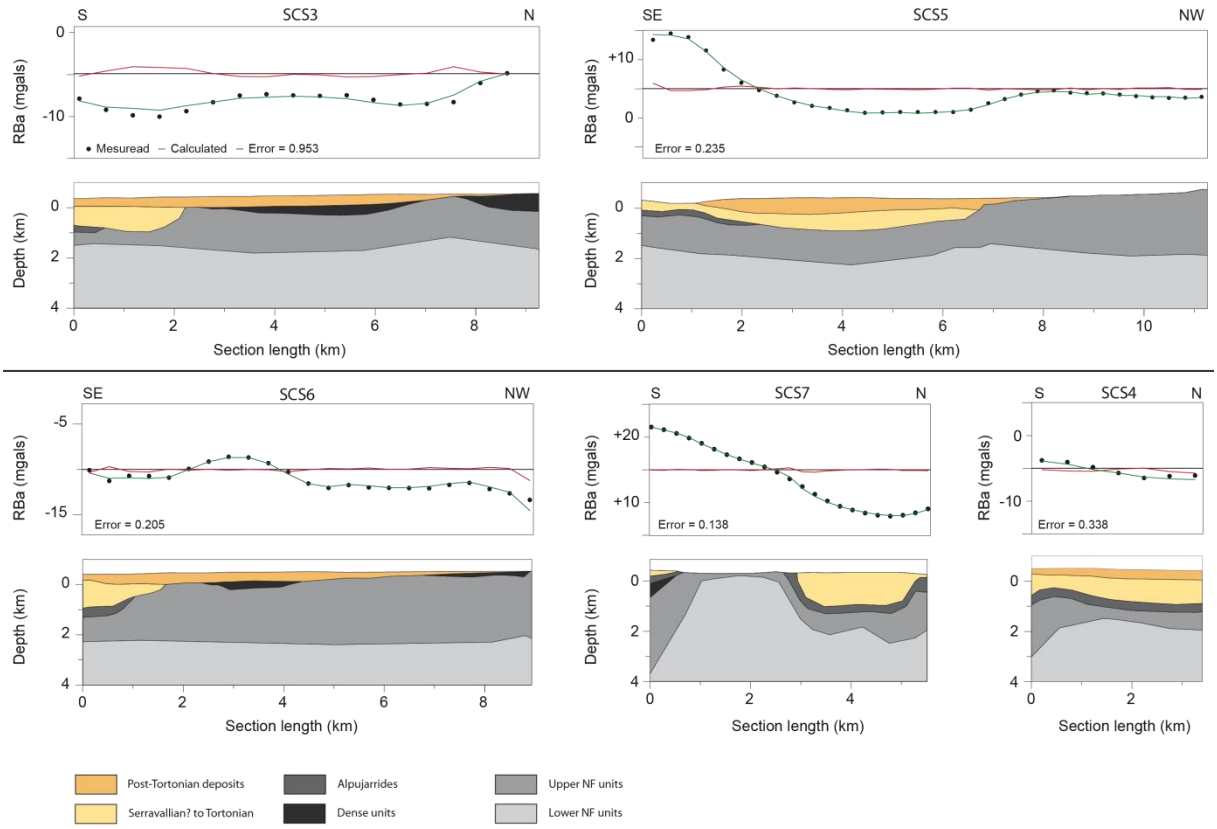


Figure 8 Total gravity anomaly and corresponding 2D model constructed for the 5 cross-sections called SCS3 to SCS7. The gravity modeling of these cross-sections is equal to that detailed in the text for the basin-scale SCS1 cross-section. Vertical exaggeration = 2, see Figure 6 for location.

7. 3D geometry and depth constraints

2D gravity sections were integrated into the *3D GeoModeller* software [Calcagno *et al.*, 2008; Guillen *et al.*, 2008] in order to interpolate the 3D geometry of the basin-floor. The computation principles of this software are based on a joint inversion of both the places, within the 3D volume considered, where geological contacts have been observed or deduced, and measured orientations of corresponding geological surfaces. Here, modeled 2D gravity sections were thus used to constrain both the depth of the basin-floor and its geometry. The modeling box (dashed border rectangle in Figure 2) extends over 20 x 15 km from 37°10'12.33" N - 2°15'03.00" W (top-left corner) to 37°01'48.44" N – 2°02'12.75" W (bottom-right corner) and from 5 km below sea-level to 3 km in altitude.

The geometry of the basin floor is illustrated in Figure 9 by both an iso-depth curves map (Figure 9A) and an oblique 3D view of the model in which the sediment infill have been removed (Figure 9B). Iso-depth curves of the basin floor, as interpolated during the 3D modeling process, show a strong marked asymmetry of the basin geometry (Figure 9A)

characterized by a steep North-dipping boundary in the southern part of the basin, passing to a gently South-dipping contact to the North. This first-order geometry of the model is well constrained by both (i) the gravity 2D modeling along the profiles and (ii) the very steep dip of the first Tortonian layers even characterized by locally overturned bedding close to the basement contact. The deepest part of the basin, a 2000-2800 m trough, is located in the South, near the North Alhamilla reverse fault zone separating the basin from the metamorphic basement of the Sierra Alhamilla.

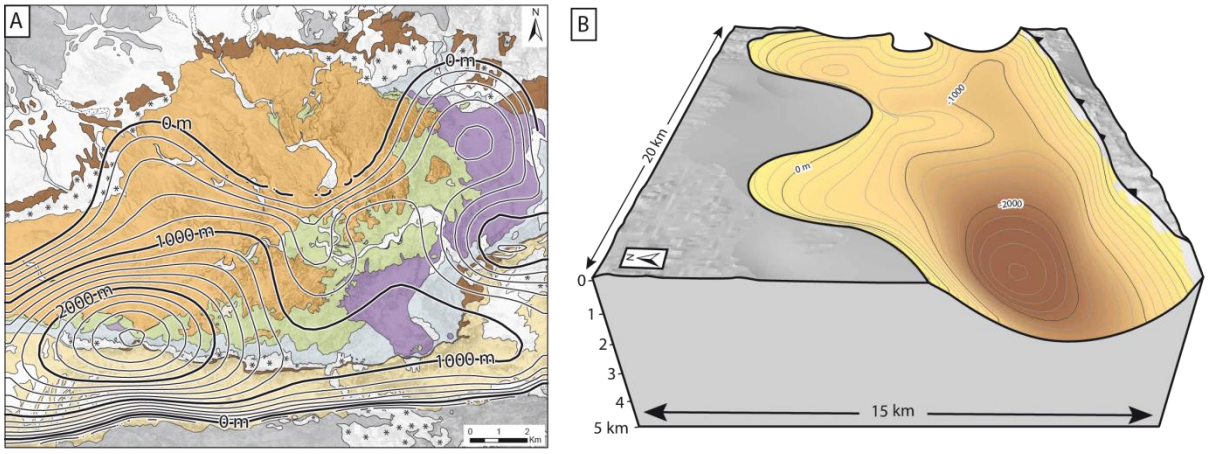


Figure 9 : Basin-floor 3D geometry. (A) Iso-depth curves of the base of the Tortonian deposits are plotted over the geological map of the modeled area. The depth is indicated in meters below sea-floor. (B) 3D oblique view of the base of the Sorbas Basin. Vertical exaggeration = 3.

While the asymmetrical shape of the basin evidenced by our computed 3D model is compatible with the 2D image proposed by *Li et al.* [*2012*], discrepancies arise when considering the modeled depth of the basement/sediment basement below the basin. Indeed, previous work estimates a ~1500 m maximum depth of the Sorbas basin in its southern part whereas our 3D computations result in a 2000-2800 m depth localized along the southern part of the basin. When considering the SCS1 regional scale gravity section of this study, comparison of the residual Bouguer anomaly values with the one obtained by *Li et al.* [*2012*] clearly shows that such discrepancy could not be attributed to measurement deviations. Thus, differences in depth computations must be assigned to the choice of the density values used for gravity modeling. On the one hand, previous gravity studies conducted in the Sorbas basin and surrounding areas where considering geological units in, basically, two groups: (i) sedimentary rocks with a constant density fixed at 2.35 $g.cm^{-3}$ and (ii) basement rocks with a constant density fixed at 2.67 $g.cm^{-3}$ [*Pedrera et al., 2009, 2010*; *Li et al., 2012*]. We have tested this same approach on the N-S regional cross-section to model

the basal contact separating the sediments from the metamorphic basement (dashed line on Figure 7D). The overall asymmetric shape of the basin fill can be reproduced, however the main difference between these approaches is the resulting depth of the basin-floor estimated between 1.6 to 2.8 km (Figure 7D). However, the Bouguer anomaly primarily depends on density contrasts [*Martelet, 1999*; *Martelet et al., 2004*; *Jacoby and Smilde, 2009*; *Joly et al., 2009*]. Accurate determination of the density is thus essential to model a more reliable geometry to depth. The Sorbas basin, as well as its basement, is composed of a large spectrum of rocks and average densities assigned to each geological layer sufficiently contrasts with both adjacent units to be considered as a representative density interval (Table 1). Our study strives to consider more specific density values for geological units or groups as recognized in the area as well as measuring densities from field samples rather than using standard average density values. When comparing densities of rock units measured in this study to standard ones, we suggest that the distinction of as many geological units as possible to separate "geophysical" units is a more accurate approach to estimate both the geometries and depths of the geological boundaries.

8. DISCUSSION

8.1. The initial tectonic setting of the Sorbas basin

Contrasted tectonic settings have previously been proposed to explain the initiation and the development of sedimentation within the Sorbas basin: (i) N-S compression to transpression [*Montenat et al., 1987*; *Weijermars et al., 1985*; *Ott d'Estevou et al., 1990*; *Sanz de Galdeano and Vera, 1992*; *Poisson et al., 1999*], including strike-slip tectonics [*Kleverlaan, 1989*; *Haughton, 2001*] or (ii) extension [*García-Dueñas et al., 1992*; *Vissers et al., 1995*; *Martínez-Martínez and Azañón, 1997*; *Augier et al., 2005a; Augier et al., 2013*]. Based on field structural investigations and the gravity survey, the 3D geometrical model shows a marked asymmetric shape with the deepest parts localized to the South, along the contact with the Sierra Alhamilla. Indeed, the geometry of the basin shows a rather gently dipping bedding and orientation of the basal contact to the North. In contrast, the southern basin/basement rocks contact is steeply dipping north, so as the bedding within the Tortonian basal deposits. The southern deepest parts of the basin correspond to the Tortonian trough, as previously defined. The initial general structure of the basin highly suggests half-graben type geometry which is consistent with the penetrative network of normal faults that heavily affect upper Serravallian-lower Tortonian deposits.

Moreover, several syn-sedimentary normal faults have been locally described from the upper Serravallian to the upper Tortonian series, in close surroundings to the Sorbas basin (Figure 4, 5). Two successive extensional events, whose minimum compression direction [σ_3] are N140E and N50-60E oriented, controlled the deposition of upper Serravallian to upper Tortonian sediments (Figure 4, 5). The analysis of upper Tortonian series, in particular in the Gafarillos area, suggests that the N140E oriented system was mainly restricted to the upper Serravallian-Early Tortonian. In the Tabernas area, both normal faults sets appear clearly as pre-folding extensional faulting as suggested by tilted conjugate sets of normal faults (Figure 5B and 5C). Evidences of extensional tectonics during the lower Tortonian have also been described into the Huércal-Overa basin, to the north [*Briend et al., 1990*; *Augier et al., 2005b*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Pedrera et al., 2010*; *Augier et al., 2013*]. In that area, the latest exhumation stages of the metamorphic Nevado-Filabride complex [*Johnson et al., 1997*; *Augier et al., 2005b*] coincides with the kinematics of normal faults controlling the sedimentation into the basin. To the North of the Sierra Alhamilla, the late exhumation phase of the Nevado-Filabride complex, which took place during the Late Miocene (13 to 6 Ma) [*Platt et al., 2005*], is mostly associated to a ~W-E stretching lineation [*Martínez-Martínez and Azañón, 1997*; *Behr and Platt, 2012*]. The late stretching lineation and associated sense of shear reveal a curved pattern across the Sierra Alhamilla and exhibits toward the north a top to the NW sense of shear, developed in greenschist facies conditions [*Augier et al., 2005a*]. The onset of sedimentation roughly occurred at the same time in all intramontane basins of SE Betics, during upper Serravallian to lower Tortonian [*Cloething et al., 1992*; *Sanz de Galdeano and Vera, 1992*]. In order to discuss the relative contribution of tectonic and eustatic controls on basin sedimentation, we plotted the relative subsidence history of the basin based on estimated palaeobathymetries (compiled in Table 2), against eustatic curves [*Haq et al., 1987*; *Miller et al., 2005*]. The Huércal-Overa and Sorbas basins underwent a common subsidence history during their early development stage (Figure 10): this first phase is characterized, in both basins, by the deposition of a thick coarse-grained breccia containing Nevado-Filabride clasts [*Sanz de Galdeano and Vera, 1992*]. The Sorbas and Huércal-Overa basins display a synchronous onset and a similar evolution of sedimentation [*Sanz de Galdeano and Vera, 1992*] while their basement were exhumed by normal faulting. Both basins may thus have experienced extensional tectonics during the initiation of sedimentation. Half-graben geometries linked with Tortonian extensional deformations have also been reported in the Granada basin [*Ruano et al., 2004*], Fortuna-Guadalentin basins [*Amores et al., 2001, 2002*], and in the Alboran Sea [*Mauffret et al., 1992*; *Watts et al., 1993*; *Comas et al., 1999*]. Gravity modeling evidences that the rather dense rocks of the Alpujarride complex with respect to the sedimentary cover, cannot be prolonged northward, below the basin (Figure 8, 11E), without

inducing a large misfit on the measured Bouguer anomaly. Hence, the southern fault controlling the deposition of sediments, during the initiation of the Sorbas basin, may be listric or simply cross-cut and post-date the Alhamilla detachment zone itself (Figure 11E). This is fairly consistent with the *ca.* 12-11 Ma ages for the initiation of sedimentation during latest exhumation stages of the sierras under brittle conditions [*Platt et al., 2005*].

Formation	Age	Palaeobathymetry (m)	References
Zorreras coquina	≈ 5.2 Ma	20 m	Montenat et Ott d'Estevou, 1977
Sorbas calcarenite	5.67 - 5,60 Ma	20 - 40 m	Montenat et al., 1980
Gypsum	5.96 - 5.67 Ma	0 - 40 m	Dronkert, 1976; Goubert et al., 2001
Messinian reef	6.04 - 5.89 Ma	0 - 80 m	Braga et al. , 2003; Sanchez-Almazo et al. , 2007
Abad marls	7.24 - 5.96 Ma	200 - 600 m	Dronkert, 1976; Troelstra et al., 1980; Ott d'Estevou et Montenat, 1990; Poisson et al., 1999; Krijgsman et al. ,2001
Tort/Mess calcarenites	≈ 7.24 Ma	20 - 40 m	Ott d'Estevou et Montenat, 1990.
Upper Tortonian	> 7,24 Ma	350 - 600 m	Montenat et Seilacher, 1978; Ott d'Estevou et al., 1981

Table 4 : Palaeobathymetry and age of the sedimentary formations of the Sorbas Basin.

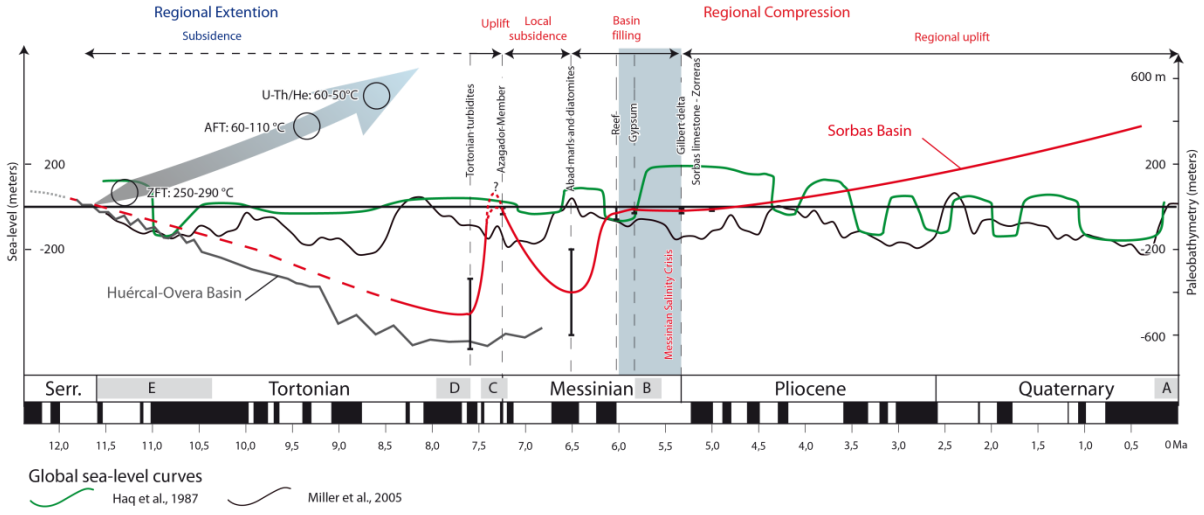


Figure 10 : Tectonic subsidence and uplift curves for the Sorbas and the Huércal-Overa basins during the Neogene (thick black and red curves, respectively). The subsidence curve of the Sorbas Basin is drawn from the average estimated paleobathymetries compiled in Table 2. Absolute eustatic curves are from Haq *et al.* [1987] and Miller *et al.* [2005]. Exhumation and cooling path of the Nevado-Filabrides complex is estimated from ZFT, AFT and U-Th/He methodologies [Johnson *et al.*, 1997; Augier *et al.*, 2005b; Platt *et al.*, 2005; Vázquez *et al.*, 2011].Grey rectangles noted A to E refer to steps of the evolutive cross-section of the Sorbas basin in Figure 11.

8.2. Tectonic evolution of the Sorbas basin

A N-S evolutive cross-section of the Sorbas basin is given on figure 11. Situations are restored for key main steps from the upper Serravallian-lower Tortonian stage to the present view by deconvoluting the tectonic history of the Sorbas basin. The onset of sedimentation in

the Sorbas basin appears controlled by normal faulting during the Serravallian and part of the Tortonian (Figure 4 and 5). Geometry and major bounding faults of this initial basin cannot be retrieved accurately as most of this basin is now hidden by younger deposits; a significant part of the basin may have been eroded. Kinematics of this first step, as studied within the preserved and outcropping parts of the basins, is compatible with a NW-SE (~N140E) directed subhorizontal extension accompanied by a subvertical maximum compression direction (Figure 5). This event may have favoured an initial subsidence pulse and the deposition of coarse-grained sediments grading to marine deposits. Such pulse thus seems recorded over most the SE Betic basins [*Sanz de Galdeano and Vera, 1992*; *Meijninger and Vissers, 2006*; *Augier et al., 2013*]. Inception of the main sedimentation occurred shortly after the crossing of the ductile-brittle transition at *ca.* 14-13Ma during the final exhumation and the denudation of the Nevado-Filabride-cored domes [*Johnson et al., 1997*; *Augier et al., 2005b*; *Vasquez et al., 2011*]. This first event was followed and partially overprinted by a second extensional event characterized by ENE-WSW (~N060E) directed subhorizontal extension (Figure 4 and 5) experienced by a part of the upper Tortonian. Extensional tectonics then lasted over ~3.5 to 4 Myrs (Figure 10, 11). In the Huércal-Overa basin, where the corresponding oldest deposits are exposed and even very well preserved, this time interval corresponds to sedimentation of about 1 km thick series along the normal-faulted southern boundary [*Pedrera et al., 2009, 2010*; *Augier et al., 2013*].

Later, during the upper Tortonian, the Sorbas basin experienced a drastic inversion tectonics stage (Figure 3 and 5). This formation shows a progressive steepening over more than 2km and is even overturned in the vicinity of the Sierra Alhamilla in the footwall of the North Alhamilla reverse fault zone (Figure 3). Besides, the development of upper Tortonian growth strata highlights that deformation occurred during sedimentation (Figure 3). Second order folding (e.g. the Tabernas fold) and small-scale faults are all consistent with a N-S to NW-SE shortening (Figure 3 and 5). Progressive steepening on the southern margin of the basin (i.e. the mobile border) and the significant uplift of the Sierra Alhamilla [*Braga et al., 2003*] probably resulted in a continuous tectonic subsidence within the basin and the persistence of marine deposits [*Weijermars et al., 1985*; *Kleverlaan, 1989*]. Flexural type subsidence then superimposed on the former extensional depocenter and migrated northward (Figure 11D). This marked inversion of the basin appears mechanically in agreement with the development of dextral strike-slip faults recognised at the western and eastern edges of the basin [*Giaconia et al., 2013*].

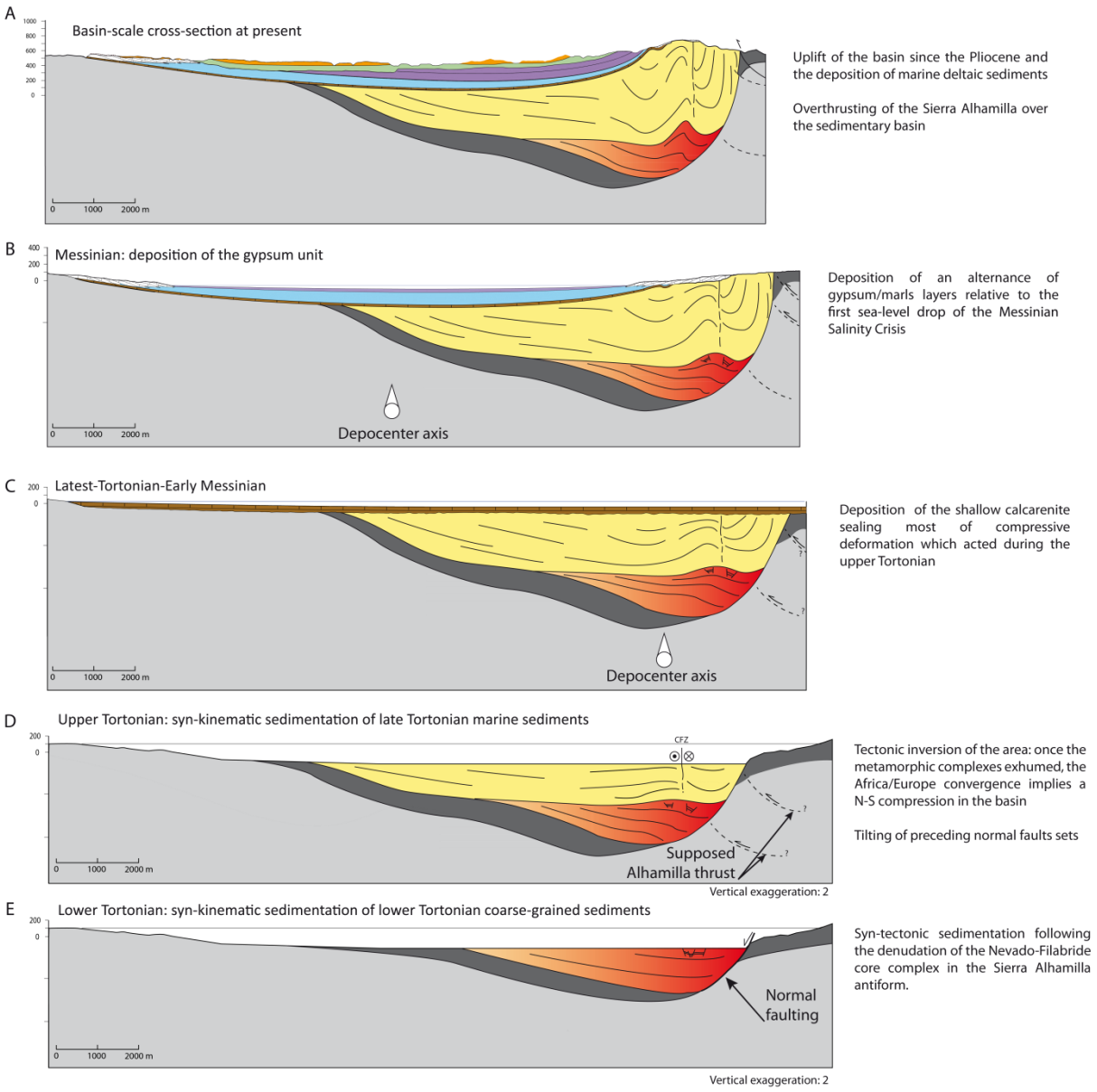


Figure 11 : Synthetic N-S cross-section of the Sorbas basin representing its evolution from Present (A) to the deposition of Messinian evaporites (B), the upper Tortonian-Early Messinian major erosion (C) and the two different syn-sedimentary compressional deformation which started in the Late-Tortonian (D) and the preceding extensive deformation during the upper Serravallian-lower Tortonian (E).

Many studies pointed out an important strike-slip component of the northern and southern Alhamilla-Cabrera faulted boundaries during the Tortonian [*Martínez-Martínez et al., 2006*; *Rutter et al., 2012*] leading to drainage captures [*Mather, 2000* ; *Giaconia et al., 2013*]. In addition, several authors suggested that strike-slip tectonics parallel to the E-W depocenter have been important in the evolution of the Sorbas basin in particular during the Tortonian turbiditic filling [*Ott d´Estevou and Montenat, 1990*; *Haughton, 2001*]. This assumption is mainly based on the occurrence of contained turbidites and a reversal location

of its ponding depocenter in the late Tortonian [*Haughton, 2001*]. However, the initial sinistral strike-slip movement advanced by the authors cannot be observed in the basin due to its intense late deformation. The associated primary east-flowing sedimentation could result from the first-step extension highlighted in this study. Moreover, the tilted-block geometry inferred by *Haughton* [*2001*] seems unrealistic with respect to the 2D gravity inversion.

Compared to the Huércal-Overa basin, inversion tectonics appears much stronger in the Sorbas basin [*Weijermars et al., 1985*; *Augier et al., 2013*]. Onset of inversion has been proposed to approximately occur before the Tortonian/Messinian boundary (e.g. ~7.7 Ma) [*Weijermars et al., 1985*]. Besides, inversion tectonics affecting the northern flank of the Sierra de Los Filabres occurred roughly at the same time, around 8.2 Ma [*Augier, 2004*]. This period coincides in a broad sense with a period of geodynamic reorganisations as described throughout the Alboran realm, around 8 Ma [*Comas et al., 1999*; *Jolivet et al., 2006*].

At the Tortonian-Messinian transition, the basin experienced an overall uplift and erosion as attested by the deposition of the Azagador shallow marine calcarenite over the upper Tortonian (Figure 3 and 11C). The large open-fold syncline of the lowermost Messinian calcarenite shows the relatively limited shortening deformation affecting the basin after its deposition (Figure 11B). From that period, and despite a global sea-level fall of 35 m [*Haq et al., 1987*], deep marine marls were deposited into the Sorbas basin between 7.3 and 6.5 Ma (Figure 11B). The subsequent deposition of messinian clays and diatomites, known as the Upper Abad Member, and of the coeval fringing reef, in a restricted marine environment, is once more coeval with a global sea-level fall estimated at 60 to 70 m (Figure 14) [*Haq et al., 1987*; *Miller et al., 2005*]. These features highly suggest that the global eustatic variations have locally weaker effects on sedimentation than the tectonic control during the Sorbas basin tectonic inversion.

9. Conclusions

Integrated structural analysis of the Sorbas basin demonstrates the importance of an initial extensional event that allows the inception of sedimentation in fault-bounded continental basins. Kinematics of initial faults controlling sedimentation are difficult to characterize at the scale of the basin. The late exhumation stages of the Nevado-Filabride complex, characterized in the northern Alhamilla area by a top-to-the NW sense of shear [Augier *et al.*, 2005a], leads to the conclusion that a normal fault to normal-strike-slip fault system initiated the subsidence of the Sorbas basin. Such an initial half-graben geometry, which controlled the first regional subsidence stage, is also common in most neighboring

basins [*Cloething et al., 1992*]. The asymmetry of the basin was later reinforced during the basin inversion by a late N-S compressional event from *ca.* 8 Ma, which, at a larger scale led to the development of the Trans-Alboran transcurrent zone and large-scale sinistral strike-slip fault zones [*Leblanc and Olivier, 1984*; *de Larouzière et al., 1988*].

On the other hand, gravity modeling points out the deep and asymmetric syncline structure of the Sorbas basin. The asymmetry of the basin is highlighted both by a gently south-dipping basal unconformity in the north and a steep fault-bounded south-dipping southern contact. The latter has been subsequently amplified by the formation of the northern Sierra Alhamilla thrust fault zone responsible for large-scale folding of upper Tortonian sediments (Figure 11). Our integrated study allows estimating the evolution through time of the basin behaviour. Since the deposition of the Azagador Member, the Sorbas basin evolved as a flexural basin, resulting from the ongoing overall N-S shortening (acting since *ca.*~8 Ma). This tectonic setting is marked by the strengthening of the subsidence and leads to the deposition of deep marine sediments (Abad marls). Then, Messinian and post-Messinian deposits are only slightly folded (Figure 11).

Acknowledgments

We warmly thank Georges Clauzon without whom this study would not have been achieved. He provided us a new vision of the evolution of the Sorbas basin based on thorough geomorphological and biostratigraphic researches. He could not see the achievement of this study but his memory will be forever associated to the Sorbas basin.

Field investigations have been supported by the CIFRE PhD grant N° 584/2010 (TOTAL/UPMC). This paper is a contribution to the Projects AMEDITER (“Actions Marges” CNRS/INSU Programme), “Bassins néogènes et manteau en Méditerranée” (TerMEx CNRS/INSU Programme). We are grateful to Michel Diament (INSU/IPGP) for providing us a SCINTREX CG5-M micro-gravimeter. Geophysical interpretations were drawn using Geosoft software and the 3D modeling process was performed using the 3D Geomodeller (Intrepid Geophysics) developed by the BRGM (Orléans, France). We are grateful to Guillaume Martelet (BRGM) for his help and assistance on the gravity modeling process and also to Gabriel Courrioux (BRGM-GEO) for providing us a 3D Geomodeller licensing and for his technical support.

I.3. Conclusions principales et remarques complémentaires

Ces travaux ont mis en évidence l'existence d'un régime tectonique extensif synchrone du dépôt des sédiments à la fin du Serravallien – début Tortonien. Ils ont également permis, à travers l'inversion du signal gravimétrique, d'imager la géométrie asymétrique du bassin et son approfondissement vers le sud.

I.3.1. Reconstructions paléogéographiques

L'ensemble des observations réalisées dans le bassin de Sorbas, additionnées aux données disponibles dans la littérature, permet de proposer une reconstruction paléogéographique du bassin de Sorbas et de ses environs (Figure VIII-4):

- Serravallien supérieur – Tortonien inférieur : l'exhumation tardive de la Sierra Alhamilla et de la Sierra de los Filabres, marquée par des linéations divergentes, s'accompagne d'une sédimentation détritique importante dans la zone de Sorbas-Tabernas. Les séries détritiques continentales et marines sont affectées par une déformation extensive syn-sédimentaire. Le long des versants nord de la Sierra Alhamilla et Cabrera, la sédimentation se compose de conglomérats grossiers, très hétérométriques, comportant un mélange de galets décimétriques et de blocs immatures, pouvant dépasser le mètre-cube, emballés en désordre dans une matrice sableuse et carbonatée (Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Ces éventails alluviaux se sont développés au pied de reliefs en cours de démantèlement. Dans le bassin de Tabernas, la sédimentation est marquée par le dépôt de séquences turbiditiques en aval de grand chenaux clastiques (Figure VIII-4A ; Kleverlaan, 1989). Au cours de cet épisode, la subsidence rapide est estimée de l'ordre de 1200 m (Kleverlaan, 1989). L'ensemble de ces informations appuient l'hypothèse de l'existence d'une faille normale sur le front nord de la Sierra Alhamilla.

- Tortonien supérieur (Figure VIII-4B, C) : la sédimentation de la zone Sorbas-Tabernas évolue et des dépôts turbiditiques appelés « *contained turbidites* » (Haughton, 2000, 2001) vont se déposer sous l'action de courants sous-marins. Le dépocentre principal des turbidites va subir une migration progressive d'Est en Ouest. Cette migration est contemporaine d'une déformation compressive (ou tout du moins transpressive) le long du flanc Nord de la Sierra Alhamilla (NAFZ, Figure VIII-4B ; Haughton, 2000, 2001). A partir des directions des paléocourants tortoniens, les auteurs interprètent la migration du dépocentre et la déformation syn-sédimentaire des séries tortoniennes comme étant la conséquence d'un changement de

cinématique (senestre à dextre) le long des failles de Cantona (CFZ) et d'El Cautivo (ECFZ, Figure VIII-4B, C ; Haughton, 2000, 2001 ; Hodgson et Haughton, 2004). A l'heure actuelle, aucun tectoglyphe ne permet de contraindre le jeu senestre de ces failles, la déformation postérieure et dextre en a probablement effacé les traces. La déformation le long de ces failles génèrent une succession de plis synclinaux et anticlinaux, notamment dans le sud du bassin de Sorbas, où la déformation compressive fut la plus importante. Le paroxysme de la déformation compressive est atteint durant cette période.

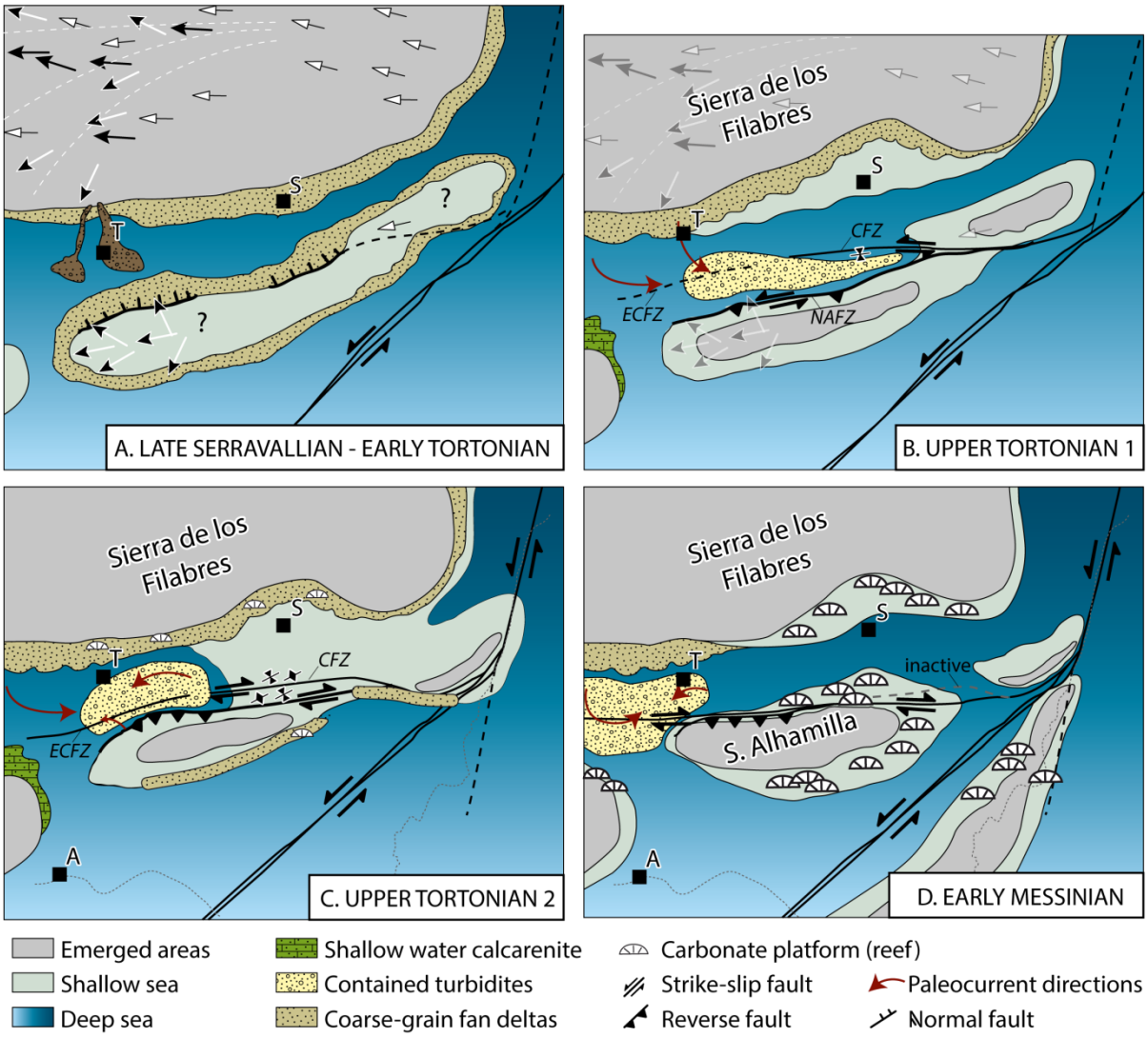


Figure VIII-4 : Reconstructions paléogéographiques de l'évolution tectonique et stratigraphique du bassin de Sorbas et ses environs entre le Serravallien terminal et le Messinien basal (d'après Rodríguez-Fernández et Sanz de Galdeano, 1992 ; Martín *et al.*, 1999 ; Haughton, 2001 ; Rodríguez-Fernández *et al.*, 2011). T : Tabernas ; S : Sorbas ; CFZ : Cantona Fault Zone ; ECFZ : El Cautivo Fault Zone ; NAFZ : North Alhamilla Fault Zone.

- Messinien inférieur (Figure VIII-4D): La sédimentation marine profonde se localise désormais dans le bassin de Tabernas (Hodgson et Haughton, 2004). L'intense compression au front de la Sierra Alhamilla eu pour conséquence la surélévation du bassin de Sorbas, désormais soumis à une sédimentation marine de type plateforme carbonatée. Il s'agit de la formation d'Azagador (ou Cantera) composée d'une calcarénite de plateforme déposée sous une faible tranche d'eau (Ott d'Estevou et Montenat, 1990). Pour rappel, cette calcarénite déposée à la base du Messinien, repose en discordance sur les dépôts tortoniens intensément déformés (Partie 2 – Chapitre 6 – Figure VI-5). A partir de cet instant, la faille de Cantona devient inactive, et la déformation principale se localise le long des grands accidents décrochants traversant la Sierra Alhamilla et Cabrera (Giaconia *et al.*, 2012 ; 2013).

I.3.2. Implications régionales

La phase d'extension syn-sédimentaire de la fin du Serravallien – début Tortonien est contemporaine de l'exhumation tardive de l'unité Nevado-Filabride composant les dômes métamorphiques. Dans la Sierra de los Filabres tout comme dans la Sierra Alhamilla, cette exhumation tardive est caractérisée par une recristallisation syn-tectonique dans le faciès des schistes verts marquée par des alignements de cristaux de phengite, chlorite et d'albite (Platt *et al.*, 2005 ;Augier *et al.*, 2005b). A l'échelle des dômes, les linéations associées à cette exhumation montrent une divergence des trajectoires depuis des directions E-W au sommet des sierras, vers des trajectoires NW-NNW sur le flanc nord des dômes, et SW-SSW sur le flanc sud (Figure VIII-5 ; Augier *et al.*, 2005b).

Dans le bassin de Huércal-Overa localisé au nord de la Sierra de los Filabres, une étude récente a montré l'existence d'un *continuum* de déformation depuis les derniers stades de déformation ductile des unités métamorphiques et les premiers stades de déformation fragile dans les unités sédimentaires (Augier *et al.*, 2013). Les premiers stades de déformation fragiles dans ce bassin se caractérisent par une déformation extensive d'axe NW-SE parallèle aux linéations tardives, évoluant vers une extension d'axe NNE-SSW (Figure VIII-6). La déformation compressive tardive n'effacera que partiellement les traces de l'extension dans le bassin de Huércal-Overa. Dans le bassin de Sorbas, une telle relation paraît très compliquée à mettre en évidence du fait de l'intense déformation compressive qui a profondément inverser le bassin. Néanmoins, la simultanéité et l'homogénéité des directions d'extension ductile dans la Sierra Alhamilla et fragile dans le bassin de Sorbas-Tabernas laisse suggérer une évolution identique.

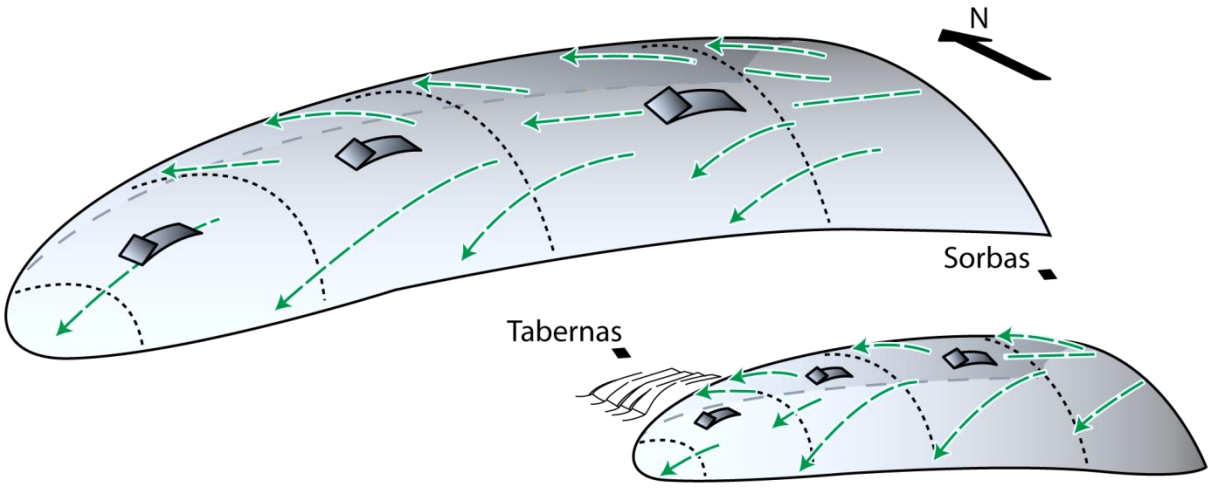


Figure VIII-5 : Représentation schématique de l'exhumation tardive des dômes métamorphiques représentant la Sierra de los Filabres et la Sierra Alhamilla. L'exhumation s'accompagne d'une recristallisation dans le faciès des schistes verts marquées par des linéation divergentes sur les flancs des dômes (courbes vertes).

A l'échelle plus régionale, l'organisation spatiale des directions d'extension et de compression semblent montrer une certaine homogénéité (Figure VIII-6). Dans les bassins de Huércal-Overa et Sorbas, les premières directions d'extension indiquent une direction moyenne NW-SE appelée D_1 (vecteurs rouges sur la figure VIII-6A) en accord avec les directions de linéation tardives observée sur les flancs Nord des dômes métamorphiques de la Sierra Alhamilla et de la Sierra de Los Filabres (Figure VIII-5). Dans le bassin de Sorbas, un évènement extensif orienté NE-SW a également été identifié (vecteurs jaunes sur la figure VIII-6A). Cet évènement extensif NE-SW, persistant dans les séries du Tortonien supérieur, s'apparente au second évènement extensif D_2 orienté NNE-SSW dans le bassin de Huércal-Overa (Augier *et al.*, 2013). Les directions d'extension de l'épisode D_2 varient d'environ 20 degrés entre le bassin de Huércal-Overa et celui de Sorbas (Figure VIII-6). Cependant, le nombre de sites étudiés dans le bassin de Sorbas est très faibles comparé au bassin de Huércal-Overa (Meijninger et Vissers, 2006 ; Augier *et al.*, 2013) et ne permet pas de conclure de manière formelle sur les raisons de ce changement de direction. Néanmoins, au regard du contexte tectonique, cette variation d'orientation pourrait s'expliquer par une différence de conditions aux limites lors de l'épisode extensif D_2. En effet, le bassin de Sorbas est bordé au sud par une zone de faille dont le jeu décrochant s'initia probablement par une cinématique senestre au Tortonien supérieur (Haughton, 2001). L'inversion de l'ensemble de la zone au Tortonien terminal (Figure VIII-6B) s'accommode le long de grands accidents décrochants tels la faille d'Alhama de Murcia (AMF), la faille de Palomares (PF) ou encore la faille de Carboneras (CaF). Les directions de raccourcissements calculés dans les

bassins sédimentaires de la région indiquent très clairement une compression NNW-SSE (Figure VIII-6B).

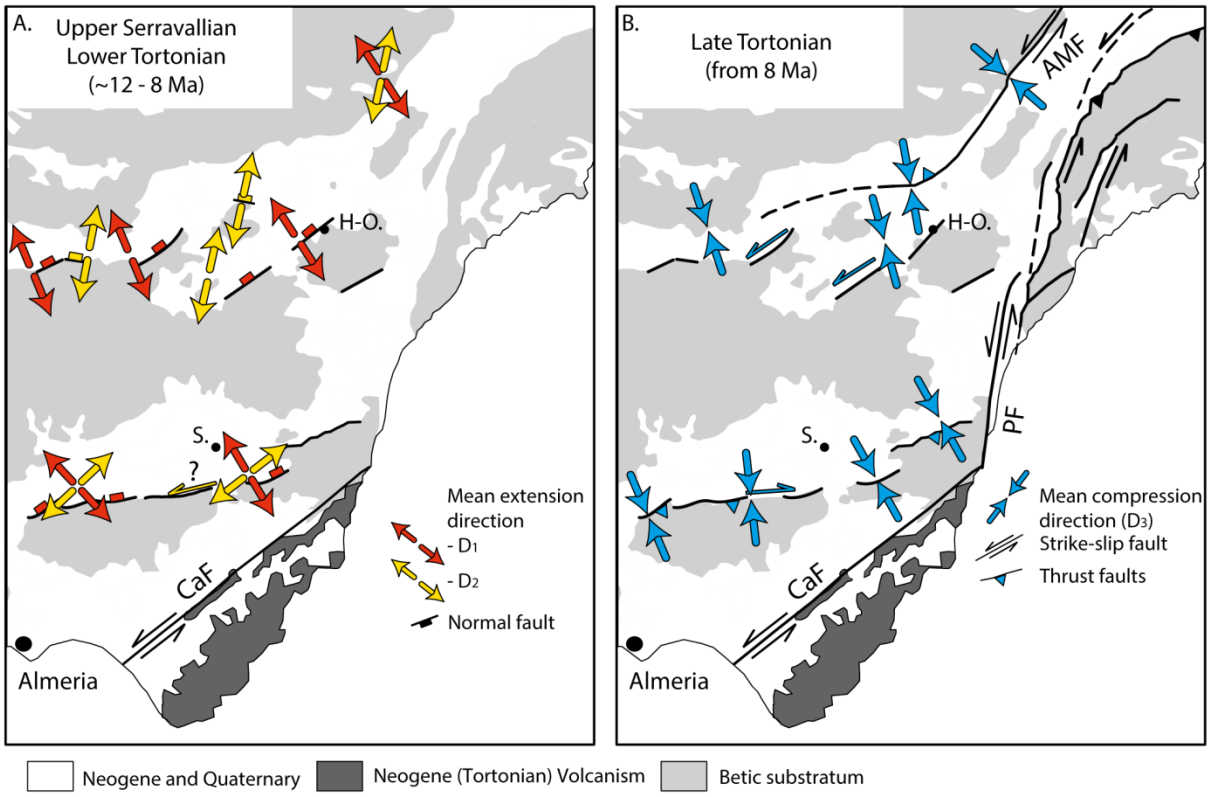


Figure VIII-6 : Cartes tectoniques de la zone sud-est des Bétiques sur lesquels sont reportées (A) les directions d'extension des épisodes D1 et D2 ainsi que (B) les direction de compression de l'évènement D3 affectant la couverture sédimentaire (comprenant les données de Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Ott d'Estevou *et al.*, 1990 ; Stapel *et al.*, 1996 ; Jonk et Biermann, 2002 ; Booth-Rea *et al.*, 2004 ; Meijninger, 2006 ; Augier *et al.*, 2013). H-O : Huércal-Overa ; S : Sorbas ; CaF : Carboneras Fault ; PF : Palomares Fault ; AMF : Alhama de Murcia Fault.

II. Evolution tectonique et stratigraphique des bassins sédimentaires immergés : contraintes apportées par l'étude du bassin Ouest Alboran

II.1. Présentation et objectif de l'article 6

La Méditerranée et l'ensemble des chaînes Alpine associées renferment un grand nombre de systèmes pétroliers plus ou moins riches en hydrocarbures. La richesse géologique du pourtour méditerranéen fait que ces provinces sont caractérisées par un large spectre de roches mères (du Paléozoïque au Cénozoïque) et de pièges stratigraphiques et structuraux (Ziegler et Roure, 1999). En Mer d'Alboran, la recherche d'hydrocarbures n'a cessé d'attirer l'industrie pétrolière et gazière depuis les années 70. Les *majors* Shell, Chevron, Exxon, Elf (aujourd'hui Total) ou encore Amoco (aujourd'hui BP) ont été très actives dans les années 80. Les résultats de ces campagnes d'exploration n'ont pas permis de mettre en évidence l'existence d'un système pétrolier actif en Mer d'Alboran. Ziegler et Roure (1999) constatèrent notamment la sous-exploration des bassins sédimentaires en Alboran malgré la présence d'importants *depocentres*. Une des grandes difficultés de cette évaluation, tenait à la faible pénétration des profils sismiques disponibles à cette époque au sein du bassin d'Alboran ne permettant pas de contraindre avec précision l'évolution tectonique et sédimentaire des bassins les plus profonds. A l'aide de données sismiques récentes, et de données provenant de la bibliographie, l'histoire stratigraphique et tectonique du bassin Ouest-Alboran ont été réinterprétées.

II.1.1. Cadre tectonique et sédimentaire

Les hypothèses de formation des bassins sédimentaires en Alboran, et plus particulièrement du bassin Ouest-Alboran, découlent de la géométrie des unités sédimentaires en profondeur et du contact les séparant du socle (Partie I, Chapitre III). Trois hypothèses de formation du bassin Ouest-Alboran ont été proposées dans la littérature: une ouverture en *pull-apart* (Bourgois *et al.*, 1992 ; Campillo *et al.*, 1992 ; Mauffret *et al.*, 1992), une ouverture en hémi-graben (Mauffret *et al.*, 2007), ou encore un fonctionnement de type *sag* (Morley, 1992). Pour bien comprendre les mécanismes responsables de l'initiation de la subsidence du bassin Ouest-Alboran, il convient de comprendre dans un premier temps les mécanismes responsables de l'amincissement du socle métamorphique et la chronologie des évènements tectoniques et sédimentaires. En effet, le bassin Ouest-Alboran (WAB,

Figure VIII-7A-B) est localisé au droit d'un socle métamorphique constamment en mouvement au Néogène.

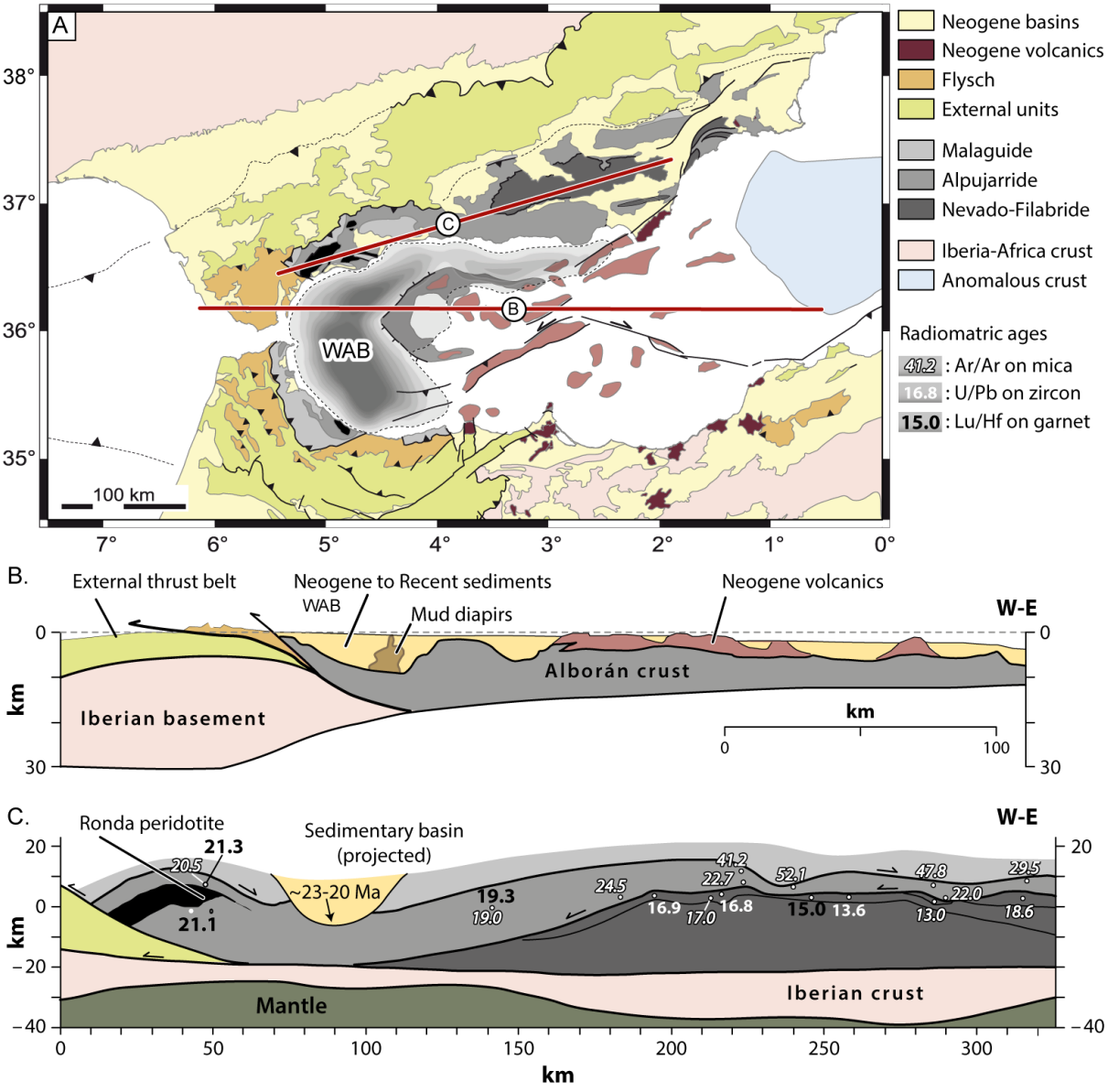


Figure VIII-7 : A. Carte tectonique du domaine d'Alboran et des chaînes bético-rifaines sur laquelle sont reportées les isopaques du bassin Ouest-Alboran (d'après Iribarren *et al.*, 2009). B. Coupe synthétique trans-Alboran montrant la structure crustale du domaine d'Alboran et l'importance du dépocentre du bassin Ouest-Alboran développé au-dessus des unités métamorphiques (d'après Comas *et al.*, 1999). C. Coupe schématique parallèle aux Cordillères bétiques montrant la structure des unités métamorphiques et sur laquelle sont reportées les données géochronologiques (d'après Platt *et al.*, 2003a, 2003b, 2005, 2006). L'âge des sédiments profond du bassin sédimentaires est estimé du Miocène inférieur d'après Sautkin *et al.* (2003).

Deux points importants sont à retenir :

- l'amincissement crustal du domaine d'Alboran est marqué par l'exhumation successive du complexe Alpujarride-Sebtide entre 22 et 18 Ma, accommodée le long de grandes zones de cisaillement ductiles vers le Nord (Figure VIII-7C ; Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Platt *et al.*, 2005 ; Suades et Crespo-Blanc, 2013), puis par le complexe Névado-Filabride entre 17 et 13 Ma (Augier *et al.*, 2005 ; Platt *et al.*, 2005) le long de grands cisaillement vers l'Ouest (García-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002),

- la sédimentation du bassin Ouest-Alboran est contemporaine de l'exhumation des roches métamorphiques profondes et cet amincissement crustal (Figure VIII-7C).

II.1.2. Présentation de l'intérêt pétrolier du bassin Ouest Alboran

A terre, les premières séries sédimentaires appelées séries de Ciudad Granada-Fnideq (Oligocène supérieur-Aquitanien) et Viñuela-Sidi Abdeslam (Burdigalien), sont interprétées comme des unités de démantèlement des paléoreliefs environnants (Alonso-Chaves et Rodriguez-Vidal, 1998 ; Feinberg *et al.*, 1990 ; Maaté *et al.*, 1995 ; Serrano *et al.*, 2006, 2007 ; Hlila *et al.*, 2008). En mer, une séquence équivalente datée du Miocène inférieur fut traversée dans le forage Alboran A1 (Chevron, 1986). Celle-ci se compose d'une matrice argileuse, fréquemment en surpression, comprenant des blocs de nature très diverse (Jurado et Comas, 1992), permettant à de nombreux d'interpréter ces dépôts comme des coulées gravitaires très hétérogènes qualifiées d'olistostromes (Jurado et Comas, 1992 ; Comas *et al.*, 1999 ; Serrano *et al.*, 2006, 2007 ; Martínez del Olmo et Comas, 2008 ; Soto *et al.*, 2010). La faible préservation des formations du Miocène inférieur à terre, du fait de l'intense érosion et de la déformation affectant ces séries depuis leur dépôt, rend l'analyse de ces unités en mer primordiales. De plus, des études récentes ont montré par l'échantillonnage de volcans de boue en Alboran, la présence d'indices d'hydrocarbures d'origine thermogénique et biogénique provenant des unités du Miocène inférieur (Poludetkina et Kozlova, 2003 ; Blinova *et al.*, 2001 ; Poludetkina et Kozlova, 2007 ; Gennari *et al.*, 2013). Ces unités principalement composées d'argiles et de coulées à blocs (Comas *et al.*, 1999) représentent une roche mère potentielle. D'autres indices de matière organique majoritairement de type humique ont été analysés dans des clastes du Miocène moyen remontés dans les cheminées des volcans de boue (Poludetkina et Kozlova, 2003, 2007). Les séries turbiditiques tortonienne et serravallienne traversées dans les forages ont montré des indices de gaz sur la marge espagnole (Andalucia-G1 ; Elf, 1984a) et marocaine (El

Jebha ; Amoco, 1985) et représentent par conséquent des pièges sédimentaires potentiels même si jusqu'à présent, aucun des niveaux gréseux traversés n'ont montré de bonnes caractéristique réservoir (Chalouan *et al.*, 1997). D'autre part, les interprétations sismiques ont suggéré la présence de pièges structuraux potentiels sous les accidents chevauchant traversant la série Miocène (Chalouan *et al.*, 1997 ; Soto *et al.*, 2010).

II.1.3. Stratégie d'étude

La majeure partie des études publiées sur le remplissage sédimentaire profond du bassin Ouest-Alboran se sont basées sur des données sismiques acquises dans les années 80 (*cf*. Tableau V-1). De nouvelles données de sismique réflexion acquises entre 2000 et 2001 par Conoco, mises à notre disposition par l'ONHYM (Office National des Hydrocarbures et des Mines du Maroc) nous permettent de réinterpréter l'ensemble de la série stratigraphique au large de l'Espagne et du Maroc. A partir des profils localisés sur la marge espagnole, une étude récente s'est intéressée à la tectonique argileuse qui affecte profondément le bassin sédimentaire, sans pour autant s'intéresser de près à la géométrie des séries sédimentaires dans leur ensemble (Soto *et al.*, 2010). L'analyse détaillée du remplissage sédimentaire et de la déformation du bassin Ouest-Alboran par l'analyse de l'ensemble des profils sismiques disponibles, doit permettre de proposer un modèle d'évolution globale au cours du Miocène, tout en intégrant les données acquises à terre (chapitres précédents) et en mer. Un intérêt tout particulier sera porté sur la terminaison des séquences sédimentaires, au droit du *depocentre* du bassin Ouest-Alboran (Figure VIII-8).

La Figure VIII-8 permet de comparer les différences de qualité du signal entre un profil sismique acquis en 1975 par Chevron (MO75-034) et un profil sismique acquis en 2001 par Conoco (CAB01-124). L'amélioration technologique nous permet désormais d'observer et interpréter des structures qui paraissaient parfois floues voire transparentes, comme les zones dites « sourdes » où le signal acoustique s'amenuisait (rectangle vert). Les failles pouvaient provoquer des auréoles de diffraction au droit des structures alors qu'elles sont parfaitement visibles aujourd'hui et plus facile à identifier (rectangle rouge).

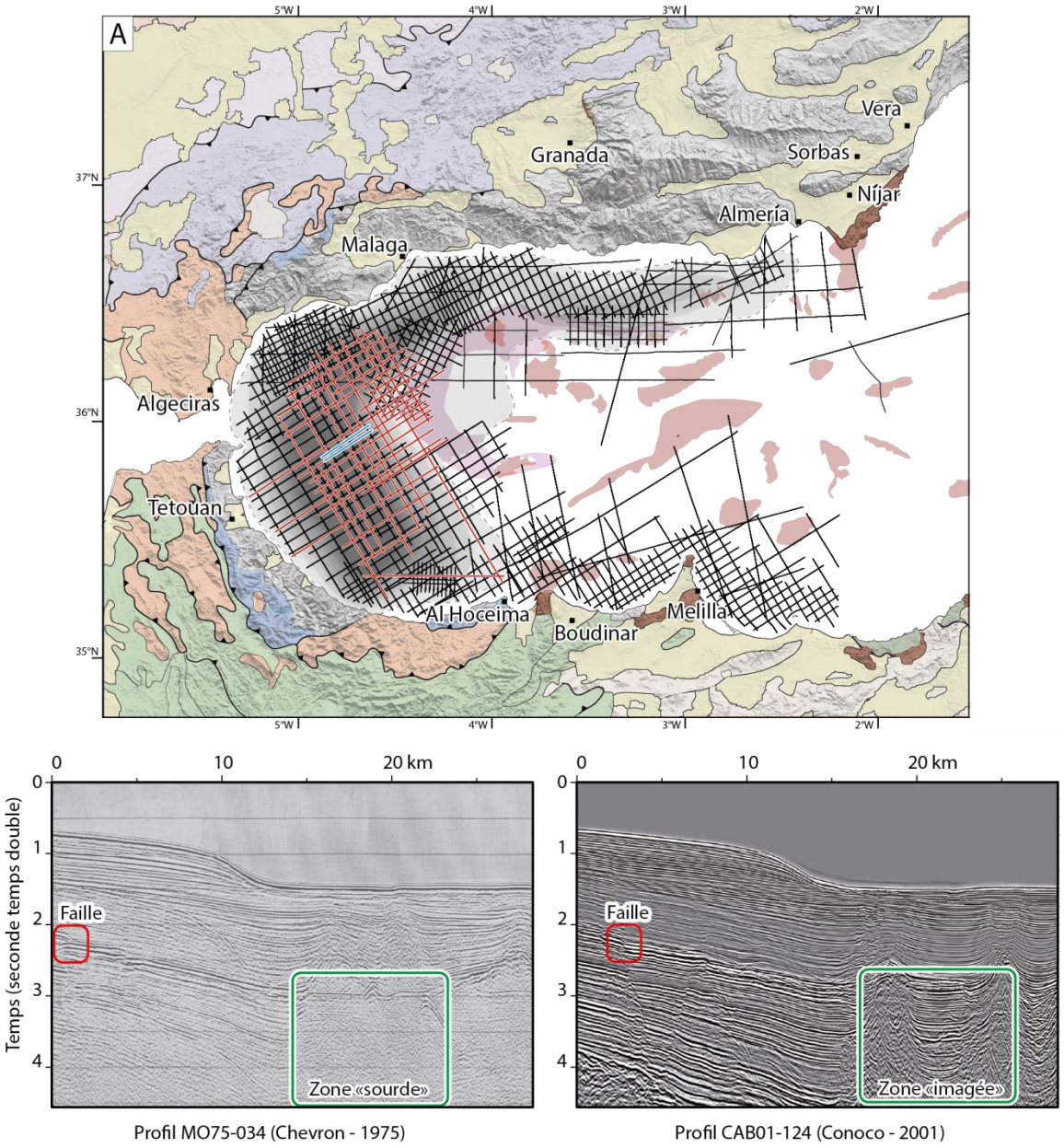


Figure VIII-8 : Plan de position des profils sismiques 2D industriels permettant d'observer les séries sédimentaires en profondeur. La zone grisée représente la localisation du plus important *depocentre*. Les tracés en rouges correspondent aux campagnes CAB-00 et CAB-01 de Conoco. Comparaison de deux profils sismiques voisins et parallèles (tracés bleus), perpendiculaires à la marge marocaine. L'amélioration du signal est déterminante pour discerner le remplissage sédimentaire et la déformation l'affectant.

II.1.3.a. Résolution et couverture sismique

L'ensemble de la couverture sismique disponible en Mer d'Alboran se compose d'un très large spectre de qualité d'imagerie, depuis des profils de très hautes résolutions pour étudier les couches superficielles, jusqu'à des profondeurs d'acquisition de plus de 10

secondes temps double. Afin de pouvoir interpréter, digitaliser et corréler à l'échelle du bassin tout entier, les différentes unités sismiques identifiées par analyse stratigraphique, il convient dans un premier temps de vérifier le calage spatial des profils sismiques. Un contrôle de qualité a été effectué sur le fond marin à l'échelle de la Mer d'Alboran : (1) l'horizon de fond marin acoustique a été digitalisé et interpolé sur l'ensemble des profils disponibles puis (2) a été converti en profondeur métrique en utilisant une vitesse de propagation d'onde acoustique moyenne de 1500m.s^{-1} pour la tranche d'eau (Figure VIII-9).

La carte bathymétrique interpolée à partir de la digitalisation du fond marin sur les profils sismiques présente une ressemblance quasi parfaite avec la carte bathymétrique mesurée par sondeurs multifaisceaux (Figure VIII-9) : les reliefs sous-marins tels les monts volcaniques de Djibouti ou la Ride d'Alboran sont aisément reconnaissables ; la forme des isobathes, séparées de 200 mètres, est semblable sur les deux cartes à tel point que les canyons sous-marins son également visibles sur la carte bathymétrique issue de l'interpolation spatiale du fond marin en sismique. Ce test montre que la couverture sismique disponible en Alboran est satisfaisante pour interpoler les horizons et unités identifiés sur les profils sismiques. Néanmoins, il convient de nuancer cette observation puisque les unités les plus profondes ne sont observées que sur un certain nombre de profils sismiques.

II.1. Late Cenozoic tectono-stratigraphic evolution of the Alboran Sea: insights on the geodynamic history

Le manuscrit présenté ci-après est en cours d'achèvement. Il résulte de l'ensemble des travaux réalisés sur l'analyse stratigraphique et tectonique du remplissage des bassins sédimentaires du bassin d'Alboran. Ce travail sera par la suite appelé sous la forme Do Couto *et al.*, in prep[2].

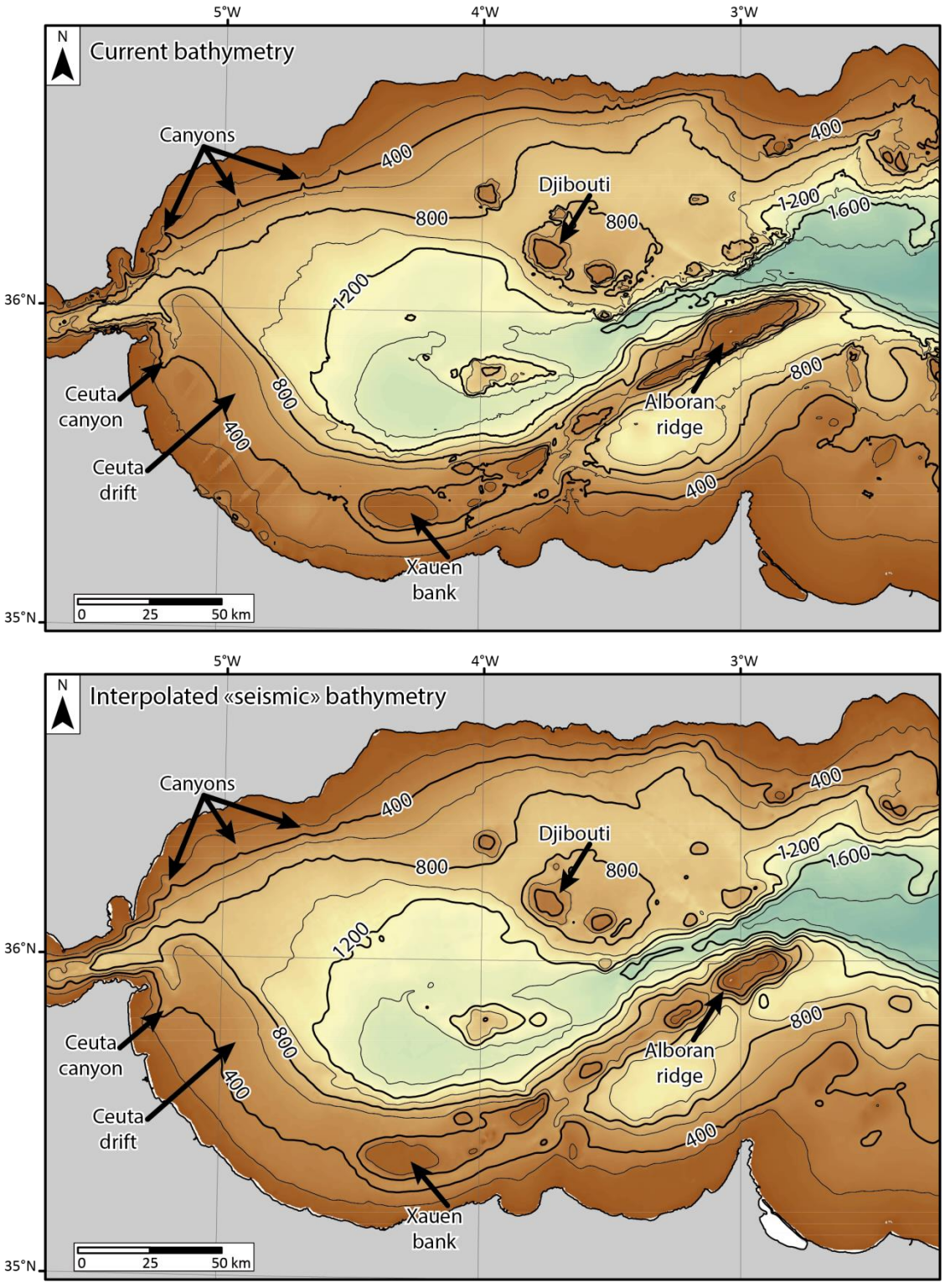


Figure VIII-9 : Comparaison de la carte bathymétrique actuelle de la Mer d'Alboran (en haut) avec la carte bathymétrique interpolée de la digitalisation du fond marin sur les profils sismiques 2D (en bas). Les profondeurs indiquées sont en mètres. Noter la très forte ressemblance entre les deux cartes.

Late Cenozoic tectono-stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea basin: insights on the geodynamic history

Damien Do Couto[1,2,3], Christian Gorini[2,3], Jean-Luc Auxietre[1], Elia d'Acremont[2,3], Laurent Jolivet[4,5], Abdellah Ammar[6], Haddou Jabour[7]

[1] Total S.A., 2 Place De La Coupole, 92078 Paris La Défense Cedex, France

[2] UPMC Université Paris 6, UMR 7193, ISTEP, 75005, Paris, France

[3] CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

[4] Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France

[5] CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

[6] Département de Géologie, Université Mohammed V, Faculté des Sciences, avenue Ibn-Batouta, B. P. 1014, Rabat, Maroc

[7] ONHYM, 34 Avenue Al Fadila, Rabat, Morocco

Keywords : West Alboran Basin ; seismic stratigraphy ; geodynamics

Abstract

The Western Alboran Basin formation has always been a matter of debate as it has been either defined as a backarc to forearc basin. According to its internal geometrical configuration, authors differently interpreted its tectonic formation. Based on stratigraphic analysis on high resolution 2D seismic profile located offshore Morocco, the tectonic and stratigraphic history of the Western Alboran Basin has been clarified. A thick pre-rift sequence is observed beneath the Miocene basin and interpreted as the topmost Malaguide/Ghomaride complex composing the Alboran domain. The structural position of this unit by comparison with the HP-LT exhumed Alpujarride/Sebtide metamorphic basement, led us to interpret the Early Miocene subsidence of the basin through an extensional detachment. Above the Early Miocene, a thick Serravallian sequence marked by siliciclastic deposits is nearly devoid of extensional structure. Its overall landward to basinward onlap geometry indicate a sag behavior, that lasts until the Late Tortonian marked by the ongoing flexural basin development under compressive regime.

1. Introduction

During the Neogene, the geodynamics of the Mediterranean Sea was marked by the development of backarc basins initiated after a major change in the subduction regime, during the Oligocene (Rehault *et al.*, 1984; Faccenna *et al.*, 1997; Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet *et al.*, 2008). The Alboran domain represents the westernmost termination of the peri-Mediterranean Alpine belt orogeny. Its arcuate shape, delimited by the Betic and Rif fold-and-thrust belts, is the result of subduction, collision and slab migration processes that mainly occurred during the Miocene (Jolivet *et al.*, 2008). During the Neogene, several sedimentary basins were formed on the Alboran metamorphic basement. The thickest and oldest sedimentary depocenter, the Western Alboran Basin (WAB), has been created and developed coeval with the exhumation and denudation of its underlying metamorphic continental crust (Soto *et al.*, 1996; Comas *et al.*, 1999). Different views of the basin fill geometry through times led to various tectonic scenarios for the WAB inception: a pull-apart mechanism in a regional strike-slip setting (Bourgois *et al.*, 1992), a sag basin (Morley, 1992, 1993) or a half-graben asymmetric basin (Mauffret *et al.*, 2007).

The main exploration history in the Alboran Sea took place in the 80's with the drilling of five commercial wells on both the Spanish and Moroccan upper slopes (Andalucia-A1 and G1, Alboran A1, El Jehba, Nador 1; Fig. 1A) accompanied with the acquisition of a dense grid of two-dimensional (2-D) multichannel seismic profiles (>10,000 km). Several studies presented the main results of these seismic surveys offshore Spain and Morocco (Bourgois *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Mauffret *et al.*, 1992; Morley, 1992; Morley, 1993; Chalouan *et al.*, 1997; Booth-Rea *et al.*, 2007). More recently, up to 3,000 km of high-resolution 2-D multichannel seismic profiles were acquired on the WAB by ConocoPhillips (Fig. 1B). Part of this recent 2D seismic dataset was presented by Soto *et al.* (2010) who studied the shale tectonics on the Spanish side of the Alboran Sea. Kuo *et al.* (2002), Mountfield *et al.* (2002), and Weinzapfel *et al.* (2003) recently reassessed and specified the hydrocarbon potential of the Alboran Sea arguing in favor of a Miocene petroleum system in this basin. The aim of this paper is to re-assess the architectural evolution of the West Alboran Basin in relation to major geodynamic events through a comprehensive seismic analysis of the most complete seismic profiles dataset available in the area (Fig. 1B). This new tectonostratigraphic framework of the WAB will be correlated with the onshore sequence stratigraphic and tectonic data covering both southern Spain and northern Morocco, with a more specific view from the Moroccan margin. Results are further discussed in a geodynamic perspective to propose a tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Basin during the Neogene.

2. Geological setting

2.1. Tectonic and geodynamic framework

The Betic-Rif orogen, surrounding the Alboran Sea, results from the continental collision between the Alboran domain and the former Iberian and African passive margin during the Miocene (García-Hernández *et al.*, 1980; Platt *et al.*, 2003; Chalouan *et al.*, 2006; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006; Chalouan *et al.*, 2008). Simultaneously, the Internal zones, also referred to as the Alboran domain, underwent an extension of its metamorphic basement (Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jolivet and Faccenna, 2000). Mechanical processes behind this large extension are still under debate and various geodynamic models have been proposed such as a convective removal of the lithospheric root (Platt and Vissers, 1989; Molnar and Houseman, 2004), a lithospheric delamination (García-Dueñas *et al.*, 1992; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000) or a retreating subduction process (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Jolivet and Faccenna, 2000; Gutscher *et al.*, 2002; Spakman and Wortel, 2004; Bezada *et al.*, 2013).

In the studied area, the base of the lithosphere shallows from 140 km beneath the Gibraltar Arc to 40 km in the easternmost Alboran Basin, at the transition to the South Balearic Basin (Torné *et al.*, 2000; Fullea Urchulutegui *et al.*, 2005). The crustal structure of the Alboran Sea shows an abrupt thinning, from the Betic and Rif Chains (~35 km) toward the Alboran Sea (~15-20 km) (Torné and Banda, 1992; Banda *et al.*, 1993; Watts *et al.*, 1993; Comas *et al.*, 1999). The Alboran domain is composed of the superposition of three basement nappe called from bottom to top the Nevado-Filabride, the Alpujarride-Sebtide and the Malaguide-Ghomaride nappes (Torres-Roldán, 1979; Chalouan *et al.*, 2001; Michard *et al.*, 2002) separated by crustal-scale extensional shear zones (García-Dueñas *et al.*, 1992; Lonergan and Platt, 1995). The Alboran Sea basement is composed of metamorphic rocks similar to that found in the Internal zone of the Betic Cordillera (Sánchez-Gomez *et al.*, 1999; Soto *et al.*, 1999) intruded by many volcanic seamounts aged between 8 to 17 Ma (Comas *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2008). Radiometric ages of the Alpujarride-Sebtide basement drilled in the ODP Site 976 indicated an exhumation in the Early Miocene, between 20 and 18 Ma (Kelley and Platt, 1999; Hurford *et al.*, 1999). These ages of exhumation coincide with the exhumation history of the Alpujarride-Sebtide metamorphic nappe, outcropping both in the Betics and Rif Chains, which progressively exhumed through a roughly N-S extensional setting (Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Platt *et al.*, 2003, 2005; Michard *et al.*, 2006; Chalouan *et al.*, 2008).

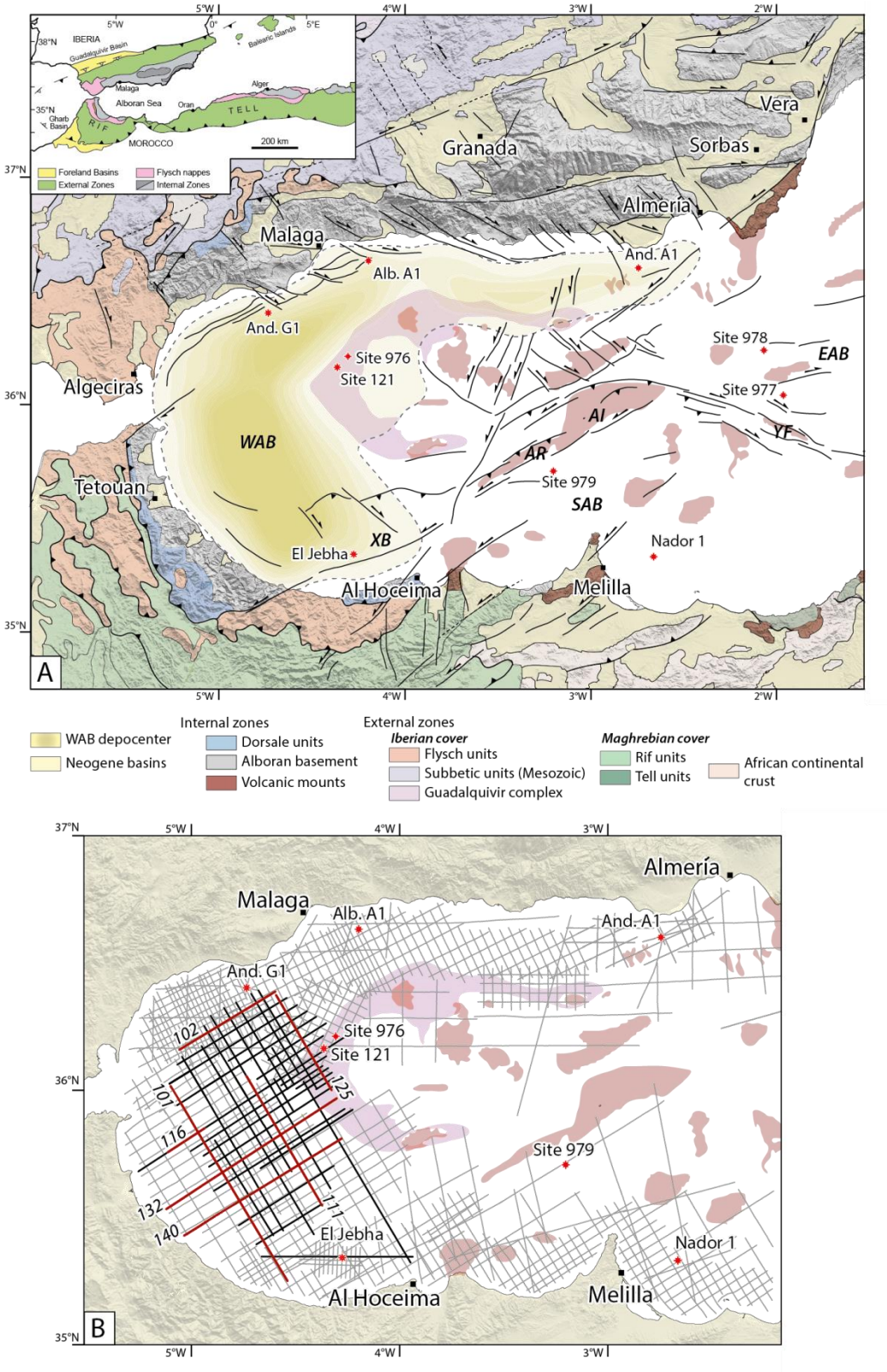


Fig. 38 : A. Geological map of the Alboran Sea area showing major tectonic features of the Betic and Rif mountain belts and the location of the deepest depocenter in yellow. ODP sites 976 to 979, DSDP site 121, and all industrial wells are also located offshore (And G1 = Andalucía-G1; Alb A1 = Alborán-A1; And A1 = Andalucía-A1; El Jebha and Nador 1). AR = Alboran ridge; AI = Alboran Island; EAB = eastern Alboran Basin; SAB = south Alboran Basin; WAB = western Alboran Basin; XB = Xauen bank; YF = Yusuf fault. B. Location map of the industrial seismic lines interpreted in the western Alboran Basin. Black lines represent the more recent 2D seismic acquisition (courtesy of ONHYM and ICM-CSIC Barcelona) among which red lines are presented in this paper.

It is commonly accepted that the Alboran Basin was concerned by extensional tectonics from the Early to Late Miocene followed by a contractional reorganization resulting from the convergence between the Eurasian and African plates (Comas *et al.*, 1999). This Late Miocene and still ongoing compression resulted in the inversion of the Alboran Ridge up to the Xauen Bank (Bourgois *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997).

2.2. Stratigraphy of the Western Alboran Basin

The overall Alboran Sea structure has been described thanks to several academic cruises (Willet, 1991; Maldonado *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993), industrial seismic surveys (Bourgois *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Morley, 1992; Chalouan *et al.*, 1997), and boreholes description (Jurado and Comas, 1992). Three main subbasins respectively called the Western, Southern and Eastern Alboran Basins (WAB, SAB, EAB; Fig. 1A) lie on the metamorphic and volcanic basement. The most important sedimentary depocenter is located on the Western Alboran Sea (WAB) and its axis mimics the arcuate geometry of the orogenic arc (Soto *et al.*, 1996; Iribarren *et al.*, 2009). The sedimentary thickness of the WAB is estimated between 10 and 12 km (Soto *et al.*, 1996; Mauffret *et al.*, 2007; Iribarren *et al.*, 2009; Weinzapfel *et al.*, 2003) and is largely affected by shale tectonics (Soto *et al.*, 2010) and associated mud volcanism (Pérez-Belzuz *et al.*, 1997; Sautkin *et al.*, 2003; Blinova *et al.*, 2011; Somoza *et al.*, 2012; Gennari *et al.*, 2013). Three wells Alboran-A1, Andalucia-G1 and El Jebha, located on the Spanish and Moroccan shelves (Fig. 1A), evidenced a stratigraphic column mainly composed of siliciclastic layers from the Lower Miocene to Quaternary (Jurado and Comas, 1992; Morley, 1992; Chalouan *et al.*, 1997). Previous studies provided a general chronostratigraphic framework of the sedimentary filling of this basin and defined up to six major seismic units called Unit I to VI (Comas *et al.*, 1992; Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999) separated by regional unconformities. From bottom to top:

- unit VI (Latest Aquitanian? - Burdigalian) is composed of clays with interbedded sandy intervals above a basal pebbly sandstone. This interval has been drilled in the Alboran-A1 well and logging data suggesting the occurrence of undercompacted shales (Jurado and Comas, 1992; Soto *et al.*, 2010). It consists of olistostromes containing polymictic rocks (olistoliths and rock breccia) embedded in an undercompacted shale matrix.

- unit V (Langhian - Lower Serravallian) is separated in two sub-units: the lower subunit Vb is made up of clays, interbedded silty to sandy clays and a basal coarse-grained sandstone. Recorded in the Andalucia-G1 and Alboran-A1 wells, this unit displays typical features of undercompaction with abnormal pressures (Jurado and Comas, 1992; Soto *et al.*,

2010). The upper subunit Va consists of well graded sand-silt-clay turbidites and turbiditic muds interbedded with volcanogenic layers.

- unit IV (Serravallian – Tortonian) consists of graded sand-silt-clay turbidites interbedded with few volcanogenic layers.

- unit III (Upper Tortonian) is composed of sandstone intervals, with claystones and silty clay beds, also corresponding to turbidite facies with some channel-like features.

- unit II (Messinian) consists of marine sandy turbidites interbedded with intercalation of carbonates, and volcaniclastics layers. The upper section is made of gypsum and thin anhydrite intervals correlated to the Messinian Salinity Crisis deposits (Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999).

- unit I (Pliocene – Quaternary) is represented by pelagic and hemipelagic marls and clays, muddy to sandy turbidites (Alonso *et al.*, 1999) and contouritic deposits (Ercilla *et al.*, 2002; Hernández-Molina *et al.*, 2011).

The undercompacted shales of unit VI and subunit Vb are involved in the mud volcanic activity of the area (Sautkin *et al.*, 2003; Gennari *et al.*, 2013) and the shale tectonic affecting the WAB (Chalouan *et al.*, 1997; Soto *et al.*, 2010).

3. Datasets and methodology

Inside the studied area, the seismic dataset comprises 10,000 km of vintage 2D seismic lines covering the entire WAB through the Gibraltar Arc (Fig. 1B). The mean seismic data coverage fluctuates between 5 and 7 seconds two-way travel time (twtt) revealing a thick Neogene cover above the metamorphic basement even though the base of the sedimentary depocenter remain barely perceptible in the deepest parts. An additional 2500 km of 2D seismic lines acquired by Conoco in 2000 and 2001 (CAB survey) have been used (courtesy of the ONHYM Morocco and the ICM-CSIC of Barcelona). This seismic dataset covers as deep as 12 seconds twtt and lead to investigate in more details the deeper units in the WAB.

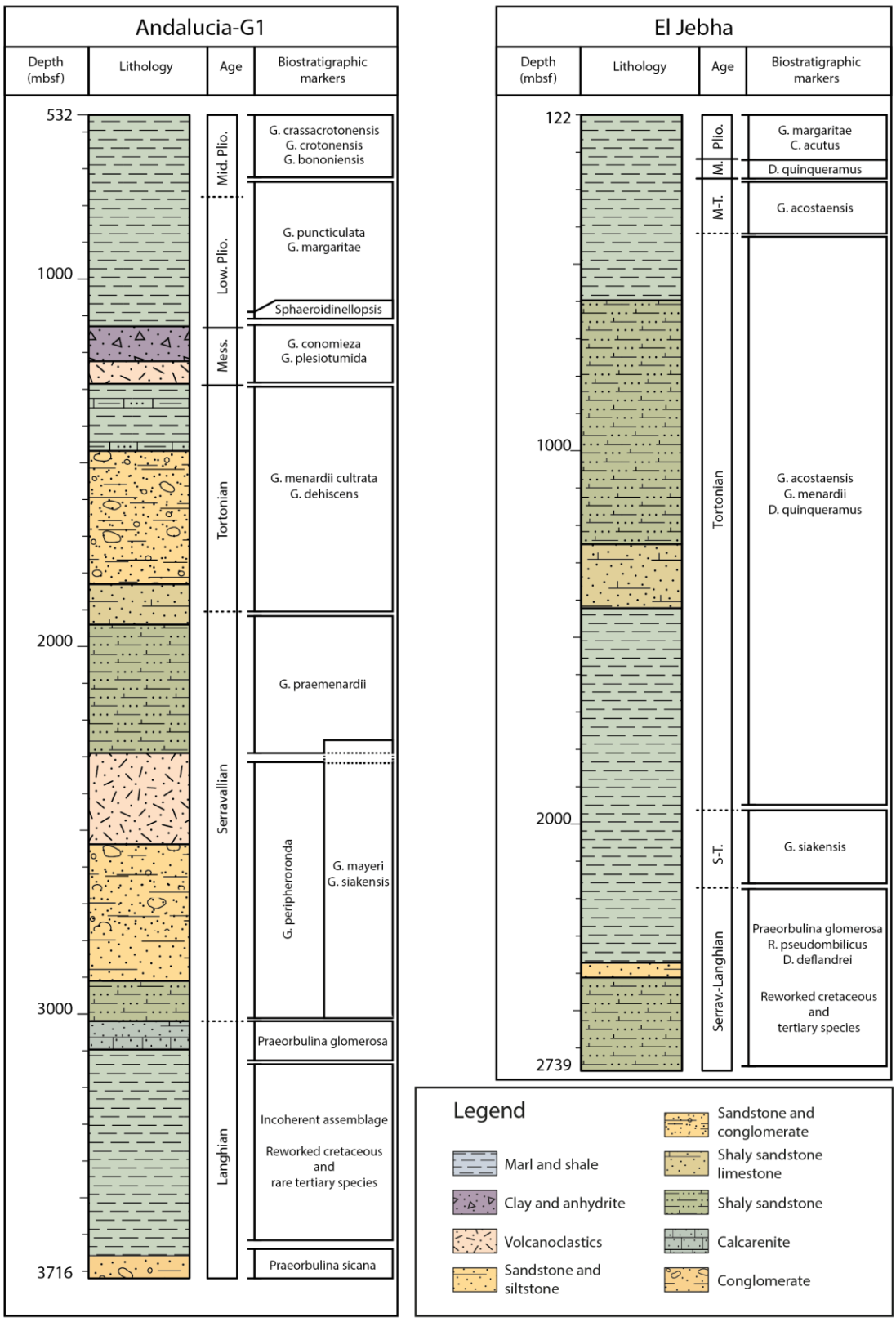


Fig. 39 : Stratigraphic logs of Andalucía-G1 and El Jebha industrial wells respectively drilled on the northern and southern sides of the western Alboran Basin. Ages of sedimentary sequences are re-assessed from the paleontological content (Elf, 1984; Amoco, 1985).

We have performed a detailed study of the seismic units architecture of the Western Alboran Basin together with the geometry of their bounding surfaces (onlap, toplap, downlap and truncations) based on the seismic stratigraphic principles presented by Mitchum *et al.* (1977), Van Wagoner *et al.* (1988) summarized in Catuneanu *et al.* (2009). Isochron maps of the main stratigraphic sequences are generated and converted in isopach maps using average seismic velocities calculated from sonic log velocities recorded in the Andalucia-G1 and El Jebha wells (Chalouan *et al.*, 1997; Soto *et al.*, 2010). Isopach maps of the main identified stratigraphic sequences bring important information about depocenters migrations and the deformation history of the WAB through time. Seismic units identified on the 2D seismic dataset were tied to the Andalucia-G1 and El Jebha wells (Fig. 2) based on biostratigraphic data (Elf, 1984; Amoco, 1985).

4. Results and interpretations

4.1. Seismic stratigraphic interpretation

In order to define seismic units, we firstly performed the seismic stratigraphic analysis on the CAB01-125 seismic profile, devoid of any shale tectonic perturbation (Fig. 3) on the northeastern side of the WAB. 11 horizons have been interpreted on this 2D line and have been referred to as R1-R8, from the older to the younger. In-between, 8 major seismic units (SU) are defined by their large-scale reflection configurations, specific stratigraphic contacts with their lower and upper bounding surfaces and their seismic facies. All seismic units will be described from bottom to top.

4.1.1. SU1

Description - The deepest seismic unit SU1 (Fig. 3) is characterized by a moderate to high amplitude, discontinuous reflections package in the basin as well as minor chaotic internal reflections (Fig. 4). On the Spanish side, SU1 reflection packages onlap a high-amplitude reflector R1 (Fig. 3), defining the top of the acoustic basement. This unconformity can be followed all around the basin even if its recognition in the deepest part remains difficult due to the tectonic activity and mobile shale occurrences disturbing the signal. Where it can be observed, its upper bounding surface R2 is marked by erosional truncation of SU1 reflectors and onlap or baselap terminations of the younger sequences (Fig. 3, 4).

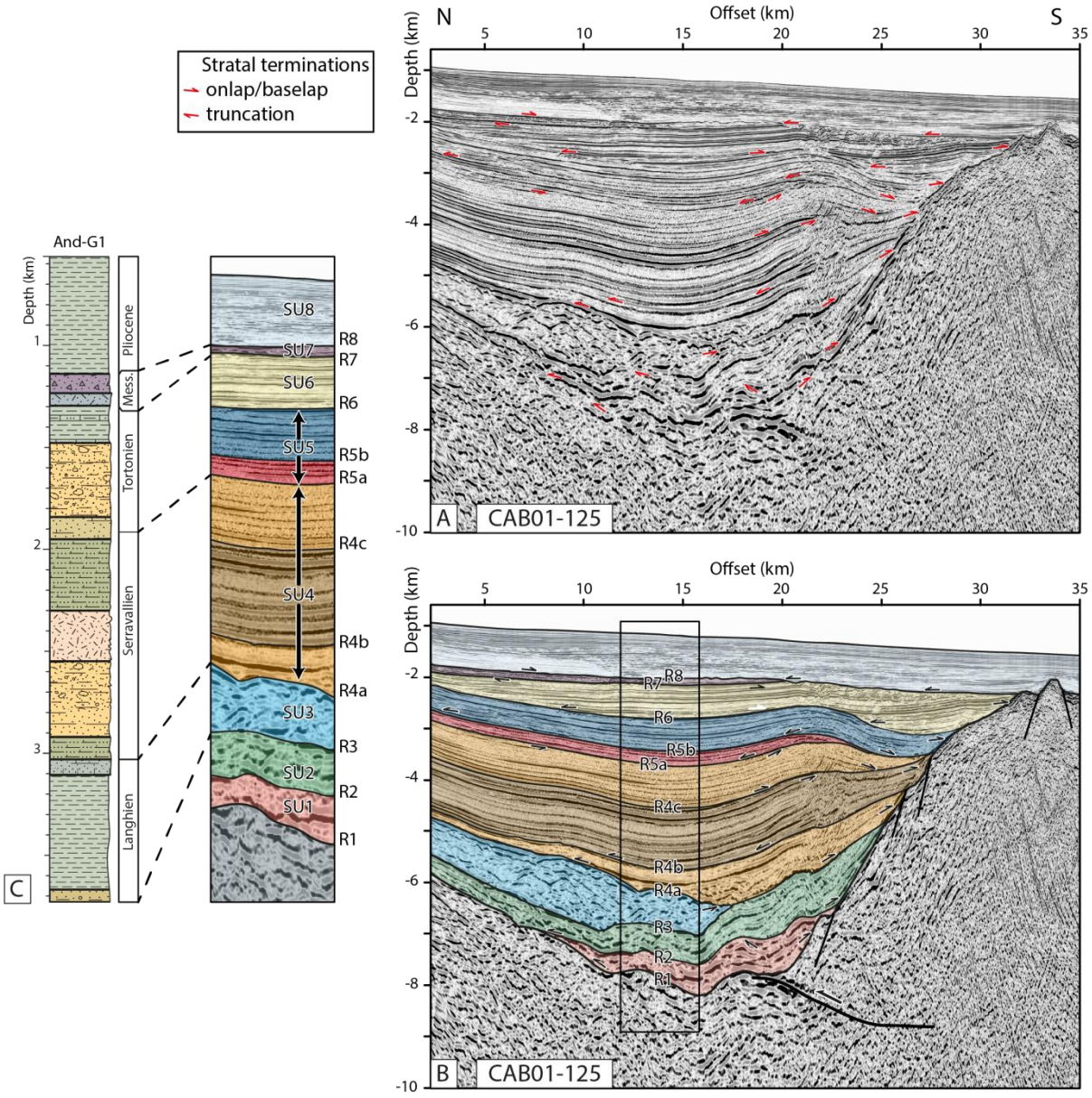


Fig. 40 : A. Depth migrated CAB01-125 seismic section offshore Spain, showing the northeastern WAB architecture and the main stratal terminations of the sedimentary infill. Baselap, when the layout pattern is ambiguous, and onlap terminations are frequently identified along our seismic sequence boundaries B. Interpretation of the main Seismic Units (SU1 to SU8) identified in the basin. The seismic-stratigraphic framework and mapped reflectors discussed in the text are labelled and colours are consistent through all the following figures C. Seismic units identified are tied on the Andalucia-G1 stratigraphic column. Location of the seismic section on Fig. 1B.

On the eastern Moroccan margin, SU1 is thick (~ 2s twtt) and composed of two main subunits called SU1a and SU1b (Fig. 5). SU1a lower bounding surface is characterized by a high amplitude reflector which appears disrupted by several normal faults while its upper one corresponds to a major onlapping surface (Fig. 5). The upper subunit SU1b, similar to that identified offshore Spain, is marked by moderate to high amplitude and discontinuous reflectors with local chaotic reflections (Fig. 5). The lower SU1a subunit presents low to

moderate amplitude reflectors together with chaotic internal reflections and is separated from the upper subunit SU1b by a high amplitude disrupted reflector. Toward the east and the south of the WAB, subunit SU1a disappears and seismic unit SU1b lies directly on the acoustic basement (Fig. 5,6) as observed offshore Spain (Fig. 3, 4). Two SW-NE dip seismic lines display the wedge-shape configuration of the entire SU1 together with progressive thinning of the lowest subunit SU1a toward the center of the basin (Fig. 7, 8). To the South, SU1b is deformed by prominent thrusts (Fig. 5, 6) probably rooted in the basement and marking the frontal thrust of the Xauen Bank (Fig. 1). In addition, R1 reflector (top of the acoustic basement) appears discontinuous and deformed in the center of the WAB, suggesting a deformation phase implying the basement (thick-skin deformation). Alignment and offset of the structures suggest the presence of a central positive flower structures which will be discussed further together with the basin fill geometry.

Interpretation - This seismic unit has never been drilled in the Alboran Sea. Chalouan *et al.* (1997) interpreted this tilted unit as belonging to the Middle Miocene whereas Mauffret *et al.* (2007) correlated this unit to the deepest Lower Miocene unit VI drilled in offshore Malaga (e.g. Comas *et al.*, 1999). Its age and significance thus remain questionable and will be addressed further in this study. The seismic facies of this unit is mainly composed of moderate to high amplitude reflectors strongly deformed on the northern Moroccan margin (Fig. 5) laterally evolving to a lower amplitude and more chaotic facies (Fig. 7). On the deepest part of the basin, SU1b subunit is characterized by a cohesive package of high amplitude subparallel reflectors (Fig. 8). The acoustic facies is clearly of sedimentary origin on this profile and could reflect the presence of carbonated beds or siliciclastic deposits like condensed turbiditic layers. The tilted geometry of the SU1 unit together with its onlapping upper bounding surface suggest a deposition preceding the main subsidence and rifting phases of the Western Alboran Basin. In the southern part of the WAB, SU1 is tilted all along the margin and can be followed landward (Fig. 5).

4.1.2. SU2

Description – SU2 is separated from SU1 by a high amplitude low frequency and continuous reflector R2 (Fig. 3). SU2 is dominated by moderate to high amplitude and low frequency semi-continuous reflection package that are extensively deformed. Stratigraphic contacts of this unit are characterized by onlap terminations on the acoustic basement toward the center of the basin, and by baselap termination on R2 reflector (Fig. 3, 4). SU2 is relatively thin, never exceeding 300 m and its spatial distribution is limited on the northern side of the WAB. It has not been observed offshore Morocco.

Interpretation - This seismic unit has not been reached by drilling in the Western Alboran Basin. It seismic facies could mark the presence of carbonated beds or even coarse-grained siliciclastic deposits. It represents the first sedimentary record of the basin overlying the pre-rift sequence SU1, and could thus be correlated to the Lower Miocene deep marine deposits drilled in the Alboran-A1 borehole, defined as an olistostromic unit (Jurado and Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999) made up of shales, slightly calcareous siltstone and sandstones (Chevron, 1986). Onshore, the oldest post-nappe deposits are composed of Late Oligocene-Aquitanian Ciudad Granada-Fnideq and Burdigalian Viñuela-Sidi Abdeslam formations (Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008). These formations consist of proximal marine breccias and conglomerates passing to deep marine siliciclastics (marlstone, sandstone or pelagic shales), the Viñuela-Sidi Abdeslam formations being more distal. The contact between these two units become near-conformable in the central parts of the depocenter (Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008) so that their respective identification is difficult on seismic lines (Martínez del Olmo and Comas, 2008). SU2 could represent such deposits in the deepest part of the basin and is consequently considered from the Aquitanian-Burdigalian.

4.1.3. SU3

Description – The seismic unit SU3 is bounded below by a moderate to high amplitude and continuous reflector R3 (Fig. 3). SU3 is composed of moderate amplitude and low frequency discontinuous reflections package. Its seismic facies is frequently marked by chaotic reflections with acoustic diffractions patterns (Fig. 4). Baselap terminations have been locally observed on the R3 reflector. SU3 lies unconformably over SU2 or SU1 units (Fig. 3, 4, 5). This unit is marked by local variations of thickness: offshore Spain, its thickness can reach up to 2000 m (considering an internal seismic velocity of 2500 m/s); offshore Morocco, SU3 is relatively thinner and reaches 500 ms twtt in the central part of the WAB. SU3 pinches out against SU1or the basement (Fig. 7, 8).

Interpretation – SU3, tied to the Andalucia-G1 borehole, corresponds to the section located between 3090 and 3716 mbsf which is mostly composed of greenish to reddish shales above a basal marine conglomerate (Fig. 2). In the El Jebha borehole, part of the lower shaly sandstone interval could belong to this unit (Fig. 2). Logging data show the occurrence of undercompacted shales within the unit dated from the Langhian based on its foraminiferal content (Fig. 2; Soto *et al.*, 2010). At the base of the Andalucia-G1 well, Late Oligocene to Early Miocene (Aquitanian to Burdigalian) foraminifers were also identified suggesting a possible older age of the lower part of the unit (Elf, 1984). Shale and mud intrusions, causing mud volcanism in the WAB (Sautkin *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2012;

Gennari *et al.*, 2013), are rooted in this deep unit SU3(Fig. 6, 7, 8). This observation is in agreement with micro-paleontological identification performed in several mud volcanoes showing the occurrence of Early Miocene foraminifers in the shaly matrix of mud breccias (Sautkin *et al.*, 2003; Gennari *et al.*, 2013). As a consequence, mud volcanoes of the WAB are at least rooted in the deep SU3, dated from the Burdigalian-Langhian.

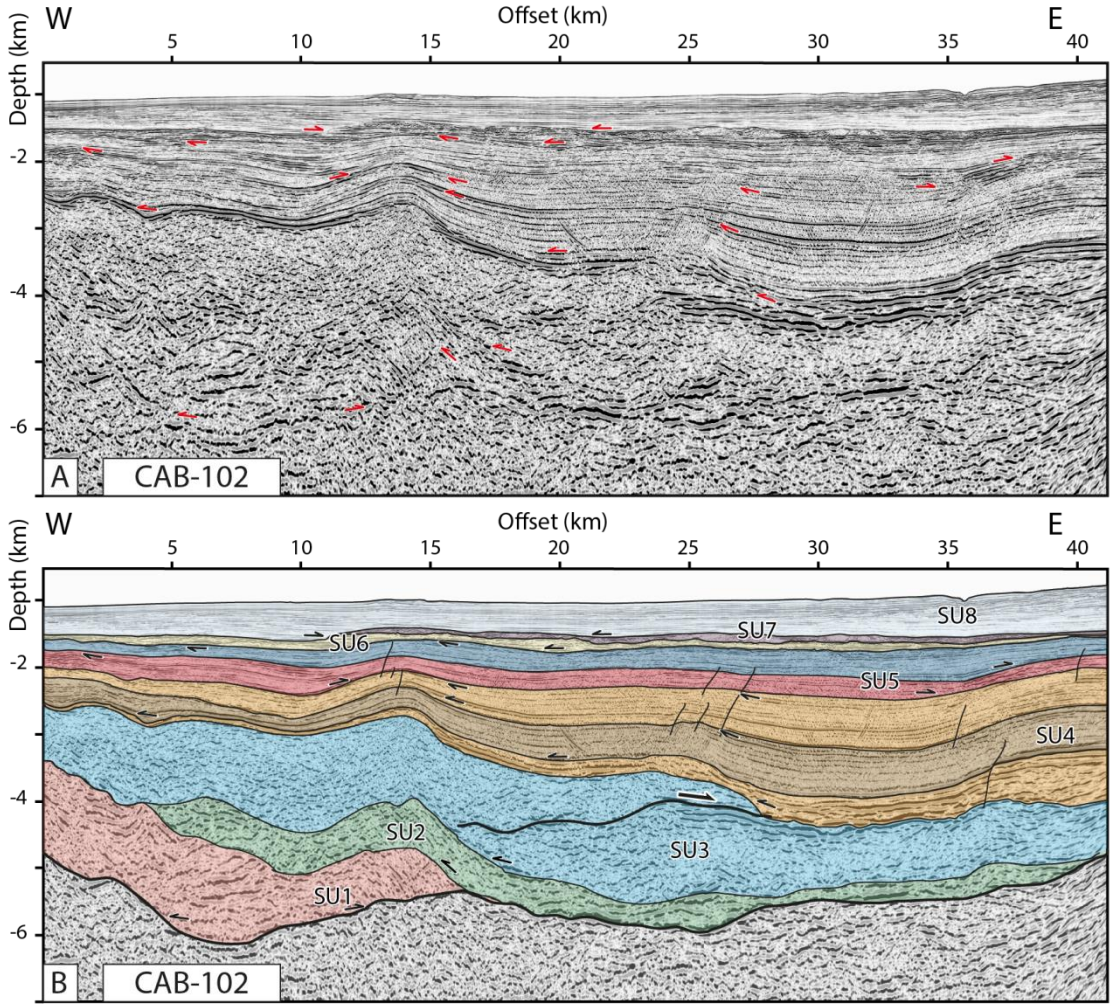


Fig. 41 : A. Depth migrated CAB01-102 seismic section offshore Spain, showing the northern WAB architecture and the main stratal terminations of the sedimentary infill (courtesy of ICM-CSIC Barcelona). B. Interpretation of the main Seismic Units (SU1 to SU8) identified in the basin. Location of the seismic section on Fig. 1B.

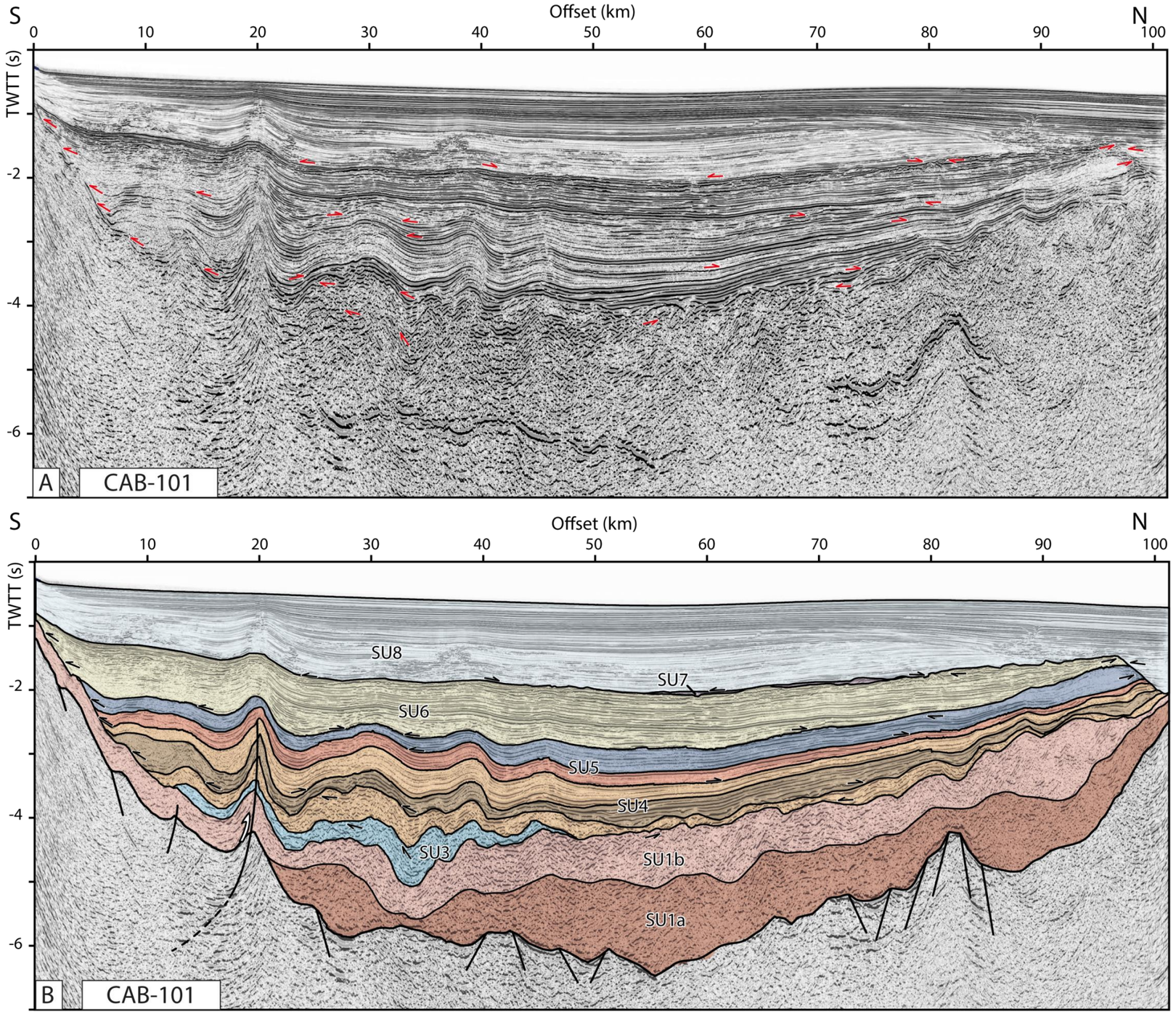


Fig. 42 : A. N-S regional seismic section offshore Morocco (CAB01-101), showing the western side of the WAB architecture and the main stratal terminations of the sedimentary infill (courtesy of ONHYM). B. Interpretation of the main Seismic Units (SU1 to SU8) identified in the basin. Location of the seismic section on Fig. 1B.

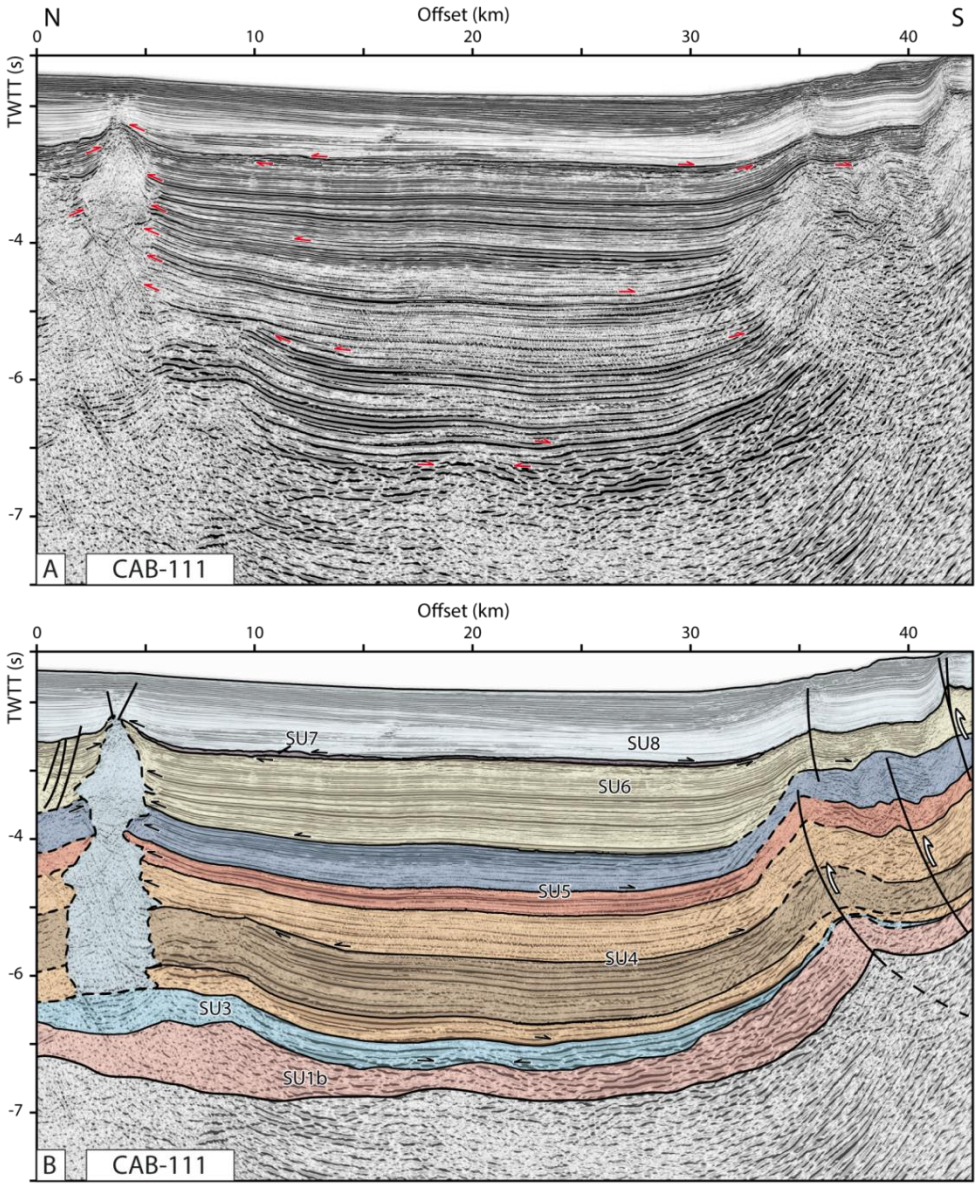


Fig. 43 : A. N-S seismic section offshore Morocco (CAB01-111), showing the central WAB architecture and the main stratal terminations of the sedimentary infill (courtesy of ONHYM). B. Interpretation of the main Seismic Units (SU1 to SU8) identified in the basin. Location of the seismic section on Fig. 1B.

4.1.4. SU4

Description – SU4 unconformably lies on SU1 to SU3 units showing onlap geometries toward the edge of the basin (Fig. 3, 4, 5). SU4 is characterized by two distinct seismic facies: one consists of variable amplitude, laterally continuous, parallel reflectors, whereas the second consists of lower amplitude reflectors locally displaying transparent reflection. At the base of the SU4 mega sequence, chaotic reflections are also identified (Fig. 5). The internal unconformities allow to identify 3 subunits called from bottom to top SU4a to SU4c:

- subunit SU4a is characterized by low to moderate amplitude, moderate frequency continuous sheeted reflectors (Fig. 3, 4). Locally, the seismic facies evolve to a low frequency reflection package presenting disrupted reflectors (East of CAB01-102 seismic line; Fig. 4).

- subunit SU4b is characterized by low to moderate amplitude, continuous sheeted reflectors (Fig. 3, 4) displaying an erosive basal surface (Fig. 5). The amplitude and frequency of the reflection package increase from the northern to the southern side of the WAB (Fig. 3, 6, 7).

- subunit SU4c presents a seismic facies signature quite similar to subunit SU4a, composed of low to moderate amplitude, moderate frequency continuous sheeted reflectors (Fig. 3, 4). Its basal reflector is marked by truncated reflectors of the overlying subunit SU4b, and by onlap terminations of SU4c (Fig. 3, 5, 6, 7).

The overall geometry of SU4 shows a basinward thickening which is affected by the N-S positive flower structure crossing the entire basin (Fig. 7, 8) and by the reactivation of normal faults on the Moroccan upper slope (Fig. 7). These normal faults could have been active during the deposition of SU3 and SU4 (Fig. 7) and reactivated later. They are rooted at the interface of SU1a and SU1b (Fig. 7, 8).

Interpretation – SU4, tied to the Andalucia-G1 and El Jebha boreholes, is mostly composed of sandstones, conglomerates, shaly sandstones and clayey layers dated from the Serravallian (Fig. 2). In the middle part of the Serravallian section, ~240 m of volcanoclastics layers composed of sandstones and shales alternating with acidic volcanic layers could represent the highest amplitude reflectors visible in SU4b subunit (Fig. 3, 4). The seismic facies of subunits SU4a and SU4c marks the deposition of prograding clastics along the margin (fan delta) and siliciclastics sheeted turbidites in the deepest part of the basin interbedded with hemipelagic deposits. Landward-stepping stacking patterns of subunits SU4a to SU4c underline an overall net increase of the accommodation space during the SU4 mega sequence deposition. An important change is to be noted at the base of SU4c (Fig. 8). If no significant channel features were observed in our seismic data, internal reflections suggest the presence of sheeted turbidites and compensating lobes geometries. Hence, Serravallian depositional facies architecture reflects episodic subsidence patterns, with basin-centered facies tracts (turbidites).

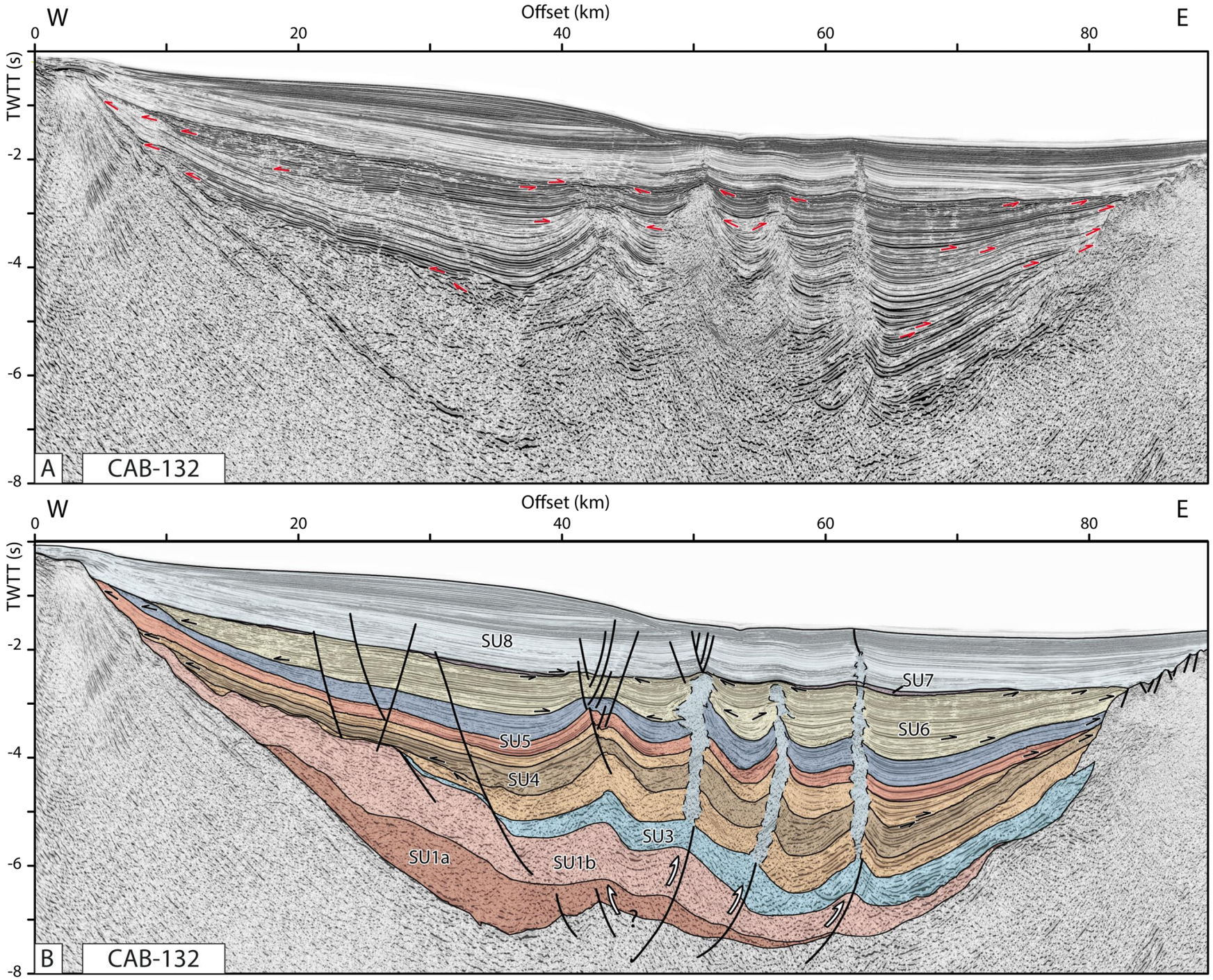


Fig. 44 : A. Regional W-E seismic section offshore Morocco (CAB01-132) crossing the WAB and showing the deep architecture of the basin and the main stratal terminations of the sedimentary infill (courtesy of ONHYM). B. Interpretation of the main Seismic Units (SU1 to SU8) identified in the basin. Location of the seismic section on Fig. 1B.

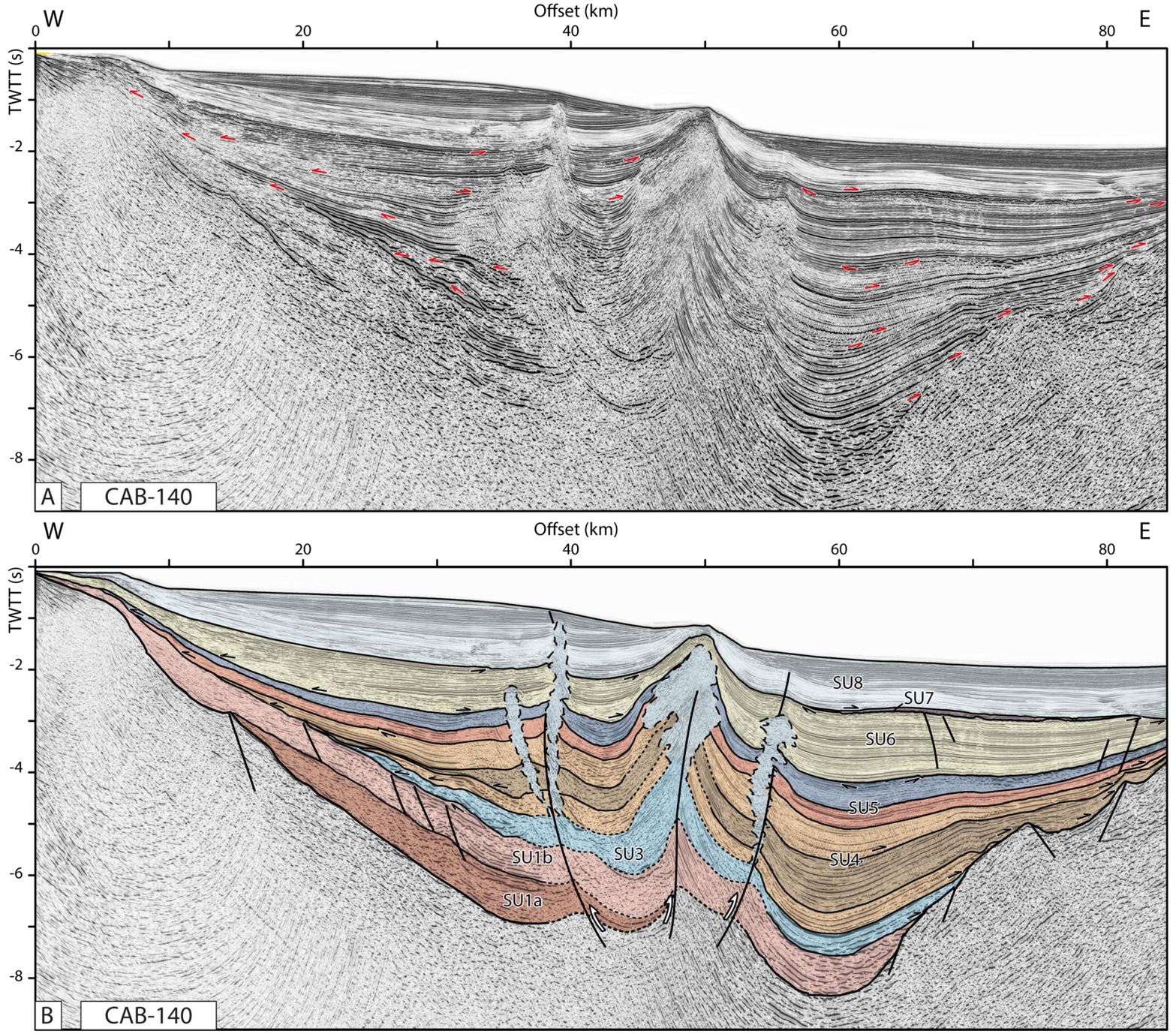


Fig. 45 : A. Regional W-E seismic section offshore Morocco (CAB01-140) crossing the WAB and showing the deep architecture of the basin and the main stratal terminations of the sedimentary infill (courtesy of ONHYM). B. Interpretation of the main Seismic Units (SU1 to SU8) identified in the basin. Location of the seismic section on Fig. 1B.

4.1.5. SU5

Description – SU5 unit, unconformably overlying on SU4 is composed of two sub-units SU5a and SU5b separated by a high amplitude unconformable reflector R5b on which baselap terminations have been observed (Fig. 3). SU5 onlaps on the SU4 and basement units (Fig. 3, 5). Internal reflections of subunit SU5a and SU5b is characterized by low to moderate amplitude, moderate frequency continuous sheeted reflectors (Fig. 3). Subunit SU5b presents a similar internal reflection pattern than the previous SU4 with a higher frequency in its upper part (Fig. 4). The geometry of SU5 shows a basinward thickening where the acoustic imagery is disturbed by the central positive flower structure (Fig. 7, 8) and by older normal faults on the Moroccan slope (Fig. 7).

Interpretation – SU5 is composed of similar materials compared to SU4. In Andalucia-G1 and El Jebha boreholes, SU5 is composed of fine-grained to coarse-grained sandstones together with shaly sandstones, marls and shales dated from the Tortonian (Fig. 2). At that time, the basin is subjected to deep-water hemipelagic deposition of shales intercalated with turbiditic sheets. Seaward- to landward-stepping stacking patterns of SU5a, b record the continuation of the accommodation space increase initiated during SU4 mega sequence deposition. The arcuate central Alboran topographic high is buried by the siliciclastic flux since the top of the SU4c (late Serravallian) as revealed by seismic interpretation and confirmed by the ODP 976 drilling results (Comas *et al.*, 1999).

4.1.6. SU6

Description – SU6 unit presents mainly parallel to sub-parallel reflections (Fig. 3), characterized by moderate to low amplitude, low to moderate frequency reflectors above a conspicuous unconformity marked by high-angle onlap on SU5 and the basement (Fig. 3, 5). This unit thickens toward the center of the basin, reaching 1.3s twtt (Fig. 6, 7, 8). In the eastern part of the WAB, SU6 is made of the superposition of three successive packages of low to high amplitude continuous reflectors (Fig. 6), pinching out towards the edge of the basin (Fig. 8). SU6 is affected by minor normal faulting on the Moroccan upper slope (Fig. 7).

Interpretation – SU6 has been drilled both in Andalucia-G1 and El Jebha boreholes and comprises sandstone intervals, interlayered with marl and clay beds from the Upper Tortonian- Messinian (Fig. 2). These layers have been interpreted as thin turbiditic deposits interlayered within hemipelagic sediments (Jurado and Comas, 1992). SU6 corresponds to the Unit III described by Jurado and Comas (1992), and lasted from the Upper Tortonian (synthesis in Comas *et al.*, 1999). According to previous studies, the basal unconformity of

this unit marks the compressive inversion of the entire Alboran Sea due to the Africa-Europe convergence. The basin wide unconformity R6 is correlated to the well-known contractive reorganization of the basin, starting around ca. 8 Ma (Comas *et al.*, 1999; Do Couto *et al.*, in review[3]). Toward the edges of the basin, progressive onlap shifts upon the basement indicate the occurrence of a tectonic event preceding SU6 deposition. R6 unconformity is characterized by chaotic reflections interpreted as basal mass transport event probably related to an important change in tectonic activity at this time.

4.1.7. SU7

Description – The upper bounding surface of SU6 displays a large amount of truncations and is locally covered by a relatively thin seismic unit presenting low to moderate amplitude chaotic reflectors with a low frequency (Fig. 4). At the base of the unit, high amplitude reflectors pinch out toward the Spanish margin. At the scale of the basin, this unit SU7 is thin, rarely exceeding 350 ms twtt.

Interpretation –SU7 drilled in the Andalucia-G1 well comprises two sub-units with from bottom to top a volcanoclastic series made of intercalation of clays and basaltic layers under marine sandstones interbedded with finely laminated beds and shallow carbonate, with some gypsum and thin anhydrite intervals (Jurado and Comas, 1992). SU7 corresponds to the Unit II described by Jurado and Comas (1992). The chaotic facies are interpreted as mass transport deposits (Martínez del Olmo and Comas, 2008) in relation with the sea level drop of the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean Sea.

4.1.8. SU8

Description –Horizon R8 (Fig. 3) bounding SU8 marks a complex erosional surface. The overall configuration of this unit is composed of low amplitude and high frequency sub-parallel reflectors evolving upward to high amplitude prograding, mound shaped and sub-parallel reflectors (Fig. 3, 4, 5, 6). Within the unit, internal erosive surfaces separate the lower low amplitude reflection package to the higher amplitude upper one (Fig. 6).

Interpretation –SU8, identified as Unit I in Jurado and Comas (1992), consists of pelagic to hemipelagic marls and clays, interlayered with sandy turbidites (Alonso *et al.*, 1999) dated from the Pliocene and Quaternary. The complex basal erosional surface marks the imprints of the Messinian Salinity Crisis in the Alboran Sea (Do Couto *et al.*, in review[2]). Where the erosion in relation to the Messinian Salinity Crisis is important, the Pliocene-

Quaternary SU8 overlies older Tortonian to Serravallian deposits (Fig. 3, 5). In the Alboran Sea, a large amount of contourite systems are induced by currents affecting the Mediterranean during the Pliocene and Quaternary (Alonso *et al.*, 1999; Palomino *et al.*, 2011; Somoza *et al.*, 2012).

4.2. Isopach mapping

Based on the conducted seismic interpretation, isochron maps were generated for each seismic unit and were depth converted using average interval velocities derived from the sonic log of industrial boreholes (Andalucia-G1 and El Jebha; Elf, 1984; Amoco, 1985). These maps were computed to identify growth-related, thinning and subsidence thickening units in order to constrain the basin evolution through time.

Depth to basement map (Fig. 9A) has been computed from the commercial 2D seismic dataset presented in Fig 1B, together with hundreds of academic seismic dataset, and represents the morphology of the metamorphic basement beneath the basin infill. The deepest depression reaches 8s twtt offshore Morocco and no more than 7s offshore Spain. This is in agreement with previous estimates (Soto *et al.*, 1996; Mauffret *et al.*, 2007; Iribarren *et al.*, 2009; Soto *et al.*, 2010). All tectonic structures identified on seismic profiles show the effect of the inversion on the Alboran Sea basement. Numerous faults have been mapped through the Xauen Bank, showing reverse offset (Fig. 6) and the presence of several folded structures (Chalouan *et al.*, 1997; Ammar *et al.*, 2007). From the Alboran Ridge to the Xauen Bank, faults and structures tend to parallel the Moroccan coast (Fig. 9A). In order to accommodate the northward African plate convergence, a sinistral strike-slip component is likely to have occurred beneath the Xauen Bank, as suggested by Chalouan *et al.* (1997). The basin floor reflector R1 is disrupted by several thrusts and few backthrusts (Fig. 7, 8). The alignment and steepening of these structures suggest the development of a wide NW-SE oriented positive flower structure.

The isopach map of the pre-rift unit SU1 reveals that its thickest series are mostly concentrated along a NW-SE sedimentary package located on the western slope of the basement (Fig. 9B). On the Spanish side, two smaller packages reaching 2s thick are distinguished. The overall distribution of this unit is constrained on the Morrocan side of the WAB, where the compressive to transpressive deformation of the basin does not affect the thickness of the unit.

The main depocenter of the oldest seismic units of the Western Alboran Basin (SU2 and SU3), dated from the (Aquitanian?) Burdigalian-Langhian, is located along a roughly

SW-NE trough parallel to the Spanish coastline (Fig. 9C). Its thickness can reach 2s twtt (Fig. 4, 9C) but never exceed 700 ms twtt on the southern side of the basin. In the central part of the WAB, the thickness rarely reaches 1s twtt, generally not exceeding 500 to 750 ms twtt. The involvement of undercompacted shales in the mud volcanism, together with the strong tectonic imprints in the southern WAB, do not allow to observe with precision the complete repartition of these units.

The Serravallian (SU4) isopach map reveals an important depocenter reorganization with an acceleration of the subsidence: a thick depocenter mimics the Gibraltar orogenic arc (Fig. 9D). Even with a large area of poorly imaged reflections in front of the Strait of Gibraltar, the thickness of these turbiditic deposits appears equivalent on the whole basin with a maximum thickness of about 2s twtt. A southeastward shift of the Lower Tortonian (SU5) depocenter location is observed with more than 1s twtt of sediments in the central part of the basin and a thickness decrease to less than 750 ms in its northern part (Fig. 9E). The Upper Tortonian unit (SU6) reveals quite similar trends to the Lower Tortonian unit (SU5), with a maximum thickness of 1 to 1.25s twtt in the central part of the basin. This northward shift of the depocenter is linked to the compressive deformation affecting the basin: the thickest depocenter is located at the front of distal thrusts (Fig. 8, 9F) while the Xauen Bank is being folded and delineating E-W oriented synclines (Fig. 9F). Offshore Spain, the Upper Tortonian is reduced to 750ms twtt. The Pliocene to Quaternary isopach map presents the main still active depocenter as the western Ceuta drift, made of contouritic deposits and exceeding 1.5s twtt (Fig. 9G).

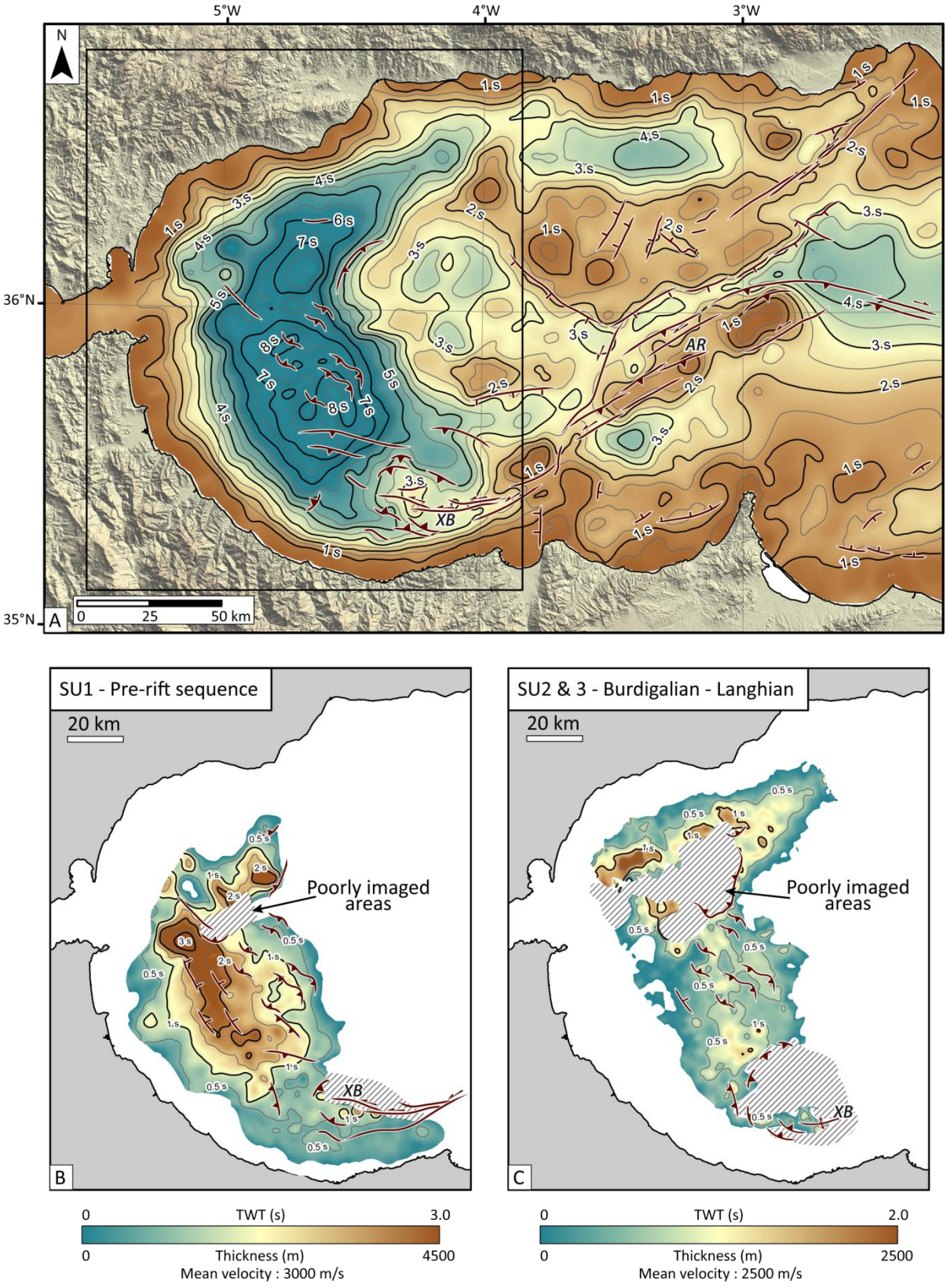


Fig. 46 : A. Depth to basement map interpolated from the 2D seismic dataset (in second two-way travel time). This horizon is affected by a lot of faults from the Alboran Ridge (AR) through the Xauen Bank (XB), up to the WAB floor. B to G. Isopach map of the seismic units identified from the Pre-rift sequence SU1 to the Upper Tortonian SU6 and their associated deformation.

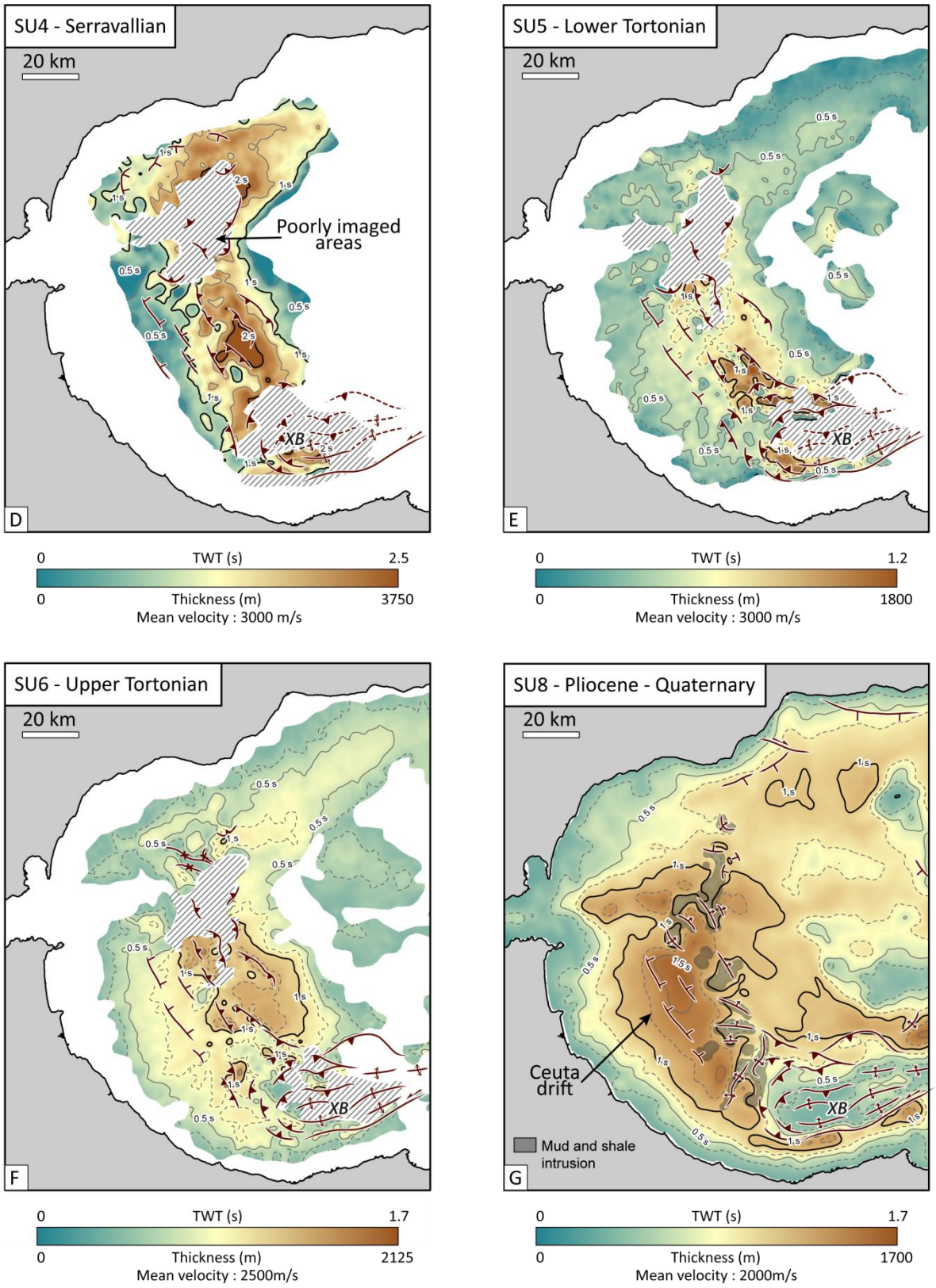


Fig. 9 : (continued)

5. Discussion

5.1. Age and significance of the pre-rift sequence SU1

Over the years and the improvement of seismic acquisition and treatment, SU1 has been interpreted in different ways: belonging to the basement (Morley, 1993); defining a Middle Miocene unit (Chalouan *et al.*, 1997) or representing the Late Oligocene-Early Miocene older post-nappe sediments (Mauffret *et al.*, 2007). These interpretations were based on the strong chaotic facies imaged on old seismic profiles. The recent 2D seismic dataset presented here allow revisiting its significance and age.

SU1 sequence lies on the acoustic basement over a high-amplitude continuous to semi-continuous reflector R1 (Fig. 5, 7, 8). In the northern Moroccan margin, its seismic facies, composed of moderate to high amplitude chaotic reflections, contains sigmoidal internal reflections. The flattening of the CAB01-116 seismic line at the top of the Serravallian unit (SU4) displays the paleo-topography of SU1 during the deposition of Langhian to Serravallian deposits (Fig. 10). The orientation and shape of these sigmoidal reflections within SU1b unit reflect internal deformation suggesting imbricated thrusts with basal and frontal ramps comparable to those shown in mass-transport deposits (Frey-Martinez *et al.*, 2006; Moscardelli *et al.*, 2006 ; Moscardelli et Wood, 2008). Offshore Spain, the Early Miocene olistostromic unit contains a similar seismic facies and structural characteristics (Martínez del Olmo and Comas, 2008). In the central Moroccan margin, the internal imbricated thrusts disappear and SU1 is affected by landward normal faulting affecting the series up to the Serravallian (CAB01-132; Fig. 10). Langhian (SU3) and Serravallian (SU4) deposits onlap the SU1 unit arguing that the internal structuration of SU1 took place before the infill of the WAB (Fig. 10). Onlapping geometries can be observed all along the Morrocan margin, the angular unconformity increasing toward the South (Fig. 10).

The high amplitude, continuous reflectors developed in the SU1b subunit (CAB01-140; Fig. 8, 10) do not support the hypothesis of an olistostromic unit made of an important shaly matrix including heterometric and polymictic blocks. However, its seismic facies rather suggests the presence of carbonated beds or siliciclastics deposits like condensed turbiditic layers (Fig. 8). Unlike the Early Miocene sequence offshore Spain, seismic reflections of the SU1 unit are higher in amplitude (Martínez del Olmo and Comas, 2008) and the isopach map shows that the thickest part of the unit does not fill the main depression but lies in the lower slope (Fig. 9B). Taking into account a mean interval velocity between 2500 m/s or 3000 m/s for the SU1 (depending on its lithology), the average thickness of SU1 can be estimated

around 2 to 3 km thick (Fig. 10). The thickness of Late Oligocene-Early Miocene post-nappe deposits (Fnideq and Sidi Abdeslam formations) recognized onshore does not exceed 500 m (Zaghloul *et al.*, 2003; Hlila *et al.*, 2008) which appears insufficient to represents the SU1 sequence.

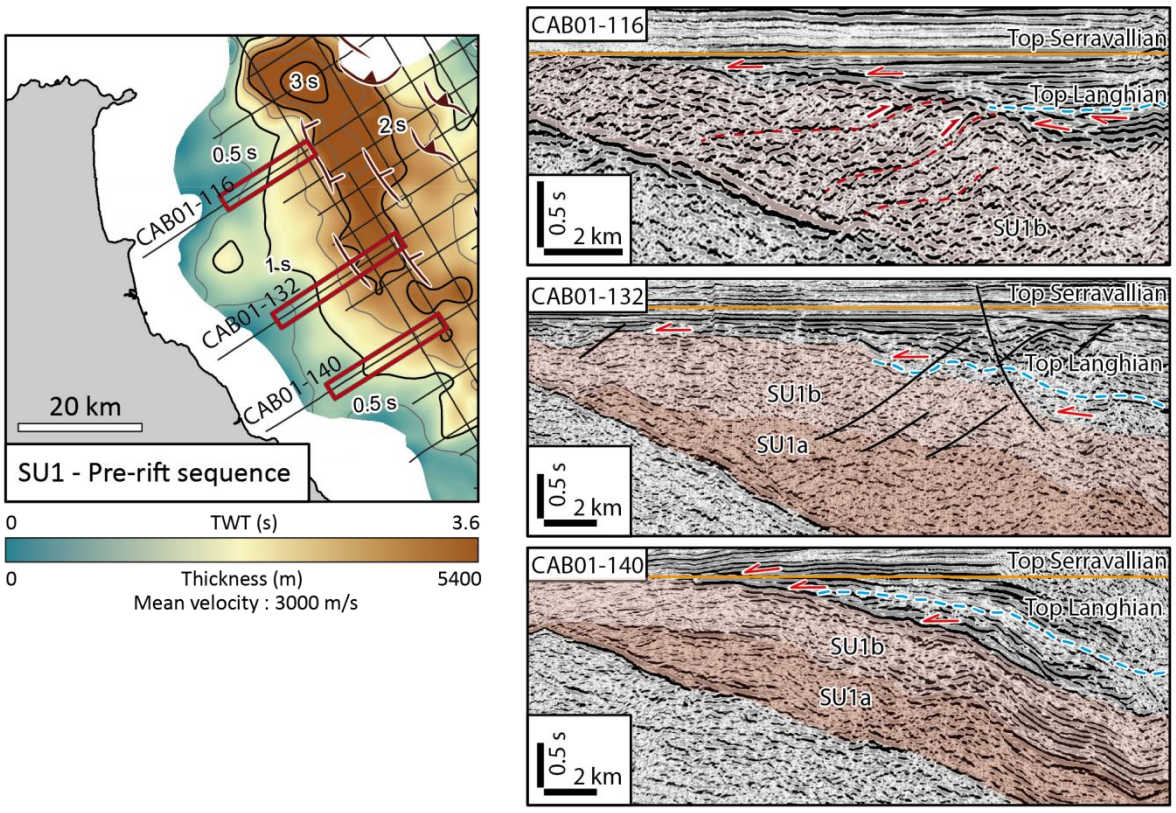


Fig. 47 : Seismic facies of the SU1 unit on the western side of the WAB seen on dip seismic lines flattened at the top of Serravallian. To the North, the upper SU1b sequence exhibits internal imbricated thrusts that do not affect the Middle Miocene series onlapping the SU1. Toward the South, both SU1a and SU1b become characterized by a moderate to high amplitude, semi-continuous to continuous reflectors.

The seismic facies identified in SU1, its thickness and its continuous basal contact, do not support an olistostromic origin of SU1 in the Late Oligocene-Early Miocene. We thus propose that SU1 sequence represents a pre-rift unit on which transgress the Late Oligocene-Early Miocene formations: the Ghomaride unit (Feinberg *et al.* 1990; Durand-Delga *et al.*, 1993; Zaghloul *et al.*, 2003; Hlila *et al.*, 2008). The Ghomaride unit is the topmost nappe composing the Alboran domain. They mainly consist of slightly metamorphic Paleozoic successions (Chalouan, 1986) covered by Mesozoic-Cenozoic sedimentary successions. Mesozoic series are made of Triassic reddish sandstones and conglomerates, Liassic limestones and reddish silts and Late Eocene Nummulitic limestones and calcareous conglomerates (Chalouan and Michard, 1990; Maaté *et al.*, 2000; El Kadiri *et al.*, 2006;

Martín-Martín *et al.*, 2006). The Ghomaride unit is separated from the Alpujarride-Sebtide by an extensional detachment (Chalouan and Michard, 1990). Its thickness fluctuates and can reach 3 to 5 km (Chalouan & Michard 1990) which represents the mean estimated thickness of SU1 offshore (Fig. 9B). The internal imbricated thrusts observed on the northern Moroccan margin (CAB01-116 seismic line; Fig. 10) suggest that part of the deformation accompanying the Ghomaride emplacement results from gravity-driven tectonics (Schultz-Ela, 2001; Mourgues and Cobbold, 2006). This observation is in agreement with the Ghomaride origin of clastics of the Ciudad Granada-Fnideq and the Viñuela-Sidi Abdeslam formations (Durand-Delga *et al.*, 1993; Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008).

5.2. Tectono-stratigraphic history of the West-Alboran Basin

5.2.1. Mode of extension

Stratigraphic relation of the Miocene basin fill, with respect to the pre-rift unit SU1 and the metamorphic basement, does not show a large amount of normal faulting. The basin fill onlaps its margins (Fig. 10, 11) and the contacts between sediments and pre-basin units are mostly stratigraphic. The geometry is essentially that of a sag basin at least since the Serravallian. This observation contradicts the previous tectonic models of the WAB formation which invoqued steep extensional faulting a strike-slip tectonic context (Bourgois *et al.*, 1992; Mauffret *et al.*, 2007). Consequently, the mode of extension at the origin of the Early Miocene initial subsidence, and post-thinning subsidence must be found in other processes.

The contact between the Alpujarride-Sebtide and the Ghomaride nappes has been documented as an extensional shear-zone (or detachment) (García-Dueñas *et al.*, 1992; Lonergan and Platt, 1995; Crespo-Blanc, 1995; Platt *et al.*, 2005; Augier *et al.*, 2005). This detachment acted during the Late Oligocene-Early Miocene leading to the exhumation of the Alpujarride nappe in a N-S to NNE-SSW extensional setting (22 to 18 Ma) (Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Platt and Kelley, 1999; Hurford *et al.*, 1999; Platt *et al.*, 2005). The continuous basal contact of SU1 observed on the Moroccan margin (i.e. the top of acoustic basement) could represent such a detachment currently sealed by the Burdigalian-Lagnhian SU3 (Fig. 7, 8). Offshore Spain, the contact separating the Miocene series and the metamorphic Alpujarride-Sebtide basement has been interpreted as a detachment ramp (Martínez del Olmo and Comas, 2008; Soto *et al.*, 2010). There, the detachment displays a continuous ramp morphology dipping 25-30º toward the basin and is covered by a Lower-to-Middle Miocene basin onlap (Martínez del Olmo and Comas, 2008; Soto *et al.*, 2010). Seismic stratigraphic analysis shows that the detachment acted twice,

firstly during the Lower Miocene and the subsidence initiation, and then during the Langhian-Tortonian time span and the formation of listric normal faults accompanying the extensional tectonic context (Martínez del Olmo and Comas, 2008; Soto *et al.*, 2010). Offshore Morocco, the base of the Ghomaride unit (SU1) also acted as a detachment fault during the Late Oligocene-Early Miocene and the exhumation of the Alpujarride-Sebtide complex (Chalouan *et al.*, 1995), but the following extensional tectonic remains less expressed. In this area, extensional structures such as normal faults are mainly located parallel to the coastline (Fig. 9) and do not display a major offset (Fig. 7, 8). In the western part of the WAB, the contact separating the Burdigalian-Langhian (SU3) from the Ghomaride unit (SU1) does not display extensional structures similar to those visible offshore Spain (rollovers and listric faults) (Martínez del Olmo and Comas, 2008; Soto *et al.*, 2010). However, south to the Xauen Bank, Chalouan *et al.* (1997) interpreted divergent onlap geometry over the acoustic basement highlighted by the Ghomaride unit (SU1; Fig. 5), suggesting a similar extensional detachment process. All these observations illustrate the important control of extensional detachment in the architecture of the Western Alboran Basin.

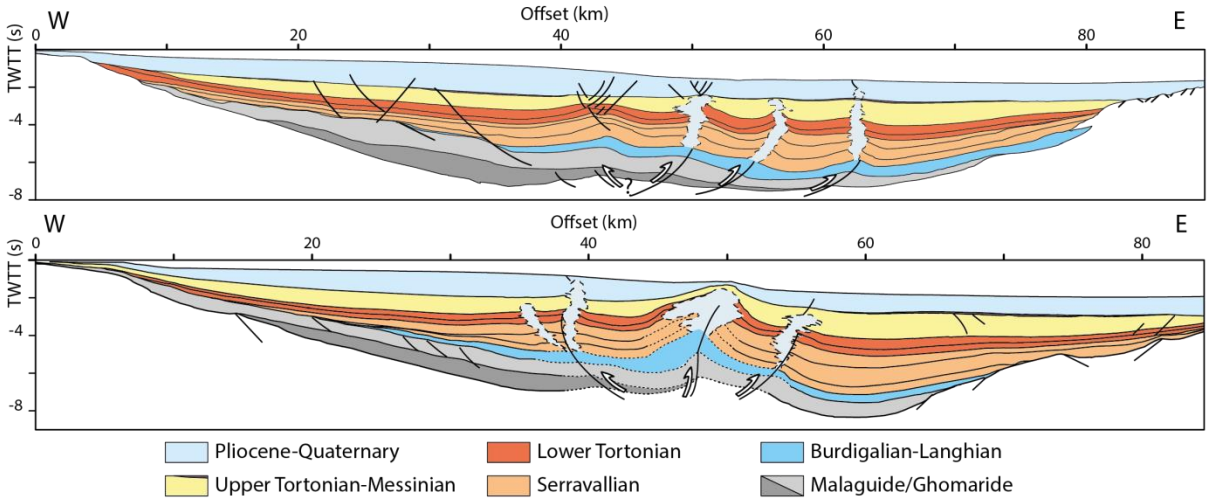


Fig. 48 : SW-NE 1/1 scale cross-sections of the Western Alboran Basin showing the real shape of the basin fill along two seismic profiles presented in Figures 7 and 8 (mean seismic velocity of 2750 m/s). Note that the main deformation affecting the basin is related to the Late Tortonian tectonic inversion. Only few steep normal faults disturb affect the basin.

5.2.2. Tectonic and stratigraphic scenario

The undercompaction of shales in the Burdigalian-Langhian series (Jurado and Comas, 1992; Soto *et al.*, 2010), the lack of Late Oligocene-Aquitanian sediments (Martínez del Olmo and Comas, 2008) or the P-T-t paths of the basement units (synthesis in Platt *et al.*, 2013) are among arguments used by the authors to suggest a fast subsidence at the basin initiation in the West Alboran Basin. Such a subsidence has been tentatively

explained by strike-slip tectonics and associated pull-apart mechanism (Bourgois *et al.*, 1992), a thermal cooling of the Alboran Sea basement forming a sag basin (Morley, 1992, 1993) or a half-graben basin (Mauffret *et al.*, 2007). Based on sequence stratigraphy correlated with field data, we can propose an alternative scenario.

The newly identified pre-rift sequence SU1 interpreted as the Ghomaride unit leads us to interpret the primary subsidence pulse of the Western Alboran Basin as the result of an extensional detachment probably partly rooted on the Ghomaride/Sebtide interface (Fig. 11, 12 cross-section a). Such a tectonic context has been documented onshore in the Early-to-Middle Miocene (Suades and Crespo-Blanc, 2013) and explains the fast subsidence occurring in the basin together with the tilting of the SU1 unit as seen on seismic lines (Fig. 11, 12; cross-sections a to b). The onlap geometry of Early Miocene deposits on the Ghomaride (Fig. 11) or Alpujarride-Sebtide basement (Martínez del Olmo and Comas, 2008) at the edge of the WAB indicate that the primary subsidence phase probably occurred in subaerial environment, creating the accommodation space essential to allow the marine sedimentation. In the Betic and Rif belts, petrographic and sedimentological studies showed that the main clastic sources of the Late Oligocene-Early Miocene deposits come from the erosion of the Malaguide-Ghomaride units (Durand-Delga *et al.*, 1993; Zaghloul *et al.*, 2003; Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008). Figure 11 shows that most of the Ghomaride unit has been eroded in the Moroccan side ("hanging wall"), and has been preserved in the deep basin due to the tilting of the margin along a low angle detachment leading the rapid exhumation of the Alpujarride-Sebtide units (Fig. 12; cross-sections a to b).

Hence, In the Early Miocene, the sedimentation in Betic and Rif hinterlands is marked by coarse-grained conglomerates and pebbly sandstones evolving in distal shale and turbidites known as the Ciudad Granada-Fnideq formations (Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008) deposited on small-scale "satellite basins" (Zaghloul *et al.*, 2003). The Viñuela-Sidi Abdeslam formations (Burdigalian), consisting in proximal marine breccias and conglomerates passing to deep marine siliciclastics (marlstone, sandstone or pelagic shales) is deposited above a coastal unconformity approximately dated from the Aquitanian-Burdigalian boundary (Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008). At that time, the Alboran Sea underwent a deep marine sedimentation made of polymictic blocks embedded in a shaly matrix and forming the so-called "olistostromic unit" (Jurado and Comas, 1992).
Paleontological studies performed in mud volcanoes revealed the presence of extruded pre-Langhian foraminifers (Sautkin *et al.*, 2003; Gennari *et al.*, 2013) suggesting that the main mud source is rooted in the Aquitanian-Burdigalian olistostromic unit in the entire WAB. This olistostromic unit, which is well-developed in the northern branch of the WAB (Malaga basin; Comas *et al.*, 1992), has been correlated to seismic unit SU2 (Fig. 3) which is mainly located

offshore Spain. Even though the seismic unit SU2 has not been identified offshore Morocco, seismic unit SU3 drilled in the Andalucia-G1 borehole, also incorporates pre-Langhian foraminifers (Elf, 1984) and can represents the source of mud.

In the Betic hinterlands, in particular in the Malaga area, the Langhian is marked by the sedimentation of the La Joya olistostromic formation separated from the Early Miocene by a sedimentary hiatus (Suades and Crespo-Blanc, 2013). In the Rif, the Oued Dayr formation composed of polymictic conglomerates, evolving to graded calcareous sandstones and marls (Zaghloul *et al.*, 2010) overlies the Ghomaride unit. It also highlights the resumption of marine sedimentation after a sedimentary hiatus period and marks the last Miocene sequence intercalated between the Early Miocene and the latest Pliocene sequence in the internal Zones of the Rifian belt. In the Alboran Sea, our seismic interpretation shows that the Burdigalian-Langhian unit (SU3) is separated from the Aquitanian-Burdigalian unit (SU2) by an unconformity (Fig. 3, 4). Offshore Morocco, this basal sequence is deposited at the foot of the tilted and pre-structured Ghomaride unit (Fig. 7, 8, 9C, 11, 12; cross-section b) while the Alpujarride-Sebtide metamorphic basement is progressively exhumed thanks to an extensional detachment.

Afterward, while the Alpujarride-Sebtide metamorphic basement continues to exhume, the Alboran Sea is filled by a thick clastics and volcanoclastics sequence (SU4) (Fig. 7, 8, 11; cross-section c) during a global regression cycle (Hardenbol *et al.*, 1998). In the Betic hinterlands, the Serravallian is marked by a hiatus in the Malaga area (López-Garrido and Sanz de Galdeano, 1999) when the Guadix basin is submitted to marine sedimentation of turbiditic sandstones intercalated with marls (Soria, 1993). The Internal zones of the Rif hinterlands is submitted to subaerial erosion when marine sedimentation occurred in the eastern Rifian basins such as in the Melilla-Nador areas (Morel, 1987; Cunningham *et al.*, 1997). Internal reflector geometries and unconformities indicate an irregular subsidence rate during the deposition of SU4, then arguing against a simple thermal contraction model following the Alpujarride/Sebtide complex exhumation. Serravallian depocenter appears homogeneous and outlines a curved shape locally reaching 2s twtt. This period of active subsidence can be correlated to the uplift of the Betic and Rif hinterlands during the forelandward formation of fold-and-thrust belts building (see synthesis in Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006; Chalouan *et al.*, 2008). The unconformity marking the top of SU4b subunit in the upper Serravallian is coeval to a major volcanic period recorded in the entire basin (Duggen *et al.* 2005, 2008). The angular unconformity could thus be explained by the growth and thermal uplift of the Trans-Alboran magmatic arc. The Lower Tortonian is marked by the resumption of clastics deposition in the Malaga area (López-Garrido and Sanz de Galdeano, 1999; Guerra-Merchán *et al.*, 2010) while the

Internal zones of the Rifian belt remains subjected to subaerial erosion. Turbiditic sedimentation continues to fill the Alboran sea basin with a thickest depocenter location toward the south of the WAB (Fig. 9E). Offshore Morocco, SU5 does not display large-scale extensional features while syn-sedimentary faulting associated with rollover structure has been documented in the Spanish margin (Soto *et al.*, 2010). This period will and at the Late Tortonian when the entire Alboran area started to be inverted under the African plate convergence (Fig. 12; cross-section d).

The Late Tortonian tectonic inversion highly affects the southern border of the WAB where the Xauen Bank began to develop its actual compressive structure made of antiforms/synforms succession over a sinistral strike-slip set of faults (Fig. 9; Chalouan *et al.*, 1997). In response to the tectonic inversion, the main depocenter (SU6) developed in front of the Xauen Bank. In the deepest part of the WAB, the irregularity of the basement interface as well as the geometry of faulted folds argue in favor of a transpressive structure (positive flower structure) cross-cutting the basin along a roughly NW-SE trend (Fig. 9A). The apparent discontinuity of these structures suggests that a set of en-echelon faults affect the basin. Taking into account the NW to N verging convergence of the African plate (Serpelloni *et al.*, 2007), these en-echelon faults could have had a dextral strike-slip component.

In the Betic and Rif hinterlands, the Late Tortonian inversion corresponds to the uplift of the Alboran margins, and the formation of carbonate to mixed carbonate-siliciclastic platform in the Melilla-Nador area (Cornée *et al.*, 2004) or in the southeastern Betics (Bourillot *et al.*, 2009). The progressive compressive tectonics, in addition to glacio-eustatic variations, led to successively close the marine corridors connecting the Alboran Sea to the Atlantic and in a more regional extent the entire Mediterranean Sea (Krijgsman *et al.*, 1999b ; Garcés *et al.*, 2001; Martín *et al.*, 2001; Warny *et al.*, 2003) ending with the Messinian Salinity Crisis (MSC). During the crisis, the Alboran Sea margins underwent overall subaerial erosion except some areas where evaporites were deposited thanks to local sill effects (Sorbas Vera and Nijar basins: Dronkert, 1976). In the Alboran Sea basin, deposition of evaporites is assumed due to the occurrence of interlayered gypsum and anhydrite beds in the Andalucia-G1 borehole (Fig. 2). MSC related deposits in the Alboran Sea are relatively thin across the WAB and reworked within mass-transport deposits (Martínez del Olmo and Comas, 2008; Martínez del Olmo, 2011). The return of marine conditions is marked by the Pliocene and Quaternary sequence (SU8) dominated by contourites, turbidite fans and sedimentary instabilities formed by the interplay between the Mediterranean water masses, glacio-eustatic changes and the rapid morphological changes due to active tectonic inversion (Hernández-Molina *et al.*, 2011).

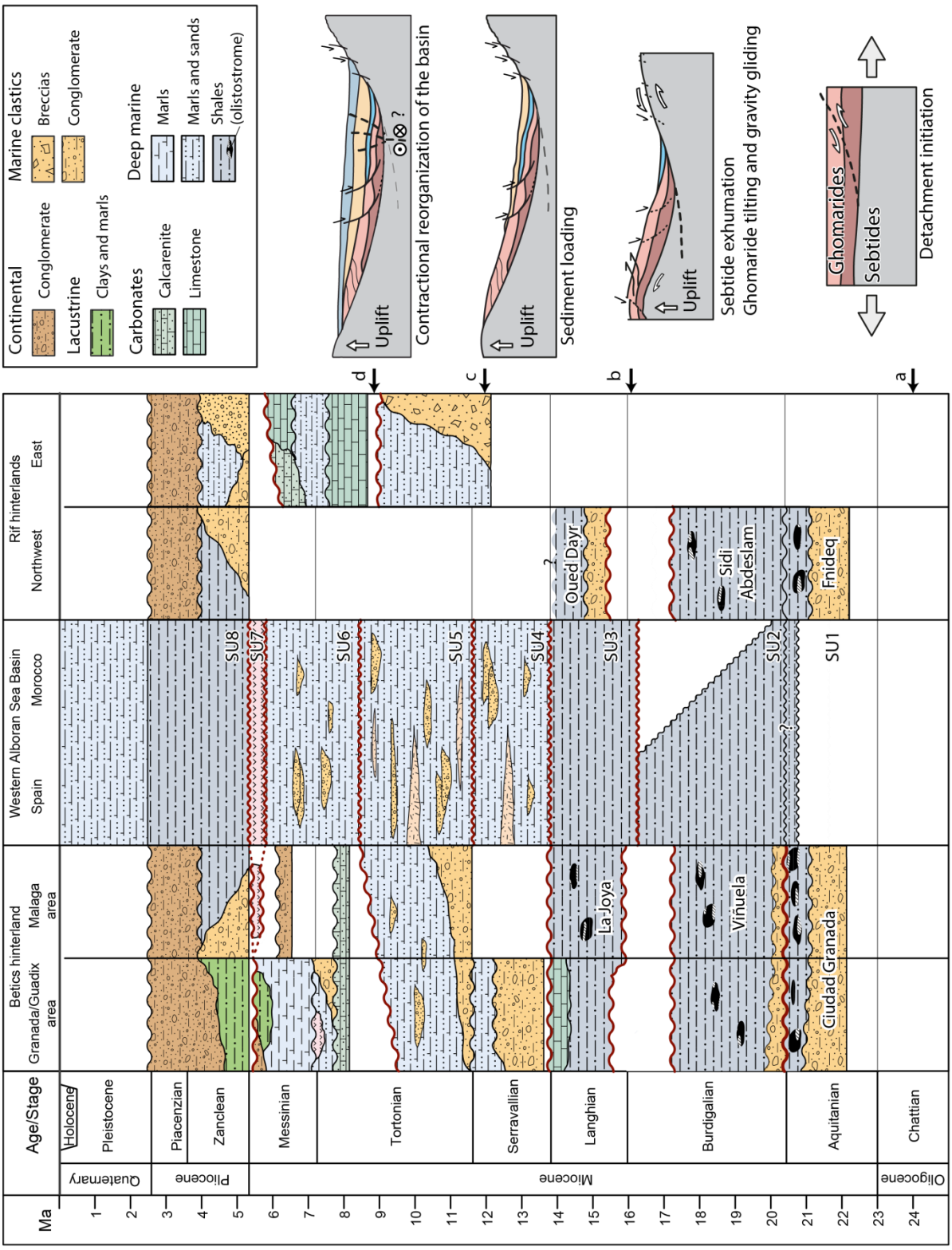


Fig. 49 : Onshore-offshore chronostratigraphic correlation from Spain to Morocco showing the main unconformities affecting the whole domain (based on Ott d'Estevou and Montenat, 1990 ; Sanz de Galdeano and Vera, 1992 ; Vera, 2000 ; Zaghloul *et al.*, 2003; El Khadiri *et al.*, 2005 ; Sissingh, 2008 ; Zaghloul *et al.*, 2010; Rodriguez-Fernandez, 2011; Suades and Crespo-Blanc, 2013), together with synthetic cross-sections representing the western Alboran basin evolution from Late Oligocene (a) to the Late Tortonian and the shift from extensional to contractional reorganization (d).

6. Conclusion

Based on recent 2D seismic profile analysis, combined with older seismic database and field data compilation, the tectonic and stratigraphic history of the Western Alboran Basin has been clarified.

Our stratigraphic analysis showed that a thick, pre-rift sequence is preserved beneath the Miocene basin. Land to sea correlations led us to interpret this pre-rift series as the topmost Malaguide/Ghomaride nappe composing the Alboran domain. This series contain basal and internal interfaces that would have acted as detachment faults during the Early Miocene exhumation of the underlying Alpujarride/Sebtide complex as well as during the sediment loading of the basin coeval to the uplift of the Betic and Rif hinterlands.

The syn-rift sequence following the metamorphic rocks unroofing is dated from the Burdigalian-Langhian. Then, the basin is marked by a basin wide subsidence period (sag basin) concomitant with the high sedimentary influx eroding the continuously uplifted hinterlands. Causes of such subsidence are at that time not constrained and lithospheric and/or crustal processes should be investigated in that sense.

The WAB displays small amount of normal extensional structure, the major ones are related to a thin skin deformation at the northern and southern edges of the basin during the Lower Tortonian. In the meantime, the WAB is characterized by a southeastward depocenter migration. The Late Tortonian is marked by the tectonic inversion of the entire southern part of the basin, associated with a northward depocenter migration. The subsequent deformation is mostly localized above the thickest Serravalian-Lower Tortonian depocenters.

After an intense erosion related to the Messinian Salinity Crisis, the Pliocene and Quaternary is marked by the still ongoing compressive strain, trapping a large amount of sediments along contouritic and turbiditic currents.

II.2. Conclusions principales et remarques complémentaires

Les conclusions de ce travail sont importantes dans l'histoire du bassin Ouest Alboran et peuvent être résumés en 3 grandes périodes majeures:

1. Sous le bassin miocène, une séquence appelée SU1, d'épaisseur importante (>2 à 3 km), a été identifiée sur la pente que dessine le socle de la marge marocaine. Par comparaison avec les données disponibles dans la littérature, cette unité SU1 est interprétée comme appartenant à l'unité Ghomaride (ou Malaguide en Espagne) affleurant quelques kilomètres seulement plus à l'Ouest, et composée d'une importante épaisseur (jusqu'à 5 km) d'unités allant du Paléozoïque au Cénozoïque (Feinberg *et al.* 1990; Durand-Delga *et al.*, 1993; Zaghloul *et al.*, 2003; Hlila *et al.*, 2008).

La géométrie du contact séparant cette unité du socle métamorphique montre un faible pendage d'environ 18 à 20°. En accord avec les données thermo-barométriques et radiométriques du socle métamorphique foré en Mer d'Alboran (*e.g.* exhumation des roches de haute pression au Miocène inférieur ; Platt *et al.*, 1998) ainsi qu'avec la nature des contacts séparant l'unité Malaguide/Ghomaride de l'unité Alpujarride/Sebtide (*e.g.* fonctionnement d'un détachement extensif au Miocène inférieur ; Michard *et al.*, 2006). La subsidence initiale tectonique du bassin WAB et le début du basculement de l'unité Ghomaride SU1 sont interprétés comme résultant d'un mécanisme similaire d'effondrement du domaine au Miocène inférieur, le long d'un détachement extensif.

Une séquence datée principalement du Burdigalien-Langhien repose au fond du bassin en discordance sur l'unité des Ghomaride comme sur le socle métamorphique. Par comparaison avec les données de la littérature, cette unité est corrélée aux formations dites de Ciudad Granada-Fnidek et de Viñuela-Sidi Abdeslam (Serrano *et al.*, 2007 ; Hlila *et al.*, 2008). L'espace d'accommodation créé lors de la mise en place de cette séquence semble modérée, la répartition du dépôt-centre étant plutôt localisée en bas de pente du côté espagnol.

- **Cette période s'étendant de l'Oligocène supérieur au Burdigalien-Langhien, correspond à la phase d'extension majeure en Alboran « syn-rift », accommodé par de grands détachements intracrustaux.**

2. Une épaisse séquence datée du Serravallien recouvre l'intégralité des séquences précédentes ainsi que le socle, et montre des biseaux d'aggradation sur le socle métamorphique et sur l'unité des Ghomarides. L'espace d'accommodation créé est rapidement comblé par la sédimentation gravitaire (turbidites). Le détachement responsable de l'effondrement initial du bassin ne semble pas être actif et se pose alors la question du mécanisme à l'origine de cette subsidence, que nous traiterons au chapitre suivant. Les structures extensives dans le bassin sont relativement peu nombreuses et ne montrent pas de rejets importants. L'ensemble de ces observations semble indiquer que le bassin Ouest-Alboran est (fut ?) affecté par une subsidence de type « *Sag Basin* » pendant cette période

Nous noterons que la séquence datée du Tortonien inférieur possède une architecture identique à la séquence précédente, serravallienne, et ne semble pas avoir entraîné d'importants changements tectoniques ou stratigraphiques dans le bassin, bien que la migration du dépôt-centre vers le Sud semble indiquer une période de transition

- **Cette période s'étendant du Serravallien au Tortonien moyen à supérieur, correspond à la phase de subsidence majeure en Alboran de type « *sag* ».**

3. Au Tortonien supérieur, une épaisse séquence sédimentaire se dépose au-dessus d'une discordance angulaire majeure, reconnue régionalement, d'origine tectonique. Durant cette période, le bassin est progressivement inversé le long de grands accidents transpressifs à compressifs. Ces accidents sont caractérisés par une argilocinèse active et un volcanisme de boue qui prend en partie sa source au toit de l'unité U3. Cette inversion généralisée des marges, associé à un changement géodynamique majeur est à l'origine de la crise de salinité messinienne. L'évènement très succinctement décrit dans cet article (le lecteur est invité à se référer à la Partie II - Chapitre VII) correspond à un épisode d'érosions majeures dans le bassin et à un épisode d'instabilités gravitaires tout autour des marges d'Alboran. La dernière séquence est d'âge pliocène à quaternaire et recouvre également l'intégralité de la Mer d'Alboran alors que les structures compressives continuaient de fonctionner.

- **Cette période s'étendant du Tortonien supérieur à nos jours, correspond à une phase de subsidence flexurale, sous l'influence de la convergence Afrique-Europe.**

CONCLUSIONS DE LA PARTIE III

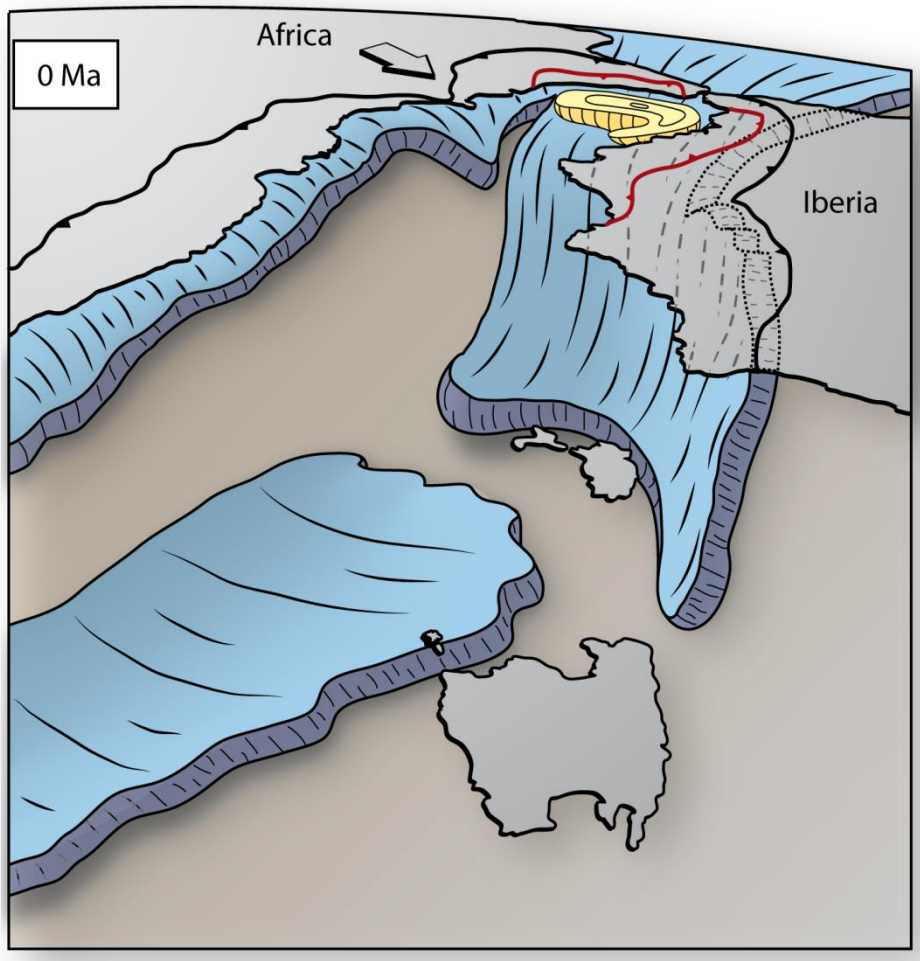
Les études basées sur l'analyse tectonique et stratigraphique du domaine d'Alboran ont montré une certaine dichotomie du comportement des bassins sédimentaires au cours du Miocène.

- Les travaux réalisés dans le bassin de Sorbas ont mis en évidence l'existence d'une évolution tectonique **assez simple** et composée de **deux grandes phases**. Un premier **régime tectonique extensif**, synchrone du dépôt des sédiments à la **fin du Serravallien - début du Tortonien**, est déclenché par l'exhumation des dômes métamorphiques environnants (Do Couto *et al.*, en révision[3]). Cette subsidence rapide laisse la place à un **épisode compressif** qui affecte le bassin à partir du **Tortonien supérieur**.

- A l'inverse, l'évolution du bassin Ouest-Alboran semble plus **complexe**. Un épisode « ***syn-rift*** » a lieu au cours de l'**Oligocène supérieur – Miocène inférieur**, il est marqué par des taux de subsidence relativement modérés et est suivi d'un épisode d'effondrement de type « ***sag*** », accompagné d'une subsidence rapide au cours du **Serravallian – Tortonien inférieur**. A partir du **Tortonien supérieur**, un épisode **compressif** affecte l'ensemble du domaine.

Les causes pouvant expliquer la succession de ces épisodes d'extension, d'effondrement ou de compression, sont à chercher dans la dynamique des domaines crustaux voire lithosphériques. En effet, des études récentes ont montré qu'en Méditerranée la déformation conjointe des systèmes en extension de type *back-arc* et des systèmes en compression comme les orogènes était principalement guidée par les migrations de panneaux lithosphériques dans l'asthénosphère (Jolivet *et al.*, 2009 ; Faccenna et Becker, 2010). Dans la partie suivante de ce manuscrit, nous nous intéresserons aux relations entre la migration des panneaux plongeants, la déformation crustale et la mise en place des bassins sédimentaires en Alboran et, d'une manière plus générale, entre l'Afrique et l'Ibérie.

PARTIE IV : SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES


0 Ma
Africa
Iberia

I. *Intégration de l'ensemble des données à l'échelle régionale*

I.1. Présentation et objectif de l'article 7

Comme cela fut évoqué précédemment, les études tectonique et stratigraphique réalisées au cours de cette thèse ont permis de mettre en évidence des modes de mise place de bassins sédimentaires dans des intervalles de temps et d'espaces différents. Dans un premier temps, un bref rappel sur les différents modèles géodynamiques à l'origine d'Alboran sera présenté à la suite duquel, nous examinerons les découvertes les plus récentes faites dans le manteau sous-jacent Alboran.

I.1.1. Bref rappel sur les modèles géodynamiques proposés

Plusieurs modèles tectoniques ont tenté d'expliquer la formation et déformation du domaine d'Alboran par des processus profonds. Ceux-ci peuvent se distinguer selon 4 grands modèles (Figure IX-1):

- la délamination lithosphérique de Calvert *et al.*, 2000 : elle implique la présence d'un manteau d'affinité continental se détachant sous l'effet de flux asthénosphérique et de son propre « poids ».

- le modèle d'ablation asthénosphérique de Platt et Vissers, 1989 : celui-ci implique également la présence d'un manteau d'affinité continental qui se détache sous l'effet de flux asthénosphérique. La principale différence avec le modèle de Calvert *et al.*, 2000 réside dans la géométrie du détachement.

- la rupture longitudinale du panneau plongeant (slab break-off) de Blanco et Spakman, 1993 : ce modèle implique une lithosphère océanique qui se brise, provoquant le collapse de l'orogène sus-jacent.

- le modèle de retrait de la zone de subduction de Lonergan et White, 1997 qui implique une lithosphère océanique qui recule sous l'effet de son propre « poids »

- des modèles plus récents basés sur des observations géophysiques et géologiques à terre ont repris les travaux de Lonergan et White (1997), et ont permis d'améliorer la vision géodynamique du modèle du retrait de la zone de subduction téthysiennne (Gutscher *et al.*, 2002 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Spakman et Wortel, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006, 2008).

Ces modèles sont aujourd'hui toujours très discutés malgré la masse de données lithosphériques à notre disposition.

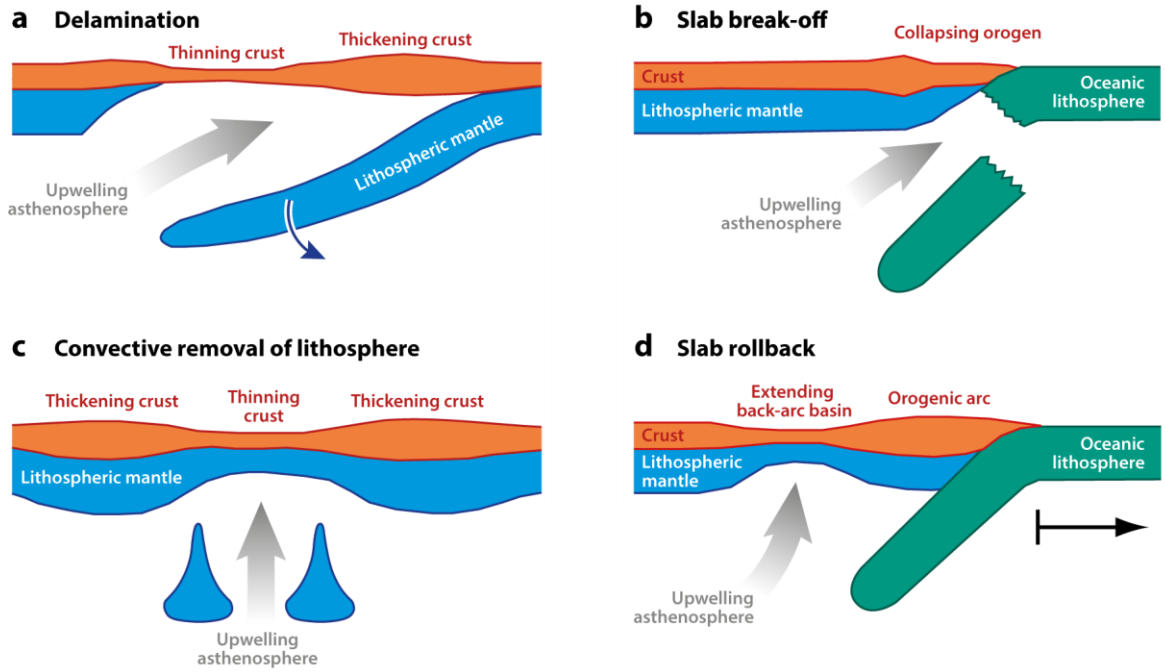


Figure IX-1 : Illustration montrant les différent modèles géodynamiques proposés pour expliquer la déformation du domaine d'Alboran (Platt *et al.*, 2013). a. modèle de délamination de Calvert *et al.*, 2000 ; b. rupture du slab de Blanco et Spakman, 1993 ; c. modèle d'ablation asthénosphérique de Platt et Vissers 1989 ; d. retrait de la zone de subduction de Lonergan et White, 1997.

I.1.2. Contraintes apportées par les études de tomographie sismique et d'anisotropie mantellique

L'observation en profondeur d'anisotropie de vitesses dans le manteau lithosphérique peut permettre de favoriser ou écarter un modèle géodynamique. Les données les plus récentes proviennent d'un projet conjoint d'étude des anisotropies de vitesses sismiques dans le manteau et de la propagation des ondes SKS. Les résultats de ces études montrent la présence en profondeur d'un corps où les vitesses sismiques accélèrent significativement. La géométrie de ce corps plongeant sous Alboran de manière quasiment verticale est suffisante pour expliquer la disparition de l'ancienne lithosphère, probablement océanique, qui séparait l'Ibérie du Maroc (Bezada *et al.*, 2013). D'après ces auteurs, le panneau plongeant est très irrégulier et aurait subi des déformations internes. Que ce soit par tomographie sismique ou par anisotropie des trajets d'ondes SKS dans le manteau, les auteurs s'accordent à dire que le panneau plongeant correspond au reste de l'océan téthysien aujourd'hui passé en subduction.

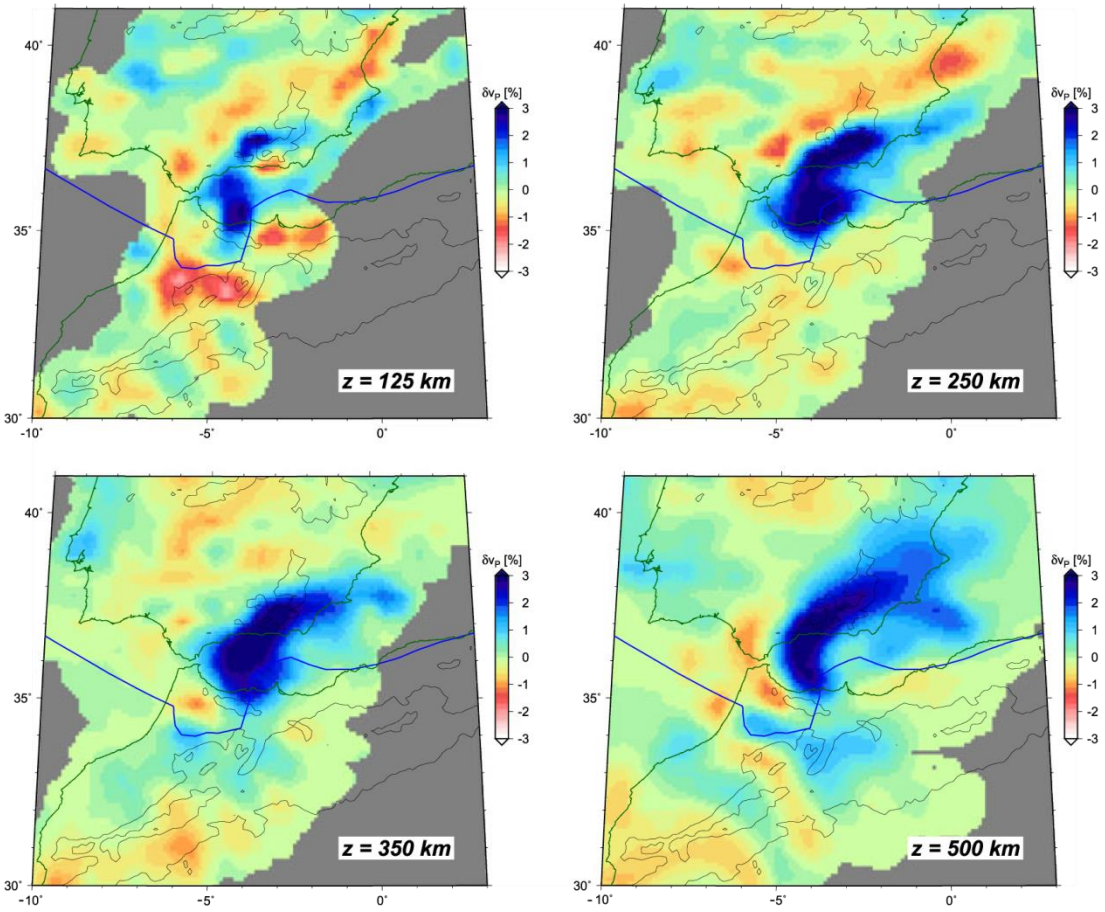


Figure IX-2 : Cartographie de l'anomalie de vitesse (en bleu) en fonction de la profondeur (Alpert *et al.*, 2013).

Ces nouvelles observations viennent confirmer ce qui avait déjà été suggéré et interprété (Spakman et Wortel, 2004) auparavant et par-dessus tout affiner la géométrie du panneau plongeant. La conséquence directe de ces observations est que les modèles liés à la délamination ou ablation convective d'un manteau continental semblent être écartés.

Tout ceci nous amène à renforcer l'hypothèse de la subduction océanique comme étant le mécanisme à l'origine de la déformation du domaine d'Alboran.

I.2. Stratégie d'étude

La plupart des modèles géodynamiques reposent sur un ensemble de données contraignant son évolution, qu'il s'agisse des données magmatiques, tectoniques, métamorphiques ou encore sédimentaires. Afin de mettre en relation les travaux réalisés

dans cette thèse avec les données disponibles dans la littérature, un ensemble de reconstructions paléogéographiques et paléodynamiques a été réalisé. Ces cartes et coupes successives permettront de discuter l'évolution géodynamique générale du domaine d'Alboran, en mettant l'accent sur les facteurs contrôlant la subsidence dans les bassins. Pour se faire, les cartes réalisées se basent sur les reconstructions cinématiques de Dewey *et al.* (1989), Rosenbaum *et al.* (2002b) et Jolivet *et al.* (2006). Un ensemble de cartes paléogéographiques préexistantes sont utilisées afin de replacer la limite entre les zones immergées et émergées (Benson *et al.*, 1991; Dercourt *et al.*, 1993; Meulenkamp et Sissingh, 2003; Gibert *et al.*, 2013).

In fine, l'objectif de cet article est de discuter les mécanismes profonds guidant la subsidence des bassins d'Alboran. Cette information est nécessaire pour tenter de comprendre le comportement thermique des bassins au cours du temps et par conséquent d'en évaluer le potentiel pétrolier.

I.3. Slab roll-back and the Alboran Sea basins

Le manuscrit présenté ci-dessous est en cours d'achèvement. Il résulte de l'ensemble des travaux réalisés sur l'analyse stratigraphique et tectonique du remplissage des bassins sédimentaires du bassin d'Alboran et sur une compilation des principales données magmatiques, tectoniques, métamorphiques et sédimentaires permettant de contraindre l'évolution de la marge nord-africaine vis-à-vis de l'Ibérie. Cet contribution est réalisée en parallèle avec la thèse de Noëmie Lebret et un article en préparation (Annexe 3).Ce travail sera par la suite appelé sous la forme Do Couto *et al.*, in prep[3].

Slab roll-back and the Alboran Sea basins

Damien Do Couto[1,2,3], Noëmie Lebret[4], Laurent Jolivet[4],

Christian Gorini[2,3], Romain Augier[4], Charles Gumiaux[4], Jean-Luc Auxietre[1]

[1] Total S.A., 2 Place De La Coupole, 92078 Paris La Défense Cedex, France (damien.do_couto@upmc.fr)

[2] UPMC Université Paris 6, UMR 7193, ISTEP, 75005, Paris, France

[3] CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

[4] Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France
CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

Keywords : West Alboran Basin ; geodynamics

Introduction

Despite its location within a fast migrating and laterally constrained arc/forearc region above the steep Gibraltar subduction, the West Alboran Basin shows little internal deformation and fast subsidence during the Miocene. A new study of academic and industrials offshore seismic profiles leads to reinterpret its evolution above a retreating slab. In the Mediterranean Sea, post-Eocene geodynamics is governed by northward subduction of the African plate and slab retreat processes causing backarc basins together with extension and collapse of internal zones of orogens (Malinverno and Ryan, 1986; Royden, 1993; Wortel and Spakman, 2000; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna *et al.*, 2001; Jolivet *et al.*, 2008). The present-day complex geometry of these subduction zones results from progressive slab tearing and detachments (Wortel and Spakman, 2000) associated with a complex 3D mantle convection pattern (Jolivet *et al.*, 2009; Faccenna and Becker, 2010). In the western Mediterranean, several backarc basins have opened since the Oligocene following the retreat of the Tethyan slabs: the Liguro-Provençal Basin, Valencia trough, Algerian basin, Alboran Sea and Tyrrhenian Sea (Faccenna *et al.*, 2001). Amongst these basins, the Alboran Sea basin remains one of the most controversial issues in the western

Mediterranean geodynamics. Several hypotheses were proposed so far to explain its formation by extension in the internal zones of the Betics-Rif orocline: (1) extensional collapse of a thickened crust due to convective removal of continental lithospheric mantle (Platt and Vissers, 1989; Platt *et al.*, 2003a) or (2) delamination process (Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000) and (3) westward retreat of the subduction zone (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Gutscher *et al.*, 2002). Recently, various studies based on seismic tomography (Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004; Bezada *et al.*, 2013) as well as mantle anisotropy modelling (Bokelmann *et al.*, 2011; Alpert *et al.*, 2013) re-assessed the retreating slab as the best model to explain the complex geodynamic situation of the area. Several studies pointed out the relation linking the behaviour of Mediterranean slabs in the upper mantle and the tectonic history recorded in the crust (Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004; Jolivet *et al.*, 2006, 2008). In the Alboran area, stretching of the continental crust composing the Betic-Rif and Alboran Sea basement seems to follow the mantle stretching during slab retreat (Jolivet *et al.*, 2009), suggesting that backarc extension in the Alboran Sea is mostly driven from below.

A thick and arcuate sedimentary depocenter called the Western Alboran Basin (WAB; Comas *et al.*, 1999; Do Couto *et al.*, in prep[2]) developed coeval with stretching of the Alboran crust and exhumation of metamorphic core complexes during the Neogene (Platt and Vissers, 1989; Crespo Blanc *et al.*, 1994; Martinez-Martinez and Azañon, 1997; Martinez-Martinez *et al.*, 2004). Its tectonic development and evolution have been a matter of debate depending on the resolution of seismic reflection profiles and various interpretations of the basin fill (Bourgois *et al.*, 1992; Morley, 1992; Comas *et al.*, 1999; Mauffret *et al.*, 2007). The latest tectonic and stratigraphic interpretation of the WAB filling (Do Couto *et al.*, in prep[2]) revealed an original basin evolution made of three phases: (1) a fast Early Miocene rifting initiated by an extensional detachment fault, (2) a Middle to Late Miocene passive filling correlated with a “sag” subsidence and (3) a Late Miocene to present syn-compression sedimentation.

Following up on this new set of observations at the scale of the whole basin we illustrate the tectonic evolution by a series of pelaogeographic reconstructions and discuss the possible causes of the observed fast subsidence and astonishingly weak deformation.We show that the geodynamic evolution of the WAB is mainly controlled by back-arc extension and slab retreat from the Late Oligocene - Early Miocene until the Late Miocene and we conclude that the Western Alboran Basin subsidence has most likely migrated several hundreds of kilometers westward without significant deformation above a retreating slab and that the subsidence is due to the persisting density anomaly of the dipping slab underneath.

2. Geological settings and tectonic framework

2.1. The Betic-Rif orogenic system in the Alpine belt

The Betic-Rif system forms the westernmost part of the Alpine orogenic belt (Fig. 1) and is genetically correlated with the Tellian (northern Algeria) and Apennines (Italy) orogens (Bouillin *et al.*, 1986; Spakman and Wortel, 2004). Formation of these orogens is governed by two opposite polarity subduction systems namely the E-dipping Betic-Alboran and W-dipping Apennines-Calabria subduction zones (Spakman and Wortel, 2004). The Betic-Rif system results from the continental collision between the Alboran domain and the former Iberian and African passive margin during the Miocene (García-Hernández *et al.*, 1980; Platt *et al.*, 2003a; Chalouan *et al.*, 2006; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). Simultaneously, the Internal zones, also referred to as the Alboran domain, underwent an extension of their metamorphic basement (Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jolivet and Faccenna, 2000). From the external toward the internal zones, the Betic-Rif realm is composed of several tectonics domains: (a) two foreland basins namely the Guadalquivir and the Ghard basins; (b) the External Zones of the Betics and Rif; (c) the Flysch Trough units; (d) the metamorphic complexes of the Internal Zones and (e) the Alboran Sea backarc basins.

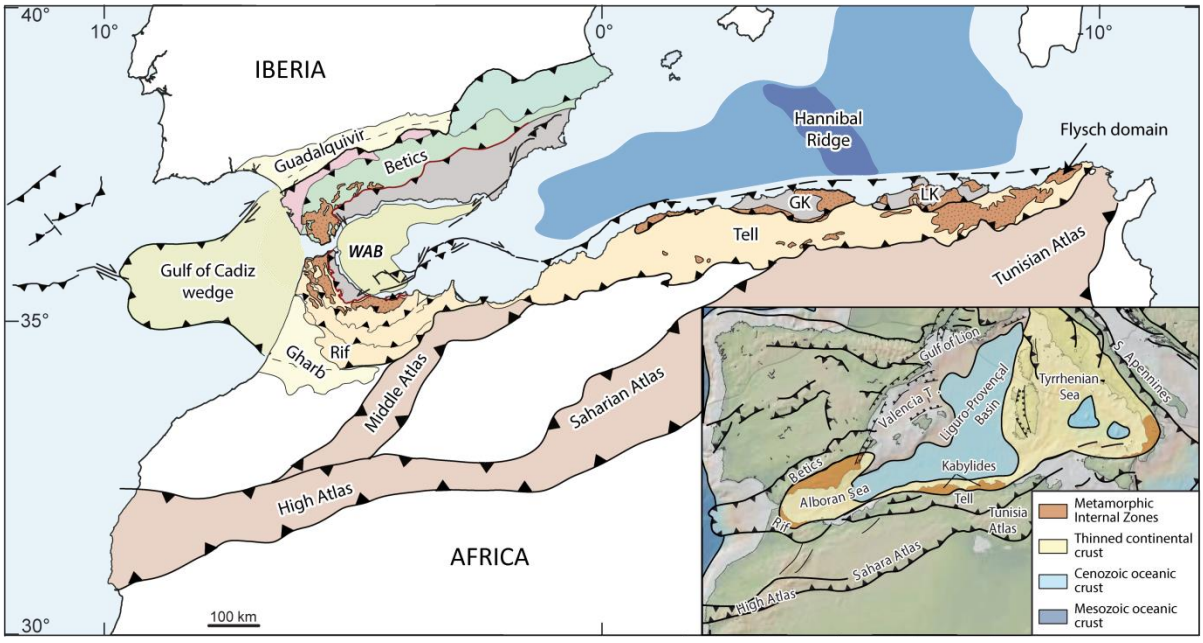


Fig. 50 : Structural maps of the southern margin of the Western Mediterranean Sea representing the main tectonic units and the location of the Western Alboran Basin (WAB). GK: Greater Kabylide; LK: Lesser Kabylide. The inset map shows the location of the Apennines, Tellian, Rif and Betic fold and thrust belts in the western Mediterranean.

The former Iberian and African passive margins compose the fold-and-thrust belts called External zones (Fig. 2), underlining the Gibraltar arc. Made up of Mesozoic and Cenozoic deposits, these units overthrust both the Iberian and Moroccan continental basements respectively during the Late Eocene and Miocene (García-Hernández *et al.*, 1980; Wildi, 1983; Berástegui *et al.*, 1998; Frizon de Lamotte *et al.*, 2004). The tectonic style of these two imbricated stacks is different: the external Betics presents a thin-skinned tectonic style where the upper Triassic evaporites constitute the detachment level; conversely, the external Rif domain presents a thick-skinned structural style (Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). The External Betics are separated in two major paleo-domains called the Subbetic zone, dominated by pelagic slope deposits, and the Prebetic Zone made of shallower marine deposits (García-Hernández *et al.*, 1980). The External Rif is subdivided in three majors tectonic units called from the more distal part of the African paleomargin to the more proximal, the Intrarif, Mesorif and Prerif domains (Durand-Delga and Olivier, 1988).

Two foreland basins were formed throughout the External zones overthrusting, the Guadalquivir basin (north of the Betic cordillera) and the Gharb basin (south of the Rif)(Fig. 1). The stratigraphic succession of the ENE-WSW trending Guadalquivir basin is composed of, at least, Late Langhian to Pliocene marine sediments lying over a chaotic unit mostly composed of reworked and deformed Triassic evaporites (Guadalquivir complex) (Berástegui *et al.*, 1998; Fernàndez *et al.*, 1998; Vera, 2000). The Gharb basin displays a rather similar Middle Miocene to Pliocene sequence (Flinch, 1994; Chalouan *et al.*, 2008). The foredeep subsidence began during the Middle-Late Miocene at the front of the Rif tectonic prism. In the central region, the Rides Prérifaines formed after the emplacement of the External Rif nappe (Sani *et al.*, 2007). They are unconformably overlain by a Miocene molasse that progressively transgressed from the east (Langhian) to the west (Tortonian) (Flinch, 1994; Chalouan *et al.*, 2008). In the Gulf of Cadiz, a thick chaotic body observed in seismic reflection called the Imbricate Wedge (Iribarren *et al.*, 2007) shows a west-migrating thrust system correlated with the chaotic units of the Guadalquivir complex and the Rides Prerifaines (Maldonado *et al.*, 1999; Iribarren *et al.*, 2007).

The Flysch Trough units (or Flysch Complex) are structurally sandwiched between the External and Internal zones (Fig. 1, 2). Composed of four main units on both sides of the Strait of Gibraltar, these deep siliclastics sediments were mostly deposited from the upper Cretaceous to the lower Miocene, and form the so-called Mauritanian and Massylian flyschs (Didon *et al.*, 1973; Guerrera *et al.*, 1993). The Cretaceous flyschs mark deep-sea fan sedimentation developed in front of the stable African plate (Thomas *et al.*, 2010; Guerrera *et*

al., 2012) while the Oligocene – Miocene flyschs are syn-orogenic deposits (Guerrera *et al.*, 2012; Alcalá *et al.*, 2013).

The Internal Zones of the Betic and Rif orogenic belt, also referred to as the Alboran domain, are composed of three metamorphic complexes over-thrusted during the Alpine orogeny. From bottom to top, the Internal Zones are composed of the Nevado-Filabride (NFC), the Alpujarride/Sebtide (ASC) and the Malaguide/Ghomaride (MGC) complexes (Fig. 2; Torres-Roldán, 1979; Martinez-Martinez and Azañon, 1997; Michard *et al.*, 2002). Located between the Malaguide/Ghomaride complex and the Flysch units, the Mesozoic-Paleogene Dorsale Calcaire represents the sedimentary cover of the inner Alboran domain (Chalouan and Michard, 2004; El Kadiri *et al.*, 2006). Nevado-Filabride and Alpujarride/Sebtide complexes underwent a high-pressure (HP) and low-temperature (LT) metamorphism (Puga *et al.*, 2000; López Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 2001; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier *et al.*, 2005). The age of the HP-LT event is not well established for both complexes: (a) it extends from the Early Eocene (Monié *et al.*, 1991), Oligocene (Augier *et al.*, 2005b) to as Late as the Middle Miocene (López Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 2001; De Jong, 2003; Platt *et al.*, 2006) for the Nevado-Filabride complex; (b) and from the Early Eocene to Oligocene for the Alpujarride/Sebtide complex (Monié *et al.*, 1991; Platt *et al.*, 2005; Michard *et al.*, 2006). The three Nevado-Filabride, Alpujarride/Sebtide and Malaguide/Ghomaride complexes are presently separated by crustal-scale extensional shear zones (García-Dueñas *et al.*, 1992; Lonergan and Platt, 1995; Platt *et al.*, 2005; Augier *et al.*, 2005a). The exhumation of the Alpujarride/Sebtide complex occurred during the Early Miocene (22 to 18 Ma) in a N-S to NNE-SSW extensional setting (Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Kelley and Platt., 1999; Platt *et al.*, 2005) while the exhumation of the Nevado-Filabride complex occurred from the Early to the Late Miocene (20 to 9 Ma; De Jong, 1991; Monié and Chopin, 1991; Johnson *et al.* 1997; Augier *et al.*, 2005b; Platt *et al.*, 2005; Vázquez *et al.*, 2011) through a ~E-W regional-scale extension (Jabaloy *et al.*, 1992). Two large bodies of mantle peridotites are found both in Spain (Ronda) and in Morocco (Beni Bousera). These bodies were emplaced inside the Alpujarride/Sebtide complex at around 22 Ma (Esteban *et al.*, 2011) through a basal crustal south-verging thrust (Hidas *et al.*, 2013; Precigout *et al.*, 2013).

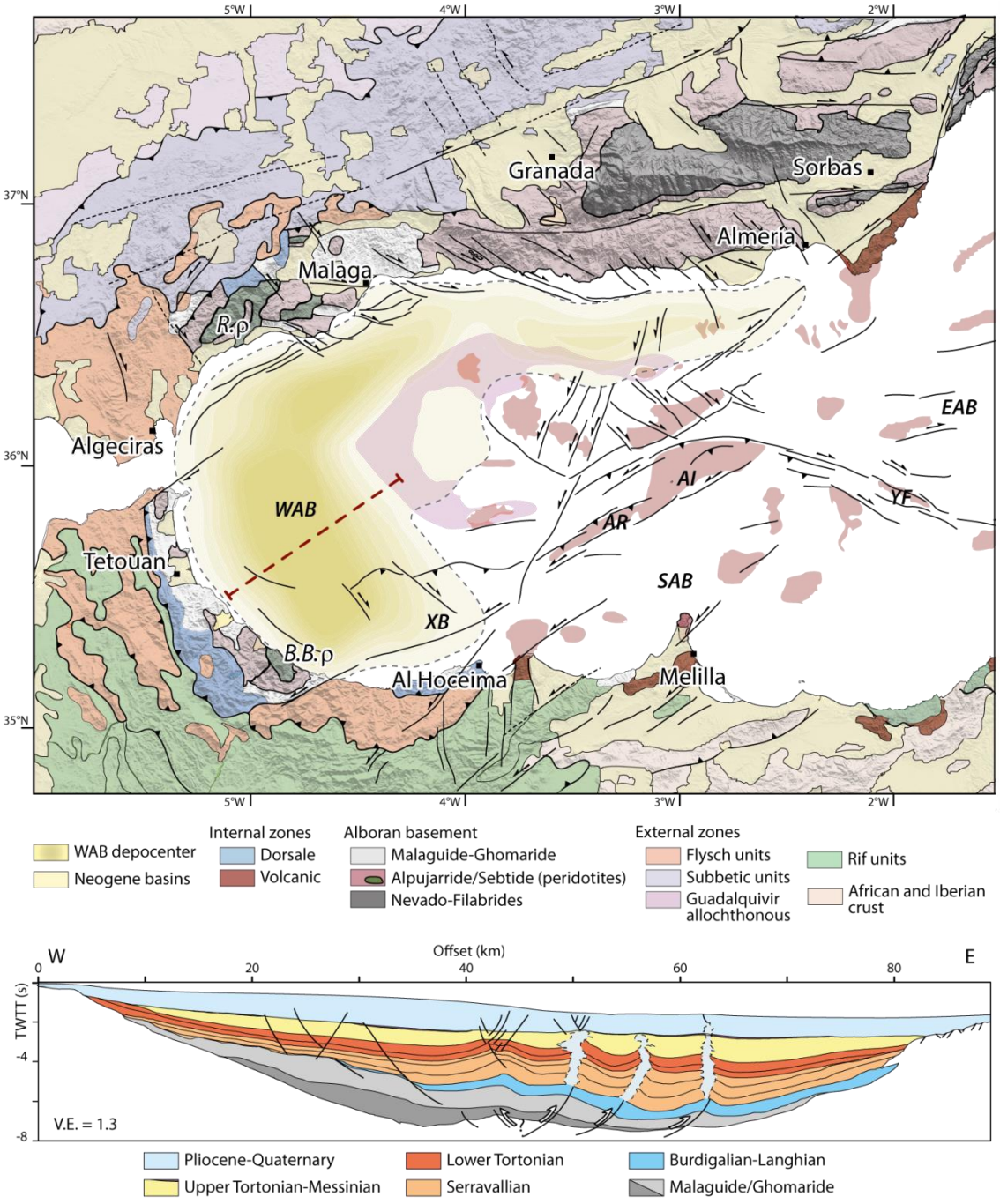


Fig. 51 : Geological map of the Alboran Sea area showing major tectonic features of the Betic and Rif mountain belts and the location of the deepest depocenter in yellow. R.ρ: Ronda peridotites; B.B.ρ.: Beni-Bousera peridotites.

The Alboran Sea basins developed in a backarc context and are composed of several depocenters (Comas *et al.*, 1999) among which the Western Alboran Basin (WAB) represents the thickest and oldest sedimentary accumulation (Soto *et al.*, 1996; Do Couto *et al.*, in prep[2]). The WAB is surrounded to the west by the Gibraltar arc, and to the east by a topographic high composed of metamorphic rocks correlated with the Alpujarride/Sebtide complex (Soto *et al.*, 1999). Its formation started in the Late Oligocene-Early Miocene along

an extensional detachment unroofing the lower Alpujarride/Sebtide complex (Do Couto *et al.*, in prep[2]). The stratigraphic analysis of the WAB revealed a strong Middle Miocene subsidence phase showing a passive filling of a sag-type basin (Do Couto *et al.*, in prep[2]). The evolution of the Alboran basin was also accompanied by several volcanic episodes (Duggen *et al.*, 2004, 2008; Lustrino *et al.*, 2011). Since the Late Miocene, the overall Alboran area is under a compressive stress which intensively deformed its sedimentary filling (Comas *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Chalouan *et al.*, 1997; Do Couto *et al.*, in prep[2]) and folded pre-extensional structures such as the metamorphic domes in Spain and intervening sedimentary basins (Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Weijermars *et al.*, 1985; Vissers *et al.*, 1995; Augier *et al.*, 2013).

2.2. Western Mediterranean geodynamic models and mantle structures

The complexity of the Betic–Rif orogenic system led to different types of geodynamic reconstructions that are currently still debated (Lonergan and White, 1989; Jolivet *et al.*, 2009; Vergés and Fernàndez, 2012; Platt *et al.*, 2013). Most of them propose subduction models involving slab roll-back, delamination, slab break-off or slab tearing (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Gueguen *et al.*, 1998; Calvert *et al.*, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002a; Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004; Jolivet *et al.*, 2006; 2008; Vergés and Fernàndez, 2012). Based upon tomographic imagery and mantle anisotropy analysis and modeling, a rather consensual model raised in the past few years considering the presence of a E-SE dipping slab beneath the Gibraltar-Betics area retreating westward (Lonergan and White, 1997; Gutscher *et al.*, 2002; Rosenbaum *et al.*, 2002a; Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004; Jolivet *et al.*, 2008).

In the Mediterranean Sea, the geometry of subduction zones is clearly delineated by the distribution of seismic velocity anomalies. Tomographic studies revealed the presence of an arcuate, vertically continuous high-velocity anomaly located beneath the western Alboran Sea and southern Spain (Gutscher *et al.*, 2002; Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004; Bezada *et al.*, 2013). This anomaly interpreted as the Alpine Tethys slab remnant, extends continuously from 50km depth to more than 600km (Bezada *et al.*, 2013). At around 150 km depth, the slab displays two perpendicular branches approximately joining below the Western Alboran Basin (Spakman and Wortel, 2004; Bezada *et al.*, 2013). A narrow vertical gap is observed between these two branches above 125 km, individualizing a ~200km length and ~100km width N-S body located beneath the WAB, and a ~150km length and ~60km width W-E body located beneath the Betics (Bezada *et al.*, 2013), the latter being detached from the surface (Spakman and Wortel, 2004; Garcia-Castellanos and Villaseñor, 2011;

Bezada *et al.*, 2013). The high-velocity anomaly describes a nearly vertical body from 350 km up to 600 km depth where the anomaly spreads under Spain. At this depth, a flat-lying piece of subducted slab is imaged east of the Alboran slab and does not appear attached to it (Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004). Together with these observations, geodetic measurements and modelling showed that delamination and rollback of the African continental lithospheric mantle currently possibly occurs beneath the External Rif zone (Pérouse *et al.*, 2010). Figure 3 illustrates the present-day mantle configuration of the area on top of which the Western Alboran Basin is shown.

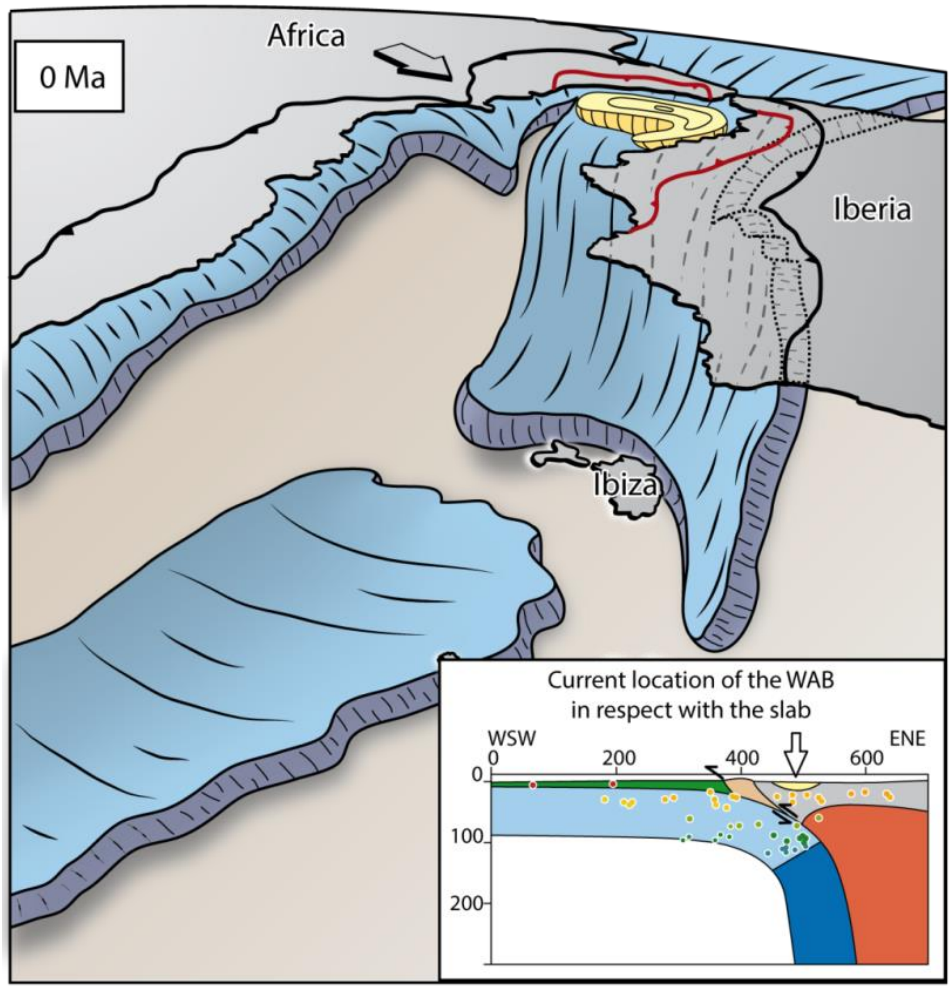


Fig. 52 : Schematic representation of the current mantle configuration beneath the Alboran Sea based on tomographic imaging (Alpert *et al.*, 2013; Bezada *et al.*, 2013). The inset map shows the current Western Alboran Basin location regarding the subducted slab geometry and mean seismicity (modified from Gutscher *et al.*, 2002).

The Alboran area is affected by a large amount of shallow to intermediate-depth seismicity (40-120 km; Gutscher *et al.*, 2002; Buforn *et al.*, 2004; Stich *et al.*, 2006; Ruiz-Constán *et al.*, 2011) and scarce deep earthquakes (>600 km; Buforn *et al.*, 1997). The intermediate-depth seismicity is clustered along a N-S trend beneath the Western Alboran Basin (Fig. 3). Such seismicity has been interpreted as the locus of the subducting plate curvature (Gutscher *et al.*, 2002) where mantle stresses produce down-dip extension in the external arc of the continental slab (Ruiz-Constán *et al.*, 2011). It is worth noting that the Western Alboran Basin (e.g. the main sedimentary depocenter of the area) is located above the slab hinge (Fig. 3).

3. Neogene kinematics and tectonic timing

Hereafter, we will describe the main tectonic and stratigraphic features of the southwestern Tethys domain from the Algerian Tell to the Betic and Rif orogens.

3.1. The North African margin

3.1.1. The Algerian Tell

The Algerian Tell and the Atlas were parts of the southern Tethyan margin during the Mesozoic (Frizon de Lamotte *et al.*, 2011). During the Cenozoic, their overall evolution is marked by a N-S compressional tectonic setting, resulting from the northward African plate movement (Roca *et al.*, 2004). The Algerian Tell is composed from south to north by the External Tell system (or Tellian parautochthon), the Flyschs and the Greater and Lesser Kabylides (Fig. 2).

The External Tell extends from western Algeria to northeastern Tunisia (Domzig *et al.*, 2006) and is formed by a fold-and-thrust belt derived from the North African Tethys paleomargin (Roure *et al.*, 2012). Composed of Jurassic to Upper Cretaceous series, these Tellian units are detached above a sole thrust made up of Triassic evaporites (Wildi, 1983; Roure *et al.*, 2012) and are unconformably covered by the Flysch units (Benaouli-Mebarek *et al.*, 2006; Roure *et al.*, 2012). A primary compression stage occurred in the Eocene (Guiraud, 1998) and was followed by another Early Miocene-Late Miocene compression stage synchronous with the Tellian nappe emplacement (Benaouli-Mebarek *et al.*, 2006). A late post-Miocene compression continues to affect the entire area (Benaouli-Mebarek *et al.*, 2006; Yelles *et al.*, 2009).

The Flyschs represent, as in the Betic-Rif system, the latest sedimentary cover of the Maghrebian Tethys currently exposed in large thrust sheets. They are composed of two main

tectonic units detached from their respective basement and composed of lower Cretaceous-Oligocene and Oligocene-lower Miocene series (Wildi, 1983). The main compressive deformation occurred from the Late Oligocene to the Middle Miocene (Benaouli-Mebarek *et al.*, 2006) and corresponds to back-thrusting over the Kabylides internal units.

The Kabylides massifs, mostly composed of crystalline Hercynian basement formed with the Internal zones of the Betic-Rif orogen, a paleo-continental domain located south to the actual Balearic Islands (Bouillin *et al.*, 1986). They experienced a HP-LT metamorphism coeval with the Alpujarride/Sebtide complex (Monié *et al.*, 1992; Michard *et al.*, 2006) and were also affected by extensional detachments during the Late Oligocene-Early Miocene (Fig. 4; Saadallah and Caby, 1996) followed by brittle normal faulting (Aïte and Gélard, 1997). The Kabylides also acted as the main backstop during the thrust emplacement of the Tellian nappes on top of the North African foreland (Roure *et al.*, 2012).

3.1.2. The Atlas system

The Atlas system mostly consists of Mesozoic and Paleogene series (Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Frizon de Lamotte *et al.*, 2008). Its inversion results from two main tectonic events (Fig. 4; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Roca *et al.*, 2004): a strong Middle Eocene-Late Oligocene compression which developed a set of SW-NE trending folds, followed by a Pliocene-Quaternary Late compression event. An additional Tortonian event has been recognized in the eastern Atlas where the Tell-Rif is thrusting directly over the Atlas system.

3.1.3. The Rifian belt

In the Late Oligocene-Early Miocene (~25–18 Ma), the Ghomaride nappe became eroded, faulted, and progressively submerged (Zaghloul *et al.*, 2003) together with the progressive exhumation of the lower Sebtide unit associated with top-to-N and top-to-NW sense of shear (Fig. 4; see synthesis in Chalouan *et al.*, 2008). From the Early Miocene onward, compressive deformation progressively propagated through the Flyschs, Intrarif, Mesorif and Prerif domains (Fig. 4; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). The External Rif units are detached from the Hercynian basement along a Triassic evaporitic sole thrust (Wildi, 1983; Chalouan *et al.*, 2008) and show a mean SW-directed sense of transport. The southern Nappes Prerifaines are related with the development of frontal and lateral ramps indicating a post-Tortonian southwestward shortening (Chalouan *et al.*, 2006).

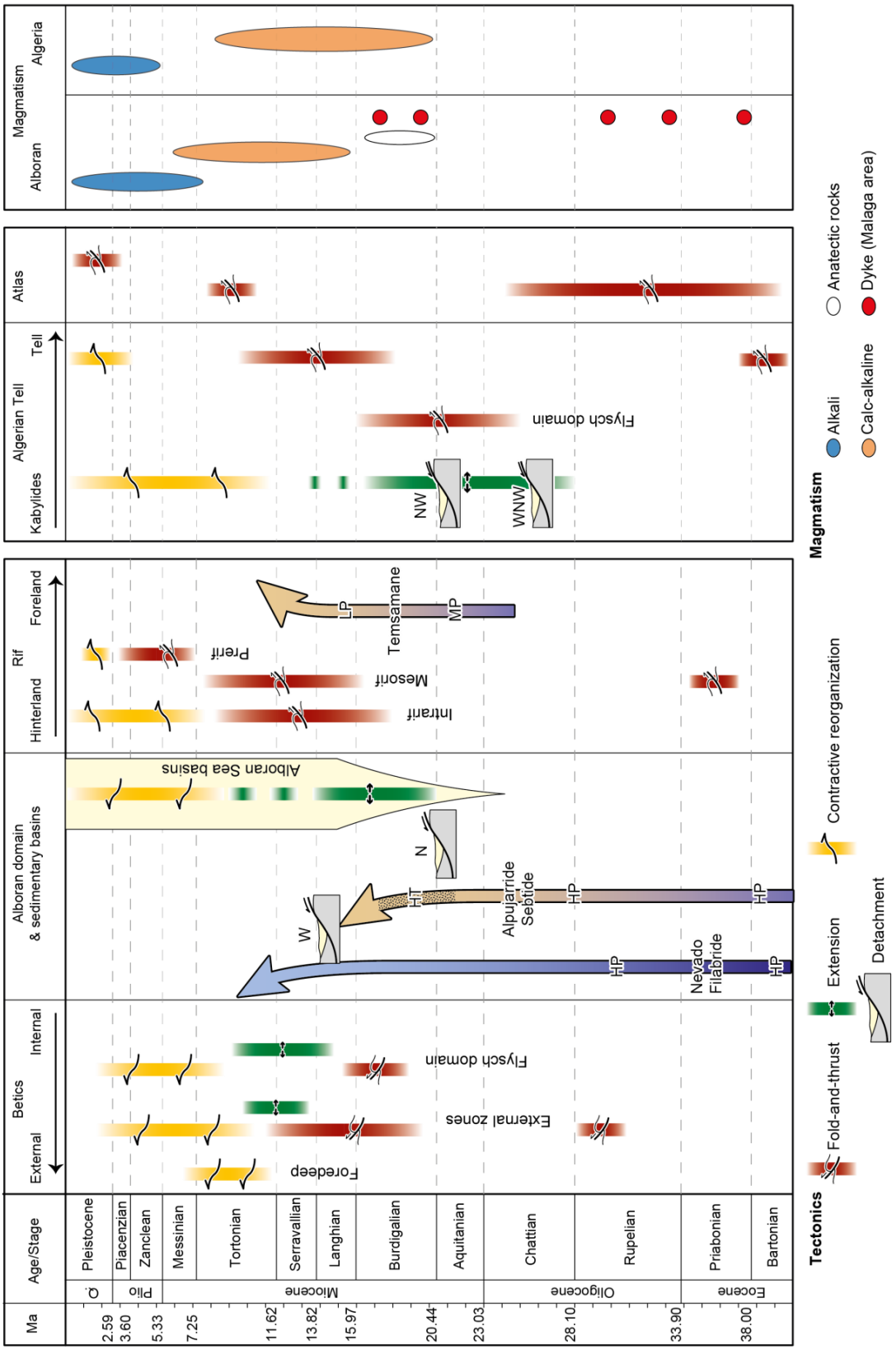


Fig. 53 : Compilation of the main tectonic events affecting the southwestern Mediterranean Sea. Data after: Monié *et al.*, 1992 ; Saadallah, Caby, 1996; Aïte and Gélard, 1997 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Maury *et al.*, 2000 ; Coulon *et al.*, 2002 ; Duggen *et al.*, 2003, 2004 ; Augier *et al.*, 2005a; Guerrera *et al.*, 2005 ; Platt *et al.*, 2005; Benaouali-Mebarek *et al.*, 2006 ; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006 ; Negro *et al.*, 2007, 2008.

Paleomagnetic data show a general counterclockwise rotation of the Rif Dorsale units at the front of the Internal Rif thrust (Platzman *et al.*, 1993; Platt *et al.*, 2003b) as well as the Beni Bousera peridotites (Saddiqi *et al.*, 1995). Rotations of the Rifian units probably occurred since the ca. 20 Ma-old cooling of the Internal Rif (Feinberg *et al.*, 1996). An important counterclockwise rotation has been highlighted in the frontal Intrarif basin (Cifelli *et al.*, 2008) arguing that a significant vertical axis rotation occurred from Late Miocene to recent.

3.2. The South Iberian margin

A primary Late Eocene-Early Oligocene shortening episode has been documented in the northeastern Subbetic Zone (Lonergan, 1993). The main collision of the Betic Internal Zone on the Iberian paleomargin started in the Late Aquitanian (Geel *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano and Vera, 1992) triggering inversion of the rifted paleomargin (García-Hernández *et al.*, 1980). The main shortening of the External Betics took place during Burdigalian-Langhian (Fig. 4; Vera, 2000; Meijninger and Vissers, 2007) coeval with the foredeep olistostromic deposition of the Guadalquivir basin (Berástegui *et al.*, 1998). The main shortening and folding events also took place in the Burdigalian to Langhian (Fig. 4; Crespo-Blanc and Campos, 2001; Luján *et al.*, 2003). During this period, the Internal Zones record a top-to-N extensional shearing of the Malaguide/Alpujarride contact (Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Kelley and Platt., 1999; Platt *et al.*, 2005).

Paleomagnetic data evidenced an overall clockwise rotation of the External Zones (Platzman, 1992; Allerton *et al.*, 1993, 1994; Platt *et al.*, 1995, 2003b) as well as the Ronda peridotites massif (Feinberg *et al.*, 1996). As in the Rif, paleomagnetic rotations continued after Late Miocene, enhancing the role of vertical axis rotations in the recent tectonic evolution of the Gibraltar Arc (Mattei *et al.*, 2006).

4. Paleogeographic reconstructions

The following reconstructions (Fig. 5-9) were created from the paleokinematic reconstructions of Jolivet *et al.* (2006) which are based on the kinematic parameters of Dewey *et al.* (1989) and Rosenbaum *et al.* (2002b) for the large plates motion. Paleo-coastlines were taken from various sources (Benson *et al.*, 1991; Dercourt *et al.*, 1993; Meulenkamp and Sissingh, 2003; Gibert *et al.*, 2013) and adapted based on our own observations (Do Couto *et al.*, in review[2,3]) knowing that the more recent are the

reconstructed paleo-coastlines, the more accurate are their contours. Magmatic events in relation with the geodynamic evolution are also plotted on the reconstructions (Maury *et al.*, 2000; Coulon *et al.*, 2002; Duggen *et al.*, 2003, 2004; Lebret *et al.*, in prep). In the following we present five main successive periods from the Late Oligocene to the Present through which the creation, development and migration of the Western Alboran Basin will be discussed. Paleogeographic maps were built relative to Iberia, backward in time but will be presented from the oldest to the latest.

4.1. Oligocene (Fig. 5)

In the Oligocene (30-25 Ma), the N-dipping subducted slab draws a ~NNE-SSW oriented front which progressively retreats toward the North African margin. Far-field effects of this ongoing southward movement are characterised of an intracontinental shortening in the Mesorif unit (Michard *et al.*, 2002) and subsidiary shortening along the Atlas system previously build up in the Eocene (Fig. 4; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000, 2008). In Algeria, the compressive front of the Kabylides starts to overthrust the Flysch units (Vergés and Sàbat 1999; Frizon de Lamotte *et al.* 2000, 2002). Conversely, the Algerian Tell records a phase of tectonic quiescence (Fig. 4). The Latest Oligocene is marked by the intracrustal emplacement of peridotites slices within the alpujarride units (Hidas *et al.*, 2013; Precigout *et al.*, 2013).

The internal Alboran domain progressively emerges, as the Malaguide-Ghomaride nappe becomes the source of the External Betic foredeep sediments (Vera, 2000). The first magmatic occurrence is characterised by tholeiitic dyke intrusions (Turner *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2004) in relation with the extensional deformation affecting the upper Malaguide/Ghomaride nappe (Zaghloul *et al.*, 2003; Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008). This extensional deformation results in the formation of small-scale satellite basins where sedimentation was mostly terrigenous. In the Late Oligocene, top-to-the N detachment tectonics led to the progressive unroofing of the Alpujarride/Sebtide basement currently forming the topographic high of the Alboran Sea (Fig. 2). The geometry of Malaguide/Ghomaride sequence observed in the WAB suggests a SW-dipping detachment fault controlling the deposition of sediments and unroofing the Alpujarride/Sebtide complex.

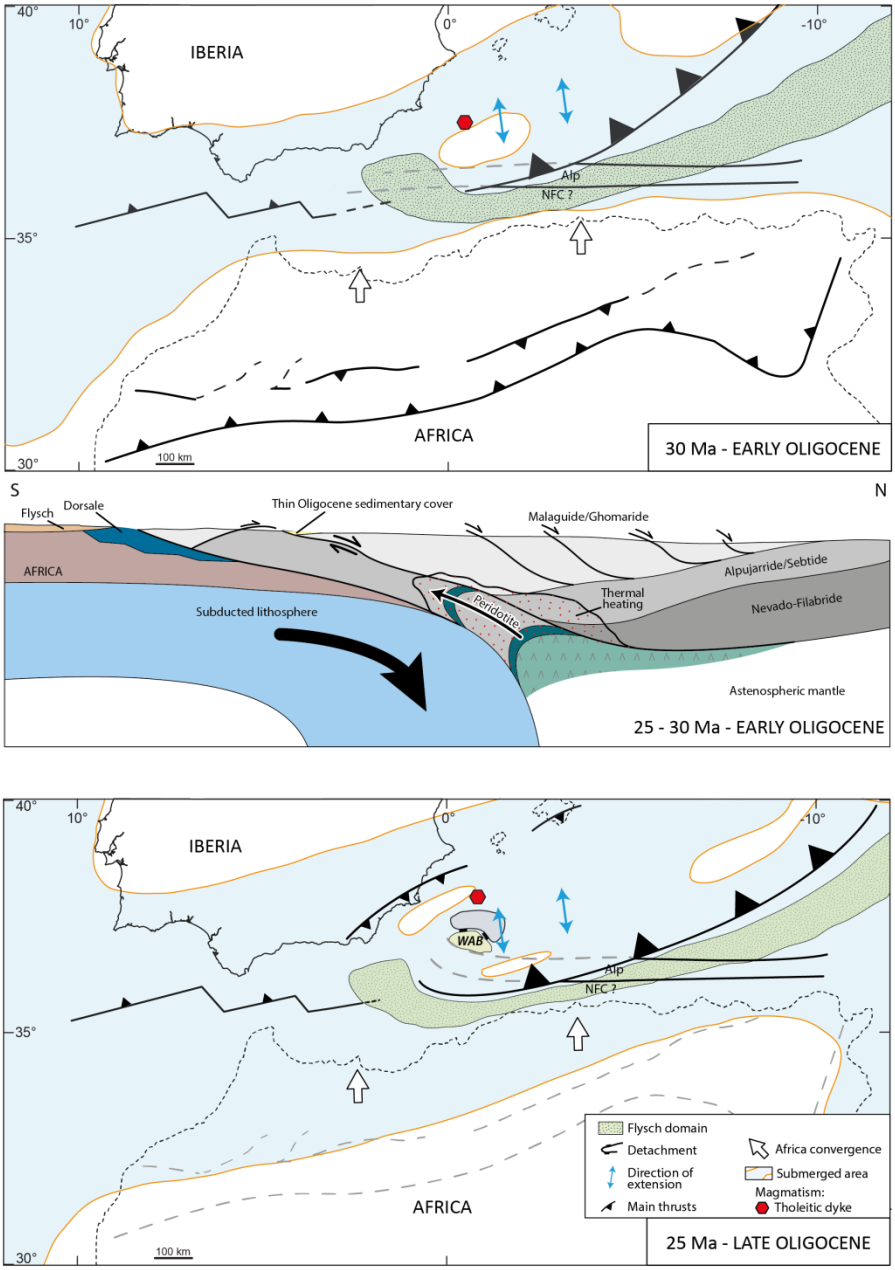


Fig. 54 : Paleogeographic maps of the southwestern Mediterranean region at the Oligocene and a synthetic N-S cross-section displaying the main tectonic units and processes.

4.2. Aquitanian-Burdigalian (Fig. 6)

The southward retreat of the N-dipping subducted slab reaches the African plate and the first calc-alkaline magmatism arises in Algeria (Maury *et al.*, 2000). Its specific geochemistry tends to reflect a slab tearing episode beneath the African margin (Maury *et al.*, 2000). In Algeria, the Early Miocene is marked by a major decoupling within the Flysch

units (Saadallah and Caby, 1996) in relation with the development of a major N-verging backthrust at the base of the Flysch units. N-verging extensional detachment allows the exhumation of metamorphic core complexes composing the internal Kabylides (Saadallah and Caby, 1996). This event is coeval with S-directed thrusting of Algerian Tell units to the south (Roca *et al.*, 2004). This period sees the inception of the nappe emplacement in the frontal zones of the Betics and the Rif (Fig. 4; Lonergan and White, 1997; Platt *et al.*, 2003a). The Alpujarride/Sebtide complex records syn-exhumation deformation associated with N-S to NE-SW trending stretching lineations (Crespo Blanc *et al.*, 1994, Crespo Blanc, 1995; Balanya *et al.*, 1997; Platzman and Platt, 2004; Rossetti *et al.*, 2005; Negro *et al.*, 2008). A Late Aquitanian thermal event affects the whole Alboran domain (Comas *et al.*, 1999; Soto and Platt, 1999) producing anatectic rocks (Fig. 4). This event has been correlated with an influx of hot asthenosphere material (Negro *et al.*, 2006).

The Burdigalian then sees a rotation of the direction of extension from N-S to E-W (Jolivet *et al.*, 2008). This particular change has been interpreted as resulting from a westward slab tearing of the North African slab (Jolivet *et al.*, 2006). Contemporaneously with this drastic change of extensional direction, the Western Alboran Basin receives its first sedimentary sequence unconformably covering the Malaguide/Ghomaride-Alpujarride/Sebtide extensional contact (Do Couto *et al.*, in prep[2]). In order to accommodate the exhumation of the Ronda and Beni Bousera mantle peridotites, the Malaguide/Ghomaride/Alpujarride/Sebtide contact visible in the WAB probably acts as a NE-verging detachment.

4.3. Langhian-Serravallian (Fig. 7)

The Early Miocene-Middle Miocene transition marks a counterclockwise rotation of the direction of the African plate convergence (Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum *et al.*, 2002a). Paleodynamic reconstructions correlate this rotation with a significant westward movement of the subduction zone (Lonergan and White, 1997; Jolivet *et al.*, 2003, 2006). Extension progressively stops in the Liguro–Provençal Basin and then migrates east of Sardinia in the Tyrrhenian back-arc domain (Jolivet *et al.*, 1998; Faccenna *et al.*, 2001) and west to the N-S oriented Hannibal Ridge anomaly (Mauffret *et al.*, 2004). There, back-arc extension takes place in the Algerian-Balearic basin with a rapid westward development (Mauffret *et al.*, 2004; Booth-Rea *et al.*, 2007). This westward shift has been interpreted as the result of the roll-back and steepening of a narrow remnant of slab (Duggen *et al.*, 2005) or as the lateral tearing of the Tethys lithosphere subducted beneath the Betics (Wortel and Spakman, 2000).

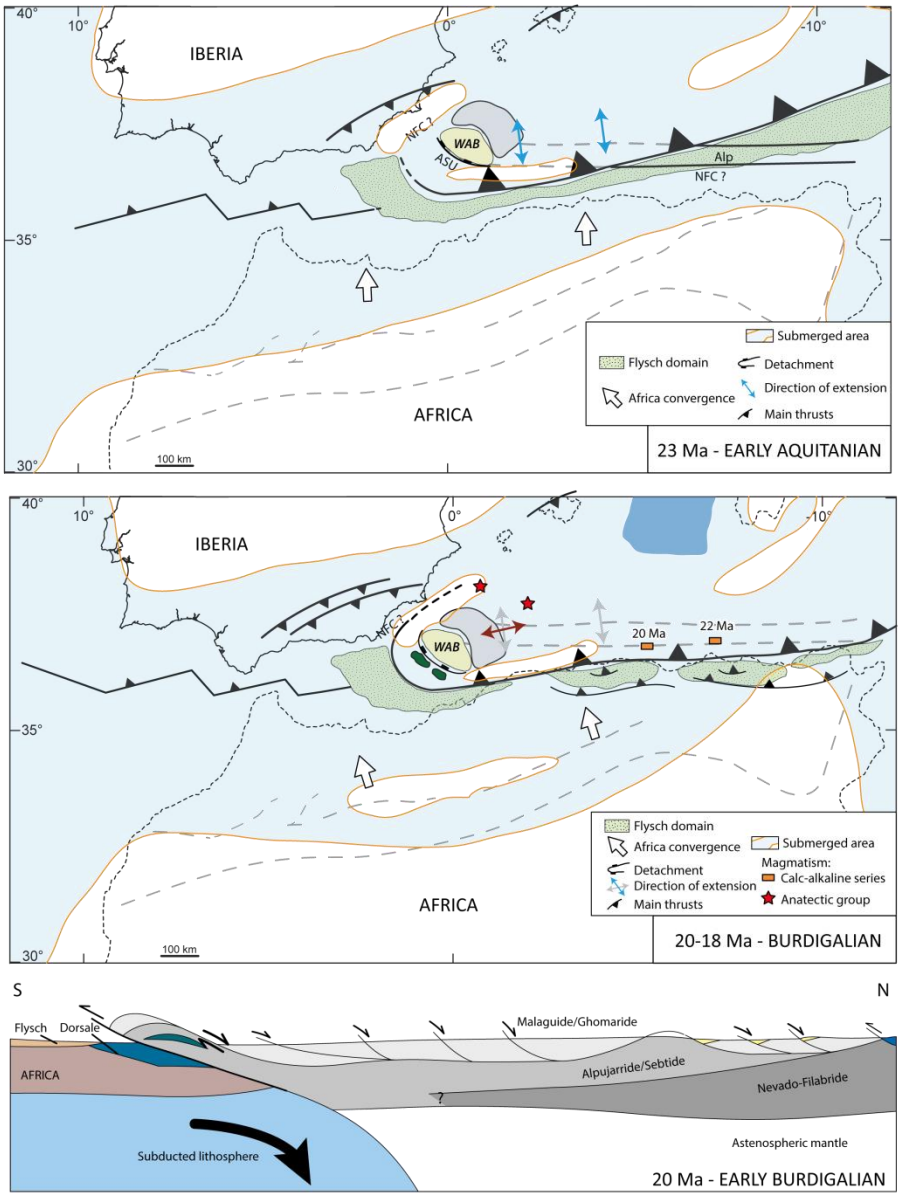


Fig. 55 : Paleogeographic maps of the southwestern Mediterranean region at the Early Miocene and a synthetic N-S cross-section displaying the main tectonic units and processes.

In Algeria, this period corresponds to the main fold-and-thrust building of the external Algerian Tell (Benaouli-Mebarek *et al.*, 2006) and foreland basin development. Calc-alkaline volcanism continues to spread westward until it reaches the eastern and central Alboran domain at the end of Serravallian (Fig. 7).External Zones of the Betic and Rif areas are also marked by the forelandward progression of the compressional deformation, oblique collision in the Rif (Chalouan *et al.*, 2006) as well as the development of both the Guadalquivir and Gharb basins (Fig. 4, 7). The shortening affecting the Flysch domain progressively diminishes and local extension can be observed (Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). At that time, the Gulf of Cadiz Imbricate Wedge developed in front of the migrating

arcuate orogen (Maldonado *et al.*, 1999; Medialdea *et al.*, 2004). The Betic Internal Zones are marked by E–W extension with top-to-the W shearing of the lowermost Nevado-Filabride complex (Fig. 7; Augier *et al.*, 2005; Johnson *et al.*, 1997). The Latest Serravallian extensional tectonics causes basin subsidence in the Betics and then sees the early formation of the Huércal-Overa and Sorbas basins between the exhumed metamorphic domes (Ott d´Estevou and Montenat, 1990; Augier *et al.*, 2013; Do Couto *et al.*, in review[3]).

In the Langhian, sedimentation in the Western Alboran Basin and currently emerged peripheric basins is characterized by olistostromic formations made up of external zones blocks embedded in a shaly matrix showing overpressured levels in the deep basin (Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008; Suades and Crespo-Blanc, 2013; Do Couto *et al.*, in prep[2]). The transition to the Serravallian is well-marked in the basin by an unconformity below a thick Serravallian siliciclastic sequence characterized by turbiditic deposits (Do Couto *et al.*, in prep[2]). Offshore the Spanish margin, Serravallian deposits unconformably cover the oldest extensional system coeval with the formation of the Alboran basin (Martínez del Olmo and Comas, 2008). Offshore Morocco, the architecture of this sequence points to a sudden acceleration of subsidence in the WAB and a sag-type behaviour (Do Couto *et al.*, in prep[2]). This observation can be correlated with the still attached subducted slab underneath the North African margin and beneath the Betics.

4.4. Tortonian (Fig. 8)

The Tortonian is a turning point in the evolution of the Betic-Rif orogen. At that time, the opening of the western Mediterranean basin is now complete and the westward escape of the Alboran domain nearly stops as it has been observed in the Gulf of Cadiz and in the Flysch domain (Medialdea *et al.*, 2004; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). In Algeria, deformation is mostly driven by the ongoing NW-verging African plate convergence. A Late Miocene compressive event reactivates Atlas structures (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008). The Algerian domain is dominated by compressive tectonics in particular in the Kabylides, when a tectonic quiescence period is observed in the External Zone (Benaouli-Mebarek *et al.*, 2006). Offshore Algeria, this period corresponds to the thrusting of the African crust over the Algerian basin (Mauffret *et al.*, 2006). Calc-alkaline volcanism continues to migrate toward Tunisia as well as toward the Alboran domain, which becomes the main volcanic province (Fig. 8). In the eastern Rif, the final oblique emplacement of the Alboran domain over the African plate is also marked by the top-to-the SW exhumation of the Temsamane units (Fig. 8; Booth-Rea *et al.*, 2012).

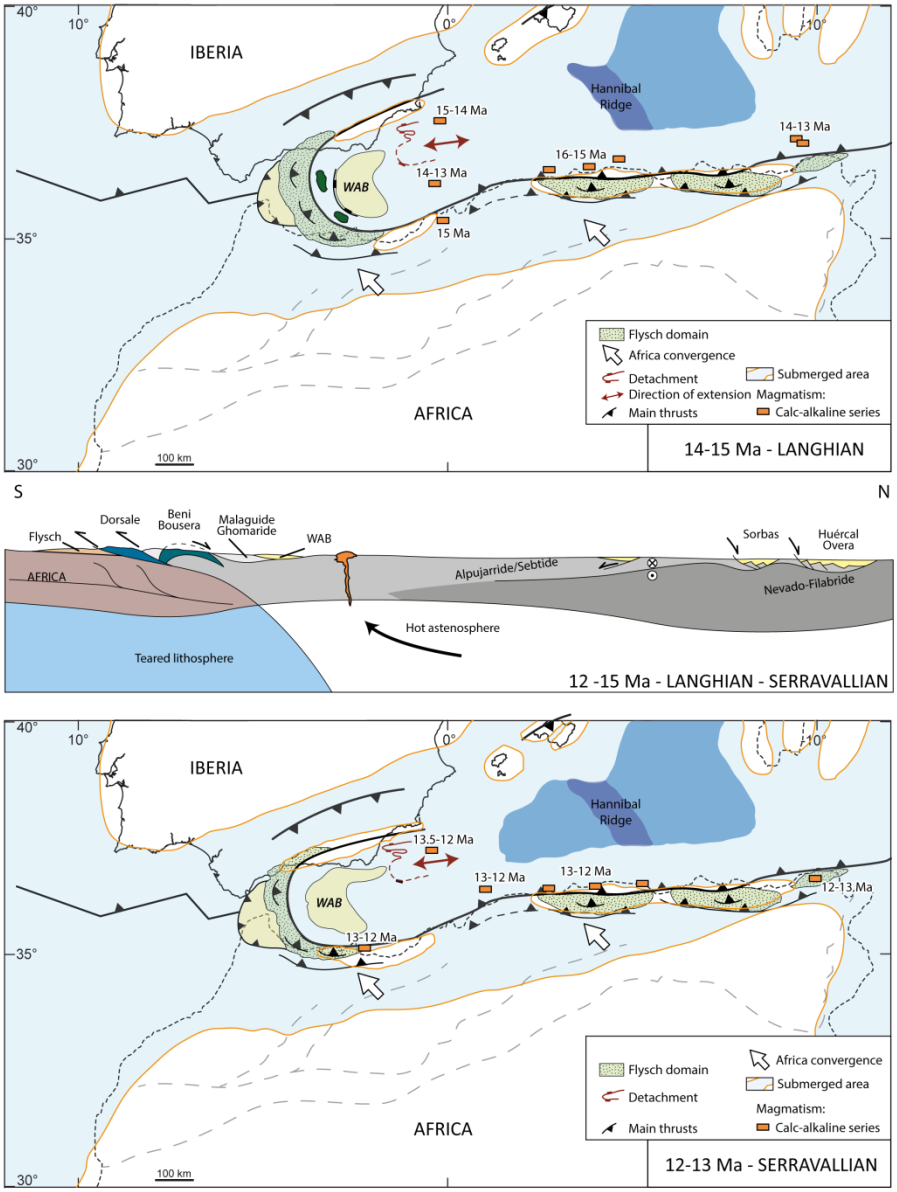


Fig. 56 : Paleogeographic maps of the southwestern Mediterranean region at the Middle Miocene and a synthetic N-S cross-section displaying the main tectonic units and processes.

Tortonian deposits observed in the Betics seal the latest top-to-the WSW extensional shear zone (Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Augier *et al.*, 2013). In the southeastern Betic Cordillera, the Early Tortonian is characterised by the prosecution of extensional tectonics and basin subsidence (Ott d´Estevou and Montenat, 1990; Augier *et al.*, 2013; Do Couto *et al.*, in review[3]). Such extension lasts until ~9 to 8 Ma when an uplift of the basin basement is recorded and extensional basins become partly inverted under the NNW convergence of the African and Eurasian plates (Weijermars *et al.*, 1985; Vissers *et al.*, 1995; Augier *et al.*, 2013; Do Couto *et al.*, in review[3]).

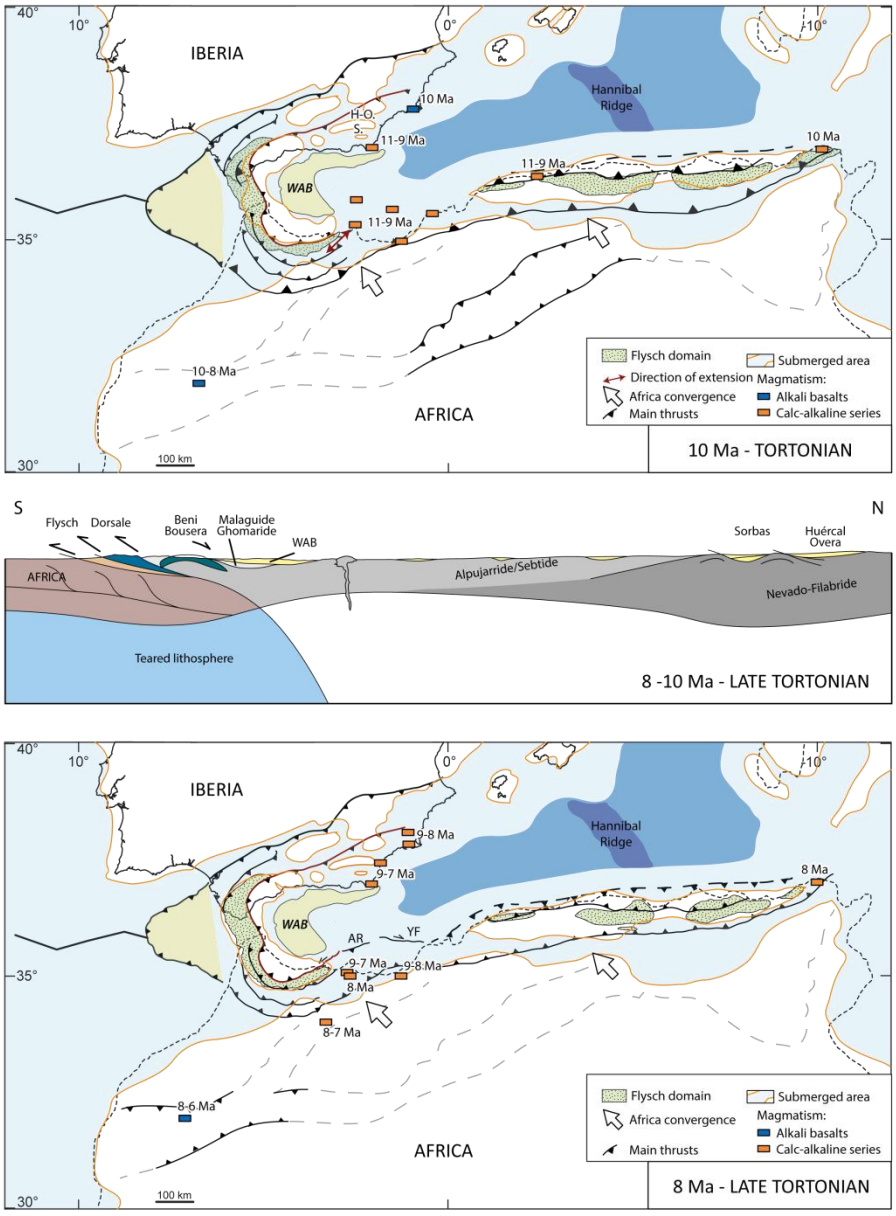


Fig. 57 : Paleogeographic maps of the southwestern Mediterranean region at the Late Miocene and a synthetic N-S cross-section displaying the main tectonic units and processes. H-O: Huércal-Overa; S: Sorbas; AR: Alboran Ridge; YF: Yusuf Fault.

The Tortonian sedimentation in the WAB is marked by two thick siliciclastics sequences made of turbiditic layers interbedded in hemipelagic sediments (Comas *et al.*, 1999; Do Couto *et al.*, in prep[2]). These two sequences are separated by a striking unconformity marking the onset of the compressive strain affecting the entire Alboran area (Martínez-García *et al.*, 2011, 2013; Do Couto *et al.*, in prep[2]). In the Alboran Sea, this intense compression is accommodated along several strike-slip faults such as the left-Lateral Xauen-Alboran Ridge and Carboneras faults associated to the right-Lateral Yusuf Fault (Fig.

8; Chalouan *et al.*, 1997; Ballesteros *et al.*, 2008; Martínez-García *et al.*, 2011, 2013). A roughly NNW-SSE oriented strike-slip fault zone also affects the WAB (Do Couto *et al.*, in prep[2]). In the Betic Cordillera, compression results in the progressive uplift of various intramontane basins (Iribarren *et al.*, 2009).

4.5. Messinian to present (Fig. 9)

The ongoing African plate convergence accentuates the northward thrusting of the African crust over the Algerian Basin (Domzig *et al.*, 2006). At Tortonian/Messinian boundary, the geochemistry of the volcanism of the area shows a calc-alkaline/alkaline transition now dominated by the influx of hot asthenosphere rather than by subduction-related mantle melts (Duggen *et al.*, 2004; Lebret *et al.*, in prep). This observation can be interpreted as the ultimate sinking of the Betic part of the slab previously torn and detached (Wortel and Spakman, 2000; Bezada *et al.*, 2013).

Geodynamic reconstructions of the Messinian and present-day stages are relatively similar (Fig. 9). Since the Latest Tortonian, the Betic-Rif system is subjected to a N-S compression and the E-dipping slab remains active (Comas *et al.*, 1999; Gutscher *et al.*, 2002; Duarte *et al.*, 2013). During the Messinian, this N-S compression together with eustatic fluctuations, progressively close the messinian corridors filling the Mediterranean Sea with Atlantic waters ending with the Messinian Salinity Crisis (Hsü *et al.*, 1973; Jolivet *et al.*, 2006; CIESM, 2008; Do Couto *et al.*, in review[3]). Deformation of the WAB still goes on and is marked by the inversion of the Xauen-Alboran Ridge transpressive fault (Woodside and Maldonado, 1992; Watts *et al.*, 1993; Comas *et al.*, 1999; Gràcia *et al.*, 2006; Martínez-García *et al.*, 2011, 2013). Long-term effects of this shortening strain tend to delineate a domain escaping toward the southwest (Noquet, 2012 and references therein) while the African crust slides against the Alboran domain (Tahayt *et al.*, 2008).

Since the Late Tortonian and the tectonic inversion, the Alboran basin acts as a flexural basin. The post-Messinian reflooding of the area is outlined by a large amount of contourite systems induced by currents affecting the Mediterranean in the Plio-Quaternary (Alonso *et al.*, 1999; Palomino *et al.*, 2011; Somoza *et al.*, 2012).

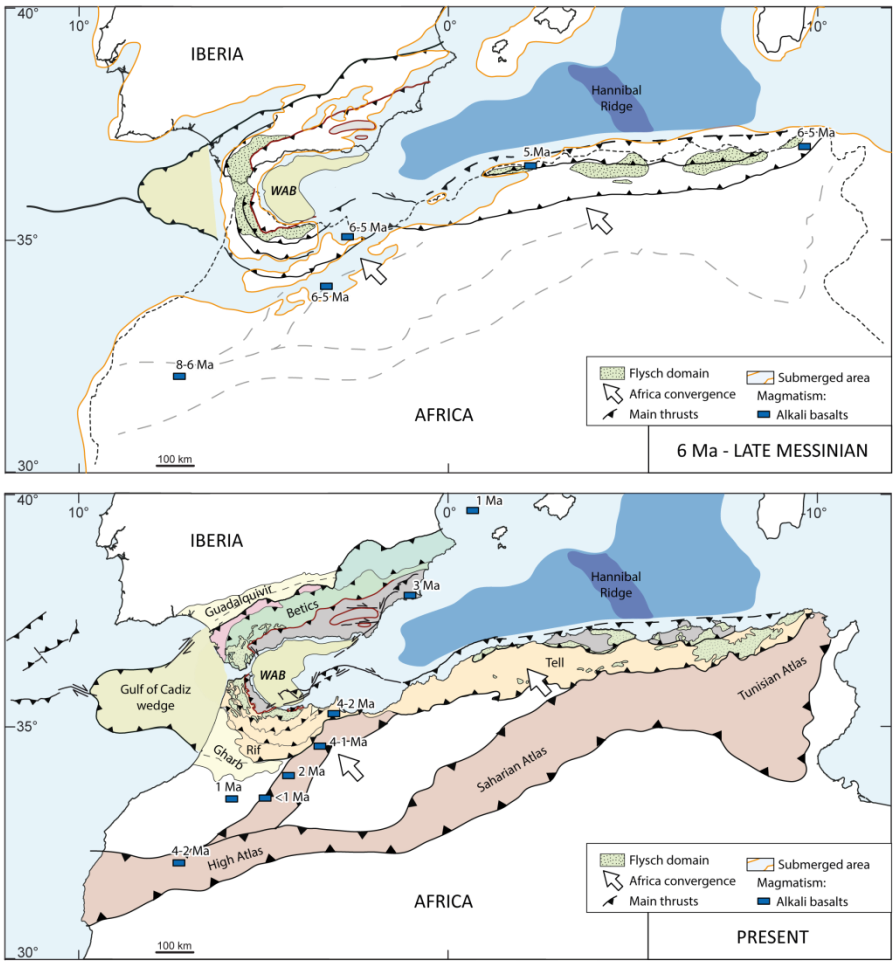


Fig. 58 : Paleogeographic maps of the southwestern Mediterranean region from the Messinian to present.

5. **Discussion**

5.1. The Alboran domain location in the Early Miocene

Kinematic models proposing a slab rollback evolution of the westernmost Mediterranean involve a trench displacement of about 200 to 800 km (Rosenbaum *et al.*, 2002a; Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004; Jolivet *et al.*, 2008). The reconstructed location of the internal Alboran domain thus appears highly variable. It has furthermore been interpreted either as part of the Iberian margin or as an isolated microcontinent within western Tethys (Michard *et al.*, 2006). The farthest location puts the internal Alboran domain at the emplacement of the present-day Valencia trough (Rosenbaum *et al.*, 2002a), while alternative models proposed a more autochthonous origin south to the present-day Balearic Island (Lacombe et Jolivet, 2005; Jolivet *et al.*, 2006). This assumption has been re-assessed by Chalouan *et al.* (2008) on the basis of plate kinematic reconstructions of Schettino and Turco (2006). Such location is likely to justify the African

craton source and paleogeographic extension of the Flychs units south to the Alboran domain (Thomas *et al.*, 2010; Guerrera *et al.*, 2012; Alcalá *et al.*, 2013), as well as the Iberian craton provenance of plutonic pebbles retrieved form the Oligocene-Miocene cover of the Malaguide-Ghomaride complex (Gigliuto *et al.*, 2004; Puglisi, 2008). We therefore adopt this configuration as the locus of the Alboran domain during the Early Miocene (Fig. 5). From the Early Miocene onward, our paleogeographic reconstructions indicate a westward slab retreat of about 600 to 700 km at an average velocity of 5 to 6 cm/yr (Fig. 5 to 9). Such amount of displacement is in agreement with previous estimates (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997). The main acceleration step took place between the Burdigalian - Serravallian as the slab progressively detached along the North African margin and then beneath the Betic Cordillera (Jolivet *et al.*, 2006). This rapid westward roll-back led the Alboran domain to overthrust the Flysch domain toward the east, the External Betics toward the north and the External Rif toward the southwest. A decrease of roll-back velocity occurred in the Late Miocene, coeval with the resumption of compression after ca. 8 Ma.

5.2. Causes of the subsidence and migration of the WAB

By comparison with other onshore basins on the Betic and Rif belts, the Western Alboran Basin is surprisingly thick and little deformed, apart from recent compressional structures (Do Couto *et al.*, in prep[2]). A thick pile of sediments has been accumulated from the Early Miocene to the Present with a depocenter that has not moved significantly with respect to its basin outlines. During westward slab retreat, one could have expected instead a migrating depocenter and overall regional extensional deformation. However, each sedimentary sequence unconformably covers the lower one leading to the expansion of the basin area (Do Couto *et al.*, in prep[2]). In comparison, onshore extensional basins are much thinner and affected by numerous normal faults and detachments (Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Meijninger and Vissers, 2006; Augier *et al.*, 2013; Do Couto *et al.*, in review[3]). Such difference in the tectonic style suggests a distinct process originally. The WAB must then have migrated together with the slab without significant deformation, while the metamorphic zones underneath were extracted below a series of detachments. Extensional detachments usually do not produce deep and thick basins, as they on the opposite tend to smear the deposition of sediments while progressively offsetting depocenters. The post-Caledonian Devonian basins of Norway are examples of this behaviour (Seranne and Séguret, 1987; Osmundsen and Andersen, 1994). In the Betic-Rif realm, this is also the case for the Huércal-Overa basin or the Berja area (Crespo-Blanc *et al.*, 1995; Crespo-Blanc, 1995; Meijninger and Vissers, 2006; Augier *et al.*, 2013).

The WAB departs from this behaviour. One solution to explain a seemingly stable basin within such an unstable environment with a fast migrating upper plate and a constrained environment is to admit that the basin has always been situated above the hinge of the retreating slab like in the present-day situation depicted in Gutscher *et al.* (2002) (Fig. 2). The cause for the subsidence would be the constant presence of a dense anomaly at depth below the WAB that would depress the surface of the upper plate lithosphere and open an accommodation space for sediment deposition (Fig. 10). As the slab migrates westward, this depocenter would migrate at the same rate while the underlying metamorphic domain is exhumed to the east and the crust is progressively thinned (Fig. 10). Such mechanical behaviour has been invoked to explain the subsidence and deformation of the Transylvanian sag basin (Tilitca *et al.*, 2013) and the larger intra-Carpathians realm (Matenco *et al.*, 2007; Ismail-Zadeh *et al.*, 2012), as well as in the North American Western Interior Basin (Liu *et al.*, 2011).

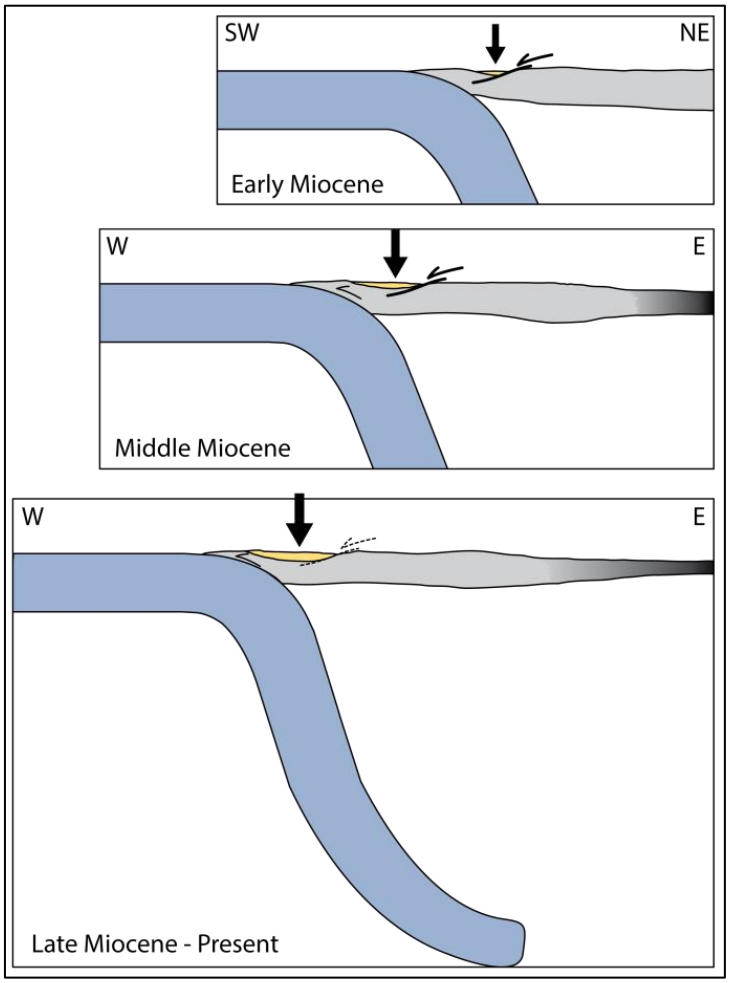


Fig. 59 : Schematic cross-section perpendicular to the subduction showing the Western Alboran Basin formation and evolution with respect to the roll-back of the slab and the exhumation of the metamorphic basement. Black arrow localizes the main subsidence.

5.3. Geodynamic, tectonic and sedimentary implications

After a major change in the Mediterranean subduction regime during the Oligocene (Rehault *et al.*, 1984; Faccenna *et al.*, 1997; Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet *et al.*, 2008), the Tethyan subduction progressively retreated toward the south. From ~30 to 20 Ma, the Tethyan slab retreated toward the North African margin (Fig. 5). The Alboran domain was consequently subjected to N-S extension that led to the formation of low-angle normal faults in the Alpujarride/Sebtide complex following N–S ductile stretching. At that time, the WAB and adjacent small-scale satellite basins were formed. According to the primary depositional lithology known as the Ciudad Granada-Fnideq formations, the first resulting subsidence pulse was relatively low, characterized by coarse-grained conglomerates and pebbly sandstones evolving to more distal shale and turbidites (Zaghloul *et al.*, 2003; Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008). The dispersal of these outcrops as well as their subsequent tectonic deformation render the construction of a paleogeographic map showing the basin connections through time difficult. Nevertheless, the common subsidence and sedimentation histories undergone by southern Betics and Rif subbasins suggest an interconnection of marine corridors and depocenters (Fig. 5).

In the Lower Burdigalian, at ~20 Ma, a sudden event induced a widespread thermal overprint and local crustal anatexy (Platt and Whitehouse, 1999). During this period, N-S extension was still active in the Alpujarride/Sebtide complex (Fig. 11) while E-W extension was starting to affect the underlying Nevado–Filabride complex. This particular change can be interpreted as the transition from southward to westward slab retreat. Afterward, the whole Alboran domain migrated driven by westward roll-back, tearing and local detachments of the subducting plate (Lonergan and White, 1997; Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008; Spakman and Wortel, 2004). That period also corresponds to the first occurrence of bimodal calc-alkaline magmatism in the northern Algerian margin interpreted as the first geochemical evidence of slab tearing (Fig. 11; Maury *et al.*, 2000; Coulon *et al.*, 2002). In comparison with the Late Oligocene-Aquitanian configuration, the sedimentary context in the WAB remained quite similar in the sense that above the first Ciudad Granada-Fnideq formations, a slight and mostly coastal unconformity is approximately dated from the Aquitanian-Burdigalian boundary. Lithology of the overlying Burdigalian sequence, known as the Viñuela-Sidi Abdeslam formations, indicates a minor deepening of the basin (Serrano *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008). Such unconformity combined with the exhumation of the Alpujarride/Sebtide rocks and their embedded peridotites (Afiri *et al.*, 2011) can be explained by the concomitance of top-to-the N low-angle normal faulting and frontal thrusting of the Alboran domain over Africa (Fig. 6, 11).

The E-W extension proceeded through the Langhian and Serravallian together with the westward spreading of the calc-calkaline magmatism in the North African margin (Fig. 7, 11). The Serravallian saw the inception of the Trans-Alboran calc-alkaline magmatism, marking the position of the deep subducted Tethyan lithosphere beneath the Alboran basin (Duggen *et al.*, 2005, 2008). The Nevado-Filabride complex was exhumed thanks to top-to-the WSW extensional shear zones (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martinez-Martinez and Azañon, 2002) while the Alpujarride/Sebtide one was affected by top-to-the-N brittle normal faulting (Rossetti *et al.*, 2005). Two E-W oriented metamorphic domes were then progressively exhumed from E to W showing a progressive evolution from ductile to brittle deformation (Augier *et al.*, 2005b; 2013) triggering sedimentary deposition in intervening basins (Augier *et al.*, 2005; Meijninger and Vissers, 2006; Augier *et al.*, 2013; Do Couto *et al.*, in review[3]). The cartographic contour of the W-verging extensional detachment seems to show a complex curved pattern in the southeastern Betics (Fig. 11). Shear directions are not so clear in the westernmost part of the Alboran domain, however deep offshore observations show that the eastern edge of the WAB is bounded by a curved, W-dipping extensional detachment (Do Couto *et al.*, in prep[2]). We thus suggest that the top-to-the W extensional detachment could extend offshore, favouring the WAB subsidence. Small-scale brittle normal faults (Fig. 2) could then mark the ductile-brittle transition during the Serravallian as it has been observed onshore (Augier *et al.*, 2013).

The assumption of slab tearing during the westward slab roll-back causing E-W extension in the southeastern Betics (Jolivet *et al.*, 2006) has been reinforced by Le Pourhiet *et al.* (2012) who show that metamorphic domes elongated parallel to the stretching direction (a-type domes, Jolivet *et al.*, 2004) can form thanks to a strike-slip shearing component. From the Langhian to Serravallian, the WAB filling experienced a substantial dynamic change. It is worth noting that the most important subsidence sequence identified in the WAB is made up of siliciclastic deposits dated from the Serravallian and exceeding 3km of thickness in the deepest part of the basin (Do Couto *et al.*, in prep[2]). Backstripping analysis performed in the northeastern Alboran Sea and in southern Betics revealed three periods of subsidence which took place in the Langhian (~15.5-14.5 Ma), Serravallian (~13-10.7 Ma) and a latter one within Pliocene–Pleistocene (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999). In such geodynamic context, we interpret that these two successive Middle Miocene subsidence pulses are driven by the two successive North African and southern Betics slab tearing events. At the end of the Serravallian, the WAB acquired its curved shape that mimics the Gibraltar arc that is about to stop its westward overthrusting (Crepo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006).

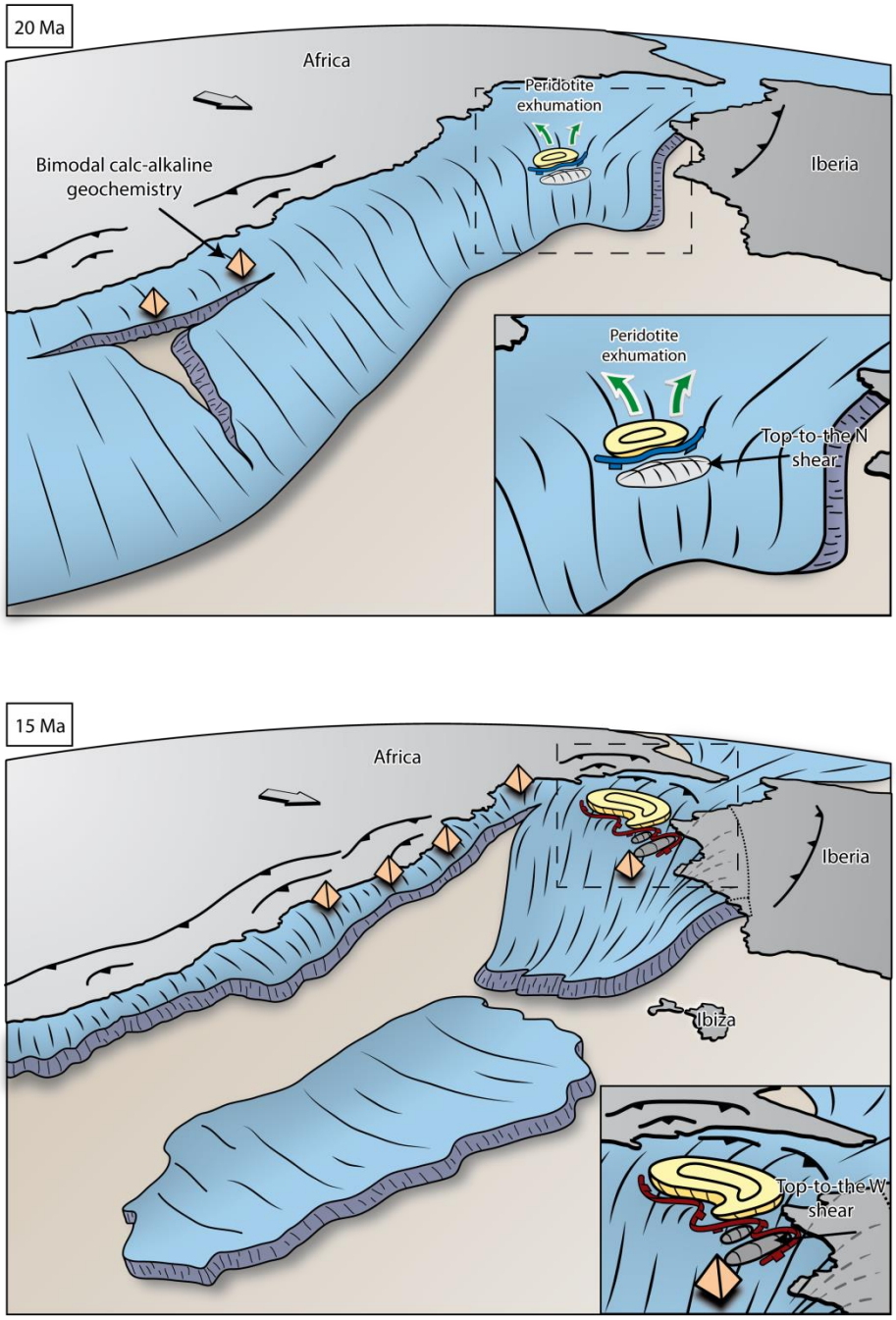


Fig. 60 : Schematic three dimensional view of the westernmost Mediterranean region showing the slab tearing and slab retreat following the slowing down of the African plate due to collision with Eurasia. The WAB is represented in yellow.

The westward slab retreat remained active until ~8Ma as well as the compressive inversion of the entire area (Fig. 8; Chalouan *et al.*, 1997; Ballesteros *et al.*, 2008; Martínez-García *et al.*, 2011, 2013; Do Couto *et al.*, in prep[2]). Paleomagnetic rotations continued in the Betics after Late Miocene evidencing the continuation of displacement around the Gibraltar arc, probably favored by the contractional reorganization and a still active slab pull

underneath (Mattei *et al.*, 2006; Duarte *et al.*, 2013). The hinge of the subducted slab is currently still located underneath the deepest part of the basin. One can suppose that this situation has been unchanged since the Late Tortonian as no major recent deformation has been observed. We can therefore postulate that the Late Tortonian to recent thick sedimentary accumulation is the result of the N-S flexure of the Alboran domain (Cloetingh *et al.*, 1992; Garcia-Castellanos *et al.*, 2002) and the slab-pull at depth.

6. Conclusions

Paleogeographic and paleodynamic reconstructions of the southwestern Mediterranean Sea from the Oligocene to Present propose a new understanding of the creation, migration and subsidence history of the Western Alboran Basin in relation with lithospheric processes. The roughly perpendicular change in slab rollback has considerably changed the shape of the WAB. Our observations, together with the tectonic timing of adjacent areas, suggest that the Western Alboran Basin has always been situated above the hinge of the retreating slab, and that the slab-pull force has driven its subsidence.

The WAB and surroundings satellite basins record a low Late Oligocene-Early Miocene subsidence phase generated by N-S extension exhuming the Alpujarride/Sebtide complex through deep rooted top-to-the N extensional detachment. In the meantime, the Alboran domain started to overthrust the Betic-Rif external zones when the first calc-alkaline magmatism formed in northern Algeria.

At the end of Burdigalian, the N-S to E-W rollback transition provoked a moderate subsidence step in the WAB and adjacent basins. The progressive westward slab retreat was accompanied by the migration of calc-akaline magmatism characterising an ongoing slab tearing in the northern African margin. As E-W extension proceeded westwards, slab tearing occurred beneath the Betics leading to the exhumation of two E-W elongated domes, generating the onset of subsidence in southeastern Betics, in the Huércal-Overa and Sorbas basins. Such modification of the lithospheric configuration largely affected the WAB which recorded the onset of a strong subsidence phase, marked by up to 3km thick Serravallian sequence. This important subsidence lasted until the Late Tortonian and the inversion of the entire Alboran domain that marks the beginning of the flexural filling of the WAB.

I.4. Conclusions principales et remarques complémentaires

I.4.1. Que faut-il retenir d'un tel modèle ?

Les reconstructions paléogéographiques et paléodynamiques proposent un modèle de formation, de migration et d'inversion des bassins sédimentaires au cours du retrait du slab téthysien. Le changement de polarité dans le retrait du slab aux alentours de 20 Ma a considérablement changé la physiographie du domaine d'Alboran. La phase majeure de subsidence, interprétée à partir de l'analyse stratigraphique des profils sismiques au Serravallien – Tortonien inférieur (Do Couto *et al.*, in prep[2]), correspond à une période d'intense déstabilisation du panneau plongeant téthysien. En effet, la migration du magmatisme le long de la marge nord-africaine, puis l'exhumation de dômes métamorphiques du complexe Nevado-filabride dans les Bétiques sont autant de preuves marquant le détachement progressif du panneau plongeant de la plaque supérieur, impliquant par conséquent une augmentation de sa force motrice gravitaire. Durant cette période, le panneau plongeant recule de manière importante, et la subsidence dans le bassin Ouest-Alboran est à son apogée. Il est par conséquent proposé que le bassin Ouest-Alboran, aujourd'hui localisé au droit de la zone d'inflexion du panneau plongeant, ait toujours été dans cette position et ait migré avec le retrait du panneau plongeant ; la subsidence étant maintenue sur une longue période par l'anomalie de densité du panneau plongeant qui défléchit la surface de la lithosphère.

I.4.1. Retrait de subduction : oui mais dans quel sens ?

Ceci étant, tous les modèles évoquant le retrait d'un panneau plongeant téthysien vers l'Ouest ne s'accordent pas sur la vergence du panneau plongeant au cours des 35 derniers millions d'années, ni sur sa position initiale. La plupart des auteurs s'accordent à penser que la subduction de l'océan téthysien vers le Nord, responsable de l'ouverture de la Méditerranée occidentale depuis la fin de l'Oligocène, est également à l'origine de la dérive vers l'Ouest du domaine d'Alboran, concomitante à la dérive vers l'Est de la subduction de l'arc calabrais (Jolivet et Faccenna, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002a ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Booth-Rea *et al.*, 2007).

Cependant, une récente publication de Vergés et Fernàndez (2012) tente d'expliquer l'évolution de la zone Afrique-Ibérie par le retrait d'un panneau plongeant téthysien relié à la plaque Ibérie et reculant vers l'ouest (Figure IX-3). Dans le calendrier tectonique,

magmatique et métamorphique utilisé par ces auteurs, certains mouvements ne semblent pas en mesure d'être expliqués.

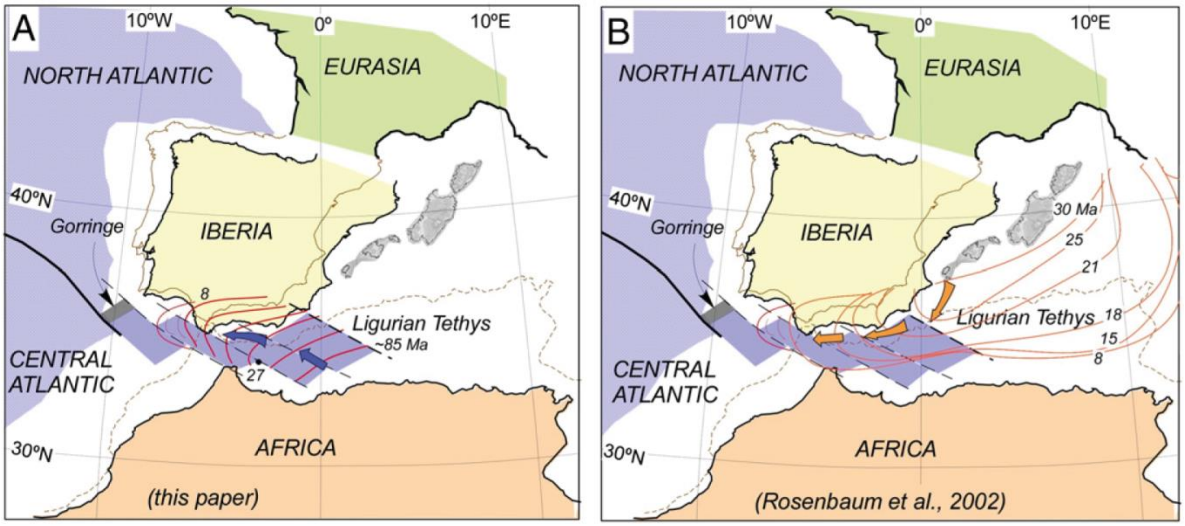


Figure IX-3 : Illustration de la migration de la subduction de l'océan téthysien au cours du Miocène d'après Vergés et Fernàndez, 2012 et Rosenbaum *et al.*, 2002a.

La formation de l'empilement des unités externes de la chaîne du Tell s'effectue au cours du Burdigalien - Langhien jusqu'au Tortonien (Roure *et al.*, 2012). Un épisode majeur de chevauchement des unités externes sur la marge africaine a lieu au cours du Burdigalien-Langhien dans la partie occidentale de la chaîne du Tell (Roure *et al.*, 2012). Cet épisode de compression est synchrone à l'échelle de toute la marge algérienne (Bracène et Frizon de Lamotte, 2003). Dans le cas du modèle de Vergés et Fernàndez (2012), il apparaît relativement compliqué d'imaginer qu'une déformation compressive puisse survenir à l'Ouest du massif des Grandes Kabylie compte-tenu du changement de polarité dans la dynamique du slab, rendant toute compression impossible après 25 Ma et le commencement du retrait du panneau plongeant vers le NW.

Un autre point litigieux avec cette cinématique concerne les unités de flyschs. Les auteurs travaillant sur la répartition des unités de flyschs avant leur transport et imbrications entre les unités externes et internes, évoquent la présence d'un domaine, plus ou moins large, dans lequel les flyschs se seraient déposés (Guerrera *et al.*, 2012 ; Alcalá *et al.*, 2013). Une de ces zones de dépôt est localisée entre l'Ibérie et l'Afrique dans un domaine où la sédimentation détritique domine (Thomas *et al.*, 2012 ; Alcalá *et al.*, 2013). Les reconstructions de Vergés et Fernández (2012) semblent au contraire indiquer qu'aucune sédimentation de flysch ne serait possible entre l'Ibérie et l'Afrique du fait du recul constant du panneau plongeant. La déformation principale de ces unités s'est produite au Burdigalien avec une cinématique vers l'Ouest (Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006).

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Le domaine d'Alboran, représentant la partie la plus occidentale de l'orogène alpin, a été le lieu d'un amincissement crustal important au cours du Miocène en relation avec la migration d'un panneau plongeant vestige de l'océan téthysien et la création de l'orogène Bético-Rifain. Durant cet orogenèse, le domaine d'Alboran, par l'intermédiaire de son bassin le plus profond, a enregistré une sédimentation quasi continuelle. Grace à une approche originale terre-mer pluridisciplinaire et multi-échelles, nous avons étudié quels sont les processus à l'origine de la formation des bassins sédimentaires en Alboran.

(1) L'identification par stratigraphie sismique, de séquences sédimentaires et des relations géométriques séparant celles-ci est primordiale. En effet, combinée aux données disponibles dans la littérature, cette étude a permis de mettre en évidence que le bassin Ouest-Alboran, représentant le dépôt-centre le plus important de tout la région, s'est ouvert le long d'un détachement extensif au cours du Miocène inférieur, à l'arrière d'une zone de subduction ayant accommodé l'exhumation de roches métamorphiques.

(2) L'évolution de la subsidence au sein du bassin Ouest-Alboran a montré que lors du Serravallien et du Tortonien inférieur, le bassin subit un effondrement passif, ayant piégé une importante quantité de sédiments clastiques dans un fonctionnement de type « sag ». Durant cette période, le panneau plongeant recule de manière importante, et la subsidence dans le bassin Ouest-Alboran atteint son maximum. Il est par conséquent proposé que le bassin Ouest-Alboran, aujourd'hui localisé au droit de la zone d'inflexion du panneau plongeant téthysien, ait toujours été dans cette position par rapport au panneau plongeant et ait migré avec lui, tout du moins pour ce qui concerne les 20 derniers millions d'années.

(5) Dans le sud-est des Cordillères bétiques, l'exhumation de *metamorphic core complex* allongés parallèlement à la direction de retrait du panneau plongeant téthysien a amorcé la subsidence dans les bassins bordant les dômes métamorphiques comme le bassin de Sorbas. Ces bassins se sont principalement formés au cours du Serravallien supérieur – Tortonien inférieur.

(6) Nos études de terrain et de stratigraphie sismique ont montré que le passage au Tortonien supérieur représentait un tournant dans l'histoire du domaine d'Alboran. De

grandes zones de cisaillement transpressives sont associées à cette période en Mer d'Alboran et les effets de cette inversion à terre ont parfois été brutaux comme dans le bassin de Sorbas.

(7) La Crise de salinité messinienne est une conséquence des effets à long-terme de cette compression. En Mer d'Alboran comme sur ses bordures, cet événement se traduit par une érosion généralisée des marges pouvant atteindre les bassins sédimentaires reculés comme le bassin de Sorbas. En mer, cette crise s'exprime par la création d'un large réseau de drainage. Le ré-ennoiement du bassin méditerranéen s'est produit avant le *GSSP* du Zancléen, les conséquences de ce ré-ennoiement sont visibles par la sédimentation en Gilbert deltas au sein desquels peuvent être retrouvés des organismes paratéthysiens grâce à des épisodes d'échange d'eaux de surface entre la Méditerranée et la Paratéthys.

(8) Compte-tenu de l'histoire tectonique, magmatique et sédimentaire de l'ensemble de la zone d'étude s'étendant de la marge nord-africaine à l'Ibérie, nous avons proposé un scénario explicatif cohérent et grande échelle de la subsidence des bassins du domaine d'Alboran à partir de reconstructions paléogéographiques et paléodynamiques.

Ce travail soulève beaucoup de questions auxquelles de futures études devraient répondre. Au même titre que le bassin Ouest-Alboran, le bassin du Chélif en Algérie représente un dépôt-centre bien préservé qui a enregistré une déformation extensive E-W durant sa formation en *pull-apart* qui pourrait donner des renseignements sur les vitesses de migration horizontale de blocs. Une étude structurale précise des dépôts du Miocène et Pliocène dans ce bassin serait un très bon complément aux études réalisées dans le sud-est des Bétiques au cours de cette étude.

L'hypothèse de migration du bassin Ouest-Alboran au droit de la zone d'inflexion du panneau plongeant téthysien est également une hypothèse de travail que des modélisations thermomécaniques pourraient résoudre. En effet, le fait que la subsidence soit très importante au cours de la migration du dépôt-centre a des implications importantes sur le couplage entre la lithosphère subduite et la croûte continentale amincie.

Le domaine d'Alboran s'avère être un site unique pour pouvoir appréhender les problématiques de thermicité des bassins sédimentaires en relation avec le comportement mécanique de la lithosphère continentale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A., and Précigout, J., 2011. Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodinamica Acta*, v.24, p.49-60.

Aguirre, J., 1998. El Plioceno del SE de la Peninsula Iberica (provincia de Almeria). Sintesis estratigrafica, sedimentaria, bioestratignlfica y paleogeognifica. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, v.11, p.297-315.

Aguirre, J., and Sánchez-Almazo, I.M., 2004. The Messinian post-evaporitic deposits of the Gafares area (Almeria-Níjar basin, SE Spain). A new view of the "Lago-Mare" facies. *Sedimentary Geology*, v.168, p.71-95.

Agustí, J., Garcés, M., and Krijgsman, W., 2006. Evidence for African–Iberian exchanges during the Messinian in the Spanish mammalian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.238, p.5-14.

Aite, M.O., and Gélard, J.P., 1997. Distension neogene post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algerie). *Bulletin De La Société Géologique De France,* v.168, p.423-436.

Alcalá, F.J., Guerrera, F., Martín-Martín, M., Raffaelli, G., and Serrano, F., 2013. Geodynamic implications derived from Numidian-like distal turbidites deposited along the Internal–External Domain Boundary of the Betic Cordillera (S Spain). *Terra Nova*, v.25, p.119-129.

Aldaya, F., García-Dueñas, V. and Navarro-Vilá, F., 1979. Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispánica*, v.14, p.154-166.

Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Jabaloy, A., and Navarro-Vilá, F., 1991. The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris-Série II*, v.313(101), p.1447-1453.

Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. and McClelland, E., 1993. Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, v.119, p.225-241.

Allerton, S., Reicherter, K., and Platt, J.P., 1994. A structural and palaeomagnetic study of a section through the eastern Subbetic, Southern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, v.151, p.659-668.

Almera, J., 1894. Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona. *Mapa Geológico de la Provincia de Barcelona*, 351 pp.

Alpert, L.A., Miller, M.S., Becker, T.W., Allam, A.A., 2013. Structure beneath the Alboran from geodynamic flow models and seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v.118, p 4265-4277.

Alonso, B., and Maldonado, A. 1992. Plio-quaternary margin growth patterns in a complex tectonic setting: Northeastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.137-143.

Alonso, B., Ercilla, G., Martínez-Ruiz, F., Baraza, J., Galimont, A., 1999. Pliocene–Pleistocene sedimentary facies at Site 976: depositional history in the northwestern Alboran Sea. *In*: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (Eds.), Leg 161, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, v.161, p.57-68.

Alonso-Chaves, F.M. and Rodriguez-Vidal, J., 1998, Tectonic subsidence and synrift sedimentation associated with the rifting of the lower Miocene in the Alboran Domain (Betic Chain, Spain). *Compte rendus de l'académie des Sciences de Paris*, v.326, p.51-56.

Alvarez-Marrón, J., 1999. Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (Western Mediterranean). *In*: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (Eds.), Leg 161, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, v.161, p 345-355

Ammar, A., Mauffret, A., Gorini, C., and Jabour, H., 2007. The tectonic structure of the Alboran Margin of Morocco. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.20, p.247-271.

Amoco, 1985. Final Well report, El Jebha. Rapport interne.

Amores, L.R., Hernandez-Enrile, J.L., and Martínez-Díaz, J.J., 2001. Sobre los factores relacionados con la evaluación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. *In*: Asociación Española de Ingeniería Sísmica (Ed), *Secundo Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, Madrid, Spain.

Anderson, E.M., 1942. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain, Oliver and Boyd (Eds), Edinburgh, 191 pp.

Andriessen, P. A. M., Hebeda, E. H., Simon, O. J. and Verschure, R. H., 1991. Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and Southern Spain). *Chemical Geology*, v.91, p.33-48.

Andrieux, J., Fontbote, J.M., and Mattaeur, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, v.12, p.191-198.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal Geophysical Research*, v.89, p.5835-5848.

Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress: a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, v.103, p.363-376.

Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. *In*: P.L. Hancock (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, p.53-100.

Archambault-Guézou, J., 1976. Présence de Dreissenidae euxiniques dans les dépôts à Congéries de la vallée du Rhône et sur le pourtour du bassin méditerranéen. Implications biogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Serie 7, v.18(5), p.1267-1276.

Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J., 1999. Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation - The Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain. *Journal of geophysical research*, v.156, p.149-162.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., and Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate Motion Circuit and Tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research*, v.94(B5), p.5585-5602.

Attal, M., and Lavé, J., 2009. Pebble abrasion during fluvial transport: Experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, v.114, F04023.

Aufgebauer, A. and McCann, T., 2010. Messinian to Pliocene transition in the deep part of the Sorbas Basin, SE Spain - a new description of the depositional environment during the Messinian Salinity Crisis. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, v.259, 2, p.177–195.

Augier, R., 2004. Evolution Tardi-Orogenique des Cordillères Bétiques (Espagne): Apports d'une étude intégrée. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 400 pp.

Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C. and Booth-Rea, G., 2005a. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ 40Ar/39Ar ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, v.23, p.357-381.

Augier, R., Jolivet, L. and Robin, C., 2005b, Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*, v.24, TC4003.

Augier, R., Jolivet, L., Do Couto, D., and Negro, F., 2013. From ductile to brittle, late- to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the North-eastern Internal Zones. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.184, p.405-425.

Auzende, J.M., Bonnin, J., Olivet, J.L., Pautot, G., and Mauffret, A., 1971. Upper Miocene Salt Layer in the Western Mediterranean Basin. *Nature Physical Science*, v.230, p.82-84.

Auzende, J.M., Rehault, J.P., Pastouret, L., Szep, B., and Olivet, J.L., 1975. Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.17, p.571-580.

Azañón, J.M., Garcia-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., and Crespo-Blanc, A., 1994. Alpujarride tectonic sheets in the Central Betics and similar eastern allochtonous units (Spain). *Comptes Rendus De l'Académie Des Sciences de Paris-Serie II*, v.318, p.667-674.

Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., and Garcia-Dueñas, V., 1997. Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics). *Journal of Structural Geology*, v.19, p.1055-1071.

Azañón, M., J., Garcia-Dueñas, V., and Goffé, B., 1998. Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride complex (Betic Cordillera). *Tectonophysics*, v.285, p.231-252.

Azañón, J.M., and Crespo-Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, v.19, p.549-565.

Azdimousa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., and Montigny, R., 1998. Histoire thermique du massif de Kétama (Maroc): sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v.326, p.847-853.

Azdimousa, A., Poupeau, G., Rezqi, H., Asebriy, L., Bourgois, J., and Aït Brahim, L., 2006. Géodynamique des bordures méridionales de la mer d'Alboran ; application de la stratigraphie séquentielle dans le bassin néogène de Boudinar (Rif oriental, Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, v.28, p.9-18.

B

Bache, F., 2008. Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Ph.D Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 328 pp.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., and Suc, J.P., 2009. Messinian erosional and salinity crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, v.286, p.139-157.

Bache, F., Popescu, S.M, Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.P., Clauzon, G., Olivet, J.L., Rubino, J.L., Melinte-Dobrinescu, M.C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Dos Reis, A.T., Mocochain, L., Dumurdžanov, N., Zagorchev, I., Lesić, V., Tomić, D., Namik Çağatay, N., Brun, J.-P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucarkus, G., and Çakir, Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, v.24, p.125-153.

Bache, F., Gargani, J., Suc, J.P., Gorini, C., Rabineau, M., Olivet, J.L., Popescu, S.M., Jouannic, G., Do Couto, D., Rubino, J.L., Clauzon, G., and Dos Reis, A.T. Detailed process of the peak of the Messinian Salinity Crisis: Evidences from the Gulf of Lions (NW Mediterranean), *Marine Geology*, in revision.

Bakker, H.E., De Jong, K., Helmers, H. and Bierman, C., 1989. The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, v.7, p.359-381.

Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v.304, p.929-932.

Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M., and Sánchez-Gómez, M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, v.16(2), p.226-238.

Balanyá, C., J., Crespo-Blanc, A., Diaz Azpiroz, M., Exposito, I., and Lujan, M., 2007. Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: Insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, v.26, TC2005.

Ballesio, R., 1972. Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, v.53, 333 pp.

Ballesteros, M., Rivera, J., Munoz, A., Munoz-Martin, A., Acosta, J., Carbo, A., and Uchupi, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain-Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology*, v.25, p.75-101.

Banda, E., Gallart, J., Garciaduenas, V., Danobeitia, J.J., and Makris, J., 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula. New evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, v.221, p.53-66.

Barber, P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. *Marine Geology*, v.44, p.253-272.

Barhoun, N., and Wernli, R., 1999. Biostratigraphie du Mio-Pliocène du bassin de Boudinar par les foraminiferes planctoniques (Rif nord-oriental, Maroc). *Revue de Paléobiologie*, v.18, p.491-508.

Bassetti, M.A., Miculan, P., and Sierro, F.J., 2006. Evolution of depositional environments after the end of Messinian Salinity Crisis in Níjar basin (SE Betic Cordillera). *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.279-295.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., and Siena, F., 2011. Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: Inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos*, v.123, p.218-224.

Behr, W.M., and Platt, J.P., 2012. Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. *Tectonics*, v.31, p. TC4025.

Belayouni, H., Guerrera, F., Martín-Martín, M., and Serrano, F., 2012. Stratigraphic update of the Cenozoic Sub-Numidian formations of the Tunisian Tell (North Africa): Tectonic/sedimentary evolution and correlations along the Maghrebian Chain. *Journal of African Earth Sciences*, v.64, p.48-64.

Ben-Avraham, Z., Tibor, G., Limonov, A.F., Leybov, M.B., Ivanov, M.K., Tokarev, M.Y., and Woodside, J.M., 1995. Structure and tectonics of the eastern Cyprean Arc. *Marine and Petroleum Geology*, v.12, p.263-271.

Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.L., Sassi, W., and Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience*, v.338, p.115-125.

Benson, R.H., 1973. Psychrospheric and continental ostracoda from ancient sediments in the floor of the Mediterranean. *In*: Kaneps, A.G. (Ed.), *Leg 13, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.13(1), p.1002-1008.

Benson, R.H., 1976. Changes in the ostracodes of the Mediterranean with the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.20, p.147-170.

Benson, R.H., 1978. The paleoecology of the ostracodes of DSDP Leg 42A. *In*: Kidd, R.B., Worstell, P.J. (Eds.), *Leg 42, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.42(1), p.777-787.

Benson, R.H., and Rakic-El Bied, K., 1991. Biodynmics, saline giants and late Miocene Catastrophism. *Carbonates and evaporites*, v.6, p.127-168.

Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., and Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys ocean. *Paleoceanography*, v.6, p.164-192.

Berástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D., and Fernàndez, M., 1998. Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. *Geological Society of London, Special Publications*, v.134, p.49-68.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. and Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In*: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol (Eds), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology*, Spec. Publ., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., v.54, p.141-212.

Bertini, A., 1992. Palinologia ed aspetti ambientali del versante Adriatico dell'Appennino centro-settentrionale durante il Messiniano e lo Zancleano. Ph.D Thesis, University of Florence, 88 pp.

Bertini, A., Corradini, D., and Suc, J.P., 1995. On Galeacysta etrusca and the connections between the Mediterranean and the Paratethys. *Romanian Journal of Stratigraphy*, v.76, supplement 7 (1), p.141-142.

Bertini, A., 2006. The Northern Apennines palynological record as a contribute for the reconstruction of the Messinian palaeoenvironments. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.235-258.

Bertoni, C., and Cartwright, J.A., 2006. Controls on the basinwide architecture of late Miocene (Messinian) evaporites on the Levant margin (Eastern Mediterranean). *Sedimentary Geology*, v.188–189, p.93-114.

Bertoni, C., and Cartwright, J.A., 2007. Major erosion at the end of the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Basin Research*, v.19, p.1-18.

Betzler, C., Braga, J.C., Martin, J.M., Sanchez-Almazo, I.M., and Lindhorst, S., 2006. Closure of a seaway: stratigraphic record and facies (Guadix basin, Southern Spain). *International Journal of Earth Science*, v. 95, p. 903-910.

Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., and Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, v.368, p.51-60.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins. *In*: Hsü, K., Montadert, L., Bernoulli, D., et al (Eds.), *Deep Sea Drilling Program*, v.42, p. 951-984.

Bijwaard, H., Spakman, W. and Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between global and regional mantle tomography. *Journal of Geophysical Research*, v.103(B12), p.30055-30078.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., and Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v.182(4), p.279-303.

Blanc, P.L., 2000. Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis. *Deep-Sea Research*, v.47, p.1429-1460.

Blanc, P.L., 2002. The opening of the Pilo-Quaternary GIbraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, v.15, p.303-317.

Blanc-Valleron, M.-M., Rouchy, J.-M., Pierre, C., Badaut-Trauth, D., Schuler, M., 1998. Evidence of Messinian nonmarine deposition at Site 968 (Cyprus lower slope). *In*: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C. *et al.* (Eds.), *Leg 160, Proceedings of the Ocean Drilling Program*, *Scientific Results*, v.160, p.437-445.

Blanco, M., and Spakman, W., 1993. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, v.221, p.13-34.

Blichert-Toft, J., Albarede, F., and Kornprobst, J., 1999. Lu-Hf isotop systematic of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for basalt origin. *Science*, v.238(5406), p.1303-1306.

Blinova, V.N., Comas, M.C., Ivanov, M.K., Poludektina, E.N. and Matveeva, T.V., 2011, Active mud volcanism in the West Alboran Basin: Geochemical evidence of hydrocarbon seepage. *Marine and Petroleum Geology*, v.28, p.1483-1504.

Bodinier, J.L., Morten, L., Puga, E. and Diaz De Federico, A., 1987. Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, v.20, p.235-245.

Bolli, H.M., 1966. The Planktonic Foraminifera in Well Bodjonegoro-1 of Java. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v.59-1, p.449-465.

Bonaduce, G., and Sgarrella, F., 1999. Paleoecological interpretation of the latest Messinian sediments from southern Sicily (Italy). *Memorie della Società Geologica d'Italia*, v.54, p.83–91.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., and García-Dueñas, V., 2004a. Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies. *Journal of Structural Geology*, v.26, p.2039-2058.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Azor, A., and García-Dueñas, V., 2004b. 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*, v.26, p.1615-1632.

Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., and Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and tertiary tectonic evolution of the Alboran sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.8, doi:10.1029/2007GC001639.

Booth-Rea, G., Jabaloy-Sánchez, A., Azdimousa, A., Asebriy, L., Vázquez Vílchez, M., and Martínez-Martínez, J.M., 2012. Upper-crustal extension during oblique collision: the Temsamane extensional detachment (eastern Rif, Morocco). *Terra Nova*, v.24, p.505-512.

Bossio, A., Esteban, M., Giannelli, L., Longinelli, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Ricci Lucchi, F., and Salvatorini, G., 1978. Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany. In: Pacini (Ed), Messinian Seminar, 4, Rome, Pisa, 88 pp.

Bossio, A., Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., and Salvatorini, G., 1981. Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE del Monti Livornesi. In: Pacini (Ed), *9th Congress of the Società Paleontologica Italiana, Excursion guide-book*, Pisa, p.55-90.

Bouillin, J. P., Durand-Delga, M., and Olivier, P., 1986. Betic, Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stage. *In*: Wezel, F.C., (Ed), *The Origin of Arcs*, Elsevier, New York, p. 281-304.

Bourcart, J., Boillot, G., Cousteau, J.Y., Gennesseaux, M., Klimek, E. and Lalou, C., 1958. Les sédiments profonds au large de la côte niçoise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v.247, p.116-118.

Bourgois, J., 1978. La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Donnés géologiques pour un modéle d'evolution de l'arc de Gibraltar. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon*, France, 445 pp.

Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A., and Demnati, A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, v.12, p.117-122.

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Durlet, C., Rommevaux, V., Kolodka, C., and Knap, F., 2009, Structure and evolution of a Messinian mixed carbonatesiliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology*, v.57, no. 2, p.477-512.

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M., Caruso, A., and Durlet, C., 2010. The end of the Messinian Salinity Crisis in the western Mediterranean: Insights from the carbonate platforms of south-eastern Spain. *Sedimentary Geology*, v.229, p.224-253.

Bouybaouene, M.L., 1993. Etude pétrologique des métapélites des Sebtides supérieures, Rif interne, Maroc. Ph.D Thesis, Université Mohamed V, Rabat, 160 pp.

Bracène, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, v.357, p.207-226.

Braga, J.C., and Martin, J.M., 1996, Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz reef, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, v.107, p.61-81.

Braga, J.C., Martin, J.M. and Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, v.50, p.3-26.

Braga, J.C., Bassi, D., Martín, J.M., Riding, R., Aguirre, J., Sánchez-Almazo, I.M., and Dinarès-Turell, J., 2006. Testing models for the Messinian salinity crisis: The Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.131-154.

Breda, A., Mellere, D. and Massari, F., 2007. Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy). Sedimentary Geology, v.200, p.31-55.

Breda, A., Mellere, D. Massari, F., and Asioli, A., 2009. Vertically stacked Gilbert-type fan deltas of Ventimiglia (NW Italy): The Pliocene record pf an overfilled Messinian incised valley. *Sedimentary Geology*, v.219, p.58-76.

Briend, M., Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1990. Le bassin de Huércal-Overa. *In*: Montenat, C. (Ed) *Les bassins néogènes du domaine bétique orientale (Espagne)*, Documents et Travaux IGAL, Paris, p.239-259.

Brun, J.P., and Fort, X., 2011. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, v.28(6), p.1123-1145.

Brunt, R.L., Hodgson, D.M., Flint, S.S., Pringle, J.K., Di Celma, C., Prelat, A., and Grecula, M., 2013. Confined to unconfined: Anatomy of a base of slope succession, Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, v.41, p.206-221.

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, v.96(B12), p.161-178.

Buforn, E., Udías, A., and Madariaga, R., 1991. Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure and Applied Geophysics*, v.136, p.375-393.

Buforn, E., Coca, P., Udías, A., and Lasa, C., 1997. Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *Journal of Seismology*, v.1(2), p.113-130.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., and Pro, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, v.161(3), p.623-646.

Buforn, E., and Udías, A., 2010. Azores-Tunisia, A Tectonically Complex Plate Boundary. *In*: Dmowska, R., (Ed), *Advances in Geophysics*, Elsevier, p.139-182.

Bull, S., Cartwright, J., and Huuse, M., 2009. A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p.1132-1151.

Burollet, P.F., 1952. *Porto Farina. Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000ème*, 7.

Busson, G., 1979. « Le Géant salifère » messinien du domaine méditerranéen: interprétation génétique et implications paléogéographique. *Annales géologiques des Pays helléniques hors série,* v.1, p.227-238.

Butler, R.W.H., Lickorish, W.H., Grasso, M., Pedley, H.M. and Ramberti, L., 1995. Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin*, v.107, p.425-439.

C

Calaforra, J.M., and Pulido-Bosch, A., 2003. Evolution of the gypsum karst of Sorbas (SE Spain). *Geomorphology*, v.50, p.173-180.

Calcagno, P., Chilès, J.P., Courrioux, G., and Guillen, A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.171, p.147-157.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguaeil, G., and Jabour, N., 2000. Geodynamic evolntion of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, *Journal of Geophysical Research*, v.105(B5), p.10871-10898.

Campillo, A.C., Maldonado, A., and Mauffret, A., 1992. Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to recent. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.165-172.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., and Bryn, P., 2004. The slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, v.213, p.9-72.

Cande, S.C., and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, v.100, p.6093-6095.

Carbonnel, P., 1978. La zone à Loxoconcha djaffarovi SCHNEIDER (Ostracoda, Miocène supérieur) ou le Messinien de la vallée du Rhône. *Revue de Micropaléontologie*, v.21(3), p.106-118.

Carloni, G., Francavilla, F., Borsetti, A.M., Cati, F., D'Onofrio, S., Mezzetti, R., and Savelli, C., 1974. Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali. *Giornale di Geologia, Serie 2*, v.39(2), p.363-392.

Carminati, E., Lustrino, M., and Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, v.579, p.173-192.

Carnevale, G., Caputo, D., and Landini, W., 2006a. Late Miocene fish otoliths from the Colombacci Formation (Northern Apennines, Italy): Implications for the Messinian 'Lago-mare' event. *Geological Journal*, v.41, p.1-19.

Carnevale, G., Landini, W., and Sarti, G., 2006b. Mare versus Lago-mare : marine fishes and the Mediterranean environment at the end of the Messinian Salinity Crisis. *Journal of the Geological Society, London*, v.163, p.75-80.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., and Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v.92, p.1-33.

Cavallo, O., and Repetto, G., 1988. Un nuovo giacimento della facies a Congerie nell'Albese. *Rivista Piemontese di Storia Naturale*, v.9, p.43-62.

Chalouan, A., 1986. Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc). Un terrain varisque dans la chaine alpine. Ph.D Thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 371 pp.

Chalouan, A. and Michard, A., 1990. The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, v.9(6), p.1565-1583.

Chalouan A., Ouazani-Touhami A., Mouhir L., Saji R., and Benmakhlouf, M., 1995. Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta*, v.17, P.107–109.

Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., and Bally, A.W., 1997. Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran basin as inferred from seismic data off Morocco. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, v.81, p.1161-1184.

Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R., and Saddiqi, O., 2001. The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.242, p.603-616.

Chalouan, A., and Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure and Applied Geophysics*, v.161, p.489-519.

Chalouan, A., Galindo-Zaldivar, J., Akil, M., Marin, C., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., Ahmamou, M., and Gourari, L., 2006. *Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco)*. *In*: Moratti, G. and Chalouan, A. (Eds), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*, Geological Society of London, v.262, p.101-118.

Chalouan, A., Michard, A., Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I., and Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt. *In*: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., and Frizon de Lamotte (Eds), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*, Springer Berlin / Heidelberg, v.116, 424 pp.

Chamón Cobos, C., Quinquer Agut, R., Crespo, V., Aguilar, M., and Reyes, J.L., 1978a. *Mapa geológico de España, Hoja 1052, Alora*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

Chamón Cobos, C., Estévez Gonzalez, C., and Piles Mateo, E., 1978b. *Mapa geológico de España, Hoja 1072, Tabernas*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

Chevron, 1986. Final Well report, Alboran-A1. Rapport interne.

Chumakov, I.S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. *In*: Ryan, W.B.F., Hsü, K. *et al.* (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, v.13, p.1242-1243.

CIESM (Antón, J., Çağatay, M.N., De Lange, G., Flecker, R., Gaullier, V., Gunde-Cimerman, N., Hübscher, C., Krijgsman, W., Lambregts, P., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., McGenity, T.J., Roveri, M., Sierro, F.J., Suc J.-

P.) 2008. The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus report. *In*: CIESM, *CIESM Workshop Monographs*, Monaco, 168 pp.

Cifelli, F., Mattei, M., and Porreca, M., 2008. New paleomagnetic data from Oligocene-upper Miocene sediments in the Rif chain (northern Morocco): Insights on the Neogene tectonic evolution of the Gibraltar arc. *Journal of Geophysical Research*, v.113, B02104.

Cita, M.B., 1975. The Miocene/ Pliocene boundary: history and definition. *In*: Saito, T., and Burckle, L., (Eds.), *Late Neogene Epoch boundaries*, Micropaleontology, Special Publication, p.1-30.

Cita, M.B., Stradner, H., and Ciaranfi, N., 1973. Studi sul Pliocene e sugli strati di passagio dal Miocene al Pliocene. III. Biostratigraphical investigations on the Messinian stratotype and on the overlying "Trubi" Formation. *Rivista Italiana di Paleontogia*, v.79(3), p.393-446.

Cita, M.B., and Ryan, W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean, *Marine Geology*, v.27, 366 pp.

Cita, M.B., Wright, R.C., Ryan, W.B.F., and Longinelli, A., 1978. Messinian paleoenvironments. *In*: Kidd, R.B., Worstell, P.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.42 (1), p.1003-1035.

Cita, M.B., and Colombo, L., 1979. Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (Sicily). *Sedimentology*, v.26, p.497-522.

Cita, M.B., Vismara Schilling, A., and Bossio, A., 1980. Studi sul Pliocene e sugli strati di passagio dal Miocene al Pliocene. Stratigraphy and paleoenvironment of the Cuevas del Almanzora section (Vera basin). A re-interpretation. *Rivista Italiana di Paleontologia*, v.86(1), p.215-240.

Cita, M.B., Santambrogio, S., Melillo, B., and Rogate, F., 1990. Messinian paleoenvironments: new evidence from the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107), *In*: Kastens, K.A., Mascle, J. *et al.* (Eds.), *Leg 107, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.107, p.211-227.

Civis, J., Martinell, J., and De Porta, J., 1979. Presencia de Cyprideis pannonica pseudoagrigentina DECIMA en el Miembro Zorreras (Sorbas, Almería). *Studia Geologica*, v.15, p.57-62.

Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the Pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. In: W.B.F. Ryan, K.J. Hsü *et al.* (Eds.), *Leg 13*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.13(2), p.1251-1256.

Clauzon, G., 1974. L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Geographie*, v.83, p.129-140.

Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, southern France) Paleogeographic implications. *Marine Geology*, v.27, p.231-246.

Clauzon, G., 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.29, p.15-40.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.24, p.597-610.

Clauzon, G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie Continentale*, v.17, p.125-155.

Clauzon, G., Suc, J.P., Aguilar, J.P., Ambert, P., Cappetta, H., Cravatte, J., Drivaliarf, A., Domenech, R., Dubar, M., Leroy, S., Martinell, J., Michaux, J., Roiron, P., Rubino, J.L., Savoye, B., and Vernet, J.L., 1990. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean Region. *Paleontologia i Evolucio, v. Memoria Especial*, v.2, p. 132-186.

Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, v.1, p.3-22.

Clauzon, G., Rubino, J.L., and Suc, J.-P., 1996a. Les rias Pliocènes du Var et de Ligurie: comblement sédimentaire et évolution géodynamique. *Excursion commune du Groupe Français d'Étude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie*, 111 pp.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. and Loutre, M.F., 1996b. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved?. *Geology*, v.24, p.363-366.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-M., Mărunţeanu, M., Rubino, J.-L., Marinescu, F., and Melinte, M.C., 2005. Influence of the Mediterranean sea-level changes over the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. The Mediterranean Lago Mare facies deciphered. *Basin Research*, v.17, p.437-462.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jouannic, G., Jolivet, L., Rubino, J.-L., Popescu, S.-M., Gorini, C., Bache, and F., Estrada, F., 2009. New insights from the Andalusian Sorbas and Vera basins. *13ème Congrès RCMNS Naples, Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense*, v.45 (1-4), p.334–335.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Do Couto, D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Lebret, N., Mocochain, L., Popescu, S.-M., Martinell, J., Doménech, R., Rubino, J.-L., Gumiaux, C., Warny, S., Gorini, C., Bache, F., Rabineau, M., and Estrada, F. New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, in revision.

Cloetingh, S., Van der Beek, P.A., Van Rees, D., Roep T.B., Biermann, C., and Stephenson, R.A., 1992. Flexural interaction and the dynamics of neogene extensional Basin formation in the Alboran-Betic region. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.66-75.

Colalongo, M.L., 1968. Ostracodi del neostratotipo del Messiniano. *Giornale di Geologia ser. 2*, v.35 (2), p.67-72.

Colalongo, M.L., 1988. Planktic foraminifer biostratigraphy, with remarks on benthic foraminifers and ostracodes (Monticino quarry Faenza). *In*: De Giuli, C.,Vai, G.B. (Eds.), *Fossil vertebrates in the Lamone valley, Romagna Apennines*, International Workshop on Continental faunas at the Miocene-Pliocene Boundary. Field Trip Guidebook, Faenza, p.53-54.

Comas, M.C., García-Dueñas, V., and Jurado, M.J., 1992. Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.157-164.

Comas, M.C., Zahn, R., and Klaus, A., Aubourg, C., Belanger, P.E., Bernasconi, S.M., Cornell, W., de Kaenel, E.P., de Larouzière, F.D., Doglioni, C., Doose, H., Fukusawa, H., Hobart, M., Iaccarino, S.M., Ippach, P., Marsaglia, K., Meyers, P., Murat, A., O'Sullivan, G.M., Platt, J.P., Prasad, M., Siesser, W.Q., Skilbeck, C.G., Soto, J.I., Tandon, K., Torii, M., Tribble, J.S., and Wilkens, R.H., 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, v.161, p.179-297.

Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Alvarez-Marrón, J., and Soto, J.I., 1997. Crustal reflections and structure in the Alboran Basin: Preliminary of the ESCI-Alboran survey. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.8, p.529-542.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. and Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from leg 161 results. *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.555-580.

Conesa, G., 1997. Géométrie et biosédimentologie d'une plate-forme carbonate messinienne (basin de Sorbas, sud-est de l'Espagne). Ph.D Thesis, Université de Provence, Marseille, 338 pp.

Conesa, G., Saint Martin, J.P., Cornée, J.J., and Muller, J., 1999. New constraints on the Messinian salinity crisis through the study of a Messinian carbonate platform (Sorbas Basin, Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v.328, p.81-87.

Corbí, H., Lancis, C., García-García, F., Pina, J., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E., and Viseras, C., 2012. Updating the marine biostratigraphy of the Granada Basin (central Betic Cordillera). Insight for the Late Miocene palaeogeographic evolution of the Atlantic - Mediterranean seaway. *Geobios*, v.45, p.249-263.

Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Conesa, G., Münch, P., André, J.P., Saint Martin, S., and Roger, S., 2004. Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *International Journal of Earth Science*, v.93, p.621-633.

Cornée, J.J., Ferrandini, M., Saint Martin, J.P., Münch, P., Moullade, M., Ribaud-Laurenti, S.A.R., Saint Martin, S. and Ferrandini, J., 2005. The late Messinian erosionalsurface and the subsequent reflooding in the Mediterranean New insights from the Melilla-Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.230, p.129-154.

Corradini, D., and Biffi, U., 1988. Etude des dinokystes à la limite Messinien-Pliocène dans la coupe Cava Serredi, Toscane, Italie. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, v.12 (1), p.221-236.

Corselli, C., and Grecchi, G., 1984. The passage from hypersaline to hyposaline conditions in the Mediterranean Messinian: discussion of the possible mechanisms triggering the "lago-mare" facies. *Paléobiologie Continentale*, v.14(2), p.225-239.

Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., and Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*, v.63, p.169-247.

Cosentino, D., Gliozzi, E., and Pipponzi, G., 2007. The late Messinian Lago-Mare episode in the Mediterranean Basin: Preliminary report on the occurrence of Paratethyan ostracod fauna from central Crete (Greece). *Geobios*, v.40, p.339-349.

Cosentino, D., Buchwaldt, R., Sampalmieri, G., Iadanza, A., Cipollari, P., Schildgen, T.F., Hinnov, L.A., Ramezani, J, and Bowring, S.A., 2013. Refining the Mediterranean "Messinian gap" with high-precision U-Pb zircon geochronology, central and northern Italy. *Geology*, v.41, p.323-326.

Crespo-Blanc, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology*, v.17, p.1559-1569.

Crespo-Blanc, A., Orozco, M., and Garcia-Dueñas, V., 1994. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, v.13, p.78-88.

Crespo-Blanc, A., and Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, v.23, p.1615-1630.

Crespo-Blanc, A., and Frizon de Lamotte, D., 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v.177, p.267-282.

Cuevas-Castell, J.M., Betzler, C., Rössler, J., Hüssner, H., and Peinl, M., 2007, Integrating outcrop data and forward computer modelling to unravel the development of a Messinian carbonate platform in SE Spain (Sorbas Basin). *Sedimentology*, v. 54, p. 423-441.

Cunha, T.A., Matias, L.M., Terrinha, P., Negredo, A.M., Rosas, F., Fernandes, R.M.S., and 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. *Geophysical Journal International*, v.188, p.850-872.

Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., and McKenna, L.W., 1997. Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology*, v.107, p.147-165.

D

Dabrio, C.J., Martin, J.M, and Megias, A.G., 1985. The tectosedimentary evolution of Miopliocene reefs in the province of Almeria (S.E. Spain). *IAS 6th European Regional Meeting, Excursion guidebook*, p.271-285.

Dabrio, C.J., and Polo, M.D., 1995. Oscilaciones eustáticas de alta frequencia en el Neógeno superior de Sorbas (Almería, sureste de España). *Geogaceta*, v.18, p.75-78.

Dakin, N., Pickering, K.T., Mohrig, D., and Bayliss, N.J., 2013. Channel-like features created by erosive submarine debris flows: Field evidence from the Middle Eocene Ainsa Basin, Spanish Pyrenees. *Marine and Petroleum Geology*, v.41, p.62-71.

Davis, G.H., and Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, v.7, p.120-124.

Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology* (Third Edition), John Wiley & Sons (Eds).

Decima, A., 1964. Ostracodi del Gen. Cyprideis Jones del Neogene e del Quaternario italiani. *Paleontol. Ital*., v.57, p.81-133.

Decima, A., and Sprovieri, R., 1973. Comments on Late Messinian microfaunas in several sections from Sicily. *In*: Drooger C.W. (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*, North Holland, Amsterdam, p.229-233.

Decima, A. and Wezel, F.C., 1973. Late Miocene evaporites of the central Sicilian basin, Italy. *In*: W.B.F. Ryan, K.J. Hsü *et al.* (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13*, p.1234-1241.

De Jong, K., 1991. Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain). Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdan.

De Jong, K. and Bakker, H., 1991. The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Lithostratigraphy. *Geologie en Mijnbouw*, v.70, p.93-103.

De Jong, K., Wijbrans, J. R. and Feraud, G., 1992. Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, South-eastern Spain) shown by 40Ar/39Ar step heating and single grain laser probedating. *Earth and Planetary Science Letters*, v.110, p.173-191.

De Jong, K., 2003. Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess 40Ar and inherited 87Sr, Betic Cordilleras, southern Spain. *Lithos*, v.70, p.91-110.

de la Chapelle, G., and Gaudant, J., 1987. Découverte de deux nouveaux gisements de poissons fossiles messiniens dans le bassin de Níjar-Carboneras (Andalousie orientale): signification paléoécologique et implications paléogéographiques. *Estudios Geológicos*, v.43, 279-297.

de Larouzière, F.D., Bolze, J., Hernandez, J., Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, v.152, p. 41-52.

Delrieu, B., Rouchy, J. M. and Foucault, A., 1993. La surface d'érosion finimessinienne en crète centrale (Grèce) et sur le pourtour méditerranéen: Rapports avec la crise de salinité méditerranéenne. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, ser. 2, v.2, p.527-533.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., 1990. Current Plate motions. *Geophyical Journal International*, v.101, p.425-478.

Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L., Kazmin, V., Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M., Lauer, J.P., and Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, v.123(1-4), p.241-315.

Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielinck, B., 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Gauthier-Villars, Paris, 307 pp.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., and Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, v.45(1), p.265-283.

Diaz, J., Gallart, J., Villaseñor, A., Mancilla, F., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, A., J., Ibarra, P., and Harnafi, M., 2010. Mantle dynamics beneath the Gibraltar Arc (western Mediterranean) from shear-wave splitting measurements on a dense seismic array. *Geophysical Research Letters*, v.37, L18304.

Didon, J., Durand-Delga, M., and Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bulletin De La Société Géologie de France*, v.15(2), p.77-105.

Di Geronimo, I., Esu, D., and Grasso, M., 1989. Gli strati a "Congerie" del Messiniano superiore del margine nord-occidentale Ibleo. Caratteristiche faunistiche e possibli implicazioni paleogeografiche e paleoclimatiche. *Atti dell'Academia Peloritana dei Pericolanti*, v.67, supplement 1, p.129-150.

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., and Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v.118, p.75-89.

Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc, H., 2006, Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience*, v.338, p.80-91.

Dos Reis, T. 2001. La Tectonique Salifère et son influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion-Méditerranée Occidentale. Ph.D Thesis, Université de Paris 6, Paris, 216 pp.

Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N. and Kontajiotis, G., 2007. Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis: A case study from Gavdos Island. *Geobios*, v.40, p.251-265.

Dronkert, H., 1976. Late Miocene evaporites in the Sorbas Basin and adjoining aeras. *Memorie Società Geologica Italiana*, v.16, p.341-361.

Dronkert, H., Van Der Poel, H., and Geerlings, L.P.A., 1979. Gypsum deposits in the province of Almeria consequences for the Western Mediterranean. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, H.S.1, p.345-354.

Duarte, J.C., Rosas, F.M., Terrinha, P., Schellart, W.P., Boutelier, D., Gutscher, M.A., and Ribeiro, A., 2013. Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin. *Geology*, v.41, p.839-842.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. and Morgan, J.P., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, v.422, p.602-606.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., and Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v.218, p.91-108.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., and Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *Journal of Petrology*, v.46, p.1155-1201.

Duggen, S., Hoernle, K., Klugel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., and Oates, N., 2008. Geochemical zonation of the Miocene Alboran Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.156, p.577-593.

Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Séranne, M., (Eds), 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, v.156, 570 pp.

Durand-Delga, M., and Olivier, Ph., 1988. Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time, *In*: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *The Atlas system of Morocco*, Lecture Notes Earth Science, v.15, p.465-480.

Durand-Delga, M., Feinberg, H., Magné, J. Olivier, P. and Anglada, R., 1993. Les formations oligo-miocène discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et de la Méditerranée d'Alboran. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, v.317, p.679-687.

Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., and Puglisi, D., 2000. Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v.331, p.29-38.

E

Egeler, C.G., and Simon, O.J., 1969. Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geologie en Mijnbouw*, v.48, p.296-305.

Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins - Evolution, Facies and Sediment budget*. Springer-Verlag, New York, 792 pp.

El Euch-El Koundi, N., Ferry, S., Suc, J.P., Clauzon, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Gorini, C., Safra, A., and Zargouni, F., 2009, Messinian deposits and erosion in northern Tunisia: inferences on Strait of Sicily during the Messinian Salinity Crisis. *Terra Nova*, v.21, p.41-48.

ELF, 1981. Informe final sondeo Andalucía A-1. Rapport interne.

ELF, 1984a. Informe final sondeo Andalucía G-1. Rapport interne.

ELF, 1984b. Biostratigraphie, minéralogie des argiles, aspect réservoir et études optiques de la matière organique. Rapport interne.

El Kadiri, Kh., Serrano, F., Hlila, R., Liemlahi, H., Chalouan, A., Lopez-Garrido, A.C., Guerra-Merchan, A., Sanz-de-Galdeano, C., Kerzazi, K., and Mrihi, A.E., 2005. Lithostratigraphy and sedimentology of the latest Cretaceous-early Burdigalian Tamezzakht succession (Northern Rif, Morocco): consequences for its sequence stratigraphic interpretation. *Facies*, v.50, p.477-503.

El Kadiri, Kh., Hlila, R., Sane de Galdeano, C., Lopez-Garrido, A.C., Chalouan, A., Serrano, F., Bahmad, A., Guerra-Merchan, A., and Liemlahi, H., 2006. Regional correlations across the Internides-Externides front (northwestern Rif Belt, Morocco) during the Late Cretaceous-Early Burdigalian times: palaeogeographical and palaeotectonic implications, *In*: Moratti, G. and Chalouan, A. (Eds), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*, Geological Society of London, Special Publications, v.262, p.193-215.

El Kharim, Y., 1991. Sédimentologie et palynologie du Néogène du bassin de Boudinar : implications paléogéographiques et paléoclimatiques (Rif nord-oriental, Maroc). Ph.D. Thesis, Documents des Laboratoires de Géologie Lyon, 117, 153 pp.

England, P., 1983. Contraints on extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, v.88, p.1145-1152.

Ercilla, G., Alonso, B., and Baraza, J., 1992. Sedimentary evolution of the northwestern Alboran Sea during the Quaternary. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.144-149.

Esteban, M., 1979. Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.29, p.169-188.

Esteban, M., and Giner, J., 1980, Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almeria, SE Spain). *Acta Geologica Hispanica*, v. 15(4), p.97-104.

Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M., and Santisteban, C., 1996. Western Mediterranean reef complexes, *In:* Franseen, E.K., *et al.*, (Eds.), *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, v.5, p.55-72.

Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M., Sergeev, S., and Larionov, A., 2011. A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geological Magazine*, v.148, p.183-187.

Esteras, M., Muñoz, P., and Sandoval, N., 1988. *Mapa Geológico del Estrecho de Gibraltar 1: 100.000*, SECEG, Madrid.

Estévez González, C., and Chamón Cobos, C., 1978. *Mapa geologico de España Malaga-Torremolinos* (1:50,000) ser. 2, 1053, IGME, Madrid.

Estrada, F., Ercilla, G., Gorini, C., Alonso, B., Vazquez, J.T., Garcia-Castellanos, D., Juan, C., Maldonado, A., Ammar, A., and Elabbassi, M., 2011. Impact of pulsed Atlantic water inflow into the Alboran Basin at the time of the Zanclean flooding. *Geo-Marine Letters*, v.31, p.361-376.

Esu, D., and Taviani, O., 1989. Oligohaline mollusc faunas of the Colombacci Formation (Late Messinian) from an exceptional fossil vertebrate site in the Romagna Apennines: Monticino quarry (Brisighella, N Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, v.28, p.265-270.

F

Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.P., Funiciello, R., Giardini, D., Mattei, M., and Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International*, v.126, p.781-795.

Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, R., and Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean, *Terra Nova*, v.9, p.126-130.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal Internatiobal*, v.145, p.1-21.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, v.23, TC1012.

Faccenna, C. and Becker, T.W., 2010, Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature*, v.465, p. 602-605.

Feinberg, H., and Lorenz, H.G., 1970. Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc nord-occidental. *Notes du Service géologique du Maroc*, v.30(225), p.21-26.

Feinberg, H., Maate, A., Bouhdadi, S., Durand-Delga, M., Maate, M., Magne, J. and Olivier, P., 1990. Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. *Compte rendus de l'académie des Sciences de Paris* v.310, p.1487-1495.

Feinberg H., Saddiqi O., Michard A., 1996. New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda peridotite (Betic Cordilleras, Spain), *In*: Morris A., Tarling D.H. (Eds.), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society London, Special Publication, v.105, p.43-52.

Fernàndez, M., Marzán, I., Correia, A., and Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, v.291, p.29-53.

Flinch, J. F., 1994. Tectonic evolution of the Gibraltar Arc. Ph.D Thesis, Rice University, Houston, Texas, 381 pp.

Flinch, J.F., Bally, A.W., and Wu, S., 1996. Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, v.24, p.67-70.

Fontannes, F., 1883. Note sur l'Extension et la Faune de la mer pliocène dans le sud-est de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Serie 3, v.11, p.103-142.

Fortuin, A.R., Krijgsman, W., Hilgen, F.J., and Sierro, F.J., 2000. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain: Comment. *Sedimentary Geology*, v.133, p.167-174.

Fortuin, A.R., and Krijgsman, W., 2003. The Messinian of the Níjar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sedimentary Geology*, v.160, p.213-242.

Frey-Martinez, J., Cartwright, J., and James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterization. *Marine and Petroleum Geology*, v.23, p.585-604.

Frizon de Lamotte, D., Bezar, B.S., Bracène, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, v.19, p.740-761.

Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernadez, M., Zeyen, H., Ayarza, H., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixell, A., Arboleya, M.L., Alvarez-Lobato, F., Julivert, M., and Michard, A., 2004. TRASNSMED-transect I, *In*: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas - the Mediterranean region from crust to mantle*, Springer, Berlin, p.91-96.

Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., Azzouzi, M.E., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M. and Michard, A., 2008. The Rif Belt Continental Evolution, *In*: Michard, A. *et al.* (Eds.), *The Geology of Morocco*, Springer Berlin / Heidelberg, v.116, p.133-203.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C., and Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, v.30(3), TC3002.

Fullea Urchulutegui, J., Fernàndez, M. and Zeyen, H., 2005. Lithospheric structure in the Atlantic–Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data: Comptes Rendus *Geosciences*, v.338, p.140-151.

G

Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. and Jabaloy, A., 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, v.3, p.73-85.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marıín-Lechado, C., Ruano, P., and Sanz de Galdeano, C., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, v.36(1–2), p.239-250.

Garcés, M., Krijgsman, W., and Agustí, J., 1998. Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth and Planetary Science Letters*, v.163, p.69-81.

Garcés, M., Krijgsman, W., and Agustí, J., 2001. Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the late Miocene. *Basin Research*, v.13, p.199-216.

Garcia-Castellanos, D., Fernàndez, M., and Torne, M., 2002. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, v.21, TC001339.

Garcia-Castellanos, D., Estrada, F., Jimenez-Munt, I., Gorini, C., Fernandez, M., Vergés, J., and Vicente, R.D., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, v.462, p.778-782.

Garcia-Castellanos, D., and Villaseñor, A., 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, v.480, p.359-363.

García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. and Soto, J.I., 1988. Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, v.307, p.1389-1395.

García-Dueñas, V., Esteras, M., Sandoval, N.G., and Bahmed, A., 1990. *Mapa tectónico del Arco de Gibraltar, scale 1:500.000*, SECEG, Madrid.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., and Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.88-95.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., and Vera, J.A., 1980. Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, v.59, p.155-168.

García Monzón, G., and Kampschuur, W., 1972. *Mapa geológico de España, Hoja 1014, Vera*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

García Monzón, G., G., Kampschuur, W., and Vissers, R.L.M., 1973a. *Mapa geológico de España, Hoja 1013, Macael*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

García Monzón, G., G., Kampschuur, W., Vissers, M., R.L., Verburg, J., and Wolff, R., 1973b. *Mapa geológico de España, Hoja 1030, Tabernas*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

García Monzón, G., G., Kampschuur, W., and Verburg, J., 1974. *Mapa geológico de España, Hoja 1031, Sorbas*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

Gaudant, J., and Ott d'Estevou, P., 1985. Première découverte d'Aphanius Crassicaudus (Agassiz) (Poisson Téléostéen, Cyprinodontidae) dans le Messinien Post-evaporitique d'Andalousie. *Estudios Geológicos*, v.41, p.93-98.

Gaullier, V., Loncke, L., Vendeville, B., Déverchère, J., Droz, L., Obone Zue Obane, E.M., and Mascle, J., 2008. Salt tectonics in the deep Mediterranean: indirect clues for understanding the Messinian salinity crisis.

In: Briand, F. (Ed.), *The Messinian Salinity Crisis from Megadeposits to Microbiology - a Consensus Report*. CIESM, Monaco, p. 91–96.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J. and Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v.318, p.1103-1109.

Geel, T., ROep, T.B., Ten Kate, W., and Smit, J., 1992. Early – Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain) reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reoganisations. *Sedimentary Geology*, v.75, p.223-239.

Gennari, G., Spezzaferri, S., Comas, M.C., Rüggeberg, A., Lopez-Rodriguez, C. and Pinheiro, L.M., 2013, Sedimentary sources of the mud-breccia and mud volcanic activity in the Western Alboran Basin. *Marine Geology*, v.339, p.83-95.

Gentil, L., 1918. Sur le synchronisme des dépôts et des mouvements orogéniques dans le détroit nord-bétique et sud-rifain. *Comptes rendus à l'Académie des Sciences de Paris*, v.167, p.727.

Gennesseaux, M. and Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, v.7, p.71-80.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., and Pérez-Peña, J., 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*, v.580, p.27-42.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Romero, J., and Villegas, I., 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*, v.46, p.76-91.

Gibert, L., Scott, G.R., Montoya, P, Ruiz-Sánchez, F.J., Morales, J., Luque, L., Abella, J., and Lería, M., 2013. Evidence for an African-Iberian mammal dispersal during the pre-evaporitic Messinian. *Geology*, v.41, p.691-694.

Gigliuto, L.G., Ouazani-Touhami, A., Puglisi, D., Puglisi, G., and Zaghloul, M.N., 2004. Petrography and geochemistry of granitoid pebbles from the Oligocene-Miocene deposits of the internal Rifian chain Morocco; a possible new hypothesis of provenance and paleogeographical implications. *Geologica Carpathica*, v.55, p.261-272.

Gignoux, M., 1950. *Géologie stratigraphique*, 4th edition, Masson (Ed.), Paris, 735 pp.

Gill, R.C.O., Aparicio, A., Azzouzi, M.E., Hernandez, J., Thirlwall, M.F., Bourgois, J., and Marriner, G.F., 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos*, v.78, p.363-388.

Gillet, S., 1937. Sur la présence du Pontien sensu stricto dans la région de Salonique. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v.205, p.1243-1245.

Gillet, S., 1960. Observations sur de jeunes coquilles de Mollusques du Pliocène saumâtre du Llobregat (Barcelone). *Bulletin de la Société Géologique de France*, *Serie 7*, v.1, p.731-733.

Gillet, S., 1965. Los Limnocardidos del Plioceno de Papiol (Barcelona). *Memorias y Comunicaciones, Serie 2*, v.1, p.3-81.

Gillet, S., 1968. La faune messinienne des environs d'Ancona. *Giornale di Geologia ser. 2*, v.36, p.69-100.

Gillet, S., and Geissert, F., 1971. La faune de mollusques du Pontien de Trilophos (SW de Thessaloniki). *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, Serie 1, v.23, p.123-164.

Gillet, H., Lericolais, G., and Réhault, J.P., 2007. Messinian event in the black sea: Evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology*, v.244, p.142-165.

Glangeaud, L., Alinat, J., Polveche, J., Guillaume, A. and Leenhardt, O., 1966. Grandes structures de la mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.7, p.921-937.

Gliozzi, E., Grossi, F. and Cosentino, D., 2006. Late Messinian biozonation in the Mediterranean area using Ostracods: a proposal. *In*: Roveri, M. (Ed), *The Messinian salinity crisis revisited-II*, Acta naturalia de "L'Ateneo Parmense", abstract A.21SS.3.

Gliozzi, E., Ceci, M.E., Grossi, F. and Ligios, S., 2007. Paratethyan Ostracod immigrants in Italy during the Late Miocene. *Geobios*, v.40, p.325-337.

Gómez-Pugnaire, M.T., and Soler, J.M., 1987. High-Pressure metamorphism in metabasite from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v.95, p.231-244.

Gorini, C., 1993. Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). Ph.D Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.

Goubert, E., Néraudeau, D., Rouchy, J.M., and Lacour, D., 2001, Foraminiferal record of environmental changes: Messinian of the Los Yesos area (Sorbas Basin, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.175, p.61-78.

Govers, R., 2009. Choking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis. *Geology*, v.37, p.167-170.

Gràcia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M.C., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., Garcia, M., Danobeitia, J. and Party, H.S., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, v.241, p.734-749.

Grimison, N.L., and Chen, W.-P., 1986. The Azores-Gibraltar Plate Boundary: Focal Mechanisms, Depths of Earthquakes, and their Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research*, v.91, p.2029-2047.

Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, v.298, p.259-269.

Guennoc, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, v.3, p.67-97.

Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Garcés, M., Gofas, López Garrido, A.C., El Kadiri, K., and Hlila, R., 2008. Caracterización de la sedimentación Lago Mare (Messiniense terminal) y de la transgresión del comienzo del Plioceno en la cuenca de Málaga (Cordillera Bética). *Geogaceta*, v.44, p.207-210.

Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Garcés, M., Gofas, S., Esu, D., Gliozzi, E., and Grossi, F., 2010. Messinian Lago-Mare deposits near the Strait of Gibraltar (Malaga Basin, S Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.285, p.2646276.

Guerrera, F., Martín-Algarra, A. and Perrone, V., 1993. Late Oligocene-Miocene syn-/-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. Terra Nova, v.5, p.525-544.

Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., and Tramontana, M., 2005. Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, v.17, p.358-367.

Guerrera, F., Martín-Algarra, A., and Martín-Martín, M., 2012. Tectono-sedimentary evolution of the 'Numidian Formation' and Lateral Facies (southern branch of the western Tethys): constraints for central-western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, v.24, p.34-41.

Guillemin, M., and Houzay, J.P., 1982. Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif Nord oriental. Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, de Kert, de Boudinar et du piémont des Kebdana. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, v.314, p.7-239.

Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A., and Ledru, P., 2008, Geological modeling from field data and geological knowledge: Part II. Modeling validation using gravity and magnetic data inversion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.171, p.158–169.

Guiraud, R., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview, *In*: D.S. Macgregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society, London, Special Publication, v.132, p.217-229.

Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., and Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, v.30(12), p.1071-1074.

Gutscher, M.A., 2004. What Caused the Great Lisbon Earthquake? *Science*, v.305(5688), p.1247-1248.

H

Hammer, S., 1939, Terrain corrections for gravimeter stations. Geophysics, 4, 184–194

Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., and Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, v.102, p.121-158.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, v.235(4793), p.1156-1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C. and Vail, P., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *In*: P.C. Graciansky, *et al.* (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication v.60, p.3-13, charts 1-8.

Hardie, L.A., and Lowenstein, T.K., 2004. Did the Mediterranean Sea Dry Out During the Miocene? A Reassessment of the Evaporite Evidence from DSDP Legs 13 and 42A Cores. *Journal of Sedimentary Research*, v.74, p.453-461.

Harvey, A.M., and Wells, S.G., 1987. Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain. *Geology*, v. 15, p. 689-693.

Haughton, P., 1994. Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin, Southeast Spain. *Journal of Sedimentary Research*, v.64, p.233-246.

Haughton, P., 2000. Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain. *Sedimentology*, v.47, p.497-518.

Haughton, P., 2001. Contained turbidites used to track sea bed deformation and basin migration, Sorbas Basin, south-east Spain. *Basin Research*, v.13, p.117-139.

Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A. and Verdurmen, T., 1980. Excess radiogenic Ar and Rb/Sr systems in basic intrusives subjected to be Alpine metamorphic in SE Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, v.47, p.81-90.

Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Llave, E., Ercilla, G., and Van Rooij, D., 2011. Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Marine Letters*, v.31, p.315-341.

Hidas, K., Booth-Rea, G., Garrido, C.J., Martínez-Martínez, J.M., Padrón-Navarta, J.A., Konc, Z., Giaconia, F., Frets, E., and Marchesi, C., 2013. Backarc basin inversion and subcontinental mantle emplacement in the crust: kilometre-scale folding and shearing at the base of the proto-Alborán lithospheric mantle (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of the Geological Society*, v.170, p.47-55.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. and Zachariasse, W.J., 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, v.136, p.495-510.

Hilgen, F.J. and Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, v.11, p.16-22.

Hilgen, F.J., Kuiper, K.F.., Krijgsman, W., Snel, E., and van der Laan, E., 2007. Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, v.4, p.231-238.

Hlila, R., Chalouan, A., Kadiri, K.E., Sanz de Galdeano, C., Martín-Pérez, J.A., Serrano, F., Garrido, A.C.L., Maaté, A. and Guerra-Merchán, A., 2008. New stratigraphic data of the Oligo-Miocene transgressive cover of the Ghomarides Units (northern internal Rif, Morocco): implications on tectono-sedimentary evolution. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.21, p.59-71.

Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A., and Rakic-El Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography*, v. 9(6), p. 835-855.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., and Raymo, M.E., 2001. Correlation of Late Miocene to Early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography*, v.16, p.164-178.

Hodgson, D.M., and Haughton, P., 2004. Impact of syndepositional faulting on gravity current behaviour and deep-water stratigraphy: Tabernas-Sorbas Basin, SE Spain. *In*: Logas, S.A. and Joseph, P., (Eds.), *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, London, Special Publications, v.222, p.135-158.

Hoernle, K., van den Bogaard, P., Duggen, S., Mocek, B., and Garbe-Schönberg, D., 1999. Evidence for miocene subduction beneath the Alboran Sea: 40Ar/39Ar dating and geochemistry of volcanic rocks from holes 977A and 978A. *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.357-373.

Horvath, F., and Berckhemer, H., 1982. Mediterranean back arc basins. *In*: Berckhemer, H., and Hsü, K.J. (Eds.), *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. American Geophysical Union Geodynamics Series, v.7, p.141-173.

Houlding, S.W., 1994. 3D *Geoscience Modeling, Computer Techniques for Geological Characterization*. Berlin, Springer Verlag, Germany, 309 pp.

Hsü, K., Cita, M.B., and Ryan, W.B.F., 1973a. The origine of the Mediterranean evaporates. *In*: Ryan, W.B.F., Hsü, K. *et al.* (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, v.13, p.1203-1231.

Hsü, K., Ryan, W.B.F. and Cita, M.B., 1973b. Late Miocene Dessication of the Mediterranean. *Nature*, v.242, p.240-244.

Hurford, A.J., Platt, and, Carter, J.P., 1999, Fission-track analysis of samples from the Alboran sea basement, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.295-300.

I

Iaccarino, S., and Papani, G., 1979. Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene. *In*: Step, G. (Ed.), *Volume dedicato a Sergio Venzo*, University of Parma, p.15-46.

Iaccarino, S.M., and Bossio, A., 1999. Paleoenvironment of uppermost Messinians equences in the Western mediterranean (Sites 974, 975, and 978). *In*: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, v.161, p.529-541.

Ingersoll, R.V., and Busby, C.J., 1995. Tectonics of sedimentary basins. *In*: Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, p.1-51.

Ingersoll, R.V., 2011. Tectonics of Sedimentary Basins, with Revised Nomenclature. *In*: John Wiley & Sons (Eds), *Tectonics of Sedimentary Basins*, p.1-43.

Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fullea, J., and Fernàndez, M., 2007. The structure of the Atlantic–Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa plate boundary). *Marine Geology*, v.243, p.97-119.

Iribarren, L., Vergés, J., and Fernàndez, M., 2009. Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics*, v.475, p.68-84.

Ismail-Zadeh, A., Matenco, L., Radulian, M., Cloetingh, S., and Panza, G., 2012. Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): Current state-of-the art. *Tectonophysics*, v.530–531, p.50-79.

J

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., and González-Lodeiro, F., 1992. The Mecina Extensional System: Its relation with the post-Aquitanian piggy-back Basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, v.12, p.96-103.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. and González- Lodeiro, F., 1993. The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, v.15(3-5), p.555-569.

Jackson, M. P.A., and Vendeville, B.C., 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, v.106(1), p.57-73.

Jacoby, W., and Smilde, L., 2009, Gravity Interpretation - Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation. *Springer*, Heidelberg.

Johnson, C., Harbury, N., and Hurford, A.J., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, v.16(2), p.189-204.

Jolivet, L., and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, v.19(6), p.1095-1106.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., and Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, v.303, p.353-409.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., and Rouchy, J. M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.9-33.

Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., and Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v.179, p.525-550.

Jolivet, L., Faccenna, C., and Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, v.285, p.198-209.

Jonk, R., and Biermann, C., 2002. Deformation in Neogene sediments of the Sorbas and Vera Basins (SE Spain): constraints on simple-shear deformation and rigid body rotation along major strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, v.24, p.963-977.

Joly, A., Faure, M., Martelet, G., and Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central. *Journal of Structural Geology*, v.31, p.421-443.

Juan, C., Ercilla, G., Estrada, F., Casas, D., Alonso, B., García, M., Farran, M., Palomino, D., Vázquez, J. T., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Medialdea, T., Gorini, C., D'Acremont, E., El Moumni, B., Gensous, B., Tesson, M., Maldonado, A., Ammar A. and CONTOURIBER & MONTERA TEAMS, 2012. Contourite sedimentation in the Alboran Sea: Plio-Quaternary evolution. *Geo-Temas*, v.13.

Jurado, M.J., and Comas, M.C., 1992. Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.129-136.

K

Kastens, A., K., 1992. Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian Salinity Crisis? New evidence from Ocean Drilling Program Site 654 in the Tyrrhenian Sea. *Paleoceanography*, v.7, p.333-356.

Kelley, S.P., and Platt, J.P., 1999. Ar-Ar dating of biotite and muscovite from Alboran basement samples, Site 976, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.301-306.

Kingston, D.R., Dishroon, C.P., and Williams, P.A., 1983. Global basin classification system. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v.67, p.2175-2193.

Kleverlaan, K., 1989. Neogene history of the Tabernas basin (SE Spain) and its Tortonian submarine fan development. *Geologie en Mijnbouw*, v.68, p.421-432.

Kontopoulos, N., Zelilidis, A., Piper, D.J.W., and Mudie, P.J., 1997. Messinian evaporites in Zakynthos, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.129, p.361-367.

Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M., and Tabit, A., 1990. Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle. *Journal of Petrology*, v.31, p.717-745.

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., and Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, v.308(1–2), p.211-217.

Kouwenhoven, T.J., Hilgen, F.J., and Van der Zwaan, G.J., 2003. Late Tortonian-early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean-Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.198, p.303-319.

Kozary, M.T., Dunlap, J.C. and Humphrey, W.E., 1968. Incidence of saline deposits in geological time. *Geological Society of America Special Paper*, v.88, p.45.

Krijgsman, W., Hilgent, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, v.400, p.652-655.

Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. and Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, v.153, p.147-160.

Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J., Sierro, and F.J., 2001, Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology*, v.140, p.43-60.

Krijgsman, W., 2002. The Mediterranean: Mare Nostrum of Earth Sciences. *Earth and Planetary Science Letters*, v.205, p.1-12.

Krijgsman, W., Gaboardi, S., Hilgen, F.J., Iaccarino, S., de Kaenel, E., and van der Laan, E., 2004, Revised astrochronology for the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): No glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, v.1(1), p.87-101.

Krijgsman, W., and Meijer, P. T., 2008. Depositional environments of the Mediterranean "Lower Evaporites" of the Messinian salinity crisis: Constraints from quantitative analyses. *Marine Geology*, v.253, p.73-81.

Krijgsman, W., Stoica, M., Vasiliev, I., and Popov, V.V., 2010. Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planetary Science Letters*, v.290, p.183-191.

Kuo, L.C., Mountfield, R.A., Chevalier, Y.M., Haddad, G.A., Weinzapfel A.C., and Strickland, M.O., 2002. Petroleum systems and exploration potential of the western Alboran Basin. *AAPG International Conference*, El Cairo, Abstract Book.

L

Lacombe, O., and Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, v.24.

Lacour, D., and Néraudeau, D., 2000, Évolution de la diversité des Brissopsis (Echinoida, Spatangoida) en Méditerranée depuis la « crise messinienne » : application paléoécologique aux B. lyrifera intragypses de Sorbas (SE Espagne). *Geodiversitas*, v.22(4), p. 509-523.

Lacour, D., Lauriat-Rage, A., Martin, S., J.P., Videt, B., Néraudeau, D., Goubert, E., and Bongrain, M., 2002, Les associations de bivalves (Mollusca, Bivalvia) du Messinien du bassin de Sorbas (SE Espagne). *Geodiversitas*, v.24(3), p.641-657.

Lajaunie, C., Courrioux, G., and Manuel, L., 1997. Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, v.29(4), p.571-584.

Landau, B., La Perna, R. and Marquet, R., 2006. The Early Pliocene gastropoda (Mollusca) of estepona, Southern Spain. Part 6: Triphoroidea, Epitonioidea, Eulimoidea. *Palaeontos*, v.10, p.1-96.

Larsen, H.C., Saunders, A.D., Clift, P.D., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S. and ODP Leg 152 Scientific Party, 1994. Seven Million Years of Glaciation in Greenland. *Science*, v.264, p.952–955.

Leblanc, D., and Olivier, P. 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogeny. *Tectonophysics*, v.101, p.345-355.

Lefort, J.P., and Agarwal, B.N., 1999. Of what is the center of the Ibero-Armorican arc composed?. *Tectonophysics*, v.302, p.71–81.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, v.73, p.3661-3667.

Le Pichon, X., and Angelier, J., 1979. The hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area. *Tectonophysics*, v.60, p.1-42.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v.300, p.357-372.

Le Pourhiet, L., Huet, B., May, D.A., Labrousse, L., and Jolivet, L., 2012. Kinematic interpretation of the 3D shapes of metamorphic core complexes. Geochemistry Geophysics Geosystems, v.13, Q09002.

Leroux, E., 2012. Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du basin Provençal. Ph.D Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 455 pp.

Li Qiao, Ruano, P., Pedrera, A., and Galindo-Zaldívar, J., 2012, Estructura de la cuenca sedimentaria de Tabernas-Sorbas mediante prospección gravimétrica y magnética (Zonas Internas, Cordillera Bética Oriental). *Geogaceta*, v.52, p.117–120.

Liu, S., Nummedal, D., and Liu, L., 2011. Migration of dynamic subsidence across the Late Cretaceous United States Western Interior Basin in response to Farallon plate subduction. *Geology*, v.39, p.555-558.

Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. Ph.D Thesis, Université des Sciences et Techniques de Lille, Lille, 285 pp.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. and Steckler, M.S., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, v.217, p.1-30.

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F. and Thinon, I., (Eds), 2010. Atlas of the "Messinian Salinity Crisis" seismic markers in the Mediterranean and Black seas, *CCGM / Mémoires de la SGF*, v.179, 72 pp.

Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., Gorini, and C., 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, v.182, p.163-180.

Loget, N., Van den Driessche, and Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova*, v.17, p.414-419.

Loget, N., and Van den Driessche, J., 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.341-356.

Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Vendeville, B., and Camera, L., 2006. The Nile deep-sea fan: An example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited subsalt paleotopographic features. *Marine and Petroleum Geology*, v.23(3), p.297-315.

Londeix, L., Benzakou, M., Suc, J.-P., and Turon, J.-L., 2007. Messinian paleoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): The dinoflagellate cyst record. *Geobios*, v.40(3), p.233-250.

Lonergan, L., 1991. Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain. *PhD Thesis*, Oxford University, 154 pp.

Lonergan, L., 1993. Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, southeast Spain. *Tectonics*, v.12, p.460-476.

Lonergan, L., and Platt, J.P., 1995. The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, v.17, p.1655-1671.

Lonergan, L., and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, v.16(3), p.504-522.

López-Garrido, A.C., and Sanz de Galdeano, C., 1999. Neogene sedimentation and tectono-eustatic control of the Malaga Basin, South Spain. *Journal of Petroleum Geology*, v.22, p.81-96.

López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V. and Müntener, O., 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride complex, SE Spain. *Terra Nova*, v.13, p.327-332.

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., and ilson, D., 2004. The Neogene period. *In*: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, p.409-440.

Lu, F.H., 2006. Lithofacies and water-body record of Messinian evaporites in Nijar Basin, SE Spain. Sedimentary *Geology*, v.188-189, p.115-130.

Lujan, M., Storti, F., Balanya, J.C., Crespo-Blanc, A., and Rossetti, F., 2003. Role of decollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, v.25, p.867-881.

Luján, M., Crespo-Blanc, A., and Balanyá, J.C., 2006. The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, v.25, TC6001.

Lujan, M., Crespo-Blanc, A., and Comas, M., 2011. Morphology and structure of the Camarinal Sill from high-resolution bathymetry: evidence of fault zones in the Gibraltar Strait. *Geo-Marine Letters*, v.31, p.163-174.

Lustrino, M., Duggen, S., and Rosenberg C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, v.104, p.1-40.

M

Maaté, A., Martin-Perez, J-A., Martin-Perez, J-A., Martín-Algarra, A., Serrano, F., Aguado, R., Martin-Martin, M. and El Hajjaji., 1995. Le Burdigalien inférieur de Boujarrah (Rif septentrional, Maroc) et la signification paléotectonique des séries miocènes transgressives sur les zones internes bético-rifaines. *Compte Rendus de l'académie des Sciences de* Paris, v.320, p.15-22

Maaté, A., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., and Serra-Kiel, J., 2000. Nouvelles donnéessur le Paléocène-Éocène des zones internes bético-rifaines. *Geobios*, v.33, p.409-418.

Magné, J., Orszag-Sperber, F., and Pilot, M.D., 1977. Nouvelles données sur le Pliocène de Corse: le problème de la limite Miocène-Pliocène. *Bulletin du Bureau de Recheches Géologiques et Minières*, Serie 2, section 1, v.3, p.209-218.

Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J., and Gaullier, V., 2006. Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.69-91.

Maldonado, A., Campillo, C., A., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J., and Campos, J., 1992. Alboran Sea late cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.179-186.

Maldonado, A., Somoza, L., and Pallarés, L., 1999. The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, v.155, p.9-43.

Malinverno, A., and Ryan W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, v.5, p.227-245.

Mallet, J.L., 2002. *Geomodeling*: New York, Oxford University Press, 624 pp.

Mancilla, F. de L., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernandez-Ros, A., Páez, R., and Pérez-Peña, A., 2013. Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, v.41, p.307-310.

Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C. and Albarello, D. 2001. Back arc extension: which driving mechanism? *In*: Jessell, M. W., (Eds), *General Contributions: 2001*. Journal of the Virtual Explorer, v.3, p.17-45.

Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M., and Sierro, F.J., 2013. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, v.25, p.315-322.

Marabini, S., and Vai, G.B., 1988. Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna. *In*: De Giuli, C., Vai, G.B. (Eds.), *Fossil Vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines* – Field Trip Guidebook, Faenza, p.39-57.

Martelet, G. 1999. Modélisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au massif granitique du Mont Lozère, Cévennes, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe, Paris.

Martelet, G., Debeglia, N., Truffert, and C. 2002. Updating and validating the French gravity terrain corrections out to a distance of 167 km, *Compte Rendus Geosciences*, v.334(7), p.449-454.

Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D. and Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modeling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, v.382, p.117-128

Martín, J.M, and Braga, J.C., 1994. Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sedimentary Geology*, v.90, p.257-268.

Martin, J.M., Braga, J.C., and Riding, R., 1997, Late Miocene Halimeda alga-microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain. *Sedimentology*, v.44, p.441-456.

Martin, J.M., Braga, J.C., and Sanchez-Almazo, I.M., 1999. The Messinian record of the outcropping marginal Alboran basin deposits: significance and implications, *In*: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, a., (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p. 543-551.

Martín, J.M., Braga, J.C., and Betzler, C., 2001. The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. *Terra Nova*, v.13, p.418-424.

Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Caracuel, J.E., Estévez-Rubio, A., Martin-Algarra, A., and Sandoval, J., 2006. Tectonic framework and extensional pattern of the Malaguide Complex from Sierra Espuña (Internal Betic Zone) during Jurassic–Cretaceous: implications for the Westernmost Tethys geodynamic evolution. *International Journal of Earth Sciences*, v.95, p.815-826.

Martín-Serrano García, C., and Piles Mateo, E., 1980. *Mapa geológico de España, Hoja 1075, San Roque*: Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ministerio de Industria y Energía, Madrid, scale 1:50000.

Martín-Suárez, E., Freudenthal, M., Krijgsman, W., and Fortuin, A.R., 2000. On the age of the continental deposits of the Zorreras Member (Sorbas Basin, SE Spain). *Geobios*, v.33, p.505–512.

Martina, E., Casati, P., Cita, M.B., Gersonde, R., D'Onofrio, S., and Bossio, A., 1979. Notes on the Messinian stratigraphy of the Crotone basin, Calabria (Italy). *Annales Géologiques des Pays Helléniques special issue*, v.2, p.755-765.

Martínez del Olmo, W., 2011. El messiniense en el golfo de valencia y el mar de Alboran: implicaciones paleogeograficas y paleoceanograficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.24(3-4), p.237-257.

Martínez del Olmo, W., and Comas, M.C., 2008. Arquitectura sísmica, olistostromas y fallas extensionales en el norte de la cuenca oeste del mar de Alborán. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.21(3-4), p.151-167.

Martínez-García, P., Soto, J.I., and Comas, M.C., 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, v.31, p.19-36.

Martínez-García, P., Comas, M., Soto, I., J., Lonergan, L., and Watts, B., A., 2013. Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, v.25, p.361-387.

Martínez-Martínez, J.M., 1985, Las Sucesiones Nevado-Filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. *Cuadernos de Geología Ibérica*, v.12, p.127-144.

Martínez-Martínez, J.M., and Azañón, J.M., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. *Tectonics*, v.16, p.205-225.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., and Balanyá J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, v.21, TC001283.

Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I., and Balanyá, J. C. 2004, Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (southeast Spain), In: Whitney, D.L, Teyssier, C., and Siddoway, C.S. (Eds), *Gneiss Domes in Orogeny: Boulder*, Geological Society of America Special Paper 380, p. 243-266.

Martinez-Martinez, J.M., Booth-Rea, G., Azanon, J.M., and Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, v.422, p.159-173.

Mather, A.E., 2000, Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. *Geomorphology*, v.34, p.271-289.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In*: A. Farinacci (Ed), Proceedings of the Second International Conference on Planktonic Microfossils Roma, Tecnoscienza, 2, p.739-785.

Mărunţeanu, M., and Papaianopol, I., 1995. The connection between the Dacic and Mediterranean Basins based on calcareous nannoplankton assemblages. *Romanian Journal of Stratigraphy*, v.76(7), p.169-170.

Mărunţeanu, M., and Papaianopol, I., 1998. Mediterranean calcareous nannoplankton in the Dacic Basin. *Romanian Journal of Stratigraphy*, v.78, p.115-121.

Matenco, L., Bertotti, G., Leever, K., Cloetingh, S., Schmid, M., S., Tărăpoancă, M., and Dinu, C., 2007. Large-scale deformation in a locked collisional boundary: Interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. *Tectonics*, v.26, TC4011.

Mattei, M., Cifelli, F., Rojas, I.M., Crespo-Blanc, A., Comas, M.C., Faccenna, C., and Porreca, M., 2006. Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth and Planetary Science Letters*, v.250, p.522-540.

Mauffret, A., 1968. Etude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne « Geomede 1 » au large des Baléares et dans la mer Ligure. Ph.D Thesis, Faculté des Sciences de Paris.

Mauffret, A., 1970. Les dômes et les structures "anticlinales" de la Méditerranée occidentale au Nord-Est des baléares. *Revue de l'institut Francais du Pétrole et Annales des combustibles Liquides*, v.24, p.953.

Mauffret, A., Maldonado, A. and Campillo, A.C. 1992, Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian Basins, western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.104-110

Mauffret, A., Montadert, L., Lavergne, M., and Wilm, C., 1978. Geological and geophysical setting of DSDP Site 372 (Western Mediterranean). *In*: Montadert, L., Hsü, K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.42, p.889-896.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C., and Maillard, A., 2004. E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, v.16, p.257-264.

Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., and Jabour, N., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin. *Terra Nova*, v.19, p.195-203.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Azzouzi, M.E., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, Q., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J., and Rehault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris,* Ser II-A, v.331, p.159-173.

McKenzie, D.P., and Parker, D.L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, v.216, p.1276-1280.

McKenzie, J., 1999. From desert to deluge in the Mediterranean. *Nature*, v. 400, p. 613-614.

Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D., and Fernández-Puga M.C., 2004. Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. Marine Geology, v.209, p.173-198.

Meijninger, B.M.L., 2006. Late-orogenic extension and strike-slip deformation in the Neogene of southeastern Spain. Ph.D Thesis, Universiteit Utrecht, Geologica Ultraiectina, 179 pp.

Meijninger, B.M.L. and Vissers, R.L.M., 2006. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Research*, v.18, p.547-571.

Meijninger, B.M.L., and Vissers R.L.M., 2007. Thrust-related extension in the prebetic (Southern Spain) and closure of the North Betic Strait. Revista de la Sociedad Geológica de España, v.20, p.153-171.

Melinte-Dobrinescu, M.C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Popescu, S.-M., Armijo, R., Meyer, B., Biltekin, D., Çağatay, M.N., Ucarkus, G., Jouannic, G., Fauquette, S., and Çakir, Z., 2009. The Messinian Salinity Crisis in the Dardanelles region: Chronostratigraphic constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.278, p.24-39.

Meulenkamp, J.E., and Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.196, p.209-228.

Michalzik, D., 1996. Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian (Late Miocene) evaporites in SE Spain. *Sedimentary Geology*, v. 106, p.203-222.

Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A., and Saddiqi, O., 1991. Les correlations entre les chaînes Betico-Rifaines et les Alpes et leurs conséquences. *Bulletin de la Société Géologique de France, Série VIII*, v.162(6), p.1151-1160.

Michard A., Goffé B., Bouybaouene M., Saddiqi O., 1997. Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, v.9, p.1-8.

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., and Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ?. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v.173, p.3-15.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., and Goffé, B., 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience*, v.338, p.92-114.

Miller, S., M., Allam, A.A., Becker, T.W., Leo, J. F.D., and Wookey, J., 2013. Constraints on the tectonic evolution of the westernmost Mediterranean and northwestern Africa from shear wave splitting analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, v.375, p.234-243.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, v.310, p.1293-1298.

Mitchell, A.H.G., and Reading, H.G., 1986. Sedimentation and tectonics. *In*: Reading, H.G. (Ed) *Sedimentary environments and facies, 2nd edn*. Blackwell, Oxford, p.471-519

Mitchum, R. and Vail, P., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. *In*: Payton, C.E., (Ed), *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, American Association Petroleum Geologist Memoir, v.26.

Molnar, P., and Houseman, G.A., 2004. The effects of buoyant crust on the gravitational instability of thickened mantle lithosphere at zones of intracontinental convergence. *Geophysical Journal International*, v.158, p.1134-1150.

Monié, P. and Chopin, C., 1991. ^{40}Ar-^{39}Ar ages through high-pressure low-temperature metamorphism in the Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, v.2, p.343-361.

Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Goffé, B. and Jabaloy, A., 1991. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, v.148, p.288-297.

Monie, P., Montigny, R., and Maluski, H., 1992. A Burdigalian age for extensional ductile tectonics in the Edough Massif (Kabylies, Algeria). $^{39}Ar/^{40}Ar$ Radiometric data. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v.163, p.571-584.

Monié, P., Torres-Roldan, R.L., and Garcia-Casco, P., 1994. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, 40Ar/30Ar thermochronological constraints on a collapse terrane. *Tectonophysics*, v.238, p.353-379.

Montadert, L., Sancho, J., Fail, J.P., Debyser, J. and Winnock, E., 1970. De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v.271, p.812-815.

Montadert, L., Letouzey, J. and Mauffret, A., 1978. Messinian event: seismic evidence. *In*: Hsü, K.J., Montadert, L., and al (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, v.42(1), p.1037-1050.

Montel, J.M., Kornprobst, J., and Vielzeuf, D., 2000. Preservation of old U–Th–Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, v.18(3), p.335-342.

Montenat, C., and Ott d'Estevou, P., 1977. Présence du Pliocène marin dans le bassin de Sorbas (Espagne méridionale). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. Comptes Rendus *somm. Soiété Géologique de France*, v.4, p.209-211.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Plaziat, J.C., and Chapel, J., 1980. La signification des faunes marines contemporaines des évaporites messiniennes dans le Sud-Est de l'Espagne. Conséquences pour l'interprétation des conditions d'isolement de la Méditerranée occidentale. *Geologie Méditerranéenne*, v.7, p.81-90.

Montenat, C., Ott d´Estevou, P., and Masse, P., 1987. Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bulletin Centres Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine*, v.11, p.1-22.

Montenat, C., and Ott d'Estevou, P., 1990. Eastern Betic Neogene basins – a review, I*n*: Montenat, C . (Ed) *Les bassins néogènes du domaine bétique orientale (Espagne)*, Documents et Travaux IGAL, Paris, p.9-15.

Montenat, C., and Ott d'Estevou, P., 1999. The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the Eastern Betics Cordillera, SE Spain. *Journal of Petroleum Geology*, v.22, p.61–80.

Mora, M., 1993. Tectonic and Sedimentary Analysis of the Huercal-Overa Region, SE Spain, Betic Cordillera, Ph.D Thesis, Oxford University, Oxford.

Morel, J.L., 1987. Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif-Maroc), Ph.D Thesis, Université de Paris-Sud, Orsay, 584p.

Morgan W.J., 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *Journal of Geophysical Research*, v.73, p.1959-1982.

Morley, C.K., 1992. Notes on Neogene basin history of the Western Alboran Sea and its implications for the tectonic evolution of the Rif-Betic orogenic belt. *Journal of African Earth Sciences*, v.14, p.57-65.

Morley, C.K., 1993. Discussion of origins of hinterland basins to the Rif-Betic Cordillera and Carpathians. *Tectonophysics*, v.226, p.359-376.

Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., and Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews*, v.104(1-3), p.41-91.

Morten, L., Bargossi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E. and Díaz de Federico, A., 1987. Metagabbro and associated eclogites in the Lubrín area, Nevado-Filabride Complex, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*, v.5, p.155-174.

Moscardelli, L., Wood, L., and Mann, P., 2006. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin*, v.90, p.1059-1088.

Moscardelli, L., and Wood, L., 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, v.20, p.73-98.

Mountfield, R.A., Chevalier; Y.M., Haddad, G.A., Kuo L.C., and Weinzapfel, A.C., 2002. Petroleum systems and exploration potential of the western Alboran Basin. *Marrakech International Oil and Gas Conference*, Abstract Book.

Mourgues, R., and Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *Journal of Structural Geology*, v.28, p.887-901.

Mulder, C.J., and Parry, G.R., 1977. Late tertiary evolution of the Alboran Sea at the eastern entrance of the straits of Gibraltar. *In*: International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, p.401-410.

Münch, P., Roger, S., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G. and Ben Moussa, A., 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*, v.332, p.569-576.

Muñoz, A., Ballesteros, M., Montoya, I., Rivera, J., Acosta, J., and Uchupa, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain-Part I: Geomorphology. *Marine and Petroleum Geology*, v.25, p.59-73.

Mynatt, I., Bergbauer, S., and Pollard, D.D., 2007. Using differential geometry to describe 3-D folds. *Journal of Structural Geology*, v.29, p.1256-1266.

N

Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., and Bouybaouene, M.L., 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*, v.24, p.309-327.

Negro, F., Agard, P., Goffe, B., and Saddiqi, O., 2007. Tectonic and metamorphic evolution of the Temsamane units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic-Rif arc. *Journal of the Geological Society*, v.164, p.829-842.

Negro, F., de Sigoyer, J., Goffe, B., Saddiqi, O., and Villa, I.M., 2008. Tectonic evolution of the Betic-Rif arc: New constraints from (40)Ar/(39)Ar dating on white micas in the Temsamane units (External Rif, northern Morocco). *Lithos*, v.106, p.93-109.

Néraudeau, D., Videt, B., Courville, P., Goubert, E., and Rouchy, J.M., 2002, Corrélation des niveaux fossilifères marins interstratifiés dans les gypses messiniens, entre la carrière de Los Yesos et la carrière de Molinos de Aguas (bassin de Sorbas, SE Espagne). *Geodiversitas*, v.24(3), p.659-667.

Nesteroff, W.D., 1973. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediteranean evaporites. *In*: Ryan, W.B.F., Hsü, K. *et al.* (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, v.13, p.673-694.

Nieto, F., Velilla, N., Peacor, D.R. and Ortega-Huertas, M., 1994. Regional retrograde alteration of subgreenschist facies chlorite to smectite. *Contributions to mineralogy and petrology*, v.115, p.243-252.

Nocquet, J.M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, v.579, p.220-242.

O

Ogniben, L., 1957. Petrographia della serie solfifera-siciliana e considerazion geotoche relative. *Memorie Descrittive délia Carta. Geologica Italia*, v.33, 275 pp.

Omodeo Salé, S., Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V., and Roveri M., 2012. Tectonic and climatic control on the Late Messinian sedimentary evolution of the Níjar Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, v.24, p.314–337.

Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. and Nieto, F., 1998. Development of large north-facing folds and its relation with crustal extension in the Alborán domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras). *Tectonophysics*, v.56, p.277-295.

Orozco, M., and Alonso-Chaves, F., 2012. Kilometre-scale sheath folds in the western Betics (south of Spain). *International Journal of Earth Sciences*, v.101(2), p.505-519.

Orszag Sperber, F., Rouchy, J.M. and Blanc-Valleron, M.M., 2000. La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre): la période du Lago-Mare et sa signification. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v.331, p.483-490.

Orszag-Sperber, F., 2006. Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology*, v.188–189, p.259-277.

Osmundsen, P.T., and Andersen, T.B., 1994. Caledonian compressional and late-orogenic extensional deformation in the Staveneset area, Sunnfjord, Western Norway. *Journal of Structural Geology*, v.16, p.1385-1401.

Ott d'Estevou, P., and Montenat, C., 1990. Le bassin de Sorbas-Tabernas*, In :* Montenat, C . (Ed) *Les bassins néogènes du domaine bétique orientale (Espagne)*, Documents et Travaux IGAL, Paris, v.12-13, p.101-128.

Ott d'Estevou, P., Montenat, C., and Alvado J.-C. 1990. Le bassin de Vera-Garrucha, *In :* Montenat, C . (Ed) *Les bassins néogènes du domaine bétique orientale (Espagne)*, Documents et Travaux IGAL, Paris, v.12-13, p.165-187.

P

Palomino, D., Vazquez, J.T., Ercilla, G., Alonso, B., Lopez-Gonzalez, N., and Diaz-del-Rio, V., 2011. Interaction between seabed morphology and water masses around the seamounts on the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, v.31, p.465-479.

Pagnier, H., 1976. Depth of deposition of Messinian selenitic gypsum in the Basin of Sorbas (SE Spain). *Memorie Società Geologica Italiana*, v.16, p.363-367.

Pedley, M., Grasso, M., Maniscalco, R., and Esu, D., 2007. The Monte Carrubba Formation (Messinian, Sicily) and its correlatives: New light on basin-wide processes controlling sediment and biota distributions during the Palaeomediterranean–Mediterranean transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.253, p.363-384.

Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruíz-Constán, A., Duque, C., Marín-Lechado, C., and Serrano, I., 2009. Recent large fold nucleation in the upper crust: Insight from gravity, magnetic, magnetotelluric and seismicity data (Sierra de Los Filabres–Sierra de Las Estancias, Internal Zones, Betic Cordillera). *Tectonophysics*, v.463, p.145-160.

Pedrera, A., Galindo-Zaldivar, J., Tello, A., and Marin-Lechado, C., 2010, Intramontane basin development related to contractional and extensional structure interaction at the termination of a major sinistral fault: The Huércal-Overa Basin (Eastern Betic Cordillera). *Journal of Geodynamics*, v. 49, p.271-286.

Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido, C., A., Chabli, A., Ahmamou, M., and González-Castillo, L., 2011. Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, v.52(2), p.83-96.

Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Lamas, F., and Ruiz-Constán, A. 2012. Evolution of near-surface ramp-flat-ramp normal faults and implication during intramontane basin formation in the eastern Betic Cordillera (the Huércal-Overa Basin, SE Spain). *Tectonics*, v.31, TC4024.

Pellen, R., 2011. La Crise de Salinité Messinienne dans l'avant-fosse apenninique. Master Thesis, Université de Bretagne Occidentale, 32 pp.

Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. *In*: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, Cambridge, p.427-554.

Pérez-Belzuz, F., Alonso, B., and Ercilla G., 1997. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, v.282, p.399-422.

Perouse, E., Vernant, P., Chery, J., Reilinger, R., and McClusky, S., 2010. Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models. *Geology*, v.38(9), p.823-826.

Perrodon, A., 1957. Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bulletin Service Carte Geologique Algerie*, hors-série 12, 328 pp.

Pilot, M.-D., Brébion, P., and Lauriat-Rage, A., 1975. Les gisements fossilifères du Néogène récent et du Quaternaire de la région d'Aleria-Vadina. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelle de la Corse*, v.615-616, p.62-74.

Piromallo, C., and Morelli, A., 1998. P-wave propagation heterogeneity and earthquake location in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, v.135(1), p.232-254.

Piromallo, C., and Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research*, v.108(B2), p.2065.

Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v.97, p.1037-1053.

Platt, J.P., and Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, v.17, p.540-543.

Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A.I., and Platzman, E., 1995. Origin of the western Subbetic arc (South Spain): palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of Structural Geology*, v.17, p.765-755.

Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J., and 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*, v.17, p.671-689.

Platt, J.P., and Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*, v.171, p.591-605.

Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A.I., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E., and Rimi, A., 2003a. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, v.22, TC001321.

Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., and Hollick, L., 2003b. Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, v.31(3), p.251-254.

Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A. and Orozco, M., 2005. Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, v.162, p.1-12.

Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P. and Thirlwall, M., 2006. Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, v.34, p.981-984.

Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., and Williams, J.R., 2013. The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.41, p.313-357.

Platzman, E.S., 1992. Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology*, v.20, p.311-314.

Platzman, E.S., Platt, J.P., and Olivier, P., 1993. Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *Journal of the Geological Society*, v.150, p.707-718.

Platzman, E. and Platt, J.P., 2004. Kinematics of a twisted core complex: Oblique axis rotation in an extended terrane (Betic Cordillera, southern Spain). *Tectonics*, v.23, TC6010.

Pliego, J.M., 2005. Open Session - The Gibraltar Strait tunnel. An overview of the study process. *Tunnell. Undergr. Space Technol*., v.20, p.558-569.

Poisson, A.M., Morel, J.L., Andrieux, J., Coulon, M., Wernli, R., and Guernet, C., 1999. The origin and development of Neogene Basins in the SE Betic Cordillera (SE Spain): A case study of the Tabernas-Sorbas and Huercal Overa Basins. *Journal of Petroleum Geology*, v.22, p.97-114.

Polyak, B.G., Fernàndez, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negredo, A., Tochitsky, V.O., de la Linde, J., Bogdanov, N.A., and Banda, E., 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics*, v.263, p.191-218.

Popescu, S.-M., Krijgsman, W., Suc, J.-P., Clauzon, G., Mărunţeanu, M., and Nica, T., 2006. Pollen record and integrated high-resolution chronology of the Early Pliocene Dacic Basin (Southwestern Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.238 (1–4), p.78-90.

Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Melinte, M.-C., Clauzon, G., Quillévéré, F., and Sütő-Szentai, M., 2007. Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di tetto formations of the "latest Messinian" northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). *Geobios*, v.40 (3), p.359-373.

Popescu, S.-M., Dalesme, F., Jouannic, G., Escarguel, G., Head, M.J., Melinte-Dobrinescu, M.C., Sütő-Szentai, M., Bakrac, K., Clauzon, G., and Suc, J.-P., 2009. Galeacysta etrusca complex, dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes into the Mediterranean Sea before and after the peak of the Messinian Salinity Crisis. *Palynology*, v.33(2), p.105-134.

Poludetkina, E. and Kozlova, E., 2003. Geochemical Characteristics of Hydrocarbon Gases and Organic Matter from Mud Volcanic Deposits of the Alboran Sea. Geological and Biological Processes at Deep-sea European Margins and Oceanic Basins (TTR-12 Post Cruise Meeting). Bologna, *Italy IOC Workshop Report* No. 187, 5.

Poludetkina, E. and Kozlova, E., 2007. *Geochemical Preconditions of Oil-gas-bearing Capacity of the Alboran Basin*. *AAPG & AAPG European Region Conference*, Athens, Greece

Porębski, J., S., and Steel, J., R., 2003, Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth-Science Reviews*, v.62(3-4), p.283-326.

Posamentier, H.W., and Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, v.73(3), p.367-388.

Posamentier, H.W., and Walker, R.G., 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. *In*: Posamentier, H.W.,Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. Special Publication, v.84. Society for Sedimentary Geology (SEPM), p.397-520.

Postma, G., 1995. Causes of architectural variations in deltas, *In*: Oti, M., and G. P., (Eds.), *The Geology of Deltas*, Rotterdam, Balkema, p.1-16.

Poulain, P.M., Menna, M., and Mauri, E., 2012. Surface Geostrophic Circulation of the Mediterranean Sea Derived from Drifter and Satellite Altimeter Data. *Journal of Physical Oceanography*, v.42, p.973-990.

Précigout, J., Gueydan, F., Garrido, C.J., Cogné, N., Booth-Rea, G., 2013. Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). Tectonics, v.32, Tect20062.

Puga, E., Nieto, J.M., Diaz De Federico, A., Bodinier, J.L., and Morten, L., 1999. Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacen

Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, v.49, p.23-56.

Puga, E., Nieto, J.M., and Díaz De Federico, A., 2000. Contrasting P-T Paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacen Complex, Southeastern Spain. *The Canadian Mineralogist*, v.38, p.1137-1161.

Puga, E., Diaz De Federico, A., and Nieto, J.M., 2002. Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta,* v.15, p.23-43.

Puga, E., Fanning, M., Diaz De Federico, A., Nieto, J.M., Beccaluva, L., Bianchini, G., and Díaz Puga, M.A., 2011. Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: Inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos*, v.124(3–4), p.255-272.

Puga-Bernabéu, A., Martin, J.M., and Braga, J.C., 2007. Tsunami-related deposits in temperate carbonate ramps, Sorbas Basin, southern Spain. *Sedimentary Geology*, v.199, p.107-127.

Puglisi, D., 2008, Oligocene-Miocene sandstone suites from the Gibraltar and Calabria-Peloritani Arcs: provenance changes and paleogeographic implications. *Geologica Carpathica*, v.59, p.525-535.

R

Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., and Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, v.25, p.3113-3137.

Rehault, J.P., Boillot, G., and Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, v.55(3-4), p.447-477.

Reilinger, R., and McClusky, S., 2011. Nubia–Arabia–Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics. *Geophysical Journal International*, v.186(3), p.971-979.

Reis, A.T., Perovano, R., Silva, C.G., Vendeville, B.C., Araujo, E., Gorini, C., and Oliveira, V., 2010. Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes. *Journal of the Geological Society*, v.167, p.593-604.

Riding, R., Martin, J.M., and Braga, J.C., 1991. Coral–stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology*, v.38, p.799-818.

Riding, R., Braga, J.C., Martin, J.M., and Sanchez-Almazo, I.M., 1998. Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, v.146, p.1-20.

Riding, R., Braga, J.C., and Martin, J.M., 1999. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain. *Sedimentary Geology*, v.123, p.1-7.

Riding, R., Braga, J.C., and Martin, J.M, 2000, Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain: Reply. *Sedimentary Geology*, v.133, p.175-184.

Rios, J.M., 1968. Saline deposits of Spain. *Geological Society of America Special Paper*, v.88, p.59.

Robinson, E. and Çoruh, C. 1988. *Basic Exploration Geophysics*, Wiley, J. and Sons, (Eds.), New York.

Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H., 2004. TRANSMED transect II, *In*: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas - the Mediterranean region from crust to mantle*, Springer, Berlin.

Rodriguez-Fernández, J. and Sanz de Galdeano, C., 1992. Onshore Neogene stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.123-128.

Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J., Martin-Perez, J.A., and Soto, J.I., 1999. The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis, . *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.60-76.

Rodríguez-Fernández, J., Azor, A., Azañón, J.M., 2011. The Betic Intramontane Basins (SE Spain): Stratigraphy, Subsidence, and Tectonic History. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 461-479.

Roep, T.B., and Beets, D.J., 1977. An excusrion to coastal and fluvial sediments of Messinian - Pliocene age (Sorbas Member and Zorreras Member) in the Sorbas Basin, SE Spain. *Fieldtrip guidebook Messinian seminar* n°3, v. Fieldtrip 2, p.22-35.

Roep, T.B., and Van Harten, D., 1979. Sedimentological and ostracodological observations on Messinian post-evaporite deposits of some southeastern Spanish basins. *Annales Géologiques des Pays Helléniques special issue*, v.3, p.1037-1044.

Roep, T.B., Beets, D.J., Dronkert, H., and Pagnier, H., 1979. A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian ag, Sorbas, Almeria, Spain. *Sedimentary Geology*, v.22, p.135-163.

Roep, T.B., Dabrio, C.J., Fortuin, A.R., and Polo, M.D., 1998. Late highstand patterns of shifting and stepping coastal barriers and washover-fans (late Messinian, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, v.116, p.27-56.

Rohais, S., Eschard, R., and Guillocheau, F., 2008, Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentary Geology*, v.210(3-4), p.132-145.

Rögl, F., Bernor, R.L., Dertmizakis, M.D., Müller, C., and Stancheva, M., 1991. On the Pontian correlation in the Aegean (Aegina Island). *Newsletters on Stratigraphy*, v.24(3), p.137-158.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002a. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, v.8(paper 6).

Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, v.359, p.117-129.

Rossetti, F., Faccenna, C. and Crespo-Blanc, A., 2005. Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, v.27, p.199-216.

Rouchy, J.M., 1976. Sur la genèse de deux principaux types de gypse (finement lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., ser. 2*, v.18-4, p.347-364.

Rouchy, J.M., 1982. Commentaires sur une interprétation paléogéographique du domaine méditerranéen au cours du dépôt des évaporites messiniennes proposée à partir de l'étude des surfaces d'érosion périméditerranéennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.24, p.653-657.

Rouchy, J.M. and Saint Martin, J.P., 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, v.20, p.629-632.

Rouchy, J.-M., Orszag-Sperber, F., Blanc-Valleron, M.-M., Pierre, C., Rivière, M., Combourieu-Nebout, N., Panayides, I., 2001. Paleoenvironmental changes at the Messinian-Pliocene boundary in the Eastern Mediterranean (southern Cyprus basins): significance of the Messinian Lago-Mare. *Sedimentary Geology*, v.145, p.93-117.

Rouchy, J.M., Pierre, C., Et-Touhami, M., Kerzazi, K., Caruso, A., and Blanc-Valleron, M.M., 2003. Late Messinian to Early Pliocene paleoenvironmental changes in the Melilla Basin (NE Morocco) and their relation to Mediterranean evolution. *Sedimentary Geology*, v.163, p.1-27.

Rouchy, J.M., and Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.35-67.

Rouchy, J.M., Caruso, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.M., and Bassetti, M.A., 2007. The end of the Messinian salinity crisis: Evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.254, p.386-417.

Roure, F., Casero, P., and Belkacem, A., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, v.31, TC3006.

Rousset, D., Bayer, R., Guillon, D., and Edel, J.B., 1993. Structure of the southern Rhine Graben from gravity and reflection seismic data (ECORS-DEKORP Program). *Tectonophysics*, v.221, p.135-153.

Roveri, M., Bassetti, M.A., and Ricci Lucchi, F., 2001. The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology*, v.140, p.201-214.

Roveri, M., and Manzi, V., 2006. The Messinian salinity crisis: Looking for a new paradigm? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.238, p.386-398.

Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., and Schreiber, B.C., 2008. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova*, v.20, p.483-488.

Roveri, M., Gennari, R., Lugli, S., and Manzi, V., 2009. The Terminal Carbonate Complex: the record of sea-level changes during the Messinian salinity crisis. *GeoActa*, v.8, p.63-78.

Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, v.12, p.629-638.

Ruano, P., Galindo-Zaldívar, J., and Jabaloy, A., 2004. Recent Tectonic Structures in a Transect of the Central Betic Cordillera. *Pure and Applied Geophysics*, v.161, p.541-563.

Ruegg, G.J H., 1964. Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas, S.E. Spanje. *Internal report Geol. Inst.*, Univ. Amsterdam, 67 pp.

Ruggieri, G., 1962. La serie marina pliocenica e quaternaria della Val Marecchia. *Atti dell'Academia di Scienze, Lettere e Arti di Palermo*, v.19, p.1-169.

Ruggieri, G., 1967. The Miocene and latter evolution of the Mediterranean Sea. *In*: Adams, C.J. and Ager, D.V. (Eds), *Aspects of Tethyan biogeography*, v.7, p. 283.

Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Célérier, B., and Marín-Lechado, C., 2011. Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern and central Betic Cordillera). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.12, Q12002.

Rutter, E.H., Faulkner, D.R. and Burgess, R., 2012. Structure and geological history of the Carboneras Fault Zone, SE Spain: Part of a stretching transform fault system. *Journal of Structural Geology*, v.42, p.227-245.

Ryan, W.B.F., Ewing, M. and Ewing, J.I., 1966. Diapirism in the sedimentary basins of the Mediterranean Sea. *Transactions, American Geophysical Union*, v.47.

Ryan, W.B.F., 1969. The floor of the Medterranean sea. Part 1: The structure and evolution of the sedimentary basins, University of Columbia.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H., and Wezel, F.C., 1973. Western Alboran Basin - Site 121. *In*: Ryan *et al.* (Eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.13, p.43-90.

Ryan, W.F.B., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Messinian salinity crisis. *Sedimentology*, v.23, p.791-813.

Ryan, W.B.F., and Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces - indicators of a several-kilometer-deep mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, v.27, p.193-230.

Ryan, W.B.F., 2008. Modeling the magnitude and timing of evaporative drawdown during the Messinian salinity crisis. *Stratigraphy*, v.5, p.227-243.

Ryan, W.B.F., 2009. Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology*, v.56, p.95-136.

S

Saadallah, A., and Caby, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, v.267, p.257-273.

Saddiqi O., Feinberg H., Elazzab D., Michard A., 1995. Paléomagnétisme des péridotites des Beni Bousera (Rif interne, Maroc): conséquences pour l'évolution miocène de l'Arc de Gibraltar. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v.321, p.361-368.

Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A. and Gorini, C. 2005. Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 22, p.757-773.

Saint-Martin, J.P., Néraudeau, D., Lauriat-Rage, A., Goubert, E., Secrétan, S., Babinot, J.F., Boukli-Hacene, S., Pouyet, S., Lacour, D., Pestrea, S., and Conesa, G., 2000. La faune interstratifi6e dans les gypses messiniens de Los Yesos (bassin de Sorbas, SE Espagne): implications. *Geobios*, v. 33(5), p.637-649.

Salcher, B.C., Meurers, B., Smit, J., Decker, K., Hoelzel, M., and Wagreich, M., 2012. Strike-slip tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin fault system inferred from Bouguer gravity derivatives. *Tectonics*, v.31, TC3004.

Sanchez-Almazo, I.M., Bellas, S.M., Civis, J. and Aguirre, J., 1999. Palaeoenvironmental and biostratigraphical significance oft he microfossil assemblages oft he uppermost Messinian marine deposits of the Sorbas Basin (Almería, SE Spain). *Workshop of the European Palaeontological Association*, Lisbon, Abstracts, p.102-106.

Sanchez-Almazo, I.M., Braga, J.C., Dinares-Turell, J., Martin, J.M., and Spiro, B., 2007. Palaeoceanographic controls on reef deposition: the Messinian Cariatiz reef (Sorbas Basin, Almeria, SE Spain). *Sedimentology*, v.54, p.637-660.

Sánchez-Gómez, M., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. and Soto, J.I., 1999. Correlation between the metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujarride rocks of the Western Betics. *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.307-317.

Sánchez-Gomez, M., Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., and Azañón, J.M., 2002. Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc). *Journal of the Virtual Explorer*, v.8(2).

Sánchez-Rodríguez, L., and Gebauer, D., 2000. Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by Early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U–Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, v.316(1-2), p.19-44.

Sandoval, N.G., Sanz, J.L., and Izquierdo, F.J., 1996. Fisiografía y Geología del umbral del Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, v.20, p.343-346.

Sanz de Galdeano, C., 1985. Estructura del borde oriental de la Sierra de Gador (zona Alpujárride, Cordilleras Beticas). *Acta Geologica Hispánica*, v.20(2), p.145-154.

Sanz de Galdeano, C., and López Garrido, A.C., 1991. Tectonic evolution of the Malaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*, v.5, p.173-186.

Sanz de Galdeano, C., and Vera, J.A., 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geologica Hispanica*, v.26, p.205-227.

Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, v.4, p.21-36.

Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., López-Garrido, A.C. and Martín Pérez, J.A., 1993. Palaeogeography of the Late Aquitanian-Early Burdigalian basin in the western Betic Internal Zone. *Geobios*, v.26, p.43-55.

Sanz de Galdeano, C., Shanov, S., Galindo-Zaldivar, J., Radulov, A., and Nikolov, G., 2010. A new tectonic discontinuity in the Betic Cordillera deduced from active tectonics and seismicity in the Tabernas Basin. *Journal of Geodynamics*, v.50, p.57-66.

Sarjeant, W.A.S., 1974. *Fossil and Living Dinoflagellates*. Academic Press, London, 182 pp.

Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I., and Alekseev, A., 2003. Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, v.195, p.237-261.

Savoye, B. and Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, v.97, p.279-304.

Schettino, A., and Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, v.166(3), p.1398-1423.

Schettino, A., and Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, v.123(1-2), p.89-105.

Schultz-Ela, D.D., 2001. Excursus on gravity gliding and gravity spreading. *Journal of Structural Geology*, v.23, p.725-731.

Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., and Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, v.379, p.785-790.

Selli, R., 1973. An outline of the Italian Messinian. *In*: Drooger, C.W., (Ed), *Messinian Events in the Mediterranean, Geodynamics Science Report*, v.7, p.150-171.

Séranne, M., and Séguret, M., 1987. The Devonian basins of Western Norway: tectonics and kinematics of extending crust, *In*: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hanckock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, p. 537-548

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, P., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, B., and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, v.169(3), p.1180-1200.

Serrano, F., Gonzalez-Donoso, J.M. and Linares, D., 1999. Biostratigraphy and paleoceanography of the Pliocene at sites 975 (Menorca rise) and 976 (Alboran Sea) from a quantitative analysis of the planktonic foraminiferal assemblages. *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.185-195.

Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., El Kadiri, K., Guerra-Merchan, A., Garrido, A.C.L., Martin-Martin, M. and Hlila, R., 2006. Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v.99, p.237-253.

Serrano, F., Guerra-Merchan, A., Kadiri, K.E., Sanz de Galdeano, C., Garrido, A.C.L., Martin-Martin, M. and Hlila, R., 2007. Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios*, v.40, p.191-205.

Serri, G., Innocenti, F., and Manetti, P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, v.223, p.117-147.

Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.138, p.337-355.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., Gonzalez Delgado, J.A., and Francés, G., 1993. Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, v. 21(1-3), p.143-167.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreno, I., Vazquez, A., Utrilla, R, Frances, G., Hilgen, F.J., and Krijgsman, W., 1997. Astronomical cyclicity and sapropels in the pre-evaporitic Messinian of the Sorbas basin (Western Mediterranean). *Geogaceta*, v.21, p.199-202.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreno, I., Vazquez, A., Utrilla, R, Frances, G., Hilgen, F.J., and Krijgsman, W., 1999. Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate, v.153, p.137-146.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. and Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.168, p.141-169.

Siesser, W, and de Kaenel, E., 1999. Neogene calcareous nannofossils: western Mediterranean biostratigraphy and paleoclimatology. *In*: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (Eds.), Leg 161, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, v.161, p.223-237.

Sissingh, W., 1972. Late Cenozoic ostracoda of the South Aegean island arc. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, v.6, p.1-187.

Sissingh, W., 2008. Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco). *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie En Mijnbouw*, v.87, p.241-289.

Snel, E., Mărunţeanu, M., Macaleţ, Meulenkamp, J.E., and van Vugt, N., 2006. Late Miocene to Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.238, p.107-124.

Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Tomás Vázquez, J., Farran, M., Hernández-Molina, J., González, J., Juan, C., and Fernández-Puga, M.C., 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, v.332-334, p.4-26.

Sørensen, M.B., Spada, M., Babeyko, A., Wiemer, S., and Grünthal, G., 2012. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, v.117(B1), B01305.

Soria, J.M., 1993. La sedimentacion néogena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor (Cordillera Bética central). Evolucion desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa. Ph.D. Thesis, University of Granada, Granada, Spain, 400 p.

Soria, J.M., Fernandez, J., and Viseras, C., 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic–Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.151, p.255-266.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Yébenes, A., Fernàndez, J. and Viseras, C., 2005. The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geolology*, v.179, p.225-247.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., and Yébenes, A., 2007. La sedimentación de afinidad Lago Mare (Messiniense) y la transgresión del Plioceno en Alicante (Cuenca del Bajo Segura). *Geogaceta*, v.41, p.219-222.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Viseras, C., and Yébenes, A., 2008a. The Messinian–early Pliocene stratigraphic record in the southern Bajo Segura Basin (Betic Cordillera, Spain): Implications for the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentary Geology*, v.203, p.267-288.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., and Yébenes, A., 2008b. The Bajo Segura Basin (SE Spain): implications for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean margins. *Stratigraphy*, v.5, p.257-263.

Soto, J.I., Comas, M.C., and de la Linde, J., 1996. Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*, v.20, p.382-285.

Soto, J.I. and Platt, J.P., 1999. Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean. *Journal of Petrology*, v.40(1), p.21-60.

Soto, J.I., Platt, J.P., Sánchez-Gómez, M. and Azañón, J.M., 1999. P-T evolution of the metamorphic basement of the Alboran Sea (Site 976) based on thermobarometry and structural observations. *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.263-279.

Soto, J.I., Fernández-Ibáñez, F., Talukder, A.R., and Martínez-García, P., 2010. Miocene shale tectonics in the Alboran Sea (western Mediterranean). *In*: Wood, L., (Ed), *Shale tectonics*. AAPG Memoir 93, p.119-144.

Spakman, W., 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geologie en Mijnbouw*, v.65, p.145-153

Spakman, W., 1990. Images of the upper mantle of central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, v.2, p.542-553

Spakman, W., and Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, *In*: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli G.M., and Ziegler, P. (Eds), *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Springer Berlin / Heidelberg, p.31-52.

Spezzaferri, S., Cita, M.B., and McKenzie, J., 1998. The Miocene/Pliocene boundary in the Eastern Mediterranean: results from Sites 967 and 969. *In*: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C. *et al.* (Eds.), *Leg 160, Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, v.160, p.9-28.

Sprovieri, M., Ribera d'Alcalà, M., Manta, D.S., Bellanca, A., Neri, R., Lirer, F., Taberner, C., Pueyo, J.J., and Sammartino, S., 2008. Ba/Ca evolution in water masses of the Mediterranean late Neogene. *Paleoceanography*, v.23, PA3205, 17p.

Stapel, G., Moeys, R., and Biermann, C., 1996. Neogene evolution of the Sorbas basin (SE Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics*, v.255, p.291-305.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.d.L., and Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, v.426, p.295-317.

Stokes, M., Mather, E., A., and Harvey, M., A., 2002. Quantification of river-capture-induced base-level changes and landscape development, Sorbas Basin, SE Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, v.191(1), p.23-35.

Suades, E., and Crespo-Blanc, A., 2013. Gravitational dismantling of the Miocene mountain front of the Gibraltar Arc system deduced from the analysis of an olistostromic complex (western Betics). *Geologica Acta,* v.11, p.215-229.

Suc, J.P., 1976. Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène du Roussillon (sud de la France). *Geobios*, v.9(6), p.741-771.

Suc, J.P., and Drivaliari, A., 1991. Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments. An exemple from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.70, p.247-253.

Suc, J.P., Clauzon, G., Bessedik, M., Leroy, S., Zheng, Z., Drivaliari, A., Roiron, P., Ambert, P., Martinell, J., Doménech, R., Matias, I., Julià, R., and Anglada, R., 1992. Neogene and Lower Pleistocene in Southern France and Northeastern Spain. Mediterranean environments and climate. *Cahiers de Micropaleontologie*, v.7(1–2), p.165-186.

Suc, J.P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot, C., Robert, C., Clauzon, G., Gautier, F., Turon, J.L., Ferrier, J., Chikhi, H., and Cambon, G., 1995. Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.87, p.51-79.

Suc, J.P., Clauzon, G., Armijo, R., Meyer, B., Melinte-Dobrinescu, M.C., Popescu, S.M., Lericolais, G., Gillet, H., Cagatay, M.N., Jouannic, G., Brun, J.P., Sokoutis, D., Ucarkus, G., and Cakir, Z., 2009. The Messinian Salinity Crisis in the Northeastern Aegean-Black Sea region. *13th Congress RCNMS*, p.116-117.

Suc, J.-P., Do Couto, D., Melinte-Dobrinescu, M.C., Macaleţ, R., Quillévéré, F., Clauzon, G., Csato, I., Rubino, J.-L., and Popescu, S.-M., 2011. The Messinian Salinity Crisis in the dacic basin (SW Romania) and early Zanclean Mediterranean – Paratethys high sea-level connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.310, p.256-272.

Syrides, G.E., 1995. Neogene mollusk faunas from Strymon basin, Macedonia, Greece. First results for biochronology and palaeoenvironment. *Geobios special issue*, v.18, p.381-388.

Syrides, G.E., 1998. Paratethyan mollusc faunas from the Neogene of Macedonia and Thrace, Northern Greece. *Romanian Journal of Stratigraphy*, v.78, p.171-180.

Szafián, P., and Horváth, F. 2006. Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modeling and their geodynamic significance. *International Journal Earth Science*, v.95, p.50-67.

T

Tahayt, A., Mourabit, T., Rigo, A., Feigl, K.L., Fadil, A., McClusky, S., Reilinger, R., Serroukh, M., Ouazzani-Touhami, A., Ben Sari, D., and Vernant, P., 2008. Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005. *Comptes Rendus Geoscience*, v.340, p.400-413.

Talbot, J.Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen Yan, and Faure, M. 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère–Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geolology*, v.26, p.11-28.

Talukder, A.R., Comas, M.C., and Soto, J.I., 2003. Pliocene to Recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (western Mediterranean). *In*:. Van Rensbergen, P., Hills, R.R., Maltman, A., and Morley, C., (Eds), *Subsurface sediment mobilization*, Geological Society (London) Special Publication v.216, p.443-459.

Telford, W.M., Geldart, L. and Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.

Tendero, J.A., Martín-Algarra, A., Puga, E. and Díaz de Federico, A., 1993. Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filábride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v.316, Série II, p.1115-1122.

Thomas, M.F.H., Bodin, S., Redfern, J., and Irving, D.H.B., 2010. A constrained African craton source for the Cenozoic Numidian Flysch: Implications for the palaeogeography of the western Mediterranean basin. *Earth-Science Reviews*, v.101, p.1-23.

Tiliţă, M., Matenco, L., Dinu, C., Ionescu, L., and Cloetingh, S., 2013. Understanding the kinematic evolution and genesis of a back-arc continental "sag" basin: The Neogene evolution of the Transylvanian Basin. *Tectonophysics*, v.602, p.237-258.

Torné, M., and Banda, E., 1992. Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.76-81.

Torné, M., Banda, E., García-Dueñas, V. and Balanyá, J.C., 1992. Mantle-Lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth and Planetary Science Letters*, v.110, p.163-171.

Torné, M., Fernandez, M., Comas, M.C., and Soto, J.I., 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: Results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v.105, p.3209-3228.

Torres-Roldán, R.L., 1979. The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain); its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt. *American Journal of Science*, v.279, p.19-51.

Torres-Roldán, L., R., Poli, G., and Peccerillo, A., 1986. An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea - Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau*, v.75, p.219-234.

Tortochaux, F., 1968. Occurence and structure of evaporites in North Africa. *Geological Society of America Special Paper*, v.88, p.107.

Troelstra, S.R., van de Poel, H.M., Huisman, C.H.A., Geerlings, L.P.A., and Dronkert, H., 1980. Paleoecological changes in the latest Miocene of the Sorbas basin, S.E. Spain. *Geologie Méditerranéenne*, v.7(1), p.115-126.

Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., Alvarez, F., and Aldaya, F., 1992. Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain). *Journal of Structural Geology*, v.14(2), p.193-203.

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., and Nowell, G.M., 1999. Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, v.40, p.1011-1036.

Turrillot, P., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., and Augier, R., 2011. Pluton-dyke relationships in a Variscan granitic complex from AMS and gravity modeling. Inception of the extensional tectonics in the South Armorican Domain (France). *Journal of Structural Geology*, v.33, p.1681-1698

U

Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., and Hardman, M, 2011. New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, v.23, p.123-145.

V

Vail, P.R., Todd, R.G., and Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: Chronostratigraphic significance of seismic reflections. *American Association Petroleum Geologist Memoir*, v.26, p.99-133.

Van Couvering, J.A., Berggren, W.A., Drake, R.E., Aguirre, E., and Curtis, G.H., 1976. The terminal Miocene Event. *Marine Micropaleontology*, v.1, p.263-286.

Van de Poel, H.M., 1991. Messinian straligr aphy of the Nijar Basin (S.E. Spain) and the origin of its gypsum-ghost limestones. *Geologie En Mijnbouw*, v.70, p.215-234.

Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M., 1993. Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, v.21, p.1119-1122.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, *In*: Wilgus, C., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., (Eds.), *Sea level changes: an integrated approach*, SEPM Special Publication, v.42, p.39-46

Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L. and Stuart, F.M., 2011. Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. *Terra Nova*, v.23, p.257-263.

Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation. *AAPG Bulletin*, v.89(8), p.1071-1079.

Vera, J.A., 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.13, p.345-373.

Vergés, J., and Fernàndez, M., 2012. Tethys-Atlantic Interaction along the Iberia-Africa Plate Boundary: The Betic-Rif Orogenic System. *Tectonophysics*, v.579, p.144-172.

Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, M., J., Garate, J., McClusky, S., and Reilinger. R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, v.49(3-4), p.123-129.

Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., and Röhl, U., 2002. Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology*, v.180, p.71-85.

Vismara Schilling, A., Stardner, H., Cita, M.B., and Gaetani, M., 1976. Stratigraphic investigations on the late Neogene of Corfou (Greece) with special reference to the Miocene/Pliocene boundary and to its geodynamic significance. *Memorie della Società Geologica Italiana*, v.16, p.279-317.

Vissers, R.L.M., Platt, J.P., and van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, v.14, p.786-803.

Völk, H.R., and Rondeel, H.E., 1964. Zur Gliederungdes des Juntertiars in becken von Vera, Sudspanien. *Geologie en Minjbow*, v.43, p.310-315.

W

Warny, S. and Wrenn, J.H., 1997. New species of Dinoflagellate cysts from the Miocene-Pliocene boundary on the Atlantic coast of Morocco. *Rev. Palaeobot. Palynol*., v.96, p.281-304.

Warny, S. and Wrenn, J.H., 2002. Upper Neogene dinoflagellate cyst ecostratigraphy of the Atlantic coast of Morocco. *Micropaleontology*, v.48(3), p.257-272.

Warny, S.A., Bart, P.J. and Suc, J.-P., 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.202, p.59-66.

Watts, A.B., Platt, J.P., and Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research*, v.5, p.153-177.

Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G., and Kleverlaan, K., 1985. Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, v.64, p.397-411.

Weinzapfel, A.C., Mountfield, R.A., Chevalier, Y.M., Kuo, L.C., Soofi, K.A., Haddad G.A., and Strickland, M.O., 2003. New insights into the hydrocarbon prospectivity of an undrilled mud diapir province, west Alboran Basin, Morocco-Spain. *AAPG Annual Meeting*, Abstract Book.

Wildi, W., Wernli, R., 1977. Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'Oued Laou (côte méditerranéenne marocaine). *Archives des Sciences Genève*, v.30, p.213-228.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Revue Géologie Dynamique et Géographie Physique, v.24, p.201-297.

Willet, A., 1991. Marine geophysical investigations of the Alboran Sea. Ph.D Thesis, Oxford Univ., 160 pp.

Winter, A., Jordan, R.W., and Roth, P.H., 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. *In*: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, p.161-177.

Woodside, M., J., and Maldonado, A., 1992. Styles of compressional neotectonics in the eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.111-116.

Wortel, M.J.R., and Spakman W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, v.290, p.1910-1917.

Wrobel, F., and Michalzik, D., 1999. Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, v.127, p.171-191.

Wu Qiang, Xu Hua and Zou Xukai, 2005. An effective method for 3D geological modeling with multisource data integration. *Computers and Geosciences*, v.31, p.35-43.

Y

Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Strzerzynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., and Djellit, H., 2009. Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, v.475, p.98-116.

Young, J.R., 1998. Chapter 9: Neogene. *In*: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossils Biostratigraphy*. British Micropaleontological Society Publications Series, Kluwer Academic Press, Dordrecht, p.225-265.

Z

Zaghloul, M.N., Gigliuto, L.G., Puglisi, D., Ouazani-Touhami, A., and Belkaid, A., 2003. The Oligocene-Miocene Ghomaride cover: a petro-sedimentary record of an early subsident stage related to the Alboran Sea rifting (Northern Internal Rif, Morocco). *Geologica Carpathica*, v.54, p.93-105.

Zaghloul, M.N., Staso, A.D., Hlila, R., Perrone, V., and Perrotta, S., 2010. The Oued Dayr Formation: first evidence of a new Miocene late-orogenic cycle on the Ghomaride complex (Internal Domains of the Rifian Maghrebian Chain, Morocco). *Geodinamica Acta*, v.23, p.185-194.

Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., Garciá-Casco, A., and Martín-Algarra, A., 1989. A 21±2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, v.169, p.215-220.

Ziegler, A., and Dèzes, P. 2006. Crustal evolution of Western and Central Europe, *Mem. Geological Society of London*, v.32, p.43-56.

Ziegler, P.A. and Roure, F., 1999. Petroleum systems of Alpine-Mediterranean foldbelts and basins. *Geological Society of London*, Special Publications, v.156, p. 517-540.

Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, A., M., DeAlteriis, G., Henriet, P., J., Dañobeitia, J., J., Masson, G., D., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., and Diez, S., 2009. The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, v.280(1-4), p.13-50.

Zonneveld, K.A.F., Marre, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Forke, S., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kielt, J.-F., Kim, S.-Y., ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenhal, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi, Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J.-L., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., and

Young, M., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.191, p.1-197.

ANNEXE 1

Bull. Soc. géol. France, 2013, t. 184, n° 4-5, pp. 405-425

From ductile to brittle, late- to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the northeastern Internal zones

ROMAIN AUGIER[1,2,3], LAURENT JOLIVET[1,2,3], DAMIEN DO COUTO[4,5] and FRANÇOIS NEGRO[6]

Keywords. – Exhumation, Extension, Palaeostresses, Inversion tectonics, Salinity crises.

Abstract. – Relations between Alpine detachment-bounded metamorphic domes, crustal-scale strike-slip fault zones and sedimentary basins in the Internal zones of the Betic cordillera are still matter of debate. Current tectonic interpretations of these basins vary from late-orogenic extensional structures to compressional ones associated with strike-slip motions along major still active faults. Structural investigations including new field mapping, meso-scale faults recognition, palaeostress analysis of brittle small-scale faults systems were performed in the sedimentary cover of the Almanzora corridor and the Huércal-Overa basins, located either in the hanging wall unit of the Filabres extensional shear zone or at the termination of the Alhama de Murcia sinistral fault zone. In parallel, a detailed study of the ductile and the ductile-brittle deformation was carried out in the footwall unit of the Filabres extensional shear zone, in the Nevado-Fílabride complex. Three main brittle events were recognised in the basin cover including two extensional events that occurred prior to a weak tectonic inversion of the basin during a third, still active event. The first one, $D1_b$ is characterized by the development a first stress regime consistent with ~NW-SE extensional tectonics. Besides, the consistency between the latest ductile and the brittle kinematics for the Filabres extensional shear zone and the activity of meso-scale fault systems that primarily control the main SW-NE depocentres allow concluding to a top-to-the-NW continuum of strain during the final exhumation of the Nevado-Filábride complex. The resulting overall half-graben architecture of the basins is then related to the combination of the formation of the metamorphic domes that added a local control superimposed on the regional deformation. Indeed, after a consistent top-to-the-west shearing prevailing during most of the Nevado-Filábride exhumation, final exhumation stages were in turn, characterised by important kinematics changes with a subordinate top-to-the-NW sense of shear ($D1_b$). The onset of sedimentation in the basins occurred shortly after the crossing of the ductile-brittle transition in the underlying metamorphic domes at ca. 14 Ma into SW-NE fault-bounded troughs. Tectonic subsidence was then maintained during $D2_b$ while extensional kinematics changed to N-S or even locally to SSW-NNE. Extensional tectonics then lasted most of the Tortonian during the final tectonic denudation increments of the Sierra de los Filabres achieved at ca. 9-8 Ma. Intramontane basins are therefore genuinely extensional and clearly related to the latest exhumation stages of the Nevado-Filábride complex in the back-arc domain. Conversely, at ca. 8 Ma, basins started to record a ~N-S to NNW-SSE compressional stress regime ($D3_b$) and ceased to be active depocentres while shortening within the Internal zones then recorded only the Iberia/Africa convergence. The weak inversion of the basins however resulted either in the reactivation of originally extensional faults such as the Alhama de Murcia fault or the basin individualisation and a progressive water exchange reduction with the Atlantic ocean and is thus proposed to be directly responsible for the Late Miocene salinity crises.

Evolution ductile à cassante, tardi- à post-orogénique des Cordillères bétiques : apports d'une étude structurale du Nord-Est des zones internes

Mots-clés. – Exhumation, Extension, Paléocontraintes, Tectonique en inversion, Crises de salinité.

Résumé. **–** Les relations entre les dômes métamorphiques alpins limités par des détachements, les zones de failles décrochantes crustales et les bassins sédimentaires sont toujours débattues dans les zones internes des Cordillères bétiques. Les interprétations tectoniques de ces basins varient depuis des structures tardi-orogéniques purement extensives à des structures compressives associées aux mouvements senestres le long de failles décrochantes majeures encore actives. Une étude structurale incluant un nouveau travail de cartographie, la reconnaissance des failles d'échelle intermédiaire, la détermination des paléocontraintes grâce à l'inversion de données de microfailles a été entreprise dans la couverture sédimentaire des bassins de Huércal-Overa et du corridor de l'Almanzora, localisés à la fois dans l'unité située au toit de la zone de cisaillement extensive des Filabres et à la terminaison de la zone de faille senestre d'Alhama de Murcia. En parallèle, une étude détaillée de la déformation ductile et ductile-fragile a été réalisée dans l'unité située au mur de la zone de cisaillement des Filabres dans le complexe Nevado-Filábride. Trois principaux événements cassants ont été reconnus dans la couverture sédimentaire dont deux épisodes extensifs suivis d'une inversion tectonique modérée du bassin durant un troisième épisode, toujours actif aujourd'hui. Le premier, $D1_b$ est caractérisé par un premier régime de contrainte compatible avec une extension ~NW-SE. En outre, la cohérence entre les derniers incréments de la déforma-

1. Univ. d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France – *romain.augier@univ-orleans.fr* – Tel: (00 33) 238494011
2. CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
3. BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France
4. UPMC, ISTEP, UMR 7193, 75252 Paris, France
5. Total S.A., 92078 Paris, La Défense cedex, France
6. Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Suisse
Manuscript received on February 28, 2012; accepted on August 7, 2012

tion ductile et la déformation cassante sur la zone de cisaillement des Filabres, la cinématique des failles d'échelle intermédiaire qui contrôle les principaux dépocentres orientés SW-NE ont permis de conclure à un continuum de déformation NW-SE durant l'exhumation finale du complexe Nevado-Filábride. La géométrie de premier ordre en demi-graben est donc le résultat de processus tardi-orogéniques incluant l'extension ~E-W arrière-arc liée au retrait vers l'ouest du panneau plongeant et la formation des dômes métamorphiques ajoutant un contrôle plus local à la déformation régionale. En effet, après un cisaillement vers l'ouest généralisé durant la majeure partie de l'exhumation du complexe Nevado-Filábride, les stades tardifs de l'exhumation ont été caractérisés par un important changement de cinématique avec des sens de cisaillement locaux vers le NW ($D1_b$). Le début de la sédimentation semble avoir suivi de peu le passage de la transition ductile-fragile dans le dôme métamorphique sous-jacent vers 14 Ma au sein de fossés orientés SW-NE, limités par des failles normales majeures. La subsidence tectonique a ensuite été maintenue durant l'événement $D2_b$ avec des directions d'extension d'avantage orientées N-S à SSW-NNE. La tectonique en extension a donc duré une grande partie du Tortonien alors que la dénudation tectonique de la Sierra de los Filabres s'est arrêtée vers 9-8 Ma. Les bassins intramontagneux sont donc véritablement extensifs et clairement reliés aux stades les plus tardifs de l'exhumation du complexe Nevado-Filabride. Réciproquement, vers 8 Ma, les bassins ont commencé a enregistrer un régime de contraintes en compression ~N-S à NW-SE ($D3_b$) et ont cessés d'être des dépocentres actifs alors que le raccourcissement dans les zones internes n'enregistraient plus que la convergence Ibérie/Afrique. L'inversion tectonique limitée des bassins a pourtant occasionné la réactivation des failles initialement extensives, comme la faille d'Alhama de Murcia et une individualisation forte des bassins ainsi que la diminution progressive des échanges en eau avec l'océan Atlantique et semble donc être directement responsable des crises de salinité de la fin du Miocène.

INTRODUCTION

The Betic-Rif orogen forms the westernmost part of the Alpine orogenic system and results from the closure of the Tethys ocean between Africa and the Iberian peninsula. Subduction and crustal thickening leading to the formation of high-pressure and low-temperature (HP/LT) metamorphic complexes were followed by a late-orogenic extension stage [Platt *et al.*, 1998; Jolivet and Faccenna, 2000] in an overall convergent setting. Plate kinematic reconstructions indeed reveal a continuous convergence between Africa and Eurasia from Late Cretaceous times currently characterised by slow convergence rates of ca. 4 mm/year in a NW-SE direction [e.g. Dewey *et al.*, 1989; De Mets *et al.*, 1990; Rosenbaum *et al.*, 2002; Serpelloni *et al.*, 2007]. These boundary conditions add and interfere in complex ways with internal, body forces, stored during crustal thickening stages and subsequently released during crustal thinning. In the whole Mediterranean domain, late-orogenic evolution of large Alpine segments led to the formation of independent highly-arcuate double-vergent orogenic systems controlled by the behaviour of slabs in the upper mantle [i.e. Royden *et al.*, 1993; Wortel and Spakman, 2000; Faccena *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004].

At first sight, the Internal zones of the Betic cordillera are currently characterised by an alternation of ~E-W-trending large-scale open basement antiforms (i.e. metamorphic domes) and associated narrow elongated structural basins (fig. 1). The internal structure of the metamorphic domes displays a stack of metamorphic complexes bounded by regional scale extensional shear zones reactivating initial major thrusts (fig.1) [i.e. Platt, 1986; Platt and Vissers, 1989; Gonzalez-Casado *et al.*, 1995; Augier *et al.*, 2005b]. Moreover, a major additional feature of the Internal zones is a prominent set of SW-NE major left-lateral fault, namely the Palomares, Carboneras and Alhama de Murcia fault zones regarded as the onland expression of a crustal shear zone that crosses the whole Alboran domain (fig. 1) [i.e. De Larouzière *et al.*, 1988]. Such a peculiar geodynamic situation and the current apparent inconsistency of the large-scale structures fostered a debate about the respective contributions of extensional and compressional regimes in the present-day finite geometry. In particular, the origin of sedimentary basins, referred to intramontane basins that developed within the Internal zones during Neogene times is still disputed. Basins are indeed diversely interpreted as resulting from late-orogenic extensional processes, strike-slip tectonics (e.g. pull-apart basins) or simply flexural synclines [Bousquet and Montenat, 1974; Bousquet *et al.*, 1975; Montenat *et al.*, 1977; Bousquet, 1979; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Silva *et al.*, 1997; Montenat and Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999; Augier, 2004; Meijninger and Vissers, 2006; Pedrera *et al.*, 2007, 2009, 2010, 2012]. In order to test these various interpretations, this study explores the tectonic record of the prominent ~E-W-trending Huércal-Overa and Almanzora corridor basins, lying either in the hanging wall of a major extensional shear zone (e.g. FSZ; fig. 1) roofing the Sierra de los Filabres metamorphic dome and or located at the termination of the major, still active Alhama de Murcia strike-slip fault (AMF on fig. 1) as well as their relative basement. A detailed analysis of brittle deformation including new field mapping, meso-scale faults recognition, palaeostress analysis of small-scale fault systems was performed mostly in the sedimentary cover. Structural fabrics and kinematic indicators as well as their relations with published changing metamorphic P-T conditions and geochronological data were also studied in the Nevado-Filábride metamorphic complex. This study particularly addresses the link between crustal-scale, deep-seated processes such as the exhumation of the Alpine metamorphic rocks and their coeval sub-surface expression. The two Late Miocene salinity crises are also discussed as a possible consequence of the Late Miocene tectonic inversion of the extensional basins.

GEOLOGICAL SETTING

The Betic cordillera has been traditionally divided into an external fold-and-thrust belt referred to as the External Zones, and a mostly Alpine metamorphic hinterland called the Internal zones (fig. 1). Present-day architecture of the Internal zones can be geometrically described as "open

domes and basins" type morphology with E-W trending metamorphic domes flanked by narrow Neogene sedimentary basins [e.g. Martínez-Martínez *et al.*, 2004]. Metamorphic domes currently correspond to structural culminations [Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997] of three metamorphic complexes, from bottom to top the Nevado-Filábride, Alpujárride and Malaguide complexes, separated from each other by crustal-scale extensional shear zones [Platt, 1986; García-Dueñas *et al.*, 1992; Lonergan and Platt, 1995; Platt *et al.*, 2005; Augier *et al.*, 2005c]. While the Malaguide complexe is usually devoid of alpine metamorphic imprint, the Alpujárride and the Nevado-Filábride complexes both contain HP relics related to subduction and crustal thickening phases [e.g. Goffé *et al.*, 1989; Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler, 1987; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Puga *et al.*, 2002; Augier *et al.*, 2005a; 2005c]. The Alpujárride metamorphic complex is indeed characterized by the widespread occurrence of Fe-Mg-carpholite, kyanite, Mg-rich chloritoid or aragonite [Goffé *et al.*, 1989; Azañón and Goffé., 1997; Azañón *et al.*, 1998] yielding locally peak-conditions of the order of 10-12 kbar for 450-500°C [Azañón and Crespo-Blanc, 2000]. The age of the HP-LT event is not well established with ages ranging from ca. 48 to 30 Ma and thus still debated [Monié *et al.*, 1991; Platt *et al.,* 2005; Michard *et al.*, 2006]. The complex has been divided into five allochthonous units, defined upon differences in metamorphic record [Azañón *et al.*, 1994] separated by ductile-brittle low-angle shear zones that acted as large-scale extensional shear zones during the exhumation of the complex [García-Dueñas *et al.*, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994]. The main step of the exhumation occurred through a fast ~N-S regional penetrative extensional event between 22 and 18 Ma mainly accommodated by the Contraviesa low-angle fault system [Monié *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Platt *et al.*, 2005]. The Nevado-Filábride (NF) metamorphic complex [Egeler and Simon, 1969] crops out within two tectonic windows in the core of the metamorphic domes (fig. 1). No consensus currently exists on the timing and the kinematics of the peak pressure event in the NF complex, which ranges from the Early Eocene (48 Ma [Monié *et al.*, 1991]), Oligocene (30 Ma [Augier *et al.*, 2005c]) to as late as the Middle Miocene (17 Ma [López Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 2001; De Jong, 2003; Platt *et al.*, 2006]). Conversely, late exhumation stages are better constrained with the recognition of a set of top-to-the-W or SW major shear zones roofing and locally cutting down the NF complex (fig. 1), namely the Mecina shear zone and the Filabres shear zone (FSZ) that were active sequentially [Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. Timing

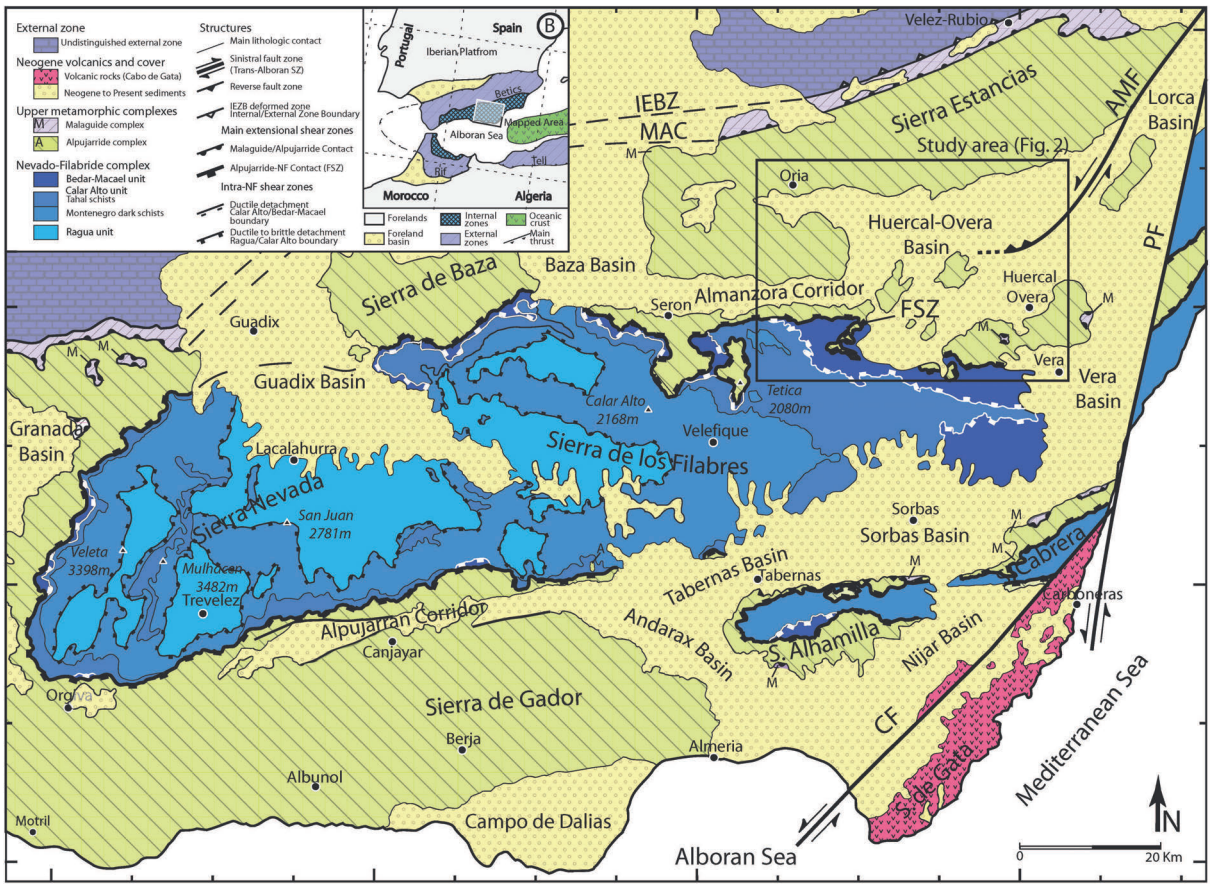


FIG. 1. – Tectonic maps and location of the studied area.
(a) Tectonic map of the southeastern part of the Internal zones of the Betic cordillera. Located are the main metamorphic domes of the Sierra de los Filabres/Nevada and the Sierra Alhamilla/Cabrera and the main sedimentary basins [modified after Augier *et al*., 2005b]. Also indicated are the main tectonic contacts such as the Filabres shear zone (FSZ) and the prominent sinistral fault zones pertaining to the Trans-Alboran transcurrent zone (CF: Carboneras fault, PF: Palomares fault et AMF: Alhama de Murcia fault) (b) Location of the Internal zones of the Betic Cordillera within the Gibraltar arc (inset).

of the main exhumation stages under ductile conditions is constrained either by the clustering of cooling ages [De Jong and Bakker, 1991; Monié *et al.*, 1991; Platt *et al.*, 2005] or by *in-situ* dating on both greenschist facies assemblages and synkinematic mineral blastesis in deformed rocks between ca. 17 and 13 Ma [e.g. Augier *et al.*, 2005c]. Final exhumation stages, constrained by fission-tracks (FT) and U-Th/He cooling ages took place from 11.9 ± 0.9 Ma (FT on zircons), 8.9 ± 2.9 Ma (FT on apatites), and 8.7 ± 0.7 Ma for recent U-Th/He analysis on apatites [Johnson *et al.*, 1997; Vázquez *et al.*, 2011]. As FT on apatites reveal that the Alpujárride complex reached the surface at ca. 18 Ma [Johnson, 1995; Platt *et al.*, 2005], the NF complex thus only represented a core complex with respect to the Alpujárrides between 18 to 9 Ma that thus acted as the passive, pre-metamorphic FSZ hanging wall. It is also noteworthy that the last exhumation stages appear synchronous with the inception of sedimentation in the neighbouring basins characterised by the coarse grained continental deposits carrying the first NF detritus [Sanz de Galdeano and Vera, 1992; see also Meijninger, 2006 for a review]. However, extensional shear zones are not the only crustal-scale structures in the Betic cordillera. Indeed, the still active Palomares, Carboneras and Alhama de Murcia sinistral strike-slip fault zones also control and determine, at least a part of the neotectonic setting in eastern Betic cordillera (fig. 1 [e.g. Weijermars, 1987; Reicherter and Reiss, 2001; Booth-Rea *et al.*, 2003]). These fault zones have been interpreted as parts of a wide crustal-scale shear zone (Trans-Alboran transcurrent zone, TATZ; fig. 1 [Leblanc and Olivier, 1984; De Larouzière *et al.*, 1988]) crossing the Alboran sea and extending southwestward to Morocco. The NE-SW trending Alhama de Murcia fault [AMF; fig. 1; Bousquet and Montenat, 1974] extending over ~100 km, from Murcia to the north as far as the Huércal-Overa basin to the south, forms the northern segment of this transcurrent zone (fig. 1) and shows dominantly sinistral kinematics or more local reverse kinematics along the WSW-ENE trending segments [Martínez-Díaz, 2002; Meijninger and Vissers, 2006]. The most recent fault activity currently associated with moderate seismicity [Stich *et al.*, 2003] is mostly inferred from geomorphological studies and deformation of the Quaternary cover [e.g. Masana *et al.*, 2005].

The intramontane basins: infilling, structure and models of formation

Two sedimentary infill pulses are recognised in most of the basins of the Internal zones [e.g. Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Montenat and Ott d'Estevou, 1999] which seems to be related with major, regional-scale extensional events [Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez *et al.*, 2002] presumably also responsible for the exhumation of the Alpujárride and the Nevado-Filábride metamorphic complexes. The first generation of basins, Burdigalian-Langhian in age is particularly recognised in the western parts of the Internal zones [i.e. Serrano *et al.,* 2006, 2007]. To the east, only few outcrops are preserved [Serrano, 1990]. Lying unconformably on the Malaguide and the Alpujárride complex, these basins often appear conspicuously associated with ~E-W trending, generally top-to-the-N extensional structures (i.e. the Contraviesa extensional system [Crespo-Blanc, 1995]).

A second generation of basins then formed from the late Serravallian onward [Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Vissers *et al.*, 1995] and are generally referred to as intramontane basins [e.g. Meijninger 2006; Pedrera *et al.*, 2010]. At the scale of the Betic orogenic system, stratigraphy of these intramontane basins is comparable from one basin to another sharing the same turning-points during their evolution [e.g. Sanz de Galdeano and Vera, 1992]. However, particular events such as the Mediterranean-wide Messinian salinity crisis (MSC), is so far only recognized in the Tabernas, Sorbas, Níjar, Vera or Lorca basins [e.g. Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Bache *et al.*, 2011 and references therein]. To a lesser extent than the MSC, the Tortonian salinity crisis (TSC), also occurred in the northeastern part of the Internal zones and is well documented in the Fortuna basin [Krijgsman *et al.*, 2000; Tent-Manclús *et al.*, 2008]. While the tectonic cause producing the TSC are well accepted [Tent-Manclús *et al.*, 2008], processes leading to the MSC are disputed and the respective roles of global eustacy, horizontal shortening or regional-scale uplift related to deep-seated processes are debated [Adams *et al.*, 1977; Hodell *et al.*, 1986; Weijermars, 1988; Krijgsman *et al.*, 1999a; Duggen *et al.*, 2003; Jolivet *et al.*, 2006; Luján *et al.,* 2011].

These mostly ~E-W trending elongated sedimentary basins are encased between the main metamorphic domes while some other basins are rather aligned along the Trans-Alboran transcurrent zone and appear linked, at least geographically, to normal faults, sinistral faults and even subordinates thrust faults (fig. 1). Initial discovery of the first-order sinistral shear zone invited earlier workers to interpret the intramontane basins as a mosaic of fault-bounded basins including wrench furrows, pull-aparts, compressional and extensional relay basins [Bousquet and Montenat, 1974; Bousquet *et al.*, 1975; Montenat *et al.*, 1977; Bousquet, 1979; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Silva *et al.*, 1997; Montenat and Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999; Soler *et al.*, 2003 and Masana *et al.*, 2004] formed as a direct consequence of the Eurasia/ Africa convergence.

On the other hand, the recognition of low-angle extensional shear zones able to exhume deep-seated metamorphic rocks sometimes equilibrated in eclogitic conditions rather suggests a late-orogenic collapse [Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004; Augier *et al.*, 2005b; Agard *et al.*, 2011] active as recently as the Late-Miocene [Monié *et al.*, 1994; Johnson *et al.*, 1997; Augier *et al.*, 2005c; Platt *et al.*, 2005; Vázquez *et al.*, 2011]. In parallel, extensional structures, with variable kinematics have also been described in the onshore basins [e.g. Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Amores *et al.*, 2001, 2002; Augier, 2004; Ruano *et al.*, 2004; Meijninger and Vissers, 2006] or offshore in the Alboran basin [e.g. Comas *et al.*, 1992, 1999; Mauffret *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993]. There is thus a debate opposing two contrasting interpretations of the basins and these two opposed views still coexist nowadays [e.g. Pedrera *et al.*, 2007, 2010].

The Huércal-Overa and the Almanzora corridor basins

The Huércal-Overa basin is an ENE-WSW-trending rectangular basin in direct structural and stratigraphical connection with the ~E-W-trending Almanzora corridor basin. These basins that probably share a common evolution are thus grouped hereafter into a single basin (figs. 1 and 2). The Miocene sedimentary infill consistently dips gently toward the south and the whole stratigraphic succession can be studied along N-S incised valleys [Augier, 2004]. The structure of the basin is markedly asymmetric with a gentle onlap of the basin on the Alpujárride basement to the north contrasting with a fault-bounded southern contact and thus defining an overall half-graben geometry [e.g. Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995]. There, younger deposits are usually faulted against a narrow fringe of Alpujárrides and minor klippes of Malaguides separated from the NF complex by the regional-scale extensional FSZ (fig. 2) [Martínez-Martínez *et al.*, 2002].

Stratigraphic succession of the basin has been thoroughly studied [Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Mora, 1993; Poisson *et al.*, 1999; Augier, 2004; Meijninger and Vissers, 2006; Pedrera *et al.*, 2010; see Meijninger, 2006 for a detailed review]. Despite minor, disrupted and poorly represented sediments attributed to the Serravallian [e.g. Briend *et al.*, 1990; Guerra-Merchán and Serrano, 1993], the basinfill is mainly dominated by a thick Upper Miocene series reaching locally ~1500 m [i.e. Mora, 1993; Augier, 2004] confirmed by recent gravity surveys (fig. 2b) [Pedrera *et al.*, 2009, 2010]. The Huércal-Overa basin is characterised by two main SW-NE asymmetric troughs reaching up to 1000-1500 m of thickness aligned respectively along the Sierra de Almagro and along a series of basement highs within the basin (fig. 2b) [Pedrera *et al.*, 2010]. The western prolongation of this trough turns to a more ~W-E orientation that forms the Almanzora corridor basin [Pedrera *et al.*, 2007].

Through a major erosional unconformity, the base of the series is marked by a ca. 800 m-thick red continental breccia and conglomerate formation attributed to the uppermost Serravallian-Lower Tortonian boundary [Briend *et al.*, 1990; Ott d'Estevou and Montenat, 1990]. Preferred flow directions (fig. 2), consistent with a dominant supply from

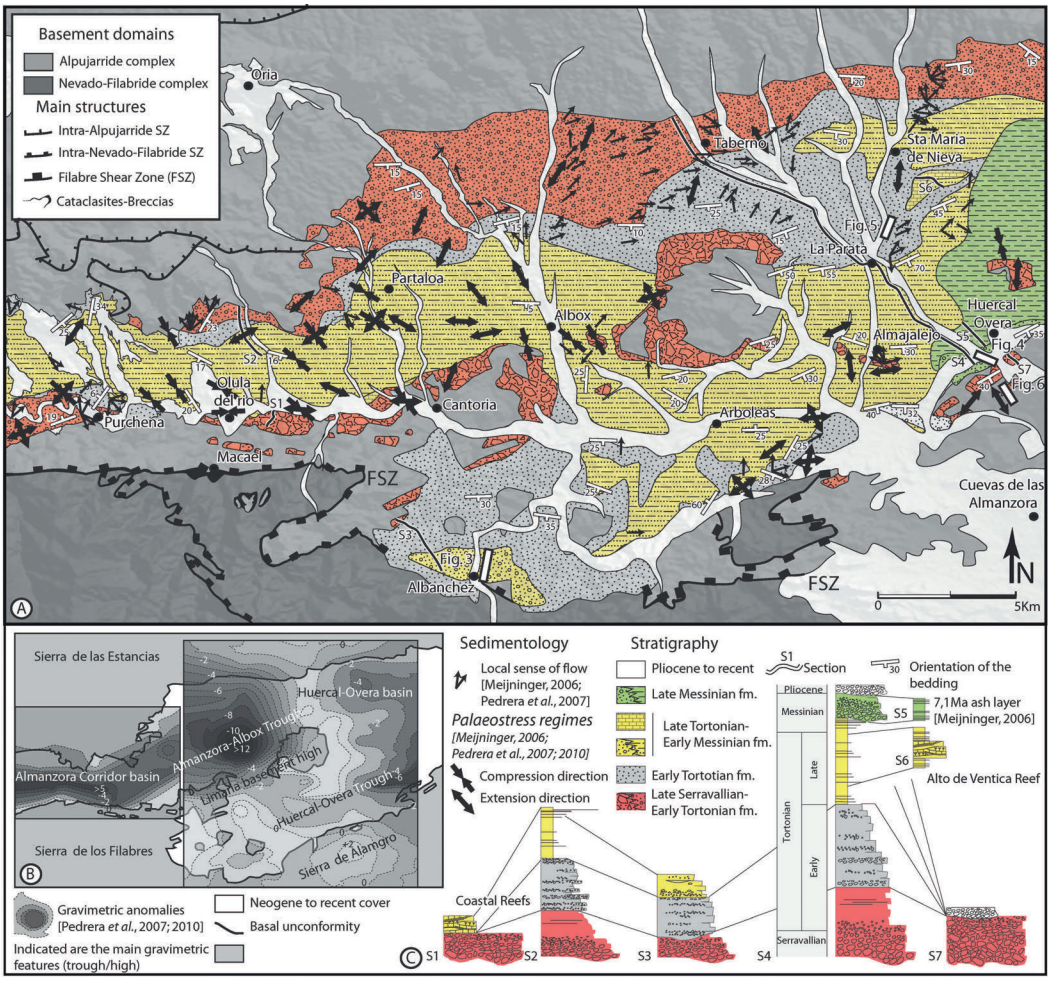


FIG. 2. – Study area synthesis map centered on the Huércal-Overa and Almanzora corridor basins. (a) Compilation of kinematic data and palaeostress results are from [Meijninger, 2006; Pedrera *et al.*, 2007, 2010]. Compilation of local sense of flow is from Meijninger, [2006] and Pedrera *et al.* [2007]. Traces of major shear zones in the basement areas are from Martínez-Martínez *et al.* [2002]; Augier *et al.* [2005b]; Platzman and Platt [2004]. (b) Results (residual gravity anomalies) of gravity surveys performed within the Almanzora corridor and the Huércal-Overa basins [Pedrera *et al.*, 2009, 2010]. Minimum values of ca. –12 mGal residual gravity anomalies correspond to a ca. 1000-1500 m-thick sedimentary infill [Pedrera *et al.*, 2010]. (c) Lithostratigraphic succession and correlations across the Huércal-Overa and Almanzora corridor basins inspired after [Guerra-Merchán and Serrano, 1993]. Section S4 is presented in details in Augier [2004].

the Nevado-Filábride are generally toward the E despite local variations probably related with the internal geometry of the fans [e.g. Meijninger, 2006; Pedrera *et al.*, 2007]. A general consensus exists on the lateral equivalence between this coarse clastic formation and at least the upper part of the basal red breccia encountered along the faults bounding the basin margins and fringing basement highs within the basin [Mora, 1993; Augier, 2004]. These continental deposits pass gradually upward and partly laterally into a ca. 300-500 m-thick grey shallow marine formation dated to the Early Tortonian [Briend, 1981; Guerra-Merchán and Serrano, 1993; Guerra-Merchán *et al.*, 2001; Meijninger, 2006]. This formation, including conglomerates and sandstones interlayered with siltstones is characterised by a general grain-size fining upward and assigned to a near-shore deltaic environment; a possible distal equivalent for the underlying continental alluvial fan types. Lying in conformable contact to the north of the basin, this formation acquires a clear transgressive character to the south where it unconformably overlies the Alpujárride basement rocks (fig. 2a and 2c). Through a limited regressive sequence [Mora, 1993; Augier, 2004; Meijninger, 2006], the Early Tortonian is overlain by a ~500-800 m-thick transgressive formation of dominant yellow silty-marls dated from the Late Tortonian-Early Messinian [Guerra-Merchán and Serrano; 1993; Martín-Pérez, 1997; Meijninger, 2006]. In more details, these open-marine sediments are encountered in the centre of the basin and they pass laterally to reef complexes to the north (e.g. Alto de Ventica reefs [Mora, 1993]) or shallow marine conglomerates to the south. It is also noteworthy that the active depocentre of the basin migrated again to the South where thick series of conglomerates lie unconformably or in faulted contact with the Alpujárride or even directly the Nevado-Filábride basement (i.e. Albanchez area; fig. 2a and 2c). Late Messinian only crops out in the southeastern part of the basin through a local yet marked unconformity. There, thick coarse-grained conglomerates laterally interfinger into dated Late Messinian marine marls [Briend, 1981; Meijninger, 2006]. The eastern part of the basin is extensively covered by thick series of Pliocene to Quaternary deposits that makes the connection with the Pulpi basin through a large, monotonous plain (fig. 2).

Despite numerous studies performed in these basins having a significant component of structural geology [e.g. Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Mora, 1993; Barragán, 1997; Poisson *et al.*, 1999; Meijninger, 2006], only a few palaeostress analyses were conducted [Meijninger and Vissers, 2006; Pedrera *et al.*, 2007, 2010]. Results, compiled on figure 2 are internally consistent and show two preferred orientations of extension oriented ~SSW-NNE and NW-SE and a ~NW-SE to N-S-trending compression. Interpretations of these data are however contrasted and feed the above mentioned models.

METHODOLOGY

A detailed structural analysis of the basinfill and the adjacent basement areas has been performed over a ca. 40 x 30 km area centred on the village of Albox (fig. 2). Structural study of the basin cover, characterised by brittle deformation consisted in palaeotress tensors reconstructions complemented by detailed mapping of the meso-scale fault systems. Thanks to the recognition of numerous stratigraphic time-markers, the succession of stress regimes is reasonably well constrained in time. This study is complemented by the analysis of the underlying NF basement that recorded, in addition to the above-mentioned brittle deformation earlier deformation stages mostly acquired in ductile conditions.

Structural analysis of the sedimentary cover

A brittle micro-tectonic analysis allowed to reconstruct changing palaeostress fields that have successively affected both the Huércal-Overa and the Almanzora corridor basins and to infer how and when the meso-scale fault systems were formed and to recognise their successive episode of activity. Thanks to good outcrop conditions, these major faults were identified using detailed field survey and high-resolution mapping on aerial pictures and satellite images.

Description of brittle structures and the data set collection

The whole study area presents a pervasive network of small-scale to meso-scale fault systems. Running over more than 250 km, the Filabres shear zone (FSZ) is the only large-scale structure that was active under both ductile and subsequent brittle conditions and thus played a major role during the exhumation of the Nevado-Filábride complex [e.g. Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier *et al.*, 2005b]. The Alhama de Murcia fault [e.g. Meijninger and Vissers, 2006] is also a major brittle structure characterised by a present-day sinistral kinematics. However, in the study area, this fault rapidly dies out into the northern part of the Huércal-Overa basin along the ~E-W Albox reverse fault [García-Meléndes *et al.*, 2003].

The dataset for this study is made of heterogeneous small-scale fault populations measured on 52 sites within the Huércal-Overa and the Almanzora corridor basin sedimentary cover where all the outcropping stratigraphical units of the basin were visited. As it experienced a complex polyphased tectono-metamorphic history basement rocks have not been studied in detail for the brittle analysis, except when relations with sedimentary rocks and/or older (ductile) deformation were unambiguous. Inversion of fault-slip data was carried out using a representative number of measured striated fault planes (983 in total), joints and tension gashes (297) and bedding attitude (for each site) with a set of 15-25 faults routinely collected at each site. Sense of slip, inferred from kinematic indicators such as striae and grooves, Riedel subordinate planes, tensile cracks and more routinely from slickensides (i.e. calcite steps; see review in Doblas [1998]) were determined. Displacement on faults ranges typically between few cm and few meters (micro-scale faults) while displacement over meso-scale faults generally exceeds several hundreds of meters.

Dating the successive palaeostress states

Changing stress fields leading to the successive formations of new fault sets and/or the possible reactivation of inherited faults results in the accumulation of brittle structures as a heterogeneous fault set. For each site, this set has been splitted into homogeneous, cogenetic fault populations

distinguished considering the "Palaeostress-stratigraphy" concept of Kleinspehn [Kleinspehn *et al.* 1989] based either on stratigraphic considerations or structural observations [e.g. Vandycke and Bergerat, 2001]). Therefore, fault sets described in the "results" section are then presented as separated homogeneous sets of faults.

Syn-sedimentary and stratigraphic (s.l.) age constraints for the deformation

Syn-sedimentary deformation is a common feature in the Huércal-Overa basin. Normal faulting that occurred during sedimentation or the early diagenesis stages within the basin has already been documented in many previous studies toward which the reader is referred for more details [Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Mora, 1993; Augier, 2004; Meijninger and Vissers, 2006; Pedrera *et al.*, 2007, 2010, 2012]. Only new descriptions of syn-sedimentary and stratigraphic age constraints are now presented in details.

Syn-sedimentary extension has already been described within the Late Serravallian-Early Tortonian continental formation [Meijninger, 2006]. The most typical features include the development of coeval top-to-the-NNW shallow dipping normal faults and WSW-ENE sedimentary dykes [Mora, 1993] or the formation of ~E-W extensional roll-over anticline (e.g. Almajalero area; fig. 2; Meijninger [2006]).

In the Early Tortonian shallow marine formation, geometry of the normal faults seems clearly related to the strong lithologic (i.e. rheologic) layering of the sequence. While normal faults generally develop as 50-70°-dipping roughly planar surfaces in the sandstone or conglomerate layers, they conversely display a gentle to flat dips in the siltstone or claystone layers. These two types of faults, both oriented ~W-E to NW-SE interact and often form flat-ramp-flat systems or sets of steep normal faults that bend down on a layer-parallel gently-dipping master normal faults [Mora, 1993; Augier, 2004; Meijninger, 2006; Pedrera *et al.*, 2012]. Arguments including bed omission and rapid lateral changes of both the sedimentary facies and the thickness of the layers in the vicinity of the faults strongly argue for an extensional deformation that occurred during sedimentation [see e.g. Briend, 1981 for the first observations]. An emblematic example of syn-sedimentary roll over development in the hanging-wall of a very gently NW-SE trending fault plane is given along the Santopétar cross-section [Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993; Meijninger, 2006]. The consistent ~W-E to NW-SE orientation of the fault trace direction and the associated slickenside lineation carried by fault planes, irrespective of the delta palaeoslope [Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Meijninger, 2006; Pedrera *et al.*, 2007] clearly discard a pure gravitational origin as already described in deltaic context [e.g. Maloney *et al.*, 2010; Pedrera *et al.*, 2012].

The Albanchez area also displays syn-sedimentary normal faulting deformation in the lower part of the Late Tortonian-Early Messinian formation (see fig. 2 for location). Along a 5 km long ~NNE-SSW section between the South of Cantoria and Albanchez, the series display a consistent SW-dip. Figure 3 displays a field-landscape interpretation accompanied with bedding measurements for the southern part of the section, north of Albanchez. There, bedding attitude displays a large-scale syn-sedimentary roll-over anticline developed above a ~N 120 trending meso-scale normal fault (fig. 3a and 3d). Partly eroded and devoid of clear morphological scarps, this normal fault however separates the Late Tortonian sediments from the Alpujárride basement with a probable plurihectometric offset (fig. 3). At the scale of the outcrop, massive coarse-

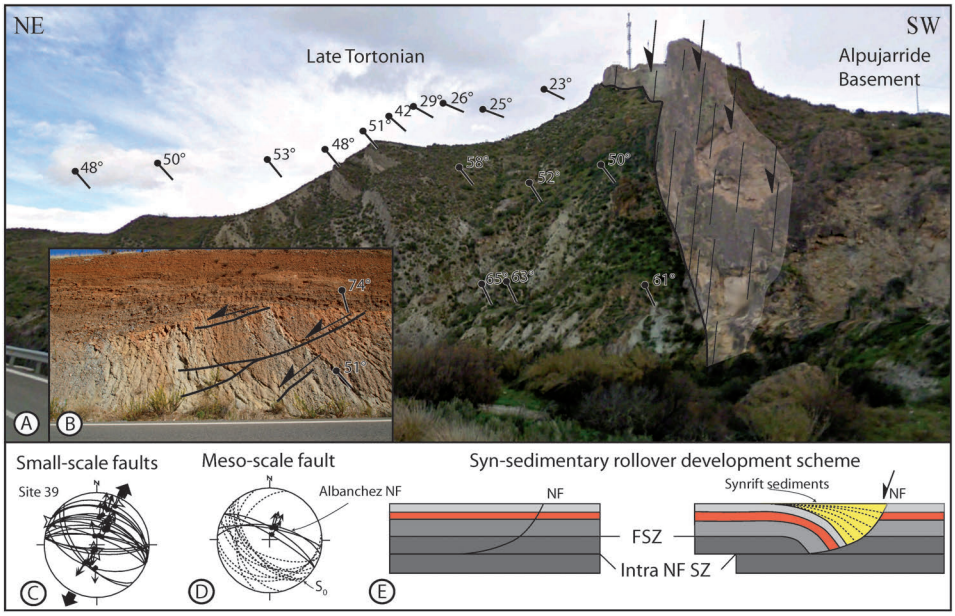


FIG. 3. – Field examples of syn-sedimentary dating criteria.
(a) Landscape picture of a large-scale syn-sedimentary roll-over developed during the Late-Tortonian. Note the growth-strata displaying a clear thickening toward the main normal fault. (location: N 37°17'41,05"; W 02°10'51,31"). (b) Late Tortonian conglomerate beds involved in the roll-over horizontal-axis rotation; small-scale pre-tilting normal faults control the bed thickness distribution. (c) Site 39 diagram showing a wide range of dip for the normal faults. Pre-tilting low-angle syn-sedimentary fault sets coexist with syn- and post-tilting normal fault sets. (d) Projection of the bedding attitude of the late Tortonian growth-strata and the fault planes associated with the Albanchez normal fault. (e) Syn-sedimentary roll-over development scheme.

grained conglomerates and sandstones bars interbedded with silty-marls layers are affected by a small-scale yet penetrative multiple generations of normal faults (fig. 3b and 3c). The first generations, showing clear syn-sedimentary features, present a current gentle to flat dip cutting the bedding with angles of the order of 45-50° and controlling the bed thickness distribution (fig. 3b). During progressive tilting, these faults were passively rotated and displaced by new normal faults. Last normal fault generation shows conjugate sets with a dominance of NE-dipping fault planes affecting the steeply SW-dipping bedding, thus indicating that normal faults were formed continuously prior, during and partly after tilting (fig. 3c).

The structural development and the sedimentation of the Huércal-Overa and the Almanzora corridor basins appear controlled at all-scale by normal faulting from Late Serravallian-Early Tortonian onward. Orientation of faults (and the associated kinematics) however evolves from SW-NE to WSW-ENE in the basal formation to more W-E to NW-SE for the Early Tortonian shallow marine formation.

The upper bound of the age of extensional structures can be crudely bracketed to the south of the Huércal-Overa basin. There, Late Tortonian sediments, affected by intense normal faulting are unconformably overlain by a thick series of yellow conglomerates attributed to the late Messinian (fig. 4). Extensional tectonics is thus sealed by the Messinian as first proposed by Meijninger [2006]. Conversely, the Messinian is often affected by significant tilting (fig. 4) and the post-Messinian cover appears itself faulted by either reverse and/or wrench faults. The uppermost Tortonian-Messinian period therefore appears as the main turning-point in the evolution of the basin corresponding to the inception of the tectonic inversion of the basins.

Discrimination of successive tectonic events by structural criteria

Most of the visited sites display evidence of polyphase faulting and are then characterised by the inhomogeneous character of the data sets. In addition to stratigraphic criteria presented and discussed above, relative chronology based on structural (*s.l.*) criteria may yield an accurate discrimination of successive tectonic events. Two field examples illustrate the routine analyse carried out when a visiting structural site used for palaeostress reconstructions (see fig. 2 for location).

An example of geometrical relationships between faulting and folding is given on figure 5. There, two sets of faults affect the uppermost part of the Early Tortonian shallow marine formation where the bedding, characterised by the alternation of sandstones and more silty-layers presents a SW-directed moderate dip. The dominant set of faults, made of both normal and reverse faults displays flat to gently NE- and SW-dipping fault planes sharing a consistent top-to-the-NE kinematics (figs. 5a and 5d). A close-up view of a representative kinematic indicator is given in figure 5b. A subordinate set also presents both normal and reverse kinematics on sub-vertical faults. Besides, it is also noteworthy that the sandstone layers are conspicuously affected by a single set of layer-orthogonal joints and tension gashes. In their present geometry, none of the computed principal stress axes is vertical and the two other principal stress axes are contained within the bedding in the calculated palaeostress solution thus suggesting pre-folding

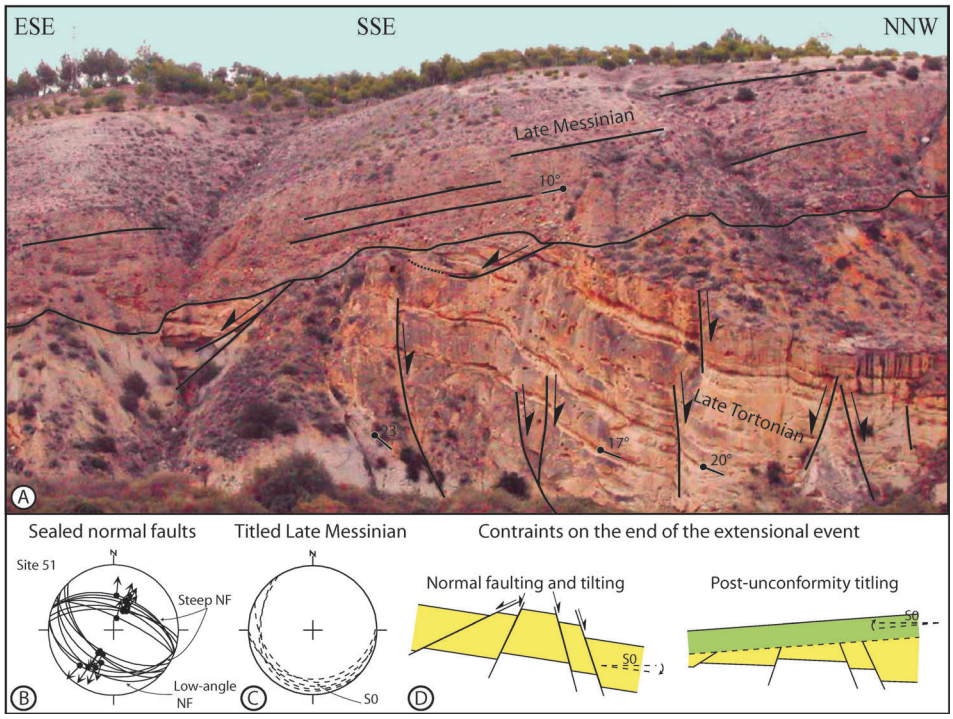


FIG. 4. – Stratigraphic criteria for a brittle events relative chronology.
(a) Late-Tortonian heavily affected by extensional deformation and tilted below the Late Messinian unconformity (location: N 37°22'53,63"; W 01°56'57,88"). It is noteworthy that the unconformity is itself subsequently titled. (b) and (c) Diagrams showing the NW-SE normal fault population sealed below the Messinian unconformity (site 51) and the current attitude of the Late Messinian bedding. (e) A two-stepped sketch depicting the probable evolution of the outcrop.

faults (fig. 5d). These principal stress axes become horizontal after back-tilting about a horizontal axis and the resulting back-tilted stress state is then in agreement with the Andersonian model (fig. 5e [Anderson, 1942]). This assumption is confirmed ~150 m further the SW where the bedding displays a gentler attitude (i.e. 5-10° toward the SW, fig. 8c) while joints and tension-gashes are now subvertical and all the faults appear as a single conjugate normal fault set thus preserved in their initial geometry. Occurrence of ~E-W clastic dykes (i.e. a syn-sedimentary argument), rotated in the folded area are here subvertical, orthogonal to the bedding (fig. 5c).

Most of the studied sites display evidence of polyphase faulting and therefore include reactivated fault planes carrying different sets of slickensides; one of the most reliable criteria of relative chronology between two tectonic events. A field example is given on figure 6. There, the outcrop is characterised by a steep faulted contact between the Late Serravallian-Early Tortonian continental formation and the Alpujárride basement rocks striking NE-SW (i.e. parallel to the Huércal-Overa fault [Mora, 1993]; fig. 2). Detailed analysis of the fault plane revealed at least three slickenside lineations, associated with tension cracks and accurate kinematic indicators (fig. 6b and 6c). The first two motions are dominantly vertical and down-dip, in particular for the first one (i.e. S1 on fig. 6a). Steeply-dipping Riedel faults and tension cracks developed at right angle of the slickenside lineation clearly show that these first two motions are related to normal faulting. Such kinematics thus complies with the two extensional directions recognised in the previous section. The last motion over the fault plane then presents sub-horizontal slickenside lineations with a clear left-lateral movement (fig. 6c and 6d) attested by a reactivated Riedel plane (fig. 6c). Similar, yet smaller-scale fault plane reactivation evidences are shown in figure 6d.

Based on these criteria and fault cross-cutting relations however rarely observed in the field, the total fault population has been grouped into three main sets. Precise orientation of both fault sets and the resulting inversion of fault-slip data for stress are presented in chapter *Structure and kinematics of the Nevado-Filabríde complex.*

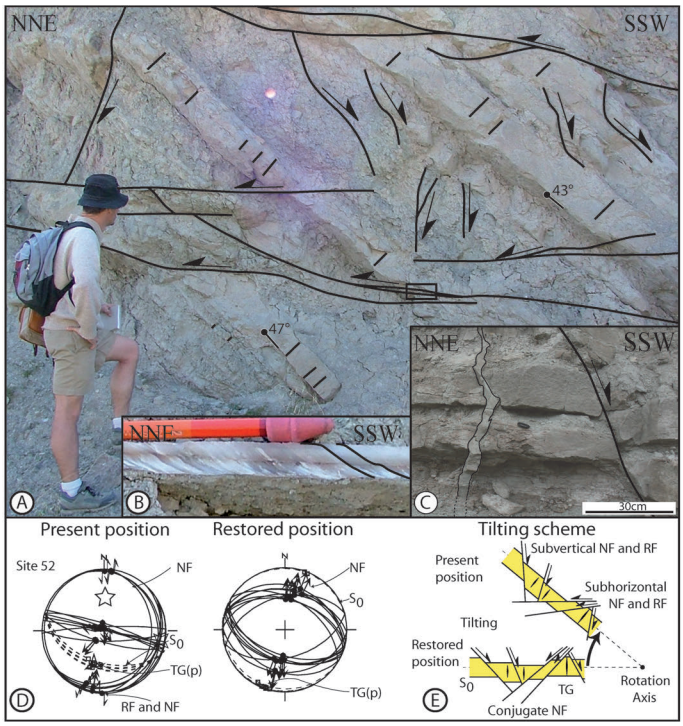


FIG. 5.– Relations between faulting and folding.
(a) Outcrop picture of Early Tortonian shallow marine formation heavily affected by pre-tilting extensional deformation. Note the penetrative pre-tilting conjugate normal faults that currently occur as both flat and subvertical sets of both normal and reverses faults and the array of bedding-orthogonal tension gashes. Inset (b) is a close-up view of sheared gypsum fibbers indicating a top-to-the-NNE motion over a gently SSW-dipping reverse fault (a pre-tilting normal fault). Inset (c) is an outcrop picture (150 m north of the main outcrop) showing that deformation occurred shortly after deposition as evidenced by clastic dyke injection. (d) Diagrams showing site 52 before and after back-tilting rotation. NF referred to normal faults, RF to reverse faults, S0 to bedding and TG to tension gashes; p is for "pole". (e) Schemes represent pre-tilting and post-tilting (current) fault set geometry with respects to the bedding and the tension gashes.

Palaeostress analysis

A variety of methods have been proposed to estimate palaeostress states from field measurements of fault striations on fault planes for natural fault systems [e.g., Carey and Brunier, 1974; Angelier, 1984, 1990, 1994; Lisle, 1987, 1988; Hardcastle and Hills, 1991; Fry, 1992, 1999; Žalohar and Vrabec, 2007].

Palaeostress orientation patterns were evaluated by the computer-aided inversion method for fault-slip data, which is described in detail by Angelier [1984, 1990 and 1994]. The reduced palaeostress tensor consists in the identification of the orientation of the three principal stress axes (σ_1, σ_2, σ_3, the maximum, intermediate and minimum stress axes respectively), and the ratio $\Phi = [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$ reflecting the relative magnitude of principal stress axes (axial ratio of stress ellipsoid). Determination of the palaeostress axes have been supplemented and strengthened by the analysis of other accompanying brittle structures such as joints, and tension gashes (open or filled by calcite, gypsum and iron oxy-hydroxydes; see Hancock [1985] or Doblas [1998]). The study was carried out in weakly strained areas in order to avoid stress perturbation within and at the direct vicinity of important fault zones. The fault population used in this study is composed of microfaults populations embracing structures ranging from centimetres to decametres faults associated cogenetic micro-faults, which are observable on a single and continuous exposure. Kinematics of meso-scale faults as well as large-scale faults were also investigated but were not included in the palaeostress reconstruction.

Structural analysis of the ductile deformation in the Nevado-Filábride complex

Basement domains mostly consist of metamorphic rocks belonging to the two lower metamorphic complexes recognised in the Betic-Rif orogenic system, the Nevado-Filábride and the Alpujárride complexes. Related to older tectonometamorphic events, the structural evolution of the Malaguide and the Alpujárride complexes has not been investigated.

The rocks of the Nevado-Filábride complex are often highly deformed in ductile conditions. Most of the deformation concentrated along the Filabres shear zone [García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier, 2004; Augier *et al.*, 2005b;

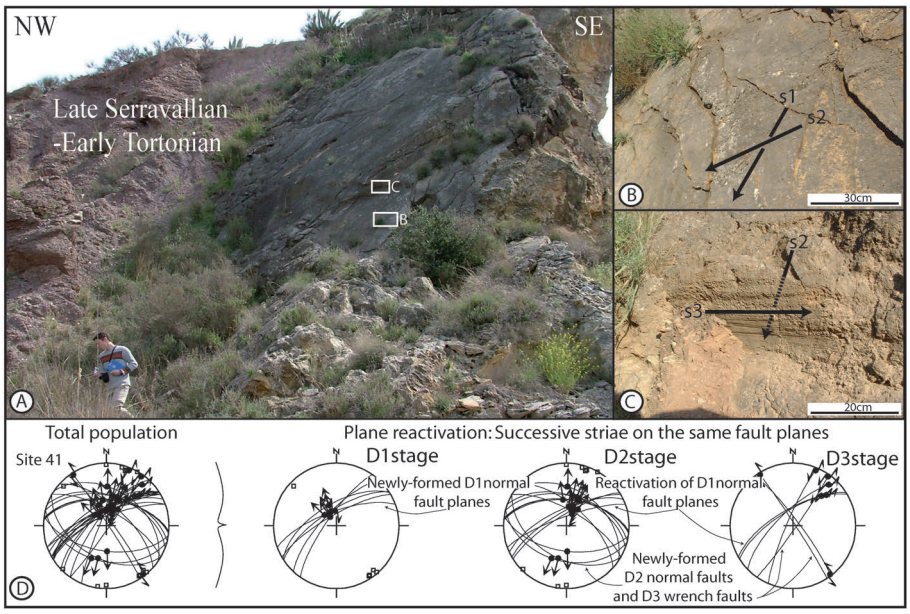


FIG. 6. – Tectonic reactivation of fault planes.
a) Outcrop picture of Late Seravallian-Early Tortonian continental formation faulted against the Alpujárride basement rocks (location: N 37°22'27,91"; W 01°56'16,54"). This basin-bounding meso-scale fault plane carries three successive slickenside lineations. Insets (b) and (c) are close-up views of parts of the fault plane where either two lineations or the relative chronologic criteria are preserved (see location over the plane on (a). (c) Diagrams showing the site 41 total fault population. Separation into homogeneous fault sets reveals that part of the initial normal ($D1_b$) faults is reactivated during two subsequent events ($D2_b$ and $D3_b$). NF referred to normal faults, RF to reverse faults, S0 to bedding and TG to tension gashes; p is for "pole".

Agard *et al.*, 2011], leaving large volumes where older tectonometamorphic events are preserved, at least partly [Augier *et al.*, 2005b]. The complete structural evolution of the Nevado-Filábride complex is beyond the focus of this study, the reader unfamiliar with the geology and the evolution of the complex is referred to pioneer works [Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993] as well as recent syntheses [Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier *et al.* 2005b]. Conversely, this study focussed on the most prominent ductile features that mostly correspond to structures developed during, and mostly at the end of the exhumation of the Nevado-Filábride complex well recorded near the FSZ ($D2_d$, $D3_d$; [Augier *et al.*, 2005b]. For each station, the main stretching direction(s) and the sense of shear are reported on the map in figure 7.

STRUCTURE AND KINEMATICS OF THE NEVADO-FILABRÍDE COMPLEX

The Nevado-Filábride complex is characterised by a strong and regionally developed planar-linear fabric (i.e. S2/L2 with respects to $D2_d$ event [Augier *et al.* 2005b]). This foliation that shapes the overall dome-geometry of the NF complex intensifies toward the FSZ from rather low-strain domains where older fabrics (e.g. $D1_d$) are still observable. In the whole Sierra de los Filabres, the upper part of the NF complex, the main foliation carries a strong stretching lineation trending roughly NNE-SSW to ENE-WSW [Jabaloy *et al.*, 1993; Augier *et al.*, 2005b]. In the field, this lineation is associated with lower amphibolite facies retrograde mineral assemblages like biotite, chloritoid and locally staurolite. Deformation appears overwhelmingly dominated by an intense subvertical flattening associated with an ~E-W stretching (fig. 7).

Evidence for clear non-coaxial flow is however conspicuously observed into the upper ~500-700 m of the NF complex below the FSZ. There, the deformation is characterised by an overall, regional-scale top-to-the-W or more locally top-to-the-SW sense of shear [e.g. Jabaloy *et al.*, 1993] marked in the field by the pervasive development of a late extensional crenulation cleavage [Platt, 1979, 1984]. This deformation stage ($D3_d$ event [Augier *et al.* 2005b]), while in direct continuity and in partial structural accordance should not be mixed with $D2_d$. This cleavage, locally highly penetrative, is restricted to the vicinity of major shear zones, in particular along the FSZ and mainly observed in the Permian-Triassic light-schists as well as in the uppermost part of the Paleozoïc black-schists where overlying lithostratigraphic units are tectonically thinned (e.g., fig. 1). In the field, a few sites display two stretching lineations, L2 and L3 (fig. 7). The second one, L3, associated with the late extensional crenulation cleavage is characterised with the crystallisation of large amounts of greenschists facies minerals such as elongated chlorite, phengite and globular, syn-kinematic albite that clearly postdates the S2/L2 paragenesis. At the scale of the study area, lineation trajectories draw curved patterns evolving from WNW-ESE toward the south (i.e. the dome axis) to NW-SE or even NNW-SSE, to the north, at the vicinity of the FSZ while, conversely, the L2 lineation remains consistently oriented ~E-W (fig. 7). $^{40}Ar/^{39}Ar$ time constraints on the latest mineral recrystallisations along the FSZ yielded ca. 17-13 Ma ages either in the Sierra de los Filabres or in the Sierra Alhamilla [Augier *et al.*, 2005c; see also Platt *et al.*, 2005].

Displacement over the FSZ under brittle conditions is attested by a sometime thick (5-150 m) zone of cataclasites, fault rocks, mylonitic gypsum and carbonate matrix breccias

mainly derived from the underlying greenschists mylonite zone (i.e., $D3_d$ zone) and the Alpujárrides hanging wall. Late large-scale corrugations over the FSZ and slickenside-rich breccias along low-angle normal faults permit to precise the kinematics of the brittle stage (named $D1_b$ event; fig. 7 [Augier *et al.* 2005b]). Despite a limited data set, the last ductile deformation ($D3_d$) shows a good consistency with respect to the subsequent brittle deformation. Timing of brittle deformation is constrained by the whole spectrum of near-surface thermochronometers from 12 to 8 Ma [Johnson, 1993; Johnson *et al.*, 1997; Vázquez *et al.*, 2011]. Relationships between these final exhumation stages of the NF complex are discussed in the lights of the palaeostress analysis of the FSZ hanging wall unit carrying the sedimentary basins.

RESULTS OF THE BASIN COVER PALAEOSTRESS ANALYSIS

Three main brittle (D1b, D2b, D3b) tectonic events characterised in the field have been recognised in the studied sites. The

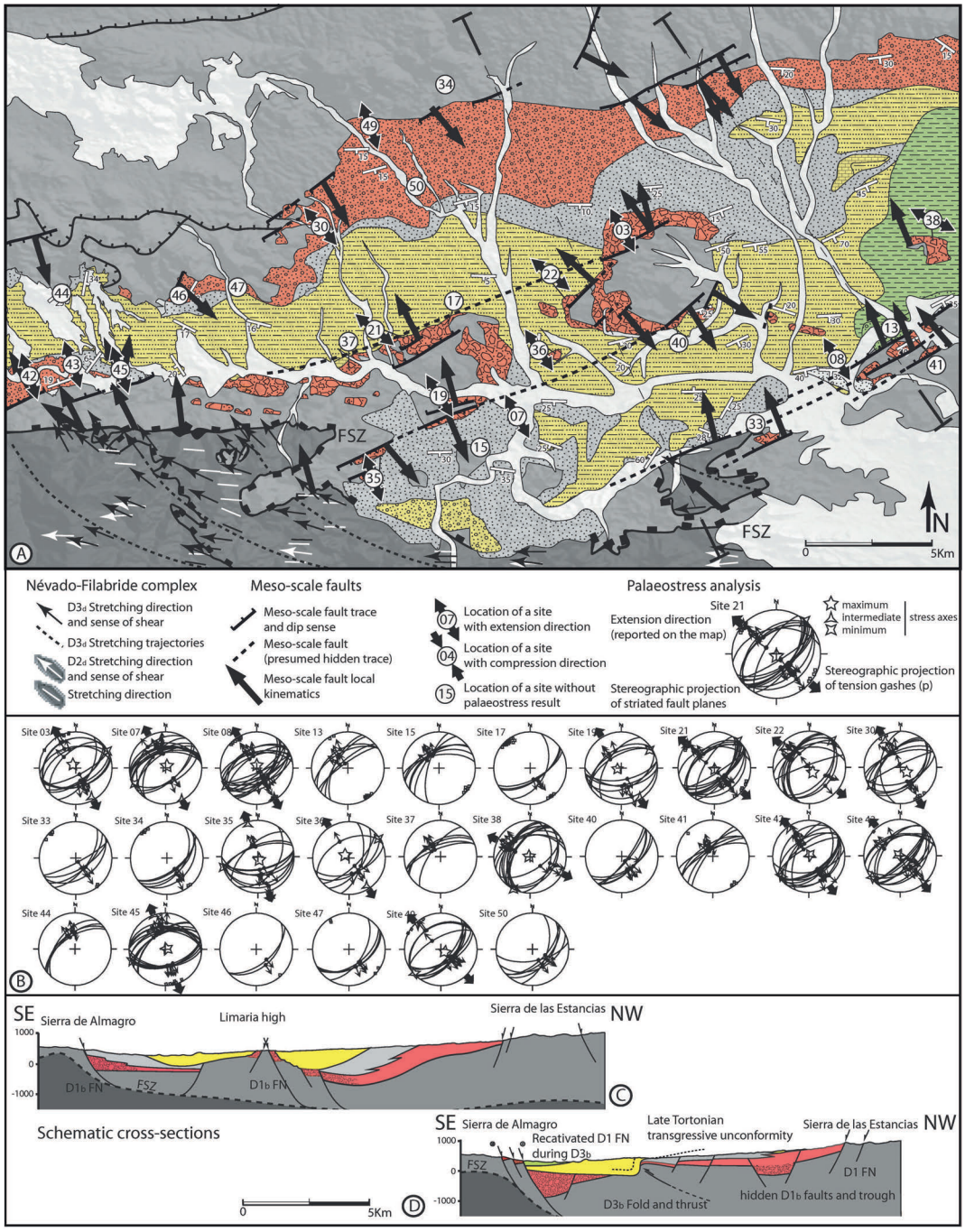


FIG. 7. – Results of both the structural analysis of the basement areas and the analysis of the D1 brittle event. Traces of D1 meso-scale faults are mapped and their local kinematics is indicated. Sites that recorded the D1 event are located with a synthetic presentation of the stress regime. (b) Detailed results of the palaeostress analysis. (c) Schematic geological cross-sections tacking into account field observations, structural measurement and gravity results from Pedrera *et al.* [2009, 2010].

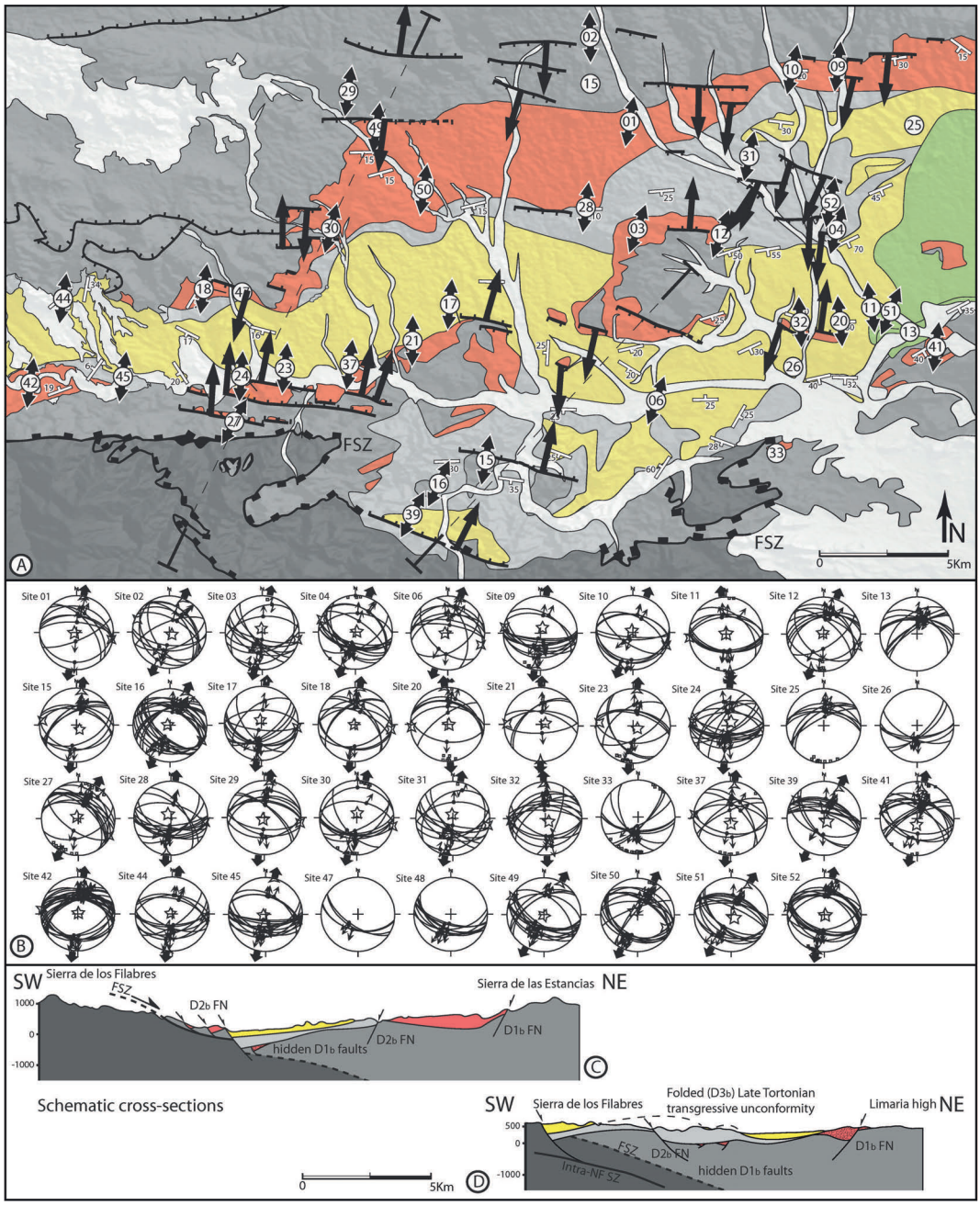


FIG. 8. – Results of the analysis of the D2 brittle event. Legend is given on figure 7. (b) Detailed results of the palaeostress analysis. (c) Schematic geological cross-sections tacking into account field observations, structural measurement and gravity results from Pedrera *et al.* [2009, 2010].

complete brittle analysis allows establishing the succession of theses tectonic events as follows. Results are compiled in table I and are graphically shown in the maps of figures 7, 8 and 9 corresponding to the combination of the existing geologic 1/50,000 sheets [Garciá-Monzón *et al.*, 1975; Garciá-Monzón and Kampschuur, 1975; Simón *et al.*, 1978; Voersmans *et al.*, 1980], previous studies [Briend *et al.*, 1981; 1990; Mora, 1993; Augier, 2004; Meijninger and Vissers, 2006; Barragán, 1997; Pedrera *et al.*, 2007, 2010], new field mapping and lineament analysis of aerial pictures and satellite images.

Palaeostress tensor group $D1_b$ (NW-SE to NNW-ESE extension)

The oldest brittle tectonic event, partly syn-sedimentary recorded in the sedimentary cover area is mostly recorded by the Late Serravallian-Early Tortonian continental formation [Mora, 1993] and throughout the adjacent basement rocks. Some initial normal faults were often subsequently tilted and now occur with various dips and are sometimes currently present as reverse faults. At small-scale, both low-angle and steep SW-NE trending normal faults seem to coexist depending on the local behaviour of the sediments (fig. 7,

sites 03, 13, 35, 42) while basement rocks are cut by steep planar SSW-ENE to SW-NE normal faults (sites 34). The associated stress tensor corresponds to a subhorizontal extension (σ_3) mainly NW-SE directed with a subvertical maximum compression direction (σ_1). On few sites, WNW-ESE to NW-SE trending faults seem to predate the NW-SE to NNW-SSE faults (fig. 7, sites 07, 13, 22, 38, 43, 45).

New field mapping highlighted meso-scale fault systems that affect exclusively the Late Serravallian-Early Tortonian continental formation and the Alpujárride basement along which it is generally faulted. Their identification in the field is limited, particularly to the south as they are unconformably overlain by younger formations (fig. 7). Their cartographic traces are thus partly inferred from gravimetric data (fig. 2). Associated net motions that appear large are rarely constrained in the field and can be again crudely bracketed to several hundred of meters to one kilometre, using gravity data [Pedrera *et al.*, 2009, 2010]. Major faults, such as the Huércal-Overa, Cantoria or Olula del Rio-Albox faults (fig. 7) share a common NW dip with a relative uplift of basement rocks currently outcropping as series of basement highs. Subordinate SE-dipping antithetic faults also occur NW of Albanchez or NW of Taberno and intrabasinal faults are consequently sealed below a thick sedimentary cover. Landscape analysis and detailed field work embracing both Nevado-Filábride and Alpujárride basement rocks and the sedimentary cover of the Almanzora corridor seem to indicate that, at least a part of the meso-scale fault listrically bends down on the FSZ as viewed from the local diverging patterns of the bedding. In addition, it is noteworthy that palaeostress tensors for this event are consistent with the latest motions over the FSZ under brittle conditions. Two extension-parallel geological cross-sections are given on figure 7. Inspired and based on both field observations and structural measurements, they largely benefited from gravity data [Pedrera *et al.*, 2009, 2010].

Palaeostress tensor group $D2_b$ (N-S to NE-SW extension)

The second brittle tectonic event is characterised by a set of abundant N085-N130°E-trending normal faults (fig 8). This brittle event is recorded in all formations including most of the Late Tortonian-Early Messinian formation. A spectacular extensional syn-sedimentary deformation is observed in the Early Tortonian shallow marine formation as shown by bed omission, thickness changes of either side of faults as well as clastic dykes. The strong sedimentary rheological layering of this formation leads to flat-ramp-flat fault systems and sets of steep normal faults that bend down on a layer-parallel gently-dipping normal faults (fig. 8, sites 3, 16, 19). In the underlying formations and in the basement, ~W-E and SW-NE normal faults are rather steep and planar. Newly formed $D2_b$ normal faults are often accompanied by reactivated inherited $D1_b$ faults (fig. 8, sites 13, 15, 16, 41, 42) with an oblique motion (fig. 6). Beside, ~E-W to ESE-WNW-trending shear surfaces in the Alpujárride basement, which were formed under ductile conditions during early to middle Miocene times [Platt *et al.*, 2005] are also sometimes reactivated (fig. 8, sites 2, 15, 29). However, an unambiguous separation is only possible when a

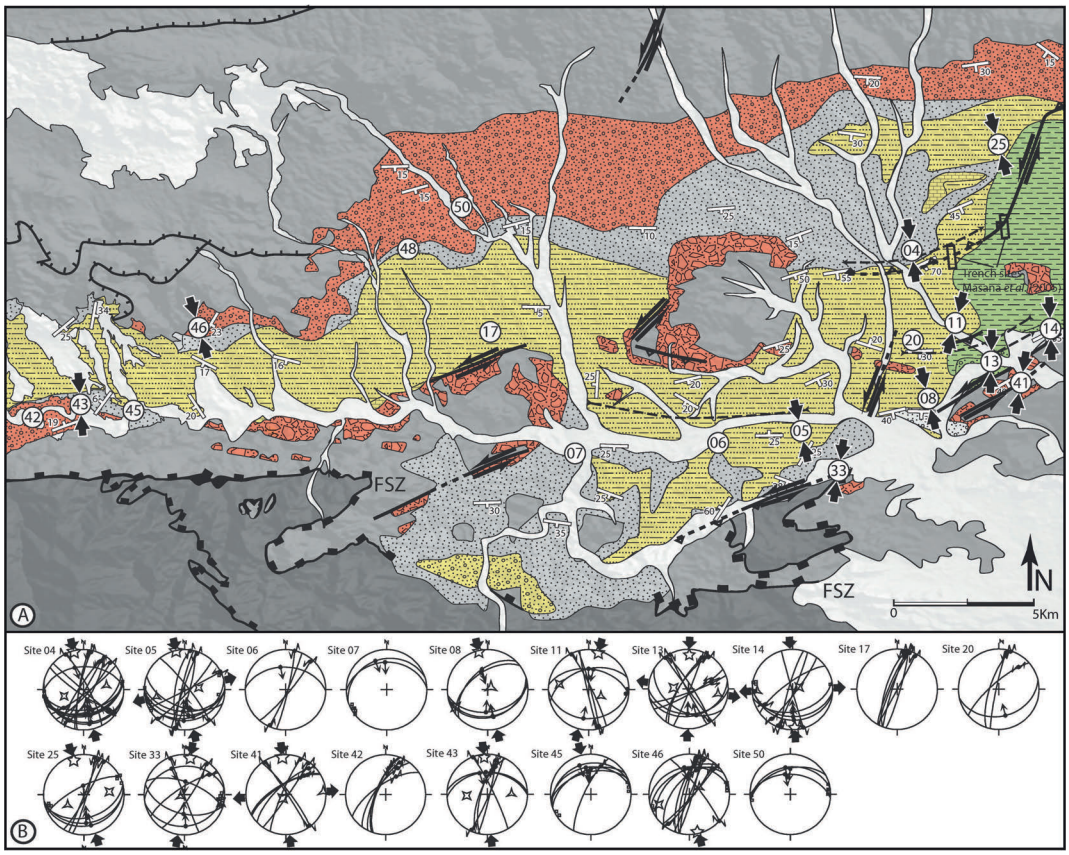


FIG. 9. – Results of the analysis of the D3 brittle event. Legend is given on figure 7. (b) Detailed results of the palaeostress analysis.

sedimentary cover is present. This group of stress tensors is characterised by a subhorizontal extension (σ_3), mainly N-S to NNE-SSW and a subordinate NE-SW direction. The maximum compression direction (σ_1) is subvertical. While this event may have started before, this stress state appears synchronous with the deposition of both the Early

TABLE I. – Detailed results of the palaeostress analysis. Indicated are, after a brief description of the site (stratigraphy, lithology and bedding/foliation attitude), the composition of the data-set and the results of the palaeostress tensor determination. RUP is a quality estimator. E and C indicate extensional, compressional regimes, respectively; direction is those of σ1 for C regimes, and σ3 for E regimes.

	General information					Data base			Calculated results								Tectonic phase	
N°	Station	Stratigraphic age	Dominant lithology	S0/MF attitude		Nt	N	Joints	S1		S2		S3		RUP	Phy	Timing	Tectonic
				Dir.	Plung.				Dir.	Plung.	Dir.	Plung.	Dir.	Plung.	(%)			regime
1	Cortijo de Fatiguas	E. Tor.	sandstones/conglomerates	204	15	9	8		263	86	101	4	11	1	21	0.3	D2	E NNE-SSW
2	Lardea	E. Tor.	conglomerates/sandstones	160	17	12	12		133	82	292	7	23	3	20	0.4	D2	E NNE-SSW
3	Loma Alta	L. Ser-E. Tor.	sandstones/conglomerates	154	21	18	12	4	322	80	61	2	152	10	12	0.3	(early) D1	E NW-SE
3							9	5	86	86	290	4	200	2	21	0.5	D2	E NNE-SSW
4	Las Zorreras	L. Ser-E. Tor.	sandstones/marls	198	60	39	17	7	104	87	287	3	204	2	15	0.5	D2	E NNE-SSW
4							18	6	341	1	252	39	69	54	12	0.2	D3	C NNW-SSE
5	Zurgena	L. Mes.	marls	156	4	18	12	14	348	2	82	61	256	29	35	0.1	D3	C NNW-SSE
6	Arboleas	L. Mes.	sandstones/marls	342	1	15	9		265	84	110	5	19	2	22	0.5	D2	E NNE-SSW
6							4										D3	C NNW-SSE
7	Alto de la Yesera	L. Ser-E. Tor.	sandstones	12	8	19	16		32	84	243	5	153	3	14	0.3	D1	E NNW-SSE
7							2	6									D3	C NNW-SSE
8	La Sierrecica	L. Ser-E. Tor.	marls	154	1	37	29	16	2	83	240	3	150	6	24	0.4	D1	E NNW-SSE
8							5		347	4	77	5	221	84	11	0.5	D3	C NNE-SSW
9	Las Minas	E. Tor.	conglomerates/sandstones	194	7	20	13	3	22	77	280	3	189	13	18	0.4	D2	E NNE-SSW
10	La Hoya	E. Tor.	conglomerates/sandstones	182	12	12	10	4	278	87	104	3	14	0	37	0.4	D2	E NNE-SSW
11	Cotijo del Cosario	L. Tor-E. Mes	marls	54	9	17	9	5	355	89	264	0	174	1	11	0,2	D2	E N-S
11							6		15	7	281	27	117	62	29	0.1	D3	C NNE-SSW
12	Los Nofres	L. Tor-E. Mes	sandstones/conglomerates	12	34	11	11	7	324	87	110	2	200	2	17	0.4	D2	E NNE-SSW
13	La Cuesta Alta	L. Ser-E. Tor.	sandstones	4	11	34	6	12									(early) D1	E NW-SE
13							14										D2	E N-S
13							11		1	16	243	59	99	26	35	0.1	D3	C N-S
14	Cortijo del Manchego	L. Mes.	sandstones	6	1	9	8	6	177	4	70	76	268	14	38	0.2	D3	C N-S
15	Cerro del Prior	*Alp. basement*	*micaschists*	*320*	*5*	17	7										(early) D1	E NW-SE
15							10		144	82	282	8	12	6	19	0.4	D2	E N-S
16	Cortijo Capellana	E. Tor.	conglomerates/sandstones	12	8	36	32		283	85	116	5	26		15	0.4	D2	E NNE-SSW
17	Cortijo del Pozo	L. Ser-E. Tor.	sandstones/conglomerates	3	24	23	5	12									(early) D1	E NW-SE
17							11		343	82	97	3	187	7	21	0.5	D2	E N-S
17							6										D3	C N-S
18	Cortijo el Porra	E. Tor.	conglomerates/sandstones	8	18	11	10		267	88	98	2	8	0	15	0.5	D2	E N-S
19	Alto de jata	L. Ser-E. Tor.	sandstones/conglomerates	321	6	18	12		239	82	62	9	153	4	12	0.7	(early) D1	E NW-SE
20	NE-Almajalejo	L. Tor-E. Mes	marls	8	2	16	7	8	99	87	265	3	355	1	14	0.4	D2	E N-S
20							4										D3	C NNW-SSE
21	Torreon	L. Ser-E. Tor.	conglomerates/sandstones	120	5	32	23	15	174	87	41	2	311	2	14	0.4	(early) D1	E NW-SE
21							5		74	80	271	9	181	3	20	0.5	D2	E N-S
22	Aljambra	L. Ser-E. Tor.	conglomerates/sandstones	140	26	23	18		146	76	40	4	309	13	29	0.3	(early) D1	E NW-SE
23	Las Entrenas	E. Tor.	sandstones/conglomerates	196	17	9	8	11	119	79	276	10	6	4	16	0.4	D2	E N-S
24	Olula del rio	E. Tor.	sandstones/conglomerates	205	10	27	25		52	78	276	9	184	8	27	0.3	D2	E N-S
25	Cerro Tallante	L. Tor-E. Mes	marls/carbonates	157	15	14	6	8									D2	E N-S
25							7	9	344	13	83	36	237	51	20	0.2	D3	C NNW-SSE
26	Los Carasoles	L. Tor-E. Mes	sandstones/marls	120	3	6	6										D2	E N-S
27	Cerro Sacristia	E. Tor.	sandstones/conglomerates	185	17	16	12	16	324	85	119	5	209	2	14	0.4	D2	E NNE-SSW
28	Los marcelinos	E. Tor.	sandstones	212	15	15	14		325	79	96	7	187	8	18	0.3	D2	E N-S
29	Los Lozanos	*Alp. basement*	*micaschists*	*202*	*5*	18	15		214	86	99	2	8	4	20	0.4	D2	E N-S
30	La Cueva	*Alp. basement*	*micaschists*	*216*	*14*	28	15	7	126	72	239	7	321	16	45	0.4	D1	E NNW-SSE
30							10	15	8	80	103	1	194	10	17	0.7	D2	E N-S
31	Santopetar	E. Tor.	sandstones	213	4	11	11	4	348	81	101	4	192	8	29	0.5	D2	E N-S
32	Los Bonillos	L. Tor-E. Mes	marls/siltstones	256	2	17	16		129	80	266	7	357	7	32	0.4	D2	E N-S
33	Agua Arriba	L. Ser-E. Tor.	conglomerates/sandstones	132	10	19	4										D1	E NNW-SSE
33							8	18									D2	E NNE-SSW
33							7	9	9	9	100	4	214	80	32	0.1	D3	C NNE-SSW
34	Los Bancalicos	*Alp. basement*	*micaschists*	*172*	*35*	7	7	7									(early) D1	E NW-SE
35	Las Pilillas	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	120	9	11	10		156	82	253	1	343	8	20	0.6	D1	E NNW-SSE
36	El Canico	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	177	7	8	6		308	79	57	4	148	11	18	0.3	(early) D1	E NW-SE
37	Las Mateas	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	144	13	14	5										(early) D1	E NW-SE
37							8	7	175	78	276	2	7	11	20	0.6	D2	E N-S
38	Los Cabecicos	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	12	4	17	15		304	87	207	0	117	3	32	0.4	(early) D1	E WNW-ESE
39	San Roque	L. Tor-E. Mes	marls/carbonates	204	17	19	18		203	79	297	1	27	11	22	0.3	D2	E NNE-SSW
40	Alto de las Canales	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	34	45	7	7										(early) D1	E NW-SE
41	Cortijo de Rodrigo	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	334	13	32	6	5									(early) D1	E NW-SE
41							15	8	185	76	281	1	30	14	22	0.4	D2	E N-S
41							7		355	7	221	80	85	7	17	0.4	D3	C N-S
42	Armuna de Almanzora	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	153	13	53	15		51	86	242	2	335	4	11	0.3	(early) D1	E NW-SE
42							26		12	87	277	2	188	1	19	0.3	D2	E N-S
42							5										D3	C N-S
43	W-Purchena	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	85	26	24	16	1	322	87	235	1	149	3	12	0.6	(early) D1	E NW-SE
43							7		353	9	228	44	87	39	45	0.2	D3	C N-S
44	SE-Somotin	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	4	10	19	5										D1	E NNW-SSE
44							14		281	87	97	12	194	2	18	0.3	D2	E N-S
45	E-Purchena	L. Ser-E. Tor.	conglomerates/sandstones	4	10	38	17	8	66	86	246	3	336	1	11	0.5	D1	E NNW-SSE
45							15		281	87	104	12	13	7	15	0.4	D2	E N-S
45							5	5									D3	C N-S
46	Agua Amarga	L. Ser-E. Tor.	conglomerates/sandstones	200	16	15	2	1									D1	E NNW-SSE
46							12	7	171	4	242	27	69	64	27	0.4	D3	C N-S
47	Al Merendero	E. Tor.	conglomerates	175	14	9	4										D2	E NNE-SSW
47							4	4									D1	E NNW-SSE
48	N-Partaloa	E. Tor.	conglomerates/sandstones	185	13	9	9										D2	E NNE-SSW
49	El Penon Bajo	L. Ser-E. Tor.	conglomerates	182	10	22	12	3	129	80	235	7	316	4	12	0.3	D1	E NW-SE
49							9		128	86	304	3	29	2	15	0.4	D2	E NNE-SSW
50	Llano del Espino	L. Ser-E. Tor.	conglomerates/sandstones	156	20	29	6										D1	E NW-SE
50							18	5	297	78	124	17	207	9	42	0.6	D2	E NNE-SSW
50							3	6									D3	C N-S
51	SE Railway	E. Tor.	sandstones/marls	334	23	15	14		117	85	298	7	32	5	15	0.4	D2	E NNE-SSW
52	Cortijo de Rodrigo	L. Ser-E. Tor.	sandstones/conglomerates	183	45	19	17	9	91	89	284	2	192	1	27	0.4	D2	E NNE-SSW
	Total					983	875	297										

Tortonian shallow marine and the Late Tortonian-Early Messinian formations and it ended in any case prior to the Late Messinian deposition (fig 4).

Map-scale faults associated with this event together with two extension-parallel geological cross-sections are given in figure 8. $D2_b$ meso-scale fault systems are less abundant than the previous $D1_b$ ones and are particularly localised toward the basin margins (fig. 3). The southern part of the basin, where the depocentre has migrated through time display the most important faults while to the North, the basin basal unconformity is only slightly reworked (fig. 8). Besides, some faults seem to locally reactivate the FSZ, as in eastern Almanzora corridor where fault-bounded blocks carry small half-graben shaped basins (fig. 8). Conversely, in the Albanchez region, the main faults seem to cross-cut the FSZ as the NF rocks are involved in the hanging wall of the Albanchez normal fault (fig. 3 and fig. 8). Two extension-parallel cross-sections are given on figure 8.

Palaeostress tensor group $D3_b$ (N-S to NW-SE shortening)

The last stage of faulting includes dominantly SW-NE trending sinistral faults, supplemented by scarce NW-SE dextral strike-slip faults (fig. 9, sites 01, 02, 08, 09, 13), and E-W to WSW-ENE conjugate sets of reverse faults (fig. 9, sites 01, 03, 08, 09, 13, 16,). In most sites, the fault population attributed to this palaeostress tensor group contains a significant amount of reactivated faults planes, in particular, NW-SE-trending steep planes formed with an initial $D1_b$ kinematics (fig. 9, sites 04, 13, 41, 46). This event is partly characterised by strike-slip palaeostress tensor solutions with maximum compression direction (σ_1) oriented approximately N-S and minimum compression direction (σ_3) roughly E-W (fig. 9, sites 05, 13, 41, 46). A few stations present compressional palaeostress tensors characterised by a maximum compression direction (σ_1) again oriented approximately N-S and minimum compression direction (σ_3) roughly vertical (fig. 9, sites 08). Other sites present a mixture of this two stress states sharing a common N-S trending maximum compression yielding non-realistic neither vertical nor horizontal intermediate and minimum compression direction. However, field analyses, indicating contradictory cross-cutting relationships argue for an alternation of the two stress fields probably favoured by close absolute values of σ_2 and σ_3. Meso-scale faults associated with this event are dominantly SW-NE sinistral faults that often reactivate $D1_b$ meso-scale normal faults (fig. 6). The only newly-formed meso-scale $D3_b$ compressional structure is located on the southern termination of the Alhama de Murcia fault (fig. 9).

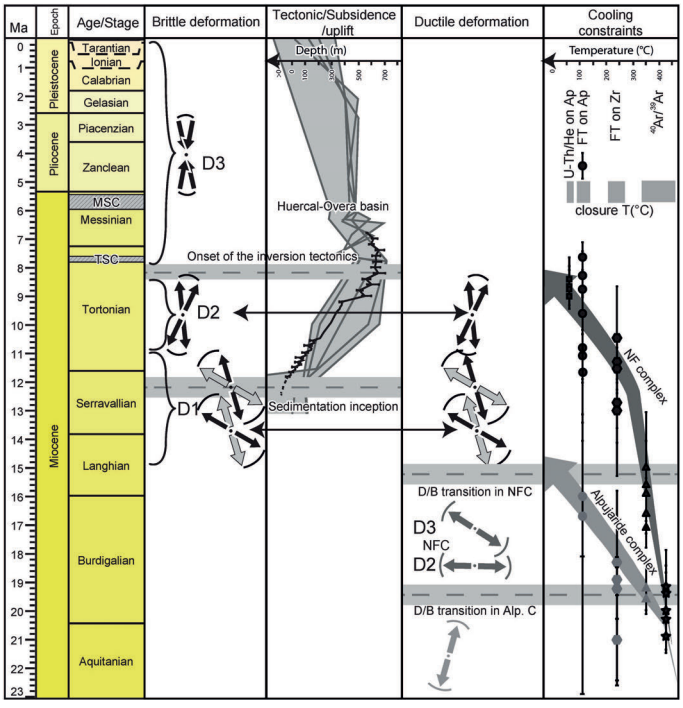


FIG. 10. – Synthetic view of the late- to post-orogenic deformation of the Internal zones metamorphic rocks and their sub-surface expression in the basins. Reminded are the main results of this study and various compilations of exiting results. Solid-black line is a tectonic subsidence curve for the Huércal-Overa basin [Augier, 2004] superimposed on tectonic subsidence curves for other Internal zones basins [Cloething *et al.*, 1992]. Arrows referred to presumed cooling paths during the latest exhumations stages of the Alpujárride and the Nevado-Filábride complexes. Times-constraints are from Platt *et al.* [2005]; Augier *et al.* [2005c] for $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses [Johnson 1993, 1995; Johnson *et al.*, 1997; Platt *et al.,* 2005; Vázquez *et al.*, 2011] for fission-tracks analyses on zircons and apatites and Vázquez *et al.* [2011] for U-Th/Pb analyses on apatites. Closure-temperatures are discussed in the text.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The intramontane basins as a record of the latest exhumation stages of the NF rocks

First clearly stated by Vissers *et al.* [1995] a close relationship between the exhumation of Alpine metamorphic rocks and the formation of normal fault-bounded intramontane basins has been recently put forward again [Augier, 2004; Augier *et al.*, 2005b; Meijninger and Vissers, 2006]. Intramontane basins would have developed on top of the previously thickened, collapsing Betic-Rif orogenic system affected by pervasive ~E-W back-arc extension driven by the westward roll-back, tearing and local detachments of the subducting plate [e.g. Morley, 1993; Lonergan and White, 1997; Duggen *et al.*, 2003, 2004; Spakman and Wortel, 2004].

However, to date, relationships between the exhumation of Alpine metamorphic rocks and the formation of intramontane basins only rely on the simultaneity of the latest exhumation stages of the NF complex [Johnson, 1993; Johnson *et al.*, 1997; Vázquez *et al.*, 2011] and the deposition of Miocene sediments carrying the first Nevado-Filábride detritus [Ruegg, 1964; Kleverlaan, 1989; Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993; Poisson *et al.*, 1999; Vissers *et al.*, 1995; Pascual-Molina, 1997; Augier, 2004; Meijninger and Vissers, 2006]. This interpretation is however questioned by the kinematics of the deformation recorded along the FSZ and in the hanging wall unit carrying the basins. Indeed, besides the exhumation related to the intense thinning of the Alpujárride complex, most of the NF complex final exhumation is achieved by a set of major top-to-the-W shear zones [Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004; Augier *et al.*, 2005b; Agard *et al.*, 2011], while the kinematics of the extensional deformation deduced from the basin analysis has a strong N-S component [e.g. Mora, 1993; Orozco *et*

al., 1999; Augier *et al.*, 2005b; Meijninger and Vissers, 2006]. The present structural investigations in both the basement area including a 40 km-long segment of the FSZ and the Almanzora corridor and the Huércal-Overa basins allow proposing a new model for the formation of the basins. Figure 10 provides a compilation of existing kinematics and time-constraints either for the final exhumation stages of both the Alpujárride and the NF complexes or time-markers for the formation and the development of the intramontane basins.

After a consistent top-to-the-west ductile shearing during $D2_d$ stage prevailing during most of the decompression of the NF complex and the formation of the main planar-linear fabric (figs 7 and 10), final exhumation stages for the last ca. 10 km were in turn characterised by important kinematics changes [Augier *et al.*, 2005b]. Indeed, during $D3_d$, the formation of the dome was proposed to explain the divergence of both the stretching lineation and the sense of shear at the scale of the whole Sierra de los Filabres dome limbs (fig. 10 [Augier *et al.*, 2005b]). In the northern Sierra de los Filabres, this study clearly shows the obliquity of the $D2_d$ and the $D3_d$ stretching lineations (fig. 10). In the uppermost part of the NF complex, into the FSZ mylonites, latest ductile strain increments were thus characterised by NW to NNW stretching lineation associated with a clear top-to-the-NW/NNW sense of shear (fig. 10). Last greenschist mineral recrystallisations occurred at ca. 2kbar for (350°C around 15 Ma, locally even as late as 13 Ma [Platt *et al.*, 2005; Augier *et al.*, 2005c]. Exhumation of the NF complex was then completed under brittle conditions by continued motions on the FSZ accompanied by the formation of thick tectonic breccia indicating consistent top-to-the-NW/NNW kinematics. A clear continuum of extensional strain from latest ductile to brittle regime is then observed within the FSZ with common top-to-the-NW/NNW kinematics (figs. 10). Independently, new field mapping on the hanging wall unit highlighted mostly NW-dipping SW-NE trending meso-scale normal fault system that controls the Late Serravallian-Early Tortonian continental formation within large-scale asymmetric troughs (fig. 7 [Pedrera *et al.*, 2009, 2010]). Furthermore, inversion of fault-slip data along of SW-NE-trending normal small-scale faults pertaining to the oldest brittle tectonic event ($D1_b$) concurrently point to a NW-SE directed subhorizontal extension. It thus appears that the inception of sedimentation occurred shortly after the crossing of the ductile-brittle transition at ca. 14-13 Ma [Augier *et al.*, 2005c] and the onset of cataclastic deformation on the FSZ under an overall SW-NE extensional stress field (fig. 10). The coaxiality of the latest ductile and the subsequent brittle kinematics of the FSZ as well as the consistency between kinematics for the meso-scale fault systems that primarily control the main sedimentation depocentres and the palaeostress tensors deduced from $D1_b$ brittle event allow concluding to a continuum of strain during exhumation ultimately responsible for the onset of sedimentation in the basins (fig. 11). The resulting overall architecture of the hanging wall unit is a series of fault-bounded blocks collecting sedimentation (i.e. half-grabens) separated by meso-scale normal faults dipping away from the dome and probably rooting in the FSZ.

Extensional deformation prolonged $D2_b$ with different, rather N-S to SW-NE kinematics and therefore lasted during most of the Tortonian times as already described (fig. 10) [Mora, 1993, Meijninger and Vissers, 2006]. $D2_b$ deformation stage that partly reactivates $D1_b$ faults formed a new set of meso-scale normal faults dominantly located to the South of the basin as exemplified in the Albanchez area where the main fault clearly cut the FSZ and seem to listrically bend down on an intra-NF, shallow North-dipping extensional detachment. Development of the basin therefore appears coeval with the latest exhumation stages of the NF complex settled at ca. 9-8 Ma and subsequently ceased to be active depocentres whereas tectonic denudation of the Sierra de los Filabres ended (fig. 10) [Johnson *et al.*, 1997; Vázquez *et al.*, 2011]. The Huércal-Overa and the Almanzora corridor basins are thus initially purely extensional basins as already proposed [Mora, 1993; Vissers *et al.* 1995; Augier *et al.* 2005b; Meijninger and Vissers, 2006] but this study reveals how the basins developed during the exhumation of the NF complex and sheds lights on the evolution of the FSZ thought time. At larger-scale, an overall half-graben architecture has already been reported based on seismic profiles analysis for the Granada [Morales *et al.*, 1990; Ruano *et al.*, 2004], the Fortuna-Guadalentín basins [Amores *et al.*, 2001; 2002] or in the Alboran sea [Comas *et al.*, 1992, 1999; Mauffret *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993]. It is also noteworthy that existing compilations of tectonic subsidence of onland basins (fig. 10) [e.g. Cloething *et al.*, 1992] revealed a general common subsidence history from the Late-Serravallian onward. One can then propose that most of these basins initiated as extensional basins linked with the coeval exhumation of the NF complex albeit now sometimes bounded by bounding strike-slip or even reverse faults. This raises the problem of how far this crustal shear zone and particularly the Alhama de Murcia faults played a role in intramontane basin development.

Deciphering the importance of the Trans-Alboran transcurrent zone in the finite strain geometry of the Internal zones

Strike-slip activity over the major faults of the Trans-Alboran transcurrent zone has been recognised at least from the (uppermost Tortonian?) Early Messinian to the present [Booth-Rea *et al.*, 2003; Masana *et al.*, 2004] with finite displacements amounting to several tens of kilometres [Weijermars, 1987; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989]. However, the timing of the onset of strike-slip faulting, the nature of the initial movements as well as their importance or their relationships with the development of the intramontane basin are still debated.

New palaeostress analysis showed that extensional brittle deformation developed, at least from the Late Serravallian onward in direct relation with the final exhumation of the NF complex. Having a strong N-S component, kinematics of extensional deformation appear in direct conflict either with the N-S to NW-SE Eurasia/Africa convergence [e.g. Serpelloni *et al.*, 2007] or the inferred current sinistral kinematics of the trans-Alboran transcurrent zone. Conversely, detailed field observations on both small-scale and meso-scale faults showed a polyphased-slip history, with early rather dip-slip, mainly normal motions ($D1_b$ and $D2_b$) overprinted by younger sinistral strike-slip motions ($D3_b$). Besides, part of the NE-SW trending faults may also have initiated and acted during $D2_b$ as extension-

parallel transfer structures. Consequently, these NE-SW trending faults were formed (or reactivated) in the Early Messinian during $D3_b$, hence real strike-slip activity on these faults clearly postdate the development of the intramontane basins. More importantly, the recent interpretation of a NW-SE seismic profile through the Fortuna basin [Amores *et al.*, 2001; Meijninger and Vissers, 2006] suggests that, at least, the Alhama de Murcia fault acted as a NW-dipping growth normal fault controlling the sedimentation of Seravallian-Tortonian series. Conversely, it is therefore tempting to propose an initial normal motion for the NE-SW trending faults such as the Huércal-Overa fault regarded as the southwestern prolongation of the Alhama de Murcia fault [e.g. Montenat *et al.*, 1977; 1999; Pedrera *et al.*, 2007, 2010].

Possible regional consequences for the late orogenic resuming of shortening in the Internal zones

At variance with the External zones that have recorded shortening since the latest Oligocene Early Miocene [García-Dueñas *et al.*, 1992, Comas *et al.*, 1992; García-Castellanos, 2002], the Internal zones appear subjected to coeval pervasive extensional tectonics. This evolution is a common feature in the Mediterranean realm thus characterised by confined back-arc extensional tectonics in an overall convergent setting. Another fairly widespread feature is the late resuming of shortening within the collapsed hinterlands in accordance with global plate motions [e.g. Dewey *et al.*, 1989; De Mets *et al.*, 1990, 1994; Rosenbaum *et al.*, 2002; Serpelloni *et al.*, 2007].

New structural observations together with palaeostress analysis demonstrated that the area experienced a ~N-S to NNW-SSE compressional stress regime at the end of the development of the basins. The poor structural record of this compressional event in the study area pleads for a rather weak inversion of extensional structures and the architecture of the basins remain basically half-grabens. However, the Huércal-Overa basin clearly recorded a general uplift associated with the reappearance of coarse-grained continental sedimentation after open-marine conditions (fig. 10 [Mora, 1993; Augier, 2004]. While the ultimate tectonic cause of the Late Miocene crises has not yet been clearly identified, it appears clearly that the progressive closure of the western Mediterranean domain is responsible for the limitation of water exchanges with the Atlantic ocean [Jolivet *et al.,* 2006]. This raises the question of the ability of this resuming of shortening within the Internal Zones in terms of intensity (i.e. shortening/uplift) or timing to reduce Atlantic water supplies and ultimately to trigger salinity crises.

In the southern Huércal-Overa basin, extensional tectonics is sealed by the Late Messinian through a weak angular unconformity. The accurate timing of inversion tectonics remains however uncertain. Besides, space reduction and inception of a major regressive trend in the sedimentation illustrated by a clear shallowing and coarsening upward sequence clearly appear toward the top of the Late Tortonian-Messinian formation [Pascual-Molina, 1997; Augier, 2004; see also Meijninger, 2006]. In the Vera and Sorbas basins, progressive unconformities (i.e. growth-strata) within the Late Tortonian record were also ascribed to the uplift of the Sierra Alhamilla-Cabrera [Weijeimars, 1987; Barrágan, 1997]. Based on 1D tectonic subsidence analysis, a ca. 8.2 Ma age was thus proposed to reflect the general uplift inferred to the resuming of shortening (fig. 10) [Augier, 2004]. A similar ca. 8 Ma age was already proposed at the scale of the Internal zones when a general uplift affected the basins that consequently ceased to be active depocentres (fig. 10 [see also Cloething *et al.*, 1992]. At the scale of the Internal zones, inversion tectonics resulted in large-scale structures and long-term effects leading to the disconnection of the now emerged basins from the Alboran sea [Comas *et al.*, 1992] and lifting Messinian and Pliocene marine marls up to 1000 m [Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. Recently settled between 7,8 and 7,6 Ma, the Tortonian salinity crisis occurred shortly after the onset of inversion tectonics and may illustrate the inception of basin individualisation favouring local evaporitic events (fig. 10) [Krijgsman *et al.*, 1999b; Garcés *et al.*, 2001; Kuiper *et al.*, 2006]. The Messinian salinity crisis, now precisely dated at 5,96 Ma in the Sorbas basin [i.e. Gautier *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 1999a] occurred ca. 2 Ma later, the time needed to stop water exchanges with the Atlantic ocean.

Acknowledgements. – This work was supported by the F.R. CEPAGE and the contribution of the UMR 7193 and the UMR 7327 [CNRS]. We are indebted to the editor O. Lacombe and the invited editor F. Bergerat together with A. Crespo-Blanc and an anonymous reviewer for their constructive reviews that have greatly helped us to improve the manuscript. P. Agard for discussions in the field and J. Angelier for its rough yet so useful and valuable tips for the analysis of the brittle deformation.

References

ADAMS G.C., BENSON R.H., KIDD R.B., RYAN W.B.F. & WRIGHT R. C., (1977). – The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. – *Nature*, **269**, 383-386.

AGARD P., AUGIER R. & MONIÉ P. (2011). – Shear band formation and strain localization on a regional scale: Evidence from anisotropic rocks below a major detachment (Betic cordilleras, Spain). – *J. Struct. Geol.*, **33**, 114-131.

AMORES L.R., HERNANDEZ-ENRILE J.L. & MARTÍNEZ-DÍAZ J.J. (2001). – Sobre los factores relacionados con la evaluación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. *In*: *Secundo Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, Madrid, Spain, Asociación Española de Ingeniería Sísmica.

AMORES L.R., HERNANDEZ-ENRILE J.L. & MARTÍNEZ-DÍAZ J.J. (2002). – Estudio gravimétrico previo aplicado a la identificación de fallas ocultas como fuentes sismogenéticas en la depresión del Guadalentín (región de Murcia). – *Geogaceta*, **32**, 307-310.

ANDERSON E.M. (1942). – The dynamics of faulting. – Oliver and Boyd Editions., Edinburgh.

ANGELIER J. (1984). – Tectonic analysis of fault slip data sets. – *J. Geophys. Res.*, **89**, 5835-5848.

ANGELIER J. (1990). – Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress: a new rapid direct inversion method by analytical means. – *Geophys. J. Int.*, **103**, 363-376.

ANGELIER J. (1994). – Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. *In*: P.L. HANCOCK, Eds., Continental deformation. – Pergamon Press, Oxford, 53-100.

AUGIER R. (2004). – Evolution tardi-orogenique des Cordillères bétiques (Espagne): Apports d'une étude intégrée. – Unpublished Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 400p.

AUGIER R., BOOTH-REA G., AGARD P., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M., JOLIVET L. & AZAÑÓN J.M. (2005a). – Exhumation constraints for the lower Nevado-Filábride complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and Tweequ multiequilibrium thermobarometry approach. – *Bull. Soc. géol. Fr*, **176**, 5, 403-416.

AUGIER R., JOLIVET L. & ROBIN & C. (2005b). – Late Orogenic doming in the eastern Betic cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filábride complex and its relation to basin genesis. – *Tectonics*, **24**, TC4003.

AUGIER R., AGARD P., MONIÉ P., JOLIVET L., ROBIN C. & BOOTH-REA G. (2005c). – Exhumation, doming and slab retreat in the Betic cordillera (SE Spain): in situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filábride complex. – *J. metam. Geol.*, **23**, 357-381.

AZAÑÓN J.M. & GOFFÉ B. (1997). – Ferro-magnesiocarpholite-kyanite assemblages as record of the high-pressure, low-temperature metamorphism in central Alpujárride units, Betic cordillera (SE Spain). – *Eur. J. Mineral.*, **9**, 1035-1051.

AZAÑÓN J.M. & CRESPO-BLANC A. (2000). – Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujárride complex in the central Betics (Alboran domain, SE Spain). – *Tectonics*, **19**, 3, 549-565.

AZAÑÓN J. M., GARCÍA-DUEÑAS V., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M. & CRESPO BLANC A. (1994). – Alpujárride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). – *C. R. Acad. Sci.,* Paris, **318**, II, 667-674.

AZAÑÓN J. M., GARCÍA-DUEÑAS V. & GOFFE B. (1998). – Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujárride complex (Betic cordillera). – *Tectonophysics*, **285**, 3-4, 231-252.

BACHE F., POPESCU S.M., RABINEAU M., GORINI C., SUC J.-P., CLAUZON G., J-L. OLIVET, RUBINO J.-L., MELINTE-DOBRINESCU M. C., ESTRADA F., LONDEIX L., ARMIJO R., MEYER B., JOLIVET L., JOUANNIC G., LEROUX E., ASLANIAN D., REIS T. D., MOCOCHAIN L., DUMURDŽANOV N., ZAGORCHEV I., LESIC V., TOMIC D., ÇAGATAY M.N., BRUN J.-P., SOKOUTIS D., CSATO I., UCARKUS G. & ÇAKIR Z. (2011). – A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. – *Basin Res.*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00521.x.

BARRAGÁN G. (1997). – Evolución geodinámica de la depresión de Vera. – Doctoral, Universidad de Granada, 300pp.

BOOTH-REA G., AZAÑÓN J. M., GARCÍA-DUEÑAS V. & AUGIER R. (2003). – Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip lomares Pafault zone, Vera basin (SE Spain). – *C. R. Geoscience*, **335**, 9, 751-761.

BOUSQUET J.-C. (1979). – Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. – *Tectonophysics*, **52**, 277-286.

BOUSQUET J.-C. & MONTENAT C. (1974). – Présence de décrochements nord-est – sud-ouest plio-quaternaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale. – *C. R. Acad. Sci.,* Paris, **278**, D, 2617-2620.

BOUSQUET J.-C., DUMAS B. & MONTENAT C. (1975). – Le décrochement de Palomarès: décrochement quaternaire senestre du bassin de Vera (Cordillères bétiques orientales. Espagne). – *Cuad. Geol. Univ. Granada*, **6**, 113-119.

BRIEND M. (1981). – Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huercal-Overa (Cordillères bétiques orientales, Espagne). – *Doc. Trav. IGAL*, **4**, Paris, 208 p.

BRIEND M., MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P. (1990). – Le bassin de Huercal-Overa. *In*: C. MONTENAT, Ed., Les bassins néogenes du domaine bétique oriental (Espagne). – *Doc. Trav. IGAL*, **12-13**, 239-259.

CAREY E. & BRUNIER B. (1974). – Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliquée à l'étude d'une population de failles. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris D, **279**, 891-894.

CLOETHING S., BEEK P.A. V.D., REES D.V., ROEP T.B., BIERMANN C. & STEPHENSON R. (1992). – Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region. – *Geo-Mar. Lett.*, **12**, 66-75.

COMAS M.C., GARCÍA-DUEÑAS V. & JURADO M.J. (1992). – Neogene tectonic evolution of the Alboran sea from MCS data. – *Geo-Mar. Lett.*, **12**, 2, 157-164.

COMAS M.C., PLATT J.P., SOTO J.I. & WATTS A.B. (1999). – The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from leg 161 results. – *Ocean Drill. Progr.*, **161**, 555-580.

CRESPO-BLANC A. (1995). – Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (north of Sierra Nevada, Betic chain). – *J. Struct. Geol.*, **17**, 11, 1559-1569.

CRESPO-BLANC A., OROZCO M. & GARCÍA-DUEÑAS V. (1994). – Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. – *Tectonics*, **13**, 78-88.

DE JONG K. & BAKKER H. (1991). – The Mulhacen and Alpujárride complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Lithostratigraphy. – *Geol. Mijnb.*, **70**, 93-103.

DE JONG K. (2003). – Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess ^{40}Ar and inherited ^{87}Sr, Betic Cordilleras, southern Spain. – *Lithos*, **70**, 91-110.

DE LAROUZIÈRE F.D.D., BOLZE J., HERNANDEZ J., MONTENAT C. & D'ESTEVOU P. O. (1988). – The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. – *Tectonophysics*, **152**, 41-52.

DE METS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. (1990). – Current plate motions. – *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.

DEWEY J.F., HELMAN M.L., TORCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989). – Kinematics of the western Mediterranean. *In*: M.P. COWARD, D. DIETRICH and R.G. PARK, Eds., Alpine tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 265-283.

DOBLAS M. (1998). – Slickenside kinematic indicators. – *Tectonophysics*, **295**, 187-197.

DUGGEN S., HOERNLE K., BOGAARD P. V.D., RÜPKE L. & MORGAN J.P. (2003). – Deep roots of the Messinian salinity crisis. – *Nature*, **422**, 602-606.

DUGGEN S., HOERNLE K., BOGAARD P. V.D. & 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.

EGELER C.G. & SIMON O.J. (1969). – Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). Étude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería y Vélez Rubio. – *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurk.*, **25**, 1-90.

FACCENNA C., PIROMALLO C., CRESPO-BLANC A., JOLIVET L. & ROSSETTI F. (2004). – Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. – *Tectonics*, **23**, TC1012, doi: 10.1029/2002TC001488.

FRY N. (1992). – Stress ratio determinations from striated faults: a spherical plot for cases of near-vertical principal stress. – *J. Struct. Geol.*, **10**, 1121-1131.

FRY N. (1999). – Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible palaeostress tensors. – *J. Struct. Geol.*, **21**, 7-21.

GALINDO-ZALDÍVAR J., GONZÁLEZ-LODEIRO F. & JABALOY A. (1989). – Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic cordilleras, Spain). – *Geodin. Acta*, **3**, 73-85.

GARCÍA-CASTELLANOS D. (2002). – Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins. – *Basin Res.*, **14**, 89-104.

GARCÍA-DUEÑAS V., BALANYÁ J.C. & MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M. (1992). – Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. – *Geo-Mar. Lett.*, **12**, 88-95.

GARCÍA-MELÉNDEZ E., GOY J.L. & ZAZO C. (2003). – Neotectonics and Plio-Quaternary landscape development within the eastern Huercal-Overa basin (Betic Cordilleras, Southeast Spain). – *Geomorphology*, **50**, 111-133.

GARCÍA-MONZÓN G. & KAMPSCHUUR W. (1975). – Mapa geológico de España, E: 1: 50,000; Hoja 1014, Vera. – Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Minist. de Ind. y Energia, Madrid.

GARCÍA-MONZÓN G., KAMPSCHUUR W. & VISSERS R.L.M. (1975). – Mapa geológico de España, E: 1: 50,000; Hoja 1013, Macael. – Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Minist. de Ind. y Energia, Madrid.

GARCÉS M., KRIJGSMAN W. & AGUSTI J. (2001). – Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (eastern Betics) since the late Miocene. – *Basin Res.*, **13**, 199-216.

GAUTIER F., CLAUZON G., SUC J.-P., CRAVATTE J. & VIOLANTI D. (1994). – Age et durée de la crise de salinité messinienne. – *C.R. Acad. Sci.,* Paris, **318**, 2, 1103-1109.

GOFFÉ B., MICHARD A., GARCÍA-DUEÑAS V., GONZÁLEZ-LODEIRO F., MONIÉ P., CAMPOS J., GALINDO-ZALDÍVAR J., JABALOY A., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M. & SIMANCAS F. (1989). – First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujárride nappes, Betic cordillera (SE Spain). – *Eur. J. Miner.*, **1**, 139-142.

GÓMEZ-PUGNAIRE M.T. & FERNÁNDEZ-SOLER J.M. (1987). – High-Pressure metamorphism in metabasite from the Betic cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 231-244.

GONZÁLEZ-CASADO J.M., CASQUET C., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M. & GARCÍA-DUEÑAS V. (1995). – Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filábride complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics. – *Geol. Rundsch.*, **84**, 175-186.

GUERRA-MERCHÁN A. & SERRANO F. (1993). – Tectonosedimentary setting and chronostratigraphy of the Neogene reefs in the Almanzora corridor (Betic Cordillera, Spain). – *Geobios*, **26**, 57-67.

GUERRA-MERCHÁN A., RAMALLO D. & RUIZ-BUSTOS A. (2001). – New data on the Upper Miocene micromammals of the Betic cordillera and their interest for marine continental correlations. – *Geobios*, **34**, 85-90.

HANCOCK P.L. (1985). – Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 3/4, 437-457.

HARDCASTLE K.C. & HILLS L.S. (1991). – BRUTE3 and SELECT: Quickbasic 4 programs for determination of stress tensor configurations and separation of homogeneous populations of fault-slip data. – *Computers & Geosci.*, **17**, 23-43.

HODELL D.A., ELMSTRON K.M. & KENNETT J.P. (1986). – Latest Miocene benthic (^{18}O changes, global ice volume, sea level and the "Messinian salinity crisis". – *Nature*, **320**, 3, 411-414.

JABALOY A., GALINDO-ZALDÍVAR J. & GONZÁLEZ-LODEIRO F. (1993). – The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic cordillera, SE Spain. – *J. Struct. Geol.*, **15**, 3-5, 555–569.

JOHNSON C.J. (1993). – Contrasted thermal histories of different nappe complexes in SE Spain: evidence for complex crustal extension. *In*: M. SÉRANNE, J. MALAVIEILLE, Eds., Late orogenic extension in mountain belts. – *Doc. BGRM,* **209**.

JOHNSON C.J. (1995). – Neogene tectonics in SE Spain: constraints from FT analysis. – PhD thesis, University of London, 298 pp

JOHNSON C.J., HARBURY N. & HURFORD A.J. (1997). – The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride complex, Betic cordillera (SE Spain). – *Tectonics*, **16**, 2, 189-204.

JOLIVET L. & FACCENNA C. (2000). – Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, **19**, 6, 1095-1106.

JOLIVET L., AUGIER R., ROBIN C., SUC J.-P. & ROUCHY J.-M. (2006). – Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. – *Sedim. Geol.*, **188-189**, 9-33.

KLEINSPEHN K.L., PERSHING J. & TEYSSIER C. (1989). – Palaeostress stratigraphy: A new technique for analyzing tectonic control on sedimentary-basin subsidence. – *Geology*, **17**, 3, 253-256.

KLEVERLAAN K. (1989). – Neogene history of the Tabernas basin (SE Spain) and its Tortonian submarine fan development. – *Geol. Mijnb.*, **68**, 421-432.

KRIJGSMAN W., HILGENT F.J., RAFFI I., SIERRO F.J. & WILSON D.S. (1999a). – Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. – *Nature*, **400**, 652-655.

KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., ZACHARIASSE W.J., BOCCALETTI M., MORATTI G., GELATI R., IACCARINO S., PAPANI G. & VILLA G. (1999b). – Late Neogene evolution of the Taza-Guercif basin (Rifian corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. – *Mar. Geol.*, **153**, 147-160.

KRIJGSMAN W., GARCÉS M., AGUSTI J., RAFFI I., TABERNER C. & ZACHARIASSE W. J. (2000). – The 'Tortonian salinity crisis' of the eastern Betics (Spain). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 497-511.

KUIPER K.F., KRIJGSMAN W., GARCÉS M. & WIJBRANS J.R. (2006). – Revised isotopic ($^{40}Ar/^{39}Ar$) age for the lamproite volcano of Cabezos Negros, Fortuna basin (eastern Betics, SE Spain). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **238**, 1-4, 53-63.

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

LISLE R.J. (1987). – Principal stress orientations from faults: an additional constraint. – *Ann. Tecton.*, **1**, 155-158.

LISLE R.J. (1988). – Romsa: a basic program for palaeostress analysis using fault-striation data. – *Computers & Geosciences*, **14**, 255-259.

LONERGAN L. & PLATT J.P. (1995). – The Malaguide-Alpujárride boundary: a major extensional contact in the internal zones of the eastern Betic cordillera, SE Spain. – *J. Struct. Geol.*, **17**, 1655-1671.

LONERGAN L. & WHITE N. (1997). – Origin of the Betic-Rif mountain belt. – *Tectonics*, **16**, 3, 504-522.

LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO V., RUBATTO D., GÓMEZ-PUGNAIRE M.T., TROMMSDORFF V. & MÜNTENER O. (2001). – Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride complex, SE Spain. – *Terra Nova*, **13**, 327-332.

LUJÁN M., CRESPO-BLANC A. & COMAS M. (2011). – Morphology and structure of the Camarinal sill from high-resolution bathymetry: evidence of fault zones in the Gibraltar strait. – *Geo-Mar. Lett.,* **31-3**, 163-174.

MALONEY D., DAVIES R., IMBER J., HIGGINS S. & KING S. (2010). – New insights into deformation mechanisms in the gravitationally driven Niger delta deep-water fold and thrust belt. – *AAPG Bull.,* **94**, 9, 1401-1424.

MARTÍN-PÉREZ A. (1997). – Nannoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (sector oriental). – Ph.D. Thesis, Universidad de Granada, 452 p.

MARTINEZ-DIAZ E. (2002). – Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. – *Tectonophysics*, **356**, 291-305.

MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M. & AZAÑÓN J.M. (1997). – Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. – *Tectonics*, **16**, 2, 205-225.

MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M., SOTO J.I. & BALANYÁ J.C. (2002). – Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). – *Tectonics*, **21**, doi 10.1029/2001TC001283.

MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M., SOTO J.I. & BALANYA J.C. (2004). – Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (Southeast Spain). *In*: D. WHITNEY, C. TEYSSIER and C.S. SIDDOWAY, Eds., Gneiss domes in orogeny. – *Geol. Soc. Amer.*, *Sp. paper*, **380**, 243-266.

MASANA E., MARTÍNEZ-DÍAZ J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE J.L. & SANTANACH P. (2004). – The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. – *J. Geophys. Res.*, **109**, B1, B01301.

MASANA E., PALLÀS R., PEREA H., ORTUÑO M., MARTÍNEZ-DÍAZ J.J., GARCÍA-MELÉNDEZ E. & SANTANACH P. (2005). – Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain. – *J. Geodyn.*, **40**, 2–3, 119-133.

MAUFFRET A., MALDONADO A. & CAMPILLO A. C. (1992). – Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian basins, western Mediterranean. – *Geo-Mar. Lett.*, **12**, 2, 104-110.

MEIJNINGER B.M.L. (2006). – Late-orogenic extension and strike-slip deformation in the Neogene of southeastern Spain. – PhD Thesis, Univ. Utrecht. – *Geol. Ultraiech.*, **269**, 179 p.

MEIJNINGER B.M.L. & VISSERS R.L.M. (2006). – Miocene extensional basin development in the Betic cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente faults. – *Basin Res.*, **18**, 4, 547-571.

MICHARD A., NEGRO F., SADDIQI O., BOUYBAOUENE M.L., CHALOUAN A., MONTIGNY R. & GOFFÉ B. (2006). – Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. – *C. R. Geoscience*, **338**, 92-114.

MONIÉ P., GALINDO-ZALDÍVAR J., GONZÁLEZ-LODEIRO F., GOFFÉ B. & JABALOY A. (1991). – $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic cordilleras (southern Spain). – *J. Geol. Soc. London*, **148**, 288-297.

MONIÉ P., TORRES-ROLDÁN R.L. & GARCÍA-CASCO A. (1994). – Cooling and exhumation of the western Betic cordilleras, $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. – *Tectonophysics*, **238**, 353-379.

MONTENAT C. (1977). – Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paleogéographie et évolution dynamique. – *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, **69**, 345 p.

MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P. (1999). – The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the eastern Betics cordillera, SE Spain. – *J. Petrol. Geol.*, **22**, 1, 61-80.

MORA M. (1993). – Tectonic and sedimentary analysis of the Huercal-Overa region, SE Spain, Betic cordillera. – Oxford University, Oxford England, 300 p.

MORALES J., VIDAL F., DE MIGUEL F., ALGUACIL G., POSADAS A.M., IBANEZ J.M., GUZMAN A. & CUIRAO J.M. (1990). – Basement structure of the Granada basin, Betic cordilleras, southern Spain. – *Tectonophysics*, **177**, 337-348.

MORLEY C.K. (1993). – Discussion of origins of hinterland basins to the Rif-Betic cordillera and Carpathians. – *Tectonophysics*, **226**, 359-376.

OROZCO M., MOLINA J.M., CRESPO-BLANC A. & ALONSO-CHAVES F.M. (1999). – Paleokarst and grauhwacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic cordilleras, Spain). – *Geol. Mijnb.*, **78**, 103-117.

OTT D'ESTEVOU P.O. & MONTENAT C. (1990). – Le bassin de Sorbas – Tabernas. *In*: C. MONTENAT, Ed., Les bassins néogenes du domaine bétique oriental (Espagne). – *Doc. Trav. IGAL*, **12-13**, 101-128.

PASCUAL-MOLINA A.M. (1997). – La cuenca Neógena de Tabernas (Cordilleras béticas). – Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 345 p.

PEDRERA A., GALINDO-ZALDÍVAR J., GALDEANO C.S. D. & LOPEZ-GARRIDO A.G. (2007). – Fold and fault interactions during the development of an elongated narrow basin: The Almanzora Neogene-Quaternary corridor (SE Betic cordillera, Spain). – *Tectonics*, **26**, doi: 10.1029/2007TC002138.

PEDRERA A., GALINDO-ZALDÍVAR J., RUÍZ-CONSTÁN A., DUQUE C., MARÍN-LECHADO C. & SERRANO I. (2009). – Recent large fold nucleation in the upper crust: Insight from gravity, magnetic, magnetotelluric and seismicity data (Sierra de Los Filabres-Sierra de Las Estancias, Internal zones, Betic cordillera). – *Tectonophysics*, **463**, 145-160.

PEDRERA A., GALINDO-ZALDÍVAR J., TELLO A. & MARÍN-LECHADO C. (2010). – Intramontane basin development related to contractional and extensional structure interaction at the termination of a major sinistral fault: The Huércal-Overa basin (eastern Betic cordillera). – *J. Geodyn.*, **49**, 271-286.

PEDRERA A., GALINDO-ZALDÍVAR J., LAMAS F. & RUIZ-CONSTÁN A. (2012). – Evolution of near-surface ramp-flat-ramp normal faults and implication during intramontane basin formation in the eastern Betic cordillera (the Huércal-Overa basin, SE Spain). – *Tectonics*, **31**, doi: 10.1029/2012TC003130.

PLATT J.P. (1979). – Extensional crenulation cleavage. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 95.

PLATT J.P. (1984). – Secondary cleavages in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 439-442.

PLATT J.P. (1986). – Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037-1053.

PLATT J.P. & VISSERS R.L.M. (1989). – Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hipothesis for the Alboran sea and Gibraltar arc. – *Geology*, **17**, 540-543.

PLATT J.P., SOTO J.I., WHITEHOUSE M.J., HURFORD A.J. & KELLEY S.P. (1998). – Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic signification of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. – *Tectonics*, **17**, 5, 671-689.

PLATT J.P., KELLEY S.P., CARTER A. & OROZCO M. (2005). – Timing of tectonic events in the Alpujárride complex, Betic cordillera, southern Spain. – *J. Geol. Soc., London*, **162**, 1-12.

PLATT J.P., ANCZKIEWICZ R., SOTO J.I., KELLEY S.P. & THIRLWALL M. (2006). – Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. – *Geology*, **34**, 11, 981-984.

PLATZMAN E.S. & PLATT J.P. (2004). – Kinematics of a twisted core complex: Oblique axis rotation in an extended terrane (Betic cordillera, southern Spain). – *Tectonics*, **23**, 6, TC6010.

POISSON A.M., MOREL J.L., ANDRIEUX J., COULON M., WERNLI R. & GUERNET C. (1999). – The origin and development of neogene basins in the SE Betic cordillera (SE SPain): A case study of the Tabernas-Sorbas and Huercal-Overa basins. – *J. Petrol. Geol.*, **22**, 1, 97-114.

PUGA E., DÍAZ DE FEDERICO A. & NIETO J.M. (2002). – Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. – *Geodin. Acta*, **15**, 23-43.

REICHERTER K.R. & REISS S. (2001). – The Carboneras fault zone (southeastern Spain) revisited with ground penetrating radar Quarternary structural styles from high-resolution images. – *Geol. Mijnb.*, **80**, 129-138.

ROSENBAUM G., LISTER G.S. & DUBOZ C. (2002). – Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *In*: G. ROSENBAUM and G.S. LISTER, Eds., Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen. – *J. Virtual Expl.*, **8**, 107-126.

ROYDEN L.H. (1993). – Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. – *Tectonics*, **12**, 3, 629-638.

RUANO P. & GALINDO-ZALDÍVAR J. (2004). – Striated and pitted pebbles as palaeostress markers: an example from the central transect of the Betic cordillera (SE Spain). – *Tectonophysics*, **379**, 183-198.

RUEGG G. (1964). – Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas, S Spanje. – Amsterdan Geological Institute, Univ. of Amsterdan, 64 p.

SANZ DE GALDEANO C. & VERA J.A. (1992). – Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic cordillera, Spain. – *Basin Res.*, **4**, 1, 21-36.

SERPELLONI E., VANNUCCI G., PONDRELLI P., ARGNANI A., CASULA G., ANZIDEI M., BALDI B. & GASPERINI P. (2007). – Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. – *Geophys. J. Internat.*, **169**, 3, 1180-1200.

SERRANO F. (1990). – El Mioceno medio en el area de Nijar (Almeria, Espana). – *Rev. Soc. Geol. Espana*, **3**, (1-2), 65-77.

SERRANO F., GALDEANO C.S.D., KADIRI K.E., GUERRA-MERCHAN A., GARRIDO A. C.L., MARTIN-MARTIN M. & HLILA R. (2006). – Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif internal zone. Revision of its geologic significance. – *Eclogae Geol. Helv.*, **99**, 237-253.

SERRANO F., GUERRA-MERCHAN A., KADIRI K. E., GALDEANO C.S.D., GARRIDO A.C.L., MARTIN-MARTIN M. & HLILA R. (2007). – Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian internal zone (Spain and Morocco). – *Geobios*, **40**, 191-205.

SILVA P.G., GOY J.L., ZAZO C., LARIO J. & BARDAJI T. (1997). – Paleoseismic indications along aseismic fault segments in the Guadalentín depression (SE Spain). – *J. Geodyn.*, **24**, 1-4, 105-115.

SIMÓN O.J., MARTÍN-GARCÍA L. & GÓMEZ-PRIETO J.A. (1978). – Mapa geológico de España E: 1: 50,000; Hoja 995, Cantoria. – Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Minist. de Ind. y Energia, Madrid.

SOLER R., MASANA E. & SANTANACH P. (2003). – Evidencias geomorfológicos y estructurales del levantamiento tectónico reciente debido al movimiento inverso de la terminación sudoccidental de la falla de Alhama de Murcia (Cordillera bética oriental). – *Rev. Soc. Geol. España*, **16**, 123-134.

SPAKMAN W. & WORTEL R. (2004). – A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. *In*: W. CAVAZZA, F.M. ROURE, W. SPAKMAN, G.M. STAMPFLI and P. A. ZIEGLER, Eds., The TRANSMED atlas. – The Mediterranean region from crust to Mantle. – Springer, Heidelberg, 31-52.

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**, B3, 2148, doi: 10.1029/2002 JB002057.

TENT-MANCLÚS J.E., SORIA J.M., ESTÉVEZ A., LANCIS C., CARACUEL J.E., DINARES-TURELL J. & YÉBENES A. (2008). – The Tortonian salinity crisis in the Fortuna basin (southeastern Spain): Stratigraphic record, tectonic scenario and chronostratigraphy. – *C.R. Geosciences*, **340**, 474-481.

VANDYCKE S. & BERGERAT F. (2001). – Brittle structures tectonic structures and palaeostress analysis in the isle of Wight, Wessex basin, southern U.K. – *J. Struct. Geol.*, **23**, 393– 406.

VÁZQUEZ M., JABALOY A., BARBERO L. & STUART F.M. (2011). – Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filábride complex (Betic cordillera, southern Spain) by low temperature thermochronology. – *Terra Nova*, **23**, 4, 257-263.

VISSERS R.L.M., PLATT J.P. & VAN DER WAL D. (1995). – Late orogenic extension of the Betic cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. – *Tectonics*, **14**, 4, 786-803.

VOERSMANS F.M., SIMÓN O.J. & MARTÍN-GARCÍA L. (1980). – Mapa geológico de España E: 1: 50000; Hoja 996, Huércal-Overa. – Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Minist. de Ind. y Energia, Madrid.

WATTS A.B., PLATT J.P. & BUHL P. (1993). – Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. – *Basin Res.*, **5**, 153-177.

WEIJERMARS R. (1987). – The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 2, 139-157.

WEIJERMARS R. (1988). – Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event. – *Tectonophysics*, **148**, 211-219.

WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (2000). – Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. – *Science*, **290**, 1910-1917.

ŽALOHAR J. & VRABEC M. (2007). – Palaeostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. – *J. Struct. Geol.*, **29**, 1798-1810.

ANNEXE 2

MESURES UTILISEES DANS LE MODELE 3D

X (m)	*Y (m)*	*Dip direction*	*Dip (°)*
Tortonian (107)			
568893	4106976	171	43
583377	4103222	327	25
583377	4103222	327	25
583377	4103222	327	25
571263	4102417	10	25
571263	4102417	10	25
571263	4102417	10	25
571240	4102366	27	15
571240	4102366	27	15
571240	4102366	27	15
584379	4102306	320	15
584379	4102306	320	15
584379	4102306	320	15
571027	4102098	15	60
571027	4102098	15	60
571027	4102098	15	60
571008	4102071	40	50
571008	4102071	40	50
571008	4102071	40	50
578836	4101630	357	50
578836	4101630	357	50
578836	4101630	357	50
581262	4101608	322	25
581262	4101608	322	25
581262	4101608	322	25
578599	4101339	180	60*
578599	4101339	180	60*
578599	4101339	180	60*
584591	4101316	327	9
584591	4101316	327	9
584591	4101316	327	9
571026	4101148	47	28
571026	4101148	47	28
571026	4101148	47	28
584987	4101070	320	36
584987	4101070	320	36
584987	4101070	320	36
575318	4101008	4	70
575318	4101008	4	70
575318	4101008	4	70
571183	4100996	342	45
571183	4100996	342	45
571183	4100996	342	45
571035	4100984	30	15
571035	4100984	30	15
582596	4100811	325	70
582596	4100811	325	70
582596	4100811	325	70
570767	4100766	30	26
570767	4100766	30	26
570767	4100766	30	26
577129	4100623	189	84*
577129	4100623	189	84*
577129	4100623	189	84*
577165	4100614	35	60
577165	4100614	35	60
577165	4100614	35	60
577142	4100568	212	70*
577142	4100568	212	70*
577142	4100568	212	70*
569185	4100091	4	26
569185	4100091	4	26
569185	4100091	4	26
569465	4100022	37	53
569465	4100022	37	53
569465	4100022	37	53
569449	4100006	21	75
569449	4100006	21	75
569449	4100006	21	75
569429	4099949	357	78
569429	4099949	357	78
569429	4099949	357	78
569515	4099944	154	84*
569515	4099944	154	84*
569515	4099944	154	84*
569489	4099940	345	80
569489	4099940	345	80
569489	4099940	345	80
569435	4099938	355	84
569435	4099938	355	84
569435	4099938	355	84
569539	4099926	343	86
569539	4099926	343	86
569539	4099926	343	86
568907	4099912	24	39
568907	4099912	24	39
568907	4099912	24	39
569792	4099791	182	82*
569792	4099791	182	82*
569792	4099791	182	82*
568878	4099561	167	78*
568878	4099561	167	78*
568878	4099561	167	78*
572789	4099546	174	84*
572789	4099546	174	84*
572789	4099546	174	84*
575270	4099462	176	85*
575270	4099462	176	85*
575270	4099462	176	85*
572961	4099410	152	38*
568641	4099328	344	89
568641	4099328	344	89
568641	4099328	344	89
568135	4099240	324	85
568135	4099240	324	85
568135	4099240	324	85
567203	4098854	186	50*
Calcaire à Algues (52)			
579081	4113897	135	16
579081	4113897	135	16
579081	4113897	135	16
579074	4113814	157	9
579074	4113814	157	9
579074	4113814	157	9
574105	4113108	106	10
582767	4113013	22	3
578836	4112953	215	3
578836	4112953	215	3
578836	4112953	215	3
578537	4112926	187	16
578537	4112926	187	16

578537	4112926	187	16
X (m)	***Y (m)***	***Dip direction***	***Dip (°)***
582677	4112893	117	12
578587	4112879	180	12
578587	4112879	180	12
578587	4112879	180	12
578622	4112863	168	14
578622	4112863	168	14
578622	4112863	168	14
582643	4112857	172	5
578629	4112855	161	12
578629	4112855	161	12
578629	4112855	161	12
574181	4112698	172	5
574181	4112698	172	5
574177	4112663	188	13
570959	4111250	135	10
566985	4110137	142	15
566985	4110137	142	15
585184	4105867	336	20
582617	4104603	140	12
582909	4104439	350	12
582909	4104439	350	12
582909	4104439	350	12
582820	4104315	201	8
582866	4103983	241	5
582866	4103983	241	5
582866	4103983	241	5
571479	4102346	20	25
571479	4102346	20	25
571479	4102346	20	25
571045	4102120	32	43
575223	4101412	328	25
575223	4101412	328	25
575223	4101412	328	25
575350	4101295	352	26
575350	4101295	352	26
575350	4101295	352	26
569447	4100055	327	9
569447	4100055	327	9
Abad (16)			
582269	4113002	140	8
582690	4112868	144	15
582559	4112759	229	13
579117	4112291	156	25
580256	4112054	0	0
581200	4111419	281	10
570101	4107881	0	0
582227	4105100	143	8
582423	4104538	333	15
570973	4102335	7	16
571572	4102303	28	25
570980	4102276	345	25
570926	4102251	13	26
575195	4101439	22	15
578143	4100903	28	10
578199	4100839	32	12
Yesares (19)			
582670	4110899	195	13
583006	4110092	284	2
585489	4107626	265	12
585489	4107626	255	12
568539	4106436	170	8
584307	4106422	327	13
581783	4105261	300	12
582213	4105226	320	6
581754	4105195	5	18
578837	4104664	115	9
578454	4104537	33	10
578274	4104403	275	5
580474	4104308	46	15
578213	4104243	340	12
580271	4103832	67	6
569386	4103359	350	8
572669	4102868	10	17
581517	4102158	330	3
581233	4102025	199	20
MES (7)			
578666	4110895	180	12
582112	4106891	330	10
567627	4106434	170	6
580792	4105316	337	8
569987	4103932	350	6
574932	4102223	355	16
577879	4102095	3	8
Sorbas (145)			
580425	4111067	54	30
580425	4111067	54	30
580425	4111067	54	30
579469	4106977	20	2
579469	4106977	20	2
579469	4106977	20	2
578149	4106727	60	10
578149	4106727	60	10
578149	4106727	60	10
578154	4106725	71	9
578154	4106725	71	9
578154	4106725	71	9
577924	4106244	85	7
577924	4106244	85	7
577924	4106244	85	7
577560	4106000	0	10
577560	4106000	0	10
577560	4106000	0	10
577509	4105939	334	7
577509	4105939	334	7
577509	4105939	334	7
577861	4105894	2	4
577861	4105894	2	4
577861	4105894	2	4
577840	4105762	350	7
577840	4105762	350	7
577840	4105762	350	7
578179	4105620	42	9
578179	4105620	42	9
578179	4105620	42	9
577313	4105388	221	3
577313	4105388	221	3
577313	4105388	221	3
578170	4105229	210	11
578170	4105229	210	11
578170	4105229	210	11
578316	4105098	299	5

578316	4105098	299	5
X (m)	***Y (m)***	***Dip direction***	***Dip (°)***
578316	4105098	299	5
578382	4105001	328	8
578382	4105001	328	8
578382	4105001	328	8
578046	4104540	247	12
578046	4104540	247	12
578046	4104540	247	12
578079	4104439	246	9
578079	4104439	246	9
578079	4104439	246	9
578003	4104414	269	18
578003	4104414	269	18
578003	4104414	269	18
577952	4104410	93	31
577952	4104410	93	31
577952	4104410	93	31
577956	4104381	211	52
577956	4104381	211	52
577956	4104381	211	52
577986	4104375	221	52
577986	4104375	221	52
577986	4104375	221	52
578013	4104359	314	51
578013	4104359	314	51
578013	4104359	314	51
577999	4104356	25	50
577999	4104356	25	50
577999	4104356	25	50
578027	4104356	174	44
578027	4104356	174	44
578027	4104356	174	44
578207	4104353	168	65
578207	4104353	168	65
578207	4104353	168	65
578035	4104350	333	67
578035	4104350	333	67
578035	4104350	333	67
578188	4104346	0	17
578188	4104346	0	17
578188	4104346	0	17
578078	4104343	70	20
578078	4104343	70	20
578078	4104343	70	20
578111	4104337	139	10
578111	4104337	139	10
578111	4104337	139	10
578192	4104331	4	65
578192	4104331	4	65
578192	4104331	4	65
577931	4104260	313	64
577931	4104260	313	64
577931	4104260	313	64
577870	4104217	333	46
577870	4104217	333	46
577870	4104217	333	46
577882	4104176	265	36
577882	4104176	265	36
577882	4104176	265	36
577881	4104147	274	72
577881	4104147	274	72
577881	4104147	274	72
577844	4104139	275	60
577844	4104139	275	60
577844	4104139	275	60
577820	4104103	30	46
577820	4104103	30	46
577820	4104103	30	46
577741	4104075	138	27
577741	4104075	138	27
577741	4104075	138	27
578182	4104068	298	29
578182	4104068	298	29
578182	4104068	298	29
577774	4104050	265	30
577774	4104050	265	30
577774	4104050	265	30
577757	4104049	352	31
577757	4104049	352	31
577757	4104049	352	31
577767	4104043	334	15
577767	4104043	334	15
577767	4104043	334	15
577685	4104035	358	25
577685	4104035	358	25
577685	4104035	358	25
577605	4104026	20	9
577605	4104026	20	9
577605	4104026	20	9
577783	4104016	335	45
577783	4104016	335	45
577783	4104016	335	45
577596	4104015	190	24
577596	4104015	190	24
577596	4104015	190	24
577793	4104005	352	53
577793	4104005	352	53
577793	4104005	352	53
577982	4103905	127	62
577982	4103905	127	62
577982	4103905	127	62
577296	4103790	30	44
577296	4103790	30	44
577296	4103790	30	44
577226	4103712	265	40
577226	4103712	265	40
577226	4103712	265	40
571198	4102761	12	27
Zorreras (9)			
578627	4113751	224	8
578627	4113751	224	8
578627	4113751	224	8
579223	4106793	20	8
579223	4106793	20	8
579223	4106793	20	8
578260	4104939	217	3
578260	4104939	217	3
578260	4104939	217	3
Foreset (18)			
580044	4110965	154	23
580044	4110965	154	23
580044	4110965	154	23
575990	4110409	188	28

575990	4110409	188	28
X (m)	***Y (m)***	***Dip direction***	***Dip (°)***
575990	4110409	188	28
577125	4110292	102	35
577125	4110292	102	35
577125	4110292	102	35
576195	4110199	186	27
576195	4110199	186	27
576195	4110199	186	27
576270	4109836	180	19
576270	4109836	180	19
576270	4109836	180	19
579321	4105845	333	6
579321	4105845	333	6
579321	4105845	333	6
Bottomset (51)			
583861	4108139	245	12
583861	4108139	245	12
583861	4108139	245	12
581236	4107924	11	9
581236	4107924	11	9
581236	4107924	11	9
580940	4107035	56	7
580940	4107035	56	7
580940	4107035	56	7
579823	4106922	3	4
579823	4106922	3	4
579823	4106922	3	4
579057	4106654	333	8
579057	4106654	333	8
579057	4106654	333	8
580726	4106526	50	5
580726	4106526	50	5
580726	4106526	50	5
579251	4106291	106	5
579251	4106291	106	5
579251	4106291	106	5
579457	4106178	9	14
579457	4106178	9	14
579457	4106178	9	14
575728	4106098	327	22
575728	4106098	327	22
575728	4106098	327	22
579421	4105931	281	12
579421	4105931	281	12
579421	4105931	281	12
575902	4105855	236	10
575902	4105855	236	10
575902	4105855	236	10
577494	4105779	63	8
577494	4105779	63	8
577494	4105779	63	8
577438	4105777	0	10
577438	4105777	0	10
577438	4105777	0	10
581228	4105722	63	15
581228	4105722	63	15
581228	4105722	63	15
578689	4105645	18	15
578689	4105645	18	15
578689	4105645	18	15
580125	4105598	155	18
580125	4105598	155	18
580125	4105598	155	18
579706	4105576	103	10
579706	4105576	103	10
579706	4105576	103	10
Topset (52)			
575847	4112606	180	10
573936	4112566	180	10
577942	4112419	200	8
574726	4111794	263	8
574726	4111794	263	8
574726	4111794	263	8
579658	4111349	218	12
575774	4110897	180	8
575432	4110823	197	10
575432	4110823	197	10
575432	4110823	197	10
581680	4110231	0	0
571103	4109924	145	6
578839	4109318	21	3
578839	4109318	21	3
578839	4109318	21	3
577633	4109181	179	6
577633	4109181	179	6
577633	4109181	179	6
577560	4108650	135	2
575760	4108628	200	14
575760	4108628	200	14
575760	4108628	200	14
570695	4108483	85	10
581847	4108477	179	3
578191	4108468	297	4
578191	4108468	297	4
578191	4108468	297	4
579853	4107535	150	2
580920	4107179	268	4
580920	4107179	268	4
580920	4107179	268	4
568838	4106785	165	6
566902	4106504	165	6
578791	4106269	150	2
574747	4105703	53	34
574747	4105703	53	34
574747	4105703	53	34
574913	4105684	242	20
574913	4105684	242	20
574913	4105684	242	20
581738	4105484	10	4
577131	4105085	220	5
577411	4103836	75	30
577411	4103836	75	30
577411	4103836	75	30
570344	4103461	10	7
567202	4103439	0	6
573500	4103191	5	7
571537	4103012	0	3
569840	4102399	10	8
575592	4102366	5	6

* reverse stratification measurement

POINTS DE CONTROLES NECESSAIRES

X (m)	Y (m)
Tortonian (19 pts)	
584704	4108673
585423	4108392
585721	4100838
585585	4100717
583889	4100366
582825	4100264
580959	4100083
579430	4100032
581920	4099959
577248	4099834
572508	4099563
575732	4099552
573911	4099507
571569	4099495
570472	4099405
574578	4099348
569646	4098930
568549	4098862
567859	4098704
Azagador (65 pts)	
579191	4114067
579600	4113983
579947	4113868
580979	4113432
573213	4113363
582568	4113349
576290	4113152
582453	4113139
583183	4113137
578276	4113079
576711	4113048
582767	4113013
581509	4112914
577615	4112848
X (m)	**Y** (m)
583876	4112352
584118	4111978
572232	4111904
585259	4111635
571017	4111300
570959	4111250
584817	4111208
568988	4110931
566954	4110273
568048	4109083
568206	4107941
585731	4106217
579457	4106178
585474	4106043
584263	4105508
583424	4104421
583361	4103826
582891	4103752
582910	4103459
566664	4102984
582759	4102884
582593	4102473
571329	4102423
582054	4102376
571181	4102228
571571	4102206
570744	4102142
572029	4102110
570960	4102095
571063	4102093
581644	4101958
581040	4101853
580356	4101845
580670	4101821
574118	4101717
X (m)	**Y** (m)
573188	4101707
573477	4101651
578803	4101644
573904	4101627
579873	4101574
578529	4101544
579512	4101540
575068	4101531
577820	4101458
577484	4101436
576720	4101388
576961	4101348
575851	4101316
575167	4101308
575532	4101254
569646	4098930
Abad (71 pts)	
582216	4113104
580941	4113031
583133	4113023
581847	4112927
580469	4112918
581465	4112865
581321	4112849
580035	4112848
580866	4112780
576054	4112713
577373	4112682
578428	4112676
583072	4112564
578923	4112562
579458	4112155
582837	4111980
584039	4111476
572566	4111259
X (m)	**Y** (m)
571485	4110687
571099	4109949
569950	4109783
569092	4108255
566766	4107660
566968	4106998
585726	4106276
583556	4105473
582909	4104439
582706	4104146
582603	4103065
566695	4102737
582547	4102485
582049	4102410
571067	4102269
570182	4102177
570971	4102177
569509	4102156
569393	4102146
572068	4102131
581664	4102057
572482	4102014
575574	4101916
580418	4101913
581019	4101887
581340	4101858
580692	4101845
577103	4101780
573004	4101746
573980	4101733
578050	4101713
575157	4101519
577636	4101500
576484	4101484
578200	4101477
X (m)	**Y** (m)
578415	4100998
578328	4100762
578733	4100548
579415	4100314
578544	4100197
580674	4100141
581023	4099923
578725	4099836
579213	4099829
581340	4099750
582028	4099728
578347	4099504
579372	4099344
581648	4099146
582347	4099018
583868	4098985
582851	4098924
578589	4098876
Yesares (15 pts)	
581717	4110953
582934	4110845
585046	4110422
576734	4110341
582061	4109722
584729	4106500
566781	4106104
582874	4105356
579313	4105209
566700	4103393
568680	4103324
570316	4102873
570860	4102831
576628	4102819
568901	4102455
X (m)	**Y** (m)
MES (41 pts)	
566735	4113818
579774	4111182
577238	4110792
582028	4110512
576138	4110227
581965	4109925
582748	4108802
583240	4107439
571052	4107343
581749	4107079
566683	4106273
581867	4106088
581340	4105335
580585	4105105
579251	4104843
578930	4104747
578682	4104658
578567	4103962
578604	4103658
578357	4103621
578718	4103393
568702	4103191
566783	4103154
579148	4103131
578842	4103128
579343	4103095
570423	4103050
570967	4102887
579201	4102876
578976	4102759
578810	4102581
568901	4102468
572975	4102461
578798	4102369
X (m)	**Y** (m)
574629	4102334
573920	4102279
578618	4102277
578476	4102115
577089	4102110
578122	4102021
577853	4101961
Zorreras (24 pts)	
577124	4112584
573570	4112459
575049	4112404
574264	4112375
578765	4112154
579539	4111362
576260	4110118
571365	4110109
581277	4109652
581616	4108685
582302	4108365
581453	4108168
582454	4107859
568864	4106932
577772	4106775
566938	4106604
576399	4106407
581394	4106271
581768	4105454
577113	4105255
576803	4103617
570479	4103319

566939	4103319
572949	4103291

SECTION 1

Dist (m)	**Z** (m)
Calcaire Algues (6 pts)	
4654	88
8195	100
9831	215
2807	237
6325	43
1063	514
Abad (6 pts)	
8200	138
9821	249
6334	87
2806	278
1218	540
4635	137
Yesares (2 pts)	
4623	330
6354	280

SECTION 2

Dist (m)	**Z** (m)
Tortonian (1 pt)	
14483	103
Calcaire Algues (5 pts)	
8888	211
6361	88
10955	350
4515	107
3278	208
Abad (5 pts)	
8895	247
10963	383
6362	123
4513	141
3289	241
MES (1 pt)	
840	853
Yesares (1 pt)	
4452	315

SECTION 3

Dist (m)	**Z** (m)
Tortonian (1 pt)	
4229	537
Calcaire Algues (4 pts)	
9005	450
7307	363
5082	455
9773	557
Abad (5 pts)	
9006	478
7306	397
5085	487
9677	591
3795	576
Yesares (1 pt)	
7308	497
Topset (1 pt)	
6513	485

ANNEXE 3

Migration of Neogene magmatism and associated mineralizations, reflecting slab tearing in the western Mediterranean

Noëmie Lebret[1,2,3], Damien Do Couto[4,5], Laurent Jolivet[1,2,3], Eric Marcoux[1,2,3], Michel Jébrak[6] , Yannick Branquet[1,2,3] and Jean-Louis Bourdier[1,2,3]

[1]Univ. d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; [2]CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; [3]BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; [4] UPMC, Université Pierre et Marie Curie , ISTEP, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France; [5]CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique, UMR 7193, F-75005, Paris, France ; [6] Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, CP 8888, suc. Centre Ville, Montréal, Québec, H3C 3P8, Canada

Abstract

Introduction

Slab detachments and slab tearing belong to the normal evolution of subduction zones, especially where slabs are laterally constrained and the subduction zone highly non-cylindrical (Wortel and Spakman, 2000; Govers and Wortel, 2005). The consequences of slab tearing on surface deformation or vertical movements can be important because they imply changes in the regime of flow in the asthenospheric mantle (Faccenna and Becker, 2010). The Mediterranean region is one example where slab tears have been suggested by seismic tomographic models and possible influence of changing mantle flow on the crustal tectonic regime have been advocated (Carminati *et al*., 1998; Faccenna et al., 2004; Spakman and Wortel, 2004). One of the most prominent of such tears is found below the northern margin of Africa, below the coast lines of Algeria and Morocco. Tomographic models shows that a deep slab is only present there below the Gibraltar arc and the southern tip of the Iberian peninsula whereas subduction of the north African margin and Ionian oceanic lithosphere is required to explain the observed compressional structures and metamorphic evolution of the Tell and the Rif. The present-day configuration of slabs in the central and western Mediterranean results from the fast retreat of a once continuous slab that was sinking in the asthenosphere below Corsica and Sardinia in the Oligocene and its tearing in several pieces; eastward retreat formed the Calabrian subduction zone and westward retreat formed the Gibraltar subduction.

The dynamics of slab tearing is far from being fully understood because we have little information on the average rheology of slabs, oceanic or continental. New information on the kinematic evolution during retreat providing estimates of the retreat velocity is thus required to better understand the dynamic of such complex systems. The evolution of the northern African margin and the Alboran region can provide such data. The geometry of the slab is quite well controlled by several recent tomographic models, the tectonic and kinematic evolution can be described in some details (Jolivet *et al.*, 2006; Faccenna *et al.*, 2004) and the magmatic evolution through time is also well known (Maury *et al*., 2000 ; Duggen *et al*., 2004, 2005, 2008). We use a compilation of data on magmatic rocks chemistry and ages, as well the distribution and chemistry of ore deposits, together with new kinematic reconstructions to describe the evolution of the tear from 20 Ma to the present and discuss its dynamics. A comparison of the tectonic timing in the Betic Cordillera and the Rif confirm the possible control of surface tectonics by the migration of a torn piece of lithospheric mantle beneath north Algeria and provides velocities of migration toward the west.

Geodynamic context

The Neogene geodynamic evolution of the western Mediterranean domain is controlled by two contemporaneous phenomena: (1) Africa-Eurasia convergence and northward subduction of the African plate, and (2) slab retreat and coeval back-arc basin opening (Le Pichon and Angelier, 1981; Horvath and Berkhmer, 1982; Dercourt *et al.*, 1986; Malinverno and Ryan, 1986; DE-Wey, 1988; La Pichon *et al.*, 1988; Royden, 1993; Carminati *et al.*, 1998; Jolivet and Facenna, 2000; Wortel and Spakman, 2000). Carminati *et al.* (1998a) suggested that slab retreat in the western Mediterranean was complicated by four detachment events. Five major features allow the identification of a slab breakoff process (Davies and Von Blanckenburg, 1995): (1) the combined presence of basaltic and lower crustal granitoid melts (bimodal magmatism), both with a mantle parentage, (2) rapid uplift and exhumation of deep crustal rocks, (3) development of a regional metamorphism, (4) development of extensional structure related to the change in potential energy of the orogen, and (5) abundant clastic sedimentation in intramontane adjacent basins.

Based on these features, Carminati *et al.* (1998a) propose that one of these events would have occurred beneath northern Africa during Langhian times (16-15 Ma). Maury *et al.* (2000) and Coulon *et al.* (2002) have then demonstrated that the magmatic evolution along the Mediterranean Maghreb margin is consistent with this model. Indeed, the margin presents

a very low magma production rate with a progressive magmatic change from (1) a calc-alkaline subduction-related geochemical imprint and extensive crustal contamination, to (2) transitional basalts derived from the melting of the mantle in the boundary between the lithosphere and the upwelling asthenosphere, and finally (3) alkaline basalts generated through partial melting of an asthenospheric mantle. This magmatism started in Central Eastern Algeria at ca. 16 Ma, then propagated eastwards and westwards along the Mediterranean Maghreb margin (Maury *et al.*, 2000).

We now focus on the Gibraltar arc and the Mediterranean Maghreb margin. We discuss herein the migration of the magmatism and distribution of mineralizations in the light of nE-W paleogeographic reconstitutions by Do Couto *et al.* (in prep.).

Neogene kinematics and tectonic timing

At ca. 35 Ma, the subduction zone in western Mediterranean ran from Gibraltar to Liguria in their present-day positions (Carminati *et al.*, 1998; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Facenna *et al.*, 2004). Back-arc extension started at ca. 32 Ma in the Liguro-Provençal basin and then propagated towards the Alboran basin, as the slab retreated towards the SE.

The Alboran region includes the Betics (southern Spain) and the Rif (northern Morocco) fold-and-thrusts belts, connected through the Gibraltar arc. The Alboran Sea is a narrow basin inbetween, constituted of thinned continental crust. In this area, the back-arc extension developed mostly during Burdigalian-Langhian times (Bourgeois *et al.*, 1992; Mauffret *et al.*, 1992). At that time the extension was roughly NNE-SSW (Crespo-Blanc, 1995; Jolivet *et al.*, 2003, 2006), driven by the southeastward slab retreat. By ca. 20 Ma, extension turned to E-W, as the whole Alboran domain was migrating from East to West, driven by westward roll-back, tearing and local detachments of the subducting plate (Morley, 1993; Lonergan and White, 1997; Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008; Spakman and Wortel, 2004). This particular tectonic setting is well-constrained by the exhumed metamorphic units in the Betics sierras – from bottom to top the Nevado-Filabride, Alpujarride and Malaguide complexes – and their neighbouring intramontane basins. Jolivet *et al.* (2006) proposed a five-steps tectonic scenario for the internal Betics: (1) 40-50 Ma: crustal thickening and nappe stacking under the N-S compression due to northward subduction of the African plate; (2) 30-20 Ma: N-S ductile stretching in the Alpujarride, under N-S extension related to a first southward slab retreat episode; (3) 20 Ma: transition from a southward slab retreat (N-S extension still active in the Alpujarrides) to a westward slab retreat (E-W ductile stretching

recorded in the underlying Nevado-Filabride), provoking a widespread thermal overprint and local crustal anatexis (Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Whitehouse, 1999); (4) 20-8 Ma: westward slab retreat, exhumation of the metamorphic core complexes and inception of the basins. A top-to-the-west shearing prevailed during this exhumation, which final stages are recorded in the Nevado-Filabride complex and constrained by fission-tracks on zircons (11.9 ± 0.9 Ma) or apatite (8.9 ± 2.9 Ma) and U-Th/He cooling ages on apatite (8.7 ± 0.7 Ma) (Johnson *et al.*, 1997; Vazques *et al.*, 2011). NE-W paleostress analyses by Augier *et al.* (2013) suggest that most of the neighbouring intramontane basins initiated as extensional basins linked with the coeval exhumation of the Nevado-Filabride complex; (5) 8 Ma-Present: resuming of the compressional regime (N-S to NNW-SSE), producing tectonic inversion, basin uplift and a diffuse reverse faulting, strike-slip faulting and related folding. Strike-slip activity of the Trans-Alboran transcurrent zone has been recognized at least from the (uppermost Tortonian?) Early Messinian (Booth-Rea *et al.*, 2003; Masana *et al.*, 2004). The prolongation of these NE-SW faults in the intramontane basins reveals that the activity postdates the formation of these basins and was generated during the Early Messinian (Augier *et al.*, 2013).

Further east, the Algerian margin includes the oceanic Algerian basin and the Tell fold-and-thrust belt, eastern extension of the Rif orogen. Stretching of the Algerian basin began in the late Oligocene-early Miocene times (Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum and Lister, 2004), as the subduction front migrated eastward. Contemporary with this rifting stage, metamorphic core complexes exhumed in the Tellian Internal zone: in the Edough massif, ductile extension is represented by a top-to-the-WNW extensional shear which began at ca. 24 Ma and ended at 17-16 Ma (Monié *et al*., 1992; Saadallah and Caby, 1996). At the end of the Burdigalian period (ca. 20-18 Ma), N-S extension ended as the Alpine collision truly began, overthrusting the Numidian flysch southward onto the Tellian zone (Wildi, 1983; Aris et al., 1998; Khomsi et al., 2009). In northern Tunisia, the Tellian nappes are dated from the Langhian (Rouvier, 1977). Since then, the northern African region has experienced an oblique compression regime responsible for the Tell orogen building, interrupted by short-lived returns to extensional conditions during the Late Miocene and Pliocene times (Bouaziz *et al.*, 2002).

The onset of the backarc compression and basin inversion begins in the Gibraltar arc after 8 Ma (Late Tortonian) and then propagates along the Mediterranean Maghreb margin towards the Calabrian arc. It is recorded in North Algeria at 7-5 Ma (Mauffret, 2007) by S-dipping, N-verging reverse faults concentrated at the transition between continental and

oceanic domains. Some newly generated reverse faults verging toward the north may reflect the inception of a new subduction off Algeria (Billi *et al.*, 2011).

Magmatism migration

To discuss the migration of magmatism in the study area, we have compiled ages taken from the litterature (supplementary data 1) and plot them in two Age *versus* Distance transects: (1) NE-SW Trans-Alboran (Fig. 1), and (2) W-E along the Mediterranean Maghreb margin (Fig. 2).

Figure 1 shows no particular trend except perhaps an outward migration from Cabo de Gata northward and southward in the recent period. Despite some poorly constrained ages older than 20 Ma in Spain and the Alboran Sea, the first Miocene magmatic occurrences are related to an anatectic event that produced leucogranites and cordierite bearing dacites (e.g. 18.5 Ma ± 1.6 Ma in Mar Menor; Duggen et al., 2004) and reset some Eocene Malaga dikes ages (not represented). Calc-alkaline magmatism became widespread in the Trans-Alboran region at ca. 16-15 Ma. The main alkaline occurrences set up after ca. 6 Ma. A study of these magmatic products around the Alboran Sea led Duggen *et al.* (2004) to describe four successive stages at the latitude of Morocco and Spain: (1) Early Oligocene tholeiitic to calc-alkaline Malaga dikes emplaced in a back-arc setting, (2) crustal anatexis during an Early Miocene thermal event that is observed also in the metamorphic evolution of the Betics, (3) Middle to Late Miocene tholeiitic to calc-alkaline volcanism in the Alboran Basin, and (4) Late Miocene to Lower Pliocene shoshonitic and Messinian to Pleistocene intra- plate-type volcanic activity, related to the removal of subcontinental lithosphere and resulting asthenospheric upwelling.

On the W-E transect (Fig. 2), calc-alkaline magmatism shows an age peak at ca. 20 Ma in Dellys (NE Algeria) and a subsequent westward migration with an evolution toward more alkaline composition with time. A similar migration with a slower velocity is recorded toward the east. In a previous study of the whole north African margin between Morocco and Tunisia, Maury *et al.* (2000) noticed that magmatism in the Mediterranean Maghreb margin started in NE Algeria at ca. 16 Ma and then propagated eastwards and westwards. The same authors also conclude that the Langhian-Serravalian magmatism shows characteristics typical of subduction-related magmatism but with surprisingly small volumes produced, which they see as a consequence of the slab detachment. One can add that the short duration of these magmatic episodes is also compatible with the rapid cessation of a normal subduction after

slab breakoff. The K-rich alkaline magmas reflect the incorporation of crustal melts due to the thermal anomaly induced by slab breakoff. Moving to the west, its distribution shows a striking age shift from 20 to 8 Ma (*e.g.* 8.06 Ma ± 0.14 Ma in the Beni Bou Ifrour massif; Lebret, 2014). Calc-alkaline magmas are replaced by transitional and then alkaline ones, an evolution compatible with a hot asthenospheric anomaly. The Ras Tarf complex however stands apart from this trend. From NE Algeria to Tunisia, calc-alkaline magmatism ages shift smoother from 20 Ma to 14 Ma. Eventually, transition from calc-alkaline to alkaline affinities occurred simultaneously on both extremes of the Mediterranean Maghreb margin at ca. 7 Ma.

Lead isotope compositions of ore deposits

Together with Neogene magmatism, numerous polymetallic deposits (Pb-Zn-Hg-Cu-Ag-Au) are scattered from the Alboran Sea surroundings to northern Tunisia (Fig. 3 + supplementary data 2). According to De Boorder *et al*. (1998), the development of Late Cenozoic orogenic mineralizations in the European Alpine Belt reflects an increase in heat flow and fluid flow, which can be connected to tearing and detachment of lithosphere slabs, and concomitant emplacement of hot asthenosphere at lower crustal levels. Discussing lead sources and comparing on a Western Mediterranean scale can thus provide another evidence of a slab breakoff process.

We performed isotopic studies on epithermal galenas from the Melilla-Nador peninsula, (Table 1). Lead isotope results are plotted in Figure 4, together with (1) epithermal galenas from the well-known Cabo de Gata district in southeastern Spain (Arribas and Tosdal, 1994), (2) the Oued Belif hematite-rich breccia of the Nefza district in northeastern Tunisia (Decrée *et al.*, 2013), and (3) magmatic rocks from southeastern Spain to northeastern Tunisia (Arribas and Tosdal, 1994; Duggen *et al.*, 2004, 2005; Decrée *et al.*, 2013). The average crustal Pb growth curve of Stacey and Kramer (1975) and the Pb orogen curve of Doe and Zartman (1979) are also shown for reference.

Pb isotopic measures were performed at GEOTOP (UQAM, Montreal, Canada), using a Nu Plasma II MC-ICP-MS, with an Aridus II as system of introduction. Measured samples were carried out on hand-picked galenas and dissolved; all details of sample preparation and analytical procedure are reported in Belshaw *et al.* (1998). Replicate analyses of the NBS-981 Pb standard yielded a mean value of $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.941 ± 0.000 (2 σD), $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.505 ± 0.000 (2 σD) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 36.731 ± 0.001 (2 σD) (n=6).

Considering the reference curves of Stacey and Kramer (1975) and Doe and Zartman (1979), studied galenas are rather radiogenic and show a very limited range of composition. Moreover, the Pb isotope compositions of galenas from Melilla-Nador Peninsula display no variation between the two localities, the Beni Bou Ifrour Massif and the Trois Fourches Cape, despite their different host-rock; this absence of variation seems to reflect a unique hydrothermal event with a common source throughout the whole peninsula. At this scale, the isotopic compositions field of galenas can be compared with those of lavas from the neighbouring Gourougou stratovolcanoe (Duggen *et al.,* 2005). These lavas define two distinct groups evolving from a Si-K-rich (7.58-4.8 Ma) to a Si-poor (6.3-3.73 Ma) geochemistry. Results suggest a direct genetic link between galenas and the ~~Si~~K -rich lava group (Figure 4).

Compared with the galenas from southeastern Spain ores and hematite-rich breccia from northeastern Tunisia, the Pb isotope compositions of galenas from Melilla-Nador Peninsula are similar to those of the Nefza district ore. Since all deposits have equivalent ages (9.2 Ma in Cabo de Gata, Arribas and Tosdal, 1994; 10.4 Ma in Oued Belif, Decrée *et al.*, 2013; ca. 7.8 Ma in Melilla-Nador peninsula, Lebret, 2014), this shows that the ores from the Mediterranean Maghreb margin exhibit a major mantellic contribution, which is consistent with the trend of the Moroccan volcanic rocks compared with the southeastern Spain ones (Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008). This brings further evidence that the Trans-Alboran system traces a different geodynamic environment than the Mediterranean Maghreb margin. Although they are only separated by the Alboran Sea, the Melilla-Nador peninsula district is still under the influence of the slab breakoff event, while the Rodalquilar district is related to the eastward subduction of Tethys oceanic lithosphere beneath the Alboran basin (Duggen *et al*., 2004, 2005, 2008).

Reconstructions

In order to correlate the magmatic, mineralization and tectonic events we now plot these on paleogeographic reconstitutions (Do Couto *et al.*, in prep.; Fig. 5), and we discuss the evolution of magmatism for each significant stage from the Early Oligocene to the Present:

(A) In the Early Oligocene (30 Ma), a roughly NNE-SSW subduction was active as Africa converged toward Iberia along a N-S direction and N-S extension started in the internal zones of the Alboran domain. The first occurrence of magmatism is represented by the

Malaga dyke field, which tholeiitic affinity demonstrates the link with a subduction zone (Torres-Roldán *et al*., 1986; Duggen *et al*., 2004).

(B) and (C) By 25 Ma, N-S back-arc extension was still active, without significant magmatism. It lasted until the Burdigalian (D) when extension in the western part rotated from N-S to E-W and disappeared in the eastern part. This event provoked a widespread thermal overprint (Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Whitehouse, 1999). The subsequent crustal anatexis produced the leucogranites and cordierite bearing dacites. At that time, the first occurrences of calc-alkaline magmatism is observed in NE Algeria; its particular bimodal calc-alkaline affinity reflects a slab breakoff beneath the African margin (Maury *et al.*, 2000).

(E) As E-W extension proceeded westwards, the slab breakoff-related magmatism spread along the Mediterranean Maghreb margin. Meanwhile, a Trans-Alboran calc-alkaline magmatism set up, resulting from the eastward subduction of Tethys oceanic lithosphere beneath the Alboran basin (Duggen *et al*., 2004, 2005, 2008).

(F) During the Serravalian, the effects of slab breakoff kept spreading along the Mediterranean Maghreb margin, reaching Tunisia and Oranie. The Trans-Alboran magmatism migrated westwards because of E-W extension, along with the Malaga dikes and products of crustal anatexis.

(G) In Tortonian times, magmatism was still active and widespread. As the E-W extension was about to stop, the Trans-Alboran volcanic centers finally acquired their present-day locations. Associated with the Cabo de Gata volcanism, polymetallic mineralizations emplaced in the Rodalquilar district and surroundings. Along the Mediterranean Maghreb margin, slab breakoff-related magmatism reached the NE Morocco (Trois Fourches). At the Tunisian end of the margin, polymetallic mineralizations emplaced in the Nefza district (Oued Belif hematite-rich breccia). The first occurrence of intraplate alkaline volcanism occurred at that time in the Atlas (Siroua).

(H) 2 Ma later, the E-W extension in the Alboran region finished. This period displayed the last calc-alkaline magmatic manifestations. In Trans-Alboran, they were limited to the Betics while the slab breakoff-related magmatism was restricted to the extremes of the Mediterranean Maghreb margin. On the Moroccan end of the margin, an epithermal event took place throughout the Melilla-Nador peninsula.

(I) In the Late Messinian, only a few patches of alkaline magmatism remained. Except for the intraplate magmatism of the Siroua complex, they were the ultimate manifestations of slab breakoff, as the asthenospheric upwelling proceeded and partial melting occurred in the

sole asthenospheric mantle (Maury *et al.*, 2000). They set up in transtensive reactivation of crustal-scale fault zones inherited from the Variscan orogeny (Piqué *et al.*, 1998).

(J) From the Messinian to the Present, magmatic activity was represented by an intraplate alkaline volcanism, defining the NE-SW "Morocco Hot Line" from the Siroua to the Valencia trough (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008).

Discussion and conclusions

The analysis of the compiled data and the correlations with tectonic events shows that (1) E-W extension in the Alboran domain was coeval with the migration of magmatism from East to West between 20 and 8 Ma and (2) resumption of N-S compression around the Alboran Sea was contemporaneous with the end of this westward migration of magmatism after 8 Ma. The E-W extension can thus be attributed to the westward slab rollback after initiation of the tear. This westward slab retreat initiated an E-W extension that lasted 12 Ma until ca. 8 Ma along some 900 km at an average velocity of ~7-8 cm/yr, which is a reasonable figure for asthenospheric flow. This extension led to the exhumation of metamorphic core complexes – the Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres and Sierra Alhamilla domes – which are elongated parallel to the direction of stretching, thus falling into the a-type dome category of Jolivet *et al.* (2004). Le Pourhiet *et al.* (2012) have shown that such dome can develop if a component of strike-slip shearing is added to extension. The presence of a-type domes thus reinforces the case for a lateral migration of a slab tear below the Alboran region.

At 8 Ma, N-S compression is recorded again in the Alboran region. This coincides with the end of magmatism migration: Moroccan magmatic centers in Oranie, Guilliz or the Melilla-Nador peninsula (Trois Fourches, Gourougou, Beni Bou Ifrour) indeed display superimpositions in time and space of potassic and ultrapotassic (transitional) calc-alkaline magmatism, and ultimate alkaline magmatism (Hernandez and Bellon, 1985; Hernandez *et al.*, 1987; El Bakkali *et al.*, 1998; Duggen *et al.*, 2004; 2005). This transition in time from calc-alkaline to alkaline affinities in the same region within a 2 Ma timespan shows that the magmatism is now dominated by the influx of hot asthenosphere rather than by subduction-related mantle melts. The end of the westward migration of magmatism is associated with the end of extension and the beginning of a new phase of dominant N-S compression due to the convergence of Africa and Eurasia. This shows that the tectonic regime in the Alboran Sea was under the control of the retreating slab before 8 Ma with dominant extensional tectonic.

As soon as slab retreat stopped, the only remaining cause of deformation is the convergence of Africa and Eurasia that leads to this new compressional phase.

From Dellys to Northern Tunisia, most of the magmatism occurs in a short time window of ca. 15 Ma ± 2 Ma, with a slight rejuvenation towards the easternmost end. On this part of the Mediterranean Maghreb margin, compression is recorded in the Tellian nappes since the Late Burdigalian (20-18 Ma, NE Algeria) to the Langhian (Tunisia). This migration is related to the global eastward slab retreat in Central Mediterranean.

The Ras Tarf volcano however does not fit into this general W-E trend: as an equivalent to the Cabo de Gata volcanism (Hernandez and Bellon, 1985), it indeed belongs to the subduction-related Trans-Alboran magmatism.

The gap observed in Algerian magmatism between Miliana and the Oranie (Fig. 3) is either due to: (1) the absence of significant magmatism, (2) the lack of data due to poor field conditions or (3) an acceleration of the slab retreat between ca. 16-12 Ma. Tomographic data tend to invalidate the first hypothesis. We favor the third one, which is consistent with previous work (Lonergan and Platt, 1995; Lonergan and White, 1997; Jolivet and Facenna, 2000).

To conclude: the north African margin and the Alboran region during the Neogene have recorded the progressive development of a slab tear and the westward migration of a torn piece of slab from ca. 20 to 8 Ma. This period is almost exactly concordant with a first-order E-W extensional phase in the Alboran domain that led to the exhumation of a-type metamorphic core complexes and the formation of sedimentary basins, onshore and offshore Spain and Morocco. The most significant effects of the slab tear visible in the crust (see also Do Couto *et al.*, in prep.) are thus a westward migration of magmatism and a transition through time from calc-alkaline to alkaline volcanism and the formation of metamorphic domes elongated parallel to the direction of migration. The velocity of migration of the torn piece of slab in the asthenosphere can be estimated at around 7-8 cm/yr.

Acknowledgements

References

Figures

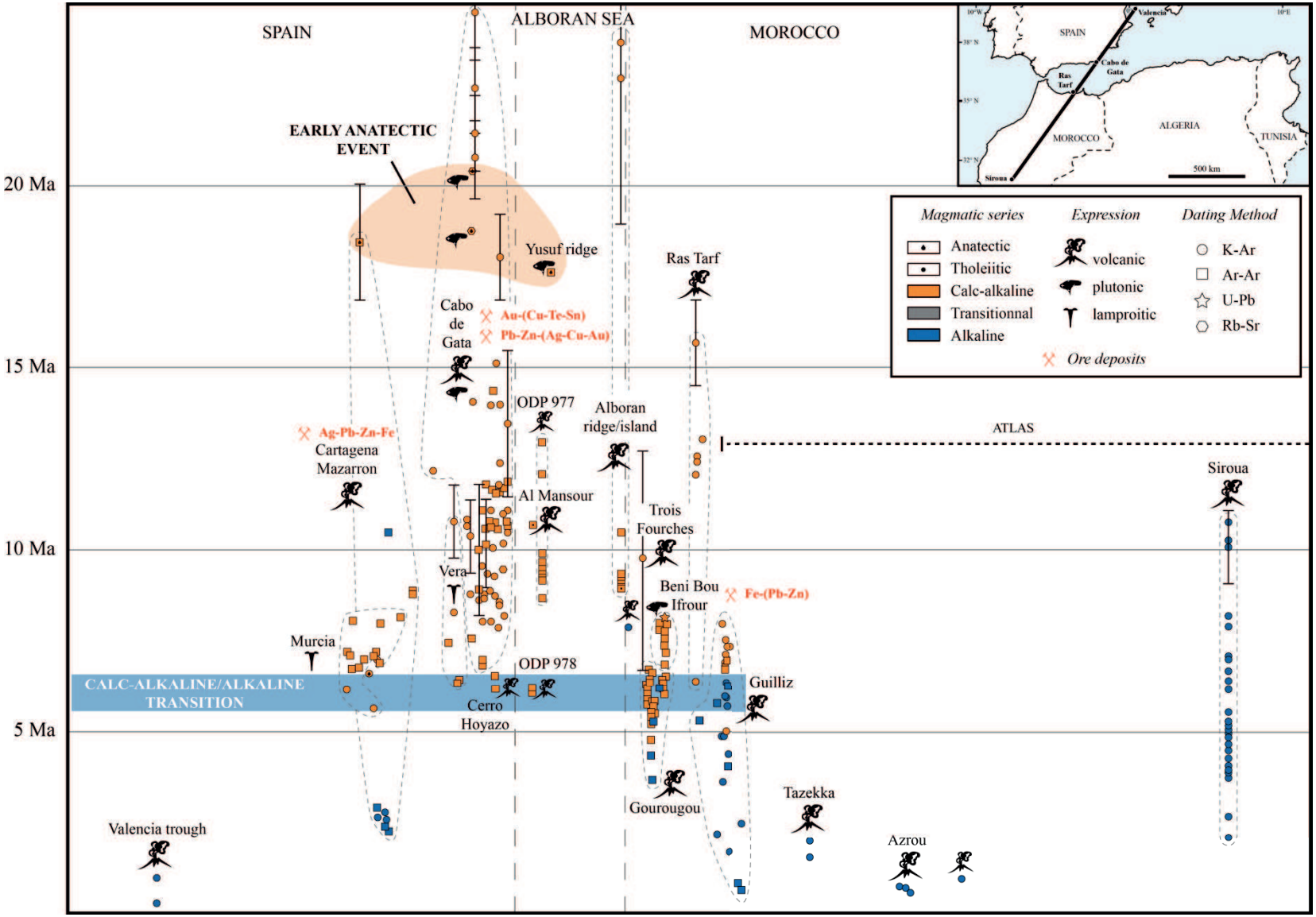


Fig. 1 : NE-SW Trans-Alboran Age *vs* Distance transect.

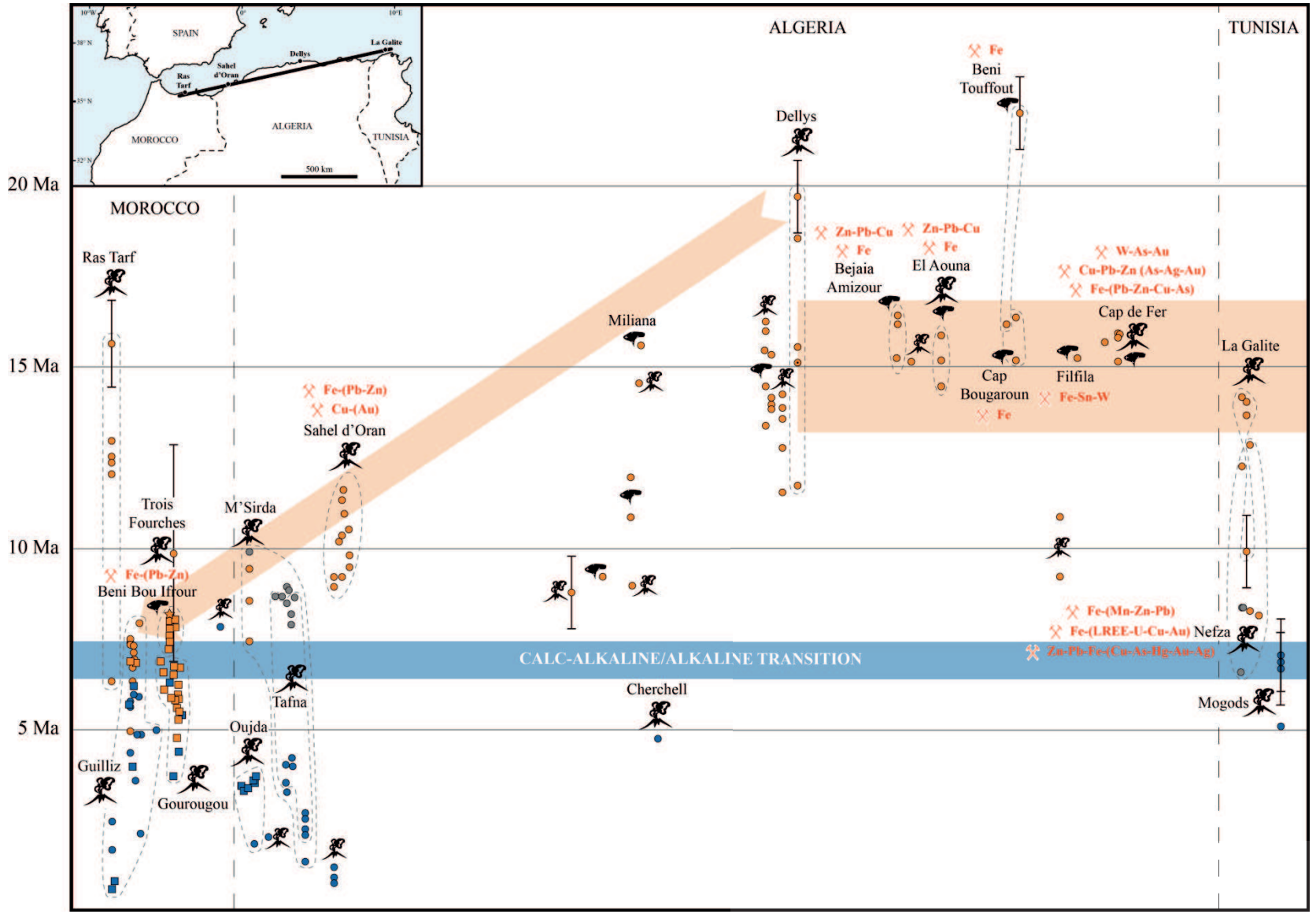


Fig. 2 : WE Age *vs* Distance transect along the north African margin.

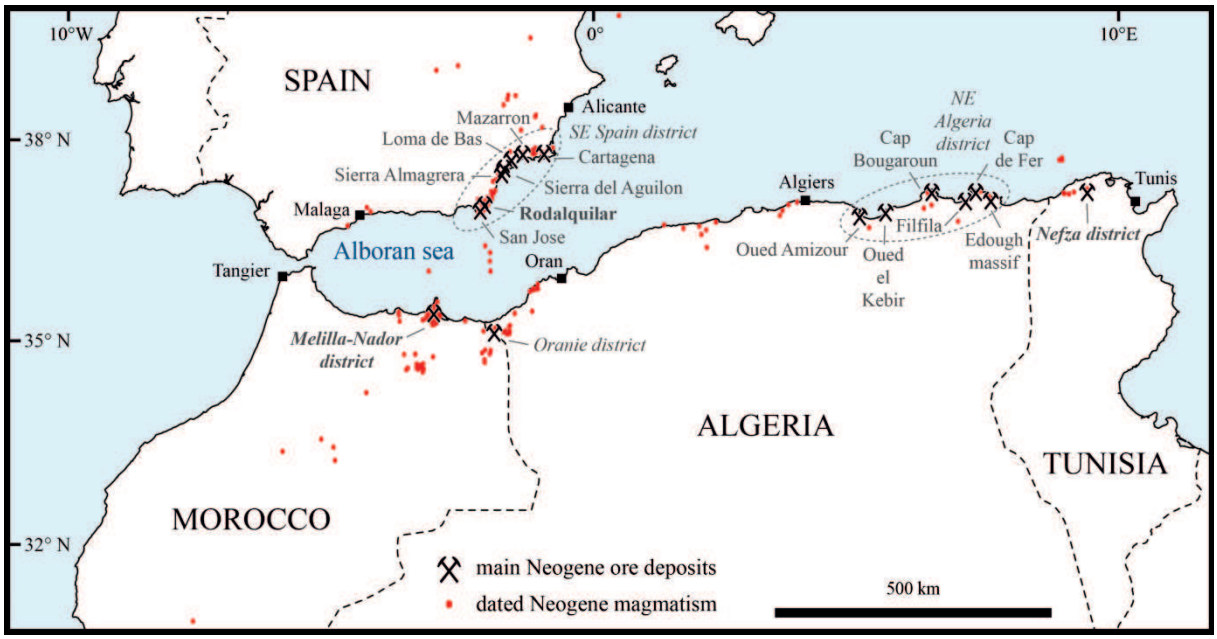


Fig. 3 : Distribution of dated Neogene magmatism and main Neogene ore deposits in the study area.

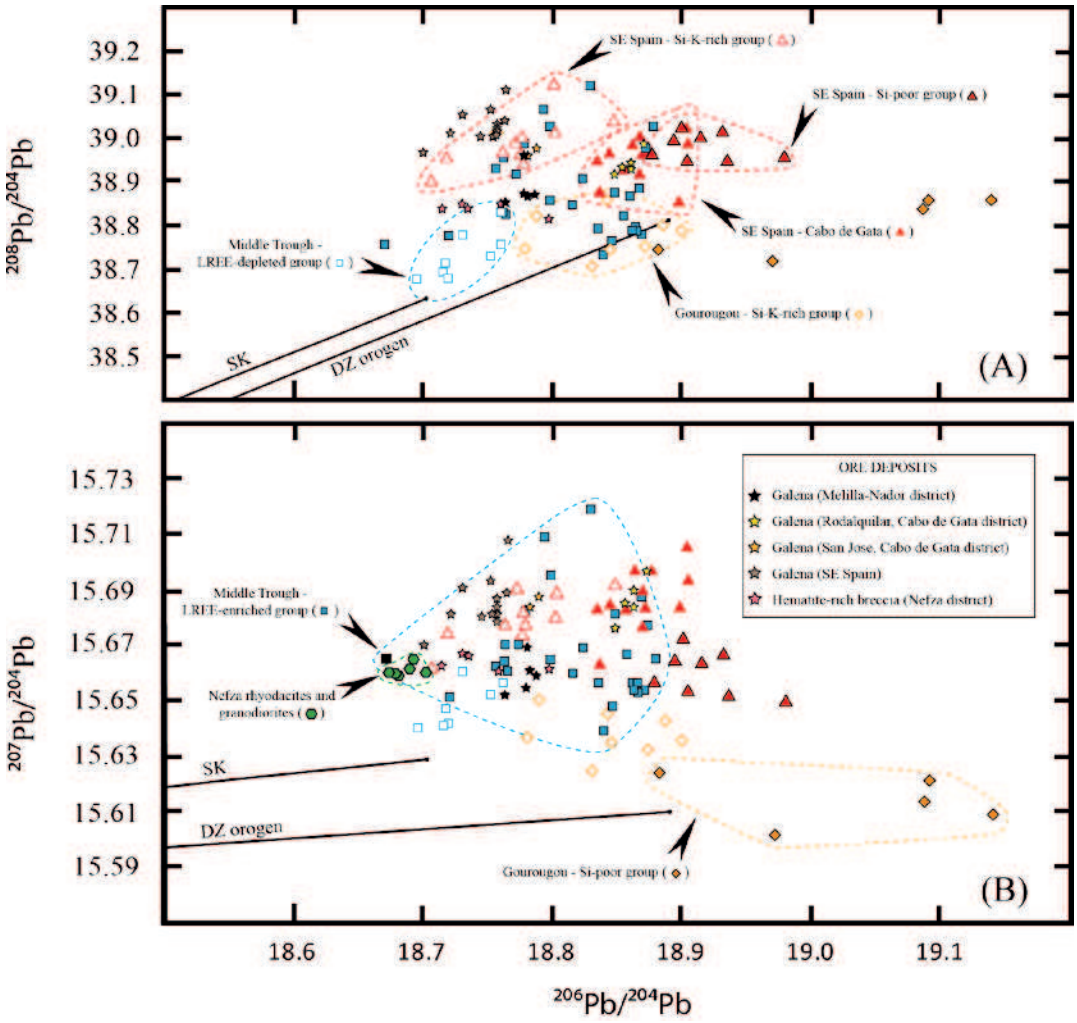
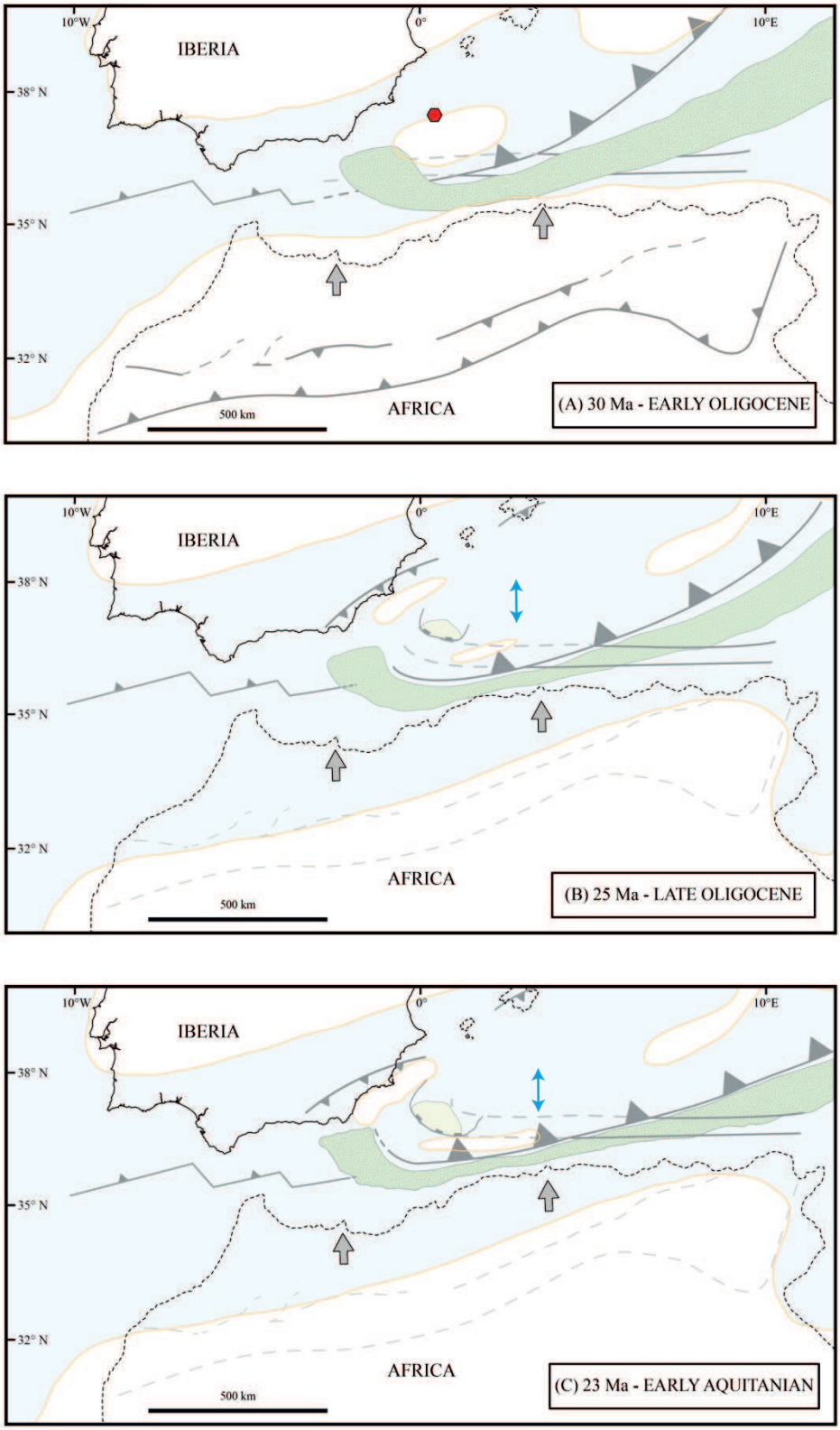
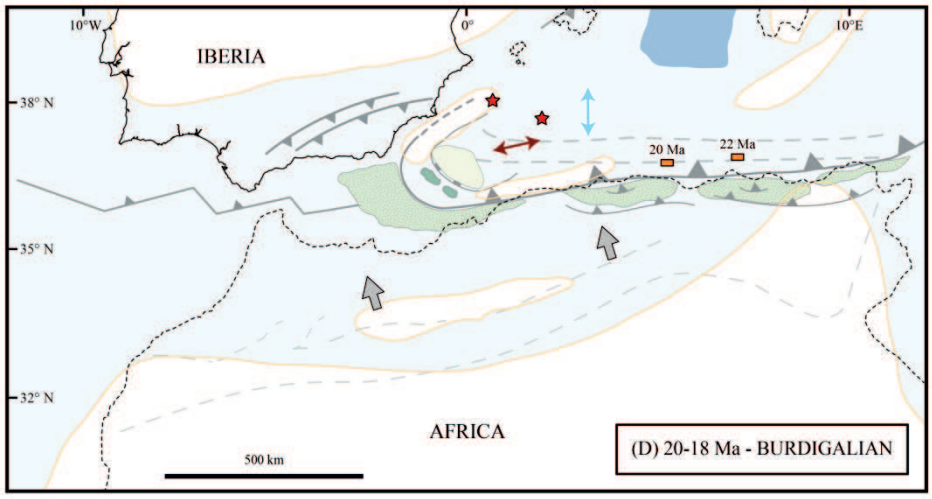
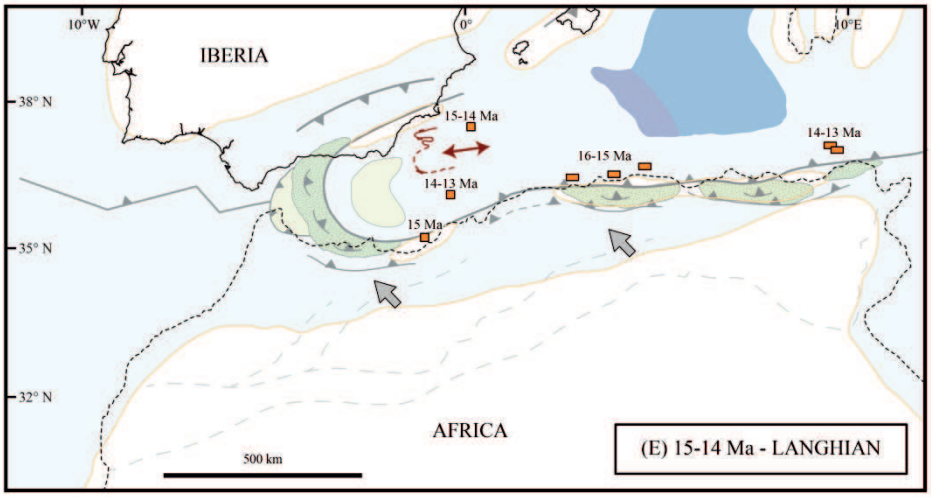


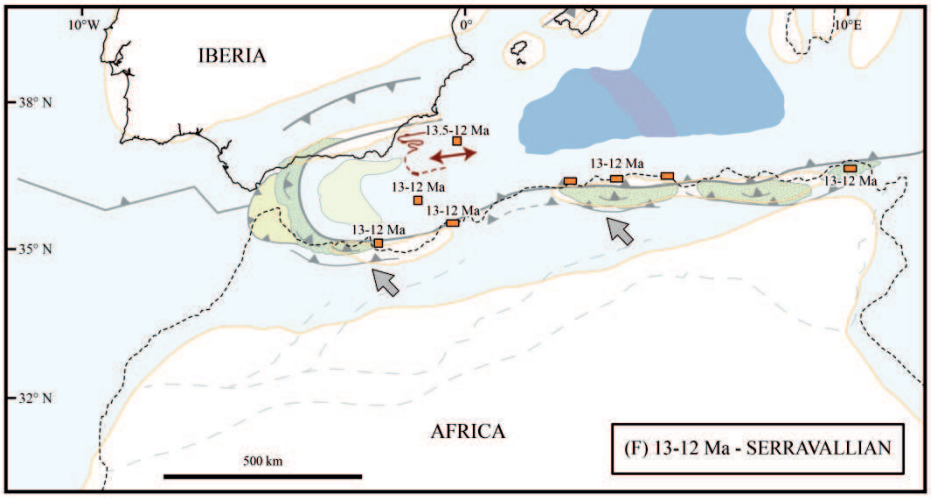
Fig. 4 : $^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (A) and $^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (B) diagrams of galenas and volcanic rocks from southeastern Spain, northeastern Morocco and northeastern Tunisia.

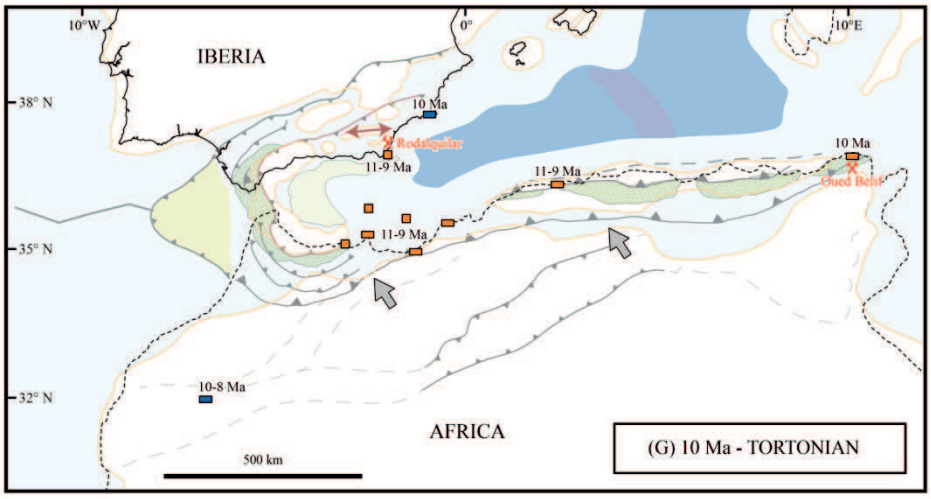
Fig. 5 : Paleogeographic reconstitutions of the western Mediterranean from the Early Oligocene to the Present.

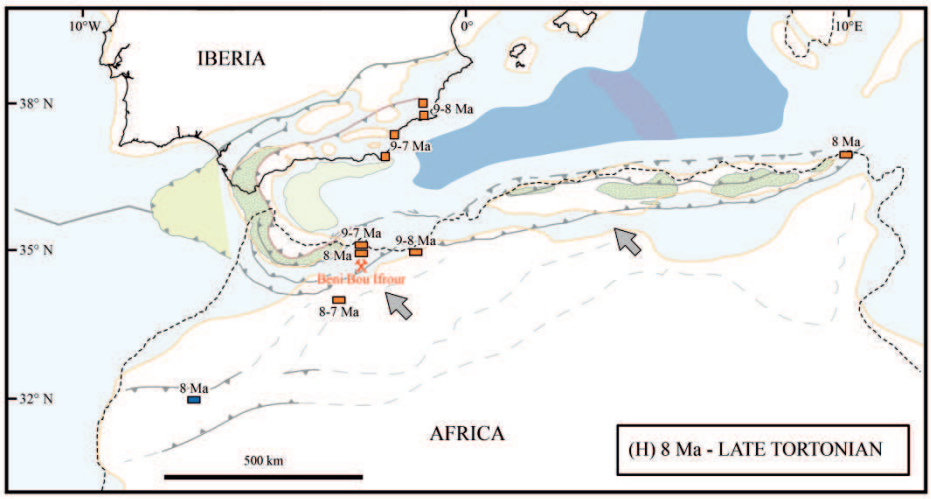


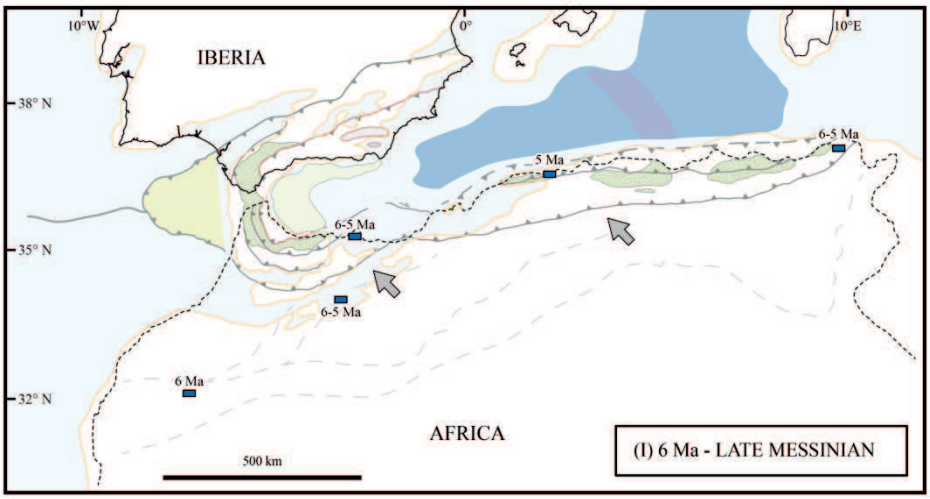

10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
20 Ma
22 Ma
AFRICA
500 km
(D) 20-18 Ma - BURDIGALIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
15-14 Ma
14-13 Ma
16-15 Ma
14-13 Ma
15 Ma
AFRICA
500 km
(E) 15-14 Ma - LANGHIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
13.5-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
AFRICA
500 km
(F) 13-12 Ma - SERRAVALLIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
10 Ma
Rodalquilar
11-9 Ma
11-9 Ma
11-9 Ma
10 Ma
Oued Belif
10-8 Ma
AFRICA
500 km
(G) 10 Ma - TORTONIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
9-8 Ma
9-7 Ma
8 Ma
9-7 Ma
9-8 Ma
8 Ma
Béni Bou Ifrour
8-7 Ma
8 Ma
AFRICA
500 km
(H) 8 Ma - LATE TORTONIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
6-5 Ma
5 Ma
6-5 Ma
6-5 Ma
6 Ma
AFRICA
500 km
(I) 6 Ma - LATE MESSINIAN

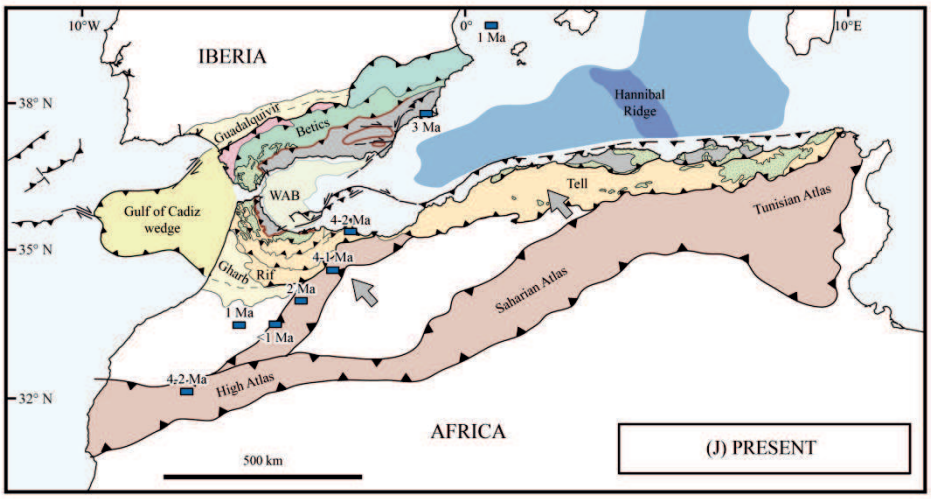


Table 1 : Lead Isotopic compositions of the Melilla-Nador peninsula galenas.

Sample	Localisation	Host-rock	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
AFRA1f	Afra	Cretaceous schists	18,782	15,661	38,868
AFRA4	Afra	Cretaceous schists	18,764	15,652	38,850
AFRA6	Afra	Cretaceous schists	18,787	15,659	38,872
OUK35	SW Jbel Ouiksane	Cretaceous schists	18,779	15,669	38,958
FOU4	Mina Rosita	Paleozoic substratum	18,779	15,655	38,870