

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : *Géosciences Marines*

Par

Shaza Haidar

Contraintes géophysiques sur la formation et l'évolution tectonique, sédimentaire et volcanique du bassin algérien (Méditerranée Occidentale)

Thèse présentée et soutenue à Brest, le 8 Décembre 2021

Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan (UMR 6538)

Rapporteurs avant soutenance

**Agnès
MAILLARD -
LENOIR** Maître de Conférences,
Université Paul
Sabatier, Laboratoire
Géosciences
Environnement,
Toulouse

**Christian
GORINI** Professeur des
Universités, Sorbonne
Université, Laboratoire
ISTEP, Paris

Composition du Jury :

**Agnès MAILLARD
- LENOIR** Maître de Conférences, Université Paul Sabatier, Laboratoire
Géosciences Environnement, Toulouse / **Rapporteuse**

Christian GORINI Professeur des Universités, Sorbonne Université, Laboratoire
ISTEP, Paris / **Rapporteur**

**Frauke
KLINGELHOEFER** Chercheure, IFREMER, Géosciences Marines, Plouzané / **Co-
encadrante**

**Jacques
DEVERCHERE** Professeur des Universités, UBO, Laboratoire Géosciences
Océan, Plouzané / **Directeur de thèse**

Johanna LOFI Maître de Conférences, Université de Montpellier, Laboratoire
Géosciences Montpellier / **Examinatrice**

Marina RABINEAU Directrice de Recherche CNRS, Laboratoire Géosciences Océan,
Plouzané / Examinatrice/ **Présidente du Jury**

Invités :

Anne BRIAIS Chargée de Recherche CNRS, Laboratoire Géosciences Océan,
Plouzané

**David
GRAINDORGE** Maître de Conférences, UBO, Laboratoire Géosciences Océan,
Plouzané / **Co-encadrant**

Mohamed ARAB Chercheur, SONATRACH Exploration, Boumerdès, Algérie

A mon petit frère que le Seigneur a rappelé trop tôt

Until we meet again!! <3

Remerciements

Je tiens à remercier les différentes personnes qui ont contribué directement ou indirectement à la réalisation de cette thèse. Merci à tous ceux qui ont accepté de partager leurs connaissances avec moi.

Tout d'abord, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mon directeur de thèse, **Jacques Déverchère**, pour m'avoir donné l'opportunité, durant cette thèse, de me confronter au puzzle de la Méditerranée occidentale. Le jeu n'était pas facile, mais j'espère qu'on aura réussi ensemble à rassembler au moins quelques pièces. Jacques m'a permis d'explorer les choses à mon propre rythme et en cas d'impasse, il m'a toujours remis sur la bonne voie. Je le remercie pour son temps, son dévouement et ses conseils avisés qui m'ont aidé à me poser les bonnes questions.

Je remercie également **David Graindorge**, **Frauke Klingelhofer** et **Mohamed Arab**, mes encadrants, pour leur soutien, leur encouragement, et leurs idées qui ont grandement contribué à la réalisation de cette thèse.

Par ailleurs, je voudrais adresser mes remerciements et ma gratitude aux membres de mon jury, **Agnès Maillard-Lenoir**, **Christian Gorini**, **Johanna Lofi**, **Marina Rabineau**, et **Anne Briais**, qui ont examiné mes travaux et m'ont fait des suggestions perspicaces.

J'adresse un grand merci à **Johanna Lofi**, **Martin Patriat**, **Pascal Le Roy** pour avoir accepté de faire partie de mon comité de suivi et de me donner les suggestions et recommandations qui ont contribué à améliorer ce travail.

Merci à **Johanna Lofi** et **Fadel Raad** pour m'avoir accueilli pendant une semaine au sein du laboratoire Géoscience-Montpellier et m'avoir donné accès à des données sismiques et pour les échanges enrichissants que nous avons eus.

Merci également à **Angelo Camerlenghi**, **Anna Del Ben**, et **Edy Forlin** de m'avoir accueilli pour une semaine à l'Institut National d'Océanographie et de Géophysique Expérimentale (OGS) en Italie et de me permettre d'accéder aux données sismiques, ainsi que pour leurs précieux commentaires et remarques.

Merci à **Margot**, **Véronique**, **Charlotte**, **Élisabeth**, **Elodie**, **Gaëlle** et à toute l'École Doctorale. Je remercie également **EUR ISblue** pour le soutien financier accordé afin de participer à la 2ème conférence de l'*Arabian Journal of Geosciences*.

Pour finir, je suis très heureuse de remercier **mes collègues et mes amis** de m'avoir soutenue pendant toutes ces années de thèse. Un grand merci à **Pierre Leffondré** pour avoir été un vrai ami, un collègue de bureau et pour avoir partagé ses connaissances en tous genres et m'avoir fait découvrir la Bretagne. Je te souhaite le futur que tu mérites.

Mais, ces remerciements seraient incomplets sans exprimer ma profonde reconnaissance à la plus grande source de ma force et de mon soutien moral (whenever, wherever), ma famille, en particulier ma mère, mon père, mon frère, mes deux sœurs et mon mari. Je vous aime !

Résumé étendu

La Méditerranée occidentale a subi une évolution complexe impliquant la subduction, la collision continentale et l'ouverture de bassins d'arrière-arc. Le bassin Algéro-Baléarique (BAB), situé au sud de la Méditerranée occidentale, offre un excellent témoin de l'interaction entre les processus profonds et de surface. Néanmoins, son origine et son mode d'ouverture demeurent encore mal déterminés. Pour cette raison, ce travail vise à apporter de nouvelles contraintes sur son évolution pré-messinienne. Pour y parvenir, une nouvelle interprétation sismostratigraphique des données de sismique-réflexion à pénétration profonde corrélée conjointement à des anomalies magnétiques réduites au pôle et aux témoins géologiques de la marge Algérienne ont permis de construire un modèle d'âge des premières unités pré-messinienne recouvrant le domaine océanique, et de proposer un scénario inédit d'évolution géodynamique du BAB en se concentrant sur l'histoire du Bassin Est Algéro-Baléarique (BEAB) au cours du Miocène moyen.

En premier lieu, selon la corrélation terre-mer entre les faciès sismiques et les affleurements sédimentaires, nous avons montré que les dépôts les plus anciens recouvrant le plancher océanique du BEAB sont du Langhien, soit plus jeunes que les dépôts syn-rift identifiés sur la croûte continentale étirée de la Petite Kabylie. Ces sédiments deviennent plus jeunes (Serravallien) et plus minces en s'approchant du centre d'accrétion situé au niveau d'une anomalie négative centrale. Par ailleurs, la corrélation spatiale entre les anomalies magnétiques et les interprétations des unités acoustiques pré-messinienne a permis de proposer un modèle d'âge d'ouverture hypothétique montrant que l'accrétion océanique du BEAB s'est produite rapidement ($\sim 2,45 \pm 0,18$ Ma) durant le Langhien-Serravallien avec un demi-taux d'accrétion de $3,7 \pm 0,5$ cm/an à mi-distance d'un pôle de rotation situé près de Minorque. Au final, toutes ces observations sont intégrées dans un modèle d'évolution géodynamique en 4 phases majeures: (1) création d'un premier bassin d'arrière-arc très étiré accommodant la dérive vers le sud des Kabylides, sous l'effet du recul du slab Téthysien entre l'Aquitainien et le Langhien inférieur, (2) ouverture rapide d'un nouveau bassin océanique en éventail à l'Est (BEAB) entre le Langhien inférieur et le Serravallien inférieur, à la faveur de la rotation horaire du Bloc du Grand Alboran (BGAl) et la déchirure du slab Téthysien, (3) activité magmatique post-accrétion intense combinée à des flux asthénosphériques induits par la propagation vers l'ouest de la déchirure du slab et la délamination mantellique, formant notamment le haut de Hannibal pendant le Serravallien supérieur - Tortonien inférieur, (4) ouverture des bassins central et occidental depuis le Tortonien jusqu'au Messinien inférieur en réponse au recul du slab de Gibraltar vers l'ouest et à la migration concomitante du BGAl le long de la marge Baléares - Bétiques au nord et de la marge Algérienne au sud, formant des marges de type '*STEP*' (*Subduction-Transform Edge Propagator*). Cette évolution explique l'ouverture tardive du BAB et favorise la fragmentation du BGAl en plusieurs blocs continentaux, témoignant du rôle prépondérant de la dynamique mantellique et de la déchirure des slabs dans la genèse de ce domaine d'arrière-arc.

Extended abstract

The western Mediterranean has undergone a complex evolution involving subduction, continental collision and back-arc basins opening. The Algero-Balearic Basin (ABB), located in the southern part of the Western Mediterranean, offers an interesting example of the interaction between deep and surface processes. Nevertheless, its origin and mode of opening remain poorly defined. For this purpose, the present work aims to bring new constraints on its pre-Messinian evolution. To this end, a new seismo stratigraphic interpretation of deep-penetration seismic-reflection data correlated with reduced to the pole magnetic anomalies (RTP – MA) and onshore geological records of the Algerian margin have allowed us to establish an age model for the first pre-Messinian units overlying the oceanic domain, and to propose a new scenario for the ABB geodynamic evolution, while focusing on the Middle Miocene history of the Eastern Algero-Balearic Basin (EABB).

First, based on the on-offshore correlation of seismic facies and sedimentary outcrops, we demonstrate that the oldest deposits overlying the oceanic crust of the EABB are Langhian, i.e., younger than the syn-rift deposits identified on the stretched continental crust of Lesser Kabylia. These sediments are younger (Serravallian) and thinner near the seafloor spreading center located along a negative central anomaly. Moreover, the correlation of the RTP - MA with the interpretation results of the pre-Messinian acoustic units led us to suggest a hypothetical opening age model for which the results show that the seafloor spreading of the EABB was rapid ($\sim 2.45 \pm 0.18$ Ma) during the Langhian-Serravallian times with a half- seafloor spreading rate of 3.7 ± 0.5 cm/yr midway to a rotation pole located near Minorca. Finally, all these observations are integrated into a 4 major phases geodynamic evolution model: (1) birth of a first highly stretched back-arc basin that accommodated the southward drift of the Kabylia blocks, driven by the Tethysian slab retreat between the Aquitanian and Lower Langhian; (2) rapid opening of a new fan-shaped oceanic basin to the east between the Lower Langhian and Lower Serravallian as a result of the clockwise rotation of the Greater Alboran Block (GALB) and the tearing of the Tethysian slab due to the collision of Lesser Kabylia; (3) intense post-accretion magmatic activity associated with asthenospheric upwelling induced by westward propagation of the slab tear and mantle delamination, forming the Hannibal High during the Upper Serravallian - Lower Tortonian; (4) late opening of the central-western basins from the Tortonian to probably the Lower Messinian in response to the westward rollback of the Gibraltar slab and the concomitant migration of the GALB along the Balearic-Betic margin to the north and the Algerian margin to the forming "STEP" (Subduction-Transform Edge Propagator) type margins. This evolution explains the late opening of the ABB and favors the fragmentation of the GALB into several continental blocks, testifying to the prominent role of mantle dynamics and slab tearing in the genesis of this back-arc domain.

Table des matières

Remerciements	5
Résumé étendu	7
Extended abstract	9
Table des matières	11
Liste des figures	15
Liste des tableaux	41
Introduction Générale	43
i. Contexte et objectifs de la thèse	45
ii. Organisation du manuscrit	52
Chapitre I	55
I. Les bassins d'arrière-arc : état des connaissances	55
1. Classification des bassins sédimentaires liés aux zones de subduction	57
2. Géodynamique générale des bassins d'arrière-arc	57
3. Dynamique des slabs et du manteau	62
3.1. <i>Slab-pull</i> et <i>slab roll-back</i>	65
3.2. Coin asthénosphérique ou “ <i>Corner flow</i> ” (“ <i>wedge flow</i> ” ou “ <i>induced asthenospheric convection</i> ”)	67
3.3. Modèle de l'ancre flottante (<i>Sea Anchor</i>)	67
3.4. La déchirure et la rupture du slab	68
3.5. La stagnation du slab ou « <i>stagnant slab</i> »	72
3.6. La dynamique mantellique	73
3.7. Conséquences sur la déformation de la plaque supérieure	76
3.8. Consensus et points de convergence	77

4. Cas d'étude représentatifs	80
4.1. Bassin de Lau (Pacifique)	82
4.2. Bassin Tyrrhénien (Méditerranée)	84
4.3. Bassin Est-Scotia (Atlantique)	87
Chapitre II	91
II. Le bassin Algéro-Baléarique : une position-clé en Méditerranée occidentale	91
1. Histoire de l'évolution de la Méditerranée occidentale	93
1.1. Histoire de la Téthys	94
1.2. Domaine téthysien de la marge algérienne	96
1.3. Convergence Afrique-Eurasie	103
1.4. Sismicité et réactivation tectonique de la marge Algérienne	106
1.5. Apport de la tomographie sismique	108
1.6. Subduction et retrait du slab téthysien	114
2. La place du bassin Algéro-Baléarique sur cet échiquier	126
2.1. Origine du bassin Algéro-Baléarique à travers l'évolution de Méditerranée Occidentale	126
2.2. Structure profonde et nature de la croûte	139
2.3. Flux de chaleur	145
2.4. Marges de type <i>STEP</i>	147
2.5. Magmatisme de la marge Algérienne : marqueur de changements géodynamiques	150
3. Aperçu sur la Crise de Salinité Messinienne	153
3.1. Les caractéristiques de la crise et ses causes	154
3.2. Chronologie de la crise	159
3.3. Particularités des séries messiniennes au large de l'Algérie	160
Chapitre III	165
III. Données et Méthodologie	165
1. Base de données utilisée	167
1.1. Données sismiques	167
1.2. Forages	186
1.3. Données de champ de potentiel	188

2.	Traitement des données	194
2.1.	Mise en forme des données et harmonisation de la base	194
2.2.	Conversion des profils Tiff en Segy	195
3.	Méthodologie - Stratégie	201
3.1.	Approche synthétique de la stratigraphie séquentielle et méthode d'interprétation des données	201
3.2.	Ajustement des interprétations sismiques aux points de croisement	214
3.3.	Modèle d'âge stratigraphique et corrélation entre chronos	215
3.4.	Cartographie de la profondeur du socle et de l'épaisseur des unités acoustiques	222
Chapitre IV		225
IV.	Organisation magnétique et sismostratigraphique du bassin Est Algéro-Baléarique	225
1.	Analyse des anomalies magnétiques et construction du modèle d'âge	227
2.	Synthèse litho-stratigraphique des affleurements néogènes à terre	234
2.1.	Description et répartition spatio-temporelle des dépôts du Néogène de la marge Algérienne à terre	234
2.2.	Conclusion sur la stratigraphie de la marge algérienne	259
3.	Interprétation sismo-stratigraphique des unités acoustiques à l'échelle du bassin Est-Algéro-Baléarique	260
3.1.	Les unités pré-messiniennes	261
3.2.	Intégration générale des observations terre-mer	282
3.3.	Cartographie isopaque	289
3.4.	Modèle stratigraphique des âges relatifs	293
3.5.	Modèle paléomagnétique	297
Chapitre V		301
V.	Proposition d'une évolution géodynamique du bassin Est-Algéro-Baléarique	301
1.	Introduction	303
2.	Back-Arc Dynamics Controlled by Slab Rollback and Tearing: A Reappraisal of Seafloor Spreading and Kinematic Evolution of the Eastern Algero-Balearic	304
2.1.	Abstract	305
2.2.	Introduction	305

2.3. Geological setting and kinematic models	308
2.4. Data Set and methods	317
2.5. Results	325
2.6. Discussion	332
2.7. Conclusion	344
Chapitre VI	361
VI. Proposition d'une évolution géodynamique du bassin Algéro-Baléarique	361
1. Synthèse stratigraphique du bassin Algéro-Baléarique central et occidental	363
1.1. Zone du Haut de Hannibal	364
1.2. Bassin centre-ouest	370
1.3. Bassin occidental (Zone de Mostaganem - Oran)	379
1.4. Conclusion sur l'évolution sédimentaire et chronologique de dépôts néogènes	386
2. Évolution des bassins central et occidental à travers l'histoire globale du bassin Algéro-Baléarique	388
Chapitre VII	395
VII. Conclusion et perspectives	395
1. Conclusion	395
2. Perspectives	397
Références	399

Liste des figures

Introduction Générale

- Figure 1.** Carte tectonique de la région de la Méditerranée occidentale et centrale. Modifiée d'après Romagny et al. (2020).....**47**
- Figure 2.** Schéma en 3D de la géométrie en profondeur des slabs Téthysiens sous la Méditerranée actuelle basé sur des indices de tomographie et de déformation issus de la sismologie. Les flèches sont les directions supposées de l'écoulement du manteau sous les domaines d'arrière-arc (en rouge) et les slabs plongeants (en bleu). Les flèches noires épaisses sont les principaux chevauchements entre plaques ou blocs à la surface. Les zones en bleu foncé (ou en gris si positionnées en arrière-plan) sont les "tranches" de slab résultant de déchirures latérales (voir explications dans le texte). La position et la continuité des slabs peut différer selon les auteurs. Principales plaques ou micro-plaques : Af : Afrique ; Eu : Eurasie ; Ar : Arabie ; An : Anatolie ; Aa : Apulo-adriatique. Figure modifiée d'après Jolivet et al. (2019) par Miramontes et al. (2021).....**50**

Chapitre I

- Figure I. 1.** Illustration montrant les différents bassins liés au processus de formation d'une zone de subduction, modifiée d'après Einsele (2000).**59**
- Figure I. 2.** Schéma montrant l'évolution d'un bassin d'arrière-arc dans une zone de subduction. Modifié d'après Rafferty (2011).**62**
- Figure I. 3.** Schéma conceptuel de la zone de subduction montrant les grands éléments structuraux des zones de subduction ainsi que les principales forces contrôlant leur dynamique et les flux associés. Modifiée d'après Heuret et Lallemand (2005).....**64**
- Figure I. 4.** Illustration montrant les mécanismes d'entraînement de l'extension de l'arc postérieur liés à la subduction. A) Principaux éléments d'un système de subduction. T = position de la fosse, V = arc volcanique. Modifiée d'après Mantovani et al. (2001).**66**
- Figure I. 5.** Illustrations schématiques des processus impliquant une déchirure ou une rupture du panneau plongeant en subduction. (a) Rupture du panneau plongeant associé au stade final du détachement du slab : ce processus est appelé slab break-off. (b) Déchirure verticale et progressive du slab. (c) Déchirure horizontale et progressive du slab. (d) Bloc-diagramme montrant une faille lithosphérique (Tear-fault) séparant deux slabs en subduction, La flèche

courbée indique une remontée de l'asthénosphère, ce qui déclenche un magmatisme lié à la déchirure lors de la propagation de la faille. D'après Rosenbaum et al. (2008)..... **69**

Figure I. 6. Différentes zones de subduction soumises au recul de la fosse et qui montrent une déformation transformante et une rotation sur les bordures de la fosse (Govers & Wortel, 2005). Ce type de déformation appelé *STEP* (Subduction Transform Edge Propagator) est observé dans (a) le bassin nord-fidjien, (b) toute la Méditerranée, (c) la fosse des Petites Antilles, (d) la fosse de Sulawesi et (e) dans la fosse des Sandwich du Sud. Modifiée d'après Govers & Wortel (2005)..... **71**

Figure I. 7. Schéma montrant la localisation actuelle de slabs en Méditerranée occidentale, déduite de la tomographie sismique, ainsi que les fenêtres asthénosphériques (slab-windows) associées. D'après Faccena et al. (2004). **72**

Figure I. 8. Schéma montrant un cas type d'évolution d'un bassin d'arrière-arc dû à une déflexion du slab dans l'asthénosphère (slab stagnant, Zou et al., 2008). Modifié d'après Merle (2011)..... **73**

Figure I. 9. Schéma illustrant les lignes de flux simples associées au mouvement toroïdal et poloïdal. Le flux poloïdal est une forme de convection dont l'axe des cellules de convection est horizontal, tandis que dans le flux toroïdal, l'axe est vertical. Modifié d'après Bercovici et al. (2000)..... **75**

Figure I. 10. Illustration montrant les modèles conceptuels permettant d'expliquer la déformation de plaque supérieure dans les zones de subduction. (a) Le modèle du recul de la fosse (rollback) induit par la traction du slab, et dans lequel l'extension de l'arrière-arc est finalement induite par le flux de retour toroïdal du manteau induit par le slab-rollback. (b) Le modèle de push-back de la fosse induit par la plaque supérieure, et dans lequel le raccourcissement de l'arrière-arc est induit par l'écoulement poloïdal du manteau induit par un enfoncement du slab sous la plaque supérieure. Modifiée d'après Schellart et Moresi, 2013. **76**

Figure I. 11. Illustration montrant de haut en bas une séquence temporelle schématique des deux principaux modes d'ouverture des bassins d'arrière-arc. a) le cas du slab roll back dans lequel la plaque de traction est considérée comme fixe (indiquée par un point noir) et la charnière de la fosse se déplace relativement vers la mer (indiquée par une petite flèche pointant vers la droite), séparant une section de la plaque chevauchante qui se déplace avec la fosse de la plaque de traction qui reste fixe. Malgré le mouvement de la fosse vers l'océan, la plaque océanique elle-même continue de converger avec la plaque de traction et la plaque chevauchante, comme l'indique le mouvement relatif de l'île océanique vers la gauche (grande

flèche). b) le cas de l'ancre flottante dans lequel la charnière de la fosse est considérée comme résistant au mouvement (point noir) en raison d'une force d'ancrage 'sea anchor' du slab. D'après Martinez et al. (2007).	79
Figure I. 12. Schéma montrant les paramètres qui conditionnent la genèse de bassins arrière-arc. Modifié d'après Heuret (2005).	80
Figure I. 13. Localisation des bassins d'arrière-arc dans le monde. Le système de bassins d'arrière-arc de l'Antarctique occidental est en grande partie en dehors de la carte. Modifié d'après Artemieva et Thybo (2020).	81
Figure I. 14. A droite, emplacement géographique et caractéristiques tectoniques du Pacifique sud-ouest ; à gauche, caractéristiques tectoniques et bathymétrie régionale du bassin Lau. Les zones gris clair représentent les isobathes de 2000 m, les flèches vertes indiquent les directions de convergence et les vitesses (cm / an) et les lignes bleues représentent les centres d'accrétion. SC = centres d'accrétion, STEP = Subduction-Transform-Edge-Propagator boundary. Modifié d'après Anderson et al. (2020).	83
Figure I. 15. a. Carte structurale illustrant la position de la mer Tyrrhénienne avec les majeures unités structurales majeures ; b, c et d : modèle de l'ouverture du bassin en arrière-arc et de l'évolution du système de subduction. D'après Loreto et al. (2021).	86
Figure I. 16. En haut : Carte montrant le cadre tectonique de la dorsale East Scotia dans la région de la mer Scotia, d'après Fretzdorff et al. (2002). En bas : Schéma de la zone de subduction des Sandwich du Sud avec l'emplacement des segments de la dorsale East Scotia (E1-E9) ; Les flèches indiquent la direction de l'accrétion le long de la dorsale East Scotia et le mouvement relatif de la plaque en subduction, les symboles de rotation montrent le sens du mouvement observé régionalement sur les failles transformantes, ou les rotations paléomagnétiques autour d'un axe vertical. D'après Govers et Wortel (2005).	88
Figure I. 17. Schéma des flux mantelliques sous l'arc de Sandwich du Sud et le bassin arrière-arc. D'après Livermore (2003).	89

Chapitre II

Figure II. 1. Carte morpho-structurale de la région de la Méditerranée occidentale montrant les principaux bassins (mer d'Alboran, bassin Algéro-Baléarique, golfe ou fossé de Valence, bassin Liguro-Provençal, mer Tyrrhénienne) et l'ensemble des ceintures orogéniques environnantes.	93
---	----

- Figure II. 2.** Reconstruction de la Néo-Téthys océanique au Crétacé, avec ses continents en ruban et ses fragments continentaux, et la paléogéographie des continents environnants. Encart : reconstruction de la Pangée au début du Trias, avec les positions paléogéographiques relatives de la Paléo-Téthys, de la Néo-Téthys et du continent cimmérien. D'après Dilek & Furnes (2019).....**96**
- Figure II. 3.** Schéma structural de la méditerranée occidentale montrant les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et de la Méditerranée Occidentale ainsi que la dispersion du domaine AlKaPeCa. Modifié d'après Frizon de Lamotte et al. (2000).....**97**
- Figure II. 4.** Modèle de reconstruction cinématique de l'édification de la chaîne des Maghrébides et de l'ouverture concomitante du bassin Algéro-Baléarique entre l'Eocène Terminal et le Pléistocène sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne. D'après Frizon de Lamotte et al. (2000).**98**
- Figure II. 5.** Positions reconstituées de l'AlKaPeCa depuis 21 Ma, illustrant (sans détail) sa fragmentation en grands domaines. Al = Alboran ; Ca = Calabre ; CIR = Chaîne ibérique centrale ("Central Iberian Ranges") ; EBD = Faille transformante d'Emile Baudot ; GoL = Golfe du Lion ; GoV = Golfe de Valence ; Ka = Kabyliques ; NAT = Transformante de l'Afrique du Nord ("North African Transform") ; NBTZ = Zone Transformante du Nord des Baléares ("North Balearic Transform Zone") ; Pe = Montagnes Peloritani. D'après van Hinsbergen et al. (2014, 2020).....**99**
- Figure II. 6.** Schéma structural de la répartition des différentes unités du domaine Kabyle ou AlKaPeCa. D'après Domzig et al. (2006a).....**100**
- Figure II. 7.** Coupe structurale schématique de la chaîne Maghrébide montrant la disposition des zones internes et externes. D'après Durand Delga (1969).**100**
- Figure II. 8.** En haut : Schéma paléogéographique de la région méditerranéenne centrale et occidentale illustrant la position des flyschs (Oligocène supérieur- Miocène inférieur). En bas : coupe synthétique (trait rouge en haut) tectono-sédimentaire du bassin maghrébin de flyschs et de ses marges interne et externe (respectivement la micro-plaque méso-Méditerranéenne et la marge africaine) au cours de l'Oligocène-Miocène précoce. D'après Guerrero et al. (2012).**102**
- Figure II. 9.** Carte tectonique de la Méditerranée montrant les principales ceintures montagneuses et les bassins, (Jolivet et al., 2020) ainsi que les vecteurs de déplacement de la plaque africaine par rapport à l'Europe stable (Dewey et al., 1989 ; Jolivet et al., 2009).....**104**

Figure II. 10. a) Interprétation tectonique du champ de contrainte GPS. Les lignes noires continues représentent les principales failles actives. Les nombres indiquent le mouvement horizontal en mm/an. Les flèches à la base de l'image indiquent la convergence relative entre Afrique et Eurasie. Les hachures grises correspondent à une zone de raccourcissement possible selon le modèle considéré. OFS = offshore fault system, AR = Alboran ridge, YF = Yussuf fault, GNC = Ghardimaou – North Constantine fault. b) Vitesses du Global Navigation Satellite System (GNSS) et ellipses de certitude à 95 % dans un cadre de référence fixe de la Nubie. Les stations GNSS continues et épisodiques sont indiquées par des flèches jaunes et rouges, respectivement. c) Champ de vitesse de déformation géodésique : les flèches rouges et bleues représentent respectivement les vitesses de déformation horizontale d'extension (ϵ_{Hmax}) et de contraction (ϵ_{Hmin}) les plus élevées ; les couleurs de l'arrière-plan indiquent la vitesse de déformation de rotation (qui décrit les rotations par rapport à un axe vertical positif descendant, avec le sens horaire (cw) positif et le sens antihoraire (ccw) négatif, comme dans les conventions géologiques normales). D'après Bougrine et al. (2019) et Sparacino et al. (2020).

.....105

Figure II. 11. Carte montrant les mécanismes au foyer pour les séismes de magnitude supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 40 km survenus entre 1950 et 2015 (D'après Ousadou et Bezzeghoud (2019)) superposée avec la carte néotectonique de l'Afrique du Nord-Ouest D'après Leprêtre et al., 2018). La taille est proportionnelle à la magnitude.107

Figure II. 12. Carte topographique de la région Alpes-Méditerranée et localisation des segments de slab dans le manteau supérieur jusqu'à 300 km de profondeur. Les hachures indiquent les trois catégories de slabs : les segments de slabs attachés qui descendent jusqu'au 300 km, les segments de slabs peu profonds qui se terminent à une profondeur inférieure à 300 km et les segments de slabs détachés de la lithosphère dans l'avant-pays. Aeg: Aegean Slab, Ant: Antalya Slab, Btc: Betic Slab, CA: Central Alpine Slab, CAA: Central Anatolian Anomaly, Cl: Calabrian Slab, CpN: Northern Carpathian Slab, CpS: Southern Carpathian Slab, Di: Dinaridic Slab, DiD? : Detached Dinaridic Slab, EA: eastern Alpine Slab, Gib: Gibraltar Slab, He: Hellenides Slab, Kb: Kabyliides Slab, NA: Northern Apenninic Slab, Py: Pyrenees Slab, and WA: Western Alpine Slab. D'après El Sherkawy et al. (2020).109

Figure II. 13. Anomalies de Calabre et de Gibraltar imagées par la tomographie des ondes P. la ligne rouge sur le globe marque l'emplacement de l'enregistrement géologique actuel interprété comme s'étant formé pendant la subduction du slab ; En haut à droite : Carte de localisation de la coupe verticale. En bas à droite : coupes verticales montrant l'amplitude,

l'étendue verticale et latérale et la tendance du pendage des anomalies. Modifiée d'après van der Meer et al. (2018).....	111
Figure II. 14. Anomalie tomographique des Kabyliques imagée par analyse des ondes P. La ligne rouge sur le globe marque l'emplacement de l'enregistrement géologique actuel interprété comme s'étant formé pendant la subduction du slab ; En haut à droite : Carte de localisation de la coupe verticale. En bas à droite : coupes verticales montrant l'amplitude, l'étendue verticale et latérale et la tendance du pendage des anomalies. Modifiée d'après van der Meer et al. (2018).	112
Figure II. 15. En haut : Carte à 150 km de profondeur montrant les emplacements des profils. En bas : Coupes verticales de vitesse avec la topographie le long des profils tracée au-dessus. Modifié d'après El Sherkawy et al. (2020).....	114
Figure II. 16. A) Schéma illustrant les caractéristiques structurales et géodynamiques à grande échelle des orogènes de subduction. B) Coupes transversales à l'échelle lithosphérique montrant les différentes géométries et positions des slabs (paléo et actuels) en Méditerranée dans un contexte d'orogène de subduction. Géométries générées à partir d'images de tomographie sismique. Modifiée d'après Royden & Faccenna (2018).	115
Figure II. 17. Illustration schématique des trois modèles de subduction proposés pour l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale montrant également la paléogéographie à 35 Ma. D'après Romagny et al. (2020).	117
Figure II. 18. Carte tectonique de la région de la Méditerranée occidentale et centrale. Modifiée d'après Romagny et al. (2020).	118
Figure II. 19. Exemples de reconstructions anciennes montrant la Méditerranée occidentale avant l'ouverture des bassins d'extension du Cénozoïque supérieur. (a) Argand (1924) ; (b) Carey (1958) ; (c) Alvarez et al. (1974) ; (d) Boccaletti & Guazzone (1974). Ap = Apennins ; Ba = Baléares ; Be = Bétique ; Ca = Calabre ; Co = Corse ; Ka = Kabylie ; Sa = Sardaigne ; Si = Sicile. D'après Rosenbaum et al. (2002).	119
Figure II. 20. Modèles conceptuels des différents modèles géodynamiques proposés pour expliquer l'extension dans le bassin d'Alboran. (a) Retrait convectif : la racine est retirée en raison de son instabilité gravitaire. (b) Elimination convective du manteau : la racine se détache de la partie inférieure de la croûte. (c) Slab rollback : la zone de subduction recule. (d) Rupture du slab : le slab se détache. D'après Martínez-García (2012) et Platt et al. (2013).....	123
Figure II. 21. Schéma structural du substratum magnétique du bassin Algéro-Baléarique. Au large, l'arrière-plan représente les anomalies magnétiques (Schettino et Turco (2007)). A terre,	

esquisse géologique montrant les différents domaines structuraux des Maghrébides et de la marge onshore Algérienne ; NBFZ = zone transformante du nord des Baléares ; EBE = Escarpement d'Emile Baudot ; ME = Escarpement de Mazarron ; EABB = bassin Est Algéro-Baléarique ; HD = Domaine d'Hannibal ; WABB = bassin Ouest Algéro-Baléarique. Ligne blanche pointillée = Limite entre la croûte de transition et la croûte continentale. Ligne pointillée bleu clair = Limite entre la croûte de transition et la croûte océanique.....**125**

Figure II. 22. a) Reconstruction de la dérive avant la création du bassin des Baléares obtenue en éliminant les zones couvertes par des anomalies magnétiques linéaires. LK- GK : Petite et grande Kabylie, Sard ; Sardaigne, Cor : Corse. Zone 1 : bassin liguro-provençal, Zone 2 : bassin Algéro-Baléarique oriental, Zone 3 : bassin Algéro-Baléarique central occidental. b) Carte des anomalies magnétiques du bassin Liguro-Provençal, c) du bassin Algéro-Baléarique oriental et du bassin Algéro-Baléarique central occidental. Profils d'anomalies magnétiques à travers la zone 2 montrant la symétrie par rapport à l'anomalie Ase. D'après Bayer et al. (1973).**130**

Figure II. 23. A gauche : Reconstruction de la fin du Miocène supérieur et moyen : Formation des bassins d'Algéro-Provençal et des Baléares du Sud. A droite : Reconstruction du début du Miocène inférieur : Développement d'un sphénochasme au sud-ouest de la Sardaigne, suite à la collision de la Petite Kabylie avec la marge continentale nord-africaine. L'ouverture est accommodée par un plan de subduction N-S à 5°30'. D'après Cohen (1980).**132**

Figure II. 24. Schéma montrant l'évolution géodynamique du bassin Algéro-Baléarique à 23, 16 et 8 Ma. Le collage des grande et petite Kabylides s'est fait vers 16 Ma à la paléo-marge africaine ; L'ouverture du bassin Algéro-Baléarique s'accompagne de la migration vers l'ouest du plancher océanique néoformé le long d'une transformante située au nord de la marge Algérienne. D'après Mauffret et al. (2004).**133**

Figure II. 25. Ajustement initial des micro-plaques de la Méditerranée occidentale au chrone C13n (33,1 Ma), puis reconstructions de plaques du chrone C13n au chrone C6n, selon Schettino et Turco (2006). CAL = Calabre ; COR = Corse ; GK1-GK4 = Grande Kabylie ; IBZ = Ibiza ; MAL = Majorque ; MEN = Minorque ; NSR = Sardaigne du Nord ; PKB = Petite Kabylie ; SCR = Corse du Sud ; SSR = Sardaigne du Sud ; STB = Bloc Tyrrhénien Sud et SCH = Canal de Sardaigne. Les lignes rouges représentent les centres d'accrétion, les lignes en gris clair situées de part et d'autre correspondant à des isochrones liées à l'ouverture des domaines océaniques. La ligne bleue représente la fosse de subduction entre les plaques Eurasie et Afrique. Les lignes noires schématisent les failles décrochantes et les zones de subduction. Les

flèches noires montrent les directions et amplitudes des déplacements relatifs de plaques. D'après Schettino et Turco (2006)..... **135**

Figure II. 26. A gauche : Modèle d'ouverture en portes de saloon. La propagation, dans des directions opposées, de deux rifts situés en vis à vis implique la rotation symétrique des blocs West2 et East2 autour des pôles de rotation P1 et P2. Les croix représentent la croûte continentale. Les zones foncées correspondent à la croûte continentale étirée, tandis que les zones claires correspondent à la croûte océanique. Les lignes pleines représentent les isochrones d'accrétion du plancher océanique. A droite : Reconstruction à 21-19 Ma, les rifts se sont propagés vers le sud-ouest dans le fossé de Valence et vers le nord-est dans le bassin Liguro-Provençal et vers le sud des Baléares mais sans accrétion océanique. Reconstruction à 18-15 Ma, accrétion océanique des bassins Algéro-Baléarique /Liguro-provençal et collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec l'Afrique du Nord. D'après Martin (2006). **136**

Figure II. 27. Modèle géodynamique proposé de la Méditerranée occidentale, représenté sur la carte des anomalies magnétiques. Les lignes blanches sont les limites de la croûte océanique. a : Reconstruction avant l'ouverture principale du bassin Algéro-Baléarique, vers 19Ma, pendant l'ouverture du bassin Liguro-Provençal. L'ouverture océanique se produit dans une direction SSE-NNO parallèle à la NBTZ (North Baleares Transform zone). Un petit domaine océanique s'est probablement formé juste au sud de la NBTZ pendant un premier mouvement vers le sud du GK (Grande Kabyle). b : Situation actuelle, après l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique dans une direction ENE-OSO dans deux corridors principaux. Le coin supérieur gauche montre une section de tomographie sismique à travers l'Afrique du Nord. D'après Druissi et al. (2015)..... **138**

Figure II. 28. En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de Mostaganem. En bas : modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Mostaganem et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse. L'emplacement du profil grand-angle (SPI02) est indiqué dans l'encart en bas à droite. Spiral, DOI : 10.17600/9010050). **140**

Figure II. 29. A) Anomalie magnétique au niveau du profil de Tipaza. B) Modèle de vitesse issue de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Tipaza. C-D-E-F : Profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Leprière, 2012). L'emplacement du profil grand-angle (SPI06) est indiqué dans l'encart en bas à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des triangles bleus. **141**

- Figure II. 30.** En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de la Grande Kabylie. En bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de la Grande Kabylie à Dellys et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Aïdi et al., 2018). L'emplacement du profil grand-angle (SPI011) est indiqué dans l'encart à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des triangles rouges.....**142**
- Figure II. 31.** En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de Jijel. En bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Jijel et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Mihoubi et al., 2014). L'emplacement du profil grand- angle (SPI022) est indiqué dans l'encart à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des cercles jaunes.**143**
- Figure II. 32.** En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de Annaba. En bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Annaba et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Bouyahiaoui et al., 2014). L'emplacement du profil grand-angle (SPI018) est indiqué dans l'encart à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des triangles rouges et noirs.....**144**
- Figure II. 33.** Limites entre les différents domaines crustaux du bassin Algéro Baléares. D'après Klingelhofer et al. (2022).**145**
- Figure II. 34.** A gauche : Nouvelle carte de contour du flux de chaleur de la Méditerranée occidentale montrant une asymétrie régionale du flux de chaleur dans les bassins Liguro-Provençal et Algéro-Baléarique avec des directions opposées. A droite : Une mise en évidence des tendances régionales du flux thermique et des différentes anomalies locales du flux thermique de la Méditerranée occidentale. Les carrés avec les numéros 1 à 4 correspondent aux zones de plancher océanique utilisées pour estimer l'âge de la croûte océanique. D'après Poort et al. (2020).**147**
- Figure II. 35.** Carte montrant les principales structures géologiques supposées superposées aux anomalies magnétiques du bassin ouest Algero-Baléarique, d'après Medaouri et al. (2014). AD = Domaine d'Alboran (terrane d'AlKaPeCa) ; DZ = Zone "endommagée" ; WKD = Domaine de Kabylie occidentale (terrane de Kabylie occidentale étiré et déformé) ; 1 = Croûte océanique ;

2 = Croûte continentale d'Alboran étirée ; 3 = Domaine Tellien faillé et plissé (transition continent-océan de la marge passive africaine).	149
Figure II. 36. Modèle d'évolution du bassin Algéro-Baléarique proposant une symétrie d'évolution entre l'est et l'ouest Algéro-Baléarique, la déchirure et la migration du slab permettant l'ouverture des bassins est- et ouest-Algéro-Baléarique. Dans ce modèle, deux marges de type <i>STEP</i> seraient formées de façon symétrique de part et d'autre du segment Algéro-Baléarique central. D'après Medaouri (2014).	150
Figure II. 37. Distribution du magmatisme tertiaire dans la région de la Méditerranée centro-occidentale. D'après Carminati et al. (2012).	151
Figure II. 38. Distribution des différentes phases du magmatisme le long de la Méditerranée occidentale. Les couleurs indiquent les années et les formes géométriques indiquent le type de magmatisme. D'après Savelli et al. (2002).	152
Figure II. 39. Carte de la jonction entre l'Atlantique et la Méditerranée à la fin du Miocène et au Pliocène. Les flèches bleues représentent les paléo-courants identifiés dans la littérature (Martin et al., 2014 ; Capella et al., 2019) L'arc volcanique est-Alboran pourrait avoir créé un système d'îles interconnectées au Messinien (Booth-Rea et al. 2018). Le détroit de Gibraltar est ici présenté comme étant la dernière connexion entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien. D'après Krijgsman et al. (2018).	155
Figure II. 40. A) Carte du bassin méditerranéen (modifiée à partir de Lofi, 2018) montrant l'emplacement des principaux bassins intermédiaires et profonds et la distribution spatiale actuelle des unités sismiques du MSC, à l'exception de l'unité inférieure. Modifié d'après Andretto et al. (2021). B) Epaisseur des évaporites et des sédiments liés à la crise de salinité messinienne basée sur l'analyse des faciès sismiques des bassins profonds de la Méditerranée (à l'exclusion des bassins terrestres et des bassins intermédiaires). Modifié d'après Haq et al. (2020).	156
Figure II. 41. Profils sismiques dans les bassins de la Méditerranée occidentale montrant les marqueurs et les unités de la crise de salinité messinienne. Modifié d'après Andretto et al. (2021).	158
Figure II. 42. Extrait de coupes sismiques dans le bassin Algéro-Baléarique montrant les unités messiniennes (en haut, milieu) ainsi que la surface d'érosion (en bas). La localisation des extraits est indiquée sur l'encart en carte. De bas en haut, les évaporites inférieures « Lower Messinian Unit » (LU) n'est pas séparée des unités pré-messinienne par un réflecteur marqué. Son toit est la base du sel, et est donc particulièrement repérable. Cet horizon est le plus ancien	

horizon post-ouverture du bassin visible sur toute la marge, et est donc supposé avoir été plat au moment de son dépôt. Cependant, son interprétation nécessite la prise en compte des effets de pull-up liés aux diapirs. La Mobile Unit (MU), ou unité salifère, est responsable du diapirisme observé tout le long de la marge Algérienne. Ce diapirisme peut refléter les déformations des horizons plus profonds, mais aussi les masquer ou les déformer. Les évaporites supérieures « Upper Unit » (UU) est la dernière unité messinienne. C'est un horizon remarquable, mais dont l'organisation ne reflète pas seulement la déformation du bassin, mais également le diapirisme de la Mobile Unit sous-jacente. La MES (Messinian erosion surface) est surmontée par la séquence Plio-Quaternaire et résulte de l'érosion de la marge continentale.

..... 163

Chapitre III

Figure III. 1. Dispositif d'acquisition couplant la sismique-réflexion (multitrace - SMT) de haute fréquence et de haute résolution et la sismique-réfraction (ou grand-angle- SGA) de basse fréquence et de forte pénétration (Sismique-réflexion et sismique-réfraction ; <https://wwz.ifremer.fr/gm/Comprendre/Nos-moyens/La-sismique-reflexion/Les-sismiques>).

..... 169

Figure III. 2. Sections sismiques de qualités variables issues de différentes campagnes. ... 170

Figure III. 3. Plan de position montrant les lignes sismiques disponibles dans notre base de données et utilisées dans ce travail. " L " : acquis par WesternGeco (2000-2002 ; Cope, 2003) ; " SPI " : acquis pendant le projet SPIRAL (Graindorge et al., 2009), comprenant cinq profils sismiques grand-angle avec les positions des OBS ; " ALE " (Total) ; " MS " (profils MCS) acquis par OGS (1972 - 1979 R/V Marsili, Finetti & Morelli, 1972) et "M" (coupes sismiques publiées sous format Tiff, Medaouri et al., 2014)..... 171

Figure III. 4. a) Plan de position montrant les lignes sismiques acquises par Westerngeco (2000-2002) (Cope, 2003) ; b) Plan de position des lignes sismiques Westerngeco disponibles dans ma base de données. 175

Figure III. 5. a) Plan de position montrant les lignes sismiques publiées dans le travail précédent réalisé sur le bassin Algéro-Baléarique par Medaouri et al. (2014). 178

Figure III. 6. Position des profils de sismique-réflexion – grand-angle issus du projet SPIRAL. En rouge : Position des OBS..... 178

Figure III. 7. Schéma illustrant la séquence de traitement initialement appliquée sur le N/O L'Atalante (logiciel « Geocluster »). Les étapes encadrées en vert correspondent à du contrôle

qualité ou à des étapes intermédiaires. Les étapes en rouge constituent le cœur du traitement. D'après Leprêtre (2012).....	180
Figure III. 8. Position des profils de sismique grand-angle WA-LEG 2 SPIRAL 2009 couvrant les 5 secteurs de la marge Algérienne.....	181
Figure III. 9. Plan de position des profils sismiques ALE et SH.	183
Figure III. 10. Plan de position des profils sismiques MS.	185
Figure III. 11. Plan de position des profils sismiques acquis pendant les campagnes MARADJA et MARADJA2/SAMRA (2003 et 2005).	186
Figure III. 12. Plan de position des différents sites forés dans le bassin Algéro-Baléarique et dans les bassins environnants.....	187
Figure III. 13. Exemple de cartes des anomalies magnétiques élaborées dans le bassin de la Méditerranée occidentale utilisant des représentations variables des valeurs d'anomalies...	190
Figure III. 14. Carte d'anomalies magnétiques de l'offshore Algéro-Baléarique obtenue après la numérisation et la réduction au pôle des données de la compagnie Tidelands (1977). Modifiée d'après Medaouri et al. (2014).	192
Figure III. 15. (a) Anomalies de Bouguer dans le secteur d'Annaba (Bouyahiaoui et al., 2015) ; (b) Anomalies de Bouguer dans le bassin ouest Algéro-Baléarique (Medaouri et al., 2014) ; (c) Anomalies de Bouguer dans le secteur de Jijel (Mihoubi et al., 2014).	192
Figure III. 16. Carte d'anomalies à l'air libre couvrant la Méditerranée occidentale. Les lignes noires en pointillés délimitent les anomalies magnétiques positives. Modifié d'après Driussi et al. (2015).	193
Figure III. 17. Les étapes nécessaires pour convertir des profils Tiff en Segy.	197
Figure III. 18. Extrait montrant la numérisation du profil L8 dans le logiciel Didger.....	198
Figure III. 19. Synthèse du processus de transformation en SEG Y d'après M. Farràn (2012) http://ww2.icm.csic.es/gma/en/content/image2seggy	200
Figure III. 20. Relations entre les strates et les limites de séquence de dépôt. En haut : relations entre les strates et la limite de séquence supérieure ; En bas : relations entre les strates et la limite de séquence inférieure. (Veeken, 2007)	203
Figure III. 21. A gauche : expression de quelques faciès sismiques basée sur l'amplitude, la fréquence, la continuité et la géométrie de la réflexion. A droite : différentes configurations des réflexions au sein des séquences sismiques. D'après Mitchum, Vail, & Sangree (1977) ; Veeken (2007).....	204

Figure III. 22. Paramètres des réflexions sismiques utilisées en stratigraphie sismique et leur signification géologique. D'après Mitchum, Vail, & Sangree (1977).	205
Figure III. 23. Carte montrant la position des différents profils sismiques utilisés dans cette étude, ainsi que la segmentation de notre bassin depuis l'Est (bassin Est-Algéro-Baléarique) vers le centre (Hannibal High), en passant par le bassin centre-ouest et enfin le bassin ouest.	206
Figure III. 24. Figure montrant la corrélation entre les unités acoustiques et unités lithostratigraphiques terrestres, la variation eustatique et l'évolution séquentielle (T-R). Modifiée d'après Arab et al. (2016b).....	207
Figure III. 25. Coupe sismique représentative au large de Béjaïa, montrant les différentes unités sismiques du bassin Algéro-Baléarique oriental (PMU= Pre- Messinian Unit. LU= Lower unit ; MU= Mobile unit ; UU= Upper unit ; PQ= Plio-Quaternaire) et les principaux réflecteurs-horizons (B - R8), ainsi que les vitesses moyennes d'intervalle reprises. Encart à droite : localisation de la section sismique.	209
Figure III. 26. Zoom montrant les faciès de la séquence Plio-Quaternaire (post-Messinien). a) Basse fréquence ; b) Haute résolution ; c) Basse résolution.	210
Figure III. 27. Corrélation entre la séquence Plio-quaternaire traversée par le forage DSDP 371 et imagée sur une section sismique à haute résolution.	211
Figure III. 28. Exemples de coupes sismiques aux points de croisement entre profils. a) Croisement entre profil vintage ALE et profil de bonne résolution Westerngeco. b) Croisement entre deux profils Westerngeco. Les sections c et d sont réalisées à partir de croisements entre des profils de ma base de données et des profils au format image interprétés et publiés par Medaouri et al. (2014).....	215
Figure III. 29. Exemple de calcul des vitesses d'intervalle à un point de tir spécifique.	217
Figure III. 30. Zoom sur le bassin Algéro-Baléarique oriental montrant les anomalies magnétiques régulièrement espacées de N-S à NW-SE interprétées comme des bandes noires et blanches représentant les périodes de polarité magnétique normale et inverse, respectivement. Ainsi que les deux parties en fonction de la première unité pré-messinienne déposée sur la croûte océanique. La première partie correspond à la zone comprenant les anomalies magnétiques N2w, R2w, N1w et R1, où l'unité PMU3 est directement déposée sur la croûte océanique. La seconde partie correspond à la zone comprenant les anomalies magnétiques R4w, N3w et R3w où l'unité PMU2 est la première unité déposée sur la croûte océanique. R, N= polarités magnétiques normales et inverses ; W pour Ouest, E pour Est. 219	

Figure III. 31. Haut : Carte du socle acoustique de la région de la Méditerranée occidentale. L'espacement des contours est de 1 km (Schettino & Turco, 2006). Milieu : Carte de la profondeur du socle du bassin Algéro-Baléarique. Intervalle des contours : 200 m. (Mauffret, 2007). Bas : Carte du toit du socle acoustique (base du Tertiaire) (Leroux et al., 2019).223

Chapitre IV

Figure IV. 1. Schéma structural du substratum magnétique du bassin Algéro-Baléarique. Au large, l'arrière-plan représente les anomalies magnétiques réduites au pôle avec l'interprétation des principaux systèmes de failles (modifiée d'après Medaouri et al. (2014) et avec notre interprétation des bandes magnétiques dans le bassin Algéro-Baléarique oriental. A terre, c'est une esquisse géologique montrant les différents domaines structuraux des Maghrébides et de la marge onshore Algérienne ; polarité magnétique normale (N) et inverse (R) ; W = Ouest ; E = Est ; OT= failles transformantes océaniques ; SC= centre d'accrétion océaniques ; STEP = Subduction-Transform-Edge-Propagator ; CF and CP= Cap de Fer et Cape Bougaroun ; KDB = Banc de Khayr-al-Din ; WKD = Western Kabylia domain ; Yusuf-Habibas Ridge = YHR ; NBFZ = zone transformante du nord des Baléares. L'étoile rouge = Pôle de rotation ; EAB = bassin Est Algéro-Baléarique ; WAB = bassin Ouest Algéro-Baléarique. Ligne blanche pointillée= Limite entre la croûte de transition et la croûte continentale. Ligne pointillée bleu clair = Limite entre la croûte de transition et la croûte océanique.228

Figure IV. 2. Zoom sur le bassin oriental Algéro-Baléarique montrant les deux hypothèses de distribution des anomalies magnétiques et les profils calculés à partir de celles-ci. Bandes noires et blanches représentant les linéations magnétiques de polarité magnétique normale (N) et inverse (R) ; Ligne pointillée noire représente la position du profil calculé. Ligne pointillée grise représente la trajectoire à mi-distance du pôle de rotation. Le bloc gris est interprété comme l'anomalie symétrique de (R4e) de polarité inverse supposée être marquée par des intrusions magmatiques tardives qui ont donné sa signature positive.231

Figure IV. 3. Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie montrant la position des bassins côtiers et des différentes unités géologiques. Modifiée d'après Domzig et al. (2006a) ; Leprêtre et al. (2018).235

Figure IV. 4. Coupe typique de l'Oligo-Miocène Kabyle de la marge orientale (Bouillin, 1977).236

- Figure IV. 5.** Coupes de terrain de l'Oligo-Miocène (OMK) le long de la petite Kabylie. Modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018).....**237**
- Figure IV. 6.** Coupe litho-stratigraphique de l'Oligo-Miocène kabyle dans la région de Tizi-n Tleta, route Ouadhias (D'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.**239**
- Figure IV.7.** Levé de coupe de terrain dans la localité de Chetaibi (à moins 500 m du rivage), montrant la succession de séquences de dépôt du Langhien. Modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.**242**
- Figure IV. 8.** Colonne stratigraphique du Miocène d'El Ouloudj à Collo (Bouillin, 1977 ; Carbonnel & Courme Rault, 1997). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe. **244**
- Figure IV. 9.** Coupe sédimentologique à El-Ksar dans la vallée de la Soummam en Petite Kabylie, montrant l'évolution verticale du milieu de dépôt ainsi que l'évolution du faciès et les structures sédimentaires associées. Modifiée d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.**247**
- Figure IV. 10.** Colonne stratigraphique de la formation miocène de Sidi Ali ben Toumi dans le bassin de Soummam. Modifiée d'après Carbonnel et Courme Rault (1997). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.**249**
- Figure IV. 11.** Levé de coupe de terrain de la série miocène affleurant au sud de Sidi Ali Bounab, modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.**251**
- Figure IV. 12.** Colonne stratigraphique de la série miocène de Naciria, modifiée d'après Carbonnel & Courme Rault (1997). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe. **253**
- Figure IV.13.** Levé de coupe de terrain du Langhien d'Agouni Hamiche dans le bassin de Tizi-Ouzou, modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie

est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.	255
Figure IV. 14. Carte morpho-géologique du bassin de la Mitidja et ses environs ; données topographiques SRTM-3 et carte géologique d'Algérie au 1/500'000. Modifiée d'après Guemache et al. (2010).	257
Figure IV. 15. Coupe stratigraphique et lithologique typique du Néogène du bassin du Chélif et de son substratum, modifiée d'après Neurdin-Trescartes (1995). En haut, la carte géologique du bassin du Chélif, modifiée d'après Medaouri (2014). Le point jaune indique la localisation de la coupe.	259
Figure IV. 16. Carte montrant en offshore la position des différents profils sismiques utilisés dans cette étude, ainsi que la segmentation de notre bassin depuis l'Est (bassin Est Algéro-Baléarique) vers le centre (Hannibal High), en passant par le bassin centre-ouest et enfin le bassin ouest.	261
Figure IV. 17. Plan de position des profils sismiques superposé à la carte des anomalies magnétiques dans le bassin Est-Algéro-Baléarique. CDB= Cap de Bougaroun ; CDF= Cap de Fer.	261
Figure IV. 18. Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L1 au large de Béjaïa montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.	263
Figure IV. 19. Extrait du profil L1. a) Version vierge ; b) Version interprétée montrant la subdivision des séquences sédimentaires en différentes unités acoustiques en utilisant les concepts de la stratigraphie sismique directe et indirecte. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position de l'extrait en zoom.	264
Figure IV. 20. Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L1 et L5-L6 mettant en évidence l'évolution des unités pré-messiniennes recouvrant la croûte continentale et océanique et notamment la disparition de l'unité PMU1 au niveau du domaine océanique et le dépôt de la première unité sédimentaire. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.	265
Figure IV. 21. Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L2 dans la région de Jijel) montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-	

- messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.267
- Figure IV. 22.** Trois sections sismiques de différentes résolutions (SPIRAL et Westerngeco) au large de Béjaïa montrant le dépôt de la première unité sédimentaire (PMU2) dans le domaine océanique. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.....268
- Figure IV. 23.** Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L3 dans la région de Jijel montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.270
- Figure IV. 24.** Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L3 et L5-L6 mettant en évidence l'évolution des unités pré-messiniennes recouvrant la croûte continentale et océanique et notamment la disparition de l'unité PMU2 au niveau du domaine océanique et le dépôt de la première unité sédimentaire PMU3. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.271
- Figure IV. 25.** Profil sismique-réflexion WesternGeco- L4 au large de cap de Bougaroun (localisation, encart à droite) montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.....273
- Figure IV. 26.** Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L4 et L5-L6 mettant en évidence l'évolution des unités pré-messiniennes recouvrant la croûte continentale et océanique et notamment l'amincissement et la disparition de l'unité PMU2 et le dépôt de la première unité sédimentaire PMU3. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.274
- Figure IV. 27.** Profil de sismique-réflexion WesternGeco- L5 montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes et l'organisation structurale et sédimentaire de bassins orientaux Algéro-Baléariques (Béjaïa, Bougaroun et Collo). PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité

- inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.276
- Figure IV. 28.** Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L8 au large d'Annaba montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.....278
- Figure IV. 29.** a) Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L7 et L8. b) Coupe du profil sismique-réflexion WesternGeco- droite) mettant en évidence le dépôt et l'amincissement de la première unité déposée sur la croûte océanique PMU3 et la ride océanique au niveau de l'anomalie centrale. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.....279
- Figure IV.30.** Coupe sismique (L5) représentative (au large de Béjaïa) qui montre les différentes unités sismiques du bassin Algéro-Baléarique oriental et les principaux réflecteurs. Les âges proposés, les descriptions lithologiques et les séquences transgressives-régressives (T-R) sont extrapolés à partir d'observations terrestres (Arab et al., 2016b).283
- Figure IV.31.** Corrélation litho-stratigraphique et extrapolation terre-mer, entre les formations néogènes affleurantes le long de la marge de la Grande (a) et la Petite Kabylie (b) et les unités acoustiques interprétées sur les profils sismiques. Modifiée d'après Arab et al. (2016).....288
- Figure IV. 32.** Cartes en secondes temps double de (a) la profondeur de l'Horizon B (toit du socle) et (b) l'épaisseur entre l'Horizon R5 et l'Horizon B (isopaque de la séquence pré-sel) dans le bassin Algéro-Baléarique oriental. Les lignes grises pointillées localisent la transition entre les domaines continental, transitionnel et océanique (Aïdi et al., 2018 ; Bouyahiaoui et al., 2015 ; Mihoubi et al., 2014). Les lignes noires semi-transparentes délimitent les bandes magnétiques R/N. R, N = polarités magnétiques normales et inverses ; W pour Ouest, E pour Est.290
- Figure IV. 33.** a) Données sismiques compilées de : Estelle Leroux (Leroux et al., 2019), Shaza Haidar, Gaia Travan (doctorante U. Lille) et Fadel Raad (doctorant Univ. Montpellier, issus de son propre travail, plus celui d'Olivier Driussi et d'Agnès Maillard) ; b) Résultats de la cartographie du toit du socle en ms TD. c) Résultats de la cartographie du toit du socle en sTD dans le bassin Algéro-Baléarique sur la base de mes propres résultats.292
- Figure IV. 34.** Comparaison entre les taux d'accrétions de différents bassins d'arrière-arc dans le monde. Bassin Scotia oriental (5–7 cm/an ; Barker & Hill,1981) ; Bassin de Manus (13 cm/an

; Taylor, 1979) ; Bassin Woodlark (3-4 cm/an ; Benes et al., 1994 ; Taylor et al., 1999) ; Bassin de Lau (16 cm/an ; Bevis et al., 1995) ; Bassin de Marsili (19 cm/an ; Nicolosi et al., 2007) ; Bassin Tyrrhénien (6 cm/an ; Kastens et al., 1988, 1990).**297**

Figure IV. 35. Schéma montrant la corrélation entre les âges prédits (en haut) calculés à partir des hypothèses discutées dans le tableau IV.2 et les chronos (en bas) tirés des échelles de temps de polarité géomagnétique de Gee et Kent (2007) et de Gradstein et al. (2012). Noter que les âges hypothétiques sont calculés à partir des premiers dépôts recouvrant la croûte océanique (PMU2 ou PMU3) en supposant un taux d'accrétion constant pendant le Langhien-Serravallien. Les rectangles hachurés rouges représentent les incertitudes liées aux âges déduits de l'analyse chronostratigraphique.**299**

Chapitre V

Figure V. 1. Structural map of the Western Mediterranean region displaying the main offshore basins (Algero-Balearic basin, Alboran Sea, Liguro-Provençal Basin, Tyrrhenian Sea and Valencia Trough), Cenozoic structures and distribution of the AlKaPeCa domain on land, modified after Arab, Rabineau, et al. (2016), Lepretre et al. (2018), Pellen et al. (2016), Millia and Torrente (2022) and Moragues et al. (2021). The arrows indicate the relative convergence between Africa and Eurasia from Bougrine et al. (2019). Digital topography is based on the GEBCO 20 (IOC-IHO) online database combined with the bathymetry from GeoMapApp (www.geomapapp.org (Ryan et al., 2009); for the offshore region. Abbreviations: AIF = Al Idrissi Fault; CAL = Calabria; CTFZ = Catalan Fracture Zone; CFZ = Central Fracture Zone; CF = Carboneras Fault; EBE = Emile Baudot Escarpment; GK = Greater Kabylia; JF = Jebha Fault; LK = Lesser Kabylia; ME = Mazaron Escarpment; NF = Nekor Fault; NBFZ = North Balearic Fracture Zone; Pe = Peloritan; YF= Yusuf fault.**306**

Figure V. 2. Simplified sketches of the main conflicting kinematic models featuring the assumed mode and timing of opening of the Algero-Balearic basin within the Western Mediterranean Sea. Redrawn from (a) (Schettino & Turco, 2006), (b) (Martin, 2006), (c) (Mauffret et al., 2004) and (d) Cohen (1980), later re-used by Driussi et al. (2015). Time spans considered are shown on the upper left side of each scenario. Note that except Model C, all models are predicting an opening of the East Algero-Balearic basin (EABB) before 15 Ma, that is, roughly synchronously to the opening of the Liguro-Provençal basin and to the drift of the Corsica-Sardinia block. See text for details.**311**

- Figure V. 3.** Morphological map of northern Algeria and the Algerian offshore basin with geological units onshore and positions of seismic lines offshore. The geological map represents the main units of the Maghrebides and Tell-Atlas belts after Lepretre et al. (2018). Crustal limits after Klingelhoefer et al. (2021). Stars are Ocean Drilling Program (976, 977, 978, and 974) and commercial drilling sites. CB = Cape Bougaroun; CDF = Cap de Fer; CO = Cape El-Ouana.**313**
- Figure V. 4.** Litho-stratigraphic correlation of onshore outcropping Oligo-Miocene series and their extrapolation to the offshore domain for identification of pre- Messinian units, modified from Arab, Rabineau, et al. (2016). Litho-stratigraphic sections with different vertical scales are redrawn after Carbonnel and Courme- Rault (1997) and Arab, Rabineau, et al. (2016). The attributed stratigraphic limits onshore are documented from Bouillin (1986), Courme-Rault (1985), and Carbonnel and Courme-Rault (1997). The (2a) Serravallian of Soummam basin is described at Sidi Aich area (Béjaïa) while the (2b) Tortonian is described at Oued Ghir area by Courme-Rault (1985). The position of each section is marked on the inset at the upper right. Top right is the geologic map of northern Algeria modified from Lepretre et al. (2018).**314**
- Figure V. 5.** Location map of the eastern Algerian margin and basin displaying the seismic lines used in this work. “L”: acquired by WesternGeco (2000-2002; Cope, 2003); “SPI”: acquired during the SPIRAL Project (Graindorge et al., 2009), including five wide-angle seismic profiles with positions of OBS; “ALE”: acquired by Total Company; “MS”: acquired by OGS (1972–1979 R/V Marsili, Finetti & Morelli, 1972) (see Data Repository for more details).....**319**
- Figure V. 6.** Representative multichannel seismic section (off Béjaïa, see location on Figure 5) displaying the seismostratigraphic framework of the EAB (see location on Figure 3), with main seismic units and major reflectors, and correlation with mean interval velocities (modified after Arab, Belhai, et al. [2016]; Arab, Rabineau, et al. [2016]), and Leroux [2012]). Assumed ages, litho-stratigraphic correlations and Transgressive Regressive (T–R) sequences of the Miocene series are extrapolated from onland observations to the offshore domain after Arab, Belhai, et al. (2016); Arab, Rabineau, et al. (2016). The lithology of the Pliocene-Quaternary and Messinian series is taken from DSDP 371 well (Hsu & Montadert, 1978). Note that the lithologies described are those from the continental domain and do not correspond to the facies of the units shown on the seismic profile.....**320**
- Figure V. 7.** (a) Structural scheme of the magnetic substratum of the Algero Balearic basin. Offshore, the background represents the reduced-to-the-pole magnetic anomalies with the

interpretation of the main fault systems (modified after Medaouri et al. [2014]) and our interpretation of magnetic stripes in the eastern Algero- Balearic basin (EABB); (b) Zoom on the EABB displaying regularly spaced N-S to NW–SE magnetic anomalies interpreted as black and white stripes representing periods of normal and reverse magnetic polarity, respectively. R, N = Normal and Reverse magnetic polarities; W for West, E for East; SC = Seafloor Spreading center; *STEP* = Subduction-Transform-Edge-Propagator; CDF, CB and CO= Cap de Fer, Cape Bougaroun, and Cap El Ouana; KDB = Khayr Al-Din Bank; WKD = Western Kabylia Domain. Red star is the approximate position of the rotation pole; Gray dotted line represents the midway path from the rotation pole; Transitional domain of Sardinia from Afilhado et al. (2015).....**321**

Figure V. 8. Crossing seismic sections between seismic lines of different quality (a,b,c,d,e) and one seismic section (f) highlighting the evolution of pre-Messinian units overlying the oceanic crust and their thickness above the fan-shaped magnetization zone of the EABB. Black dots are internal reflectors within the basement. Location of the seismic lines is shown on each inset map.**329**

Figure V. 9. Seismic-based time-structure maps of (a) Horizon B (Basement depth map) and (b) Horizon R5 - Horizon B (thickness of pre-salt sequence) in the EABB. The dotted gray lines locate the transition between continental, transitional, and oceanic domains (Aidi et al., 2018; Bouyahiaoui et al., 2015; Mihoubi et al., 2014). The north-verging ramps displaying the Quaternary inversion of the margin and the normal faults are taken from Arab, Rabineau, et al. (2016), while the basement grids off Sardinia and the Balearic Islands are taken from Driussi et al. (2015) and Leroux et al. (2019). The semi-transparent black lines delineate the R/N magnetic stripes. R, N = Normal and Reverse magnetic polarities; W for West, E for East; CB = Cape Bougaroun; CDF = Cap de Fer; LK & GK = Lesser and Greater Kabylia blocks..**331**

Figure V. 10. Synthesis of chrono-lithostratigraphic logs across the EAB. Depths are in seconds two-way travel time (s twt) below sea-level. The mean thickness of each unit is obtained at the crossing points of the seismic sections on the deep offshore (Letters A-G and A'-F', inset). N, R = Normal and Reverse polarities, respectively; W for West, E for East. Dashed black line locates the transition between continental and oceanic domains (after (Bouyahiaoui et al., 2015; Mihoubi et al., 2014). Bold gray lines represent the main profiles sections used. R1 is assumed to represent the central, youngest magnetic anomaly according to the magnetic pattern of the EAB, whereas R4W and R4E are assumed to be the oldest ones where the first oceanic crust emplaced (Figure 6). East of R1, the low quality of seismic data

prevents us from separating pre-Messinian units above the basement, except at F' (Anomaly N1e).....334

Figure V. 11. Sketch showing the correlation between the predicted ages (top) calculated from the hypothesis discussed in Table 1 (bottom) and the chrons (down) taken from the Geomagnetic Polarity Timescales from (Gee & Kent, 2007) and Gradstein et al. (2012) and the first deposits overlying the oceanic crust (PMU2 or PMU3) assuming a constant spreading rate during Langhian-Serravallian times. Red hatched rectangles represent the age uncertainties (see Table 1 for details). The prefix “C” corresponds to chron sub-divided into two intervals of predominantly normal “n” and reverse “r” polarity. The shorter polarity chrons are referred to as subchrons which are identified by appending, from the youngest to the oldest ones, “.1”, “.2” to the polarity chron name, and by adding “n” or “r” for normal or reverse polarity, respectively.336

Figure V. 12. Kinematic reconstruction of the Algero-Balearic domain with the main paleogeographic features of the Mediterranean Sea between 20 and 8 Ma. Modified after d’Acremont et al. (2020), van Hinsbergen et al. (2014, 2020), Lepretre et al. (2018), Mauffret et al. (2004), Medaouri et al. (2014), Millia & Torrente (2022). Shape, size, and distribution of abandoned continental fragments of the Greater Alboran Block are poorly constrained and must therefore be considered as hypothetical. Note that as slab tears at depth affect a wide area at the surface, they are not confined to a single strike-slip fault segment and may form wide deformation zones with.....344

Chapitre VI

Figure VI. 1. Plan de position des profils sismiques en superposition avec les anomalies magnétiques réduites au pôle dans le bassin Algéro-Baléarique central et occidental.....363

Figure VI. 2. Plan de position des différents profils sismiques dans la zone du Haut de Hannibal superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle. Étoile rouge : emplacement du tremblement de terre de Boumerdès en 2003 et son point focal (d’après Bounif et al., 2004). Le rectangle blanc délimite l’anomalie magnétique positive coïncidant avec le faciès volcano-clastique (voir le texte pour plus de détails) et les points en bleu foncé montrent la limite entre le haut de Hannibal, la croûte océanique, de transition et continentale.365

Figure VI. 3. En haut : Profil Westerngeco-L14 (Figure VI.2) ; En bas : Profil MCS SPIRAL11 qui coïncide avec le profil grand-angle (Figure VI.2) ; R8 : Bathymétrie ; PQ : Plio-Quaternaire ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité

mobile messinienne (ombrée en jaune) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; CD : unité complexe détritique (ombrée en gris) ; Mio : Miocène pré-messinienne ; B-AB : toit du socle acoustique - socle acoustique. Les limites entre croûtes sont d'après Aïdi et al. (2018).

.....367

Figure VI. 4. En haut : Profil Westerngeco-L15 (Figure VI.2) ; R8 : Bathymétrie ; PQ : Plio-Quaternaire ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique. En bas : Profil Westerngeco M10 (Medaouri, 2014) (Figure VI.2) ; P+Q : Plio-Quaternaire ; UU : Unité supérieure messinienne (ombrée en vert) ; MU : Unité Mobile messinienne (ombrée en rose) ; LU : Unité inférieure messinienne ; T : Tortonien ; L-S : Langhien-Serravallien ; LB : Burdigalien inférieur. Les limites entre croûtes sont d'après Aïdi et al. (2018).....369

Figure VI. 5. En haut : Profil MCS SPIRAL09 (Figure VI.2) ; En bas : Profil MCS SPIRAL10 (Figure VI.2) ; R8 : Bathymétrie ; PQ : Plio-Quaternaire ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne (ombrée en jaune) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; CD : unité complexe détritique (ombrée en gris) ; Mio : Miocène pré-messinienne ; B : toit du socle acoustique. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle au large de la Grande Kabylie (Aïdi et al., 2018).369

Figure VI. 6. Plan de position des différents profils sismiques dans le bassin centre-ouest (zone d'Alger - Tipaza) superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle ; KADB : Khayr-al-Din Bank. SC : Sea floor spreading center.371

Figure VI. 7. En haut : Profil Westerngeco M09 (Medaouri, 2014) (Figure VI.6) ; P+Q: Plio-Quaternaire; UU: Unité supérieure messinienne; MU: Unité Mobile messinienne (ombrée en rose); LU: Unité inférieure messinienne; T: Tortonien; L-S: Langhien-Serravallien; En bas : Profil Westerngeco-L16 (Figure VI.6); R8: Bathymétrie; R7: toit de UU - Unité supérieure messinienne (ombrée en vert); R6: Toit de MU-Unité mobile messinienne (ombrée en jaune); R5: Base de la série évaporitique messinienne; UP: Unité pré-salifère; B: toit du socle acoustique. MES : surface d'érosion messinienne. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle au large de Tipaza (Leprêtre, 2012). Notons que le domaine C correspond au premier domaine situé dans le bassin profond et le domaine D à la partie distale du bassin profond.372

Figure VI. 8. En haut : Profil Westerngeco-L17 ; En bas : Profil MCS SPIRAL05 (Figure VI.6) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (ombrée en vert) ; R6 :

Toit de MU-Unité mobile messinienne (ombrée en jaune) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; UP : Unité pré-salifère ; B : toit du socle acoustique. MES : surface d'érosion messinienne. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle au large de Tipaza (Leprêtre, 2012).	373
Figure VI. 9. En haut : carte d'anomalies magnétiques montrant les centres d'accrétion proposés par Medaouri et al. (2014) ; En bas : section sismique du profil M09 coupant le centre d'accrétion « SC1 ».....	375
Figure VI. 10. Plan de position des différents profils sismiques disponibles dans la zone au large de Ténès superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle. WKD : Western Kabylia Domain.	376
Figure VI. 11. En haut : Profil MCS SPIRAL04 (voir localisation sur la Figure VI.10) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique ; MES : surface d'érosion messinienne. En bas : Profil WesternGeco M07 (Medaouri, 2014) (voir localisation sur la Figure VI.10) ; P+Q : Plio-Quaternaire ; UU : Unité supérieure messinienne ; MU : Unité Mobile messinienne (ombrée en rose) ; LU : Unité inférieure messinienne ; T : Tortonien. A droite : crissement entre les deux profils.....	377
Figure VI. 12. En haut : carte d'anomalie magnétique montrant les centres d'accrétion proposés par Medaouri et al. (2014) ; En bas : sections sismiques coupant les centre d'accrétions « SC2 et SC3 ».	379
Figure VI. 13. Plan de position des différents profils sismiques dans le bassin occidental Algéro-Baléarique (zone de Mostaganem - Oran) superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle et aux domaines crustaux proposés par Gomez de la Peña et al. (2018). YHR. : Ride de Yusuf-Habibas.	380
Figure VI. 14. En haut : Profil Westerngeco M06 (Medaouri, 2014) OSO-ENE à la transition bassin Alboran / bassin Algéro-Baléarique (voir localisation sur la figure VI.13); LP-Q: Pliocène Inférieur - Quaternaire; EP: Unité du Pliocène supérieur (Early Pliocene Unit) ; UU1-2: Unité supérieure messinienne 1-2 ; MU: Unité Mobile messinienne (ombrée en rose); LU: Unité inférieure messinienne; T: Tortonien; L: Langhien; S: Serravallien; LB: Burdigalien inf. ; Au milieu : Profil ESCI-Alb-2b-2c montrant la subdivision de la couverture sédimentaire (Booth-Rea et al., 2007; Medaouri, 2014); En bas : Intersection entre un extrait du profil SPI01 et un extrait du profil ESCI-Alb-2b-2c.	383

- Figure VI. 15.** En haut : Profil Westerngeco-L18. En bas : Profil Westerngeco-L19 (Figure VI.13) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle dans le secteur de Mostaganem (Badji, 2014).....**384**
- Figure VI. 16.** En haut : Profil MCS SPIRAL02. En bas : Profil MCS SPIRAL01 (voir localisation sur la figure VI.13) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle dans le secteur de Mostaganem (Badji, 2014).**385**
- Figure VI. 17.** Figure montrant la variation de l'épaisseur de la séquence pré-salifère dans le bassin Algéro-Baléarique.....**387**

Liste des tableaux

Chapitre III

Tableau III. 1. Résumé des caractéristiques et des paramètres d'acquisition des différentes campagnes géophysiques marines réalisées dans l'offshore Algéro-Baléarique.....	174
Tableau III. 2. Récapitulatif des caractéristiques de l'acquisition durant la campagne géophysique marine Westerngeco acquise en 2000 et 2002 dans l'offshore Algéro-Baléarique.	176
Tableau III. 3. Paramètres d'acquisition et d'enregistrement des données SMT issues de la campagne SPIRAL (2009 ; DOI : 10.17600/9010050)	179
Tableau III. 4. Principaux paramètres d'acquisition du leg2.	182
Tableau III. 5. Principaux paramètres d'acquisition des profils ALE. D'après Mauffret (2007).	184
Tableau III. 6. Principales caractéristiques des forages effectués sur la marge offshore Algérienne.....	188
Tableau III. 7. Exemple d'un fichier résultant de la numérisation du profil L10.	199
Tableau III. 8. Tableau synthétique des unités sismiques pré-messiniennes du bassin oriental Algéro-Baléarique. L'échelle verticale est en seconde temps double (espacement entre les valeurs = 0,1 sTD).	213
Tableau III. 9. Échelle de temps de polarité géomagnétique établie à partir de Gee et Kent (2007) et Gradstein et al. (2012).	221

Chapitre IV

Tableau IV.1. Profondeur du toit du socle et de la base du sel, ainsi que l'épaisseur de la séquence pré-messinienne et leurs unités (en sTD = seconde temps double) dans les deux parties symétriques de la zone triangulaire d'anomalies magnétiques du bassin Est Algéro-Baléarique ; Valeurs obtenues à partir de l'interprétation de l'ensemble des lignes sismiques disponibles dans ma base de données (voir Figure IV.17) ; bandes magnétiques R/N ; R, N = polarités magnétiques normale et inverse ; W pour Ouest, E pour Est (voir Figure IV.1)....	281
Tableau IV. 2. Âges moyens prédits et demi-taux d'accrétion du bassin Algéro-Baléarique oriental à mi-distance du pôle de rotation (voir la figure IV.1). Les valeurs et les écarts types sont calculés après la conversion temps-profondeur en utilisant les vitesses acoustiques	

d'intervalle moyen (Figure IV. 30). T1-T7 = âges isochrones obtenus par conversion temps-profondeur (voir texte pour plus de détails). T4 = âge fixe (13,82 Ma) entre le Langhien et le Serravallien (Cohen et al., 2013). Les écarts-types sont calculés en utilisant les hypothèses A et B (colonne de gauche). La partie inférieure du tableau indique les valeurs des âges, de la durée d'accrétion et du demi-taux d'accrétion en considérant les hypothèses A et B. Les termes d'accrétion lent, intermédiaire, rapide et super-rapide font référence à des taux d'accrétion total de <40 km/, 40-90 km/Man, 90-140 km/Man et >140 km/Man, respectivement.....296

Chapitre V

Table V. 1. Mean predicted ages and half-spreading rates of the EAB midway from the rotation pole (see Figure 7b). Values and standard deviations are computed after time-depth conversion using mean interval sonic velocities (Figure 6). T1-T7 = isochron ages obtained from depth conversion (see text for details). T4 = fixed age (13.82 Ma) between Man Langhian and Serravallian times (Cohen et al., 2013). SD = Standard Deviations computed using the hypotheses A and B (left-hand column). The lower part of the Table brackets the values of ages, accretion time and half-spreading rate by considering hypotheses A or B. The terms slow, intermediate, fast, and superfast spreading refer to full spreading rates of <40 km/Myr, 40–90 km/Myr, 90–140 km/Myr and >140 km/Myr, respectively.....324

Chapitre VI

Tableau VI. 1. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques (Figure VI.2).370

Tableau VI. 2. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans le secteur de Tipaza (Figure VI.6).374

Tableau VI. 3. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans le secteur de Ténès (Figure VI.10).378

Tableau VI. 4. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans le secteur d'Oran (Figure VI.13)...386

Introduction Générale

i. Contexte et objectifs de la thèse

La Méditerranée occidentale (Figure 1) représente un cas géologique unique et complexe pour tester et questionner les fondements de la Tectonique des Plaques. Plusieurs changements tectoniques majeurs ont été enregistrés dans cette région qui résultent du jeu de divers processus profonds impliquant la subduction de slabs océaniques, la collision continentale et l'ouverture de bassins d'arrière-arc par retrait de slabs. Le premier événement tectonique majeur est marqué par la fin progressive de la déformation compressive dans les Pyrénées et la chaîne ibérique centrale, alors qu'elle était encore active dans le Rif et les Bétiques, ainsi que dans les Apennins (Comas et al., 1999 ; Vergés & Sàbat, 1999 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Rosenbaum et al., 2002). Un second changement tectonique majeur correspond au retrait vers le sud du slab téthysien depuis 35 Ma (Jolivet & Faccenna, 2000) et à l'extension lithosphérique de la plaque supérieure conduisant à la formation de plusieurs sous-bassins en arrière-arc façonnant le bassin Méditerranéen actuel (Dewey et al., 1980 ; Rehault et al., 1984 ; Jolivet & Faccenna, 2000) mais aussi de nombreux rifts continentaux Oligo-Miocènes à terre. Enfin, la fin de cette période extensive majeure a été marquée par la Crise de Salinité Messinienne (MSC) (Hsü et al., 1973), un événement paléogéographique et environnemental exceptionnel qui a affecté l'ensemble de la Méditerranée entre ~ 5,96-5,32 Ma (Krijgsman et al., 1999). Loin d'être complet, ce bref aperçu souligne tout l'intérêt de l'étude de la Méditerranée comme laboratoire naturel et source d'inspiration pour la compréhension des processus géodynamiques globaux.

L'ouverture des bassins de la Méditerranée comme bassins d'arrière-arc a été suggérée pour la première fois en Méditerranée par Boccaletti et Guazzone (1974) pour les Apennins, Le Pichon & Angelier (1981) pour la mer Égée, Rehault et al. (1984) pour le bassin Liguro-Provençal, et plus tard clarifiée par Malinverno et Ryan (1986) pour le système Apennins-Tyrrhénienne. Par la suite, les concepts de recul de fosse (ou retrait de slab) ont été développés par de nombreux auteurs dont Malinverno et Ryan (1986), Royden et al. (1987) et Royden (1993), en quantifiant le rôle d'une charge sub-lithosphérique pour faire plier la lithosphère en cours de subduction. Ce modèle conceptuel du recul des fosses a été originellement appliqué à la Méditerranée. Ce mécanisme a été introduit Dewey (1980) pour illustrer le mouvement vers l'arrière/vers l'océan de la fosse par rapport à la plaque supérieure. Le concept fondamental proposé est que la lithosphère océanique âgée a une flottabilité négative et peut donc être tirée

vers le bas en produisant un mouvement rétrograde (Elsasser, 1971 ; Molnar & Atwater, 1978) si la vitesse de subduction est supérieure au taux de convergence. Ce processus d'extension lithosphérique d'arrière-arc a été suffisamment important pour déclencher un rifting continental et également parfois une accretion océanique, donnant naissance à divers bassins (mer d'Alboran, bassin Algéro-Baléarique, bassin Liguro-Provençal et mer Tyrrhénienne) et oriental (Égée) (Jolivet & Faccenna, 2000). Il existe aujourd'hui un consensus pour le considérer comme le mécanisme moteur de l'évolution tectonique Méditerranéenne, expliquant l'effondrement des ceintures montagneuses et le développement de l'extension dans la plaque supérieure (Dewey et al., 1980 ; Rehault et al., 1984 ; Malinverno & Ryan, 1986 ; Lonergan et White, 1997).

Ce recul vers le sud de la subduction téthysienne (Frizon de Lamotte, et al., 2000) a ainsi fragmenté la bordure septentrionale de la plaque Eurasie en une série de blocs ("*terrane*s") dénommés AlKaPeCa (Bouillin et al. 1986) et dispersés à la périphérie du domaine d'Alboran dans la Cordillère bétique (Espagne) et le Rif (Maroc), les Kabylies dans le Tell (Algérie et Tunisie), la chaîne Péloritaine en Sicile, et finalement en Calabre (Bouillin et al., 1986 ; van Hinsbergen et al., 2014). Du fait d'une convergence continue, la subduction de la lithosphère océanique téthysienne a abouti à la collision de ces blocs avec les marges environnantes (Sanz De Galdeano, 1990). La collision précoce ("*docking*") des blocs Kabyles avec la marge africaine a induit un processus de rupture du slab (Carminati et al., 1998a, b ; Maury et al., 2000). La lithosphère océanique téthysienne s'est détachée du continent africain et les déchirures du slab se sont propagées latéralement, i.e. vers l'ouest et vers l'est (Carminati et al., 1998a, b ; van Hinsbergen et al., 2014 et références citées).

Dans la partie nord de la Méditerranée occidentale, l'évolution cinématique des sous-bassins est bien établie grâce à un grand nombre d'études régionales basées sur des analyses de données sismiques et de forages, des études paléomagnétiques, des corrélations géologiques on-offshore ou des échantillonnages géochimiques. La cinématique d'ouverture du Golfe du Lion et du bassin Liguro-Provençal, tout comme celle du bloc corso-sarde, sont bien contraintes (Rehault et al., 1984 ; Guennoc et al., 2000 ; Gueguen et al., 1998 ; Speranza et al., 2002 ; Gattacceca et al., 2007 ; Leroux, 2012): l'extension y a commencé à l'Oligocène supérieur (~35 Ma) en raison du retrait du slab téthysien et s'est terminée après la rotation antihoraire du bloc Corse-Sardaigne à ~ 15-16 Ma (Gattacceca et al., 2007 ; Speranza et al., 2002). A cet égard, le bloc continental corso-sarde est le plus grand fragment d'avant-arc laissé entre deux domaines océaniques néogènes (Liguro-Provençal et Tyrrhénien) d'âges différents formés

successivement en réponse au recul du slab téthysien vers le SE. Le fossé de Valence sépare le bassin Liguro-Provençal par la Zone de Fracture Nord Baléares (ZFN), avec une croûte continentale amincie, représente quant à elle un rift avorté qui s'est ouvert selon une direction NO-SE (Maillard et al., 1992 ; Roca et Guimerà, 1992 ; Ayala et al., 2016 ; Pellen et al., 2016).

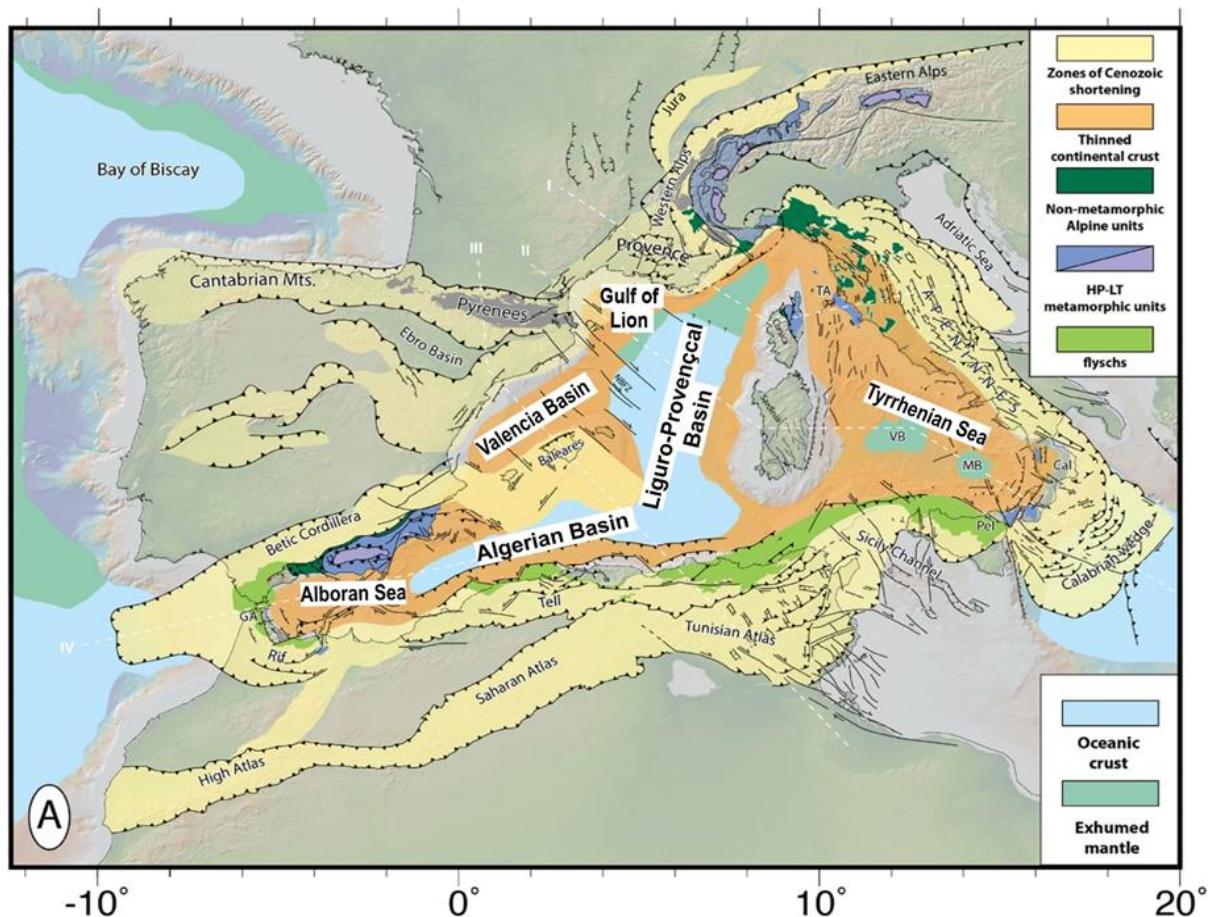


Figure 1. Carte tectonique de la région de la Méditerranée occidentale et centrale. Modifiée d'après Romagny et al. (2020).

Dans le domaine de la Méditerranée centrale, l'ouverture du bassin Tyrrhénien a commencé à la fin du Miocène, suite au retrait sud-est du slab calabrien (Rehault et al., 1987 ; Kastens et al., 1987 ; Carminati et al., 1998a, b). L'amincissement crustal était extrêmement important dans le sud de la mer Tyrrhénienne où la mise en place de la croûte océanique au Pliocène et au Quaternaire a été classiquement proposée (Kastens et Mascle, 1990 ; Patacca et al., 1990 ; Jolivet et al., 1998). Des études plus récentes suggèrent néanmoins que la véritable accretion océanique ne s'est pas produite dans les bassins de Marsili et de Vavilov, où de grands volcans se sont mis en place au cœur d'une croûte continentale fortement amincie ou d'un manteau exhumé (Prada et al., 2014, 2016a, b).

Le bassin d'Alboran, situé entre la péninsule ibérique et l'Afrique du Nord, a enregistré une évolution géologique complexe. Il s'est principalement formé au cours du Miocène par des processus d'extension dans un contexte de convergence de plaques (Comas et al., 1999 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Faccenna et al., 2004 ; Booth-Rea et al., 2007). Cependant, son évolution particulière et les processus qui ont conduit à sa formation restent débattus, en dépit d'un ensemble dense de données géophysiques, géologiques, géochimiques, incluant aussi les forages. Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer son origine (Platt & Vissers, 1989 ; Platt et al., 2006 ; Booth-Rea et al., 2007 ; Do Couto et al., 2016 ; Gomez De La Pena et al., 2020), en tenant compte des différentes observations géologiques et géophysiques dans cette région. Ces hypothèses avancent différents processus possibles tels que l'effondrement par extension post-orogénique lié à l'élimination convective du manteau lithosphérique (Platt & Vissers, 1989) ; la délamination d'Est en Ouest du manteau lithosphérique sous l'orogène (García-Dueñas et al., 1992 ; Seber et al., 1996 ; Calvert et al., 2000 ; Platt et al., 2006) ; le retrait de la zone de subduction (Lonergan & White, 1997), qui implique une lithosphère océanique qui recule sous l'effet de son propre poids, ce qui entraîne une extension dans la plaque supérieure ; la rupture longitudinale du panneau plongeant (slab break-off) (Blanco & Spakman, 1993).

Le bassin Algéro-Baléarique est un bassin d'arrière-arc formé derrière l'arc de subduction par le biais du retrait progressif du slab de subduction (Rehault et al., 1984 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Schettino & Turco, 2006). L'origine et le mode d'ouverture de ce bassin restent mal déterminés et sont largement discutés dans les différents scénarios de reconstruction géodynamique proposés dans la littérature. La plupart des modèles s'accordent sur l'ouverture NO-SE du bassin Liguro-Provençal il y a environ 23 Ma, avec une rotation antihoraire bien contrainte du bloc Corso. Le début de l'ouverture de ce dernier (avant ou après la collision des Kabyliques, syn ou après l'ouverture de bassin Liguro-Provençal), son modèle d'ouverture et sa direction (ouverture synchrone ou diachrone, E – O ou N-S à NO-SE) sont jusqu'à présent largement sujets à controverse surtout du fait que les structures sont en partie masquées par la tectonique compressive actuelle du nord de l'Algérie. Le processus à l'origine de cette ouverture a fait encore un sujet de débat. La plupart des auteurs ont suggéré une ouverture induite par le recul progressif du slab téthysien (Lonergan & White, 1997). D'autres ont suggéré une ouverture en portes de saloon induite par le recul du slab (Martin, 2006), ou une ouverture induite par les courants asthénosphériques (Mattauer et al., 2007). Notons que certains auteurs proposent que le plancher du bassin Algéro-Baléarique profond, de nature

continentale, résulte d'un processus de délamination lithosphérique (Roure et al., 2012b). Ces modèles peuvent être classés en deux grands types dont la chronologie est différente, soit les modèles à une étape (*one step model*) par le recul progressif du slab Téthysien vers le SE (Gueguen et al., 1998 ; Gélabert et al., 2002 ; Schettino & Turco, 2006 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Martin, 2006) et les modèles diachrones à deux étapes (*two step model*) (Cohen, 1980 ; Driussi et al., 2015 ; Mauffret et al., 2004 ; van Hinsbergen et al., 2014, 2020 ; Romagny et al., 2020) (voir Chapitre II - 2.1. Origine du bassin Algéro-Baléarique à travers l'évolution de Méditerranée Occidentale).

Ces nombreux modèles proposés dans la littérature illustrent clairement les incertitudes persistantes sur l'évolution du bassin Algéro-Baléarique. Le recul et la déchirure du slab sont supposés être le moteur à l'origine de la formation du domaine ouest-méditerranéen (Figure 2) mais de nombreuses questions restent encore ouvertes, particulièrement le mode et la chronologie d'ouverture du bassin Algéro-Baléarique ainsi que sa nature crustale et les facteurs de déclenchement de cette formation, comme en témoigne la signature magnétique distincte du socle de ses différents sous-bassins. Cette dynamique interne associée au slab et aux flux asthénosphériques montre une interaction importante au niveau du bassin Algéro-Baléarique qui représente un carrefour entre l'est et l'ouest. C'est pour cela la compréhension de l'évolution de ce bassin est essentielle pour comprendre le rôle de la dynamique interne dans l'ouverture des bassins d'arrière-arc.

Au-delà des hypothèses émises sur la cinématique du bloc d'Alboran, plusieurs questions majeures demeurent en suspens, en particulier sa paléogéographie, sa paléo-déformation interne, sa géométrie et son rôle majeur dans l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique. Il est intéressant de noter que dans la plupart des modèles publiés, le domaine d'Alboran n'a pas été pris en compte ou a été placé à différentes positions sans contraintes cinématiques spatiales et temporelles claires.

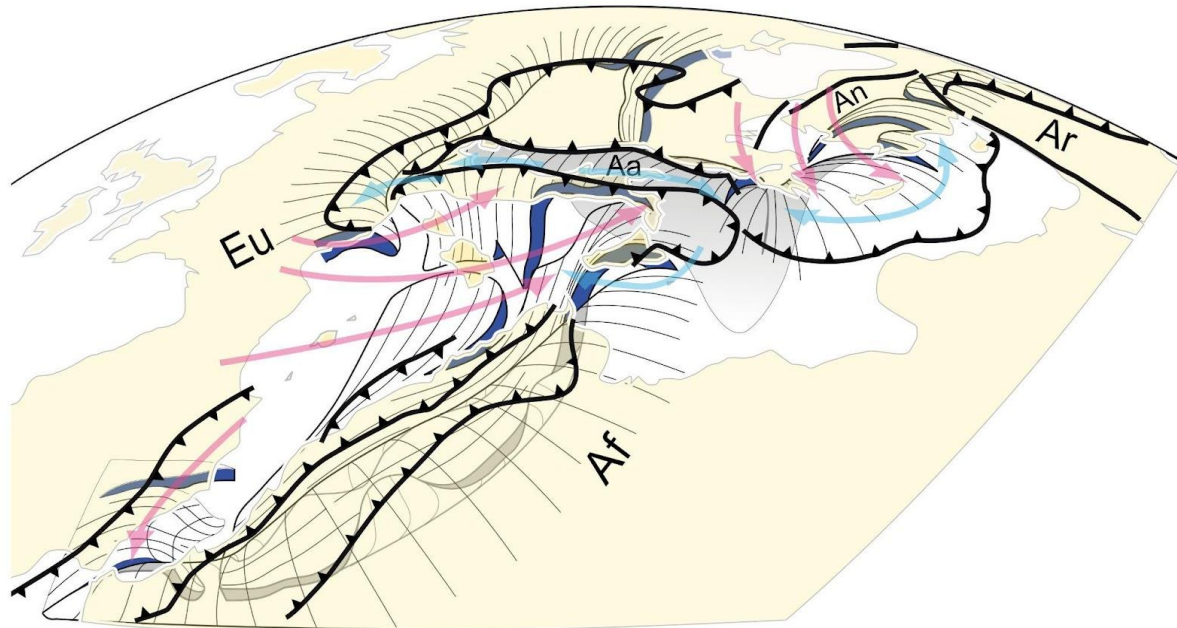


Figure 2. Schéma en 3D de la géométrie en profondeur des slabs Téthysiens sous la Méditerranée actuelle basé sur des indices de tomographie et de déformation issus de la sismologie. Les flèches sont les directions supposées de l'écoulement du manteau sous les domaines d'arrière-arc (en rouge) et les slabs plongeants (en bleu). Les flèches noires épaisses sont les principaux chevauchements entre plaques ou blocs à la surface. Les zones en bleu foncé (ou en gris si positionnées en arrière-plan) sont les "tranches" de slab résultant de déchirures latérales (voir explications dans le texte). La position et la continuité des slabs peut différer selon les auteurs. Principales plaques ou micro-plaques : Af : Afrique ; Eu : Eurasie ; Ar : Arabie ; An : Anatolie ; Aa : Apulo-adriatique. Figure modifiée d'après Jolivet et al. (2019) par Miramontes et al. (2021).

Ce travail de thèse est basé sur une nouvelle interprétation sismostratigraphique des unités pré-messiniennes pour déterminer leur chronostratigraphie et leur distribution spatiale en utilisant des données de sismique-réflexion à pénétration profonde permettant de montrer les horizons inframessiniens et le Moho, ce que les jeux de données sismiques anciens ne permettent pas de faire, ainsi que sur l'analyse de la signature magnétique du socle. L'objectif principal de cette thèse est de mieux comprendre le mode d'ouverture du bassin Algéro-Baléarique en se concentrant que le bassin oriental. Un accent tout particulier est mis sur le rôle du domaine d'Alboran lors de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique ainsi que sur le rôle de la déchirure des slabs. L'analyse de ces nouvelles données permet de caractériser les structures tectoniques et sédimentaires et de définir un cadre sismostratigraphique pour l'ensemble du bassin. Au final, il s'agit d'intégrer toutes ces observations dans un modèle d'évolution géodynamique de la zone.

En 1978, un seul forage DSDP site 371 (Leg 42, DSDP : Deep Sea Drilling Project), sous une importante tranche d'eau (2792 m) a été foré dans le bassin Est Algero- Baléarique et

n'a traversé que cinq mètres d'évaporites supérieures messiniennes ce qui n'a pas permis de contraindre les âges absolus et les lithologies des unités sismiques pré-salifères dans cette zone. La séquence pré-messinienne du bassin Est Algéro-Baléarique a été étudiée en détail par Arab et al. (2016b), qui ont élaboré un modèle d'âge conceptuel basé sur une corrélation des dépôts terrestres néogènes en Grande et Petite Kabylie avec les unités acoustiques offshore (Figure III.24). Dans notre cas d'étude du bassin Est Algéro-Baléarique, on a utilisé ce modèle d'âge conceptuel comme modèle d'âge de référence notamment pour la séquence pré-messinienne. Par ailleurs, sur la base de l'interprétation des premières unités acoustiques déposées sur le socle océanique, Je me suis appuyée sur leur épaisseur pour estimer un âge approximatif et un taux hypothétique d'accrétion océanique du bassin.

A l'exception du bassin Algéro-Baléarique oriental, les signatures magnétiques du bassin Algéro-Baléarique (Bayer et al., 1973 ; Galdeano & Rossignol, 1977) ne présentent pas de grandes linéations caractéristiques, tout comme dans le bassin Ligure voisin (Rollet et al., 2002). Il en résulte que leur interprétation en termes de centres d'accrétion ou de transformantes reste discutable et incertaine (Schettino & Turco, 2006 ; van Hinsbergen et al., 2020), offrant de fait des modèles d'ouverture très différents et laissant des incertitudes importantes sur la cinématique d'ouverture de ces planchers océaniques. C'est pourquoi je me suis appuyée en priorité sur l'analyse du bassin Est-Algéro-Baléarique, qui révèle des linéations magnétiques de polarités normale et inverse alternées, bien développées, clairement organisées et identifiées depuis les années 1970 (Bayer et al., 1973). Néanmoins, leur attribuer un âge précis reste difficile, en raison de l'absence de données de forage et d'une interprétation non univoque des isochrones magnétiques. Dans le cadre de ce travail, j'ai utilisé et analysé une carte des anomalies magnétiques réduites au pôle (*RTP-MA = Reduced to the pole - magnetic anomalies*) publiée récemment (Medaouri, 2014) et a priori plus fiable que les précédentes, révélant un aspect magnétique complexe du bassin Algéro-Baléarique. Cette analyse nous a permis de subdiviser le bassin profond Algéro-Baléarique en trois zones distinctes selon leurs signatures magnétiques et d'expliquer en conséquence sa géométrie actuelle. En couplant cette analyse avec les résultats des interprétations des unités acoustiques pré-Messiniennes, j'ai essayé de proposer des âges hypothétiques d'ouverture de ce bassin tout en se basant sur des hypothèses de taux de sédimentation et d'accrétion constants.

Également, j'ai utilisé cinq profils grand-angle avec ses modèles de vitesse (Bouyahiaoui et al., 2015 ; Mihoubi et al., 2014 ; Aïdi et al., 2018 ; Leprêtre et al., 2013 ; Badji et al., 2014) pour fournir un complément d'informations sur la nature et l'extension latérale des différentes croûtes (continentale, océanique et transitionnelle) ainsi que sur la morpho-structure

de la marge et du bassin profond. Ceci est en effet primordial pour comprendre l'histoire géodynamique et cinématique du bassin offshore Algéro-Baléarique.

Cette stratégie d'étude va permettre d'aborder les principales questions qui ont motivé ce travail :

- Quelles sont les contraintes sur la distribution spatiale et temporelle des dépôts pré-messiniens ?
- Comment l'étude des premiers dépôts sur le socle océanique du bassin Algéro-Baléarique nous permet-elle de proposer des mécanismes de formation du bassin ?
- Quel est le type de lithosphère existe-t-il à la base du remplissage des sous-bassins Algéro-Baléariques ? Où sont localisés les centres d'accrétion océaniques ? Quel est le rôle du bloc d'Alboran dans l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique ?
- Quelle était sa position et sa dimension initiale, et quels sont les processus qui l'ont déformé et fragmenté ?
- Quel est le rôle de la déchirure du slab et des *STEP-Faults* dans cette ouverture ?

Nota : dans ce manuscrit, je choisirai, par souci de simplicité, de désigner par "bassin Algéro-Baléarique" l'ensemble des bassins situés entre la mer d'Alboran à l'Ouest, les côtes Algériennes au Sud, la Sardaigne à l'Est et les îles Baléares au Nord. Dans la littérature, le terme de "bassin Algéro-Baléarique" est aussi fréquemment employé.

ii. Organisation du manuscrit

Afin d'atteindre les objectifs ci-dessus et de présenter les résultats de manière claire, j'ai organisé ce volume en six chapitres. Chacun de ces chapitres est subdivisé en parties.

- **Le chapitre I** comprend une première partie rappelant les types de bassins sédimentaires et leurs caractéristiques. Une deuxième partie décrit les principales forces à l'origine de l'extension ayant amené à la formation des bassins en contexte d'arrière-arc. Je présenterai ensuite la situation géodynamique et cinématique de quelques cas d'étude représentatifs de bassins arrière-arc.
- **Le chapitre II** se concentre sur le cadre géologique et le contexte tectonique du bassin Algéro-Baléarique, avec une vue d'ensemble sur l'ouverture de la Méditerranée occidentale et les différentes reconstitutions cinématiques régionales, ainsi que sur le

cadre géodynamique du bassin Algéro-Baléarique et sa structuration tectonique et sédimentaire.

- **Le chapitre III** décrit les bases de données qui ont été utilisées et traitées au cours de cette étude ainsi que la méthodologie appliquée pour mener ce travail.
- **Le chapitre IV** présente les données utilisées, analysées et interprétées, présente les résultats de la corrélation du modèle sismostratigraphique avec la distribution des anomalies magnétiques, la synthèse litho-stratigraphique des affleurements néogènes à terre ainsi que la structure profonde du bassin, en se concentrant sur le remplissage sédimentaire pré-messinien du bassin Est-Algéro-Baléarique.
- **Le chapitre V** montre les résultats de l'exploitation des données géophysiques (sismique-réflexion, magnétisme) du bassin Est-Algéro-Baléarique présentés et discutés dans ce chapitre sous forme d'un article intitulé "Back-arc dynamics controlled by slab rollback and tearing : a reappraisal of seafloor spreading and kinematic evolution of the Eastern Algero-Balearic basin (western Mediterranean) in the Middle-Late Miocene" publié dans la revue "Tectonics" et rédigé de ce fait en anglais.
- **Le chapitre VI** se compose d'une synthèse stratigraphique du bassin Algéro-Baléarique central et occidental et d'une proposition d'évolution à travers l'histoire globale du bassin Algéro-Baléarique.

Ce manuscrit se termine par des conclusions et des perspectives ouvertes sur l'évolution du bassin Algéro-Baléarique et sur la cinématique et la structuration du bloc Alboran.

Chapitre I

I. Les bassins d'arrière-arc : état des connaissances

Le bassin Algéro-Baléarique, objet principal de cette thèse, est un bassin néogène, né en contexte d'arrière-arc, qui est interprété par la plupart des auteurs comme résultant non seulement du retrait mais aussi de la déchirure du slab Téthysien africain (Carminati et al., 1998a, b ; van Hinsbergen et al., 2014).

Dans ce chapitre, nous introduisons les concepts de base nécessaires à la compréhension du contexte géologique de ce travail. Afin de bien situer notre objet d'étude et d'introduire les forces à l'origine des bassins d'arrière-arc et les conditions de leur mise en place, il est nécessaire de donner un état de l'art sur notre compréhension de la formation de ces bassins. Ce chapitre comprend une première partie rappelant les types de bassins sédimentaires et leurs caractéristiques, en se limitant aux bassins formés en contexte de subduction océanique. Une deuxième partie décrit les principales forces à l'origine de l'extension qui donne naissance aux bassins d'arrière-arc. Nous présentons ensuite la situation géodynamique et cinématique de quelques cas d'étude représentatifs de bassins d'arrière-arc.

1. Classification des bassins sédimentaires liés aux zones de subduction

Les bassins sédimentaires sont, au sens très large, toutes les zones dans lesquelles les sédiments peuvent s'accumuler et atteindre de grandes épaisseurs et perdurer pendant de longues périodes géologiques. Ils atteignent généralement au moins 100 km de long, des dizaines de km de large, et des milliers de mètres en profondeur et peuvent être de géométries variables, d'origines diverses, et dépendent notamment des régimes tectoniques (Chapman, 1983).

Le principal mécanisme moteur du mouvement des plaques est la convection mantellique (Hamblin, 1992, Keary et al., 2009). Plusieurs forces contrôlent le mouvement des plaques, notamment : i) le "slab pull" (traction du slab), dû à l'enfoncement du slab, ii) le "ridge-push" (poussée à la ride), lié à l'écartement de 2 plaques le long de la dorsale, iii) le "basal drag" (traction basale), causé par le mouvement de l'asthénosphère par rapport à la lithosphère, iv) le frottement le long des failles transformantes et v) le frottement entre les slabs convergents dans une zone de subduction (Hamblin, 1992 ; Heuret & Lallemand, 2005).

Parmi la grande diversité des bassins, je ne considérerai ici que ceux dont la formation est liée à une zone de subduction, processus qui est à l'origine des chaînes et bassins de la Méditerranée (Jolivet & Faccenna, 2000). Le terme de subduction est utilisé pour dénommer le processus par lequel une plaque lithosphérique passe sous une autre le long d'une frontière de plaques en convergence, et par lequel la quasi-totalité des lithosphères océaniques est recyclée en profondeur, tandis que pour les lithosphères continentales, la partie mantellique seule est potentiellement entraînée en profondeur (von Huene & Scholl, 1991 ; Hamblin, 1992 ; Fowler, 2005 ; Kearey et al., 2009). Lorsqu'une plaque lithosphérique a une nature océanique et que les deux plaques ont une densité différente, la plaque océanique, plus dense qu'une plaque continentale et plus dense qu'une jeune plaque océanique, va plonger sous l'autre (von Huene et Scholl, 1991 ; Hamblin, 1992 ; Fowler, 2005), notamment en raison du contraste de densité entre les deux lithosphères et/ou de forces tectoniques convergentes. Ce processus de subduction est essentiellement soutenu par la force de gravité résultant de la traction du slab (Schellart, 2004). En plongeant dans l'asthénosphère, de nouveaux matériaux riches en fluides

sont introduits dans le manteau supérieur. Comme la température augmente avec la profondeur, le slab va subir des modifications minéralogiques, notamment dues aux augmentations de pression et de température, mais aussi à sa déshydratation. Ce processus diminue la température de fusion du manteau, générant du magmatisme et conduisant à des processus d'extension dans un contexte de convergence des plaques (Stern, 2002 ; Kearey et al., 2009). La densité du slab va augmenter au cours du temps en raison de ces changements minéralogiques, ce qui va entretenir la subduction en augmentant la traction du slab. Dans certains cas, l'augmentation de la force de traction du slab peut provoquer son recul (slab roll back) (Hager, 1984 ; Heuret & Lallemand, 2005).

Ce processus de subduction implique trois éléments majeurs : la lithosphère plongeante (souvent appelée slab), la lithosphère chevauchante (plaque supérieure) et le manteau asthénosphérique dont la dynamique dépend de l'équilibre des forces qui contrôlent le système (Heuret, 2005). Les caractéristiques particulières de chaque système de subduction sont déterminées par des facteurs individuels, tels que la nature des plaques, la vitesse de convergence, l'âge de la plaque en subduction, l'angle du slab ou la géométrie de la limite des plaques. Tous ces systèmes présentent des éléments morpho-structuraux communs (Stern, 2002 ; Fowler, 2005 ; Kearey et al., 2009 ; McCaffrey, 2009), tels que la distribution de l'activité sismique et les lithologies engendrées par les processus magmatiques et métamorphiques qui y ont eu lieu (Hamilton, 1979 ; Stern, 2002 ; Allen & Allen, 2005 ; Fowler, 2005 ; Kearey et al., 2009). Une zone de subduction mature et stable forme un complexe arc-fosse, souvent appelé arc volcanique (Stern, 2002). Les principaux éléments d'un complexe arc-fosse sont l'avant-arc, l'arc magmatique et le bassin d'arrière-arc (Figure I.1). L'arc magmatique se manifeste en surface par une série de volcans générés par la fusion du manteau et alignés parallèlement à la fosse. En effet, le processus de fusion a lieu à la même profondeur, entre ~40 et ~120 km (Tatsumi et al., 1983 ; Pearce & Peate, 1995 ; Kushiro, 2007), et la distance entre l'arc et la fosse est conditionnée par l'angle de subduction. L'arc se place donc à l'aplomb des zones de fusion localisées dans le coin mantellique qui surplombe la plaque en subduction.

Ce groupe de bassins est lié à la fois à la convergence au front de la subduction, à la déformation orogénique et à l'extension en arrière de la subduction, ce qui a amené à former quatre types de structures différentes (Figure I.1) : les fosses d'avant-arc (*deep-sea trenches*), les bassins intra-arc, les bassins d'avant-arc (*forearc ou foredeep basins*), et les bassins d'arrière-arc (*back-arc basins*) (Figure I.1). Les fosses océaniques profondes (*deep-sea*

trenches) sont de longues dépressions formées par la flexion de la plaque océanique sous l'effet du poids du slab, avant de plonger sous la plaque chevauchante (Einsle, 2000). Certaines d'entre elles représentent les bassins les plus profonds du globe. La plus profonde dépression connue de ce type est la fosse des Mariannes, dans l'ouest de l'océan Pacifique Nord, avec 11 034 mètres à son point le plus profond (Einsle, 2000). Les bassins intra-arc se forment quant à eux dans un contexte d'extension et sont situés au sein de l'arc magmatique, sur la plaque chevauchante. Ils se développent souvent à la suite d'un changement de l'angle de subduction qui entraîne un déplacement de l'arc volcanique (Einsle, 2000).

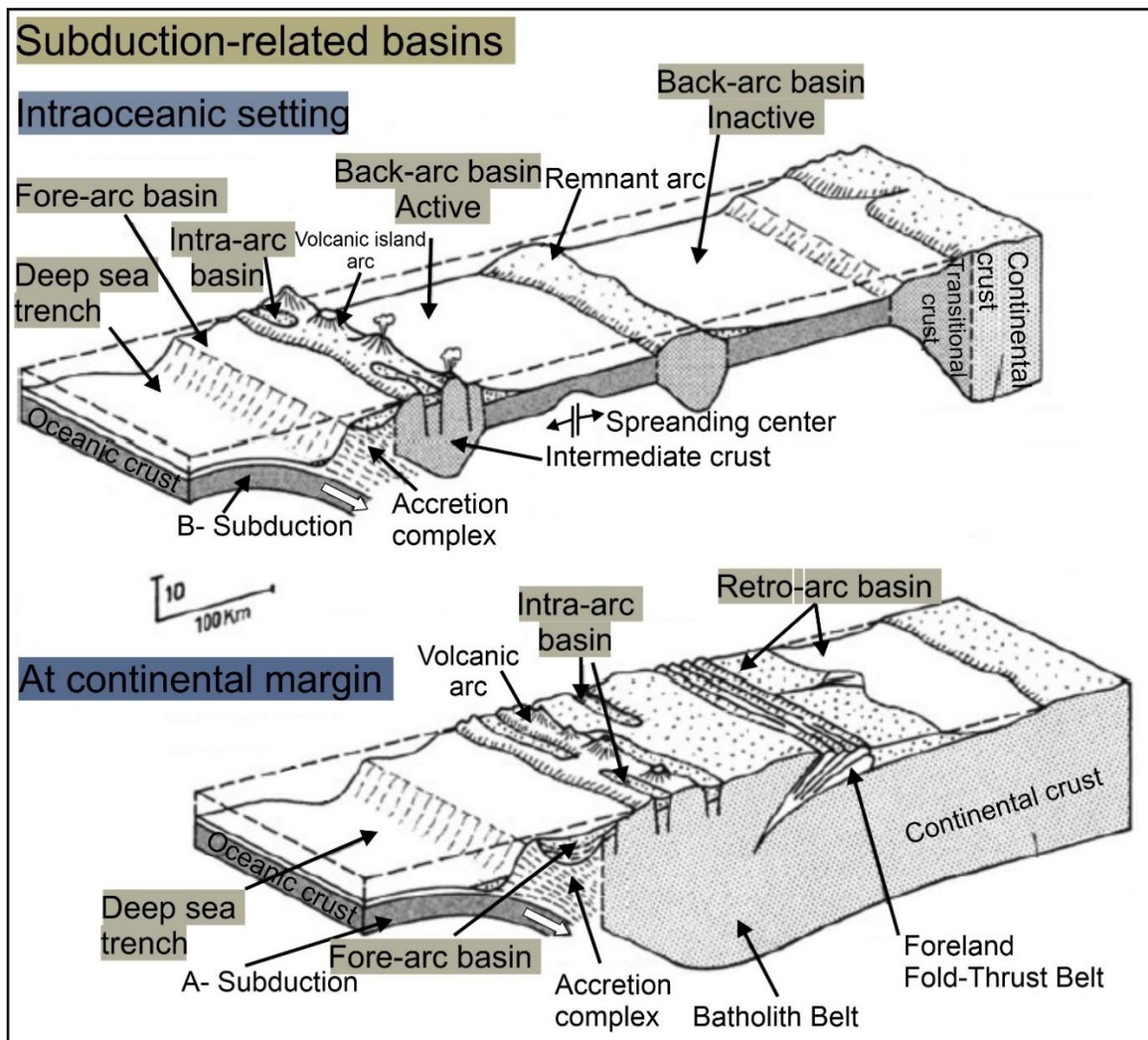


Figure I. 1. Illustration montrant les différents bassins liés au processus de formation d'une zone de subduction, modifiée d'après Einsle (2000).

Les bassins d'avant-arc (*fore-arc basins*) sont situés entre la fosse et l'arc magmatique (Figure I.1) et peuvent se développer sur la plaque chevauchante en amont de l'arc volcanique. L'avant-arc correspond à un bassin en flexion et la subsidence dans cette zone est contrôlée par

la géométrie de la subduction et la force de traction du slab (Underwood et al., 2003). Les mécanismes de formation de ces bassins font encore l'objet de débats (Fuller et al., 2006 ; Noda, 2016), et sont généralement attribués à la subsidence flexurale (Dickinson, 1995). Les sédiments peuvent être accrétés par la compression et forment un prisme d'accrétion, qui est constitué de masses sédimentaires fortement déformées situées au-dessus de la fosse (Stern, 2002). Leur substratum est généralement constitué de croûte continentale, de transition ou océanique (Einsele, 2000).

Les bassins d'arrière-arc, notre cas d'étude, constituent le quatrième type de bassins associés à la subduction, et forment les bassins les plus développés et les plus courants dans ce contexte de convergence (Einsele, 2000). Ils se développent majoritairement dans un contexte d'extension en arrière des arcs volcaniques à l'opposé de la fosse. Il existe cependant des bassins d'arrière-arc dont la genèse dépend d'une flexion et non pas d'un régime de contrainte extensif : ils sont alors qualifiés de bassins rétro-arc (Einsele, 2000) (Figure I.1). Dans ce cas (rétro-arc), la lithosphère est continentale, comme dans les marges de type andin, et alors l'arrière-arc est souvent un bassin de subsidence flexural. Mais, lorsque la région en arrière-arc est en extension, se sont alors les bassins d'arrière-arc océaniques. Ces types de bassins sont d'âge relativement jeune et font partie des régions qui s'étendent le plus rapidement sur Terre, comme les bassins d'arrière-arc du Pacifique Sud-Ouest (Allen & Allen, 2005). En général, l'évolution de ces bassins est caractérisée par un comportement épisodique au cours du temps (Faccenna et al., 2004 ; Martinez et al., 2007).

2. Géodynamique générale des bassins d'arrière-arc

La formation de bassins d'arrière-arc (Figure I.2) est liée à un effet combiné de convergence et d'extension. Ils résultent des contraintes d'extension en arrière des zones de subduction et du rifting progressif à proximité des arcs volcaniques jusqu'à ce que la remontée passive du manteau puisse créer une nouvelle croûte océanique (Karig, 1970). Plusieurs modèles géologiques ont été proposés afin d'expliquer comment et pourquoi des bassins d'extension s'ouvrent près des frontières de plaques convergentes, et peuvent soudainement s'arrêter de s'ouvrir. Le fait que ce phénomène soit systématiquement associé à la subduction a conduit de nombreux auteurs à penser qu'une relation de cause à effet existe entre les deux processus et

que, en particulier, l'extension de l'arrière-arc est un effet secondaire de la subduction (Sdrolias & Müller, 2006).

Les rifts d'arrière-arc se forment en réponse à un ralentissement de la vitesse de convergence relative entre deux plaques lithosphériques impliqués dans une subduction et/ou à leur divergence temporaire induite par la collision ou en réponse au vieillissement de la zone de subduction (Honza, 1995 ; Honza, & Tamaki, 1991 ; Uyeda & McCabe, 1983 ; Jolivet & Faccenna, 2000). L'évolution structurale des bassins d'arrière-arc (Figure I.2) est celle d'un rifting passif. Généralement, ce mécanisme de rupture de la plaque chevauchante est relié à l'enfoncement progressif de "panneaux" de lithosphère (slabs) plus denses dans l'asthénosphère (Hager, 1984) sous la force de son propre poids et éventuellement de forces de convergence. L'accrétion océanique et la rupture de la plaque chevauchante se produisent principalement lorsque la croûte océanique de la plaque plongeante est plus vieille que 50-100 millions d'années, en raison du fait que la vitesse de plongement sera plus rapide que la vitesse de convergence de la plaque chevauchante si la croûte est vieille et dense (Molnar & Atwater, 1978). En revanche, la subduction de la croûte océanique récente conduit plutôt à la formation de cordillères (Molnar & Atwater, 1978).

Dans des conditions associées au mouvement absolu de la plaque supérieure, une migration de la fosse et du slab, nommée retrait de slab ou « *rollback* » (Figure I.2) (Elsasser, 1971 ; Moberly, 1972 ; Molnar & Atwater, 1978a ; Dewey, 1980 ; Garfunkel et al., 1986), conséquence de la force de traction du slab en descendant dans l'asthénosphère, se produit au cours du temps, provoquant une extension dans la plaque supérieure et conduisant au développement de courants convectifs au niveau du coin formé entre le slab en subduction et la plaque supérieure (Lallemand et al., 2005, 2008). L'étirement de la base de la lithosphère et la rupture de la plaque chevauchante seraient essentiellement contrôlés par ces courants convectifs (Honza, 1993 ; Tamaki & Honza, 1991 ; Uyeda & McCabe, 1983 ; Schellart & Moresi, 2013). Ces rifts d'arrière-arc issus de la rupture d'une lithosphère peuvent évoluer en bassins océaniques en arrière de la chaîne volcanique, avec la mise en place d'une croûte océanique. Certains bassins ont évolué dans ce contexte jusqu'à la formation de croûte océanique, par exemple la mer du Japon (Jolivet et al., 1994), la mer Noire (Nikishin et al., 2001) ou le bassin Algéro-provençal (Bayer et al., 1973 ; Cohen, 1980).

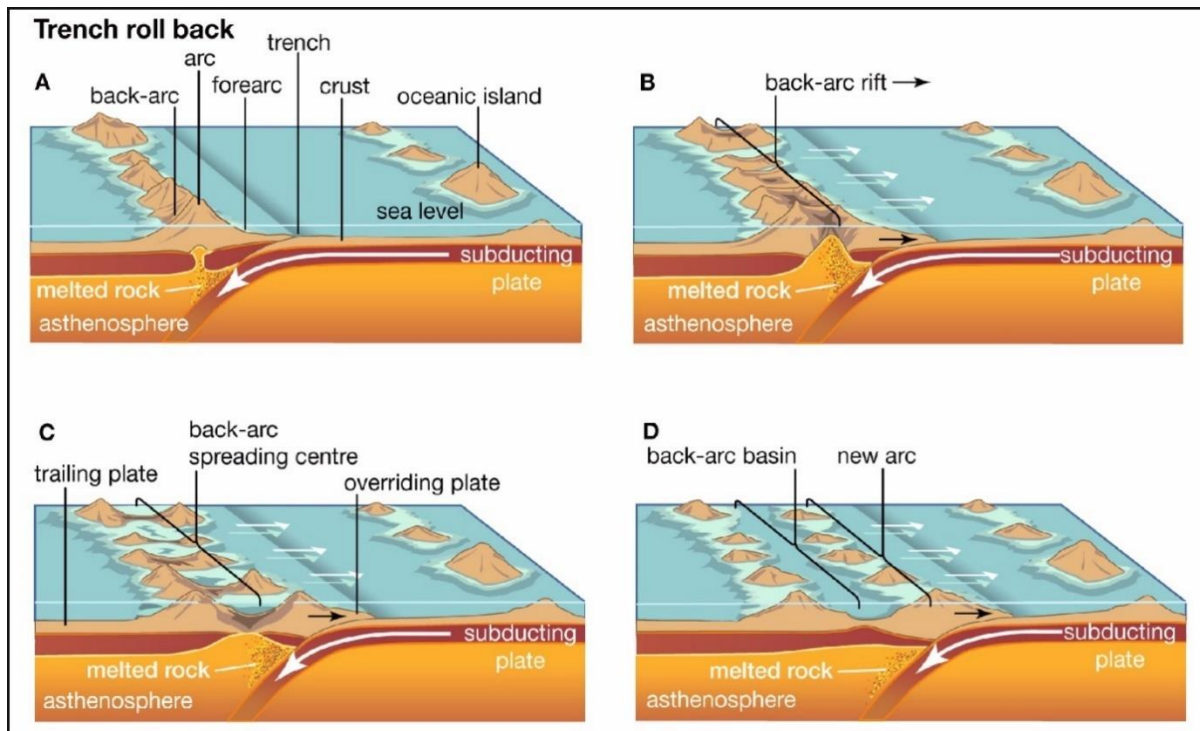


Figure I. 2. Schéma montrant l'évolution d'un bassin d'arrière-arc dans une zone de subduction. Modifié d'après Rafferty (2011).

De nombreux aspects de la formation de la croûte de l'arrière-arc sont similaires à ceux des contextes océaniques de grande taille, notamment l'accrétion du plancher océanique et l'activité hydrothermale. Cependant, les bassins d'arrière-arc se différencient des dorsales des grands océans par plusieurs aspects, principalement en raison de leur proximité avec les frontières de plaques convergentes et du fait que la croûte basaltique (MORB : mid-ocean ridge basalts) formée dans ces deux environnements présente quelques différences telles que le N-MORB versus E-MORB (enrichi en éléments de terres rares) (Kearey et al., 2009). Les bassins d'arrière-arc sont relativement moins présents à la surface de la Terre que les bassins océaniques et ils présentent une grande variété de styles d'accrétion et de compositions lithosphériques. Cette diversité leur confère une grande importance pour l'étude de l'accrétion crustale et des processus associés. Comprendre l'origine de la diversité des régimes tectoniques observés dans les zones d'arrière-arc constitue une problématique essentielle dans de nombreuses études.

3. Dynamique des slabs et du manteau

Le fait que les zones de subduction ne sont pas systématiquement associées à la formation de bassins d'arrière-arc et que dans certains cas, l'extension de l'arrière-arc a pris fin alors que

la subduction s'est poursuivie pendant des millions d'années, indique clairement que la subduction n'est pas une condition suffisante pour déclencher l'extension de l'arrière-arc (Heuret & Lallemand, 2005).

Dans la zone de subduction, la plaque supérieure chevauchante, la plaque subduite, le panneau plongeant (slab) et le manteau asthénosphérique sont à l'origine de plusieurs grandes forces (Figure I.3) dont l'importance relative varie d'une configuration à l'autre. En interagissant, elles confèrent à chaque zone sa dynamique propre qui s'exprime par une série de processus variables, par exemple la migration de la fosse et la déformation de la plaque supérieure. La figure I.4 indique les forces qui maintiennent la subduction (forces motrices) ainsi que celles qui ralentissent son fonctionnement (forces résistantes). Les forces motrices sont des forces de volume qui impliquent la gravité : la poussée aux dorsales (*ridge-push*) et la traction du slab (*slab pull*) (F_{sp} , Forsyth & Uyeda, 1975). Les forces résistantes sont de différentes natures : des forces de surface impliquant de la friction (F_f) à l'interface des plaques, des forces de résistance au ploiement au niveau de la fosse et du manteau supérieur ($F_{p1/p2}$) (Figure I.3), celles résultant de cisaillement visqueux entre les manteaux inférieur et supérieur ($F_{cv1/cv2}$), enfin une force d'ancrage résultant d'un déplacement subhorizontal relatif entre le panneau plongeant et l'asthénosphère ($F_{a/md}$) (Figure I.3). En outre, la dynamique de la plaque supérieure et les courants mantelliques peuvent s'ajouter aux forces ci-dessus et agir comme des freins ou des moteurs de la subduction en fonction de leur orientation. Il faut noter que le mouvement absolu de la plaque supérieure par rapport à l'arc et à la zone de subduction est supposé jouer un rôle important dans le contrôle de la géométrie du slab, le mouvement de la fosse, et ainsi son régime tectonique, et peut conduire à une configuration variable des plaques et des styles de déformation dans les environnements proches de l'arc et de l'arrière-arc (Heuret & Lallemand, 2005).

Pour toutes ces raisons, on peut conclure que la dynamique du slab est complexe et exerce au premier ordre un fort contrôle sur la déformation de la plaque chevauchante, en particulier lorsque la zone de subduction est "contrainte" dans un espace étroit comme c'est le cas en Méditerranée.

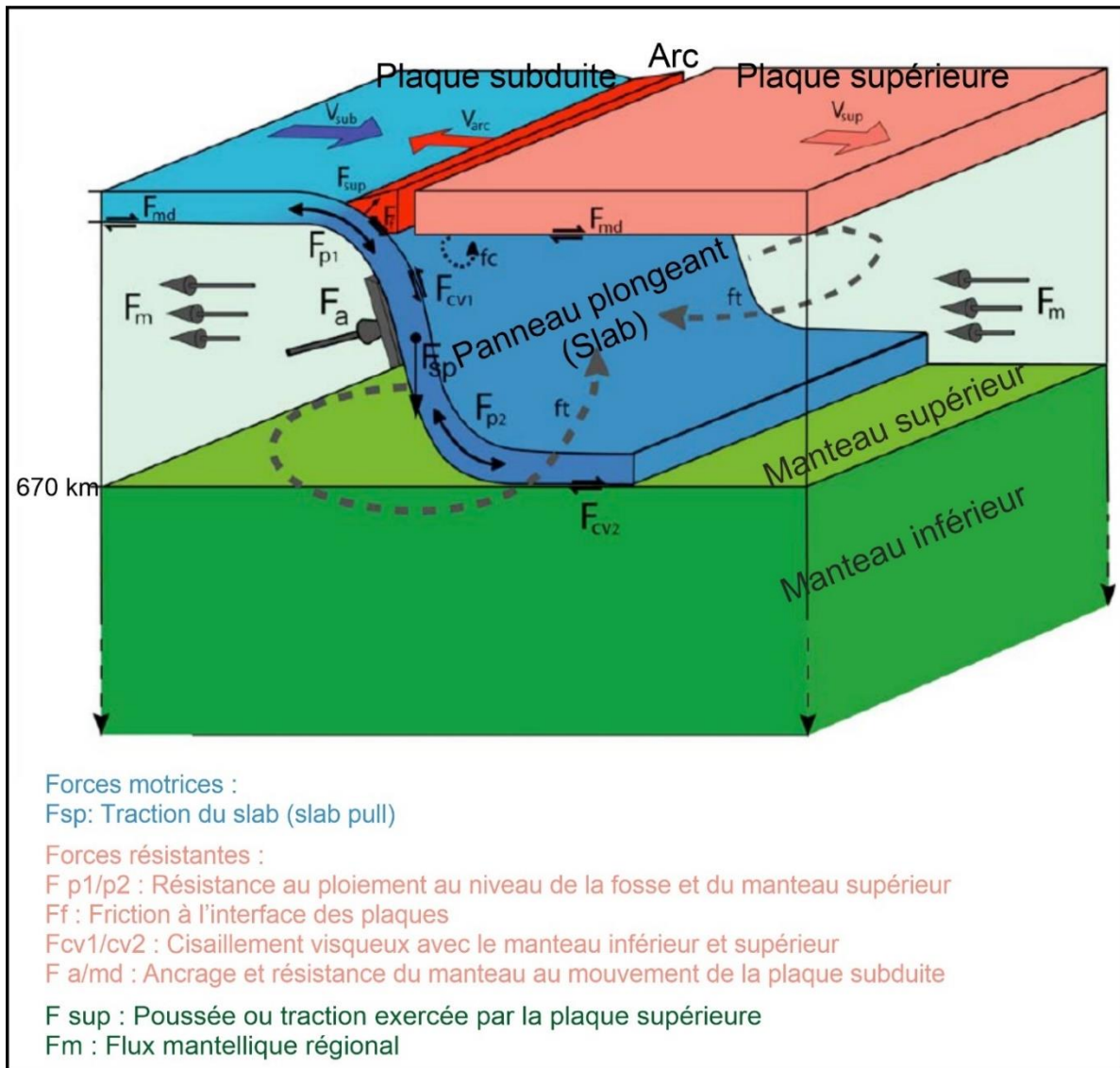


Figure I. 3. Schéma conceptuel de la zone de subduction montrant les grands éléments structuraux des zones de subduction ainsi que les principales forces contrôlant leur dynamique et les flux associés. Modifiée d'après Heuret et Lallemand (2005).

Les premières tentatives pour expliquer la déformation en arrière-arc, et en particulier l'expansion océanique, ont invoqué le diapirisme du manteau (Oxburgh & Turcotte, 1976) ou la convection secondaire (Sleep & Toksoz, 1971), mais les modèles de ce type n'ont pas pu expliquer la variabilité observée de la déformation en arrière-arc. L'examen du rôle de divers paramètres de la subduction, et en particulier ceux de la cinématique des plaques tels que les mouvements absolus de la plaque supérieure et de la fosse, est apparu pertinent dans de nombreuses études antérieures (Jarrard, 1986 ; Garfunkel et al., 1986 ; Otsuki, 1989), bien que ces études aient parfois abouti à des conclusions contradictoires.

Nous présentons dans cette partie les principaux modèles proposés pour expliquer l'extension en contexte d'arrière-arc et les mécanismes tectoniques responsables de la genèse de ces bassins, même si ceux-ci sont encore sujets à débat (Taylor & Karner, 1983 ; Flower et al., 2001 ; Mantovani et al., 2001 ; Schellart & Moresi, 2013).

3.1. *Slab-pull* et *slab roll back*

Ce modèle (A) (Figure I.4) est le plus communément invoqué et permet d'expliquer l'extension dans la plaque supérieure par le recul du panneau en subduction dans la lithosphère sous l'effet de son propre poids (rollback), ainsi que sous l'effet du mouvement absolu de la plaque supérieure (Molnar & Atwater, 1978 ; Dewey, 1980 ; Malinverno & Ryan, 1986 ; Royden, 1993) et de la réaction de l'asthénosphère (la poussée d'Archimède). Lorsque la lithosphère plonge dans le manteau supérieur, un contraste thermique se produit et induit un gradient de densité qui tire la plaque vers la zone de subduction tout en entraînant le slab vers le bas. C'est en définitive la traction exercée par les slabs sur les plaques auxquelles ils sont attachés (F_{sp} , Figure I.3).

L'arc est défini comme la partie de la plaque chevauchante qui migre vers la fosse, sous l'action de la force de 'suction' induite par la traction du slab (Forsyth & Uyeda, 1975 ; Chapple & Tullis, 1977) (Figures I. 3, 4). La grande flèche (Figure I.4) indique la force de traction du slab. Cette force provoque le recul du slab, induisant une contrainte de tension dans la plaque chevauchante capable de provoquer une déformation en extension. L'extension de l'arrière-arc entraînée par la flottabilité négative de la lithosphère subduite par rapport au manteau environnant se produit lorsque le slab a profondément plongé (au-delà de 125 km) et si son angle de plongement est supérieur à 50° (Heuret, 2005). Le manteau suit la plaque en retrait, entraînant la plaque supérieure avec lui. En outre, la remontée du manteau asthénosphérique en arrière-arc peut provoquer une décompression rapide de ce matériau, et une fusion partielle pouvant ensuite induire un rifting de la plaque supérieure dans ce contexte, conduisant à une océanisation (back-arc spreading en anglais).

La traction du slab (*slab pull*) a été considérée comme une force motrice dans le processus de subduction, mais certains auteurs ont suggéré que les flux mantelliques pourraient également avoir un rôle significatif (Lallemand et al., 2005 ; Heuret & Lallemand, 2005 ; Heuret, 2005, Heuret et al., 2007).

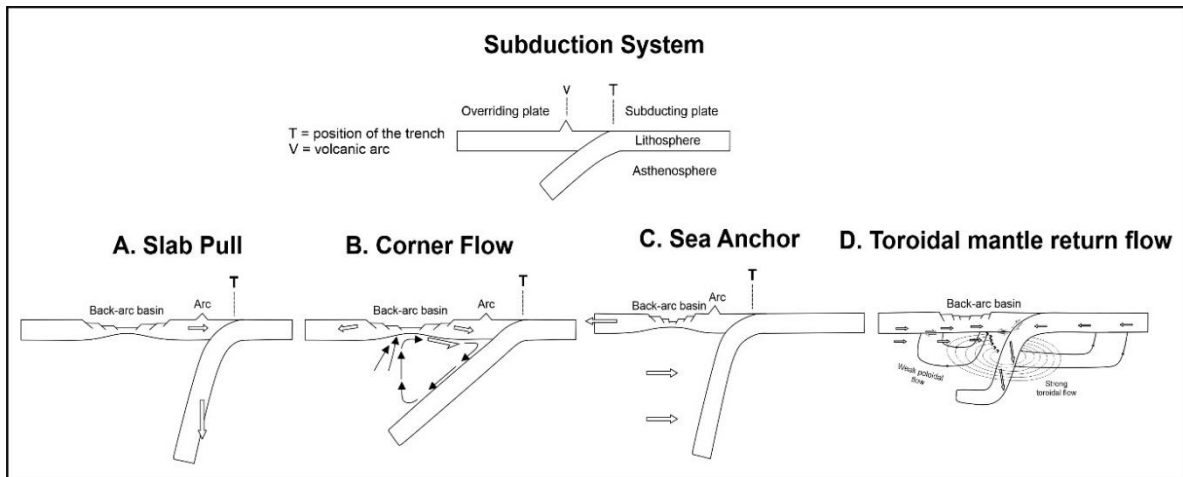


Figure I. 4. Illustration montrant les mécanismes d'entraînement de l'extension de l'arc postérieur liés à la subduction. A) Principaux éléments d'un système de subduction. T = position de la fosse, V = arc volcanique. Modifiée d'après Mantovani et al. (2001).

Le mécanisme de traction du slab est également conditionné par l'âge (l'épaisseur et la densité) de la plaque plongeante (Funciello et al., 2003), la longueur latérale du slab (Stegman et al., 2006), la présence de bordures latérales libres dans la zone de subduction (Schellart, 2004), ou encore par les mouvements induits dans l'asthénosphère par le panneau plongeant (Faccenna et al., 2005). Des expériences numériques ont montré que la traction ne produira théoriquement une extension dans la plaque chevauchante, même mécaniquement affaiblie, que si le slab a atteint une longueur d'environ 300 km (Hassani et al., 1997). Néanmoins, il faut aussi prendre en compte le couplage mécanique entre la plaque en subduction et la plaque chevauchante car il exerce un contrôle important sur le recul de slab et donc sur l'extension de l'arrière-arc qui en résulte (Chemenda et al., 2000). En effet, selon les travaux précités, tenant la plaque supérieure comme passive par rapport à la dynamique de subduction, l'extension est essentiellement dépendante du recul et de la verticalisation de la plaque plongeante. L'accommodation tectonique du domaine d'arrière-arc est également variable en fonction de la rhéologie de la plaque supérieure (Schellart et al., 2002), elle-même associée en général à la thermicité de la lithosphère et à son héritage structural (Jolivet et al., 2018). En Méditerranée occidentale, il existe aujourd'hui un consensus pour considérer que le retrait du slab Téthysienne en subduction par "*slab pull*" est le mécanisme moteur de l'évolution tectonique Méditerranéenne depuis environ 30 Ma. (Dewey et al., 1989 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Lonergan & White, 1997 ; Malinverno & Ryan, 1986 ; Rehault et al., 1984 ; Wortel & Spakman, 2001).

Tous ces facteurs mentionnés ci-dessus, y compris la longueur du slab de subduction (environ 300 km) et bien d'autres (voir ci-dessus), ont certainement joué un rôle important dans le processus de génération des bassins d'extension en arrière-arc.

3.2. Coin asthénosphérique ou “*Corner flow*” (“*wedge flow*” ou “*induced asthenospheric convection*”)

Le modèle (B) (Figure I.4) du flux asthénosphérique dans le coin mantellique suppose que la subduction induit un flux convectif dans le coin asthénosphérique au-dessus du slab par couplage visqueux avec le slab. Ce flux qui en résulte devrait être étroitement aligné avec le mouvement de la plaque en subduction et provoque l'extension dans la plaque chevauchante (Sleep & Toksoz, 1971 ; Toksoz & Hsui, 1978). La séparation de l'arc de la plaque chevauchante et l'extension consécutive de l'arrière-arc sont provoquées par la traction de cisaillement induite par l'écoulement asthénosphérique à la base de la plaque chevauchante et l'effondrement gravitationnel de la lithosphère, qui s'éloigne de la zone de remontée située au-dessus du flux mantellique ascendant, et par la résistance basale de l'arc, exercée par la rampe horizontale du flux mantellique. Les flèches fines (Figure I.4) sous la lithosphère chevauchante illustrent l'écoulement du manteau induit par le slab.

3.3. Modèle de l'ancre flottante (*Sea Anchor*)

Ce modèle (C) (Figure I.4) a été initialement avancé au début de la théorie de la Tectonique des Plaques (Havemann, 1972) puis reconsidéré par Uyeda et Kanamori (1979) pour expliquer la génération et la distribution des bassins d'arrière-arc dans le monde. Ce modèle suppose qu'une force de résistance dans le manteau supérieur peut s'opposer au mouvement latéral du slab par rapport au manteau asthénosphérique (Figure I.3) (Scholz & Campos, 1995 ; Mantovani et al., 2001).

Étant basé sur l'hypothèse que la position de la fosse est fixe, la force motrice proposée est induite par le mouvement vers la terre de la plaque chevauchante dont sa séparation de la plaque en subduction est empêchée par la charge lithostatique, qui dépasse largement la force de tension de la lithosphère chevauchante (Chemenda, 1993). L'arc et le système de subduction se déplacent plus lentement que la plaque chevauchante en raison de la résistance du manteau au déplacement du slab. Ce mouvement différencié induisant l'extension en arrière-arc se

produit lorsque la plaque chevauchante se déplace vers la terre, en suivant le slab. La flèche supérieure (Figure I.4) indique la force motrice proposée, induite par le mouvement vers la terre de la plaque chevauchante.

Les implications de ce modèle ne peuvent pas être facilement conciliées avec la cinématique des systèmes de la Méditerranée, puisque le développement de ces zones a été principalement déterminé par le mouvement vers la mer des arcs, avec des taux de convergence très lents entre les plaques chevauchantes et en subduction (Dercourt et al., 1986 ; Mantovani et al., 2001).

3.4. La déchirure et la rupture du slab

La terminaison latérale abrupte des zones de subduction existe depuis les débuts de la Tectonique des Plaques sous le nom des failles « ciseaux » (Isacks et al., 1968). Ces failles appelées « *tear faults* » ont suscité un énorme intérêt ces dernières années grâce aux travaux de Govers et Wortel (2005) qui ont mis en avant la nature « non-rigide » des plaques en bordure de discontinuités lithosphériques. Au sein d'une même plaque, certains domaines restent stables par rapport au recul de la plaque plongeante, ce qui entraîne un processus de déchirure du slab (Figure I. 6) après une longue convergence lorsque le slab est suffisamment long avec un poids supérieur à la résistance à la traction. Et par conséquent, le slab se détache de la partie superficielle continentale de la plaque le long d'une déchirure se propageant horizontalement. Une déchirure verticale due à l'extension horizontale requise par la forme arquée de slab en subduction se produit le long des zones de fracture (probablement anciennes failles transformantes). Cette déchirure induit l'enfoncement du segment du slab dans l'asthénosphère en produisant des séries magmatiques typique.

Govers & Wortel (2005) ont montré que dans certaines régions (dont la Méditerranée occidentale), pendant le slab rollback, on assiste à une segmentation du slab en subduction aux bords de plaques plongeantes où des accidents transformants importants se produisent, accompagnés de rotations du terrain adjacent pendant le déplacement du front de subduction (Figure I.5) particulièrement lors du retrait de slabs étroits (Govers & Wortel, 2005 ; Schellart et al., 2007). Ce processus induit la formation d'une ou plusieurs failles (*tears faults* en anglais) d'échelles lithosphériques de type "décrochant" formés entre les parties adjacentes de la plaque plongeante. Ces failles de déchirure lithosphérique et la trace qu'elles laissent dans la plaque

supérieure ont été définies comme des *STEP-Faults* (*Subduction Tear Edge Propagator*) (Govers & Wortel, 2005). Par ailleurs, ces failles sont susceptibles de relier deux segments adjacents d'une zone de subduction et elles accommodent les mouvements horizontaux si la vitesse du retrait du slab est différente au niveau des deux segments (Figure I.5d). Ces accidents transformants (*STEP*) sont de plus en plus cités (Bezada et al., 2013 ; Van Hinsbergen et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014) en tant qu'argument selon lequel le principal moteur de l'extension et de ces mouvements décrochants est le retrait des plaques plongeantes. Une *STEP-Fault* en propagation a le potentiel de produire une topographie à l'échelle pluri-kilométrique et des bassins sédimentaires majeurs (Govers & Wortel, 2005).

Les mouvements le long des *STEP-Faults* permettent au processus de subduction de se poursuivre et de ce fait, on assiste fréquemment à la formation d'arc de subduction bordé latéralement par des *STEP-Faults* (Govers & Wortel, 2005); Ainsi, dans le cas où la subduction devient arquée, des déchirures horizontales (Figure I-5c) peuvent naturellement amener la formation de "*Tear-Faults*" (Figure I.5d) et donc de deux *STEP-Faults* à sens de cisaillement opposés sur les bords parallèles au sens de retrait du slab en "lanière" (Schellart & Moresi, 2013). De fait, les *STEP-Faults* impliquent des mouvements horizontaux (en décrochement) dans la plaque supérieure et des mouvements verticaux entre la plaque océanique en subduction et la plaque supérieure horizontale (Wortel & Spakman, 2001, Govers & Wortel, 2005) (Figure I.5 b, c, d).

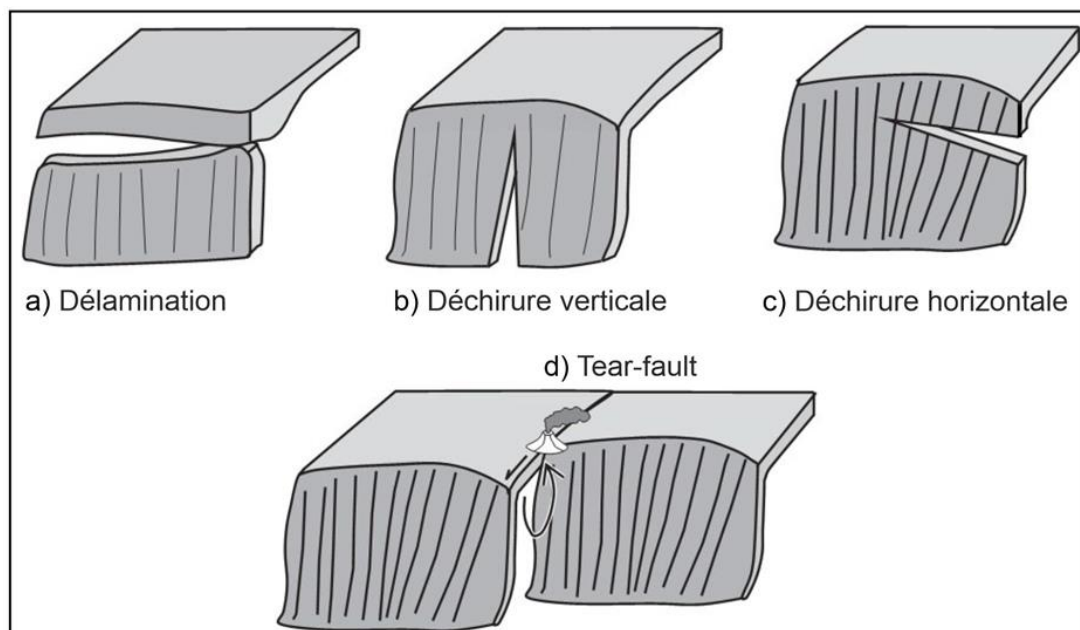


Figure I. 5. Illustrations schématiques des processus impliquant une déchirure ou une rupture du panneau plongeant en subduction. (a) Rupture du panneau plongeant associé au stade final du détachement du slab : ce

processus est appelé slab break-off. (b) Déchirure verticale et progressive du slab. (c) Déchirure horizontale et progressive du slab. (d) Bloc-diagramme montrant une faille lithosphérique (*Tear-fault*) séparant deux slabs en subduction, La flèche courbée indique une remontée de l'asthénosphère, ce qui déclenche un magmatisme lié à la déchirure lors de la propagation de la faille. D'après Rosenbaum et al. (2008).

En effet, dans les cas où la résistance à la propagation latérale de la déchirure est élevée, la rupture du slab (slab break-off, Figure I-5a) se produira. Ce processus a été proposé pour expliquer les nombreuses anomalies imagées par la tomographie sismique en tant que discontinuités des plaques en subduction (Wortel & Spakman, 2000).

Les limites de *STEP-Faults* peuvent se propager dans la lithosphère continentale, produisant la délamination du manteau lithosphérique subcontinental (Figure I.5a). La délamination est un terme générique désignant la séparation de deux couches initialement liées. La délamination tectonique est favorisée par la présence d'une partie crustal mécaniquement faible (croûte inférieure ductile) qui présente des changements importants de température ou de composition, et donc de rhéologie. Ce processus a été proposé sous la marge Est-Algéro-Tunisienne et sous la marge d'Alboran.

Ces failles peuvent se former dans un domaine purement océanique, comme dans le cas de la fosse des îles Sandwich du sud ou le long de la bande nord de l'Arc de Tonga (Govers & Wortel, 2005 ; Baes et al., 2011). Cependant, elles peuvent se former aussi à la transition océan-continent de la même plaque lithosphérique, comme dans le cas de la plaque Caraïbe (Clark et al., 2008). Les mouvements le long des *STEP-Faults* permettent au processus de subduction de se poursuivre et de ce fait, on assiste à la formation d'un arc de subduction bordé latéralement par des *STEP-Faults* (Govers & Wortel, 2005). Ce type de failles a été décrit dans le bassin Nord-Fidjien (Hunter fracture Zone ; Schellart et al., 2002), dans l'île de Sulawesi (Palu Fault) et sur les bords de la Calabre (Gallais et al., 2013), des arcs des Caraïbes (Clark et al., 2008a) et des îles Sandwich (Scotia) (Schellart et al., 2002) (Figure I.6). La présence d'une telle faille a notamment été décrite dans le bassin Algéro-Baléarique (Medaouri et al. 2014).

Dans ce travail de thèse, ce terme indiquera une déchirure verticale du slab de subduction associée à une faille « *Tear-Fault* ». Cette structure est similaire à celle décrite par Govers & Wortel (2005) comme étant une *STEP-Fault*. Ces déchirures latérales permettent souvent d'expliquer, dans les reconstitutions paléogéographiques, de grands déplacements latéraux relatifs comme le déplacement du bloc d'Alboran liée à l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique.

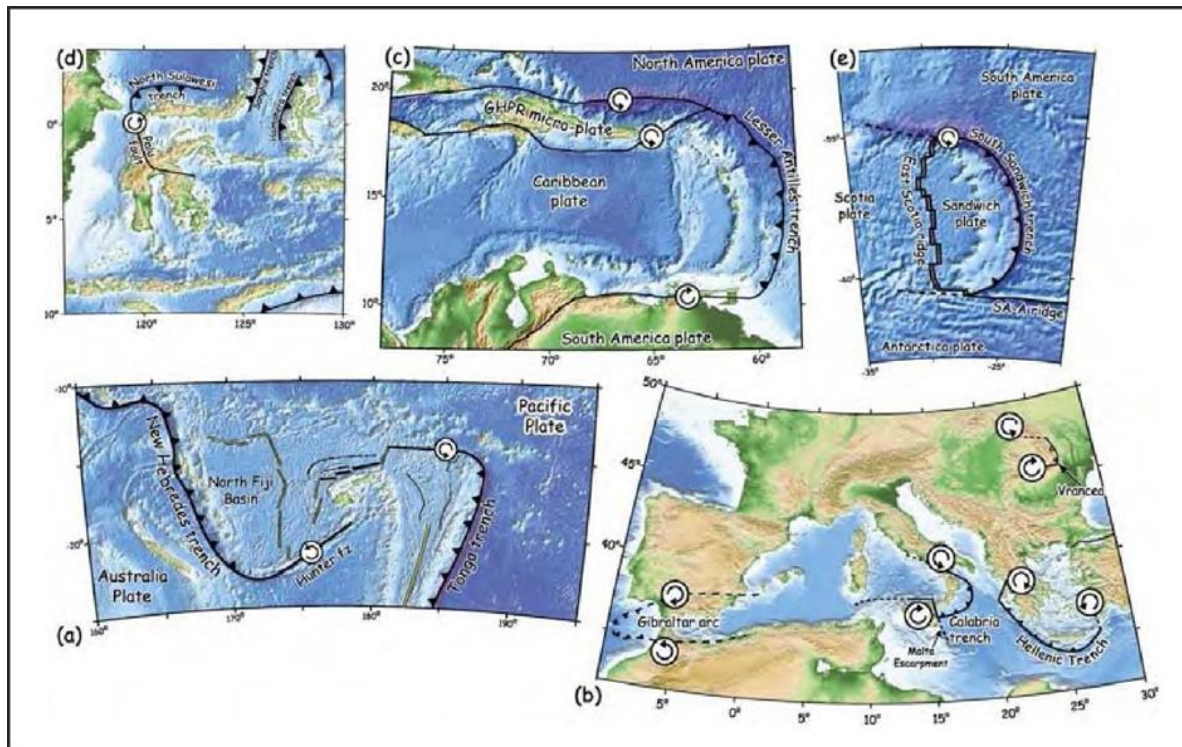


Figure I. 6. Différentes zones de subduction soumises au recul de la fosse et qui montrent une déformation transformante et une rotation sur les bordures de la fosse (Govers & Wortel, 2005). Ce type de déformation appelé *STEP* (*Subduction Transform Edge Propagator*) est observé dans (a) le bassin nord-fidjien, (b) toute la Méditerranée, (c) la fosse des Petites Antilles, (d) la fosse de Sulawesi et (e) dans la fosse des Sandwich du Sud. Modifiée d'après Govers et Wortel (2005).

Le volcanisme près des *STEP* est distinct du volcanisme d'arc typique. Dans certains cas, les bords de slab semblent coïncider avec les panaches mantelliques (Govers & Wortel, 2005). Ces déchirures lithosphériques liées au recul du slab permettent également l'intrusion du manteau asthénosphérique. Ces ouvertures, appelées fenêtres asthénosphériques (*slab-windows* en anglais) (Figure I.7), sont associées à des flux asthénosphériques et sont bien mises en évidence par les modèles tomographiques de la Méditerranée (Faccenna et al., 2004 ; Fichtner & Villaseñor, 2015). La modélisation a par la suite confirmé la présence de ces flux toroïdaux sur les bords des plaques en recul (Schellart, 2004a ; Stegman et al., 2006), et un accord a été trouvé entre les résultats obtenus et le champ de déplacement modélisé en surface (Govers & Wortel, 2005) et actuellement mesuré par géodésie (Palano et al., 2017).

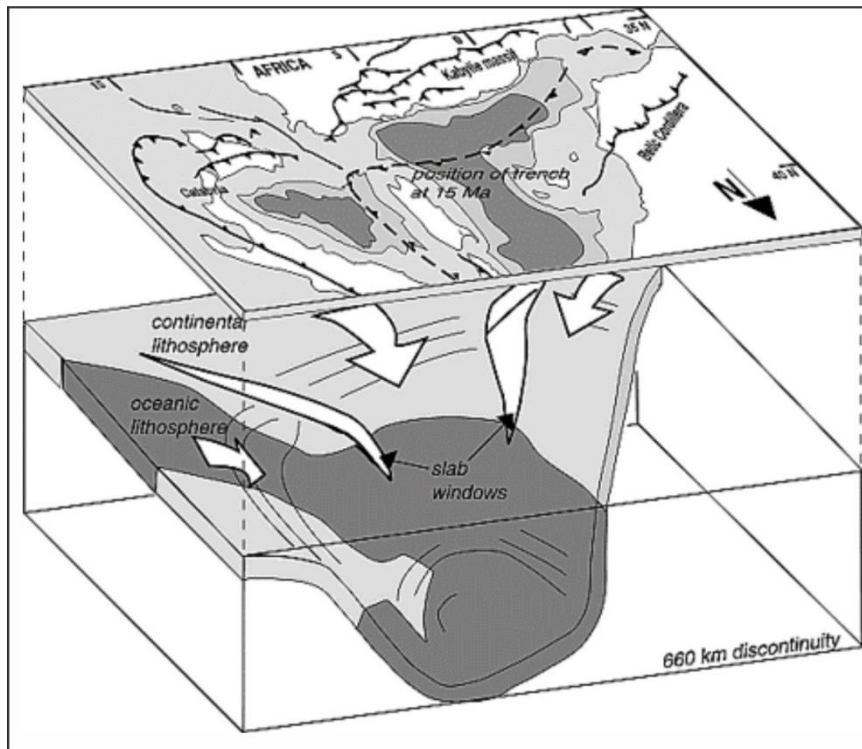


Figure I. 7. Schéma montrant la localisation actuelle de slabs en Méditerranée occidentale, déduite de la tomographie sismique, ainsi que les fenêtres asthénosphériques (slab-windows) associées. D'après [Faccena et al. \(2004\)](#).

Ces failles de détachement laissent des traces ou empreintes (thermiques, chimiques et structurales) sur la plaque supérieure. Ce processus est parfois accompagné de « *pulses* » magmatiques, comme celle observée le long de la marge Algérienne ([Medaouri et al., 2014](#)), et qui sont interprétées comme des empreintes de ces failles. Cette rupture est fréquemment liée à l'initiation de la collision entre une marge et l'arc de subduction, comme le suggère le cas de la Chaîne Maghrébides-Sicile ([Stampfli et al., 2001](#)).

3.5. La stagnation du slab ou « stagnant slab »

La courbure quasi-horizontale du slab a été détectée pour la première fois à partir d'une analyse du temps de propagation par [Okino et al. \(1998, 1999\)](#) et imagée dans la zone de transition sous le Japon par [Fukao et al. \(1992\)](#) et [van der Hilst et al. \(1993\)](#) grâce à la tomographie du temps de propagation de l'onde P. Ce processus implique une courbure sub-horizontalement au-dessus, sur ou en-dessous de la discontinuité de 660 km (limite manteau supérieur-manteau inférieur) du slab en subduction de la lithosphère océanique ([Fukao et al. 1992](#)) (Figure I.8).

La limite manteau supérieur/manteau inférieur est caractérisée par un ensemble de forces résistant à l'enfoncement du slab (Isacks et Molnar, 1969), et pouvant être liées à la flottabilité croissante du slab générée par les transformations de phase ayant lieu dans la zone de transition et autour de 670 km de profondeur et/ou l'augmentation brutale de la viscosité dans le manteau inférieur (Gurnis & Hager, 1988). Lorsque le slab atteint la zone de la discontinuité à 670 km, les forces résistantes tendent à plier la lithosphère, et la rigidité du slab s'oppose à cette flexion. L'équilibre résultant entre ces différentes forces déterminera l'intensité de la déformation finale, et donc le slab se défléchit. Ce processus donne lieu à une accumulation et un épaissement du slab et à une remontée active de l'asthénosphère ainsi qu'à un processus magmatique actif qui aboutit au rifting arrière-arc (Figure I.8) après une érosion thermique de la base de la lithosphère (Zou et al., 2008). Ce phénomène est désormais largement reconnu sous les zones de subduction du pourtour du Pacifique et de la Méditerranée (Piromallo et Morelli 2003). Trois paramètres sont probablement considérés comme contrôlant le comportement du slab à proximité de la discontinuité à 670 km : l'état thermique du slab, son pendage, et le mouvement de la fosse (Karato et al., 2001).

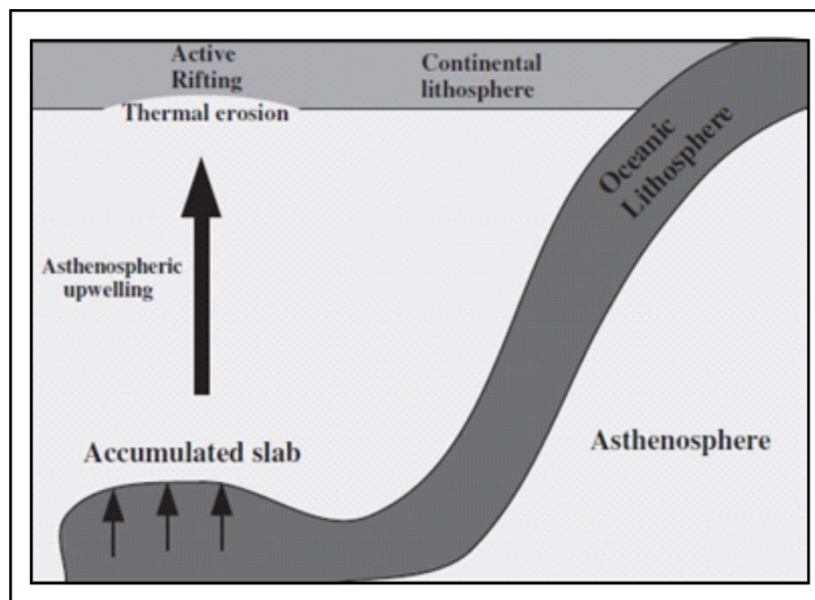


Figure I. 8. Schéma montrant un cas type d'évolution d'un bassin d'arrière-arc dû à une déflexion du slab dans l'asthénosphère (slab stagnant, Zou et al., 2008). Modifié d'après Merle (2011).

3.6. La dynamique mantellique

Le manteau asthénosphérique qui entoure les slabs et les flux qui peuvent le diriger sont eux même une autre source possible de migration des slabs/fosses (Shemenda, 1994). Cette zone dans laquelle plongent les slabs n'est pas un milieu inerte et figé et ces slabs en subduction

fournissent la principale source de flottabilité négative pour entraîner le flux du manteau et sont ainsi le moteur du mouvement des plaques tectoniques. Le manteau, de par sa viscosité, s'oppose à tout mouvement de la lithosphère. Il existe ainsi une résistance du manteau au déplacement horizontal des plaques. Cette résistance se fait sous la forme d'un cisaillement visqueux ou « *mantle drag* » (F_{md} ; figure I.3), tout au long de la base des plaques. De la même façon, le manteau exerce une résistance à l'enfoncement du slab. Chaque élément de l'interface slab/manteau (base et sommet) est ainsi soumis à un cisaillement visqueux. Cette force est subparallèle à l'interface. Les différences de viscosité de plusieurs ordres de grandeur entre manteau supérieur et manteau inférieur impliquent des forces d'intensités différentes (F_{cv1} et F_{cv2} ; Figure I.3). La dissipation de l'énergie par la résistance visqueuse du manteau aux mouvements de la plaque subduite et du slab dépend principalement de la géométrie de la plaque (longueur, largeur, profondeur maximale atteinte par le slab) et de la viscosité du manteau (Conrad et Hager, 1999).

Les mouvements convectifs associés à la descente de la lithosphère au niveau des zones de subduction et à l'ascension des panaches chauds sont constitués d'une composante poloïdale et d'une composante toroïdale (Figure I.9). Ces flux, une fois générés, sont un moteur potentiel de la dynamique de la subduction (Conrad et Lithgow Bertelloni, 2002). Le flux poloïdal (Figure I.9) est directement contrôlé par les forces de volume, donc par les variations de densité dérivant des contrastes thermiques et il est associé à l'entraînement du manteau par la plaque et le slab, parallèlement à leur interface, par cisaillement visqueux. Avant que le slab n'atteigne le manteau inférieur, le flux poloïdal assure lui aussi le transfert du manteau de part et d'autre du slab, par en-dessous (Garfunkel et al., 1986 ; Funiciello et al., 2004) (Figure I.10b). Il en résulte une compression et un raccourcissement (Figure I. 10b) perpendiculaires à la fosse dans la partie frontale de la plaque supérieure qui entre en collision avec la charnière de subduction. Une grande proportion du mouvement des plaques de la Terre est poloïdale (accrétion océanique et zone de subduction). Par contre une autre grande partie de ce mouvement est toroïdal avec peut-être jusqu'à 50 % de l'énergie cinétique totale impliquant un mouvement de chevauchement et de rotation des plaques (Figure I.9) (Bercovici et Wessel, 1994).

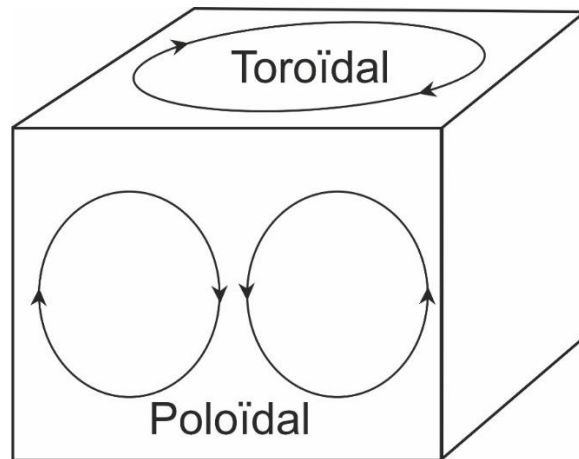


Figure I. 9. Schéma illustrant les lignes de flux simples associées au mouvement toroïdal et poloïdal. Le flux poloïdal est une forme de convection dont l'axe des cellules de convection est horizontal, tandis que dans le flux toroïdal, l'axe est vertical. Modifié d'après [Bercovici et al. \(2000\)](#).

Au niveau des zones de subduction lors du recul du slab, un flux mantellique toroïdal (ou latéral) est généré principalement par des variations latérales de viscosité induites par le plongement de matériaux lithosphériques plus visqueux ([Bercovici et al., 2000](#)) introduisant des vitesses de fluage différentes. Ces différentiels de vitesse positifs entraînent des contraintes de cisaillement basales qui augmentent vers la fosse et provoquent un mouvement de plaque chevauchant vers la fosse, ce qui génère une extension dans l'arrière-arc (Figure I.10a). Le flux toroïdal comprime le manteau d'un côté du slab, le forçant ainsi, après l'avoir contourné, à s'échapper de l'autre côté, à travers les fenêtres asthénosphériques qui constituent les bords du slab. La force de pression supplémentaire générée par de tels flux de manteau sur un côté du slab peut provoquer une translation du slab dans une direction normale à la fosse. Les courants mantelliques toroïdaux aux bordures du slab sont associés aux migrations latérales du slab et il est supposé jouer un rôle important dans ce modèle notamment dans le cas du retrait de slabs étroits ([Schellart & Moresi, 2013](#)) (Figure I.10a).

En fin de compte, ces modèles démontrent que l'extension de l'arrière-arc est favorisée pour les slabs étroits et près des bords latéraux des slabs et qu'elle est conduite par l'écoulement toroïdal du manteau induit par le rollback, tandis que le raccourcissement de l'arrière-arc est favorisé pour le centre des slabs larges et est conduit par l'écoulement poloïdal du manteau résultant du mouvement descendant des slabs ([Schellart & Moresi, 2013](#)).

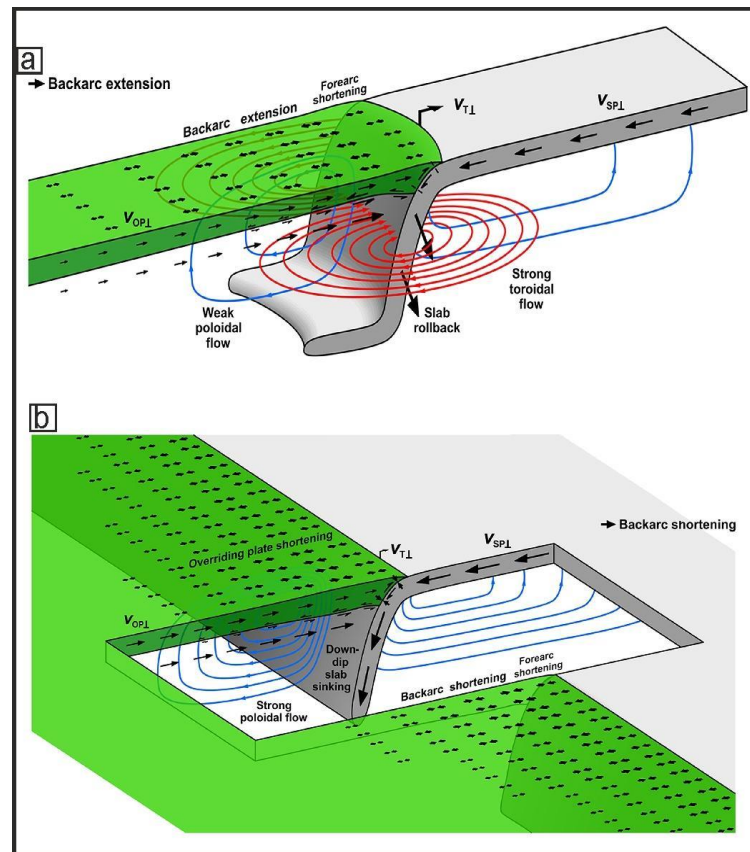


Figure I. 10. Illustration montrant les modèles conceptuels permettant d'expliquer la déformation de plaque supérieure dans les zones de subduction. (a) Le modèle du recul de la fosse (rollback) induit par la traction du slab, et dans lequel l'extension de l'arrière-arc est finalement induite par le flux de retour toroïdal du manteau induit par le slab-rollback. (b) Le modèle de push-back de la fosse induit par la plaque supérieure, et dans lequel le raccourcissement de l'arrière-arc est induit par l'écoulement poloïdal du manteau induit par un enfoncement du slab sous la plaque supérieure. Modifiée d'après [Schellart et Moresi, 2013](#).

3.7. Conséquences sur la déformation de la plaque supérieure

Les mouvements des plaques supérieures peuvent être très variables d'une zone de subduction à l'autre le long des différentes fosses et leur vitesse de retrait est limitée à ± 50 mm/a pour 80% d'entre elles, mais plus de la moitié d'entre elles ont des vitesses relatives (entre 0 et -25 mm/a) et sont donc quasiment stationnaires. A noter que le mouvement de la plaque océanique (moyenne à -48 mm/an) est plus rapide que celui de la plaque portant de grands continents (8 mm/an). En outre, le mouvement de la plaque subduite est d'autant plus lent que la plaque supérieure avance rapidement vers la fosse, et inversement, le mouvement de la plaque subduite est d'autant plus rapide que la plaque supérieure recule rapidement ([Heuret et al., 2005](#)).

Divers chercheurs ont étudié la déformation de la plaque supérieure liée au retrait des fosses de sorte que dans un contexte de systèmes en retrait, l'extension de la plaque supérieure pourrait

se produire mécaniquement (Jolivet et al., 1994). Mais cette extension est plus complexe puisqu'elle n'est pas directement causée par le retrait des fosses et que d'autres forces du système sont impliquées (Figure I.3). En effet, plusieurs études ont attribué l'extension de la plaque supérieure à la vitesse de la subduction causée par la flottabilité des slabs (Capitanio et al., 2011) et à un écoulement asthénosphérique peu profond induit par la subduction (Schellart et al., 2007 ; Schellart & Moresi, 2013 ; Faccenna et al., 2017). Faccenna et al. (2017) l'ont associé à un écoulement toroïdal (discuté précédemment), où le manteau s'écoule latéralement autour du slab. Schellart (2017) a montré que l'écoulement poloïdal produit à la fois une extension et une compression en fonction de la taille de la cellule de convection.

Par ailleurs, les paramètres cinématiques ne sont pas les seuls pouvant avoir une influence sur le régime tectonique de la plaque supérieure ; la géométrie du slab peut également jouer un rôle essentiel par la modification de la surface de contact entre les plaques (Heuret et al., 2005)

3.8. Consensus et points de convergence

Je termine ce chapitre en appliquant les concepts précédents à la formation des bassins océaniques d'arrière-arc de la Méditerranée occidentale, pour lesquels plusieurs scénarios ont été avancés pour expliquer leur mise en place ainsi que de leurs marges (Figure I.11). Martínez et al. (2007) ont proposé que ce type de bassins puisse se former dans deux situations différentes :

- a) Dans le premier scénario (Figure I.11A), la plaque en subduction s'enfonce verticalement dans le manteau plus rapidement qu'elle ne s'éloigne de la plaque supérieure (plaque chevauchante) et plus rapidement que le taux de convergence (Heuret & Lallemand, 2005). Dans ce cas, la fosse de subduction recule et s'éloigne par rapport à la plaque chevauchante "rollback" (Elsasser, 1971 ; Moberly, 1972) aboutissant à la formation d'un bassin d'arrière-arc. Ce processus n'implique aucune déstabilisation de l'asthénosphère, l'extension résultant dans ce cas des contraintes régionales situées aux limites latérales de la lithosphère continentale (forces aux limites). On parle alors de processus « passif » où la tectonique est dominante.
- b) Dans le deuxième scénario, le processus se produit dans l'autre sens. La plaque supérieure (Figure I.11B) s'éloigne de la fosse de subduction et dans ce cas, le slab résiste à la migration de la fosse accompagnant le retrait de la plaque supérieure, ce qui

entraîne une extension dans la région en arrière-arc (Scholz & Campos, 1995). Le slab se comporte alors comme une ancre flottant dans le manteau (« *Sea Anchor* », Scholz & Campos 1995). La dynamique du modèle d'écoulement en coin implique que l'extension se produit dans la partie centrale d'une zone d'upwelling, semblable à une dorsale océanique, comme le prédisent également les expériences de modélisation numérique (Keen, 1985). Ce modèle ne peut pas facilement expliquer la cinématique relative d'un certain nombre de zones de subduction, comme en Méditerranée, où les preuves géologiques et géophysiques indiquent un mouvement des arcs vers la fosse plus grand que le taux de subduction (Dercourt et al., 1986 ; Mantovani et al., 1997, 2000a). Un problème majeur du modèle d'écoulement en coin est alors d'expliquer pourquoi dans un certain nombre de zones de subduction l'extension de l'arrière-arc a cessé, pendant que la consommation de lithosphère se poursuit.

Lorsque l'extension commence (Figure I.11- B) et que la plaque d'arc est déformée et amincie, le manteau sous-jacent commence à remonter pour remplir l'espace créé. Cette action déclenche une fusion partielle par libération de pression (le motif rouge et les lignes pointillées indiquent l'advection du manteau). Une fois que la rupture du slab s'est produite, la séparation des plaques chevauchantes et de traction continue à entraîner l'advection du manteau et la fusion par libération de pression. Notez que la fusion peut se poursuivre tout au long du processus et que les sources de fusion de l'arc et du centre d'accrétion peuvent être initialement très proches mais se séparer avec le temps (Figure I.11-B-D). Dans les deux cas (Figure I.11), une micro-plaque se détache de la plaque chevauchante et reste en contact avec la plaque subduite le long de la fosse. La faiblesse mécanique locale de la plaque chevauchante est l'un des facteurs qui contrôlent la rupture, aussi bien le mouvement et la géométrie du slab en subduction et le couplage avec le coin mantellique pendant la rupture. La fusion du manteau résulte initialement du flux hydraté des fluides libérés par le slab (motif rose dans la figure I.11-A). Il faut noter que ces deux mécanismes peuvent fonctionner en même temps et tiennent compte de la position de la fosse par rapport à la plaque supérieure.

La cinématique de ces bassins est fortement influencée par la forme de la zone de subduction et, par conséquent, par la géométrie des deux plaques convergentes. Les changements dans la géométrie du plan des plaques convergentes conditionnent l'existence de processus d'extension en arrière-arc, car ils sont liés à la distribution des contraintes (Martinez et al., 2007). La génération de ces bassins est fortement dominée par l'activité magmatique

(Stern, 2002 ; Martinez et al., 2007). En descendant dans le manteau, le slab relâche son fluide, permettant l'hydratation du manteau et facilitant la fusion partielle (motif rose - Figure I.11). Dans ce contexte, deux types d'écoulement se sont produits : celui qui alimente l'arc magmatique et celui qui alimente l'axe d'accrétion océanique (Figure I.11) (Martinez et al., 2007). Associés à cette activité magmatique, les systèmes hydrothermaux et les cheminées se trouvent fréquemment au niveau des dorsales d'accrétion situées dans les bassins actifs en arrière-arc (Martinez et al., 2007). Certains des bassins de la Méditerranée occidentale sont des bassins d'arrière-arc, comme le bassin Tyrrhénien ou le bassin Liguro-Provençal, et présentent certaines de ces caractéristiques. On remarque particulièrement le changement de leur comportement à travers le temps, lié aux changements de configuration du système de subduction (Rosenbaum et al., 2002 ; Faccenna et al., 2004 ; Schettino & Turco, 2011).

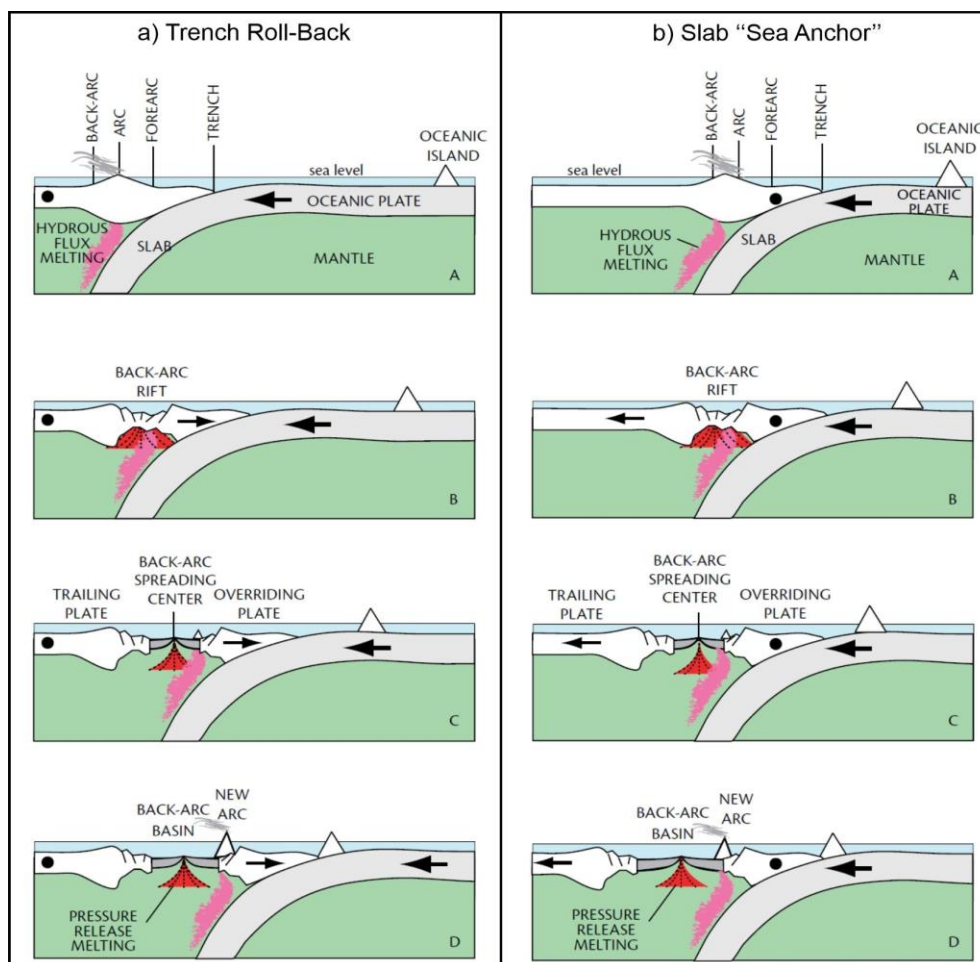


Figure I. 11. Illustration montrant de haut en bas une séquence temporelle schématique des deux principaux modes d'ouverture des bassins d'arrière-arc. a) le cas du slab roll back dans lequel la plaque de traction est considérée comme fixe (indiquée par un point noir) et la charnière de la fosse se déplace relativement vers la mer (indiquée par une petite flèche pointant vers la droite), séparant une section de la plaque chevauchante qui se déplace avec la fosse de la plaque de traction qui reste fixe. Malgré le mouvement de la fosse vers l'océan, la plaque océanique elle-même continue de converger avec la plaque de traction et la plaque chevauchante, comme l'indique le mouvement relatif de l'île océanique vers la gauche (grande flèche). b) le cas de l'ancre flottante dans

lequel la charnière de la fosse est considérée comme résistant au mouvement (point noir) en raison d'une force d'ancrage 'sea anchor' du slab. D'après [Martinez et al. \(2007\)](#).

En résumé, la formation des bassins d'arrière-arc est liée à plusieurs facteurs (Figure I.12) :

1. Au mouvement de la plaque supérieure par rapport à la fosse
2. Au mouvement rapide de la plaque subduite
3. A des fosses en recul lorsque seulement l'accrétion en arrière-arc est plus rapide que la plaque supérieure
4. A des slabs étroits dont l'âge est très variable (30 à 150 Ma) et à fort pendages (pendages superficiels et profonds dépassant respectivement 30° et 50°)
5. A de nombreux autres facteurs locaux (bord de slabs, flux de manteau, subduction des reliefs océaniques) qui conditionnent la structure exacte du bassin

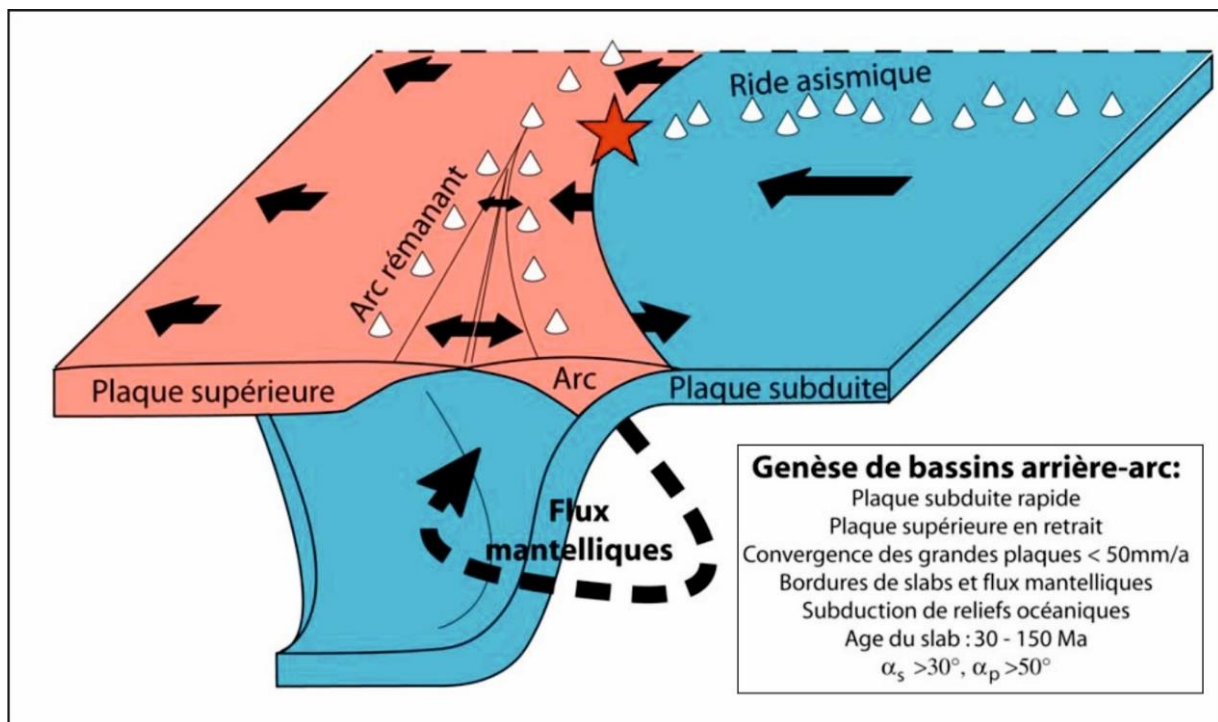


Figure I. 12. Schéma montrant les paramètres qui conditionnent la genèse de bassins arrière-arc. Modifié d'après [Heuret \(2005\)](#).

4. Cas d'étude représentatifs

Ces bassins extensifs, dits d'arrière-arcs, sont nombreux et la plupart sont situés dans le Pacifique Nord-Ouest, Ouest et Sud-Ouest (Figure I.13), le long des frontières convergentes actuelles et passées. Cette zone est considérée comme une « zone de super-subduction » active depuis la rupture du Gondwana (~180 Ma). Ces bassins d'arrière-arc océanique sont les plus

caractéristiques et comprennent les bassins des Fidji, le bassin de Lau, et la mer du Japon. On peut ajouter les bassins arrière-arc de la Méditerranée occidentale, y compris la mer Tyrrhénienne et les bassins Liguro-Provençal et Algéro-Baléarique et aussi les mers de Chine de l'Est et de Chine du Sud. Les bassins d'arrière-arc se forment et se développent pendant des périodes allant jusqu'à plusieurs dizaines de millions d'années, puis s'arrêtent et s'éteignent, pour recommencer quelques millions d'années plus tard un nouveau cycle de rifting et d'accrétion. Cette séquence est bien développée dans la mer des Philippines (Figure I.13), où la subduction s'est développée et a formé un arc volcanique qui a ensuite subi un rifting, formant les bassins de Parece Vela et de Shikoku (Okino et al., 1994, 1998, 1999). Ces bassins ont cessé de s'ouvrir, puis un nouvel arc volcanique s'est développé et à nouveau a subi un rift pour former des bassins de rift dans l'arc de Bonin et de l'accrétion océanique dans la fosse des Mariannes.

Les bassins d'arrière-arc ont une courte durée de vie. Celle-ci est fonction du taux de convergence entre les plaques en collision. Si le taux de convergence augmente, cela conduit à l'arrêt du système en distension au niveau du rift en faveur d'une compression en arrière-arc, ce qui engendre soit : (a) un début d'inversion des marges (Bassin varisque de Rheno, l'Arc Sunda et les systèmes de rift à l'Est de la Chine, le domaine de la mer Noire) (Uyeda & McCabe, 1983; Cloetingh et al., 1989; Nikishin et al., 2001), (b) ou un changement de direction lors de la propagation du rift permettant le développement de rifts obliques d'arrière-arc.

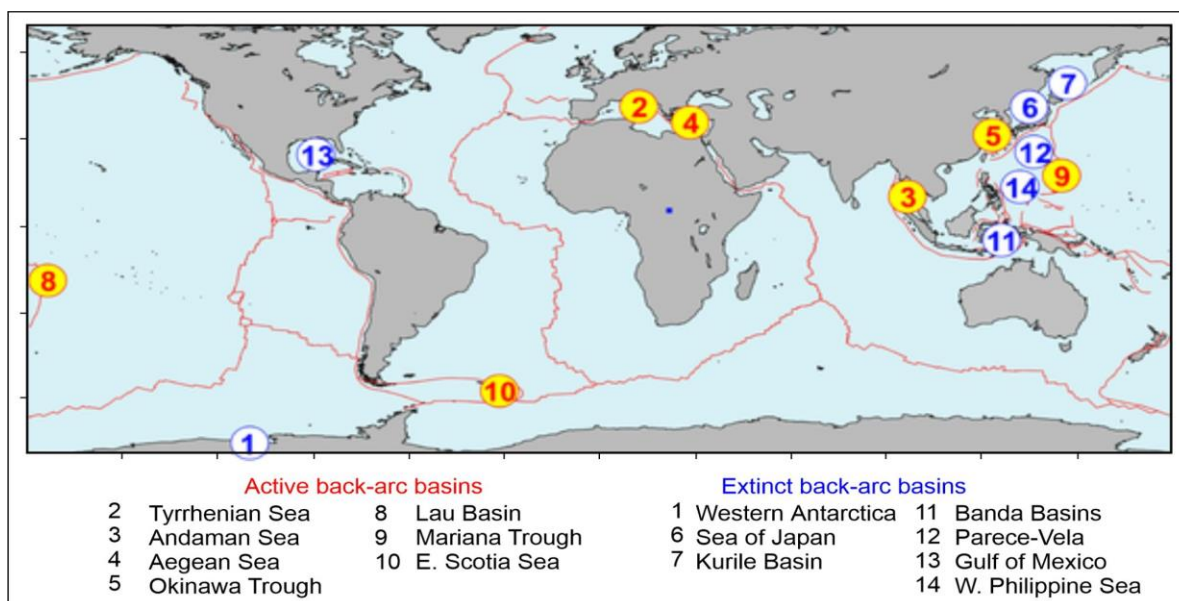


Figure I. 13. Localisation des bassins d'arrière-arc dans le monde. Le système de bassins d'arrière-arc de l'Antarctique occidentale est en grande partie en dehors de la carte. Modifié d'après Artemieva et Thybo (2020).

Trois exemples classiques de bassins marginaux sont décrits ci-dessous pour montrer les contributions respectives des forces motrices et leur mécanisme d'ouverture.

4.1. Bassin de Lau (Pacifique)

La zone de subduction Tonga-Kermadec, dans le Pacifique occidental, s'étend sur plus de 2700 km depuis le nord-est de la plate-forme fidjienne jusqu'à l'île Nord de Nouvelle-Zélande, où pendant le Pliocène, la plaque du Pacifique est entrée en subduction vers l'ouest sous la plaque Indo-Australienne (Taylor et al., 1996) (Figure I.14). Le Bassin de Lau et la fosse du Havre (Figure I.14) sont les deux éléments constitutifs d'un même dispositif d'ouverture d'arrière-arc associé à cette subduction. La collision de la chaîne de monts sous-marins de Louisville avec la fosse a segmenté la zone de subduction en deux, la fosse des Tonga au nord et la fosse des Kermadec au sud (Figure I.14). Cette collision a induit une compression dans l'avant-arc et peut avoir influencé le lieu et le moment où s'est produit le rifting dans l'arrière-arc (Ruellan et al., 2003). Le rifting de l'arc de Tonga entre 6 - 5,5 Ma a formé le bassin de Lau (Figure I.14), qui a évolué vers un accrétion océanique mature le long de plusieurs centres d'accrétion à environ 4 Ma (Wiedicke & Collier, 1993). Cette ouverture du bassin en arrière-arc s'est accompagnée d'un schéma complexe d'accrétion du plancher océanique, d'extension crustale et de volcanisme, qui se traduit par un schéma tout aussi complexe d'anomalies magnétiques. Lorsque la fosse des Tonga a migré vers l'est, le volcanisme d'arc s'est déplacé de la ride de Lau rémanente pour former le nouvel arc de Tofua à 3,5 Ma (Tappin et al., 1994) (Figure I.14). Dans la partie sud de la zone de subduction, le rifting de l'arc de Kermadec à environ 2 Ma a produit la fosse du Havre (Wysoczanski et al., 2019) (Figure I.14). Elle sépare le paléo-arc de la ride de Lau, à l'ouest, de l'arc actif des Tonga (arc de Tofua) situé sur le bord occidental de la plate-forme Tonga, à l'est. Elle est limitée au nord par la zone de fracture nord-fidjienne.

Ce bassin fut le premier bassin marginal à avoir été interprété comme le résultat d'une extension à travers un arc. Le bassin moderne de Lau est de faible profondeur (2-3 km, localement plus de 3000 m) (Figure I.14) et présente une forme en V conique d'une largeur de ~500 km au nord, se rétrécissant à 200 km au sud, où il rejoint la fosse du Havre à 26°S. La forme trapézoïdale du bassin suggère qu'il s'est ouvert progressivement du nord au sud par rapport à un pôle d'ouverture situé à 24°35' S et 177°15' W. Au sud, deux plaques (Tonga et Australie) sont séparées par un seul centre d'accrétion segmenté. Le nombre de centres

d'accrétion (SC, figure I.14) augmente vers le nord, indiquant une complexité tectonique croissante (Sleeper & Martinez, 2016). La vitesse de convergence entre l'arc des Tonga et la plaque Pacifique passe de 16,4 cm/an à 21° S à 24,0 cm/an à 16° S selon les données GPS (Bevis et al., 1995). Selon les anomalies magnétiques (Parson & Wright, 1996 ; Taylor et al., 1996), le taux d'ouverture d'arrière-arc, au nord de 24° S, est de 10,0 cm/an à 16-19° S et de 9,0 cm/an à 18° S ou selon les observations GPS (Bevis et al., 1995) de 9,1 cm/an à 21° S et de 15,9 cm/an à 16° S. Ces taux de subduction et d'ouverture arrière-arc sont les plus rapides de la planète en l'état actuel des recherches. La localisation des centres d'accrétion et des zones transformantes ainsi que la direction d'ouverture (E-W, NW-SE ou NE-SW) ont largement varié d'un modèle à l'autre à mesure que de nouvelles données étaient acquises, la même structure étant interprétée soit comme un axe d'accrétion, soit comme une zone transformante.

Le recul vers la mer de l'axe de la fosse (*slab roll back*), associé à la remontée de diapirs mantelliques à haute température, est considéré comme la principale force motrice de l'extension crustale dans cette région de convergence des plaques océaniques. En outre, plusieurs auteurs ont suggéré que le mouvement de décrochement dans le bassin de Lau NE résulte de la déformation induite par le mouvement transformant le long de la *STEP-Fault* du nord et du recul asymétrique du slab (Hawkins, 1995 ; Baxter et al., 2020).

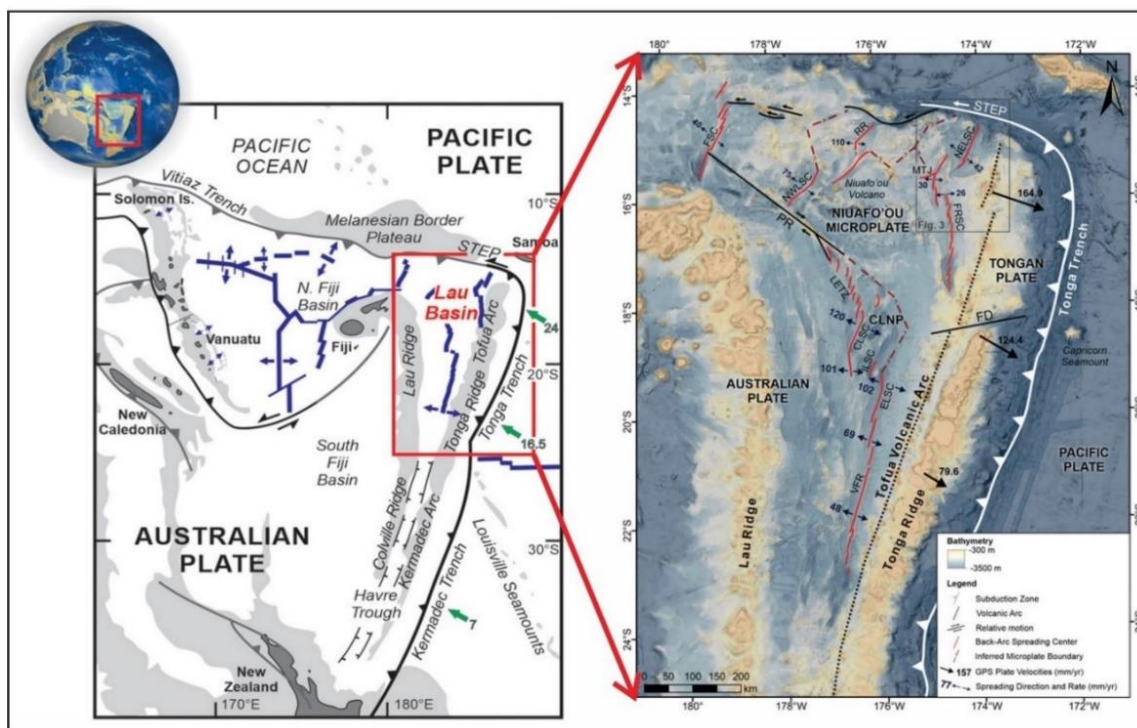


Figure I. 14. A droite, emplacement géographique et caractéristiques tectoniques du Pacifique sud-ouest ; à gauche, caractéristiques tectoniques et bathymétrie régionale du bassin Lau. Les zones CLNP gris clair représentent les

isobathes de 2000 m, les flèches vertes indiquent les directions de convergence et les vitesses (cm / an) et les lignes bleues représentent les centres d'accrétion. SC = centres d'accrétion, *STEP* = *Subduction-Transform-Edge-Propagator boundary*. Modifié d'après Anderson et al. (2020).

4.2. Bassin Tyrrhénien (Méditerranée)

Plusieurs bassins d'arrière-arc caractérisent la région de la Méditerranée occidentale, associés à la subduction vers le nord-ouest de la plaque africaine sous la plaque eurasiennne, active depuis la fin de l'Éocène-Oligocène (Carminati et al., 2012). Par ailleurs, le recul du slab et l'existence de failles de déchirure lithosphérique (*STEP-Fault*) ont été proposés pour expliquer l'ouverture des bassins d'arrière-arc dans cette région, et le mouvement associé de blocs continentaux indépendants, en particulier dans le cas du système de subduction mer Tyrrhénienne- slab de Calabre- mer Ionienne (Faccenna et al., 1997 ; Sartori et al., 2001 ; Rosenbaum & Lister, 2004) (Figure II.15) où sa limite sud-ouest constitue un bon exemple de *STEP-Faults* (Gallais et al., 2015).

Depuis l'Oligocène, l'extension a commencé dans la partie centrale-nord de la Méditerranée occidentale avec le recul de la fosse de Calabre vers l'E-SE de plus de 800 km à une vitesse moyenne de 2-3 cm/an, déclenchée par la déchirure latérale du slab (Malinverno & Ryan, 1986 ; Gueguen et al., 1997). Ceci a conduit pendant les premiers stades à l'ouverture du bassin Liguro-Provençal entre 30 et 16 Ma (Gattacceca et al., 2007). Ensuite, dans les derniers stades de la migration vers l'Est du système de subduction Apennins-Calabre (Malinverno & Ryan, 1986 ; Faccenna et al., 2001a, 2001b), le bassin d'arrière-arc Tyrrhénien (Figure I.15) s'est ouvert du Tortonien à l'Actuel (Faccenna et al., 2001a, 2004).

Plusieurs études géologiques et géophysiques ont été menées dans cette zone, mettant en évidence une structure crustale complexe du bassin largement contrôlé par la tectonique (Guillaume et al., 2010 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Palmiotto & Loreto, 2019). Sa géodynamique est également associée à la présence de nombreux monts sous-marins et volcans (Savelli, 1988). Ce bassin d'extension jeune s'est formé au sein d'une frontière convergente complexe entre l'Afrique et l'Europe et est partiellement entouré par plusieurs ceintures orogéniques arquées soumises à des processus associés à la subduction d'un slab lithosphérique, et simultanément à l'extension de l'arrière-arc (Malinverno & Ryan, 1986).

Sur la base des informations chronologiques fournies par le leg 107 de l'ODP, Kastens et al. (1987) suggèrent que le bassin Tyrrhénien a commencé à s'ouvrir au large du nord de la

Sardaigne au Tortonien (figure II.15b), ou plus tôt (Sartori et al., 2001 ; Lymer et al., 2018), et au large du sud de la Sardaigne au Messinien (Figure II.15c). L'ouverture dans ce bassin est irrégulière et s'est produite au cours de deux épisodes distincts : la première au sein du bassin de Vavilov dans le secteur central (Kastens & Mascle, 1990) et la seconde au sein du bassin de Marsili dans le secteur sud-est (Figure I.15) (Nicolosi et al. 2006 ; Guillaume et al., 2010). Ces deux bassins sont séparés par un secteur crustal épais, appelé le pont d'Issel (Sartori, 1990). Entre le Tortonien et le Pliocène moyen, une extension orientée O-E a permis d'ouvrir le bassin de Vavilov et la marge de Sardaigne dans la partie nord-ouest du bassin actuel. À la fin du Pliocène, l'extension s'est rapidement tournée vers le NO-SE et s'est limitée au sud-est du bassin de Marsili (Figure I.15) (Kasten & Mascle 1990 ; Sartori 1990), dont la rotation rapide du bloc Calabrais a été reliée à son ouverture. En outre, le rifting de la mer Tyrrhénienne méridionale s'est produit au cours du Serravallien-Tortonien et du Messinien, et a été suivi d'une accréation océanique dans quelques petits bassins profonds entre environ 5 Ma et aujourd'hui (Sartori et al., 2001). Ce changement rapide de la direction et de la localisation spatiale de l'extension dans tout le bassin peut être dû à la façon dont les vitesses relatives des plaques tectoniques en interaction évoluent dans le temps.

Le taux d'accréation océanique total du bassin Tyrrhénien a été estimé à 3-5 cm/an sur la base de reconstructions cinématiques et de la magnéto-stratigraphie. Il s'agit d'un taux d'accréation relativement lent par rapport aux taux d'ouverture d'autres bassins d'arrière-arc tels que le bassin de Scotia (6-7 cm/an) et le bassin de Manus (13 cm/an). Les marges de l'Italie et de la Sardaigne sont généralement interprétées comme une croûte continentale étirée. Néanmoins, plusieurs études suggèrent la présence de la croûte océanique dans les bassins de Vavilov et de Marsili (Faccenna et al., 2001 ; Marani & Trua, 2002 ; Nicolosi et al., 2006 ; Cocchi et al., 2009). Des études plus récentes suggèrent cependant qu'une véritable accréation océanique n'a pas eu lieu dans les bassins de Marsili et de Vavilov, où de grandes éruptions volcaniques ont été mises en place dans une croûte continentale fortement amincie ou dans un manteau exhumé (Prada et al., 2015, 2016).

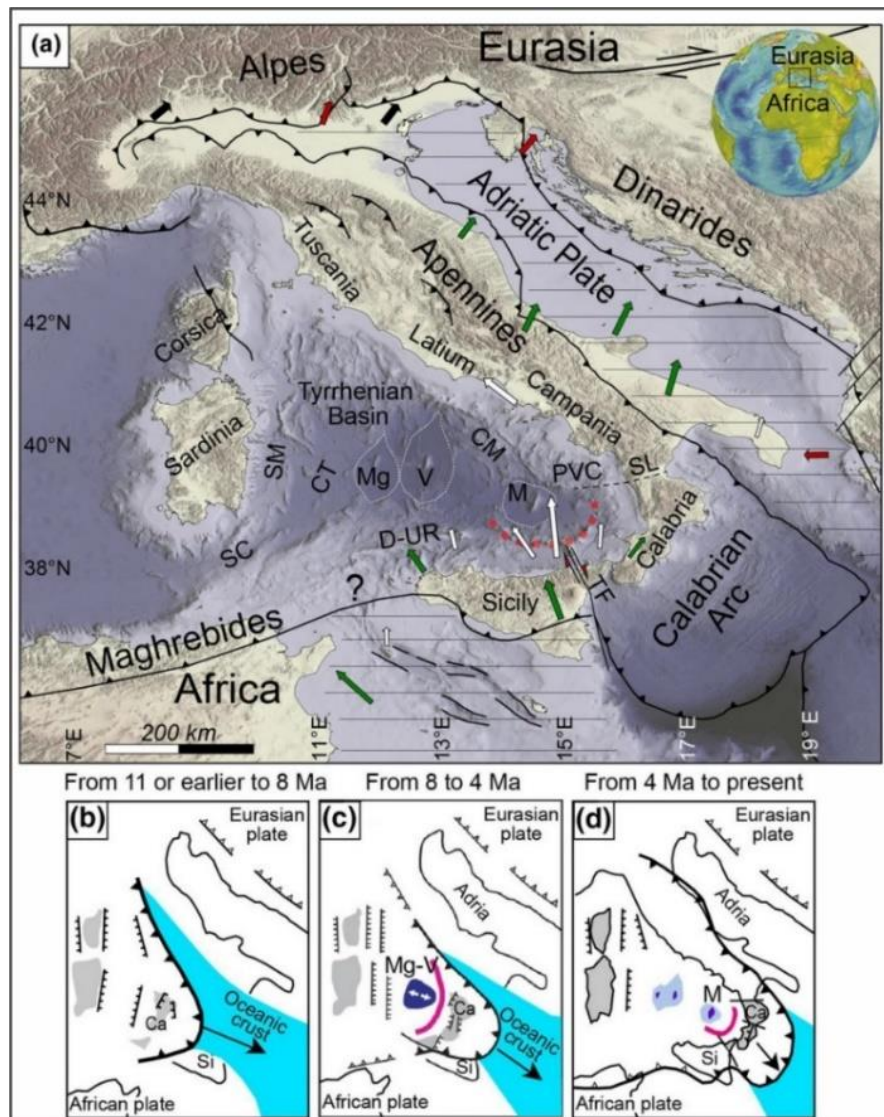


Figure I. 15. a. Carte structurale illustrant la position de la mer Tyrrhénienne avec les majeures unités structurales majeures ; b, c et d : modèle de l'ouverture du bassin en arrière-arc et de l'évolution du système de subduction. D'après Loreto et al. (2021).

En profondeur, l'histoire de la subduction de la zone de subduction de Calabre est révélée par l'imagerie tomographique verticale qui a imagé le slab Calabrais plongeant vers le Nord-Ouest et reposant sur la discontinuité de 660 km sous le bassin Tyrrhénien (Amato et al., 1993 ; Piromallo & Morelli, 2003a). Des failles orientées E-W délimitant le bassin Tyrrhénien vers le sud ont été initialement proposées par Patacca et al. (1989) comme étant des failles de déchirure. Marani & Trua (2002) ont suggéré que le déchirement du slab a contrôlé la dorsale volcanique de Marsili et ont défini l'emplacement d'une faille paléo-STEP délimitant au sud l'arc volcanique Eolien. Rosenbaum et al. (2004) ont proposé une reconstruction de l'évolution du système de subduction dans la mer Tyrrhénienne, suggérant la présence de deux STEP-

Faults principales, délimitant vers le nord et vers le sud le slab en subduction sous la Calabre (Govers & Wortel, 2005 ; Gallais et al., 2013). La *STEP-Fault* délimitant le bord sud du slab est supposée passer au nord de la Sicile (Rosenbaum et al., 2004) pénétrant dans la mer Ionienne (Gutscher et al., 2016 ; Maesano, et al., 2020), tandis que la *STEP-Fault* délimitant le bord nord du slab pourrait correspondre au complexe volcanique de Palinuro, orienté E-O (Cocchi et al., 2017).

Ces discontinuités lithosphériques agissent comme des fenêtres de slab favorisant la migration latérale du manteau en fusion (Magni et al., 2014 ; De Ritis et al., 2019). Le slab étroit s'enfonçant dans le manteau est capable de déclencher des flux horizontaux de manteau à travers des fenêtres asthénosphériques ouvertes par les déchirures lithosphériques verticales et contrôlées par les *STEP-Faults* (De Ritis et al., 2019). Les images de tomographie sismique horizontale ont révélé deux fenêtres du slab (*slab window*) au sud de l'Italie : l'une sous les Apennins méridionaux (~150 km de largeur) et l'autre sous le nord-est de la Sicile (Wortel & Spakman, 2000 ; Marani & Trua, 2002 ; Piromallo & Morelli, 2003 ; Neri et al., 2009). Des études géodésiques et sismologiques récentes ont permis de montrer la présence de flux mantelliques toroïdaux dus à ces fenêtres sur les deux bords de la subduction en recul (Civello & Margheriti, 2004 ; Baccheschi et al., 2011). Cette étude a permis de détecter des mouvements de rotation dans le sens antihoraire au sud des Apennins et horaire en Sicile et à l'ouest de la Calabre qui sont prédits dans les modèles de propagation des failles lithosphériques (Palano et al., 2017).

4.3. Bassin Est-Scotia (Atlantique)

La dorsale d'Est Scotia est un centre d'accrétion actif situé à environ 250-300 km à l'ouest de la fosse des Sandwich du Sud dans l'océan Atlantique Sud (Figure I.16). Elle est constituée de neuf segments principaux, E1 (nord) à E9 (sud) et offre un bon exemple d'accrétion en contexte d'arrière-arc dans un cadre purement océanique (Livermore et al., 1994). Cette accrétion à un taux intermédiaire de 60-70 km/an (Smalley et al., 2007) est orientée est-ouest et a commencé il y a 17 Ma (Barker & Hill, 1981) en réponse à la subduction du slab sud-américain au niveau de la fosse des Sandwich du Sud à un taux de 70-85 km/Man (Pelayo & Wiens, 1989). Elle a été enregistrée par des anomalies magnétiques marines qui se manifestent en miroir de chaque côté de la dorsale de Scotia orientale. À l'ouest de la dorsale, les anomalies remontent à C5C (17 Ma ; Larter et al., 2003) et enregistrent une histoire

d'accrétion continue qui s'étend jusqu'à au moins 15 Ma, et révèlent ensuite des augmentations progressives des taux d'accrétion depuis 6 Ma (Larter et al., 2003). En revanche, du côté est, la plus ancienne anomalie magnétique identifiable est C4A (9,1 Ma ; Larter et al., 2003).

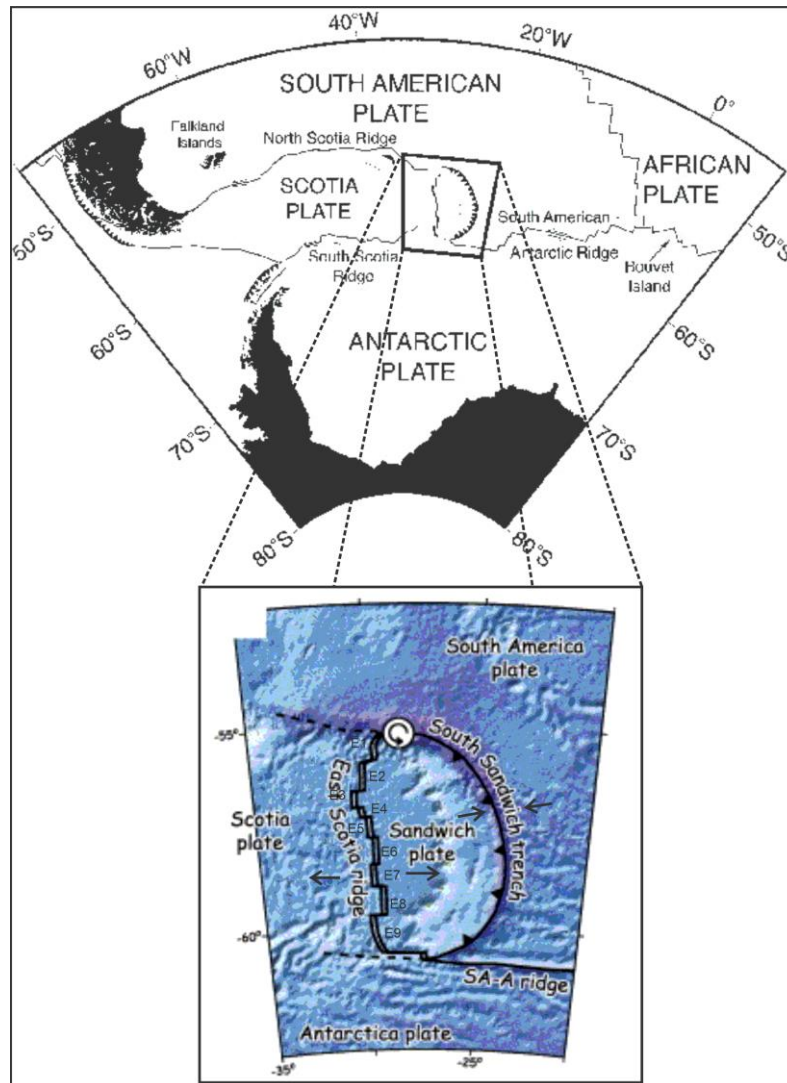


Figure I. 16. En haut : Carte montrant le cadre tectonique de la dorsale East Scotia dans la région de la mer Scotia, d'après Fretzdorff et al. (2002). En bas : Schéma de la zone de subduction des Sandwich du Sud avec l'emplacement des segments de la dorsale East Scotia (E1-E9) ; Les flèches indiquent la direction de l'accrétion le long de la dorsale East Scotia et le mouvement relatif de la plaque en subduction, les symboles de rotation montrent le sens du mouvement observé régionalement sur les failles transformantes, ou les rotations paléomagnétiques autour d'un axe vertical. D'après Govers et Wortel (2005).

Le magmatisme le long de cette dorsale est géo-chimiquement hétérogène ainsi que la morphologie de ces segments est très variable. Ces caractéristiques résultent de l'interaction de plusieurs types de flux mantelliques qui sont liées à la géométrie du flux du manteau et à la distance par rapport à la fosse (Livermore, 2003 ; Leat et al., 2004). Pour le cas spécifique du système des Sandwich du Sud, les flux mantelliques (Figure I.17) pourraient résulter de

l'interaction de l'upwelling dû à l'accrétion de l'arrière-arc, du flux couplé induit dans le coin mantellique, du flux entrant à travers la déchirure de la plaque en subduction, de la migration de la dorsale dans un cadre absolu, du flux de retour du manteau et du flux du point chaud (par ex., point chaud de Bouvet) (Livermore, 2003). Par conséquent, chaque segment présente des caractéristiques magmatiques distinctes (Fretzdorff et al., 2002).

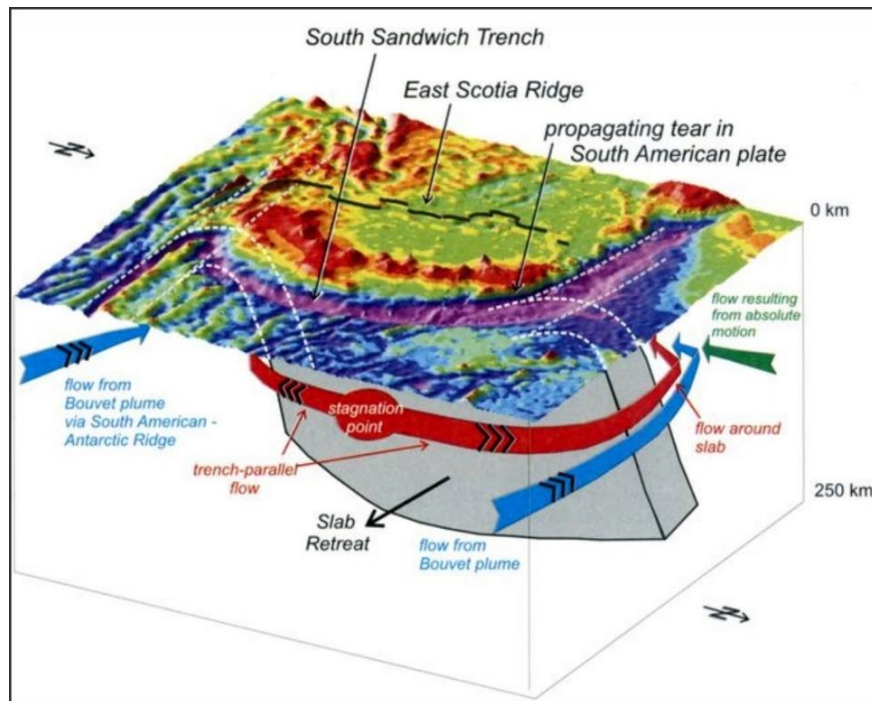


Figure I. 17. Schéma des flux mantelliques sous l'arc de Sandwich du Sud et le bassin arrière-arc. D'après Livermore (2003).

La migration rapide (~ 55 km/Ma) de la fosse vers l'est et la déchirure de la plaque sud-américaine (Livermore et al., 1997), associée au flux limité en-dessous de la pointe du slab et à la largeur relativement faible du slab, donne lieu à un « flux de fuite », qui force l'asthénosphère sous-jacente à se déplacer latéralement et à s'écouler autour de l'extrémité du slab, incorporant les substances volatiles libérées par le bord libre. Ceux-ci sont transportés dans l'arrière-arc, formant une région de manteau enrichi derrière le slab et en ajoutant une proportion modifiée par des fluides dérivés du slab en subduction (Bruguier & Livermore, 2001). Lorsque le centre d'accrétion de l'arrière-arc se développe au niveau de ce manteau enrichi, la fusion par décompression produit plus de matière fondue que la normale, ce qui entraîne un magmatisme intense au niveau de l'axe de la dorsale (Livermore, 2003). Govers & Wortel (2005) ont interprété la faille orientée est-ouest à l'extrémité nord de la fosse de Sandwich du Sud (Figure I. 16) comme étant une *STEP-Fault* qui permet le *rollback* vers l'est de la plaque d'Amérique du Sud plongeant vers l'ouest.

Chapitre II

II. Le bassin Algéro-Baléarique : une position-clé en Méditerranée occidentale

Après avoir introduit dans le chapitre précédent le cadre conceptuel de notre zone d'étude, le bassin Algéro-Baléarique, ainsi que les principales forces motrices à l'origine des bassins en arrière-arc et les conditions de leur mise en place, le présent chapitre expose l'histoire géologique et géodynamique de la Méditerranée occidentale avec pour objectif de fournir un cadre paléogéographique centré sur le bassin Algéro-Baléarique.

Il existe une littérature riche et récente sur ce sujet que le lecteur pourra consulter pour des reconstitutions détaillées, à l'échelle générale et ce depuis la fin du Paléozoïque (Stampfli & Borel, 2002 ; Stampfli & Hochard, 2009 ; Schettino & Turco, 2009 ; Handy et al., 2010 ; Barrier et al., 2018; Dilek & Furnes, 2019 ; Van Hinsbergen et al., 2020), ou à une échelle plus régionale sur l'ouverture de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène (Rosenbaum et al., 2002 ; Rosenbaum & t Lister, 2004b ; Vitale & Ciarcia, 2013 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Faccenna et al., 2014b ; Royden & Faccenna, 2018 ; Leprêtre et al., 2018 ; Romagny et al., 2020). En outre, avant de discuter de l'histoire géodynamique qui a conduit à la formation du bassin Algéro-Baléarique et de toute la problématique qui en découle, il est utile de présenter un bref aperçu concernant d'une part les différents domaines structuraux du nord de l'Algérie, les points non consensuels concernant la cinématique et la géodynamique du bassin Algéro-Baléarique et d'autre part la crise de salinité messinienne.

1. Histoire de l'évolution de la Méditerranée occidentale

Confiné entre l'Afrique et l'Eurasie, le bassin de la Méditerranée occidentale (Figure II.1) est entourée par un ensemble de ceintures orogéniques (cordillère Rif-Bétique, Maghrébides, Apennins, Dinarides, Pyrénées) et se décompose en plusieurs sous-bassins d'arrière-arc de structure crustale différente: le bassin d'Alboran, localisé à son extrémité occidentale près de l'arc de Gibraltar; le bassin Algéro-Baléarique ; le Golfe de Valence au nord des îles Baléares; le bassin Liguro-Provençal; le bassin Tyrrhénien situé entre le bloc Corse-Sardaigne et l'Italie (Figure II.1).

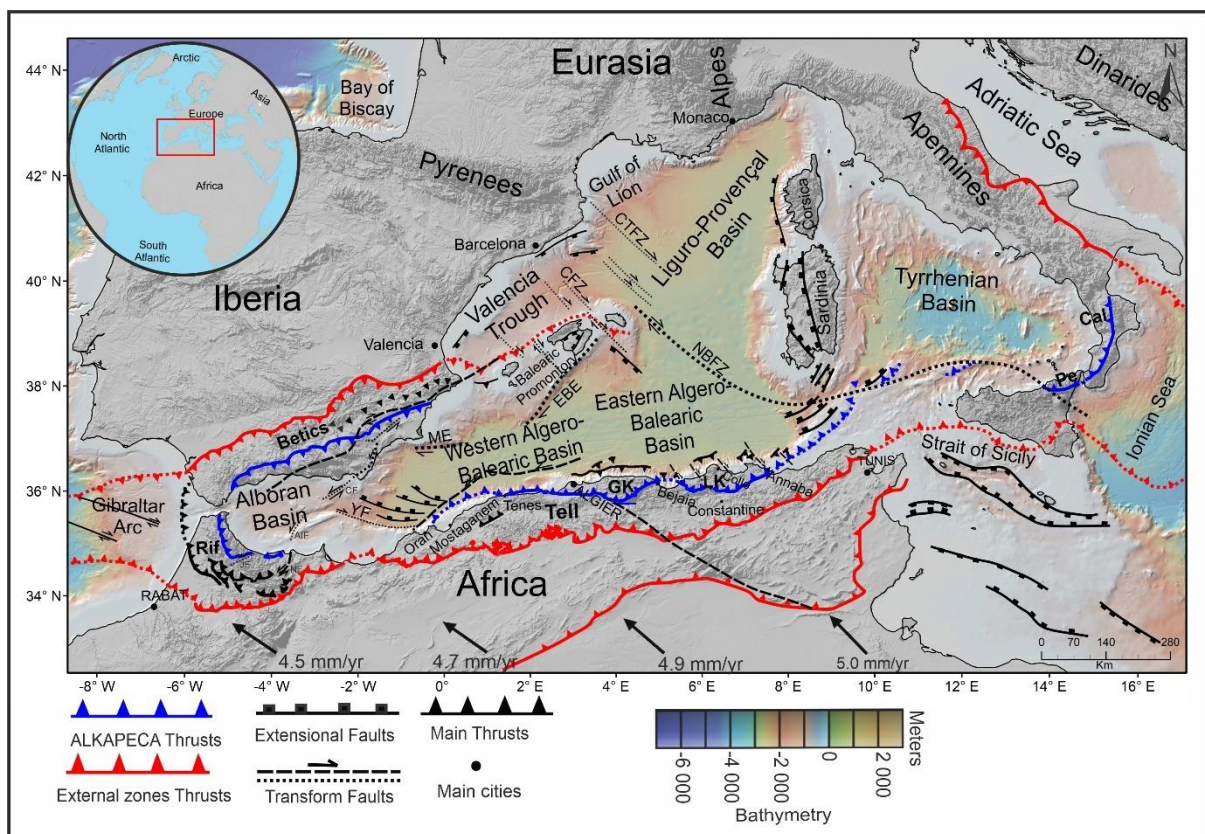


Figure II. 1. Carte morpho-structurale de la région de la Méditerranée occidentale montrant les principaux bassins (mer d'Alboran, bassin Algéro-Baléarique, golfe ou fossé de Valence, bassin Liguro-Provençal, mer Tyrrhénienne) et l'ensemble des ceintures orogéniques environnantes.

1.1. Histoire de la Téthys

L'histoire géologique de la Méditerranée et du bassin Algéro-Baléarique s'inscrit dans le cadre de l'évolution de l'océan Téthys depuis le Crétacé (Figure II.2) (Dilek et Furnes, 2019).

(1) La Paléo-Téthys, la plus ancienne, s'est ouverte au cours de l'Ordovicien supérieur et du Silurien suite à la dérive du Gondwana, d'un ensemble de micro-continent en forme de ruban (Stampfli & Borel, 2004). Cet océan s'est développé tout au long du Paléozoïque, pour être finalement fermé à la transition du Permo-Trias (250 Ma) par une subduction initiée dans le Sud de l'Europe actuelle à environ 340 Ma et est associée à un roll back de son slab vers 240 Ma. Cependant, sa fermeture définitive et complète a eu lieu à partir de la transition Trias-Jurassique à 200 Ma. La collision entre les méga-blocs Laurussia et Gondwana a conduit à la création de la Pangée à la fin du Carbonifère (300 Ma). En arrière-arc, la Néo-Téthys commence à s'ouvrir (Figure II.2), tandis que la dérive des blocs Cimmériens ferme la Paléo-Téthys vers le Nord (Stampfli & Borel, 2004).

(2) La Néo-Téthys s'est ouverte d'Est en Ouest à travers la Pangée dès le Permien moyen à environ 260 Ma entre les blocs Cimmériens et le Gondwana, en commençant à l'est de l'Australie et en progressant jusqu'à la région méditerranéenne orientale (Figure II.2; Leprêtre et al., 2018 ; Dilek & Furnes, 2019). Dans sa partie Nord-Nord-Ouest, la première subduction commence au Jurassique inférieur : la plaque océanique néo-téthysienne plonge et descend sous les blocs cimmériens. Cette subduction a permis le déplacement de la dorsale produisant la lithosphère océanique néo-téthysienne vers le nord, et a ouvert l'océan « IzAnCa » (Izmir-Ankara-Caspien ; Stampfli & Borel, 2004) en position d'arrière-arc. La subduction au nord de la Néo-Téthys entraîne un relâchement des contraintes relatives à l'ouverture de la Téthys, et la séparation des blocs Gondwana au sud et Laurussia au Nord (Stampfli & Borel, 2004). L'extrémité occidentale de cet océan correspondait alors à l'actuelle Europe du Sud et à l'actuelle Europe et Afrique du Nord.

Lors de la rupture de la Pangée, un domaine océanique allongé s'est formé alors, constitué de l'Atlantique central et de son extension occidentale dans le domaine des Carpathes alpines. Cet océan jurassique a été nommé 'Téthys alpine' (Favre & Stampfli, 1992) afin de distinguer cet océan relativement septentrional de la Néo-Téthys péri-gondwanienne. Son ouverture vers 170 Ma reste limitée à la Méditerranée occidentale. A la transition du Jurassique supérieur et du Crétacé, la plaque africaine demeure soumise à un régime de contrainte extensif et de multiples rifts sont initiés en Afrique et en Arabie (Frizon de Lamotte et al., 2015). Pendant la même période, l'accrétion océanique dans la Téthys alpine a atteint les Carpathes

(Stampfli & Borel, 2004) et la rotation anti-horaire du Gondwana s'est accélérée. Au Santonien (84 Ma), la rotation de la plaque africaine devient plus rapide, contribuant à l'accélération de la fermeture de la Néo-Téthys. Dans la partie occidentale de l'Europe, à la fin du Crétacé, la Téthys alpine commence à plonger et à subduire sous le bloc Apulien. Le segment oriental de la plaque océanique téthysienne plonge alors vers le sud, pendant qu'une autre subduction à vergence opposée a eu lieu au cours de la même période (Figure II.2). La plaque océanique alpine s'est séparée en deux segments. Le segment occidental plonge vers le nord sous la plaque ibérique, qui s'intègre de plus en plus à la plaque Eurasie pour former les Pyrénées à partir de 53 Ma. Son segment oriental est subducté et a permis la formation des Alpes au début de l'Eocène avec le poinçonnement de la plaque Eurasie par le bloc Apulie.

L'océan Téthysien a continué à se refermer progressivement aux abords de la future mer Méditerranée (Figure II.2) au fur et à mesure que la chaîne alpine s'édifiait. Vers 35 Ma, la subduction téthysienne située au sud de l'Europe se met à reculer vers le sud (Jolivet & Faccenna, 2000 ; Frizon de Lamotte et al., 2000), fragmentant la bordure septentrionale de la plaque Eurasie en une série de blocs ou "*terrane*s" dénommés AlKaPeCa pour Alboran-Kabylies-Peloritani-Calabre (Bouillin, 1986 ; voir description dans la partie 1.2. "Domaine téthysien de la marge algérienne") et déclenchant l'ouverture à l'Oligo-Miocène d'un ensemble de bassins d'arrière-arc façonnant la Méditerranée Occidentale actuelle (Figure II.1). Cette ouverture se concrétise par la rotation des blocs Baléares et Corso-Sarde, mais c'est aussi elle qui entraînera les fragments du bloc AlKaPeCa vers l'ouest, le sud et l'est. Les Kabylies sont deux de ces "*terrane*s" européens accrétés à la plaque africaine au niveau de l'Algérie, et le bassin Algéro-Baléarique est quant à lui un de ces bassins d'arrière-arc. La fermeture de cet océan néo-Téthysien a joué un rôle majeur dans la genèse de la chaîne intra-continentale "maghrébine" qui s'étend du Maroc à la frontière Tunisienne. A l'arrière de cet orogène en surrection, s'ouvrait au Néogène ce qui représente la Méditerranée Occidentale actuelle.

La cinématique du déplacement de ces *terrane*s, ainsi que l'ordre et le mode d'ouverture des bassins associés reste aujourd'hui encore discuté (Mauffret et al. 2004 ; Bouyahiaoui et al. 2015 ; Romagny et al. 2020 ; van Hinsbergen et al., 2014, 2020 ; Gómez de la Peña et al. 2021).

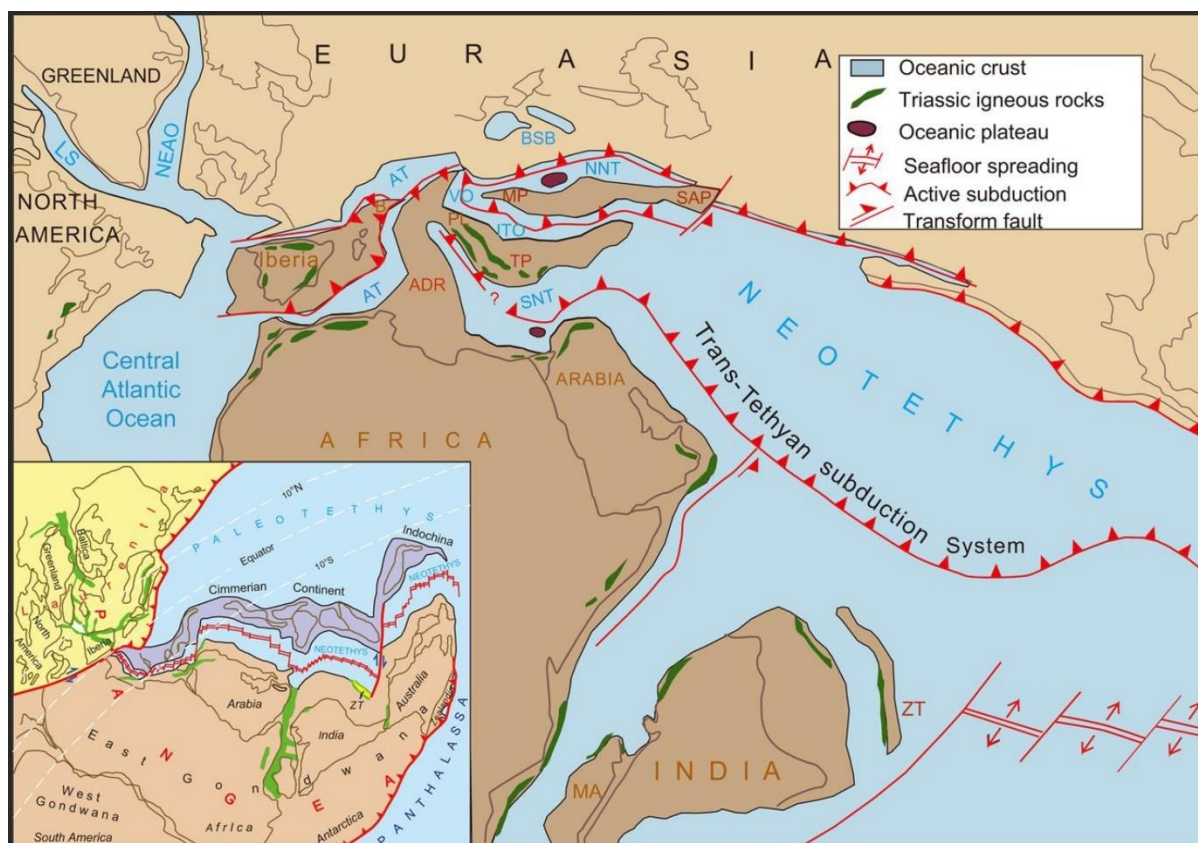


Figure II. 2. Reconstruction de la Néo-Téthys océanique au Crétacé, avec ses continents en ruban et ses fragments continentaux, et la paléogéographie des continents environnants. Encart : reconstruction de la Pangée au début du Trias, avec les positions paléogéographiques relatives de la Paléo-Téthys, de la Néo-Téthys et du continent cimmérien. D'après Dilek & Furnes (2019).

1.2. Domaine téthysien de la marge algérienne

Du point de vue paléogéographique, le domaine téthysien représente l'océan et ses marges, formés entre les plaques africaine et européenne pendant la distension triasico-liasique (Frizon de Lamotte et al., 2000). Une partie de ces reliques Téthysiennes se retrouve actuellement à terre, aussi bien dans la chaîne Bétique que sur la marge nord-africaine ou en Sicile (Jolivet et al., 2015). L'histoire de la marge algérienne n'atteste de cette évolution par les dépôts sédimentaires mésozoïques de la marge sud-téthysienne qui constituent une bonne partie des roches observables au nord de l'Algérie (Wildi, 1983 ; Aït-Ouali, 1991).

En Algérie, on observe deux orogènes majeurs : la chaîne de Tell au Nord et la chaîne de l'Atlas saharien au Sud (Figure II.3). Le dernier (Figure II.3) est de direction générale ENE-WSW et est bordé par le Front Sud-Atlasique au Sud qui parcourt le Maghreb d'Ouest en Est, et par la plate-forme saharienne peu déformée au cours de l'histoire méso-cénozoïque du Nord de l'Afrique (Frizon de Lamotte et al., 2000).

L'orogène alpin périméditerranéen (Durand-Delga, 1969) étroitement liée à l'ouverture et à la fermeture de la Téthys alpine s'étend sur plus de 2000 km depuis les Cordillères Bétiques sur la marge Ibérique, jusqu'aux Apennins sur le promontoire Apulie (Figure II.3). Du côté africain, les Maghrébides comprennent la chaîne du Rif dans le nord du Maroc et celle du Tell au nord de l'Algérie et de la Tunisie (Figure II.3). La chaîne du Tell, comme les autres segments orogéniques, est caractérisée par les zones externes (les nappes Telliennes), les zones internes (les Kabyliques) et les nappes de flyschs. Les nappes telliennes sont constituées par un ensemble de terrains marno-calcaires, représentant, avant l'inversion, les dépôts sédimentaires du Trias au Miocène inférieur de la marge africaine. Plus généralement, les flyschs et les zones internes deviennent moins proéminentes à l'Ouest, et leur interprétation est rendue compliquée par la migration du bloc d'Alboran (Domzig et al., 2006).

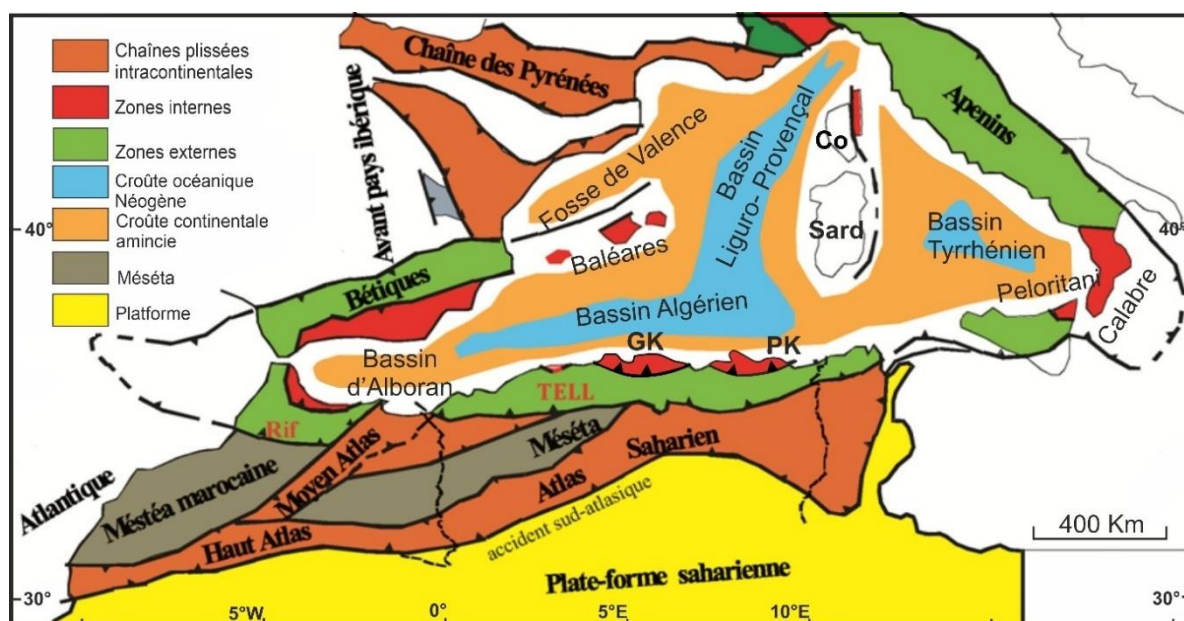


Figure II. 3. Schéma structural de la méditerranée occidentale montrant les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et de la Méditerranée Occidentale ainsi que la dispersion du domaine AlKaPeCa. Modifié d'après Frizon de Lamotte et al. (2000).

Dans le cas des Maghrébides, on distingue deux paléo-marges téthysiennes conjuguées séparées par un océan, la Téthys maghrébine (Bracène & Frizon de Lamotte, 2000) :

1. La marge nord-téthysienne représentée exclusivement par le domaine AlKaPeCa (Bouillin, 1986).
2. La marge sud-téthysienne qui représente la paléo-marge africaine.
3. L'océan téthysien qui sépare les deux marges par un domaine essentiellement à flyschs Massyliens et Mauritaniens (Bouillin, 1986).

La fermeture du domaine des flyschs a conduit à la collision des deux marges, à la collision des Kabyliques avec l'Afrique (Lonergan & White, 1997), à la formation de la chaîne des

Maghrébides et à l'ouverture concomitante de la Méditerranée Occidentale et du bassin Algéro-Baléarique par la subduction de la Téthys maghrébine sous la plaque eurasiennne et son *rollback* vers le sud depuis 35 Ma (Figure II.4 ; Frizon de Lamotte et al., 2000).

Actuellement à terre, les deux marges nord- et sud-téthysienne sont séparées par une ligne discontinue, représentant la suture téthysienne se prolongeant d'Est en Ouest, depuis les Bétiques jusqu'aux Calabres en passant par le Maghreb (Figure II.3) (Domzig et al., 2006, 2009 ; Leprêtre et al., 2018).

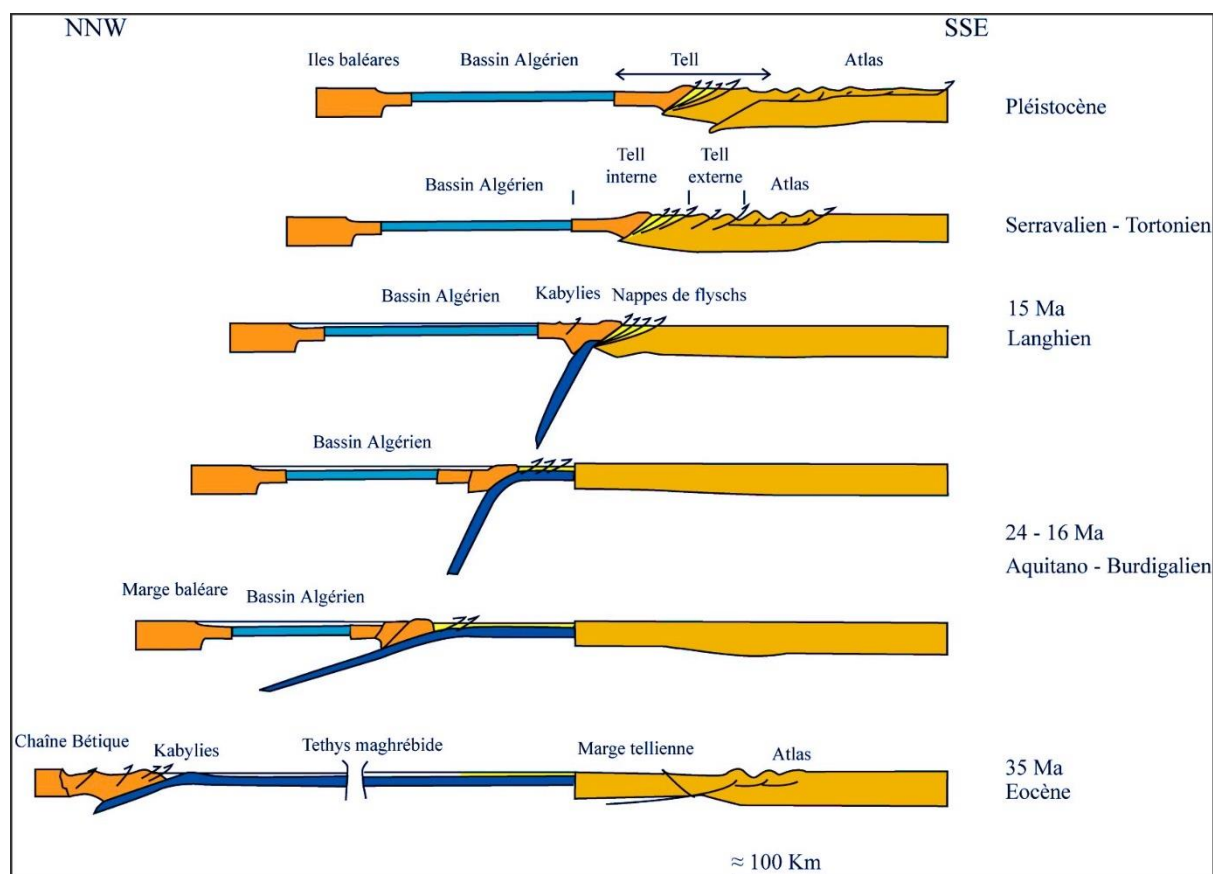


Figure II. 4. Modèle de reconstruction cinématique de l'édification de la chaîne des Maghrébides et de l'ouverture concomitante du bassin Algéro-Baléarique entre l'Eocène Terminal et le Pléistocène sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne. D'après Frizon de Lamotte et al. (2000).

1.2.1. Le domaine AlKaPeCa

Le domaine AlKaPeCa (Figure II.3) correspond à un ensemble de "terrane" de l'arc ou de l'avant-arc de la subduction téthysienne (Bouillin, 1986). Au Miocène, ces blocs ont subi une migration vers le sud, pour entrer en collision avec la marge sud-téthysienne suivant un schéma de subduction impliquant un slab de l'océan téthysien sous le continent européen à la faveur de l'ouverture des bassins en arrière-arc (Figure II.5). Ce modèle est accepté par la communauté scientifique géologique de la Méditerranée occidentale depuis longtemps, comme

l'attestent, entre autres, les analogies établies par la lithologie (Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Rosenbaum et al., 2002 ; van Hinsbergen et al., 2014, 2020). Ces blocs se trouvent à la périphérie du domaine d'Alboran dans la Cordillère bétique (Espagne) et le Rif (Maroc), les Kabyliques dans le Tell (Algérie et Tunisie), la chaîne Péloritaine en Sicile et en Calabre (Figure II.5; Bouillin, 1986 ; Rosenbaum et al., 2002 ; van Hinsbergen et al., 2014, 2020).

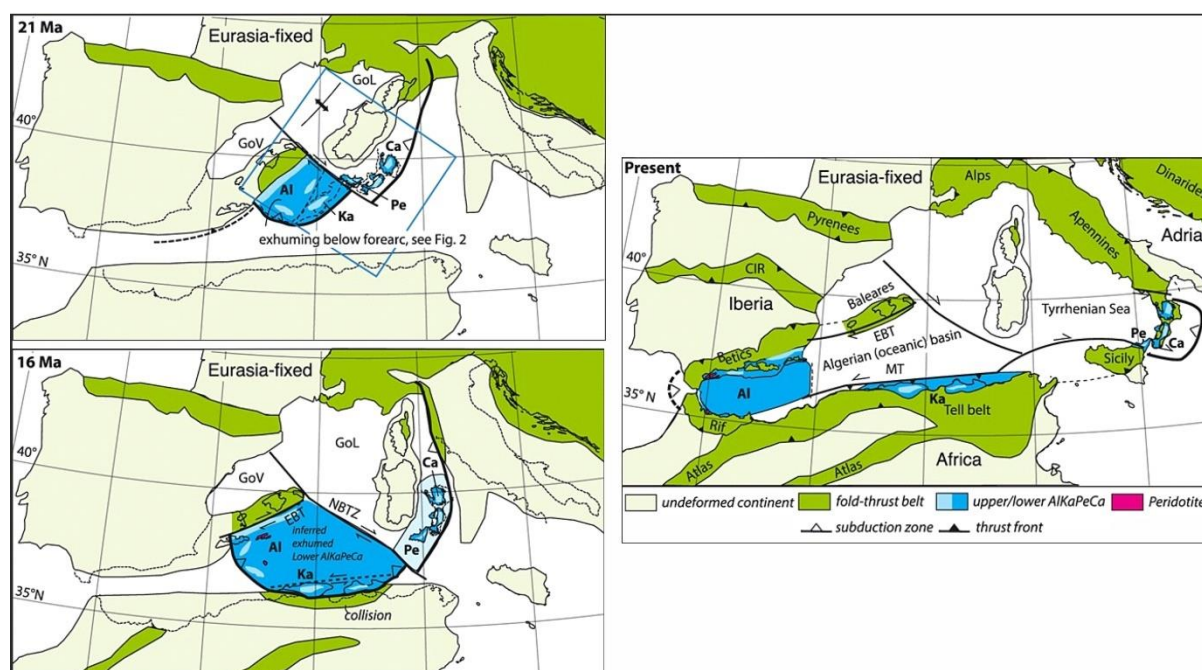


Figure II. 5. Positions reconstituées de l'AlKaPeCa depuis 21 Ma, illustrant (sans détail) sa fragmentation en grands domaines. Al = Alboran ; Ca = Calabre ; CIR = Chaîne ibérique centrale ("Central Iberian Ranges") ; EBD = Faille transformante d'Emile Baudot ; GoL = Golfe du Lion ; GoV = Golfe de Valence ; Ka = Kabyliques ; NAT = Transformate de l'Afrique du Nord ("North African Transform") ; NBTZ = Zone Transformate du Nord des Baléares ("North Balearic Transform Zone") ; Pe = Montagnes Peloritani. D'après van Hinsbergen et al. (2014, 2020).

En revanche, la question de savoir si le domaine AlKaPeCa constituait un seul bloc ou une série de blocs plus petits est en fait restée en suspens. De même, la cinématique du déplacement de ces blocs, et l'ordre et le mode d'ouverture des bassins associés, restent aujourd'hui encore incertains et très discutés (Cohen, 1980 ; Mauffret et al., 2004 ; Schettino & Turco, 2006 ; Martin, 2006 ; Bouyahiaoui et al., 2015 ; Romagny et al., 2020 ; Gómez de la Peña et al., 2021). Cette évolution cinématique n'est pas déterminée de manière rigoureuse et fiable à l'échelle du bassin Algéro-Baléarique.

En Algérie, les Kabyliques (Grande Kabylie à l'Ouest, Petite Kabylie à l'Est) affleurent à terre d'ouest en est, du Cap Ténès à Annaba (Figure II.6).

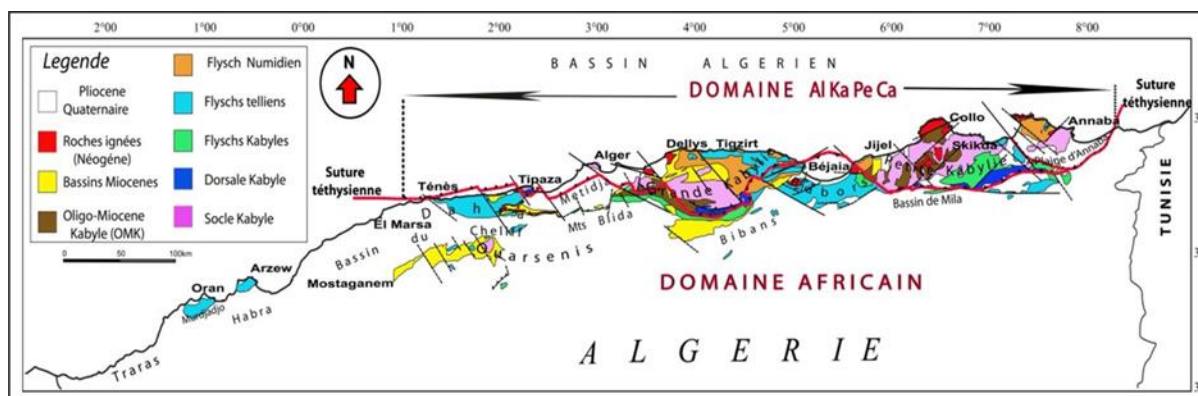


Figure II. 6. Schéma structural de la répartition des différentes unités du domaine Kabyle ou AIKaPeCa. D'après Domzig et al. (2006a).

Elles regroupent deux unités géologiques majeures : (1) le socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque composé principalement des gneiss datant de 480 Ma à 300 M (Durand-Delga, 1969), et (2) les massifs calcaires (dorsale calcaire) (Figure II.7) qui constituent la plate-forme carbonatée de la marge nord-téthysienne et une partie de son talus (Durand-Delga, 1969). Cette chaîne calcaire chevauche sous forme d'écailles tectoniques le domaine des flyschs et le domaine tellien (Bouillon, 1986). Par endroits, le socle est recouvert en discordance par des molasses composées de conglomérats d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, communément appelés Oligo-Miocène kabyle (OMK) (Figure II.7; Raymond, 1976 ; Géry et al., 1981).

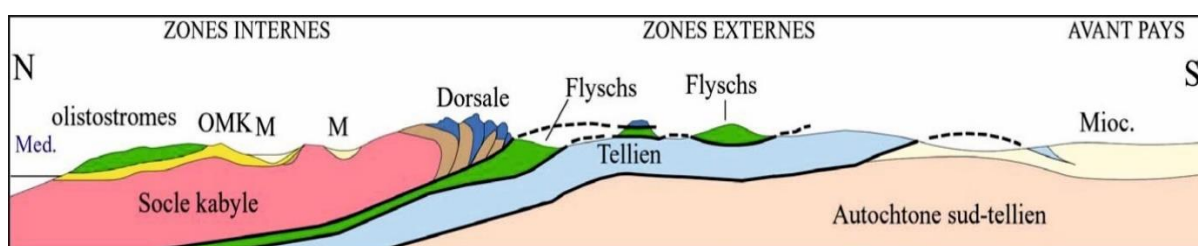


Figure II. 7. Coupe structurale schématique de la chaîne Maghrébidie montrant la disposition des zones internes et externes. D'après Durand Delga (1969).

La collision des Kabylies avec la marge africaine est datée d'avant 17 Ma, comme en témoigne la mise en place du granite de Collo qui recoupe à la fois la Petite Kabylie et le socle africain (Chazot et al., 2017 ; Abbasséne et al., 2016). Cette collision scelle la fin de l'accommodation du rapprochement entre Eurasie et Afrique par la subduction de la Téthys maghrébine : de ce fait, elle favorise le raccourcissement des structures de l'Atlas Saharien et amplifie la croissance du système orogénique tello-rifain, bien que ces reliefs de la marge sud-Téthysienne aient commencé à se former bien avant cette collision (Frizon de Lamotte et al.,

2000 ; Leprêtre et al., 2018). L'ouverture du bassin Algéro-Baléarique en arrière-arc s'est ensuite poursuivie au nord des Kabyliques (Mauffret et al., 2004 ; Leprêtre et al., 2018).

1.2.2. Le domaine des flyschs

Le mot Flysch ou "Flyschen" est d'origine Allemande et signifie "les terres incultivables". C'est dans la partie occidentale de l'Algérie, dans la région du Chenoua, que L. Glangeaud a défini en 1925 la nappe de flysch Albo-Aptienne. Des progrès géologiques considérables ont depuis permis d'avancer sur la connaissance de ces formations, qui sont restées longtemps énigmatiques.

Le bassin maghrébin de Flyschs (Figure II.8) est une zone de dépôt océanique profonde ouverte au Jurassique-Crétacé après la rupture de la Pangée (Durand Delga & Fontboté, 1980 ; Wildi, 1983 ; Bouillin, 1986). Elle représente la branche sud de la Téthys occidentale (Leprêtre et al., 2018) avec ses extensions latérales dans le sud-ouest de la Cordillère bétique (Perrone et al., 2014) et le sud des Apennins (bassin lucanien). Les dépôts de ce bassin se sont déformés au Miocène pour former plusieurs nappes et mélanges. Depuis le début du Crétacé, le bassin maghrébin a été divisé en sous-domaines mauritanien (interne) et massylien (externe) (Martín-Martín et al., 2020) (Figure II.8) selon l'influence des marges environnantes. Le domaine interne est dépendant de la micro-plaque AlKaPeCa (Figure II.8; micro-plaque méso-méditerranéenne selon Guerrero et al., 2005) ou marge active, au nord, et le domaine externe de la marge passive sud-Téthysienne, au sud (Bouillin & Raoult, 1970 ; Guerrero et al., 2012) (Figure II. 8). Il existe également une sédimentation mixte entre ces deux domaines. Ces flyschs affleurent dans les zones littorales sur environ 800 km de long, entre Mostaganem (Algérie) et Bizerte (Tunisie) (Figure II.6). Ils chevauchent largement les unités telliennes et leur substratum n'affleure que très rarement, par exemple sous forme de quelques dépôts à radiolaires (Bouillin, 1977). Ces formations ont des analogues au Maroc, dans les cordillères bétiques et en Sicile et Calabre (Guerrero et al., 2012).

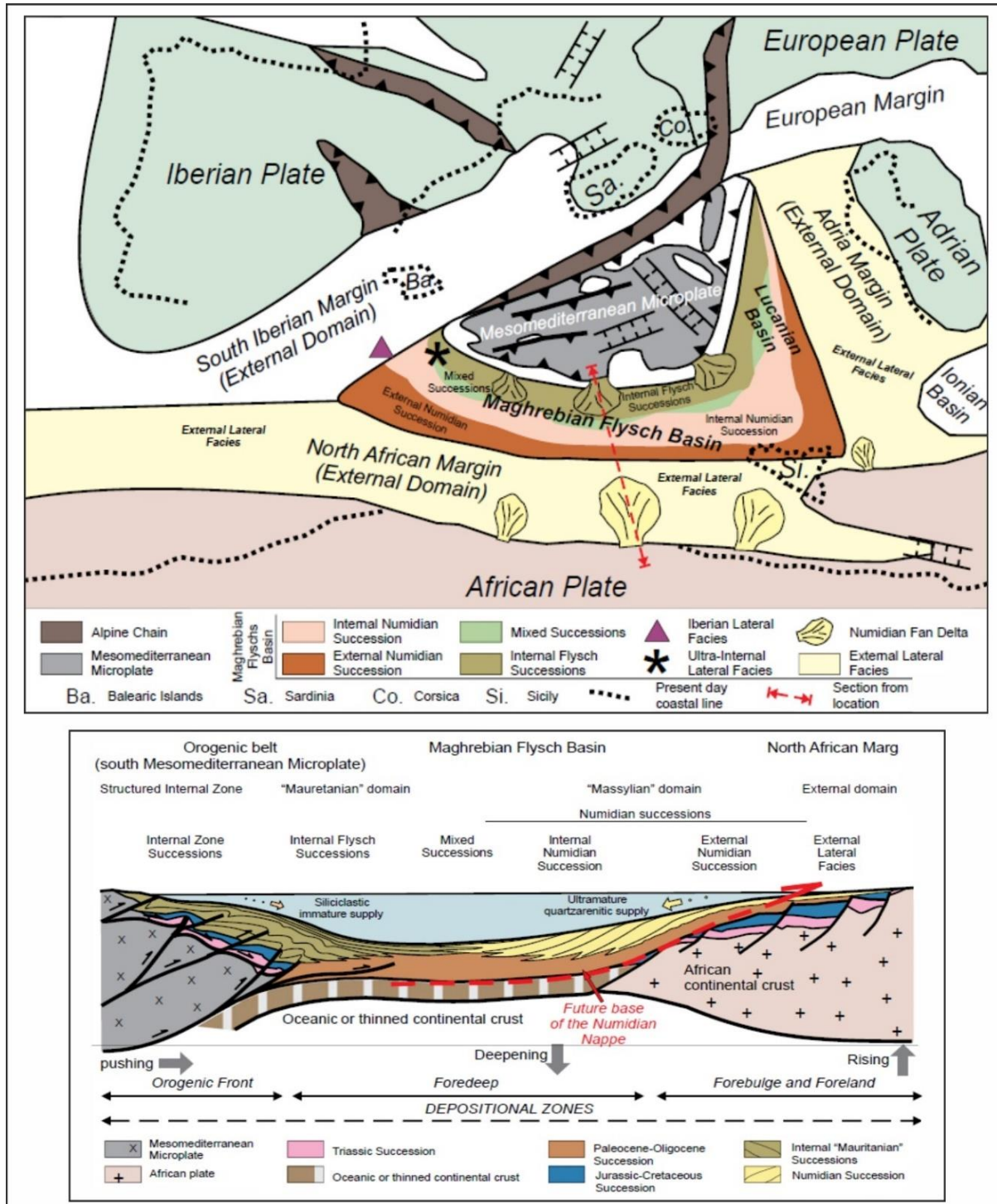


Figure II. 8. En haut : Schéma paléogéographique de la région méditerranéenne centrale et occidentale illustrant la position des flyschs (Oligocène supérieur- Miocène inférieur). En bas : coupe synthétique (trait rouge en haut) tectono-sédimentaire du bassin maghrébin de flyschs et de ses marges interne et externe (respectivement la micro-plaque méso-Méditerranéenne et la marge africaine) au cours de l'Oligocène-Miocène précoce. D'après Guerrero et al. (2012).

Un autre type de flyschs plus récent (Oligocène supérieur à Miocène moyen), appelé flysch numidien (Figure II.8), fait partie des unités lithostratigraphiques les plus épaisses et les plus largement affleurantes de la chaîne maghrébine. Il résulte de l'érosion de zones

cratoniques africaines riches en arénites quartzieuses (type grès de Nubie) (Guerrera et al., 2012). Ils consistent généralement en des sédiments gréseux et argileux qui se sont déposés dans une gouttière, généralement considérée comme plus externe que le sillon des flyschs (Gélard, 1979 ; Bizon & Bizon, 1972 ; Wildi, 1983). Cette série repose sur une masse plastique d'argiles versicolores à *Tubo Tomaculum* fréquents dits "sous-numidiennes" d'âge Oligocène moyen à supérieur. Elle passe vers le haut à des argiles et marnes claires à intercalations de silexites et elle est désignée par la série supra-numidienne d'âge Burdigalien inférieur (Lahondère et al., 1979).

1.3. Convergence Afrique-Eurasie

L'évolution de la Méditerranée, qui se trouve à la limite entre les deux plaques Africaine et Eurasienne, est en premier ordre liée au mouvement relatif de ces deux plaques (Figure II.9). Cependant, l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique (Olivet et al., 1984) indique un déplacement sénestre de l'Afrique par rapport à l'Europe suivi par une convergence oblique à partir de la fin du Crétacé à l'actuel (Jolivet & Faccenna, 2000 ; Schettino & Turco, 2010).

La convergence entre l'Afrique et l'Eurasie est accompagnée par des mouvements horizontaux et verticaux importants qui sont liés aux processus profonds (subduction, collision continentale et processus mantelliques). Cette combinaison de processus a façonné la Méditerranée et lui a donné sa physionomie actuelle composée de différents sous-bassins associés avec une variété de domaines crustaux continentaux et océaniques (Figure II.9).

Plusieurs reconstructions cinématiques ont été proposées pour la région méditerranéenne afin de définir la manière dont la plaque africaine converge avec l'Eurasie (Dewey et al., 1989). Tous ces modèles s'accordent fondamentalement sur le fait que l'Afrique s'est déplacée lentement par rapport à l'Eurasie avec une rotation antihoraire autour d'un pôle situé au large de l'Afrique de l'Ouest (Dewey et al., 1989). Si toutes les reconstructions proposées dans la littérature sont en accord sur la vitesse et la direction relatives de convergence, il reste quelques différences et débats concernant l'orientation et la magnitude du déplacement (Nocquet, 2012). La plaque africaine s'est déplacée vers le NE jusqu'à ~40 Ma, puis vers le N pendant tout le Cénozoïque, sauf pendant les 10 derniers Ma, car la position du pôle de rotation impose un changement de direction allant de NNW-SSE à l'est à WNW-ESE au sud (Jolivet & Faccenna, 2000). La vitesse relative d'un point situé à mi-chemin de la côte nord-africaine était probablement inférieure à 3 cm/an au cours des 80 derniers Ma, diminuant

de moitié au cours des 20-30 derniers Ma (Jolivet & Faccenna, 2000). Ceci est en accord avec une autre estimation du mouvement absolu des plaques pour l'Afrique (Silver et al., 1998).

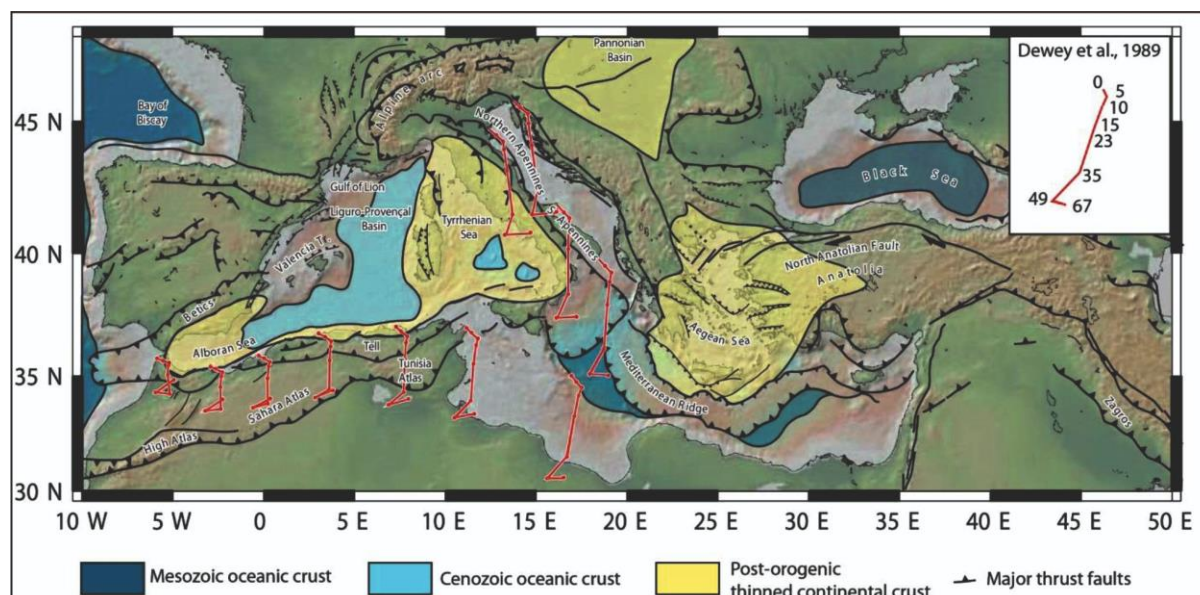


Figure II. 9. Carte tectonique de la Méditerranée montrant les principales ceintures montagneuses et les bassins, (Jolivet et al., 2020) ainsi que les vecteurs de déplacement de la plaque africaine par rapport à l'Europe stable (Dewey et al., 1989 ; Jolivet et al., 2009).

L'utilisation de données GPS pour mesurer les déplacements actuels des plaques tectoniques permet non seulement de calculer les taux de convergence entre plaques, mais aussi, quand le réseau est suffisamment dense, de mesurer les déformations au sein des plaques. C'est notamment ce qui a été réalisé récemment au Maroc par Koulali et al. (2011), en Algérie par Bougrine et al. (2019), et en Tunisie par Bahrouni et al. (2020). Ces données GPS montrent que la plaque africaine décrit un mouvement de rotation anti-horaire par rapport à l'Eurasie (pôle dans l'Atlantique central), ce qui se traduit par un régime de contrainte transpressif et un gradient de vitesse moyen allant de 4 à 7 mm/an d'Ouest en Est (Serpelloni et al., 2007 et références citées). Néanmoins, la situation est complexe au nord de l'Afrique car les bordures de plaques accommodent la convergence par raccourcissement et décrochements sur une zone très large (plus de 100 km ; Figures II.9, 10), à la fois dans les bassins, les marges et sur les continents.

Le Nord-ouest de la plaque Afrique présente un mouvement propre vers l'Ouest par rapport au reste de la région, d'une manière similaire à l'Alboran (Koulali et al., 2011). L'Algérie et la Tunisie présentent quant à elles un mouvement essentiellement dirigé vers le Nord-Ouest. Cela crée un partitionnement de déformation pour l'Algérie orientale, délimitant ainsi un bloc côtier (Bougrine et al. 2019 ; Figure II. 10). Le bloc Ouest, jusqu'au niveau de la Grande Kabylie, nécessite uniquement des failles actives le long de la côte pour expliquer son

déplacement. Le bloc Est requiert lui l'intégration d'une faille décrochante dextre à l'intérieur des terres pour réconcilier les mouvements observés dans les différentes régions (Figure II. 10).

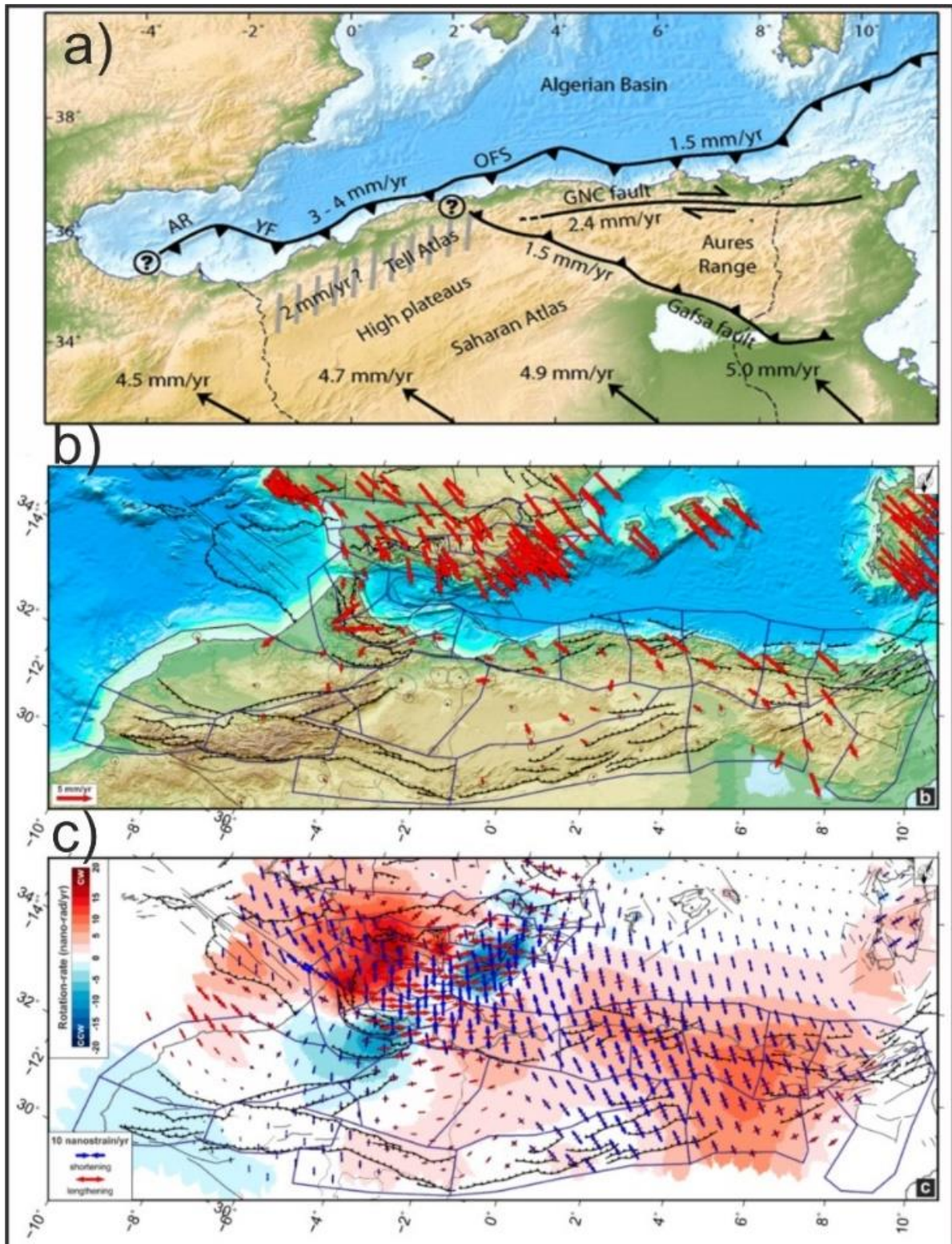


Figure II. 10. a) Interprétation tectonique du champ de contrainte GPS. Les lignes noires continues représentent les principales failles actives. Les nombres indiquent le mouvement horizontal en mm/an. Les flèches à la base de l'image indiquent la convergence relative entre Afrique et Eurasie. Les hachures grises correspondent à une zone de raccourcissement possible selon le modèle considéré. OFS = offshore fault system, AR = Alboran ridge, YF = Yussuf fault, GNC = Ghardimaou – North Constantine fault. b) Vitesses du Global Navigation Satellite System

(GNSS) et ellipses de certitude à 95 % dans un cadre de référence fixe de la Nubie. Les stations GNSS continues et épisodiques sont indiquées par des flèches jaunes et rouges, respectivement. c) Champ de vitesse de déformation géodésique : les flèches rouges et bleues représentent respectivement les vitesses de déformation horizontale d'extension (ϵ_{Hmax}) et de contraction (ϵ_{Hmin}) les plus élevées ; les couleurs de l'arrière-plan indiquent la vitesse de déformation de rotation (qui décrit les rotations par rapport à un axe vertical positif descendant, avec le sens horaire (cw) positif et le sens antihoraire (ccw) négatif, comme dans les conventions géologiques normales). D'après Bougrine et al. (2019) et Sparacino et al. (2020).

Le champ de contrainte tiré des données GPS (Figure II.10 b, c ; Sparacino et al., 2020) est également instructif, mettant en évidence une dominante de forces compressives en Algérie. Ces forces compressives sont moins importantes sur la marge Ouest, au large de Mostaganem, et plus prononcées au Centre-Est et, dans une moindre mesure, au centre. Cela appuie l'idée d'une tectonique Algérienne séparée entre des blocs littoraux en compression selon un axe Nord-Ouest / Sud-Est, un bloc Centre/Centre-Est qui subit un déplacement dextre vis-à-vis du bloc côtier, le long de la faille de Ghardimaou (GNC, Figure II.10a), et une compression à l'ouest et au sud relativement au reste de la plaque africaine, le long de la faille de Gafsa.

Finalement, l'Algérie subit un déplacement vers le nord variant de 4.5 mm/an à l'Ouest à 5.0 mm/an à l'Est. Environ $\frac{1}{2}$ à $\frac{2}{3}$ de ce raccourcissement est absorbé par les failles à terre, dans les chaînes de l'Atlas et du Tell (Serpelloni et al., 2007 ; Bougrine et al., 2019 ; Figure II.10). Des mouvements en transtension jouent également un rôle dans le Tell-Atlas dans la moitié Est de l'Algérie. A l'ouest, il est également possible que le Tell-Atlas accommode 2 mm/an de raccourcissement, en se basant sur les données GPS, mais les modèles ne mettent pas en évidence de limite de blocs dans l'Ouest de l'Atlas Saharien, ce qui implique que le bloc ouest Algéro-Baléarique situé au sud du Tell-Atlas se déplace d'une manière globalement solidaire avec le reste de l'Afrique. Le reste du raccourcissement, 3-4 mm/an à l'Ouest et 1.5 à l'Est (Figure II.10), est accommodé plus au nord, que ce soit du côté européen du bassin ou bien dans le pied de la marge Algérienne.

1.4. Sismicité et réactivation tectonique de la marge

Algérienne

Cet état de contrainte et les failles qu'il met en mouvement (Figure II.11) causent une importante activité sismotectonique notable tout le long de la marge Algérienne. Cette dernière est visible tout à la fois dans les archives (sismicité historique et paléosismicité), qu'elles soient humaines ou géologiques, et dans l'activité actuelle des failles, observées sur le terrain ou via des enregistrements sismiques (Figure II.11). Les catalogues sismiques montrent plusieurs événements modérés, forts et majeurs au large ou à terre, tels que le séisme d'El Asnam en

1980 (Ms 7.2), qui a fait plus de 3000 morts, et celui de Boumerdès en 2003 (Mw 6.7), qui a fait plus de 2000 morts et des dégâts considérables.

Cette sismicité est liée à la dynamique des bassins quaternaires soumis à un régime de contraintes compressives NW-SE. Du Maroc à la Tunisie et du bassin océanique à l'Atlas Saharien, on observe essentiellement pour les séismes actuels des mécanismes au foyer compressifs (Figure II.11). Les mécanismes focaux en Algérie sont dominés par des failles inverses et de décrochement (Figure II.11). La plupart d'entre eux sont associés et distribués le long des principales failles actives identifiées (Figure II.11) (Déverchère et al., 2005 ; Domzig, 2006 ; Maouche et al., 2011 ; Leprêtre et al., 2018).

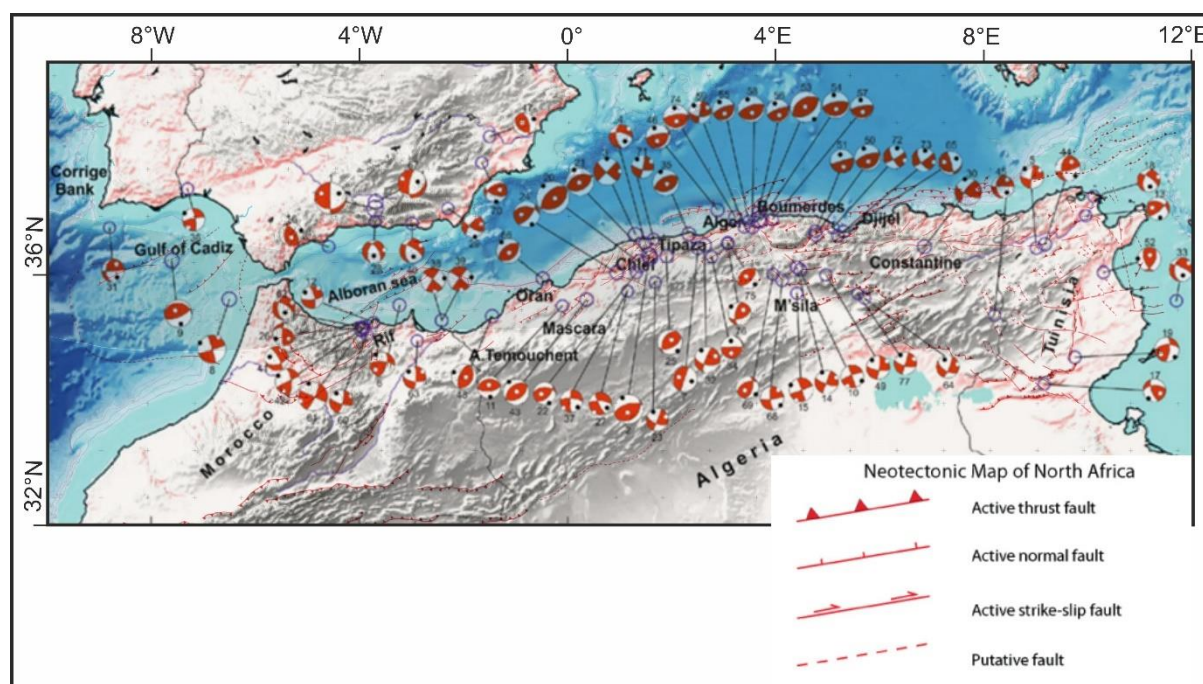


Figure II. 11. Carte montrant les mécanismes au foyer pour les séismes de magnitude supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 40 km survenus entre 1950 et 2015 (D'après Ousadou et Bezzeghoud (2019)) superposée avec la carte néotectonique de l'Afrique du Nord-Ouest D'après Leprêtre et al., 2018). La taille est proportionnelle à la magnitude.

L'Algérie subit présentement les effets de la convergence entre L'Eurasie et l'Afrique. Cependant, la façon dont la convergence est absorbée évolue probablement au fil des temps, ce qui se traduit par une déformation qui accomode le raccourcissement à travers tout le nord de l'Algérie, notamment l'Atlas Saharien au sud, le Tell le long de la côte, les Aurès à l'est et vers la Tunisie. Ces déformations ne suffisent cependant pas à accomoder la totalité de la convergence, et la déformation a progradé vers le nord, affectant aujourd'hui la marge et le bassin où des failles ont déjà été observées (Figure II.11). Des campagnes de reconnaissance sismiques et bathymétriques de haute résolution réalisées au large de la côte nord-algérienne et le long de la marge nord (campagne MARADJA, 2003 et 2005) ont permis de démontrer

l'existence et l'importance des failles inverses à vergence nord (Déverchère et al. 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Yelles et al., 2009) (Figure II.11). Il est alors bien établi que le séisme de Boumerdès est dû au rejet d'une de ces failles inverses à vergence nord. Les chevauchements à pendage sud localisés le long de la marge nord-Maghrébine correspondent aux failles les plus actives de cette partie de limite de plaque (Déverchère et al., 2005 ; Domzig, 2006 ; Leprêtre et al., 2012). La faille la plus importante actuellement connue se trouve au large d'Alger, elle atteindrait 80 km de longueur et sa vitesse de mouvement est de l'ordre de 0,4 mm/an ($\pm 0,1$). Elle apparaît comme segmentée mais en supposant une rupture activant des segments proches (Leffondré et al., 2021), la magnitude maximale pour cette faille dépasserait la valeur de 7. D'autres failles majeures actives avec un potentiel sismogène similaire ou même supérieur sont identifiées le long de la marge Algérienne (Leffondré et al., 2021). Ceci représente donc un risque élevé pour les populations, ce qui ajoute un intérêt supplémentaire à l'étude de la marge algérienne, une meilleure connaissance des structures géologiques pouvant permettre une meilleure évaluation de l'aléa sismique.

Parmi ces séismes, en se limitant au cas de l'Algérie, on compte un certain nombre de séismes de magnitude élevée, avec notamment 11 séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 identifiés par Ousandou & Bezzeghoud (2019), auxquels il nous faut maintenant ajouter le séisme de magnitude 6 survenu près de Bejaïa le 18/03/2021, soit un total de 12 séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 sur une période de 231 ans. Si on s'intéresse au séisme de magnitude supérieure à 5, on identifie alors 15 séismes sur les 75 dernières années. Les magnitudes les plus élevées sont celles de Blida et Djidjelli au 19^{ème} siècle avec des magnitudes atteignant 7.5.

Enfin, des résultats récents portant sur l'analyse de la distribution des déformations actives à terre et en mer (Leprêtre et al., 2013 ; Bougrine et al., 2019 ; Recanati et al., 2019; Strzeczynski et al., 2021; Leffondré et al., 2021) montrent que le nord de l'Algérie est témoin de la naissance d'une nouvelle limite de plaque depuis le Plio-Quaternaire, à l'endroit où les systèmes d'extension et de déchirure de l'arrière-arc de la Méditerranée occidentale subissent une inversion tectonique précédant potentiellement une subduction.

1.5. Apport de la tomographie sismique

Le début des années 90 a été marqué par l'application des méthodes de tomographie sismique en tant qu'outil permettant d'explorer les structures profondes de la Terre. Ces méthodes démontrent les relations complexes entre la fragmentation et la géométrie des slabs,

les forces motrices des processus tectoniques et l'évolution des zones de subduction relativement petites et très courbées et des orogènes de collision caractéristiques du domaine méditerranéen.

Les profils résultants révèlent la présence dans le manteau d'anomalies de vitesses indiquant la présence de matériel anormalement froid interprété comme d'une lithosphère subduite sous la Méditerranée occidentale (Spakman et al., 1993 ; Carminati et al., 1998 ; Piromallo & Morelli, 2003 ; Spakman & Wortel, 2004). Dans une étude globale, van der Meer et al. (2018) identifient 94 slabs dans le manteau terrestre. Les 300 km supérieurs du manteau ne sont cependant pas au centre de l'étude de van der Meer et al. (2018). Par conséquent, les slabs dont la profondeur maximale est inférieure à 300 km, les gaps de slabs peu profonds et les déchirures de slabs ne sont pas identifiés. C'est pourquoi je présente dans la suite les récents travaux de El Sharkawy et al. (2020) qui ont réalisé une étude tomographique à haute résolution pour les 300 km supérieurs (Figure II.12).

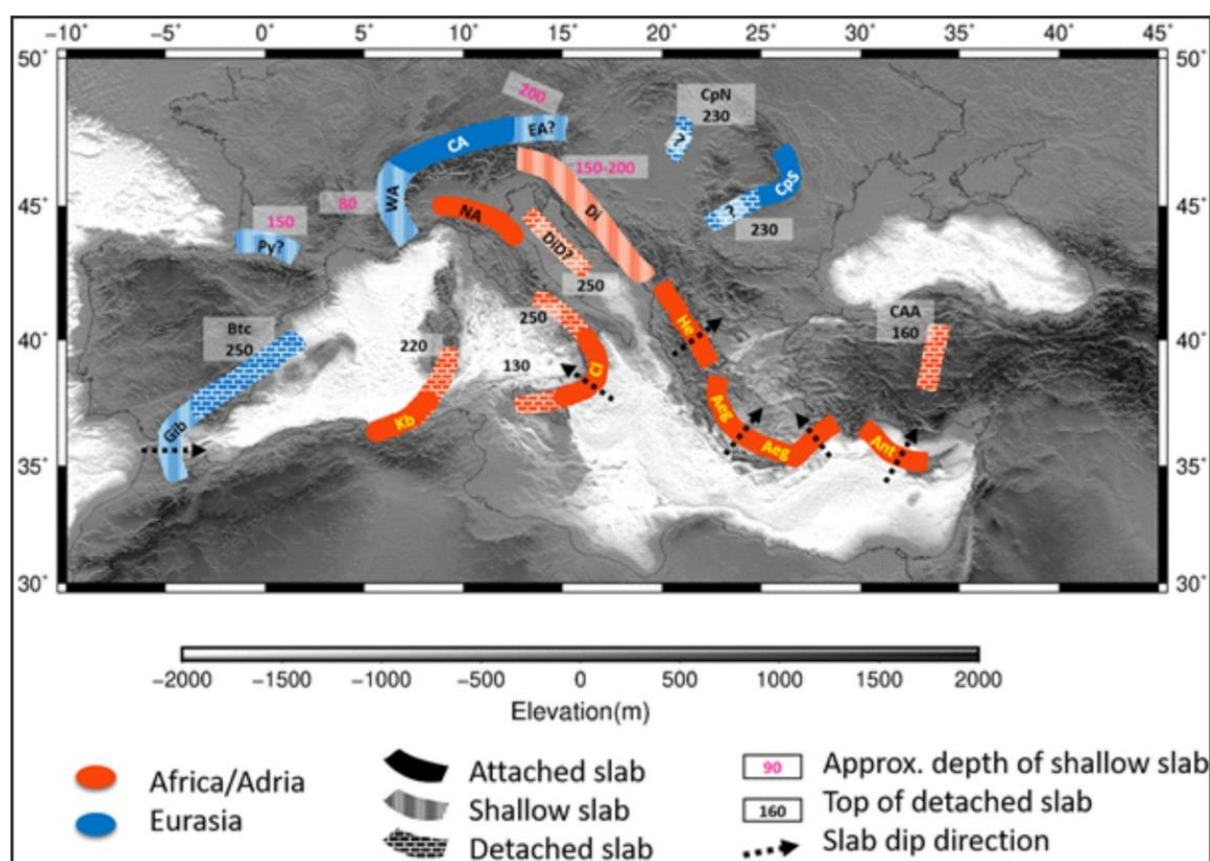


Figure II. 12. Carte topographique de la région Alpes-Méditerranée et localisation des segments de slab dans le manteau supérieur jusqu'à 300 km de profondeur. Les hachures indiquent les trois catégories de slabs : les segments de slabs attachés qui descendent jusqu'au 300 km, les segments de slabs peu profonds qui se terminent à une profondeur inférieure à 300 km et les segments de slabs détachés de la lithosphère dans l'avant-pays. Aeg: Aegean Slab, Ant: Antalya Slab, Btc: Betic Slab, CA: Central Alpine Slab, CAA: Central Anatolian Anomaly, Cl: Calabrian Slab, CpN: Northern Carpathian Slab, CpS: Southern Carpathian Slab, Di: Dinaridic Slab, DiD? : Detached Dinaridic Slab, EA: eastern Alpine Slab, Gib: Gibraltar Slab, He: Hellenides Slab, Kb: Kabylides Slab,

NA: Northern Apenninic Slab, Py: Pyrenees Slab, and WA: Western Alpine Slab. D'après [El Sherkawy et al., \(2020\)](#).

En Méditerranée occidentale, deux slabs à pendages opposés, vers l'Est sous l'arc de Gibraltar (slab de Gibraltar-Bétique Gb-B) et vers l'Ouest sous l'arc de Calabre (slab de Calabre CI) ont été révélés (Figures II.12, 13 : [van der Meer et al., 2018](#)). L'anomalie de Gibraltar (Figures II.12, 13) est située dans le manteau supérieur sous la mer d'Alboran. Sa base repose sur la discontinuité de 660 km ([Gutscher et al., 2002](#), [Piromallo & Morelli, 2003](#), [Spakman & Wortel, 2004](#), [Bezada et al., 2013](#), [van Hinsbergen et al., 2014](#), [Chertova et al., 2014](#)). Cet aplatissement serait le résultat de la résistance à la pénétration du slab dans le manteau inférieur. Elle est toujours reliée à la croûte atlantique à l'ouest, plonge vers l'est et est interprétée comme de la lithosphère subduite. Sous l'Ibérie méridionale, le slab s'incurve en une orientation E-W, plongeant vers le sud, et est largement détaché (Figure II.13). Cette partie détachée est le résultat probablement d'une rotation antihoraire de plus de 180° pendant le *roll-back* ([Rosenbaum et al., 2002b](#), [Spakman & Wortel, 2004](#), [Chertova et al., 2014](#), [van Hinsbergen et al., 2014](#)) et son détachement s'est probablement produit après la cessation du mouvement de chevauchement rapide dans la ceinture de plissement - chevauchements sous-Bétique, vers 7-8 Ma ([Platt et al., 2013](#), [Garcia-Castellanos & Villasenor, 2011](#)).

Le slab de Calabre (Figure II.12, 13) documenté pour la première fois par [Spakman et al. \(1993\)](#), s'aplatit horizontalement à la transition manteau supérieur - manteau inférieur (640 km) et elle est toujours en cours de subduction le long de la zone de subduction calabraise. ([Piromallo & Morelli, 2003](#) ; [Spakman & Wortel, 2004](#) ; [Chang et al., 2010](#)). Il est clairement séparé du slab des Apennins par un écart de plusieurs centaines de kilomètres, interprété comme le résultat d'une déchirure latérale ([Wortel & Spakman, 2000](#)) ou d'une faille transformante de subduction ([Rosenbaum et al., 2008](#)).

Ces deux slabs lithosphériques (CI et Gb-B) reposant sur la discontinuité de 660 km constitue un argument complémentaire au modèle d'ouverture des bassins méditerranéens par retrait des slabs et propagation des déchirures ([Spakman & Wortel, 2004](#) ; [van Hinsbergen et al., 2014, 2020](#)).

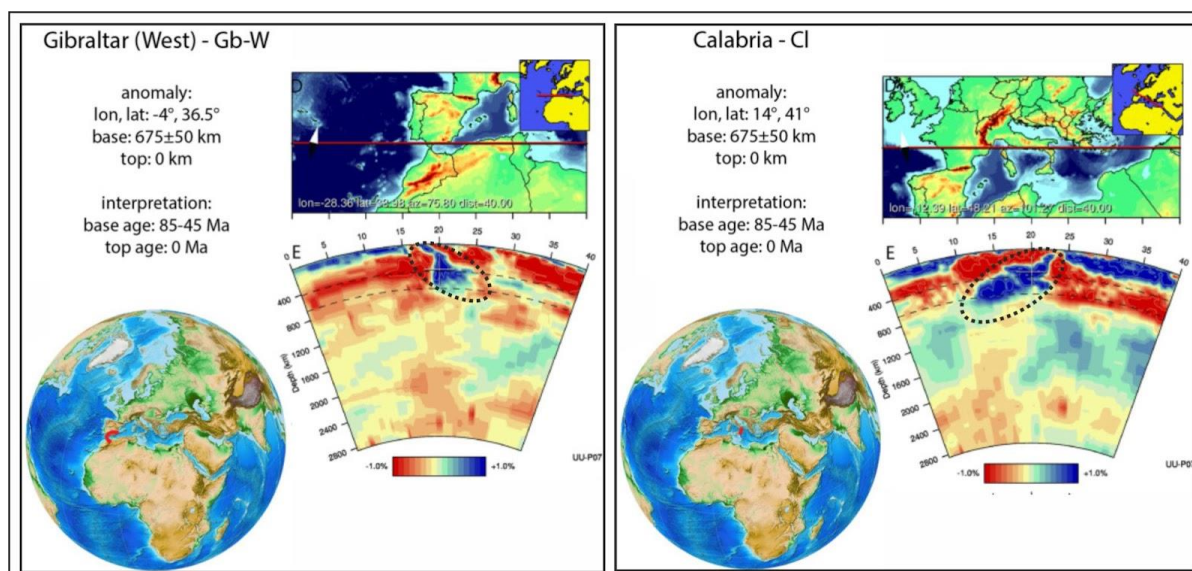


Figure II. 13. Anomalies de Calabre et de Gibraltar imagées par la tomographie des ondes P. la ligne rouge sur le globe marque l'emplacement de l'enregistrement géologique actuel interprété comme s'étant formé pendant la subduction du slab ; En haut à droite : Carte de localisation de la coupe verticale. En bas à droite : coupes verticales montrant l'amplitude, l'étendue verticale et latérale et la tendance du pendage des anomalies. Modifiée d'après van der Meer et al. (2018).

Un autre slab (le slab des Kabyliques Kb) (Figure II.12, 14) sous la marge africaine (Figure II.12, 14) identifiée pour la première fois par Spakman & Wortel (2004) est imagé entre 250 et 750 km de profondeur. L'anomalie des Kabyliques est interprétée comme représentant une partie de la plaque africaine qui a subducté vers le nord sous la marge des Baléares depuis ~ 85-45 Ma (van Hinsbergen et al., 2014). Le *rollback* subséquent a entraîné le retrait vers le sud de la zone de subduction (Michard et al., 2006). La collision des blocs AlKaPeCa a entraîné une rupture de slab et/ou une déchirure lithosphérique suivi d'une segmentation du slab. Ceci a permis le retrait de fragments de slab vers l'ouest (Gibraltar) et vers l'est (Calabre) (Loneragan & White, 1997 ; Carminati et al., 1998), en laissant sous la marge algérienne le slab des Kabyliques détaché (ou non) de la marge nord-africaine (Spakman & Wortel, 2004, Michard et al., 2006, Chertova et al., 2014, van Hinsbergen et al., 2014). L'âge de la rupture du slab est estimé avoir eu lieu au Miocène moyen, déduit du magmatisme induit par la rupture (Coulon et al., 2002, Michard et al., 2006). Les travaux de Govers & Wortel (2005) ont prévu la possibilité d'une déchirure de slab et la formation d'une marge de type *STEP*. Une déchirure

NE-SO aurait affecté la marge à l'ouest de l'Algérie, du fait du recul du slab vers Gibraltar, permettant la migration du bloc d'Alboran vers l'ouest.

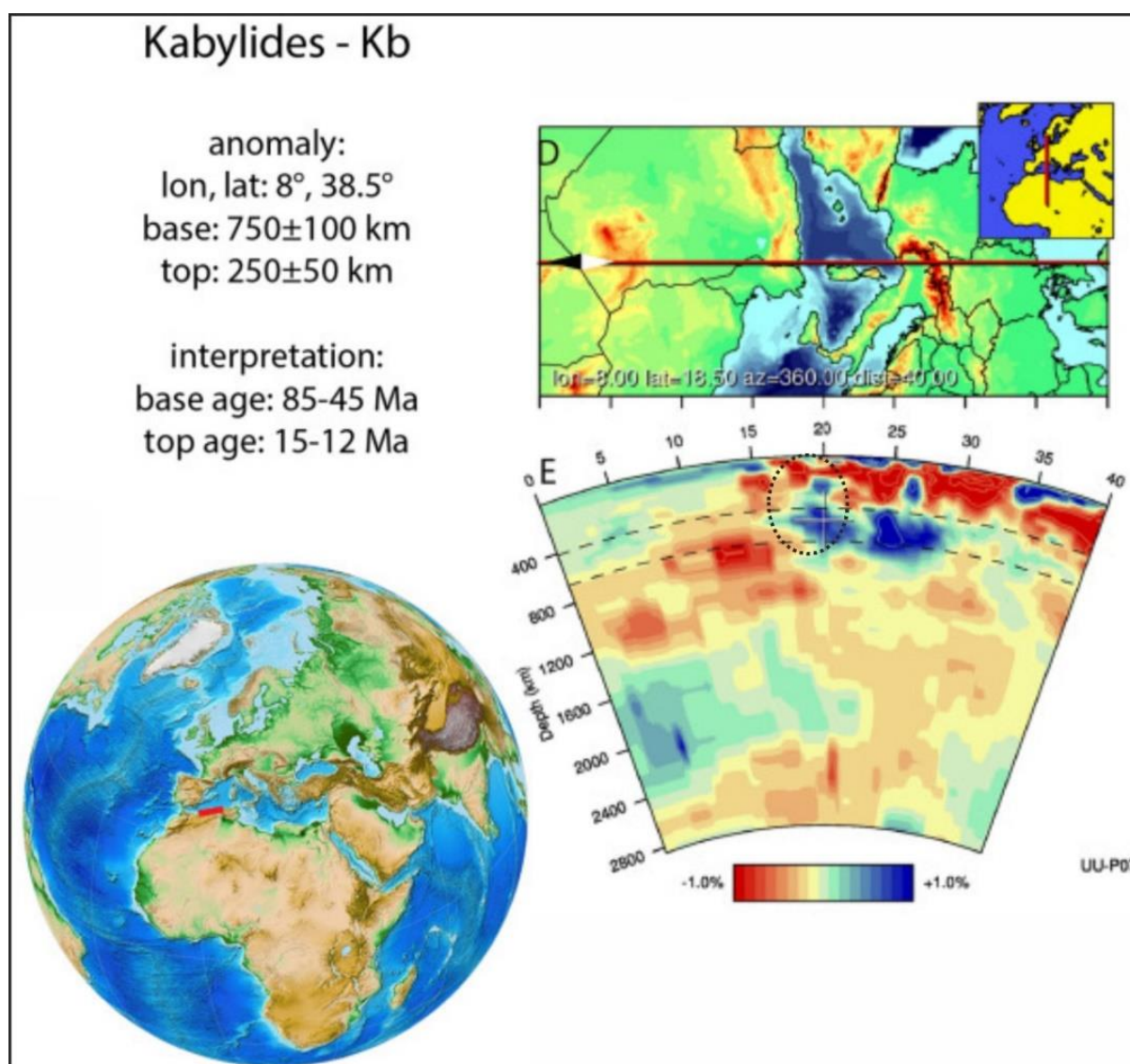


Figure II. 14. Anomalie tomographique des Kabyliques imagée par analyse des ondes P. La ligne rouge sur le globe marque l'emplacement de l'enregistrement géologique actuel interprété comme s'étant formé pendant la subduction du slab ; En haut à droite : Carte de localisation de la coupe verticale. En bas à droite : coupes verticales montrant l'amplitude, l'étendue verticale et latérale et la tendance du pendage des anomalies. Modifiée d'après van der Meer et al. (2018).

Une nouvelle tomographie de haute résolution faite par Al Sharkawy et al. (2020) a montré de petits segments de slab présents dans le manteau supérieur méditerranéen résultant d'une importante fragmentation. Selon ces auteurs, les limites inférieure et supérieure des slabs peu profonds et détachés, respectivement, sont formées par la déchirure des slabs.

Le slab de Calabre CI (Figure II. 12, 15), à fort pendage vers l'ouest, atteint des profondeurs de plus de 300 km sous le sud-est de la mer Tyrrhénienne (F-F' - Figure II.15) et serait encore attaché dans la zone située sous la Calabre et la Sicile. A une profondeur de 200 km, il se

détache et s'étend vers le nord-ouest, sous les Apennins méridionaux. Une autre partie détachée de ce slab se trouve également sous le nord de la Sicile et s'étend vers l'ouest. Le "slab gap" sous les Apennins centraux pourrait représenter une déchirure du slab de Calabre.

Sous l'arc de Gibraltar, ce modèle de haute résolution révèle aussi une anomalie de vitesse élevée (slab de Gibraltar peu profond) qui plonge vers l'est et s'étend jusqu'à une profondeur d'environ 200 km seulement (A-A'- Figure II.15). Vers le nord-est, une autre anomalie à forte vitesse (slab Bétique) est trouvée à une profondeur supérieure à 230 km et pénètre presque verticalement jusqu'à la zone de transition du manteau le long de la côte ibérique sud-est sous le fossé de Valence (A-A'- Figure II.15). Une déchirure au-dessus du segment du slab de Bétique (BtG) (A-A'- Figure II.15) a été suggérée auparavant par [Spakman et Wortel \(2004\)](#), [Garcia-Castellanos et Villaseñor \(2011\)](#) et de [Lis Mancilla et al. \(2015\)](#). Il est probable que le segment du slab Bétique s'étende vers le sud-ouest à une plus grande profondeur sous les 300 km, comme l'indique la tomographie des ondes P ([Piromallo & Morelli, 2003](#) ; [Spakman & Wortel, 2004](#) ; [van der Meer et al., 2018](#)). De plus, le slab de Gibraltar est séparé du slab des Kabyliques par un large espace de faibles vitesses jusqu'à des profondeurs d'environ 200 km (I-I' - Figure II.15). Ce gap de slab pourrait, au moins à l'est, être soutenu par une partie détachée de la lithosphère africaine subduite.

Le long de la côte africaine et sous l'Algérie, [El Sharkawy et al. \(2020\)](#) ont décrit une anomalie de vitesse élevée jusqu'à une profondeur de 250 km (Figure II.15). Ce slab semble être attaché à la lithosphère continentale nord-africaine le long de la côte africaine. En revanche, d'autres études suggèrent qu'il est détaché de la lithosphère sus-jacente à ~150 km de profondeur ([Faccenna et al., 2014](#) ; [Fichtner & Villaseñor, 2015](#), [Booth-Rea et al., 2018](#)), ou bien qu'il se trouve encore plus profondément au-dessus de la discontinuité de 660 km ([van der Meer et al., 2018](#)). En revanche, une partie détachée de ce slab semble s'étendre vers le sud de la Sardaigne (Figure C-C' - II.15). Au moins jusqu'à une profondeur d'environ 250 km, ce segment détaché est clairement séparé du slab de Calabre Cl au nord-est. En revanche, à une profondeur plus importante, il rejoint une anomalie à forte vitesse qui pourrait être liée au slab de Calabre. Une partie détachée se trouve également à l'ouest des Kabyliques, le long de la côte nord de l'Afrique (I-I' - Figure II.15). Ce segment pourrait correspondre à celui décrit par [Fichtner & Villaseñor \(2015\)](#) comme étant le segment occidental du slab des Kabyliques. Par ailleurs, des images tomographiques à faible résolution suggèrent un slab détaché sous la Tunisie à 87 km de profondeur depuis le Miocène supérieur ([Booth-Rea et al., 2018](#)). Ce slab est interprété comme étant continental car ayant une vitesse plus faible qui pourrait avoir contribué à la faible résolution du slab imagé sous la Tunisie ([Booth-Rea et al., 2018](#)). Bien

que l'emplacement du slab des Kabyldes (Kb) soit mieux défini par El Sharkawy et al. (2020) par rapport aux études précédentes (Piromallo & Morelli, 2003 ; Spakman & Wortel, 2004), la géométrie de ce slab reste mal résolue dans le manteau supérieur, principalement en raison de la faible densité de stations sismologiques dans la région.

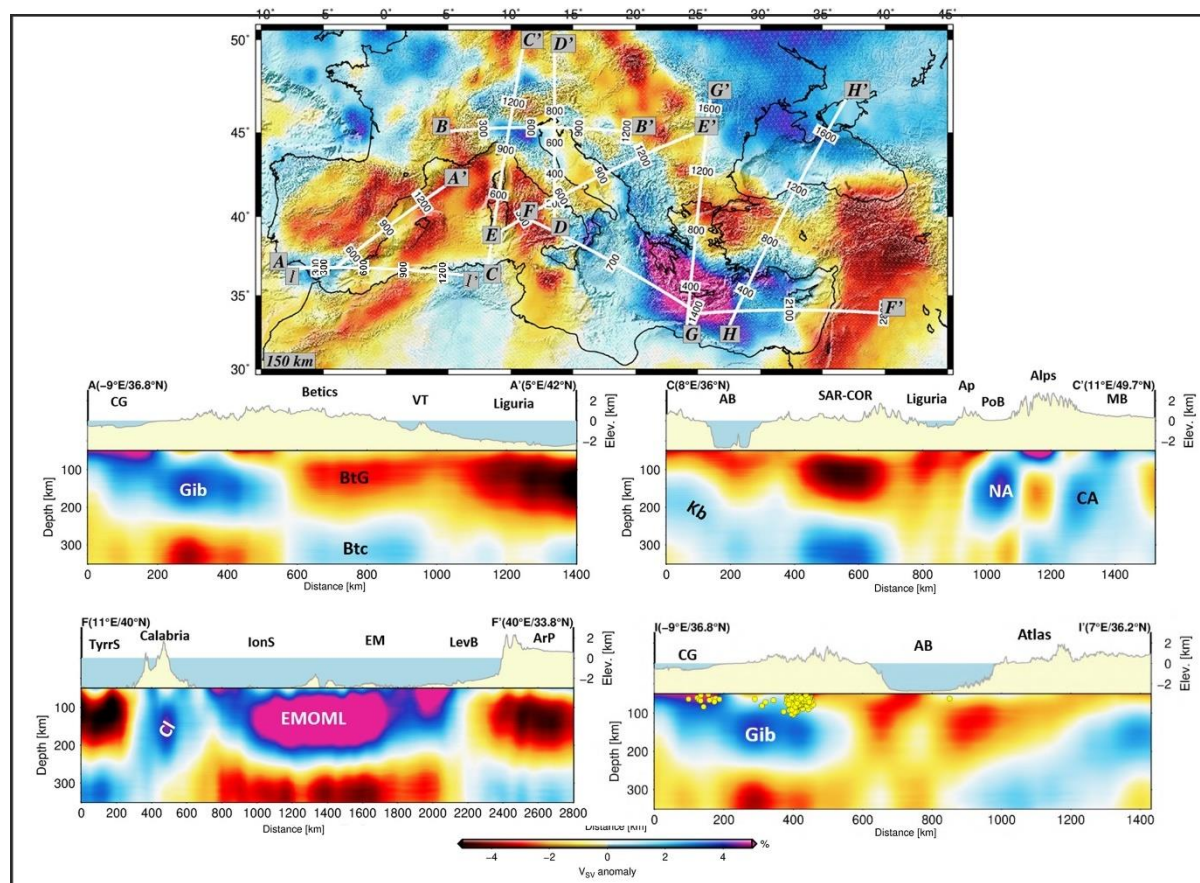


Figure II. 15. En haut : Carte à 150 km de profondeur montrant les emplacements des profils. En bas : Coupes verticales de vitesse avec la topographie le long des profils tracée au-dessus. Modifié d'après El Sharkawy et al. (2020).

1.6. Subduction et retrait du slab téthysien

Au Cénozoïque supérieur, la tectonique de la Méditerranée est principalement dominée par l'orogénèse de subduction. Ce processus est lié à la subduction de la lithosphère suffisamment dense, à flottabilité négative (Figure II.16). Les chaînes environnant la Méditerranée (Apennins, Maghrébides (ou Tell), Rif, Bétique et Dinarides du sud) correspondent à des systèmes orogéniques de subduction (Royden & Faccenna, 2018) qui se caractérisent par une extension dans la plaque supérieure et des chevauchements frontaux contemporains le long de l'arc. Ces chaînes sont longues et étroites, situées directement au-dessus de zones de subduction actives dont le taux de raccourcissement (subduction et chevauchement) est bien supérieur à celui de la convergence Afrique-Eurasie. Par contraste,

les Pyrénées et l'Atlas sont des orogènes pouvant être considérés pour l'essentiel comme des chaînes intracontinentales, se distinguant par un raccourcissement crustal modéré (~ 100 km, Roure et al., 1989) mais surtout par l'absence de fermeture d'un véritable domaine océanique entre les blocs continentaux impliqués.

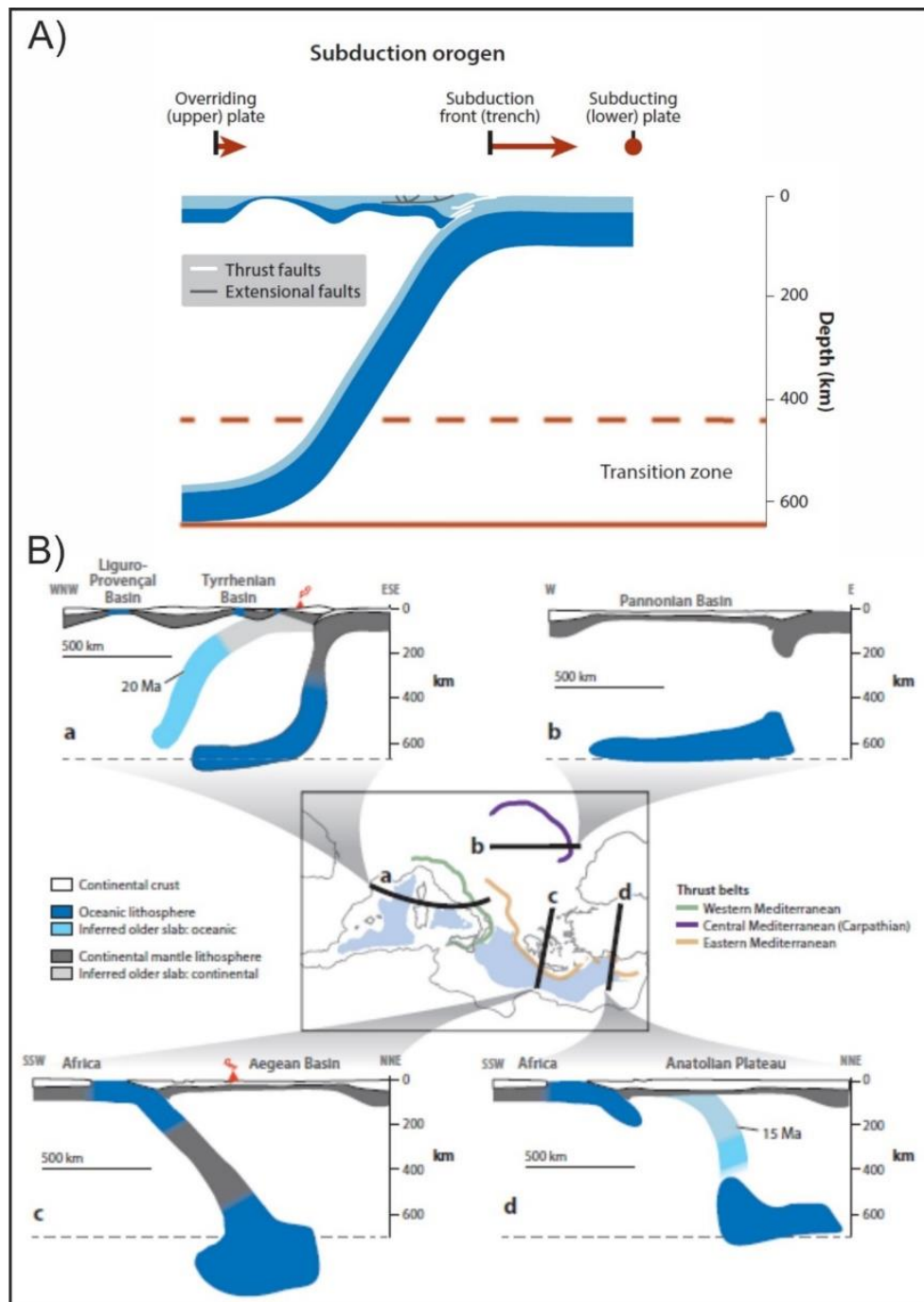


Figure II. 16. A) Schéma illustrant les caractéristiques structurales et géodynamiques à grande échelle des orogènes de subduction. B) Coupes transversales à l'échelle lithosphérique montrant les différentes géométries et positions des slabs (paléo et actuels) en Méditerranée dans un contexte d'orogène de subduction. Géométries générées à partir d'images de tomographie sismique. Modifiée d'après Royden & Faccenna (2018).

Durant l'Oligocène (35 Ma), la subduction de la Téthys alpine a marqué un important changement dans sa dynamique avec l'initiation de l'ouverture de l'arrière-arc à l'origine des sous-bassins actuels de la Méditerranée occidentale (Malinverno & Ryan, 1986 ; Jolivet & Faccenna, 2000). Une inversion de la polarité de subduction a été suggérée (Molli, 2008 ; Molli & Malavieille, 2011) puis suivie par le début du retrait rapide de la Téthys alpine à ~ 8 cm/an (Faccenna et al., 1996) dans un contexte de convergence Afrique-Eurasie de 1-2 cm/an (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002). Ce mécanisme du retrait des fosses a été introduit pour la première fois par Dewey (1980) pour illustrer le mouvement vers l'arrière de la fosse par rapport à la plaque supérieure (Elsasser, 1971 ; Molnar & Atwater, 1978 ; England & Wortel, 1980) si la vitesse de subduction est plus importante que la vitesse de convergence.

Cependant, les schémas de recul des slabs proposés depuis 20 ans présentent des géométries remarquablement différentes et restent débattues.

On peut les résumer comme suit (Figure II. 17).

1. Recul unique et continu de la fosse le long de l'ensemble d'un système de subduction plongeant vers le N-NO le long de toute la marge de Gibraltar et du Promontoire des Baléares (Gueguen et al., 1998 ; Faccenna et al., 2004 ; Jolivet et al., 2009)
2. Subduction initiale "courte" plongeante vers le NO au sud des Baléares, avec une migration de la fosse vers le sud et par la suite une segmentation en deux segments différents ; l'un des segments continue à se retirer vers le SE avant d'entrer en collision avec l'Afrique du Nord et puis vers l'est pour former l'arc de Calabre, pendant que l'autre continue à se retirer vers l'ouest et entre en collision avec l'Ibérie, entraînant une rotation horaire de 180° (Rosenbaum et al., 2002 ; Spakman & Wortel, 2004 ; van Hinsbergen et al., 2014)
3. Deux segments de subduction à vergence opposée de taille et de géométrie variables migrant dans des directions opposées soit (3a) successivement (Michard et al., 2002 ; Gelibert et al., 2002 ; Leprêtre et al., 2018), soit (3b) au même temps (Vergés & Fernández, 2012). Récemment, Romagny et al. (2020) ont proposé un modèle (3c) impliquant deux segments de subduction avec des directions opposées, similaire au scénario de Vergés & Fernández (2012), mais avec une subduction à pendage ENE du

segment d'Alboran à 35 Ma se retirant vers l'OSO et se tordant ensuite dans le sens horaire pour former le slab de Gibraltar fortement incurvé.

Ces modèles contrastés résultent souvent de différentes interprétations de la tomographie sismique (Carminati et al., 1998a, b ; Fichtner & Villaseñor, 2015 ; Piromallo & Morelli, 2003 ; Spakman & Wortel, 2004).

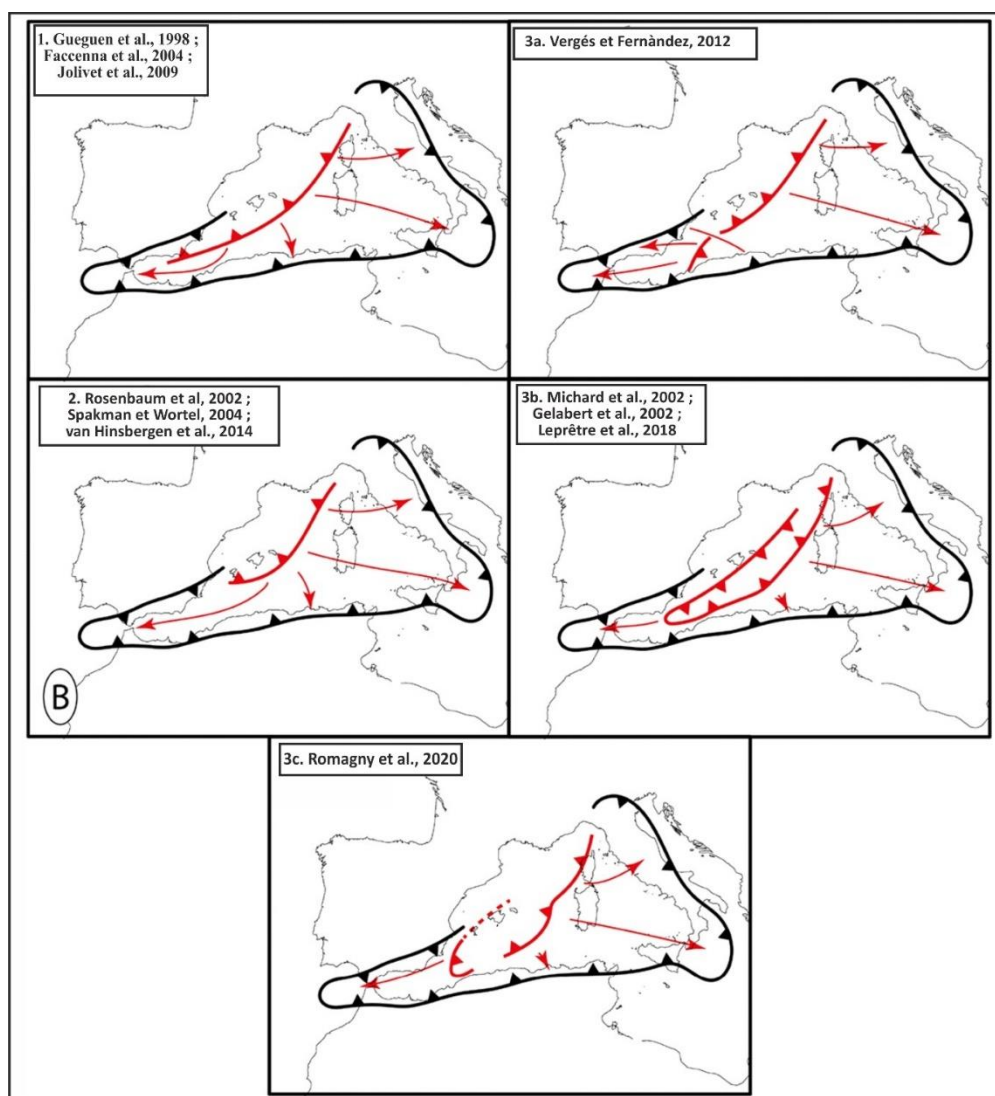


Figure II. 17. Illustration schématique des trois modèles de subduction proposés pour l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale montrant également la paléogéographie à 35 Ma. D'après Romagny et al. (2020).

1.6.1. Bassins de la Méditerranée Occidentale

La Méditerranée occidentale, entourée par une chaîne de montagnes, est constituée d'un grand bassin subdivisé en des sous-bassins dont l'âge, le style tectonique, la morphologie et la nature crustale sous-jacente sont distincts (Figure II.18). Ces sous-bassins sont le bassin

Liguro-Provençal, le fossé de Valence, le bassin Algéro-Baléarique, le bassin d'Alboran et le bassin Tyrrhénien.

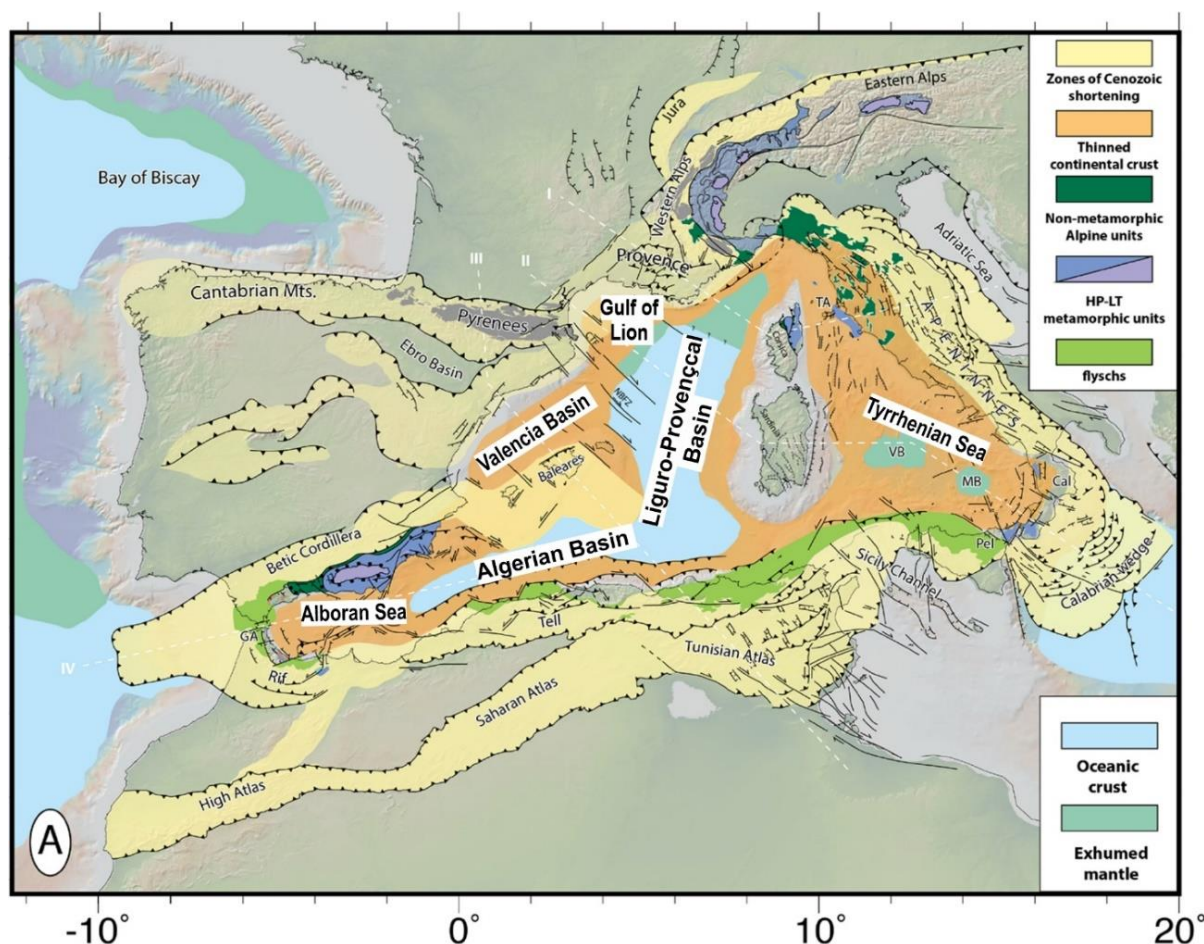


Figure II. 18. Carte tectonique de la région de la Méditerranée occidentale et centrale. Modifiée d'après Romagny et al. (2020).

L'origine et l'évolution de ce grand bassin dans le contexte de l'orogénèse alpine sont au centre des débats depuis l'émergence de la théorie moderne de la Tectonique des Plaques. Les principaux concepts utilisés dans la reconstruction de la Méditerranée correspondent à la dérive des continents, aux rotations des micro-plaques et à la migration des zones de subduction. Ils ont été introduits dans la remarquable synthèse tectonique d'Argand (1924) (Figure II.19). Dans une première tentative de reconstitution, Carey (1958) a démontré que la déformation des ceintures montagneuses arquées dans l'ensemble de la Téthys occidentale a entraîné le réassemblage de l'Espagne, des Baléares, de la Corse, de la Sardaigne, de la Sicile et de l'Italie dans la marge nord-ouest de l'océan Téthys (Figure II.19B). Ces deux auteurs ont souligné que l'évolution tectonique de la Méditerranée était caractérisée par une flexure orocline, c'est-à-dire le processus conduisant à la courbure d'une zone de collision initialement

linéaire, et ont défini sa relation avec les rotations de blocs et l'ouverture de bassins en arrière-arc (par exemple, le micro-bloc Sardaigne-Corse et l'ouverture du bassin Liguro-Provençal).

McKenzie (1970, 1972, 1978) a présenté la première carte détaillée de la déformation active dans la région méditerranéenne, montrant l'importance de la tectonique d'extension et de chevauchement dans le cadre du processus de convergence global.

Les modèles de reconstruction ultérieurs ont généralement suivi les idées de Carey concernant la paléo-position de ces « *terrane*s » (Alvarez et al., 1974 ; Boccaletti & Guazzone, 1974 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Cohen, 1980) (Figure II. 19 C, D) et ont proposé des modèles montrant l'ouverture successive du bassin Liguro-Provençal puis de la mer Tyrrhénienne. Au cours des années 1970, il a été suggéré que les bassins de la Méditerranée occidentale se sont formés progressivement depuis l'Oligocène supérieur (Dewey et al., 1973 ; Alvarez et al., 1974 ; Biju-Duval et al., 1977). Depuis lors, cette conclusion a été fortement étayée par des preuves de déformation d'extension oligocène et miocène et de dépôts syn-rift sur les marges des bassins de la Méditerranée occidentale (Réhault et al., 1985).

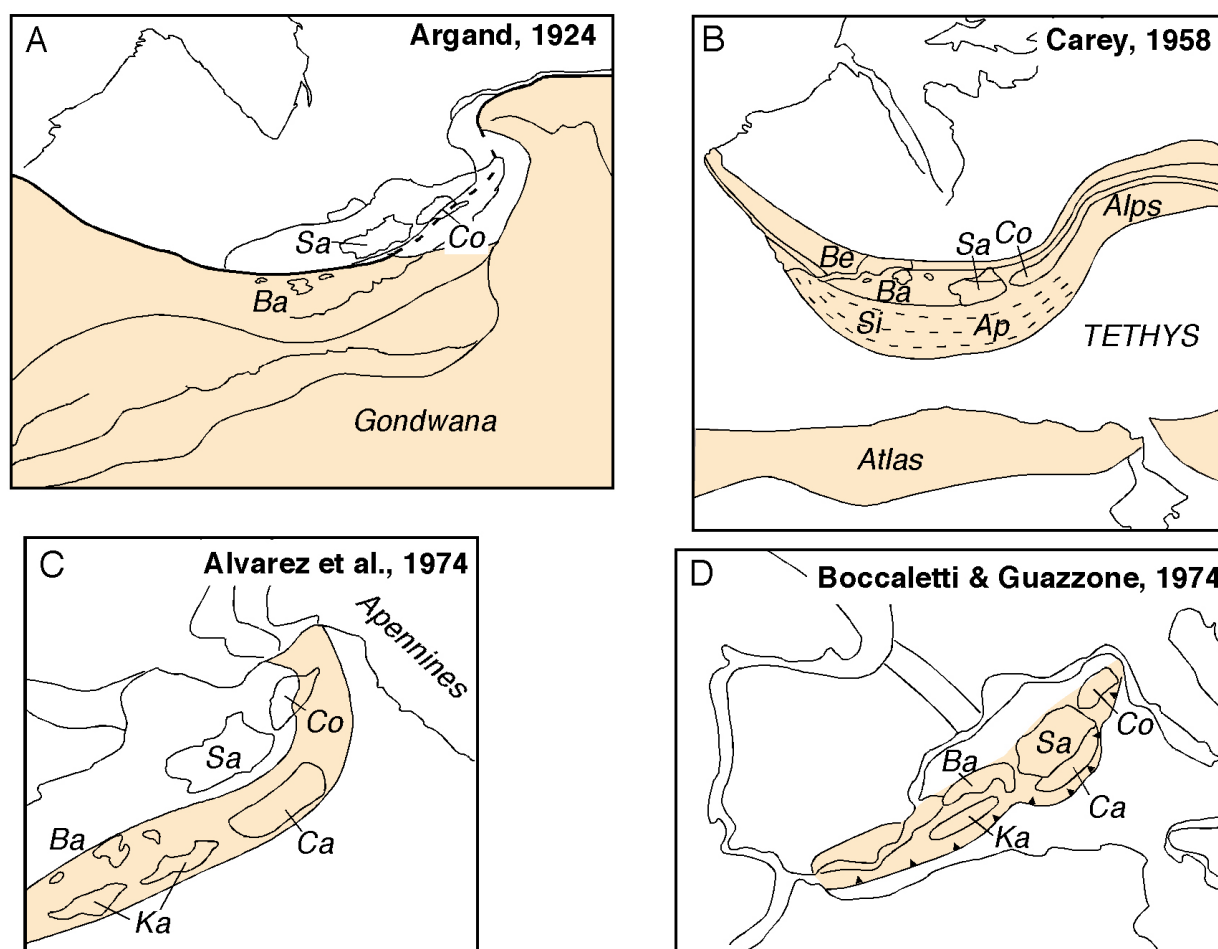


Figure II. 19. Exemples de reconstructions anciennes montrant la Méditerranée occidentale avant l'ouverture des bassins d'extension du Cénozoïque supérieur. (a) Argand (1924) ; (b) Carey (1958) ; (c) Alvarez et al. (1974) ; (d)

Boccaletti & Guazzone (1974). Ap = Apennins ; Ba = Baléares ; Be = Bétique ; Ca = Calabre ; Co = Corse ; Ka = Kabylie ; Sa = Sardaigne ; Si = Sicile. D'après Rosenbaum et al. (2002).

Depuis la première reconstruction cinématique, d'autres modèles ont été réalisés sur la base de travaux géologiques de terrain, de levés magnétiques, de paléomagnétisme, de géochimie des roches volcaniques et de données sismiques et tomographiques (Réhault et al., 1984 ; Dewey et al., 1989; Lonergan & White, 1997; Gelabert et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Frizon de Lamotte et al., 2011; Faccenna et al., 2014; Van Hinsbergen et al., 2014; Gomez De La Pena et al., 2020; Romagny et al., 2020). Toutes ces recherches se sont accordées sur l'hypothèse que l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale s'est produite dans un contexte d'extension arrière-arc en raison du recul du slab téthysien au cours de l'Oligo-Miocène au sud de la plaque européenne (AlKaPeCa, (Tapponnier, 1977; Bouillin, 1986; voir II.1.2.1 pour la description) et dans un contexte général de convergence N-S entre les plaques africaine et eurasiennne (Malinverno & Ryan, 1986, Jolivet & Faccenna, 2000 ; Mauffret et al., 2004 ; Schettino & Turco, 2006).

L'évolution cénozoïque des bassins de la Méditerranée occidentale a été communément interprétée comme partageant trois étapes générales (Faccenna et al., 2014 et références citées) :

1. Avant ~30-35 Ma : La subduction de la plaque africaine sous la plaque européenne entraîne un régime compressif le long de la marge de la plaque supérieure. Cette convergence a conduit à la formation des ceintures de type alpin, comme les Apennins, les Dinarides ou les orogènes Bétique - Rif.
2. Après 30-35 Ma : Un changement se produit dans les régions de l'arrière-arc, où l'extension a remplacé la compression. Le système de subduction ouest-méditerranéen au sud du AlKaPeCa va commencer sa migration vers le sud vers 30 Ma. Certains prismes orogéniques se sont effondrés et l'exhumation de roches métamorphiques à haute température a eu lieu dans un contexte de bassin d'arrière-arc, tandis qu'un métamorphisme à haute pression et à basse température se produisait toujours dans les zones de subduction.
3. Après le Miocène (~23 Ma) : Les arcs se sont rétrécis en raison de la courbure et de la flexure produites par le retrait du slab. Dans certaines régions, comme les bassins Tyrrhénien ou d'Alboran, le slab est largement détaché de la plaque supérieure. Un volcanisme associé à la subduction s'est produit dans toutes les régions d'arrière-arc.

Dans la partie nord de la Méditerranée occidentale, l'évolution cinématique des sous-bassins est bien établie grâce à un grand nombre d'études régionales basées sur des analyses

de données sismiques et de forages, des études paléomagnétiques, des corrélations géologiques on-offshore ou des échantillonnages géochimiques. Dès l'Oligocène, un ralentissement de la convergence AF-EU est à l'origine d'un régime d'extension régional dans la plaque supérieure (Faccenna et al., 2004). Vers 30 Ma, le rifting a commencé dans le Golfe du Lion, le fossé de Valence et la mer Ligure (Figure II.18) mais cesse dès le début du Burdigalien pour laisser place à l'océanisation dans le bassin Liguro-Provençal (Faccenna et al., 2001 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002b). Le rifting est enregistré par les sédiments syn-rift trouvés dans ces zones (Cravatte et al., 1974 ; Maillard et al., 1992 ; Gorini, 1993 ; Séranne, 1999).

L'ouverture du bassin Liguro-Provençal (Figure II.18) est bien contrainte (Réhault et al., 1984 ; Chamot-Rooke et al., 1999), et se termine à ~ 15-16 Ma par l'arrêt de la rotation antihoraire (25-30°) du bloc Corse-Sardaigne (Gattacceca et al., 2007 ; Speranza et al., 2002).

La rotation du bloc corso-sarde par rapport au promontoire des Baléares est assurée le long d'une importante faille décrochante dextre ; la Zone de Transfert Nord-Baléares (Figure II.18), qui sépare le bassin de Valence du golfe du Lion. Sous le fossé intracontinental de Valence (Figure II.19), on trouve une croûte continentale amincie, représentant un rift avorté qui s'est ouvert aussi selon une direction NO-SE entre 28 et 10 Ma (Maillard et al., 1992 ; Roca & Guimerà, 1992 ; Ayala et al., 2016 ; Etheve et al., 2018 ; Pellen et al., 2016), même si certains auteurs, notamment Fontboté et al. (1990) et Gelabert et al. (1992) le considèrent comme étant un bassin d'avant-pays. À l'Est, l'ouverture du bassin Tyrrhénien (Figure II.18) a commencé à la fin du Miocène, suite au retrait vers le sud-est du slab calabrien jusqu'à sa position actuelle (Réhault et al., 1987 ; Kastens et al., 1988 ; Carminati et al., 1998a, b). L'amincissement crustal était extrêmement important dans le sud de la mer Tyrrhénienne où la mise en place de la croûte océanique au Pliocène et au Quaternaire a été classiquement proposée (Kastens & Mascle, 1990 ; Patacca et al., 1990 ; Jolivet et al., 1998). Des études plus récentes suggèrent néanmoins que la véritable accretion océanique ne s'est pas produite dans les bassins de Marsili et de Vavilov, où de grands volcans se sont mis en place au cœur d'une croûte continentale fortement amincie ou d'un manteau exhumé (Prada et al., 2014, 2016 ; Loreto et al., 2021 ; Zitellini et al., 2020).

Le bassin d'Alboran (Figure II.18), situé entre la péninsule ibérique et l'Afrique du Nord, a enregistré une évolution géologique complexe. Il s'agit d'une zone d'extension entourée par les ceintures orogéniques de Bétique et de Rif - Tell. Il s'est principalement formé au cours du Miocène par des processus d'extension dans un contexte de convergence de plaques (Comas et al., 1999 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Faccenna et al., 2004 ; Booth-Rea et al., 2007). Cependant, son évolution particulière et les processus qui ont conduit à sa formation restent débattus, en dépit d'un ensemble dense de données géophysiques, géologiques,

géochimiques, incluant aussi les forages. Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer son origine (Platt & Vissers, 1989 ; Platt et al., 2006 ; Booth-Rea et al., 2007 ; Do Couto et al., 2016 ; Gomez De La Pena et al., 2020), en tenant compte des différentes observations géologiques et géophysiques dans cette région. Ces hypothèses avancent différents processus possibles (Figure II.20) :

- a. L'effondrement par extension post-orogénique lié à l'élimination convective du manteau lithosphérique continental épaissi à la cause de la convergence des plaques ibérique et africaine : cet épaississement entraîne la formation d'une racine gravitationnellement instable. En raison de son instabilité, cette racine est "enlevée" par des courants convectifs et remplacée par du matériel asthénosphérique, ce qui entraîne des processus d'extension dans le bassin (Platt & Vissers, 1989). La principale différence avec le modèle de Calvert et al. (2000) réside dans la géométrie du détachement.
- b. La délamination d'Est en Ouest du manteau lithosphérique sous l'orogène (García-Dueñas et al., 1992 ; Seber et al., 1996 ; Calvert et al., 2000 ; Platt et al., 2006), qui implique la présence d'un manteau épaissi d'affinité continentale se détachant sous l'effet de flux asthénosphérique et de son propre poids. Les modèles de l'élimination convective et de délamination du manteau sont basés sur l'élimination d'une racine orogénique comme mécanisme de déclenchement de l'extension.
- c. Le retrait de la zone de subduction (Lonergan & White, 1997), qui implique une lithosphère océanique qui recule sous l'effet de son propre poids, ce qui entraîne une extension dans la plaque supérieure.
- d. La rupture longitudinale du panneau plongeant (slab break-off) (Blanco & Spakman, 1993) qui implique une rupture de la lithosphère océanique, provoquant l'effondrement de l'orogène et l'extension dans la plaque supérieure car le slab froid est remplacé par du matériel asthénosphérique chaud.

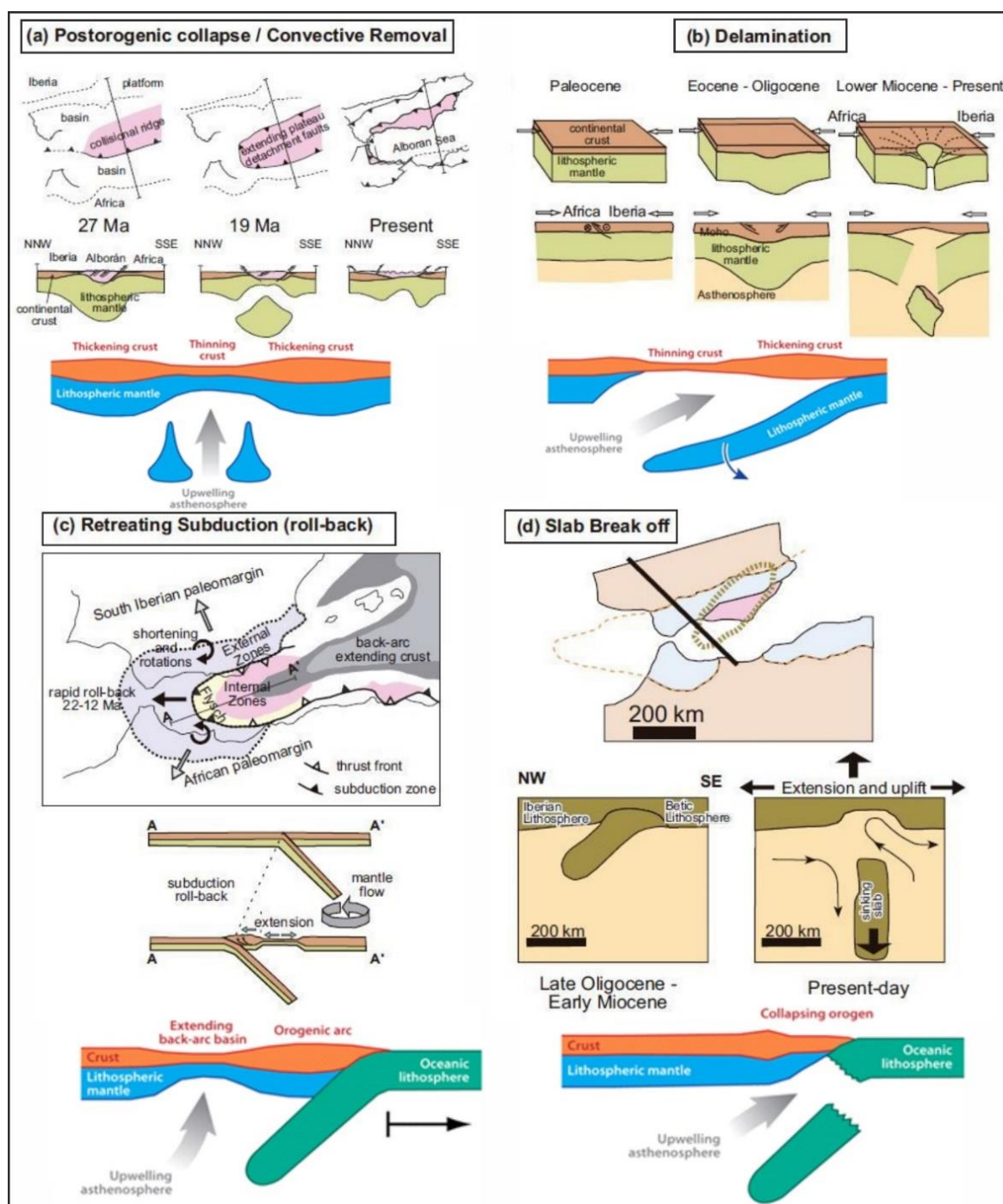


Figure II. 20. Modèles conceptuels des différents modèles géodynamiques proposés pour expliquer l'extension dans le bassin d'Alboran. (a) Retrait convectif : la racine est retirée en raison de son instabilité gravitaire. (b) Élimination convective du manteau : la racine se détache de la partie inférieure de la croûte. (c) Slab *rollback* : la zone de subduction recule. (d) Rupture du slab : le slab se détache. D'après Martínez-García (2012) et Platt et al. (2013).

En raison de l'ambiguïté liée à l'interprétation des données géologiques terrestres et de la faible résolution des modèles tomographiques du manteau supérieur, la question de savoir quel modèle est le plus adapté reste ouverte. Des preuves scientifiques appuyées sur des données géologiques et géophysiques soutiennent une direction E-W de l'extension (García-

Dueñas et al., 1992 ; Mauffret et al., 2004 ; Leprêtre et al., 2013 ; Bouyahiaoui et al., 2015) et de la déformation (c'est-à-dire un déplacement unitaire par rapport à l'avant-pays (Platt et al., 2013 ; Gonzalez-Castillo et al., 2015) et à l'échelle crustale (Garate et al., 2015), et non une extension radiale comme le prédisent certains modèles (Dewey, 1988 ; Seber et al., 1996 ; Platt & Vissers, 1989 ; Calvert et al., 2000). De plus, les données géochimiques des roches magmatiques on-offshore ne peuvent pas être expliquées uniquement par une délamination continentale mais plutôt comme une conséquence des fusions liées à la subduction (Duggen et al., 2004, 2005, 2008). Par contre, l'intégration des modèles tomographiques du manteau a aidé dans la compréhension de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Ces résultats sont en faveur d'un modèle combinant à la fois le recul des slabs et la déchirure lithosphérique comme moteurs des mécanismes d'extension (Figures II.20 b, d) (Wortel & Spakman, 2000 ; Spakman & Wortel, 2004 ; Bezada et al., 2013 ; Faccenna et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2014a ; Chertova et al., 2014). Tous ces modèles proposent la subduction de la lithosphère océanique de la Téthys et de certains segments de lithosphère continentale, mais la quantité et la nature de la lithosphère subduite font encore l'objet de débats (Duggen et al., 2008 ; Platt et al., 2013 ; Faccenna et al., 2014).

Le dernier bassin qui constitue notre zone d'étude est le bassin Algéro-Baléarique (Figure II.18, 20). Ce bassin est séparé du bassin Liguro-Provençal au nord par la Zone de Fracture Nord-Baléares (Réhault et al., 1984) (Figure II.21) et limité au nord-est par la marge occidentale de la Sardaigne et au nord par la marge Baléares, par la marge nord-africaine au sud, le bassin d'Alboran à l'ouest, et la marge tunisienne à l'est (Figure II.21). Bien que traditionnellement le bassin Algéro-Baléarique ait été expliqué comme un bassin d'arrière-arc né par le recul du slab Téthysien depuis l'Oligocène (Rosenbaum et al., 2002 ; van Hinsbergen et al., 2014), l'intégration des données sur la structure profonde, la nature du socle et le flux de chaleur et l'analyse des anomalies magnétiques a permis de subdiviser le bassin en trois sous bassins principaux (Figure II.21) comme le montre cette carte des anomalies magnétiques de Schettino et Turco (2007) :

- a. Le bassin Algéro-Baléarique oriental (EABB)
- b. Le domaine d'Hannibal (HD)
- c. Le bassin Algéro-Baléarique occidental (WABB).

Cependant, savoir quand et comment ces sous-bassins se sont formés et quels sont les mécanismes qui en sont à l'origine est totalement incertain en raison de l'absence de puits

profonds atteignant le socle, du manque de données géophysiques et thermiques disponibles et de l'absence de contraintes sur l'âge des anomalies magnétiques. La relation entre le domaine d'Alboran et l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique demeure débattue : certains auteurs suggèrent une ouverture liée à un déplacement rapide et important (>600 km) vers l'ouest d'un bloc continental rigide (Andrieux et al., 1971 ; Mauffret et al., 2004). Néanmoins, d'autres auteurs proposent la formation d'un bassin profond mais avec un déplacement faible du bloc d'Alboran (Platt et al., 2006) ou même sans aucun déplacement (Rosenbaum et al., 2002 ; Jolivet et al., 2008).

Une autre hypothèse formulée est une ouverture contemporaine des bassins Algéro-Baléarique et Liguro-Provençal, suivie d'un mouvement modéré vers l'ouest du bloc d'Alboran, entraîné par le recul du slab de subduction de Gibraltar (Lonergan & White, 1997 ; Royden, 1993 ; Spakman & Wortel, 2004).

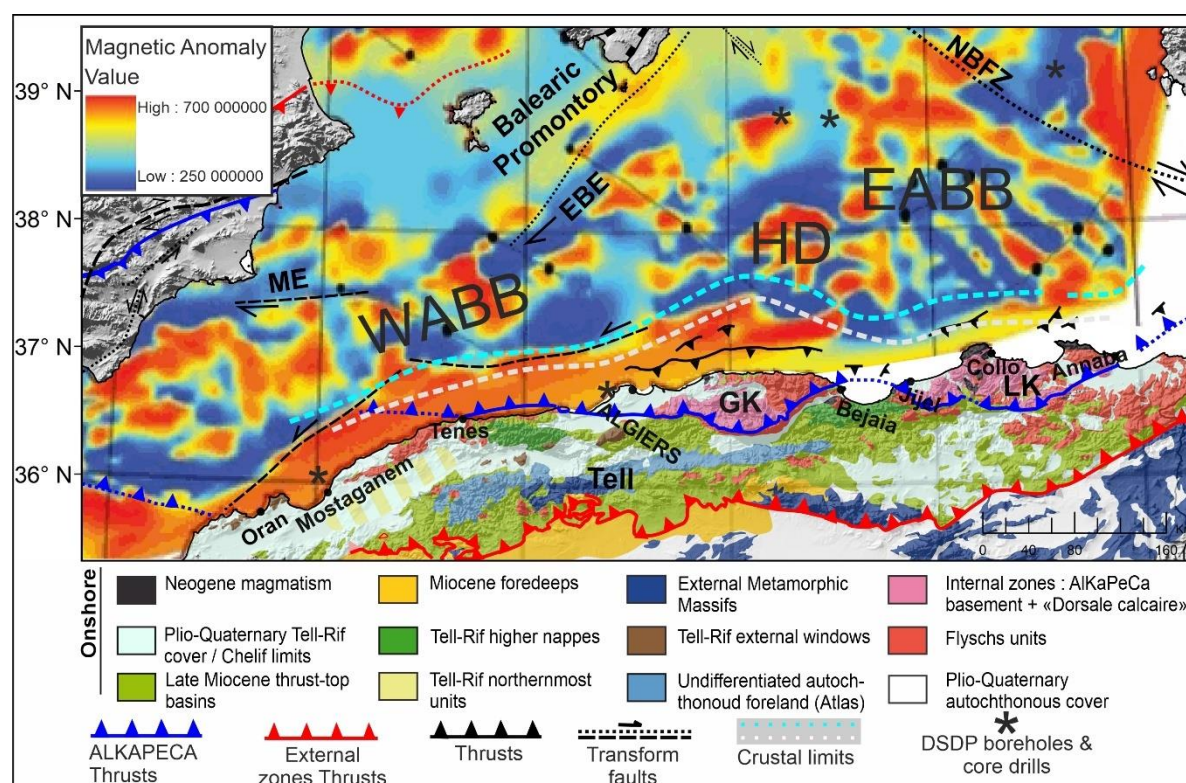


Figure II. 21. Schéma structural du substratum magnétique du bassin Algéro-Baléarique. Au large, l'arrière-plan représente les anomalies magnétiques (Schettino et Turco (2007)). A terre, esquisse géologique montrant les différents domaines structuraux des Maghrébides et de la marge onshore Algérienne ; NBFZ = zone transformante du nord des Baléares ; EBE = Escarpement d'Emile Baudot ; ME = Escarpement de Mazarron ; EABB = bassin Est Algéro-Baléarique ; HD = Domaine d'Hannibal ; WABB = bassin Ouest Algéro-Baléarique. Ligne blanche

pointillée= Limite entre la croûte de transition et la croûte continentale. Ligne pointillée bleu clair = Limite entre la croûte de transition et la croûte océanique.

2. La place du bassin Algéro-Baléarique sur cet échiquier

2.1. Origine du bassin Algéro-Baléarique à travers l'évolution de Méditerranée Occidentale

Le bassin Algéro-Baléarique, l'objet de cette étude, constitue une des plus remarquables exemples de la complexe évolution polyphasée de la Méditerranée occidentale en passant d'une zone de subduction à une zone de collision. La compréhension de l'évolution spatio-temporelle de ce bassin constitue un point essentiel pour mieux appréhender les modalités de l'ouverture en arrière-arc dans un contexte de convergence notamment dans une zone étroite de subduction comme celle de la Méditerranée.

2.1.1. Controverses sur l'origine du bassin Algéro-Baléarique

L'ouverture du bassin Algéro-Baléarique est complexe et totalement incertaine à l'heure actuelle et ne se fait pas par une simple rotation comme dans le bassin Liguro-Provençal comme le montrent les rares données paléomagnétiques ou structurales acquises sur terre, d'autant plus qu'une partie des structures est masquée par la tectonique compressive actuelle de la région nord-algérienne. Ses modes d'ouverture demeurent largement discutés dans les différents scénarios de reconstruction géodynamique proposés dans la littérature.

Les modèles semblent différer de manière significative en raison du manque de données disponibles et d'absence de contraintes sur l'âge des anomalies magnétiques et de forages profonds atteignant le socle ce qui ajoute une incertitude sur la nature crustale et l'âge du bassin. Ce bassin est couvert par un ensemble très dense de données géophysiques mais la plupart des données disponibles sont anciennes et ne permettent pas d'observer les structures profondes du bassin (voir chapitre III). Ajoutons que la couverture globale des données de flux thermiques reste toutefois très faible et sporadique et se concentre sur l'extrême ouest (Polyak et al., 1996). De plus, des structures liées à l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique ont été réactivées au fur et à mesure que la marge algérienne a été reprise en compression (Déverchère

et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Strzeczynski et al., 2010, 2021 ; Leffondré et al., 2021), ce qui rend complexe la reconstruction cinématique du bassin Algéro-Baléarique.

L'initiation de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique (avant ou après la collision des Kabyliques, syn ou après l'ouverture de bassin Liguro-Provençal), le modèle de son ouverture et sa direction (ouverture synchrone ou diachrone, E – O ou N-S à NO-SE) sont jusqu'à présent largement sujet à controverse. Au-delà des hypothèses émises sur la cinématique du bloc d'Alboran, plusieurs questions majeures demeurent en suspens, en particulier sa paléogéographie, sa paléo déformation interne, sa géométrie et son rôle majeur dans l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique. Il est intéressant de noter que dans la plupart des modèles publiés, le domaine d'Alboran n'a pas été pris en compte ou a été placé à différentes positions sans contraintes cinématiques spatiales et temporelles claires.

De nombreuses études ont tenté de proposer une reconstruction géodynamique de la Méditerranée occidentale, y compris le bassin Algéro-Baléarique, en se basant sur :

- L'analyse de données magnétiques : Bayer et al., 1973, Galdeano & Rossignol, 1977, Cohen, 1980, Dewey et al., 1989, Schettino & Turco, 2006, Martin, 2006, Medaouri et al., 2014.
- Les données de sismique-réflexion : Réhault et al., 1984, Doglioni et al., 1999, Frizon de Lamotte et al., 2008, Medaouri et al., 2014, Gomez de la Pena et al., 2020.
- La structure crustale profonde du bassin et de ses marges : Mauffret et al., 2004, Leprêtre et al., 2013, Bouyahiaoui et al., 2015.
- La géologie des zones de collision péri-méditerranéennes et les données de terrain : Bouillin, 1986, Lonergan & White, 1997, Doglioni et al., 1999, Vergès & Sabat, 1999 ;

Frizon de Lamotte et al., 2000, Cavazza & Stampfli., 2004, Mattauer, 2007, Frizon de Lamotte et al., 2008, Lustrino, 2011, Carminati et al., 2012.

- Les données géochimiques et pétrologiques : Réhault et al., 1984, Bouillin, 1986, Lonergan & White, 1997, Rosenbaum et al., 2004, Vergès & Fernandez, 2012.
- Les contraintes cinématiques : Gueguen et al., 1998, Jolivet & Faccenna, 2000.
- Les données tomographiques : Carminati et al., 1998a, b, Spakman & Wortel, 2004, Rosenbaum et al., 2004, Faccenna et al., 2004, Cavazza & Stampfli, 2004, Jolivet et al., 2008, Bezada et al., 2012.
- Ajoutons les auteurs qui ont utilisé un jeu de données multidisciplinaire comme : Lonergan & White, 1997, Gueguen et al., 1998, Rosenbaum et al., 2004, Hinsbergen et al., 2014, 2020, Romagny et al., 2020.

L'ouverture par le recul progressif du slab téthysien a été proposé par un grand nombre des auteurs tels que : Lonergan & White, 1997 ; Gueguen et al., 1998 ; Doglioni et al., 1999 ; Vergès et Sabat, 1999 ; Carminati et al., 1998a, b ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Gélabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2004 ; Cavazza et al., 2004 ; Faccenna et al., 2004 ; Mauffret et al., 2004 ; Schettino & Turco, 2006 ; Martin, 2006 ; Jolivet et al., 2008 ; Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Vergès & Fernandez, 2012 ; Bezada et al., 2012 ; Medaouri et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2015 ; Van Hinsbergen et al., 2014, 2020, Romagny et al., 2020 ; Gomez de la Pena et al., 2020. A cela s'ajoute l'ouverture en portes de saloon induite par le recul du slab proposée par Martin (2006), et l'ouverture induite par la dérive due à des courants asthénosphériques (Mattauer et al., 2007). Par ailleurs, certains auteurs proposent que le plancher du bassin Algéro-Baléarique profond, de nature continentale, résulte d'un processus de délamination lithosphérique (Roure et al., 2012).

L'ensemble de ces modèles peut être classé en deux grands types dont la chronologie est différente : soit les modèles à une étape (*one step model*) (Gueguen et al., 1998 ; Gélabert et al., 2002 ; Schettino & Turco, 2006 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Martin, 2006) et les modèles diachrones à deux étapes (*two step model*) (Cohen, 1980 ; Driussi et al., 2015 ; Mauffret et al., 2004 ; van Hinsbergen et al., 2014, 2020 ; Romagny et al., 2020).

Les modèles qui supposent une ouverture du bassin Algéro-Baléarique dans une direction NO-SE en continuité géographique et géologique avec le bassin Liguro-Provençal ne prennent pas en compte le déplacement vers l'ouest du bloc d'Alboran et le fait que l'extension se fasse dans la même direction pour les deux bassins. Par ailleurs, ce type de modèle n'est pas compatible avec les observations pétrologiques et géologiques, en particulier la migration des arcs volcaniques liées à la subduction du slab téthysien depuis la marge occidentale de la

Sardaigne vers le bassin d'Alboran (Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Duggen et al., 2008 ; Carminati et al., 2012), et n'arrive pas à expliquer les chevauchements vers le sud-sud est dans les Kabylies et le bloc d'Alboran est le plus oublié dans ces modèles. Par contre, les modèles qui supposent une ouverture du bassin Algéro-Baléarique dans une direction E-O prennent en compte une importante (Mauffret et al., 2004) ou minime (Faccenna et al., 2004 ; Jolivet et al., 2008) migration du bloc d'Alboran. La marge occidentale du bassin Algéro-Baléarique est caractérisée par une morphologie abrupte (Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Strzeczynski et al., 2010 ; Leprêtre, 2012) associée à l'existence de nombreux accidents transformants orientés selon une direction globalement E-W (Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Badji et al., 2012 ; Medaouri et al., 2014) suggérant également un mouvement transformant vers l'ouest. Ajoutons les données géochimiques et pétrologiques qui montrent une nette migration de l'arc volcanique vers l'ouest au cours du Miocène (Maury et al., 2000 ; Duggen et al., 2008 ; Savelli, 2002 ; Carminati et al., 2012). Les deux bassins Liguro-Provençal et Algéro-Baléarique se trouvent séparés par une faille transformante (la faille Nord Baléares ; Figures II.18, 21). De ce fait, le changement de direction de l'extension devient difficile à expliquer. Cependant, le fait que cette faille soit une faille transformante dextre pourrait aider à expliquer les mouvements vers l'ouest. Van Hinsbergen et al. (2014) proposaient que cette faille soit plus courte et que l'on ait un point triple entre plusieurs failles décrochantes dans la région de Minorque permettant d'expliquer les variations de direction d'extension.

Une première tentative basée sur la théorie de la tectonique des plaques a été menée par Bayer et al. (1973) qui ont identifié les anomalies magnétiques océaniques à partir de la compilation de deux levés aériens. Ils ont proposé une reconstruction pré-dérive en se basant sur les anomalies magnétiques et les pôles de rotation eulériens. Ces auteurs ont proposé une ouverture en deux étapes du bassin Algéro-Baléarique après l'ouverture de bassin Liguro-Provençal par la rotation du bloc Corse-Sarde-Petite Kabyle (Figure II.22). La formation du bassin Est Algéro-Baléarique à la fin du Miocène inférieur a été induite par la migration sud-ouest de la Petite Kabylie juste après sa séparation du bloc corse-sarde. Il en résulte un ensemble de linéations magnétiques orientées N-S à NO-SE (Figure II.22) vers un pôle de rotation situé au sud du Minorque. La Grande Kabylie s'est vraisemblablement séparée plus tard des Baléares en créant le bassin à l'ouest avec un ensemble de linéation plus irrégulier

(Figure II.22). De plus, ce modèle est très peu compatible avec les observations géologiques terrestres qui confirment une migration des Kabyliques vers le sud-sud-ouest.

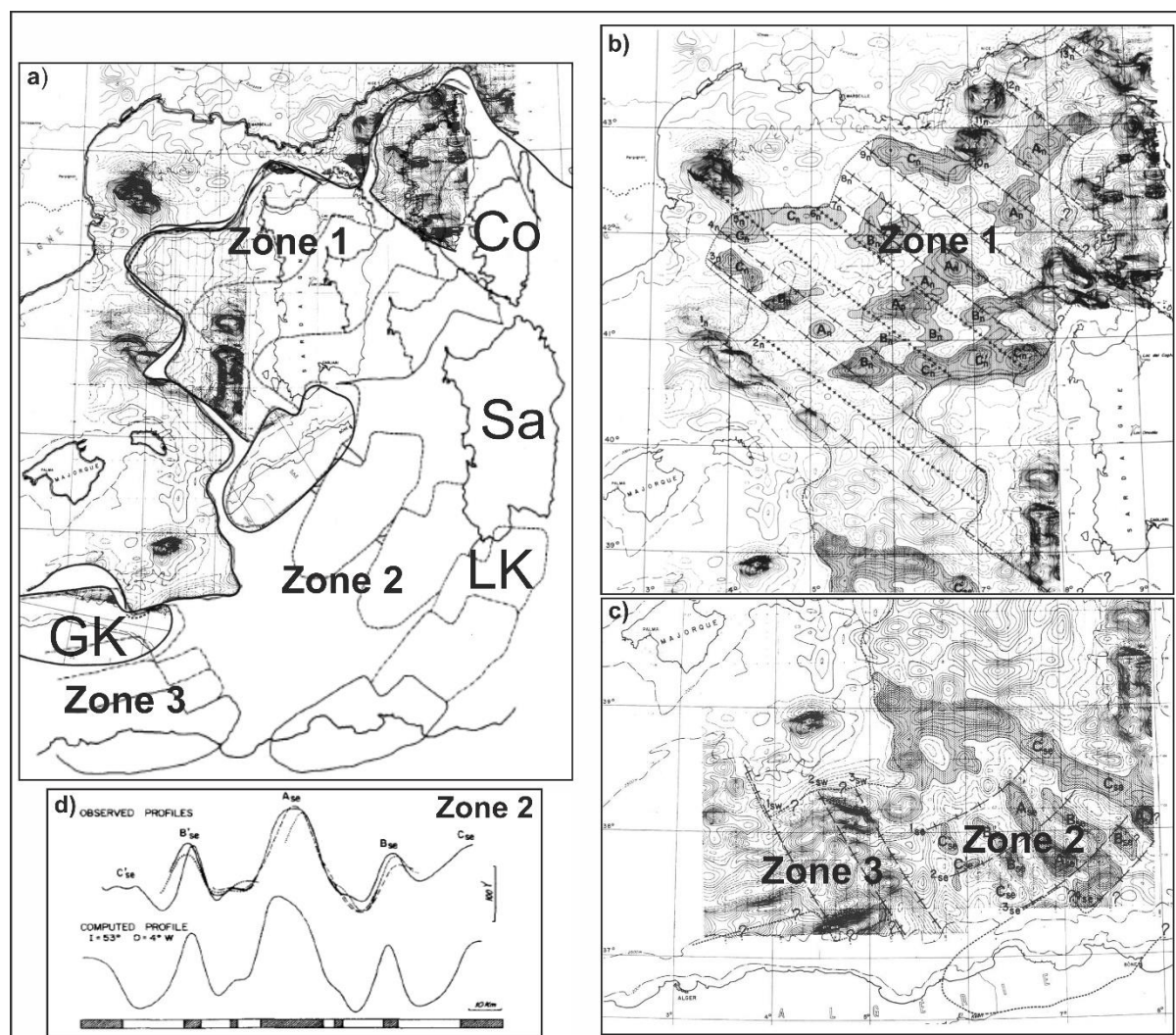


Figure II. 22. a) Reconstruction de la dérive avant la création du bassin des Baléares obtenue en éliminant les zones couvertes par des anomalies magnétiques linéaires. LK- GK : Petite et grande Kabylie, Sard ; Sardaigne, Co : Corse. Zone 1 : bassin liguro-provençal, Zone 2 : bassin Algéro-Baléarique oriental, Zone 3 : bassin Algéro-Baléarique central occidental. b) Carte des anomalies magnétiques du bassin Liguro-Provençal, c) du bassin Algéro-Baléarique oriental et du bassin Algéro-Baléarique central occidental. Profils d'anomalies magnétiques à travers la zone 2 montrant la symétrie par rapport à l'anomalie Ase. D'après Bayer et al. (1973).

A la suite, Cohen (1980) a proposé une série de reconstructions de la même région basée sur la géométrie des failles transformantes, les données paléomagnétiques obtenues dans les marges de domaines océaniques et une compilation de données géologiques. Ces reconstructions impliquent une ouverture océanique du bassin Algéro-Baléarique en deux étapes après l'ouverture du bassin Liguro-Provençal. Dans ce modèle en deux étapes, le bassin Liguro-Provençal s'est ouvert par la rotation du bloc Corse-Sardaigne-Petite Kabylie entre 17 – 15 Ma (Figure II. 23) et se termine par l'arrêt de la rotation du bloc Corse – Sardaigne et la collision de la Petite Kabylie avec la marge continentale tunisienne (Figure II.23). L'ouverture

d'un bassin au sud des Baléares au Miocène est faite à la suite de la collision de la Grande Kabylie avec la marge africaine. L'accrétion d'arrière-arc s'est faite entre 11 et 7 Ma dans le bassin Est Algéro-Baléarique selon une géométrie en « sphénochasme » et par rapport à un pôle (Figure II.23) situé près de 39° 02'N 5° 18'E. Cette ouverture résulte de la migration dans un second temps et la collision Sud-Ouest au Miocène moyen de la Petite Kabylie avec la marge continentale nord-africaine. Selon ce modèle (Cohen, 1980), l'ouverture du bassin Est Algéro-Baléarique a été accommodée vers l'ouest par une zone de subduction N-S située à 5°30'E de longitude.

Ce modèle est incompatible avec les observations géologiques terrestres qui confirment une migration des Kabyliques vers le sud-sud-ouest et avec les données de flux de chaleur qui soutiennent l'hypothèse que le bassin Est Algéro-Baléarique est plus jeune que les autres bassins plus à l'ouest. Par ailleurs, la preuve d'une paléo subduction, qui impliquerait une paléo fosse et des sédiments déformés le long de cette paléo suture, ne semble être soutenue par aucune des études géophysiques réalisées dans le bassin Algéro-Baléarique au cours des dernières décennies (Mihoubi et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2016). De plus, la proposition que la Petite Kabylie a subi une double collision (tout d'abord au Miocène moyen avec la marge continentale tunisienne, puis au Tortonien avec la marge continentale nord-africaine) semble équivoque. Le moment de la fin de la rotation du bloc corso-sarde et de collision des Kabyliques avec l'Afrique a été récemment ré-évalué. D'après Abbassene et al. (2016) et Chazot et al. (2017), l'accrétion de la Kabylie contre la marge africaine a eu lieu avant 17 Ma (Burdigalien tardif), comme en témoignent des données radiochronologiques sur les granites de Collo. Aussi, Gattacceca et al. (2007), en se basant sur des études géochronologiques $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ et paléomagnétiques sur des séquences volcaniques du Miocène en Sardaigne, montre que la Sardaigne et la Corse ont pris leur position actuelle à ~ 15 Ma, non pas à 19 Ma (ou bien avant) comme suggéré par Cohen (1980).

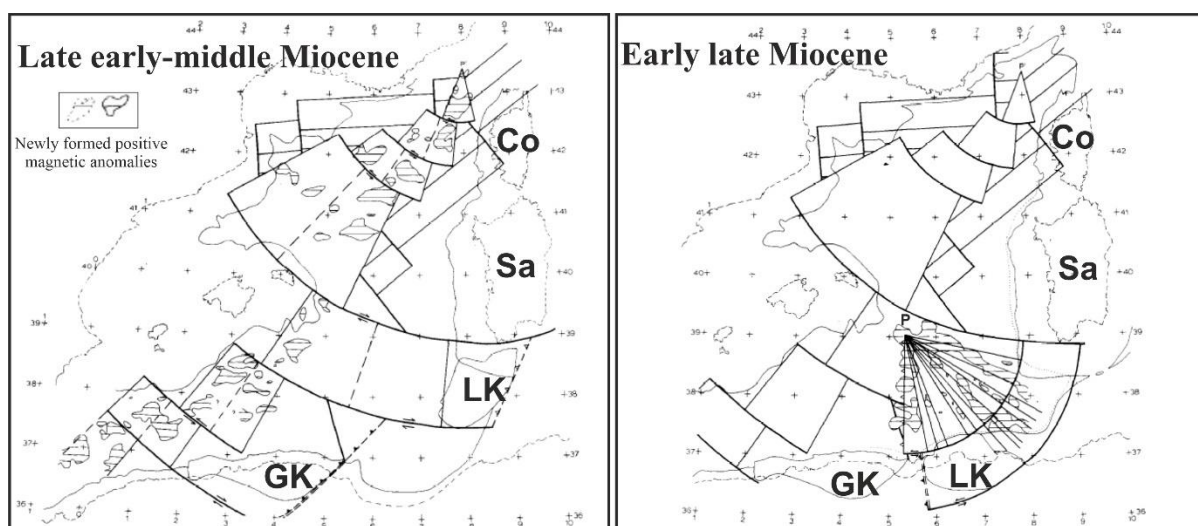


Figure II. 23. A gauche : Reconstruction de la fin du Miocène supérieur et moyen : Formation des bassins d'Algéro-Provençal et des Baléares du Sud. A droite : Reconstruction du début du Miocène inférieur : Développement d'un sphénochasme au sud-ouest de la Sardaigne, suite à la collision de la Petite Kabylie avec la marge continentale nord-africaine. L'ouverture est accommodée par un plan de subduction N-S à $5^{\circ}30'$. D'après Cohen (1980).

Réhault et al. (1984) ont utilisé la géométrie des anomalies magnétiques pour déduire la cinématique de l'ouverture et la position des failles transformantes, ainsi que des données paléomagnétiques en faveur d'une rotation de la Sardaigne, la structure du bassin et de ses marges, et la période de subsidence, les données de réfraction sismique et les mesures du flux thermique pour décrire l'évolution des bassins de la Méditerranée en tant que bassin arrière-arc. Ils ont proposé que l'accrétion océanique s'est produite en même temps entre 21 et 18 Ma, le long de trois axes principaux : NE-SO dans le bassin Liguro-Provençal, NO-SE dans le sud du bassin Sardo-Baléarique et E-W dans le bassin Nord-Algéro-Baléarique. Ce modèle contredit les données récentes géochimiques, pétrologiques et géologiques et les données de flux de chaleur (Maury et al., 2000 ; Duggen et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Carminati et al., 2012 ; Arab et al., 2016b ; Abbassene et al., 2016 ; Chazot et al., 2017).

Rosenbaum et al. (2002) ont été les premiers à utiliser un logiciel intégré de cinématique des plaques (PLATYPLUS). Ils ont proposé qu'une ouverture monophasée du bassin Algéro-Baléarique est induite par le *rollback* vers le sud du slab téthysien avec la migration de blocs Kabyles et sa collision avec la marge africaine entre 18 et 15 Ma et la rupture locale du slab durant le Miocène inférieur-moyen (entre 21 et 15 Ma). Ce modèle en une seule étape contredit les données récentes géochimiques, pétrologiques et géologiques et les données de flux de chaleur qui confirment la subdivision du bassin Algéro-Baléarique en deux sous-bassins chronologiquement différents avec une collision post 17 Ma et sans prendre en compte le bloc

d'Alboran (Maury et al., 2000 ; Duggen et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Carminati et al., 2012 ; Abbassene et al., 2016 ; Chazot et al., 2017 ; Arab et al., 2016b).

Mauffret et al. (2004) suggèrent une ouverture polyphasée tardive du bassin Est Algéro-Baléarique le long d'un centre d'accrétion NO-SE entre 16 et 8 Ma (Figure II.24) caractérisé par des anomalies magnétiques clairement organisées, c'est-à-dire après la collision des kabyliques avec la marge africaine et la rotation du bloc Corse-Sardaigne (Figure II. 24). Selon ce modèle, le domaine d'Alboran était proche du bassin Algéro-Baléarique oriental, puis s'est déplacé d'environ 630 km vers l'ouest le long de zones transformantes situées au nord et au sud de la marge algérienne après 16 Ma, induisant durant son mouvement la naissance du bassin ouest Algéro-Baléarique. Ils ont proposé un taux d'accrétion de 2 cm /an sur la base d'une distance de 160 Km entre la ride d'Hannibal et l'anomalie magnétique de Hamilcar (Figure II.24). Le centre d'accrétion était alors formé par une dorsale appelée Ride d'Hannibal, ayant fonctionné entre 16 et 8 Ma (Figure II.24). Cependant, ce modèle manque de preuves convaincantes des enregistrements stratigraphiques et paléomagnétiques. Medaouri (2014) a proposé que l'ouverture était accompagnée d'un contact transformant dextre de type STEP le long de la marge Algérienne orientale et que l'ouverture répondait au recul du slab vers l'ouest.

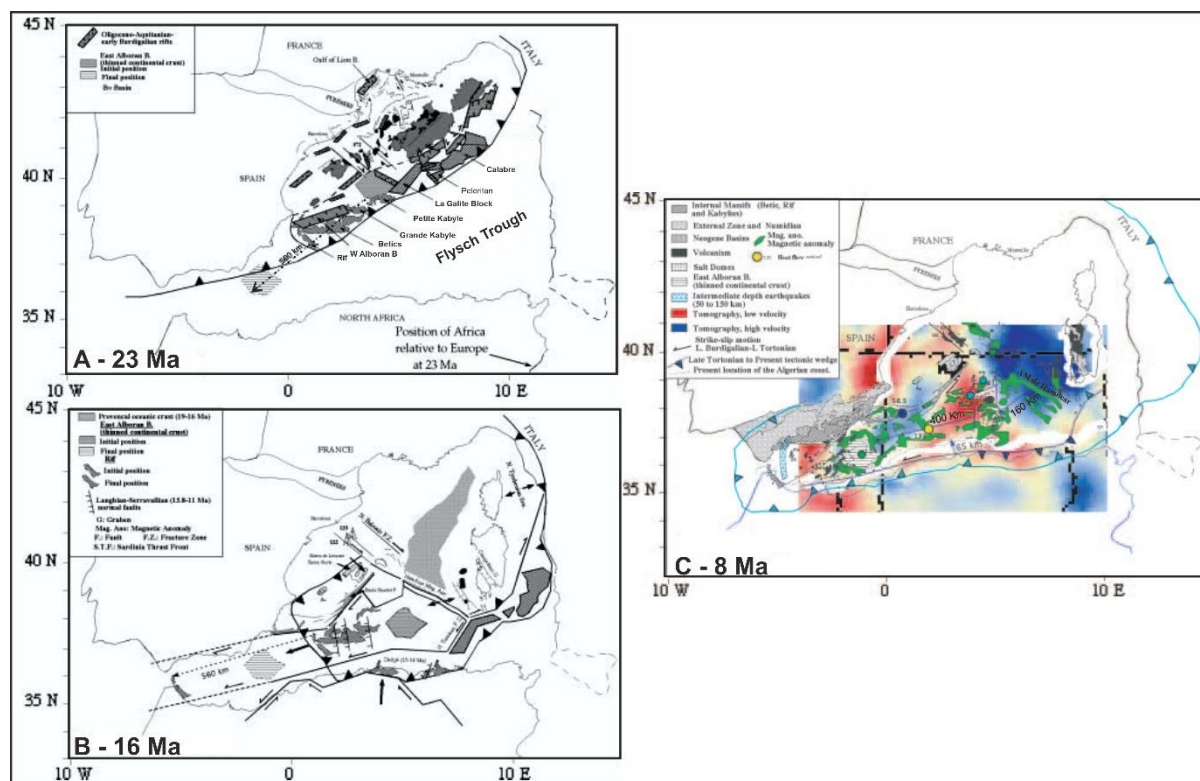


Figure II. 24. Schéma montrant l'évolution géodynamique du bassin Algéro-Baléarique à 23, 16 et 8 Ma. Le collage des grande et petite Kabyliques s'est fait vers 16 Ma à la paléo-marge africaine ; L'ouverture du bassin

Algéro-Baléarique s'accompagne de la migration vers l'ouest du plancher océanique néoformé le long d'une transformante située au nord de la marge Algérienne. D'après [Mauffret et al. \(2004\)](#).

[Schettino et Turco \(2006\)](#) ont proposé une reconstruction des bassins Liguro-Provençal et Algéro-Baléarique pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (Figure II. 25) en se basant sur une nouvelle interprétation des anomalies magnétiques (Chrones C13n à C6n) et des coupes crustales équilibrées en tenant compte des contraintes géologiques. Ce modèle semi-quantitatif implique un système d'accrétion complexe avec des jonctions triples R-R-R et prend en compte les mouvements relatifs d'onze micro-plaques (Figure II. 25). Trois étapes distinctes du mouvement entre 33,1 Ma (Chron13n) et 19 Ma (Chron 6n), séparées par deux limites à 28,0 Ma et 23,4 Ma ont été proposées. L'ouverture du bassin Algéro-Baléarique entre 23,4 Ma et 19 Ma coïncide avec la migration vers le sud des Kabyliques dans un contexte de subduction migrant vers le sud-sud-est et s'est faite pendant la dernière phase de rotation corso-sarde. Ce bassin donc est considéré comme un prolongement du bassin liguro-provençal. Bien que ce modèle est plus élaboré que les modèles antérieurs dont l'échelle spatiale est réduite à celle d'un bassin, et même s'il est communément accepté que la géologie méditerranéenne a été contrôlée par l'interaction entre deux plaques (Afrique/Europe) et éventuellement aussi des micro-plaques intermédiaires plus petites, cette division en ce modèle en 11 micro-blocs est très spéculative car les anomalies magnétiques interprétées sont grossièrement reportées (sans réduction au pôle) et les points de contrôle (comme nommés par [Schettino et Turco, 2006](#)) le long des failles transformantes identifiées sont mal placés et mal contraints dans le bassin Algéro-Baléarique (spécifiquement à l'ouest). Ce modèle infirme celui de [Gattacceca et al. \(2007\)](#) qui place le bloc Corso-Sarde dans sa position actuelle dès 16-15 Ma. Ce modèle de reconstruction élaboré par [Schettino et Turco \(2006\)](#) montre que l'évolution de la méditerranée occidentale cesse après 19 Ma ce qui laisse les hypothèses concernant la géodynamique au niveau d'Alboran ouverts. Enfin, une ouverture du bassin Algéro-Baléarique avec deux dorsales est en contradiction avec les anomalies magnétiques trouvées dans cette zone. Remarquons également qu'aucun « *Expanding Spread Profile (ESP)* » n'est utilisé dans le bassin Algéro-Baléarique, ce qui rend discutable les reconstructions de [Schettino et Turco \(2006\)](#) dans cette zone.

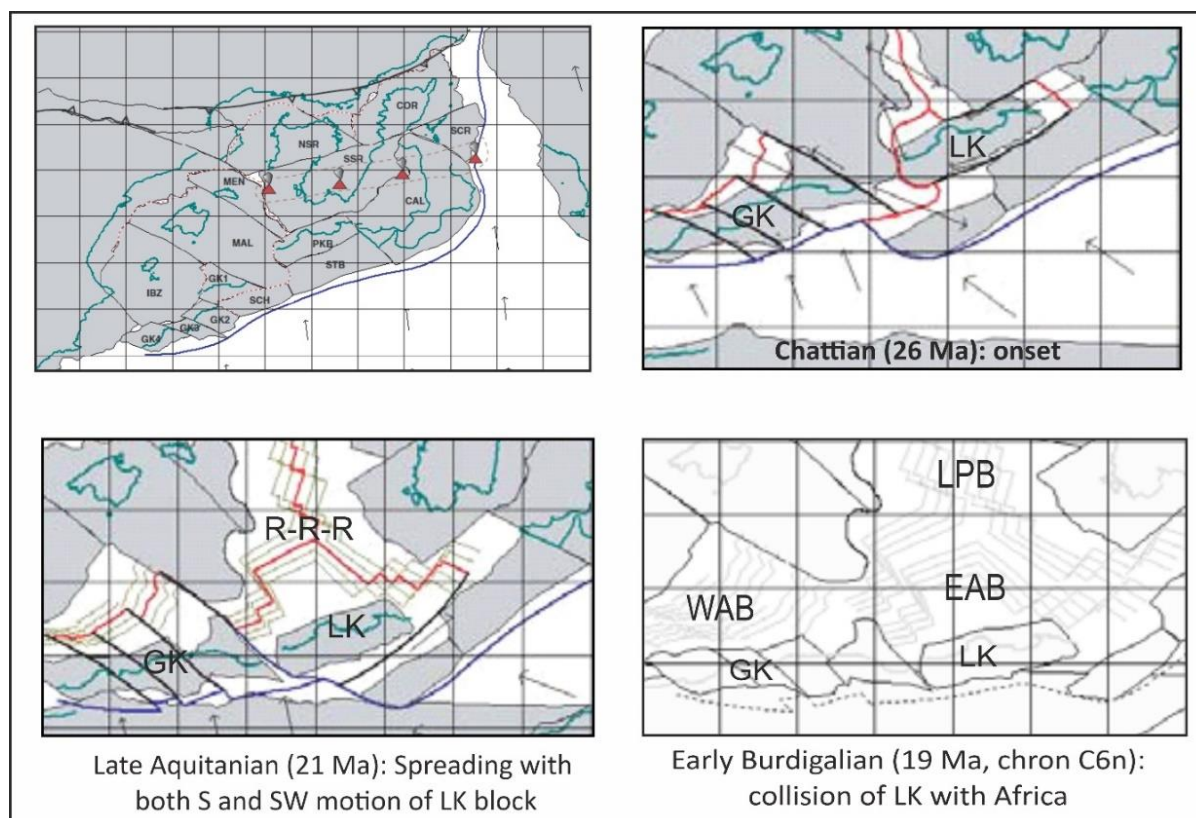


Figure II. 25. Ajustement initial des micro-plaques de la Méditerranée occidentale au chrone C13n (33,1 Ma), puis reconstructions de plaques du chrone C13n au chrone C6n, selon Schettino et Turco (2006). CAL = Calabre ; COR = Corse ; GK1-GK4 = Grande Kabylie ; IBZ = Ibiza ; MAL = Majorque ; MEN = Minorque ; NSR = Sardaigne du Nord ; PKB = Petite Kabylie ; SCR = Corse du Sud ; SSR = Sardaigne du Sud ; STB = Bloc Tyrrhénien Sud et SCH = Canal de Sardaigne. Les lignes rouges représentent les centres d'accrétion, les lignes en gris clair situées de part et d'autre correspondant à des isochrones liée à l'ouverture des domaines océaniques. La ligne bleue représente la fosse de subduction entre les plaques Eurasie et Afrique. Les lignes noires schématisent les failles décrochantes et les zones de subduction. Les flèches noires montrent les directions et amplitudes des déplacements relatifs de plaques. D'après Schettino et Turco (2006).

Le modèle de Martin (2006) est un modèle conceptuel basé sur des données géologiques et géophysiques existantes, en particulier magnétiques. Il résume l'évolution de la Méditerranée occidentale en un série d'épisodes d'extension et d'accrétion océaniques d'arrière-arc suite au recul vers le sud-est de la subduction Téthysienne (Figure II. 26). Ce modèle propose une ouverture à double porte de saloon du bassin Algéro-Baléarique (oriental et occidental) et du bassin Liguro-Provençal (Figure II. 26). Cette accrétion océanique synchrone est la conséquence de deux rifts opposés (l'un dans le bassin LP et l'autre dans le bassin ouest Algéro-Baléarique) permettant l'ouverture en porte de saloon d'un troisième bassin entre les deux, représentant le bassin Est Algéro-Baléarique (Figure II. 26) dont l'accrétion océanique est orientée NO en correspondance avec les orientations des anomalies magnétiques NO-SE presque perpendiculaires à la zone de subduction reconstruite. Cette ouverture triangulaire entre 19 et 15 Ma du bassin Est Algéro-Baléarique est expliquée comme une accommodation

de la propagation de ces deux rifts et elle est induite par une propagation bilatérale de détachements de slabs téthysiens (entre 18 et 15 Ma) (Figure II. 26 le long de la marge nord-africaine avec un demi-taux d'accrétion maximum de 1,8 cm /an. La phase de développement de ces bassins se termine lorsque les Kabyles entrent en collision avec l'Afrique et lorsque le bloc corso-sarde arrête sa rotation. Le modèle de [Martin \(2006\)](#) semble adapté pour expliquer à la fois la forme des bassins et la distribution des anomalies magnétiques, notamment dans la zone triangulaire et le bassin Liguro-Provençal. L'absence d'anomalies magnétiques dans le bassin ouest Algéro-Baléarique pose néanmoins un problème. [Martin \(2006\)](#) parle d'une accrétion et de formation d'une croûte océanique mais si c'était le cas, on devrait voir une croûte océanique qui s'étend et rétrécit vers le pôle de rotation en direction de Gibraltar. L'absence d'anomalies montre soit que cette croûte est de la croûte continentale amincie (ce n'est pas le cas selon les résultats de la sismique grand-angle), soit qu'elle est constituée de manteau (fond "du 3ème type") avec un taux d'accrétion très faible et une lithosphère océanique très hétérogène dans des phases d'océanisation post-rift courtes.

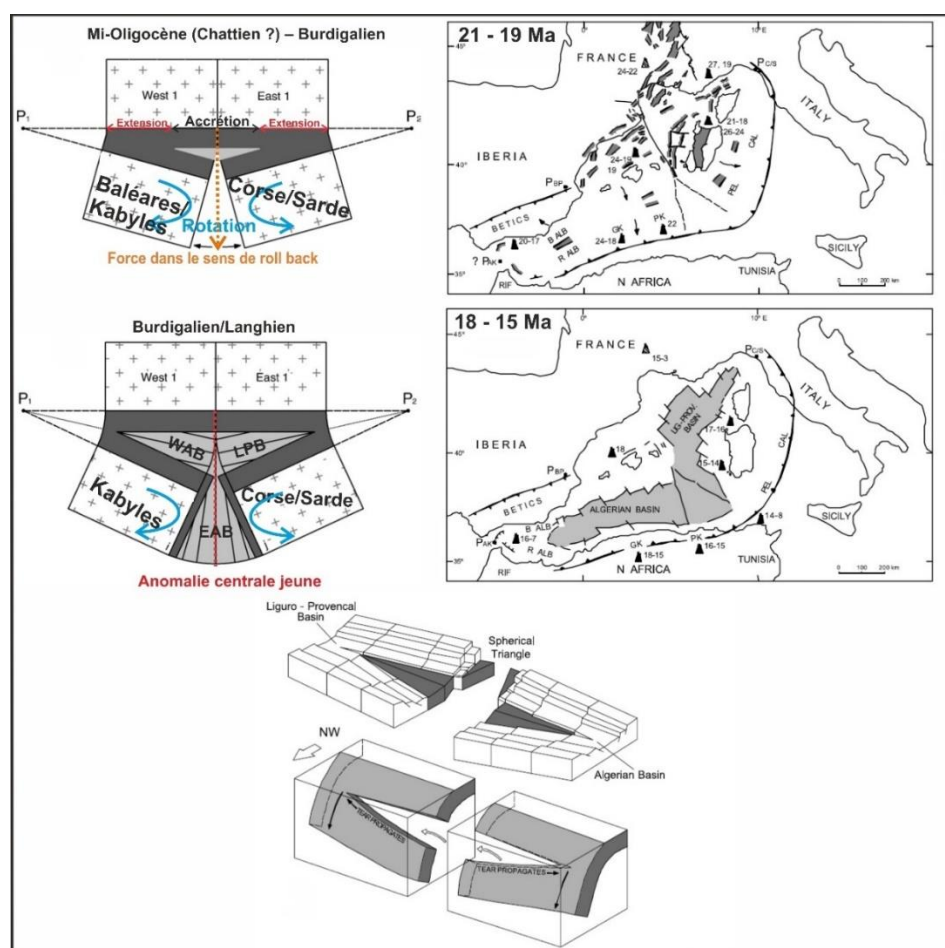


Figure II. 26. A gauche : Modèle d'ouverture en portes de saloon. La propagation, dans des directions opposées, de deux rifts situés en vis à vis implique la rotation symétrique des blocs West2 et East2 autour des pôles de

rotation P1 et P2. Les croix représentent la croûte continentale. Les zones foncées correspondent à la croûte continentale étirée, tandis que les zones claires correspondent à la croûte océanique. Les lignes pleines représentent les isochrones d'accrétion du plancher océanique. A droite : Reconstruction à 21-19 Ma, les rifts se sont propagés vers le sud-ouest dans le fossé de Valence et vers le nord-est dans le bassin Liguro-Provençal et vers le sud des Baléares mais sans accrétion océanique. Reconstruction à 18-15 Ma, accrétion océanique des bassins Algéro-Baléarique /Liguro-provençal et collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec l'Afrique du Nord. D'après [Martin \(2006\)](#).

Le modèle de [Driussi et al. \(2015\)](#) est basé sur la sismique-réflexion et la modélisation gravimétrique conjointement avec la tomographie sismique et la magnétisme (Figure II. 27). Ces auteurs suggèrent un schéma de subduction impliquant que le slab principal téthysien a été déchiré en plusieurs morceaux, l'un allant vers l'est et formant la mer Tyrrhénienne, et l'autre allant vers l'ouest et formant tout le bassin Algéro-Baléarique, cette partie étant elle-même déchirée en plusieurs fragments - slab de Gibraltar et un ou deux slabs kabyles. Dans un premier temps, ils supposent une accrétion océanique dans le bassin Algéro-Baléarique oriental suivant une direction NO-SE qui s'est produite en même temps que la dérive vers le sud-ouest de la petite Kabyle de 200 km entre 19 et 16 Ma (Figure II. 27). Ils ont suggéré que cette ouverture coïncide en partie avec la fin de l'accrétion du bassin Liguro-Provençal, et peut-être avec le bassin Algéro-Baléarique occidental. Une seconde phase d'ouverture le long des segments transformants de la marge Baléares s'est faite suivant une direction NE-SO et associée à la dérive vers le sud-ouest du domaine d'Alboran de 400 km, formant une configuration magnétique complexe (Figure II. 27). Selon ces auteurs, l'escarpement de Mazaron et l'escarpement Emile Baudot semblent avoir enregistré une déformation polyphasée, comprenant principalement un mouvement décrochant et un peu d'extension. De plus, le bloc sud de Minorque (SMB) semble avoir été affecté par plusieurs phases d'extension et par du volcanisme. Son socle acoustique présente une série de hauts orientés préférentiellement NO-SE, formant des blocs basculés qui semblent être remplis d'unités pré-MSC résultant d'une extension du Miocène ou plus ancienne.

Cette existence de segments transformants sur la marge sud-Baléares est un argument en faveur des modèles d'ouverture vers l'ouest du bassin Algéro-Baléarique et la migration associée du domaine d'Alboran. Cependant, ce modèle contredit clairement les études de terrain qui montrent que les Kabylides appartenant au bloc AlKaPeCa sont caractérisées par des chevauchements vers le sud – sud-est ([Leblanc & Olivier, 1984](#) ; [Bouillin, 1986](#) ; [Arab et al., 2016b](#)). [Driussi et al. \(2015\)](#) proposent des âges différents de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique suite à la migration vers le sud-sud-ouest de la petite Kabylie et au mouvement important vers l'ouest du bloc d'Alboran tout le long d'une déchirure bilatérale du slab

téthysien. Ce dernier processus était responsable de la migration vers l'arrière de slabs étroits et de la formation des arcs de Calabre et de Gibraltar (Chertova et al., 2014 ; Faccenna et al., 2004 ; van Hinsbergen et al., 2020, 2014).

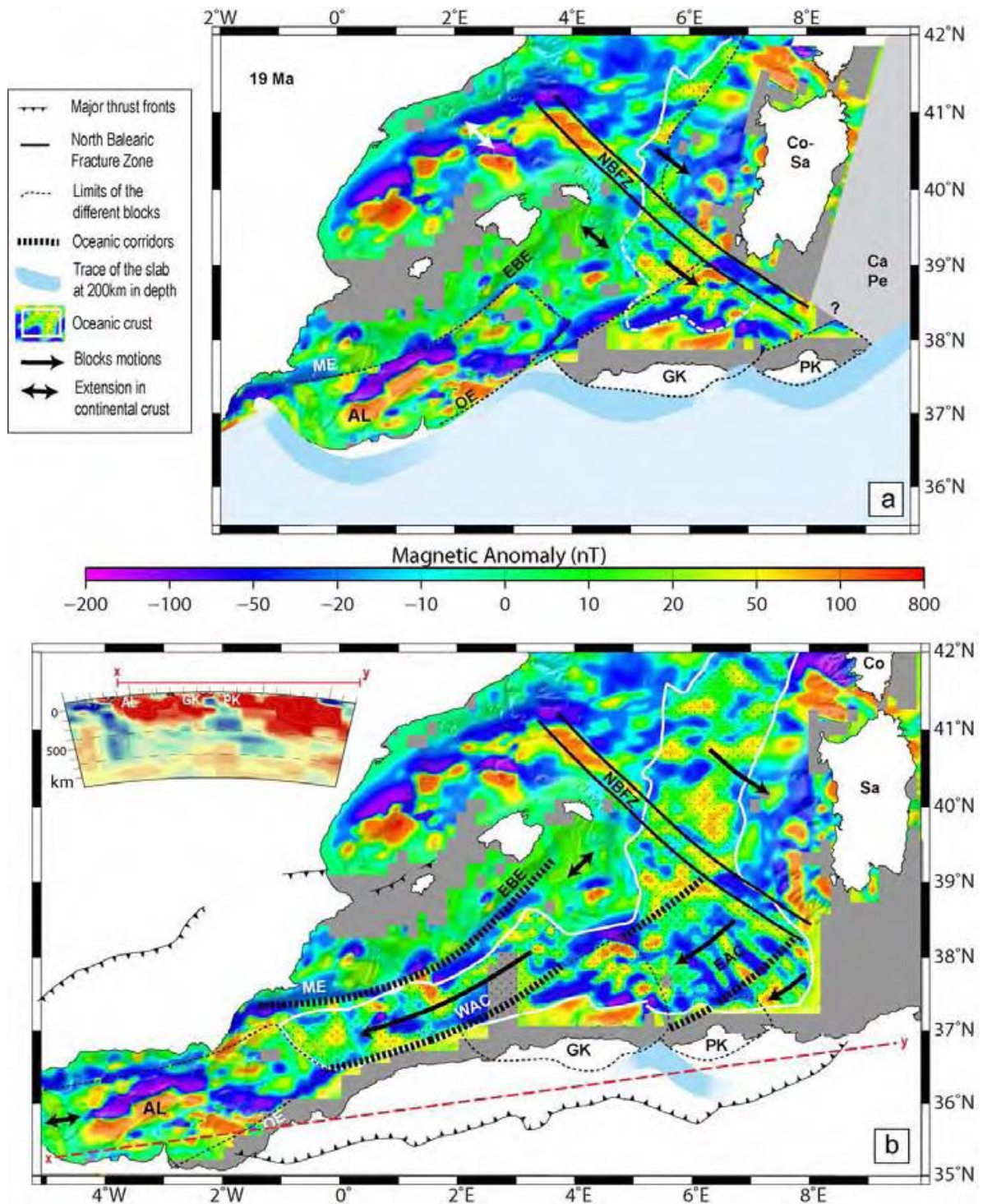


Figure II. 27. Modèle géodynamique proposé de la Méditerranée occidentale, représenté sur la carte des anomalies magnétiques. Les lignes blanches sont les limites de la croûte océanique. a : Reconstruction avant l'ouverture principale du bassin Algéro-Baléarique, vers 19Ma, pendant l'ouverture du bassin Liguro-Provençal. L'ouverture océanique se produit dans une direction SSE-NNO parallèle à la NBTZ (*North Balearics Transform zone*). Un petit domaine océanique s'est probablement formé juste au sud de la NBTZ pendant un premier mouvement vers le sud du GK (Grande Kabyle). b : Situation actuelle, après l'ouverture du bassin Algéro-

Baléarique dans une direction ENE-OSO dans deux corridors principaux. Le coin supérieur gauche montre une section de tomographie sismique à travers l'Afrique du Nord. D'après [Druissi et al. \(2015\)](#).

A l'exception du modèle de [Mauffret et al. \(2004\)](#), tous les modèles cinématiques publiés considèrent donc que l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique oriental, la dérive et la collision des blocs kabyles et la dernière phase de la rotation du bloc Corse-Sardaigne se produisent durant la même période. De plus, ils supposent tous une ouverture du bassin Est Algéro-Baléarique avant 15 Ma, c'est-à-dire quasiment pendant l'ouverture du domaine Liguro-Provençal.

Contrairement aux précédents modèles de reconstruction évalués précédemment, j'ai tenté de construire un modèle d'évolution cinématique et géodynamique du bassin Algéro-Baléarique en me concentrant sur l'histoire géodynamique du bassin oriental ainsi que sur l'histoire cinématique du domaine d'Alboran.

2.2. Structure profonde et nature de la croûte

Grâce à la sismique-réfraction ou SGA, la structure profonde du bassin Algéro-Baléarique est bien imagée en utilisant des modèles de vitesse à grande échelle de la structure profonde de la croûte ($z > 10\text{km}$). Cinq profils sismiques grand-angle existants le long de la marge ont été localisés au large de Mostaganem, Tipasa, Grande Kabylie, Jijel et Annaba.

A la limite ouest de la marge algérienne dans le secteur de Mostaganem, près de la transition entre le bassin algérien et la mer d'Alboran, le transect (AB) (Figure II.28) est d'une longueur de 100,4 km de part et d'autre du rivage et est équipé de 35 OBS et 5 OBH en mer, et de 25 stations sismologiques à terre. La croûte continentale a une épaisseur d'environ 25 km et s'amincit à 5 km sur une distance de seulement 20 à 30 km, ce qui entraîne une pente allant jusqu'à $45 \pm 3^\circ$ pour l'interface du Moho. La croûte océanique de 3-4 km est plus mince que la croûte océanique normale avec une moyenne de 7,1 km ([White et al., 1992](#)) ou de 6,0 km ([Grevenmeyer et al., 2018](#)) et est caractérisée par des vitesses élevées pour une croûte océanique ([White et al., 1992](#)), indiquant qu'une quantité modérée de matériel du manteau supérieur serpentinisé pourrait avoir été incluse dans la mise en place de la croûte. La zone de transition continent-océan (TOC) est fait seulement 10 km de largeur (Figure III.28, [Badji et al., 2014](#)). Cette structuration ainsi que les failles verticales observées sur les sections MCS pourraient s'expliquer par une marge de type « *STEP-Fault* » impliquant un mouvement du bloc d'Alboran le long de cette partie de la marge ([Badji et al., 2014](#)).

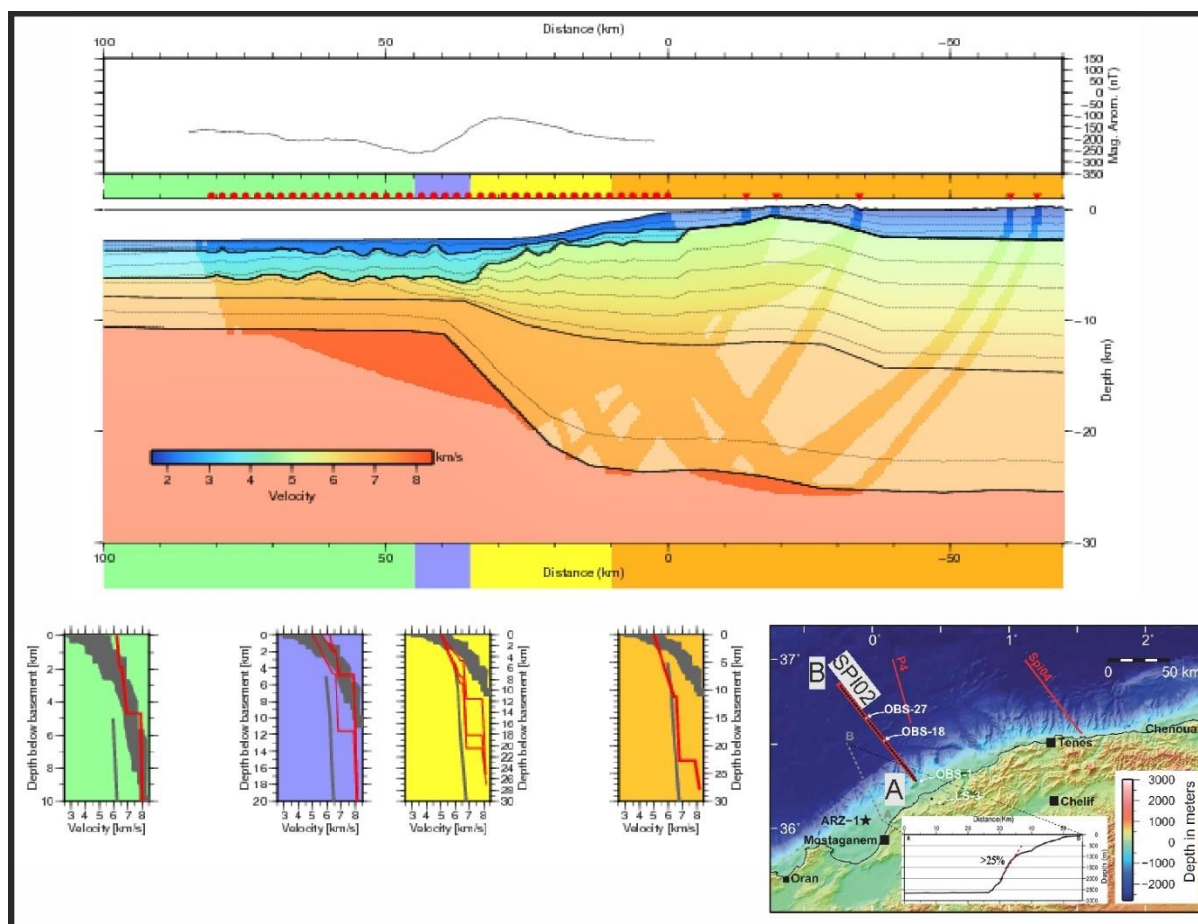


Figure II. 28. En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de Mostaganem. En bas : modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Mostaganem et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse. L'emplacement du profil grand-angle (SPI02) est indiqué dans l'encart en bas à droite. Spiral, DOI : 10.17600/9010050).

Le transect sismique grand-angle terre-mer du secteur de Tipaza (CD), avec une orientation NNW SSE, s'étend sur approximativement 230 km à l'ouest d'Alger, depuis la croûte océanique du bassin algérien jusqu'à la marge nord-algérienne, en passant sur le banc de Khayr-al-Din, un haut bathymétrique de 20-30 km de large (Figure II.29). Pour sa partie marine, 39 OBS espacés de 3 km ont été installés sur 120 km depuis le bassin profond jusqu'à la marge Algérienne. Parallèlement, 23 stations ont été installées sur terre, étendant la partie marine du transect d'environ 120 km sur le continent africain. Le modèle de vitesse résultant montre que la croûte continentale atteint 20-21 km d'épaisseur bordée vers l'océan par le banc de Khayr-al-Din. Le banc de Khayr-al-Din (KDB, Figure II.29) a une origine continentale et peut correspondre à un bloc basculé syn-rift appartenant aux zones internes (Yelles et al., 2009 ; Leprêtre et al., 2013). La TOC sur le profil de Tipaza est extrêmement étroite (10 km ou moins) et est prolongée par une fine croûte océanique de l'ordre de 5,5 km (Figure III. 29), soit environ 1 à 2 km de plus que dans le profil AB Mostaganem le plus occidental.

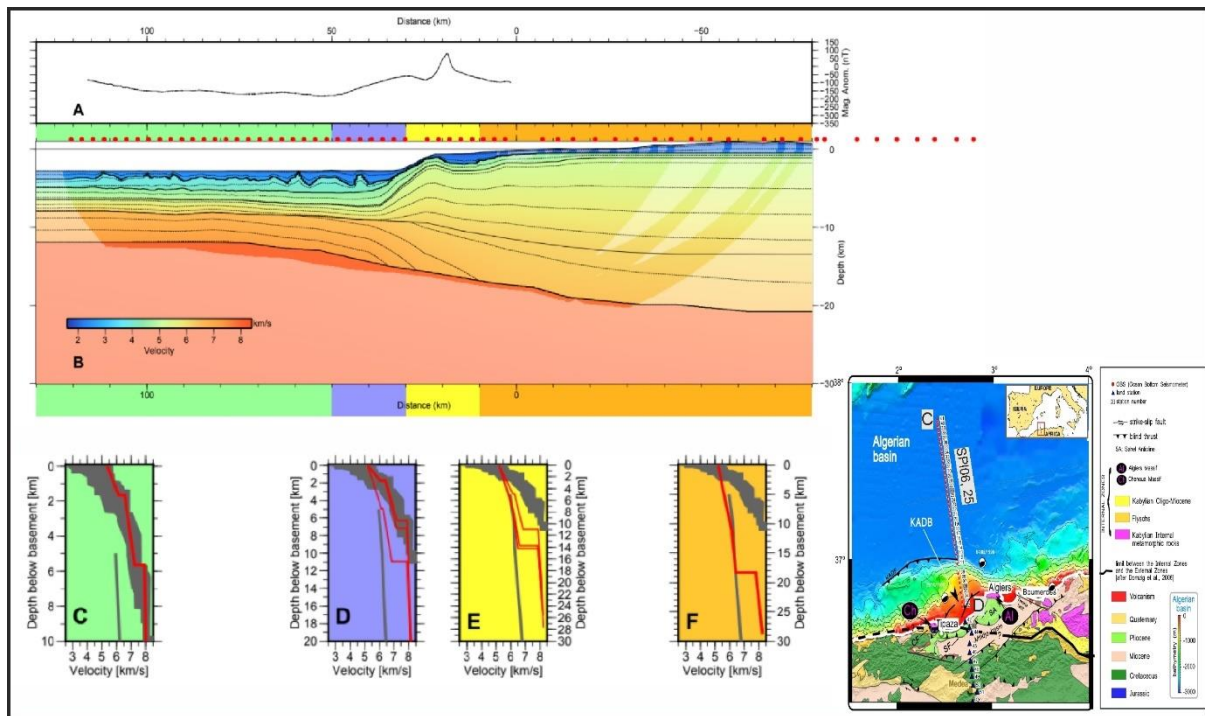


Figure II. 29. A) Anomalie magnétique au niveau du profil de Tipaza. B) Modèle de vitesse issue de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Tipaza. C-D-E-F : Profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Leprêtre, 2012). L'emplacement du profil grand-angle (SPI06) est indiqué dans l'encart en bas à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des triangles bleus.

Au large de la Grande Kabylie, dans la zone de Dellys, le transect (EF) traverse la grande Kabylie du Nord jusqu'au bassin océanique algérien sur environ 210 km et est situé à l'est de la région du séisme de Boumerdes 2003 et de ses répliques. Le modèle de vitesse (Figure III.30) dérivé du traitement de ce profil sismique grand-angle montre que la structure de la marge centrale algérienne est celle d'une marge riftée étroite inversée (~70 km), pauvre en magma, avec une zone de croûte continentale amincie distale plus large que sur les autres segments de marge. Au pied de la marge, un corps de vitesse de 4,5 km/s est imagé, correspondant soit à des sédiments syn-rift, soit à une croûte continentale mince fracturée. Le socle du bassin Algéro-Baléarique au large de la Grande Kabylie est formé d'une croûte océanique d'épaisseur variable entre 4 km et 5,5 km et est caractérisée par des vitesses sismiques élevées entre 5,2 km/s et 6,8 km/s. Il peut être divisée en deux domaines, le domaine Hannibal et un domaine de croûte océanique très mince. Dans la zone septentrionale du haut Hannibal, corrélée à un groupe subcirculaire d'anomalies magnétiques de forte amplitude (Schettino & Turco, 2006 ; Aïdi et al., 2018), le socle océanique présente une structure atypique

à trois couches, interprétée comme étant des produits volcaniques (coulées de lave, produits volcanoclastiques et/ou hyaloclastiques) recouvrant une croûte océanique originelle plus mince et résultant d'un magmatisme post-accrétion de miocène. Ces données contredisent l'hypothèse selon laquelle la dorsale Hannibal correspondrait à un centre d'accrétion fossile orienté N-S comme proposé précédemment (Mauffret et al., 2004).

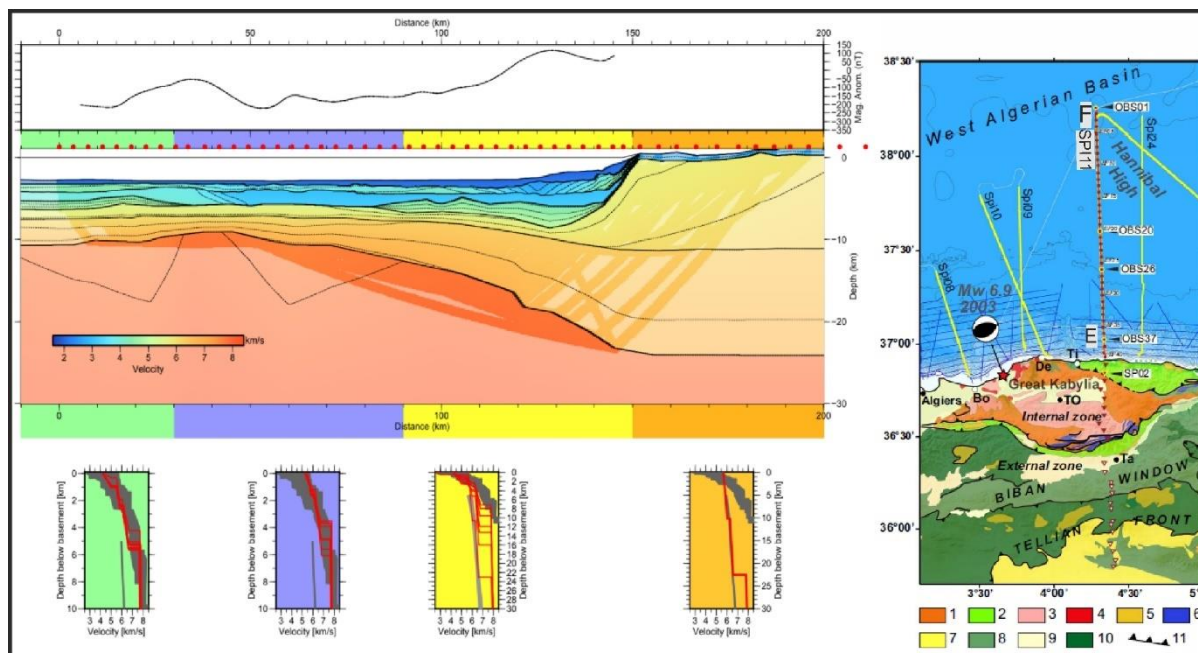


Figure II. 30. En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de la Grande Kabylie. En bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de la Grande Kabylie à Dellys et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Aïdi et al., 2018). L'emplacement du profil grand-angle (SPI011) est indiqué dans l'encart à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des triangles rouges.

Dans le secteur de Jijel (IJ) (Figure III.31), un total de 42 OBS et 25 stations terrestres ont été installés tout au long d'une ligne nord-sud. En mer, l'acquisition s'étend sur 180 km au nord de Jijel, jusqu'au bassin Algéro-Baléarique. Le modèle de vitesse (Figure III.31, Mihoubi et al., 2014) révèle une marge continentale étroite et très abrupte. Par ailleurs, l'amincissement n'est pas homogène. La croûte supérieure s'amincit plus rapidement que la croûte inférieure qui s'étend plus loin vers le large. La TOC est bien identifiée mais est étroite, faisant entre 15 et 20 km. En revanche, la croûte océanique est très homogène vers le nord, avec une épaisseur d'environ 5 km (Figure III.31). Les épaisseurs sédimentaires sont homogènes le long du profil et augmentent au pied de la marge.

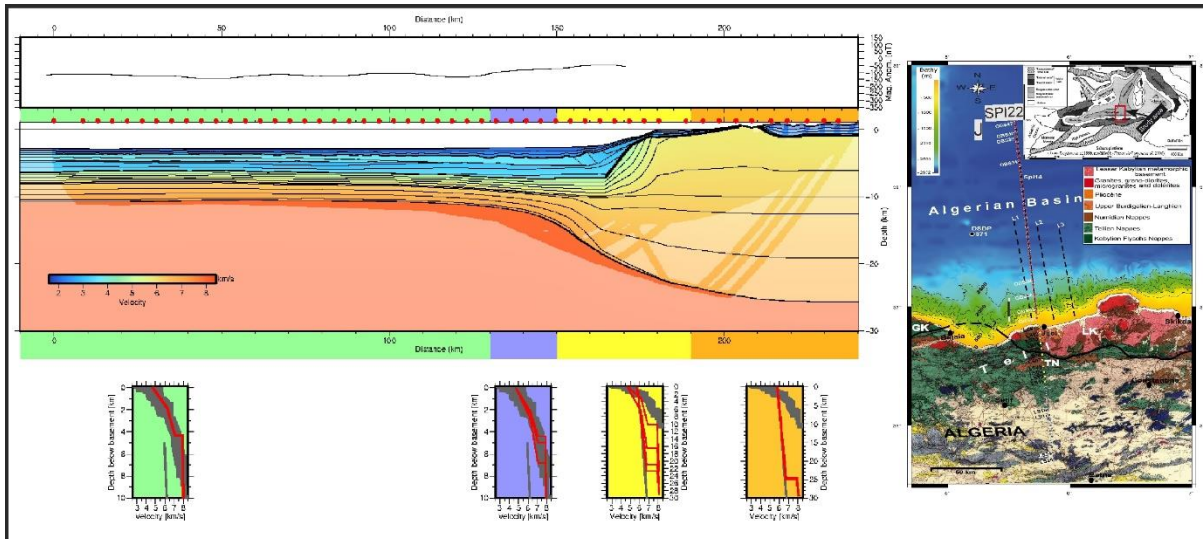


Figure II. 31. En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de Jijel. En bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Jijel et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustales du modèle de vitesse (Mihoubi et al., 2014). L'emplacement du profil grand- angle (SPI022) est indiqué dans l'encart à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des cercles jaunes.

Le profil d'Annaba (GH) (Figure III.32) sur la bordure orientale du bassin algérien près du canal de Sardaigne est orienté N-S sur une longueur totale d'environ 242 km. Sa partie marine, de 117 km de long environ, est équipée de 38 OBS et 5 OBH espacés de 3 km. Ici, la marge est plus large que le long des profils occidentaux et la croûte continentale de 27 km s'amincit sur une distance d'environ 50 km à environ 15 km et de manière symétrique entre la croûte supérieure et la croûte inférieure (Figure III.32). À une distance de 50 km du modèle dans le domaine océanique, une petite dorsale est imagée, proposée comme étant d'origine volcanique et active pendant le Miocène (Bouyahiaoui et al., 2015). La croûte océanique est mince de 5,5 km environ. La modélisation des ondes S donne des coefficients de Poisson de l'ordre de 0,28, caractérisant une croûte océanique à dominance gabbroïque, ce qui confirme une origine océanique de la croûte plutôt que du matériel du manteau supérieur exhumé et serpentinisé à l'ouverture du bassin (Bouyahiaoui et al., 2014).

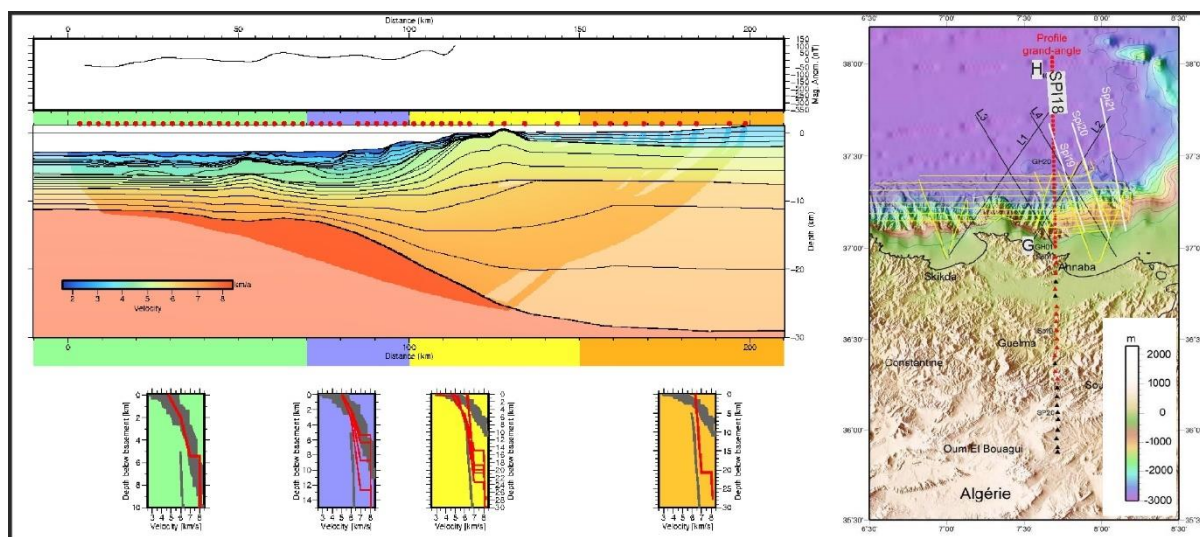


Figure II. 32. En haut : Anomalie magnétique au niveau du profil de Annaba. En bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Annaba et profils de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans les différents domaines crustaux du modèle de vitesse (Bouyahiaoui et al., 2014). L'emplacement du profil grand-angle (SPI18) est indiqué dans l'encart à droite. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles rouges et les stations déployées à terre, par des triangles rouges et noirs.

Ces profils montrent que le bassin repose sur une croûte de 5 km d'épaisseur d'origine magmatique océanique, probablement créée au niveau de petits segments de dorsale d'accrétion non continus. La zone de transition continent-océan est étroite, sauf sur le profil le plus à l'est. Aucune zone de vitesse rapide dans la croûte inférieure pouvant correspondre à des roches du manteau n'a été imagée sur la marge algérienne. La croûte continentale est fortement segmentée et amincie de manière étroite. Elle est plus large (70 km) dans le segment central au large de la Grande Kabylie où il y a une zone de croûte continentale amincie distale plus large que sur les autres segments de marge.

Grâce à ces modèles de vitesse, il a été possible de localiser les limites des domaines crustaux dans le bassin Algéro-Baléarique (Figure II.33).

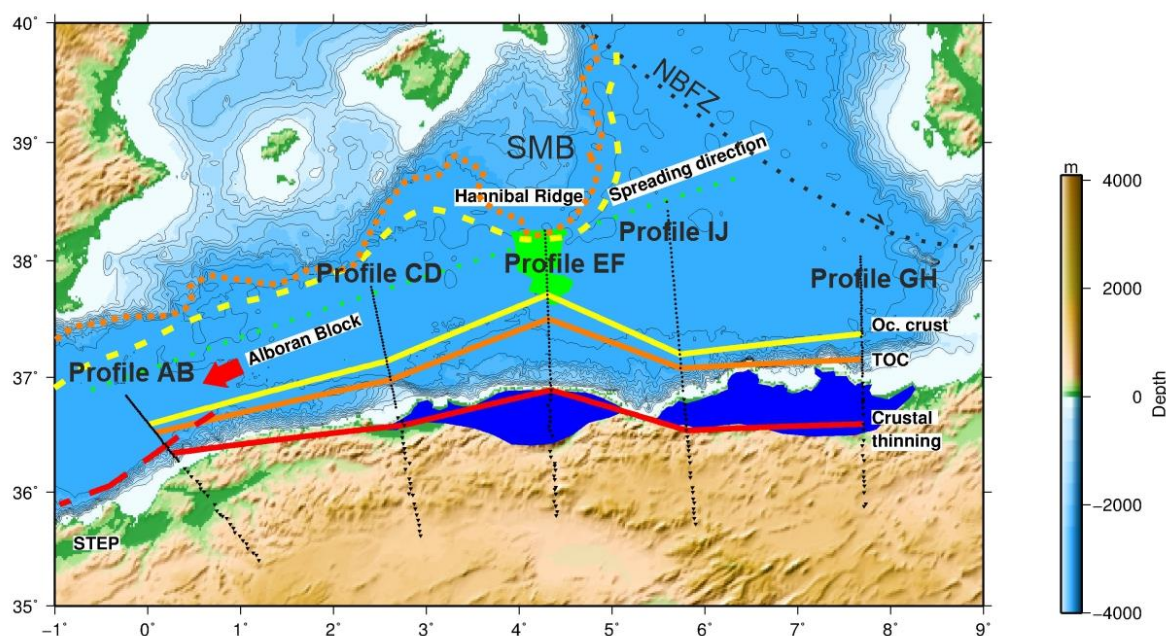


Figure II. 33. Limites entre les différents domaines crustaux du bassin Algéro Baléares. D'après Klingelhofer et al. (2022).

2.3. Flux de chaleur

Le flux de chaleur est l'un des paramètres clés pour contraindre davantage les modèles de structure crustale et d'évolution et d'évolution des lithosphères océaniques. Le premier point à noter est que le flux thermique diminue avec l'âge (Sclater et al., 1980) du fait qu'une lithosphère jeune est plus mince et plus chaude qu'une lithosphère âgée. Selon ces auteurs, une croûte âgée de 4 Ma pourrait avoir un flux de chaleur $> 250 \text{ mW/m}^2$, une de 120-140 Ma a d'environ un flux d'environ 46 mW/m^2 et une croûte ancienne âgée de 200 Ma et plus se caractérise par flux de chaleur de 38 mW/m^2 .

La couverture globale des données de flux de chaleur en Méditerranée reste toutefois faible. La distribution est inégale et la qualité est variable ce qui pourrait conduire à une cartographie biaisée du flux thermique. Dans le bassin Algéro-Baléarique, les données de flux de chaleur sont encore plus sporadiques et se concentrent sur l'extrême ouest (Polyak et al., 1996). Seules quelques valeurs existent sur la marge des Baléares (DSPD 371 ET ODP 975 et 125). Les valeurs de flux de chaleur obtenus par ces forages sont élevées ($80\text{-}145 \text{ mW/m}^2$) et pourraient correspondre à une croûte océanique de 16-8 Ma (Mauffret et al., 2004).

Récemment, une nouvelle analyse des données de flux thermique en Méditerranée occidentale dans les bassins océaniques et leurs marges (Figure II.34) a été faite en se basant sur un ensemble de 148 nouvelles valeurs de flux de chaleur acquises durant les campagnes MedSalt et WestMedFlux en 2015-2016 (Poort et al., 2020), compilées avec des anciennes

valeurs existantes dont une d'un forage DSDP à l'est de Minorque (site 372 A ; [Erickson & von Herzen, 1978](#)), et une d'un forage ODP au sud de Minorque (site 975C ; [Pribnow & Schellschmidt, 2000](#)). Cet ensemble de données compilé faisant au total 365 valeurs disponibles a permis de cartographier le flux de chaleur de la Méditerranée occidentale (Figure II.34).

Les résultats montrent des tendances régionales et locales du flux thermique (Figure II. 34) qui peuvent être liées spatialement à différents segments des bassins et confirment un flux de chaleur global plus élevé dans le bassin Algéro-Baléaire ($94 \pm 13 \text{ mW/m}^2$) par rapport au bassin Liguro-Provençal ($78 \pm 16 \text{ mW/m}^2$) (Figure II.34). Par ailleurs, la tendance régionale du flux thermique dans le bassin Algéro Baléaires montre une augmentation globale vers l'ouest depuis la Sardaigne occidentale ($70\text{-}90 \text{ mW/m}^2$) et le bassin Est Algéro-Baléarique vers le bassin d'Alboran ($100 \text{ à } 130 \text{ mW/m}^2$) en passant par le bassin ouest Algéro-Baléarique (Figure II.34). Selon ces auteurs, les deux sous-bassins Algéro-Baléariques (occidental et oriental) ont des âges différents de la croûte océanique orientale ($16\text{-}23 \text{ Ma}$ et $31\text{-}37 \text{ Ma}$, respectivement). Ils ont proposé une ouverture en deux étapes : le bassin Algéro-Baléarique oriental s'est ouvert dans une direction NW-SE en même temps que le bassin Liguro-Provençal et le bassin Algéro-Baléarique occidental s'est ouvert dans une direction E-W vers 16 Ma suite à la délamination du bord de la lithosphère subcontinentale le long des marges Bétique-Rif et à la subduction ultérieure sous le domaine du bassin d'Alboran. Cependant, ces deux valeurs d'âge sont trop élevées, et ceci est en contradiction avec les résultats géophysiques et géologiques récents ([Arab et al., 2016b](#), [Haidar et al., 2022](#)). Notons que les variations de flux dans de grandes

parties du bassin Algéro-Baléarique ne sont pas bien déterminées en raison de la très faible couverture.

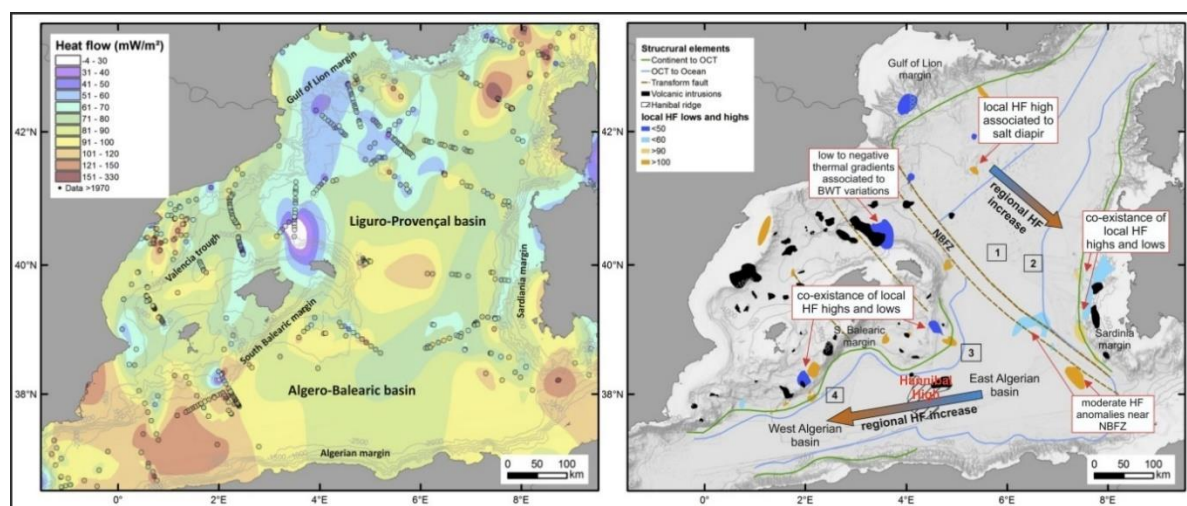


Figure II. 34. A gauche : Nouvelle carte de contour du flux de chaleur de la Méditerranée occidentale montrant une asymétrie régionale du flux de chaleur dans les bassins Liguro-Provençal et Algéro-Baléarique avec des directions opposées. A droite : Une mise en évidence des tendances régionales du flux thermique et des différentes anomalies locales du flux thermique de la Méditerranée occidentale. Les carrés avec les numéros 1 à 4 correspondent aux zones de plancher océanique utilisées pour estimer l'âge de la croûte océanique. D'après [Poort et al. \(2020\)](#).

2.4. Marges de type *STEP*

En général, les *STEP-Faults* se développent principalement le long des frontières continent-océan de la même plaque lithosphérique, par exemple, le long de la frontière sud de la plaque Amérique-Caraïbes, ou en bordure de l'arc de Calabre ([Clark et al., 2008](#) ; [Gallais et al., 2013](#)). Elles se propagent à travers les zones de faiblesse potentielles comme la TOC (Transition Continent - Océan) du bassin ionien, à l'est de la Sicile ([Frizon de Lamotte et al., 2011](#) ; [Gallais et al., 2011](#)). Le retrait rapide vers l'ouest du système de subduction Téthysienne et la déchirure du slab le long de la marge Baléares au nord (Escarpement Emile Baudot = EEB) et le long de la marge africaine au sud ([van Hinsbergen et al., 2014](#) ; [Medaouri et al., 2014](#), [Booth-Rea et al., 2007](#)) ont induit la formation de *STEP-Faults* sur les marges correspondantes ([Medaouri et al., 2014](#) ; [Badji et al., 2014](#)). En conséquence à cette déchirure, le slab recule vers l'Ouest, entraînant avec lui le bloc d'Alboran et des fragments continentaux. La propagation de cette déchirure (*STEP*) a généré une zone de cisaillement qui se focalise dans l'étroite zone de transition océan-continent ([Badji et al., 2014](#)).

La « TOC » (Transition Continent - Océan) du bassin ouest Algéro-Baléarique situé au nord d'un ensemble des anomalies magnétiques positives est clairement marqué par deux *STEP-faults* (*STEP1* et *STEP2*) d'environ 200 km de long chacune, orientées parallèlement à la côte algérienne (Figure II.35) (Badji et al., 2015 ; Medaouri et al., 2014). Ces deux failles sont liées au recul du slab Téthysien vers l'ouest et au mouvement concomitant vers l'ouest du bloc d'Alboran (Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2014). Ce dernier est bordé au moins au sud par une marge STEP (Govers & Wortel, 2005) située sous le bord ouest Algéro-Baléarique à l'aplomb d'une déchirure du slab (Vergès & Fernandez, 2012 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015). À l'est, la structure profonde de la marge Ouest Algéro-Baléarique présente un grand bloc continental basculé, le banc Khayr-al-Din (KDB), compatible avec une marge riftée, tandis que la transition océan-continent (TOC) très étroite (10 km ou moins) suggère que la marge est probablement une marge *STEP* résultant du passage du bloc d'Alboran vers l'ouest (Leprêtre et al., 2013). La *STEP-Fault 1* est alors placée à la TOC identifiée au pied du banc de Khayr-Al-Din (KDB) par Leprêtre et al. (2013) dans sa partie la plus orientale (Figure II.35). La *STEP-Fault 2* est particulièrement bien contrainte par la bathymétrie (Domzig et al., 2009), la linéarité et la continuité des anomalies magnétiques et gravimétriques (Medaouri et al., 2014) et par la sismique-réflexion et réfraction (Badji et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014 ; Figure II.35). Les anomalies magnétiques positives bordées (Figure II.35) au nord par les *STEP-Faults* et au sud par la zone de suture entre les zones externe (Tell) et interne (AlKaPeCa) (Domzig et al., 2006 ; Figure II.35) pourraient correspondre à des fragments de la croûte continentale de la zone interne disséqués par la tectonique et déplacés pendant la propagation O-SO d'une *STEP-Fault* comme dans le cas de la marge de Scotia (Galindo-Zaldivar et al., 2006). Les deux *STEP-Faults* auraient accommodé le mouvement vers l'ouest de la plaque d'Alboran.

Par ailleurs, la marge Baléares juste au nord du bassin Algéro-Baléarique est caractérisée par des segments transformants qui ont selon Druissi et al. (2015) accommodé l'ouverture du bassin Ouest Algéro-Baléarique et la migration du bloc d'Alboran. Sous les Bétiques et au sud de la l'Ibérie, deux *STEP-Faults* associée à une déchirure lithosphérique latérale ont été interprétées (Mancilla et al., 2015, 2018 ; Hidas et al., 2019) et sont supposées jouer un rôle important dans l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique et du bassin d'Alboran.

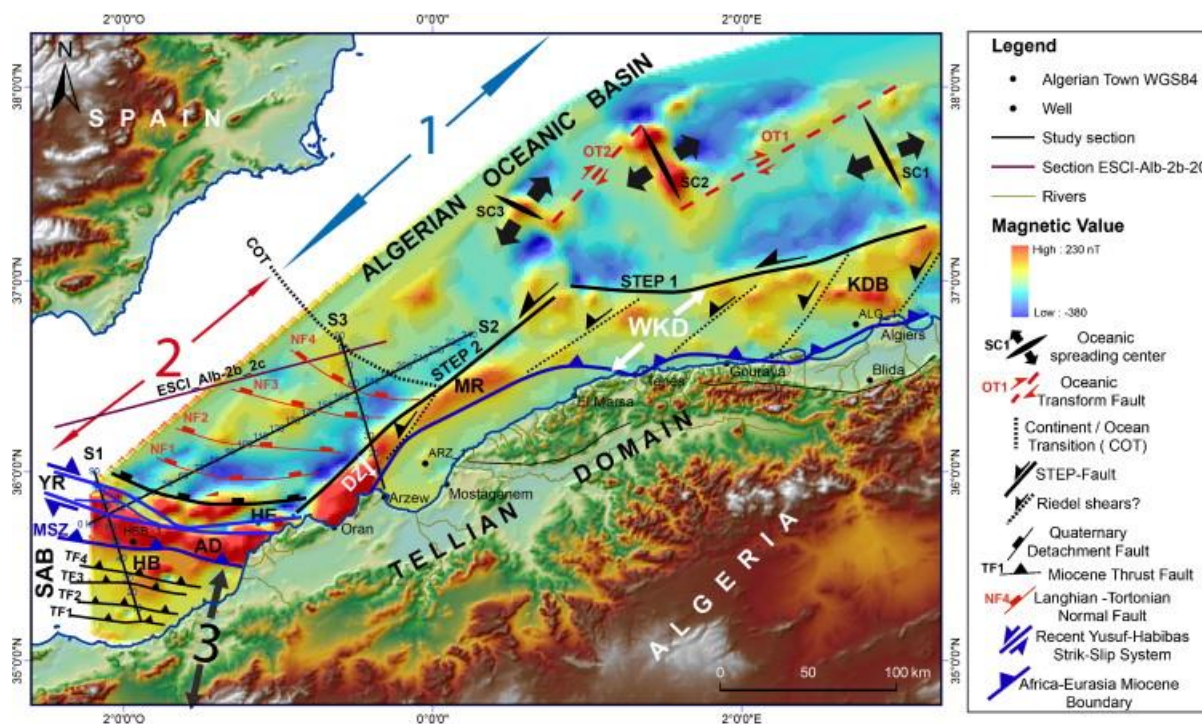


Figure II. 35. Carte montrant les principales structures géologiques supposées superposées aux anomalies magnétiques du bassin ouest Algéro-Baléarique, d'après Medaouri et al. (2014). AD = Domaine d'Alboran (terrane d'AlKaPeCa) ; DZ = Zone "endommagée" ; WKD = Domaine de Kabylie occidentale (terrane de Kabylie occidentale étiré et déformé) ; 1 = Croûte océanique ; 2 = Croûte continentale d'Alboran étirée ; 3 = Domaine Tellien faillé et plissé (transition continent-océan de la marge passive africaine).

La tomographie sismique révèle une anomalie à pendage opposé sous la Calabre (voir section apport de la tomographie) symétrique à celle observée à l'ouest sous l'arc de Gibraltar (Rosenbaum et al., 2008) ce qui pourrait créer éventuellement la possibilité d'une autre *STEP-Fault* 3 à l'est de l'Algérie induisant la fragmentation du slab et la formation du bassin Est Algéro-Baléarique (Figure II.36). La très récente étude de El Sherkawy et al. (2020) et Fichtner & Villaseñor (2015) a révélé la présence de segments de slab océanique téthysien entre 200 et 300 km de profondeur sous la marge centre-est algérienne visible à > 150 km de profondeur. Ceci peut être lié à la déchirure et au détachement du slab téthysien en deux segments. La propagation de la déchirure vers l'ouest est donc supposée avoir induit l'ouverture du bassin ouest Algéro-Baléarique (Medaouri et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014). Le développement des *STEP-Faults* (*STEP1*, 2, 3) (Figure II.36) pendant le Langhien et le Tortonien a permis une forte activité magmatique à terre et en mer le long de la marge algérienne (Coulon et al., 2002 ; Savelli et al., 2002 ; Abbassene et al., 2017).

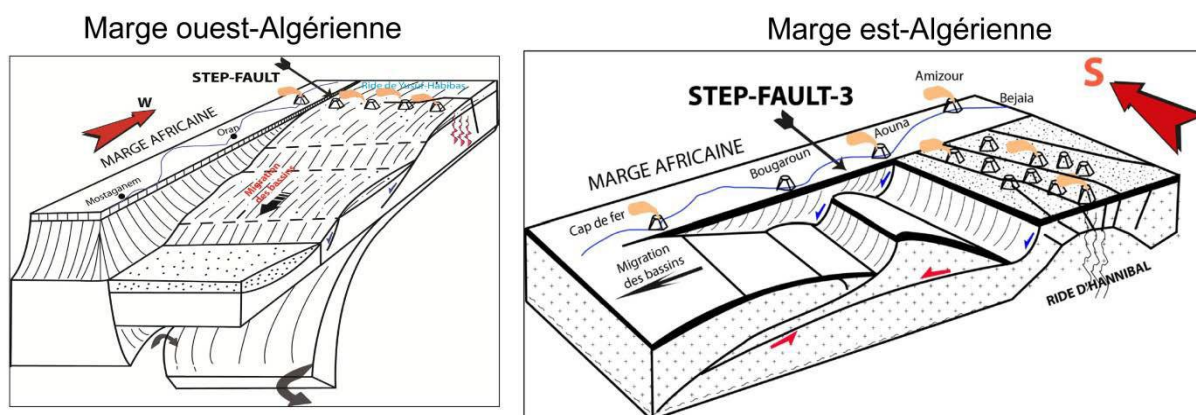


Figure II. 36. Modèle d'évolution du bassin Algéro-Baléarique proposant une symétrie d'évolution entre l'est et l'ouest Algéro-Baléarique, la déchirure et la migration du slab permettant l'ouverture des bassins est- et ouest-Algéro-Baléarique. Dans ce modèle, deux marges de type *STEP* seraient formées de façon symétrique de part et d'autre du segment Algéro-Baléarique central. D'après Medaouri (2014).

2.5. Magmatisme de la marge Algérienne : marqueur de changements géodynamiques

Le magmatisme péri-Méditerranéen a fait l'objet de plusieurs études pluridisciplinaires afin de caractériser l'affinité de ces produits magmatiques et de comprendre leur signification géodynamique dans le cadre de la complexe évolution cénozoïque de la Méditerranée occidentale (Maury et al., 2000 ; Savelli et al., 2002 ; Coulon et al., 2002 ; Gill et al., 2004 ; Carminati et al., 2012 ; Réhault et al., 2012 ; El Azzouzi et al., 2014 ; Abbassene et al., 2016 ; Chazot et al., 2017). Cette activité magmatique se manifeste tout le long de la Méditerranée occidentale (Figure II. 37). Elle a été classée en deux catégories distinctes en fonction de ses caractéristiques géochimiques et géochronologiques :

1. Le magmatisme orogénique de subduction comportant des produits tholéiitiques, calco-alcalins, shoshonitiques à ultrapotassiques mis en place entre l'Eocène supérieur et le Miocène (Lustrino et al., 2011).
2. Le magmatisme anorogénique qui regroupe des roches alcalines et tholéiitiques datant du Miocène au Quaternaire.

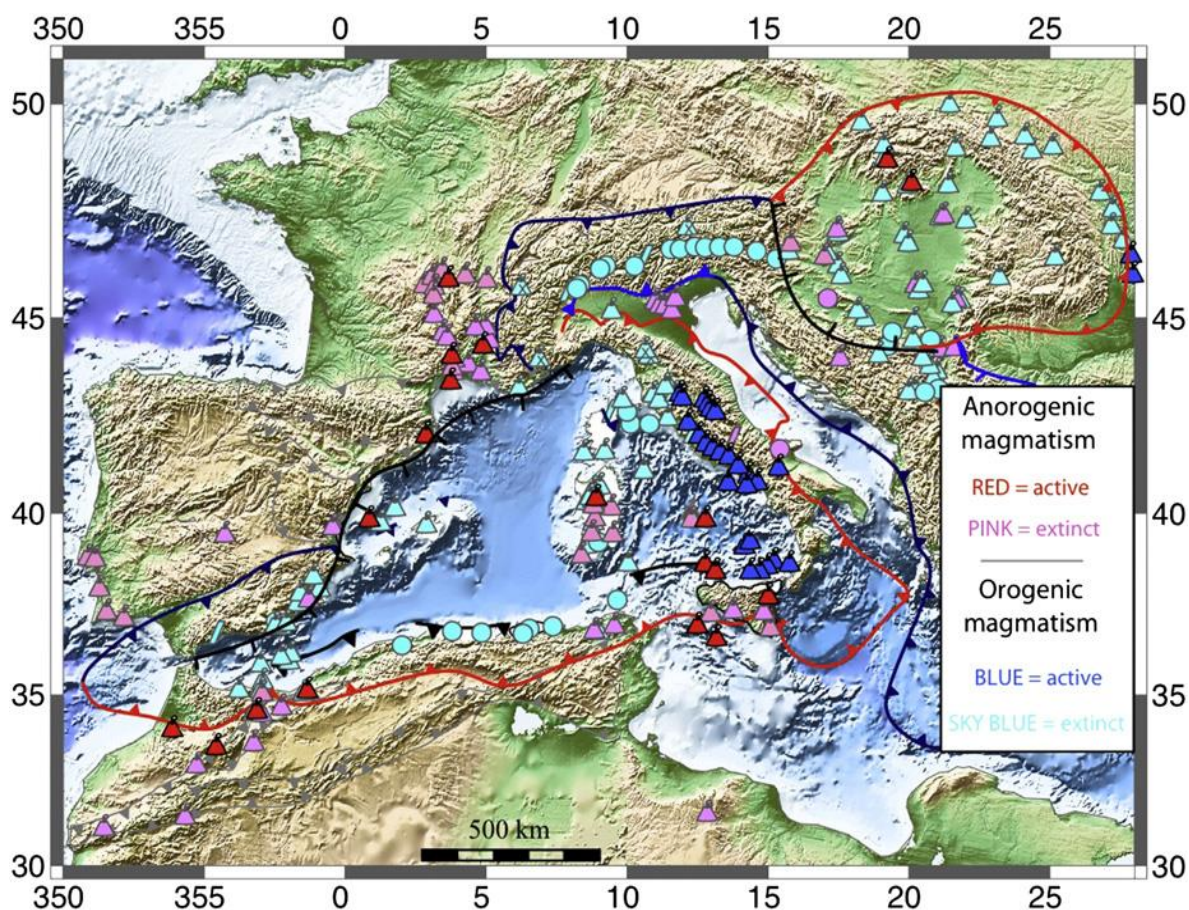


Figure II. 37. Distribution du magmatisme tertiaire dans la région de la Méditerranée centro-occidentale. D'après Carminati et al. (2012).

La formation des roches magmatiques du Nord de l'Algérie (Figure II. 38) a eu lieu postérieurement au charriage des nappes (Belanteur, 2001) et est datée entre 15 et 13 Ma, aussi bien pour les laves que pour les intrusions. Elle s'est faite principalement au Miocène moyen, avec des roches plutoniques et volcaniques d'affinité calco-alcaline, et passe ensuite, au Miocène supérieur et au Plio-Quaternaire, à des produits volcaniques d'affinité alcaline. Les roches éruptives du Miocène les plus anciennes connues aujourd'hui sur la marge Algérienne sont les tuffites décrites dans la Grande Kabylie (Soria et al., 1998) et datées de l'Aquitanién terminal-Burdigalien inférieur (Bellon, 1976).

Les intrusions magmatiques d'âge différent sont prédominantes et plus fréquentes à l'Est, et sont par contre pratiquement absentes à l'Ouest (Figure II. 38). Une activité magmatique généralement potassique (Maury et al., 2000 ; Fourcade et al., 2001) est datée du Langhien (15-16 Ma) sur la marge orientale et occidentale (Figure II. 38), alors qu'à partir du Serravallien, une activité magmatisme calco-alcalin s'est étendu tout le long de la marge maghrébine la Tunisie (7-14 Ma) jusqu'à l'Oranie et au Maroc oriental, (7-12 Ma) où elle est remplacée ensuite par un magmatisme alcalin sous-saturé en silice (basanites et néphélinites)

dès la fin du Miocène-début du Pliocène (Figure II. 38). Cette transition entre le magmatisme calco-alcalin orogénique un magmatisme alcalin intraplaque s'effectue de manière progressive par l'émission de laves « transitionnelles » aux extrémités de la chaîne volcanique. Ce sont des roches basaltiques et plus rarement andésitiques mises en place entre 10 et 7,2 Ma ayant une source enrichie entre 10 à 35 % de composants asthénosphériques (Louni-Hacini, 2000).

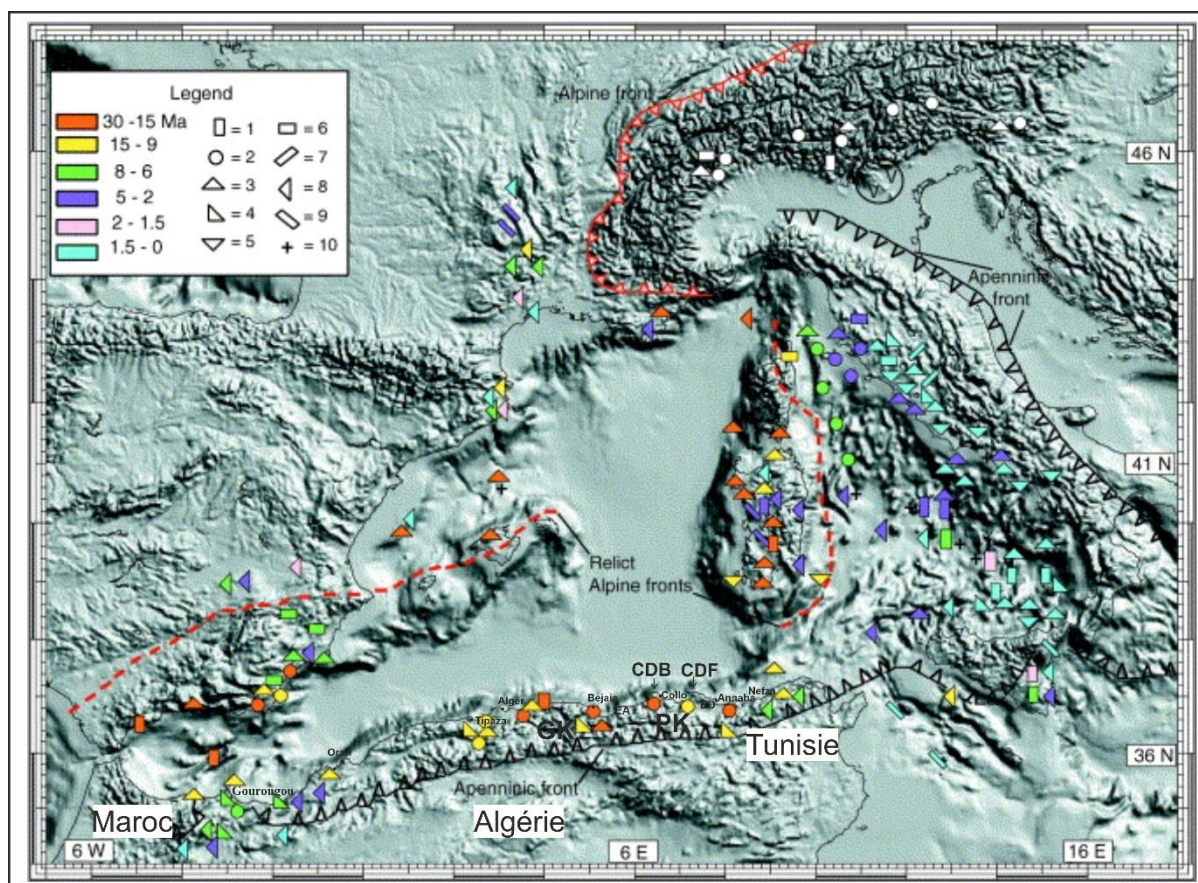


Figure II. 38. Distribution des différentes phases du magmatisme le long de la Méditerranée occidentale. Les couleurs indiquent les années et les formes géométriques indiquent le type de magmatisme. D'après Savelli et al. (2002).

Les études récentes de Abbassene et al. (2017) sur la marge Est algérienne montrent que les roches magmatiques calco-alcalines miocènes du Cap de Fer et de l'Ouest de l'Edough (Figure II. 38) datent de $16,84 \pm 0,58$ à $12,91 \pm 0,31$ Ma et définissent trois crises magmatiques successives à $\sim 16,5$, ~ 15 , et ~ 13 Ma. Selon le contexte régional, ces processus résultent de la remontée de manteau asthénosphérique chaud à travers la déchirure générée par le détachement post-collisionnel de la partie océanique du slab africain sous la marge Algérienne qui a déclenché la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé sus-jacent des Kabylies (Chazot et al., 2017). La remontée asthénosphérique à travers la déchirure serait à l'origine d'une érosion thermique de la portion inférieure de la lithosphère et d'une fusion partielle, responsable d'un épisode volcanique (Chazot et al. 2017). Ce volcanisme entraîne la mise en

place de massifs volcaniques comme celui de Colo, à terre, mais aussi de structures en mer visibles dans les cartes des anomalies magnétiques et les profils sismiques (Bouyahiaoui, 2014). Selon ces auteurs, la collision de la petite Kabylie est postérieure à 17 Ma (âge obtenu sur le granite peralumineux de Bougaroun). Le magmatisme lié au détachement du manteau lithosphérique continental africain s'est propagé d'ouest en est depuis le massif de Bougaroun vers 15 Ma vers la région de Nefza en Tunisie à 8,5-9 Ma (Maury et al. 2000 ; Chazot et al. 2017).

3. Aperçu sur la Crise de Salinité Messinienne

Le Messinien, qui inclut la période particulière appelée “crise de salinité messinienne”, est un étage géologique qui commence à 7.25 Ma. Cette date correspond à l'apparition de foraminifères *Globorotalia Miotimida*, marquant un changement des populations d'espèces en Méditerranée qui aurait constitué le premier signe de la réduction des connexions océaniques des bassins.

La crise de salinité messinienne, période de changements environnementaux rapides et massifs en Méditerranée à la fin du Miocène (5.97-5.33 Ma) (Krijgsman et al., 1999; Manzi et al., 2013), a été identifiée dans les années 1970 (Hsü et al., 1973), suite à la réalisation des premières lignes sismiques révélant l'existence d'un niveau particulièrement non réfléchissant en profondeur, dont le forage a permis d'identifier la présence de sel - les évaporites messiniennes, comme elles ont été nommées par la suite en référence à un affleurement d'évaporites près de Messine, en Italie, et qui a donné son nom à l'étape géologique et à la crise (Mayer-Eymar, 1867). Elle a conduit au dépôt d'une couche de sédiments évaporitiques (principalement de la halite) de plus d'un kilomètre d'épaisseur dans les bassins profonds et à une érosion majeure des marges des bassins.

L'hypothèse fut par la suite émise que la Méditerranée se soit complètement asséchée il y a quelques 6 millions d'années. Cela expliquait d'autres observations déjà effectuées, comme la désertification de l'Europe centrale, ou bien les canyons d'incision aujourd'hui comblés de fleuves méditerranéens comme le Rhône ou le Nil (Hsü, 1972). Cependant, quelques nouvelles observations ont amené certains auteurs à remettre en cause cette interprétation. La paléontologie démontre notamment que, si une crise environnementale, voire plusieurs, a bien affecté la Méditerranée à cette époque, des espèces marines pourtant endémiques ont persisté pendant et après la crise, ce qui implique que l'assèchement n'était pas total (Jaume et al.,

2008). Vinrent ensuite les premières estimations du volume d'évaporites, bien trop importants pour provenir d'un unique assèchement (Haq et al., 2020).

3.1. Les caractéristiques de la crise et ses causes

Depuis plusieurs dizaines de millions d'années, la lente convergence entre les plaques africaine et européenne a progressivement réduit les échanges d'eau entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Au Miocène supérieur (Tortonien-Messinien), seules deux connexions étroites subsistent, formant deux corridors à travers le sud de l'Espagne et le nord du Maroc, appelés respectivement portes Bétique et Rifaine (Benson et al., 1991) (Figure II.39A). Ces portes sont devenues de plus en plus étroites jusqu'à leur fermeture, il y a environ 6 millions d'années, sous l'effet combiné de la contraction tectonique, du retrait vers l'ouest et de la rupture du slab téthysien (Garcia-Castellanos & Villaseñor, 2011 ; Capella et al., 2019) et des fluctuations glacio-eustatiques du niveau de la mer. L'arrivée du bloc d'Alboran et sa collision avec les marges des deux continents serait à l'origine d'un soulèvement de la région, suivi de la formation de chaînes de montagnes, refermant le passage originel au profit d'une nouvelle passe à travers l'arc Alboran (Duggen et al., 2003 ; García-Castellanos & Villaseñor, 2011 ; Krijgsman et al., 2018) (Figure II. 39B). Il est aussi possible que cet arc ait joué un rôle dans le contrôle de l'approvisionnement en eau (Booth-Rea et al., 2018). Ce bloc continental d'Alboran et l'arc volcanique qui le surmontait peuvent constituer selon les époques une

barrière plus ou moins perméable, et même en certaines occasions former un pont continental permettant des transferts d'espèces entre l'Ibérie et l'Afrique du Nord.

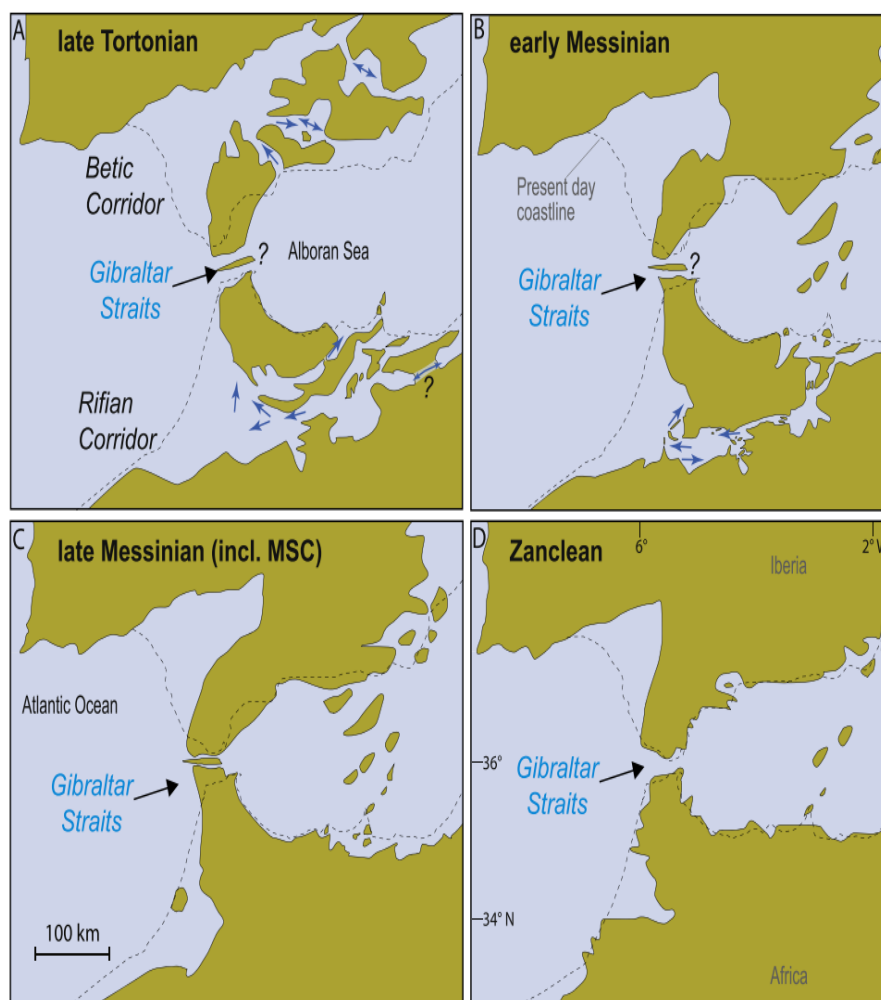


Figure II. 39. Carte de la jonction entre l'Atlantique et la Méditerranée à la fin du Miocène et au Pliocène. Les flèches bleues représentent les paléo-courants identifiés dans la littérature (Martin et al., 2014 ; Capella et al., 2019) L'arc volcanique est-Alboran pourrait avoir créé un système d'îles interconnectées au Messinien (Booth-Rea et al. 2018). Le détroit de Gibraltar est ici présenté comme étant la dernière connexion entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien. D'après Krijgsman et al. (2018).

Par conséquent, les échanges d'eau de mer ont été progressivement réduits et les eaux de la Méditerranée sont devenues de plus en plus salées, ce qui a conduit à la précipitation d'épaisses séquences d'évaporites (par exemple, gypse et halite) dans le bassin profond de la Méditerranée et sur les marges continentales (Ryan, 2008 ; Lofi et al., 2011 ; Roveri et al., 2014 ; Figure II.40). Cet événement, appelé la crise de salinité messinienne (MSC), a attiré l'attention de nombreux scientifiques au cours des 50 dernières années (Hsü et al., 1973 ; Krijgsman et al., 1999 ; Roveri et al., 2014). Le sel déposé lors de cet événement représente près de 5% du volume de sel des océans (Ryan, 2008). Cet événement a été de courte durée (5,96-5,33 Ma ;

Krijgsman et al., 1999) et a eu des conséquences biologiques, chimiques et sédimentaires importantes en Méditerranée (Roveri et al., 2014).

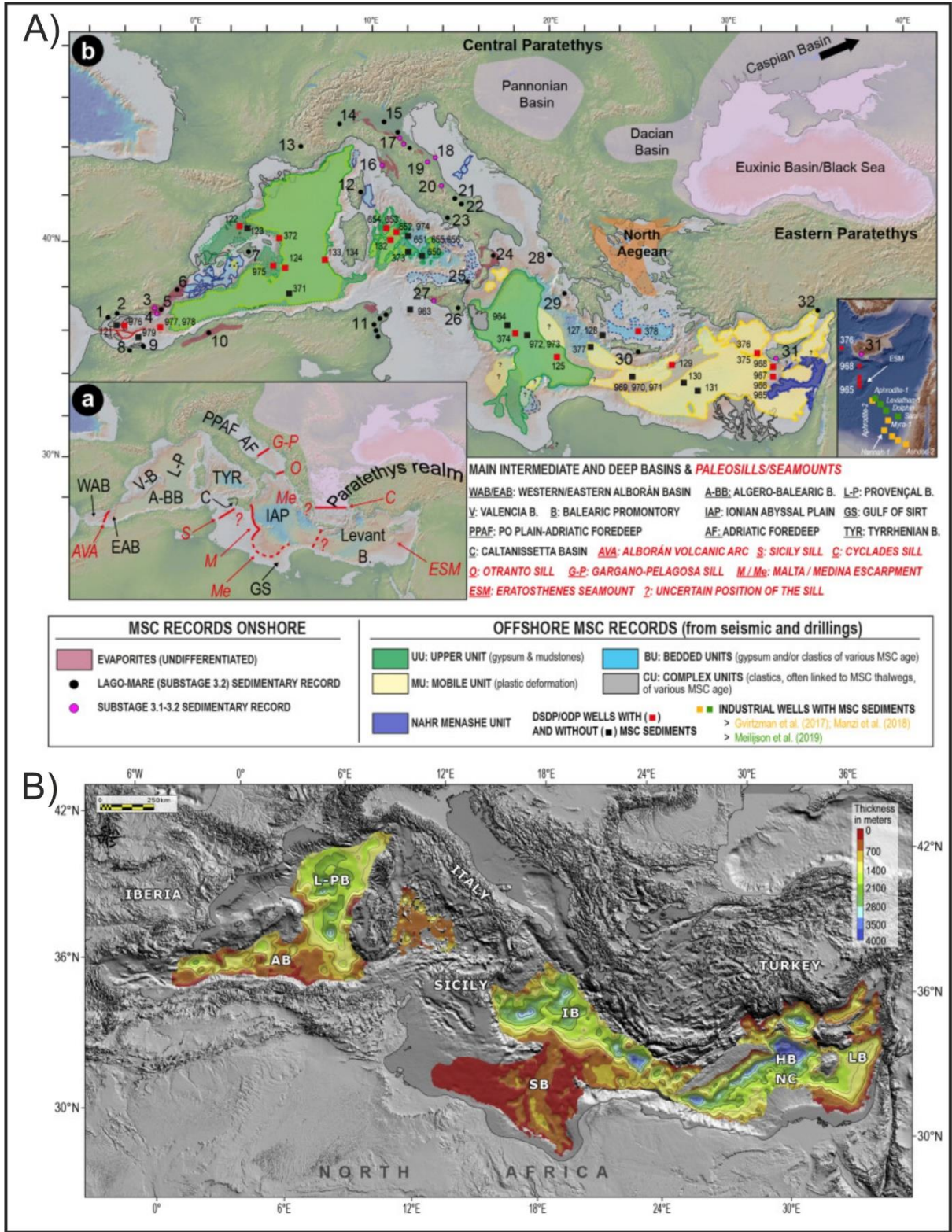


Figure II. 40. A) Carte du bassin méditerranéen (modifiée à partir de Lofi, 2018) montrant l'emplacement des principaux bassins intermédiaires et profonds et la distribution spatiale actuelle des unités sismiques du MSC, à l'exception de l'unité inférieure. Modifié d'après Andretto et al. (2021). B) Epaisseur des évaporites et des sédiments liés à la crise de salinité messinienne basée sur l'analyse des faciès sismiques des bassins profonds de

la Méditerranée (à l'exclusion des bassins terrestres et des bassins intermédiaires). Modifié d'après [Haq et al. \(2020\)](#).

Cette succession de changements paléo-environnementaux, bien que s'étant déroulée sur une courte période (moins de 700 000 ans), a laissé des empreintes impressionnantes dans les archives géologiques à terre et en mer, comme divers types d'évaporites (la « trilogie » messinienne, Figures II. 40, 41) ou d'autres unités sédimentaires spécifiques, de grandes surfaces d'érosion sur de longues distances à travers et le long des marges continentales, et de nombreuses relations stratigraphiques reflétant les fluctuations du niveau de la mer et les ajustements isostatiques ([Lofi et al., 2011](#) ; [Govers et al., 2009](#)). Depuis les années 70, les nombreux profils de sismique-réflexion réalisés dans toute la Méditerranée ont mis en évidence de manière spectaculaire l'importance de l'empreinte de la MSC et le comportement particulier du sel messinien qui a tendance à se déformer par écoulement ductile sous des charges tectoniques ou sédimentaires différentielles (Figure II. 40 ; [Lofi et al., 2011, 2018](#)). Les dépôts de gypse sont caractéristiques des plateaux continentaux peu profonds. Le gypse et la halite indifférenciée sont typiques des bassins orientaux de la Méditerranée qui se sont rapidement asséchés avec la diminution de l'apport en eau de l'Atlantique. La trilogie gypse/halite/gypse est observée dans les bassins occidentaux et correspond à la décantation du sel de ces bassins sursaturés. L'accumulation rapide de plusieurs kilomètres de halite (soit ~1 million de km³) dans les plaines abyssales de la Méditerranée a été la plus visible ([Hsü, 1973](#) ; [Ryan, 1973](#) ; [Haq et al., 2020](#)). Cela s'est produit dans les 50 kyrs, à partir de 5,60-5,55 Ma, selon [Roveri et al. \(2014a\)](#) et [Manzi et al. \(2018\)](#), ou dans >300 kyrs, en commençant à 5,97 Ma, comme avancé par [Meilijson et al. \(2018, 2019\)](#).

La crise de salinité messinienne est communément décrite comme une trilogie ([Montadert et al., 1978](#)) en Méditerranée occidentale (Figures II. 40, 41).

- L'unité inférieure (LU) est la plus ancienne déposée sous le sel, parfois absente ou très peu épaisse. Son âge, son origine et sa lithologie restent incertains.
- L'unité mobile (MU) est déposée en concordance au-dessus de la LU dans les bassins profonds. L'halokinésie de MU donne lieu à des dômes qui déforment les unités UU et PQ. Elle est constituée d'un faciès sismique transparent (Figure II.41) d'une épaisseur pouvant atteindre un kilomètre, contenant principalement de l'halite (Figure II.41).
- L'unité supérieure (UU), réfléchissante, stratifiée horizontalement et parfois ondulée (Figure II.41 b, c), recouvre en concordance l'unité MU qu'elle la déforme et atteint ~1000 m d'épaisseur dans les bassins profonds ([Lofi et al., 2011b](#)). La partie supérieure

de l'UU a été forée, et elle est constituée d'alternances de dépôts gypseux et clastiques (Ryan et al., 1973, Montadert et al., 1978).

De plus, une quatrième unité sismique, connue sous le nom de Bedded Unit (BU), a également été identifiée dans certains bassins de profondeur intermédiaire déconnectés (Lofi et al., 2011, Maillard et al., 2014).

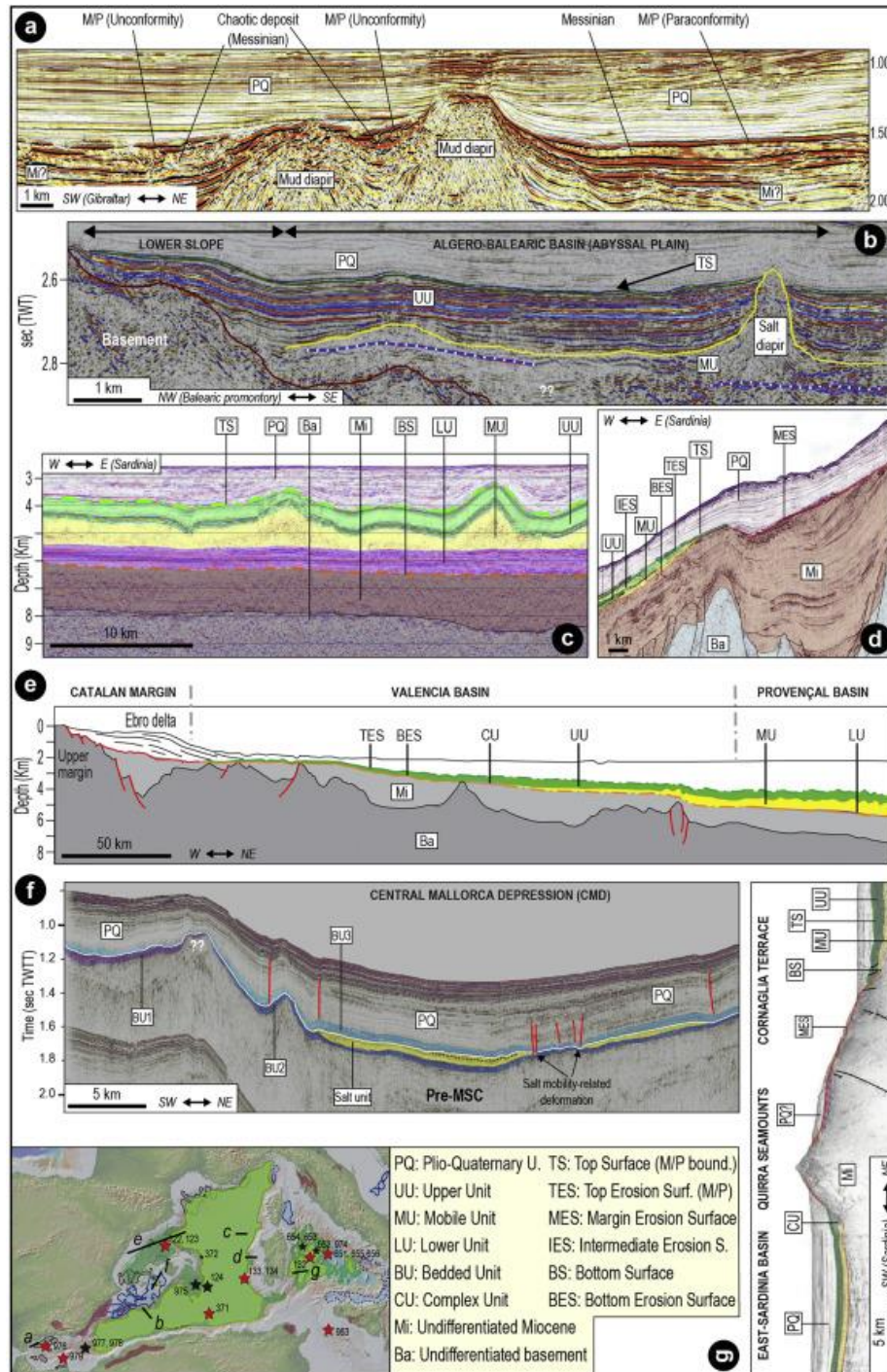


Figure II. 41. Profils sismiques dans les bassins de la Méditerranée occidentale montrant les marqueurs et les unités de la crise de salinité messinienne. Modifié d'après Andreetto et al. (2021).

3.2. Chronologie de la crise

Pour expliquer cet événement, un modèle de la crise en trois étapes a été élaboré (Clauzon et al., 1996 ; Manzi et al., 2013 ; Roveri et al., 2014a).

1 Etape 1 entre 5,971 - 5,600 Ma

C'est le début du MSC avec une première baisse du niveau de l'eau en Méditerranée. A la suite de la réduction de l'apport en eau et à cause de l'évaporation, la salinité a augmenté, favorisant le dépôt de "gypse inférieur primaire" (PLG) (Evaporites inférieures) dans les bassins marginaux (Lugli et al., 2010) et dans les eaux peu profondes des plateformes continentales (Ochoa et al., 2015).

2 Etape 2 entre 5.60 - 5.55 Ma

La Méditerranée étant découpée en plusieurs bassins séparés par des seuils, une nouvelle réduction des apports d'eau en provenance de l'Atlantique uniquement (Figure II. 39 C), ainsi qu'un approvisionnement critique de la Méditerranée orientale favorise une nouvelle baisse plus rapide du niveau marin dans l'ensemble des bassins méditerranéens et ce qui correspond à la seconde phase de la crise (Ryan, 2009 ; Roveri et al., 2014).

C'est dans cette phase de baisse importante du niveau marin (descendu d'environ 1500 m sous l'actuel, Clauzon et al., 1996) que les fleuves ont creusé des canyons profonds pour retrouver leur profil d'équilibre. La baisse du niveau marin conduira à l'émersion du seuil de Sicile, séparant les méditerranées occidentales et orientales, cette dernière se retrouvant alors presque privée d'approvisionnement en eau.

Cependant, l'érosion des plateformes continentales ainsi exposées a eu pour effet de transférer d'importants volumes de sédiments vers le pied des marges méditerranéennes, de remobiliser une partie des évaporites déposées lors de la première phase, et de laisser une surface d'érosion sous-marine majeure sur le pourtour méditerranéen (Roveri et al., 2014 et ses références ; Lofi et al. 2018).

3 Etape 3 entre 5,55-5,33 Ma

La crise s'est achevée vers 5.33 Ma avec la mise en place d'une connexion permanente entre l'Atlantique et la Méditerranée via le détroit de Gibraltar et l'Alboran (Figure II. 39D) et par le dépôt des évaporites supérieures constituées de gypse avec des inter couches marneux, avec un apport d'eau douce plus important et un ou plusieurs événements Lago Mare (Manzi et al., 2009). Ce stade est souvent divisé en stade 3.1 (5.55-5.42, Evaporites supérieures), et stade 3.2 (5.42- 5.33, Lago Mare).

Malheureusement, l'absence de forages profonds dans les évaporites déposées dans les bassins profonds et l'absence d'enregistrements stratigraphiques complets et géométriquement connectés ont empêché de faire une corrélation claire entre les bassins marginaux et les enregistrements offshore.

Par conséquent, de nombreux scénarios concernant les causes, la progression ou la chronologie du MSC restent encore controversés. Ainsi que l'amplitude et la chronologie de fluctuations du niveau marine et ses variations entre les sous-bassins sont mal définis en raison de l'incertitude des mouvements verticaux post-Messinien.

La nature lithologique, sédimentologique, paléontologique et géochimique détaillée et leur chronostratigraphie sont encore mal contraintes en offshore et ne peuvent pas être définies de manière univoque en raison de nombre limité de forages profonds réalisées dans des localités très dispersées et d'absence d'enregistrements stratigraphiques complets et géométriquement connectés, ce qui empêche de faire une corrélation claire entre le bassin marginal et les enregistrements offshore. Ce n'est que récemment que l'accès à des forages industriels traversant la base de la halite dans le bassin profond du Levant a été accordé, offrant l'occasion d'étudier cette séquence messinienne dans la partie la plus orientale de la Méditerranée (Meilijson et al., 2019).

3.3. Particularités des séries messiniennes au large de l'Algérie

L'architecture, la géométrie et les principales lithologies des dépôts de la crise messinienne sont bien connues grâce à la forte densité de données sismiques et au fait que les évaporites (halite en particulier = MU) sont facilement identifiées sur les profils sismiques en raison de leurs propriétés sismiques inhabituelles, notamment par rapport à celles des sédiments terrigènes et carbonatés (Lofi et al., 2011a, 2011b, 2018 ; Haq et al., 2020). Du bassin d'Alboran jusqu'au bassin Tyrrhénien, en passant par le bassin Algéro-Baléarique, la "trilogie" messinienne (contenant des évaporites) LU-MU-UU est reconnue systématiquement et est scellée par les dépôts Plio-quaternaires.

Cette organisation dans le bassin Algéro-Baléarique et de sa marge obéit au schéma de dépôts proposé pour les bassins de la Méditerranée Occidentale (Arab et al., 2016b ; Medaouri et al., 2014). Les mêmes discontinuités, les mêmes marqueurs et les mêmes unités sédimentaires (Figures II. 41, 42) s'y retrouvent. Les deux unités MU et UU remplissent les dépo-centres les plus profonds du bassin Algéro-Baléarique (Figure II.40A) ainsi que le

domaine de la pente inférieure. L'épaisseur de l'unité supérieure atteint environ ~500 à ~800 m et celle de l'unité mobile (halite) ~1000 m (Lofi et al., 2018). Il a été avancé que la charge sédimentaire représentée par ce dépôt massif pouvait favoriser la flexion du bassin (Govers, 2009 ; Garcia et al., 2011). De plus, les dépôts d'évaporites messiniennes sur les pentes continentales bordent le bassin profond Algéro-Baléarique, où le PQ recouvre directement la MES (Messinian erosion surface) (Figure II.42). Les seuls sédiments du Messinien tardif sont présents sous forme des Unités Complexes (CU) (Lofi et al., 2018).

Dans le bassin profond bassin Algéro-Baléarique, à l'Ouest comme à l'Est, sur les profils sismiques nous distinguons par leurs faciès sismiques les trois unités messiniennes à savoir : LU, MU et UU (Figure II.42) :

- L'unité inférieure (LU) est la plus ancienne déposée sous le sel. Elle est reconnue principalement dans le bassin profond, avec à sa base le réflecteur BES (Bottom Erosion Surface) quand les marqueurs d'érosion sont visibles (réflecteurs tronqués) (Arab et al., 2016b). Cette unité sismique se caractérise par un groupe de réflecteurs continus, lités et parallèles entre eux dans le bassin Liguro-Provençal et dans le bassin Algéro-Baléarique (Gorini et al., 2015 ; Medaouri et al., 2014 ; Arab et al., 2016) et qui se biseautent parfois en « pinchout » sur la marge (Figure II.41). Son faciès sismique demeure proche de celui des unités sédimentaires pré-messiniennes (Arab et al., 2016b).

Le débat reste toujours sur l'origine et la chronologie de cette unité, où certains auteurs proposent qu'elle se soit déposée dans des conditions franchement marines. Les sédiments issus de l'érosion des marges quand le niveau marin a commencé à s'abaisser auraient été remobilisés et déposés dans les bassins profonds à la faveur de gigantesques épandages turbiditiques (Lofi et al., 2005). Dans le bassin Ouest-Algero-Baléarique, les différentes observations tirées du puits de Habibas-1 ont permis la subdivision de la série messinienne en deux sous-unités évaporitiques (LU et UU), séparées l'une de l'autre par une surface d'érosion. L'unité LU est formée de marnes gypseuses avec des passées gréseuses à la base évoluant vers des marnes gypseuses à passées calcaires au sommet (Medaouri et al., 2014).

Deux propositions sont faites pour expliquer la présence de la sous-unité d'évaporites inférieures (LU) dans ce bassin (Medaouri et al., 2014) : (1) les évaporites inférieures (LU) se seraient déposées dans un bassin marginal, juste avant (ou en synchrone avec) le dépôt du sel (MU) du bassin profond Algéro-Baléarique. Cette unité a été ensuite partiellement érodée lors du très bas niveau marin de la crise, puis recouverte par la sous-unité des évaporites supérieures

(UU) ; (2) l'autre possibilité serait que la sous-unité UU ne se soit pas déposée dans le bassin de Habibas et que nous n'ayons ici que le dépôt des évaporites inférieures (LU).

- La « Mobile Messinian Unit (MU) » est une unité salifère à faciès transparent à chaotique responsable du diapirisme (Figure II. 42). Sa base est marquée par un fort réflecteur très caractéristique. Elle a atteint une épaisseur de 800 à 1000 m dans le bassin profond. Elle a été formée par la cristallisation et la décantation du sel avant ou pendant la principale baisse du niveau marin (Roveri et al., 2014). D'après les forages DSDP, cette sous-unité est composée principalement d'halite et de sel potassique (Hsu et al., 1973). Elle influence énormément la déformation des sédiments situés au-dessus d'elle, et peut aussi découpler la déformation des unités pré-messiniennes. Ces diapirs salifères sub-verticaux ont tendance à fluer vers les zones profondes et sont induits par la migration du sel vers le large et sa remontée à travers les petites failles au cours du dépôt sédimentaire (Figure II.42). En outre, la migration du sel peut laisser des traces appelées « *salt weld* » (empreinte plate ou cicatrice) et qui ont été trouvées principalement au large de Béjaïa (Arab et al., 2016b).

L'intensité des déformations qui la caractérise rend difficile la quantification précise de son épaisseur, mais son extension géographique est comparable (pour le cas Algéro-Baléarique) à celle de l'unité sus-jacente UU.

- Les derniers dépôts messiniens sont les évaporites supérieures (UU), qui correspond à la phase finale de la baisse du niveau marin qui est suivie par la sédimentation marine pliocène, après la fin de la crise. Les évaporites supérieures (UU) atteignent localement 600 à 800 m d'épaisseur dans le bassin Algéro-Baléarique. Reconnue par les forages en Méditerranée Occidentale, cette unité consiste en une alternance de marnes dolomitiques et des anhydrites ordonnées en couches (Hsü, Ryan et Cita, 1973). Cette unité est caractérisée sur les profils sismiques par une série de réflecteurs parallèles et continus de forte amplitude (Figure II. 42), de basse fréquence et de haut contraste d'impédance, ce qui la rend facile à observer et constitue un très bon repère séparant des faciès légèrement différents. Elles épousent la forme des dômes salifères sous-jacents et se déposent en onlap au pied des marges.

Par ailleurs, pendant la crise messinienne, la marge algérienne a subi une érosion intense à l'origine des produits détritiques qui se sont accumulés aux débouchés des principaux canyons messiniens (Déverchère et al., 2005). Ils correspondent à des accumulations en forme d'éventails appelées communément CU (unité chaotique, ou Complexe Unit). Cette unité est

caractérisée par un faciès sismique chaotique et transparent et peut atteindre 1000 m d'épaisseur. Cette unité est recouverte par une épaisseur variable de sédiments post-Messinien, dépendamment de la région et du diapirisme. Sur les marges et à proximité, il faut également considérer la présence de la surface d'érosion messinienne (Figure II.42) qui est observée systématiquement sur les coupes sismiques (Lofi et al., 2011, 2018 ; Figure II.42). Cette surface représente un réflecteur continu et de très forte amplitude et correspond par endroit au toit de la série LU en concordance avec la sous-unité sus-jacente (MU), notamment dans le bassin profond.

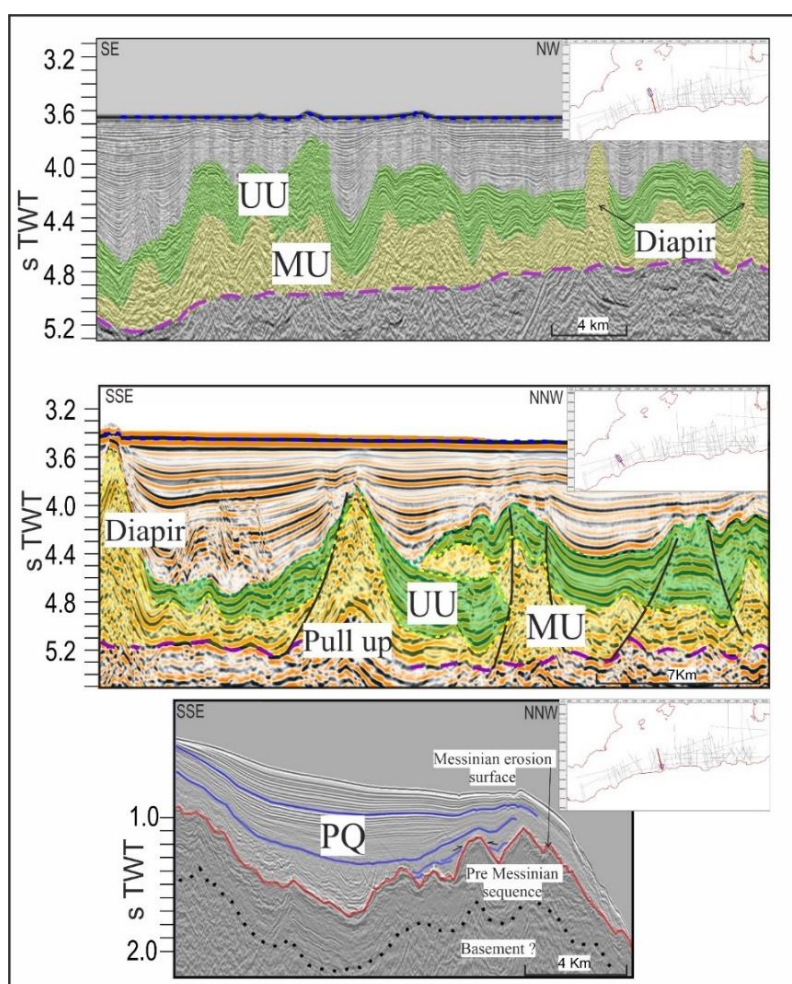


Figure II. 42. Extrait de coupes sismiques dans le bassin Algéro-Baléarique montrant les unités messiniennes (en haut, milieu) ainsi que la surface d'érosion (en bas). La localisation des extraits est indiquée sur l'encart en carte. De bas en haut, les évaporites inférieures « Lower Messinian Unit » (LU) n'est pas séparée des unités pré-messinienne par un réflecteur marqué. Son toit est la base du sel, et est donc particulièrement repérable. Cet horizon est le plus ancien horizon post-ouverture du bassin visible sur toute la marge, et est donc supposé avoir été plat au moment de son dépôt. Cependant, son interprétation nécessite la prise en compte des effets de *pull-up* liés aux diapirs. La *Mobile Unit* (MU), ou unité salifère, est responsable du diapirisme observé tout le long de la marge Algérienne. Ce diapirisme peut refléter les déformations des horizons plus profonds, mais aussi les masquer ou les déformer. Les évaporites supérieures « Upper Unit » (UU) est la dernière unité messinienne. C'est un horizon remarquable, mais dont l'organisation ne reflète pas seulement la déformation du bassin, mais également le diapirisme de la Mobile Unit sous-jacente. La MES (*Messinian erosion surface*) est surmontée par la séquence Plio-Quaternaire et résulte de l'érosion de la marge continentale.

Chapitre III

III. Données et Méthodologie

Comme je l'ai mentionné dans le chapitre précédent, les modalités de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique sont largement débattues et son histoire géodynamique et cinématique est à ce jour encore particulièrement mal connue. Afin de répondre à certaines questions concernant le mode et l'âge de cette ouverture, nous allons utiliser un large jeu de données géophysiques et géologiques. Dans cette thèse, l'approche multidisciplinaire choisie a consisté à analyser conjointement différents types de données, telles que l'imagerie sismique (réflexion et réfraction) et les méthodes potentielles (magnétisme et gravimétrie) tout en s'appuyant sur les données géologiques disponibles, principalement établies à partir des observations de terrain et des données de forage. Ce présent chapitre décrit la base de données utilisée et rappelle le principe et les paramètres d'acquisition de ces données ainsi que la méthodologie appliquée pour mener à bien ce travail.

1. Base de données utilisée

Au fil des années, le domaine offshore Algéro-Baléarique a fait l'objet de plusieurs prospections géophysiques, gravimétriques et magnétométriques. L'objectif de cette thèse est l'analyse sismostratigraphique des premiers dépôts sur la croûte océanique par imagerie de la séquence pré-salifère messinienne afin de proposer un modèle d'ouverture du bassin profond Algéro-Baléarique. En l'absence de forages profonds, les données géophysiques les plus appropriées pour atteindre cet objectif sont les données de sismique-réflexion multitrace (MCS) pénétrantes couplées à des données magnétiques. En effet, ces données de sismique dont on dispose offrent la possibilité d'imager la séquence pré-salifère messinienne jusqu'au réflecteur du Moho.

Les données exploitées dans le cadre de cette thèse ainsi que les méthodes de traitement et d'interprétation que j'ai appliquées sont décrites dans ce chapitre. Ces données consistent principalement en des données de sismique-réflexion à forte pénétration issues de campagnes menées par la compagnie Westerngeco (Cope, 2003) et des données sismiques du projet SPIRAL (profils de sismique-réflexion et de sismique-réfraction / grand-angle). De plus, d'autres données sismiques anciennes et industrielles, des données gravimétriques et magnétiques ont été utilisées. Enfin des données gravimétriques, magnétiques et bathymétriques acquises durant des campagnes menées par la Sonatrach dans les années 2000 et dans le cadre du projet SPIRAL en 2009 ont été exploitées.

1.1. Données sismiques

1.1.1. Principes des méthodes sismiques

Deux types de sismique marine profonde existent :

- (1) **La sismique-réflexion verticale multitrace (SMT)** : Elle est basée sur l'exploitation des signaux de la source (fréquence, durée, amplitude connus) qui sont réfléchis en profondeur sur les interfaces entre les couches présentant des contrastes d'impédance acoustique (produit de la vitesse et de la masse volumique du milieu). Ce point de réflexion sur les interfaces est appelé un point miroir et se trouve à mi-distance entre la station source et la station récepteur dans le cas où la discontinuité géologique est horizontale. Le dispositif

standard d'acquisition en mer comporte la source (plusieurs canons à air) et des récepteurs d'hydrophones disposés dans une flûte sismique tractée derrière le bateau (Figure III.1) et qui convertissent l'onde acoustique en tension électrique. Son principe est d'enregistrer la réflexion sur un même point miroir plusieurs fois (multitrace) mais à des déports source-récepteur (offset) différents. En effet, la géométrie du réflecteur est donnée par l'assemblage des points miroirs consécutifs. De ce fait, la représentation des divers réflecteurs donne naissance à un profil sismique. L'échelle verticale sur la coupe est exprimée en temps double (temps de parcours aller-retour de l'onde sismique) et l'échelle horizontale indique les distances sur le profil.

- (2) La sismique-réfraction/grand-angle : Elle se base sur des trajets sources-récepteurs variables au cours du temps, le plus souvent par l'utilisation de capteurs posés sur le fond (OBS pour "Ocean Bottom Seismometers"). En utilisant non seulement les ondes réfléchies mais aussi les ondes réfractées à incidence critique, elle permet d'imager des structures plus profondes et ainsi de mieux définir les caractéristiques du milieu traversé par les ondes sismiques, comme la vitesse du milieu, les gradients de vitesse et la profondeur ou la géométrie des interfaces. Le dispositif standard d'acquisition comporte la source mobile (canons à air) qui est tractée derrière le bateau et émet des ondes acoustiques et les récepteurs (OBS, ou OBH si seulement des hydrophones sont utilisés comme capteurs) qui sont posés sur le fond marin et qui enregistrent les différentes ondes réfractées et réfléchies dans le sous-sol (Figure III.1). Cette acquisition à offset variable permet aux ondes sismiques de traverser les milieux profonds à mesure que le bateau s'éloigne du récepteur, si bien que la distance source-récepteur est fonction de la distance du navire à la station sismique lors de chaque tir (Figure III.1). Les temps d'arrivée des ondes sismiques réfractées et réfléchies sont reportés en fonction des distances sources-récepteurs (offsets) et renseignent sur les vitesses et les profondeurs dans la croûte et même dans le manteau.

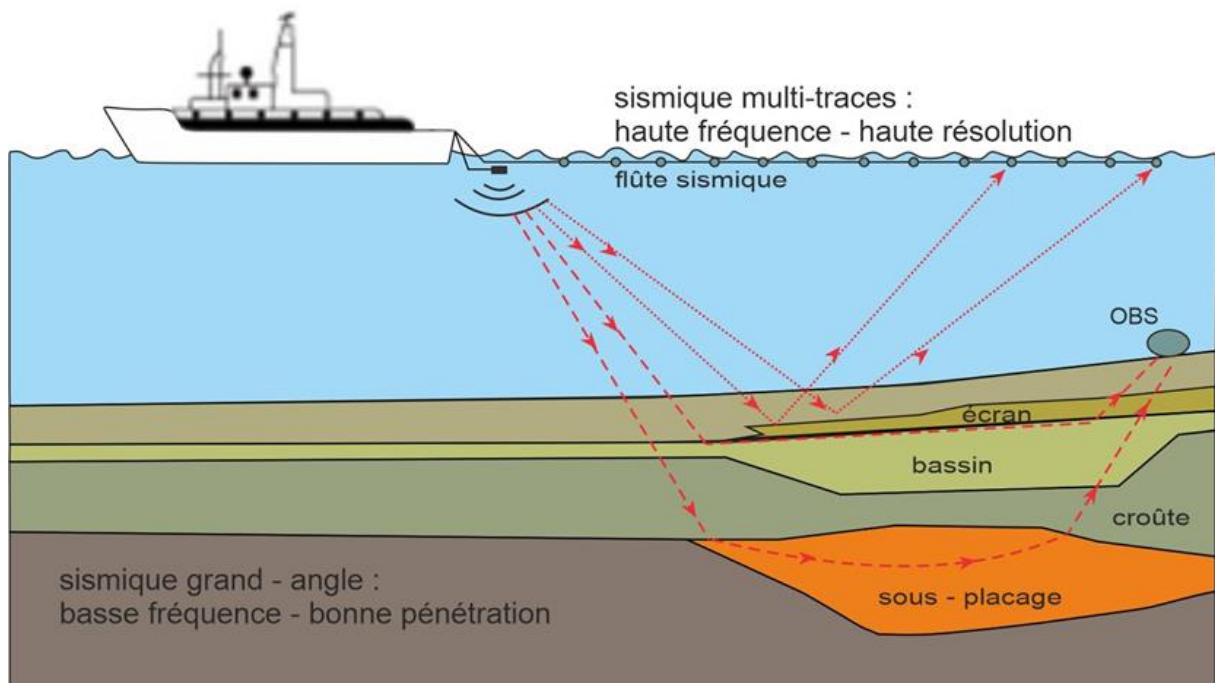


Figure III. 1. Dispositif d'acquisition couplant la sismique-réflexion (multitrace - SMT) de haute fréquence et de haute résolution et la sismique-réfraction (ou grand-angle- SGA) de basse fréquence et de forte pénétration (Sismique-réflexion et sismique-réfraction ; <https://wwz.ifremer.fr/gm/Comprendre/Nos-moyens/La-sismique-reflexion/Les-sismiques>).

1.1.2. Historique des données disponibles

Le bassin Algéro-Baléarique a fait l'objet de plusieurs campagnes sismiques (Tableau III.1) de qualité très variable (Figure III.2).

Entre 1968 et 2011, le domaine offshore Algéro-Baléarique a fait l'objet de plusieurs levés géophysiques. La première campagne a eu lieu entre 1968 et 1970 (Teledyne et GUS) dans les baies d'Alger, Skikda, Béjaïa, Annaba et Arzew. Une autre campagne conduite en 1973 (73SH) (Figures III.2, 3) a couvert tous les bassins profonds de l'offshore Algéro - Baléarique et est considérée comme étant la plus importante en termes d'extension et de volume de données acquises. En 1977, une campagne d'acquisition sismique (ALE77) (Mauffret, 2007, Figures III. 2, 3) a couvert la zone allant d'Alger à la frontière tunisienne.

Une autre prospection sismique, gravimétrique et magnétique a été réalisée en 2000 par Westerngeco et a permis d'acquérir environ 4583 km de profils sismiques 2D dans la zone offshore orientale, puis en 2002 une autre campagne de prospection a été menée dans la zone offshore occidentale, ce qui a représenté un volume total de plus de 9000 km de profils sismiques 2D (Figures III. 2, 3, Cope, 2003). Au large du bassin Algéro-Baléarique, de plus,

entre 2003 et 2005, les campagnes Maradja 01 et Samra - Maradja 02 (Domzig, 2006) ont été réalisées et ont permis de mettre en œuvre d'importants travaux de prospection de surface et de subsurface tels que la bathymétrie multifaisceaux, la sismique haute résolution, le carottage et le sondeur de sédiments.

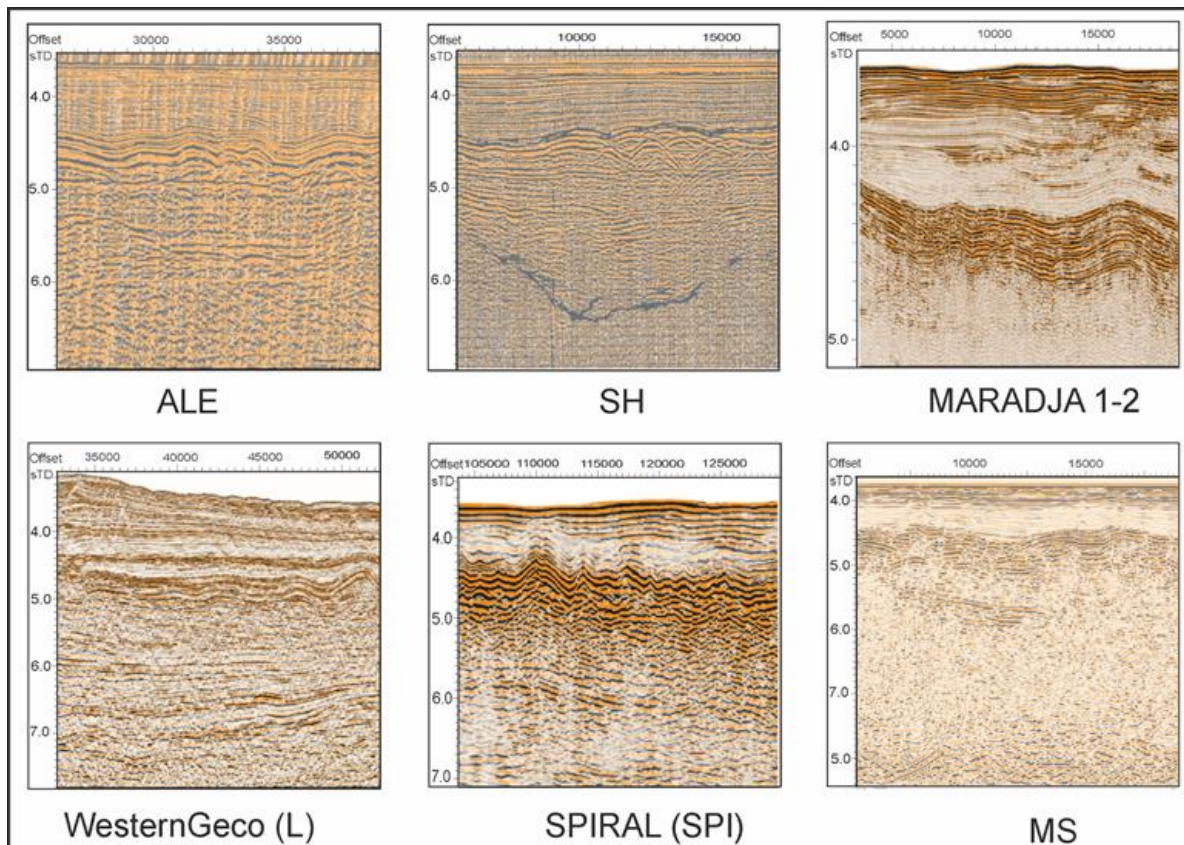


Figure III. 2. Sections sismiques de qualités variables issues de différentes campagnes.

Ces données ont conduit à étudier en détail la structure de la marge Algérienne ainsi que la bordure du bassin Algéro-Baléarique jusqu'à une profondeur de 3 km environ. Afin d'imager les structures à l'échelle crustale depuis le bassin profond jusqu'aux chaînes côtières, la campagne partenariale SPIRAL a été menée en septembre-octobre 2009. Elle s'est effectuée en deux étapes. La première phase (Leg1), a permis d'acquérir des données de sismique-réflexion multitraces (SMT) où un total de 2800 km de profils a été acquis. La deuxième phase (Leg2), a été consacrée à l'acquisition de 5 grands transects terre-mer de sismique-réfraction (grand-angle). Ces données ont permis d'imager les structures jusqu'à environ 15-20 km de profondeur (Graindorge et al., 2009). Des profils de sismique-réflexion (SMT) multi-traces ont aussi été acquis, et certains coïncident avec les profils de sismique-réfraction. Des mesures complémentaires de gravimétrie, de magnétisme et de sondeur de sédiments ont été effectuées pendant les deux legs.

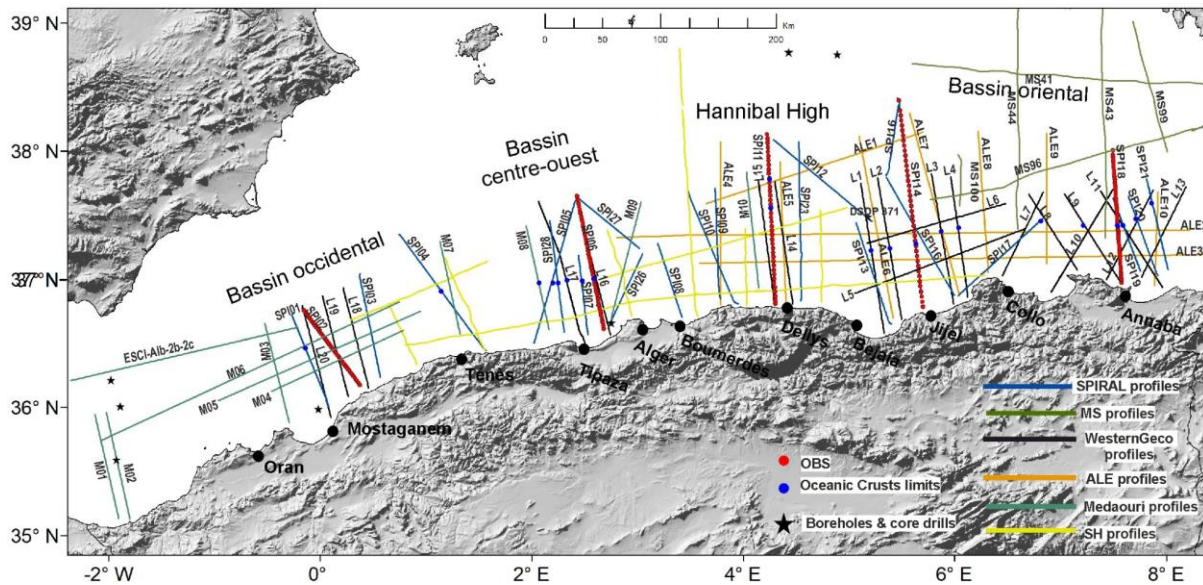


Figure III. 3. Plan de position montrant les lignes sismiques disponibles dans notre base de données et utilisées dans ce travail. " L " : acquis par WesternGeco (2000-2002 ; [Cope, 2003](#)) ; " SPI " : acquis pendant le projet SPIRAL ([Graindorge et al., 2009](#)), comprenant cinq profils sismiques grand-angle avec les positions des OBS ; " ALE " (Total) ; " MS " (profils MCS) acquis par OGS (1972 - 1979 R/V Marsili, [Finetti & Morelli, 1972](#)) et "M" (coupes sismiques publiées sous format Tiff, [Medaouri et al., 2014](#)).

1.1.3. Données utilisées dans cette thèse

Dans cette thèse, j'ai principalement utilisé vingt lignes de sismique-réflexion à pénétration profonde (10 sTD) (étiquetées "L" sur la figure III.3, [Cope, 2003](#)) conçues pour imager les unités sédimentaires sous le sel messinien, y compris les réflecteurs de la croûte et du Moho. Parmi ces vingt profils, j'ai numérisé huit coupes sous format Tiff associées avec leurs données de navigation afin de les convertir au format SEG-Y. Par ailleurs, afin de vérifier la cohérence de mon interprétation, j'ai exploité huit autres profils à haute pénétration (étiquetés "M", Figure III.3) issus de la même campagne Westerngeco et publiés dans un travail précédent ([Medaouri et al., 2014](#)) sous le format Tiff mais sans données de navigation, ce qui m'a empêché de les numériser au format SEG-Y. C'est pour cela que je les avais utilisés seulement sous format image.

De plus, j'ai utilisé dix profils sismiques anciens ALE 77 étiquetés "ALE" (Figure III.3) et vingt profils SPIRAL de sismique-réflexion multi-trace étiquetés "SPI" ([Graindorge et al., 2009](#)) avec cinq profils sismiques grand-angle qui ont permis de déterminer la nature et l'extension latérale des différentes croûtes (continentale, océanique et transitionnelle) et la morpho-structure de la marge et du bassin profond ([Bouyahiaoui et al., 2015](#) ; [Mihoubi et al., 2014](#) ; [Aïdi et al., 2018](#) ; [Leprêtre et al., 2013](#) ; [Badji et al., 2014](#)) dans notre région d'étude. Notons que l'ensemble de ces données est précédemment traité. En outre, un ensemble de

lignes sismiques de l'OGS (Institut national italien d'océanographie et de géophysique appliquée) étiquetées "MS" a été utilisées pour assurer la couverture de la partie nord et est de la zone triangulaire dans le bassin Algéro-Baléarique oriental (Finetti & Morelli, 1972, Figure III.3).

Il est à noter que les données de Maradja 01-02 (qui ne figurent pas sur le plan de positionnement des lignes sismiques) et SH ont été utilisées pour caler au point de croisement des profils, certains réflecteurs majeurs tels que le toit des évaporites supérieures, le toit et la base du sel et le toit du socle si possible. En effet, ces données de plus haute résolution (mais hélas n'imageant que rarement les séries pré-messiniennes, faute d'une pénétration suffisante) m'ont permis d'avoir une plus grande précision sur les calages à ces points de croisement. Cela m'a permis de collecter le plus grand volume possible de "pickings" sismiques que j'ai utilisés par la suite pour la cartographie.

L'objectif était de rassembler ces données, jusqu'alors exploitées séparément, afin de proposer une interprétation le long de l'ensemble de la marge et le bassin Algéro-Baléarique en faisant un maximum de points de croisements entre les lignes sismiques. Cette base de données a été chargée et interprétée sur une station de travail en utilisant le logiciel Kingdom-Suite (KS).

Je présente ici un résumé des campagnes géophysiques menées dans la zone offshore Algérienne.

ZONE	TYPE	ANNEE	KM S	CD P	SO UR CE	CONTRACT EUR	OPERAT EUR
Marge Algérie ne	Réflexion 2D	1968	3449		—	Teledyne (USA)	Sonatrach
De Arzew à Annaba	Réflexion 2D	1969/70	2545		—	Gus (USA)	Sonatrach
Méditer ranée occident ale	Réflexion 2D	1973/74	9930		—	SSL	Sonatrach
Offshor eoccide ntal	Réflexion 2D/ Gravimétrie / Magnétométri e	1976	1675		—	WesternGeco	Sonatrach Total- Algérie
Offshor e oriental	Réflexion 2D/ Gravimétrie	1977	2100		—	WesternGeco	Sonatrach Total- Algérie
Offshor e sud- Baléare s	Bathymétrie/ Gravimétrie / Magnétométri e	1977	—	—	—	Tidelands	Sonatrach
Offshor e oriental	Réflexion 2D/ Gravimétrie/ Magnétométri e	2000	4583	120	Air Gun	WesternGeco	Sonatrach/ WesternG eco

Offshore occidental	Réflexion 2D/ Gravimétrie/ Magnétométrie	2002	4544	120	Air Gun	WesternGeco	Sonatrach/ WesternGeco
Marge Algérienne	Réflexion 2D/ Bathymétrie/ Gravimétrie/ Magnétométrie/ Chirp	2003 et 2005		–	—	Ifremer	Projets Maradja et Maradja/Samra
Marge Algérienne	Réflexion 2D réfraction (SGA)/ Bathymétrie/ Gravimétrie - Magnétométrie/ Chirp	2009	1248	–	—	Ifremer	Projet SPIRAL
Offshore centre Oran et Mostaganem	Réflexion 2D/ Gravimétrie/ Magnétométrie	2011		–	—	BGP	Sonatrach

Tableau III. 1. Résumé des caractéristiques et des paramètres d'acquisition des différentes campagnes géophysiques marines réalisées dans l'offshore Algéro-Baléarique.

1.3.1.1. Sismique-réflexion de Westerngeco (2000-2002)

Dans le cadre d'un contrat multi-clients entre la Sonatrach et Westerngeco, une prospection sismique, gravimétrique et magnétique a été réalisée en 2000 par Westerngeco par le navire océanographique Western horizon et a permis d'acquérir environ 4583 km de profils sismiques 2D dans la zone offshore orientale, puis en 2002 un autre levé a été mené dans la zone offshore occidentale, ce qui a représenté un volume total de plus de 9000 km de profils sismiques 2D (Figure III.4, Cope, 2003).

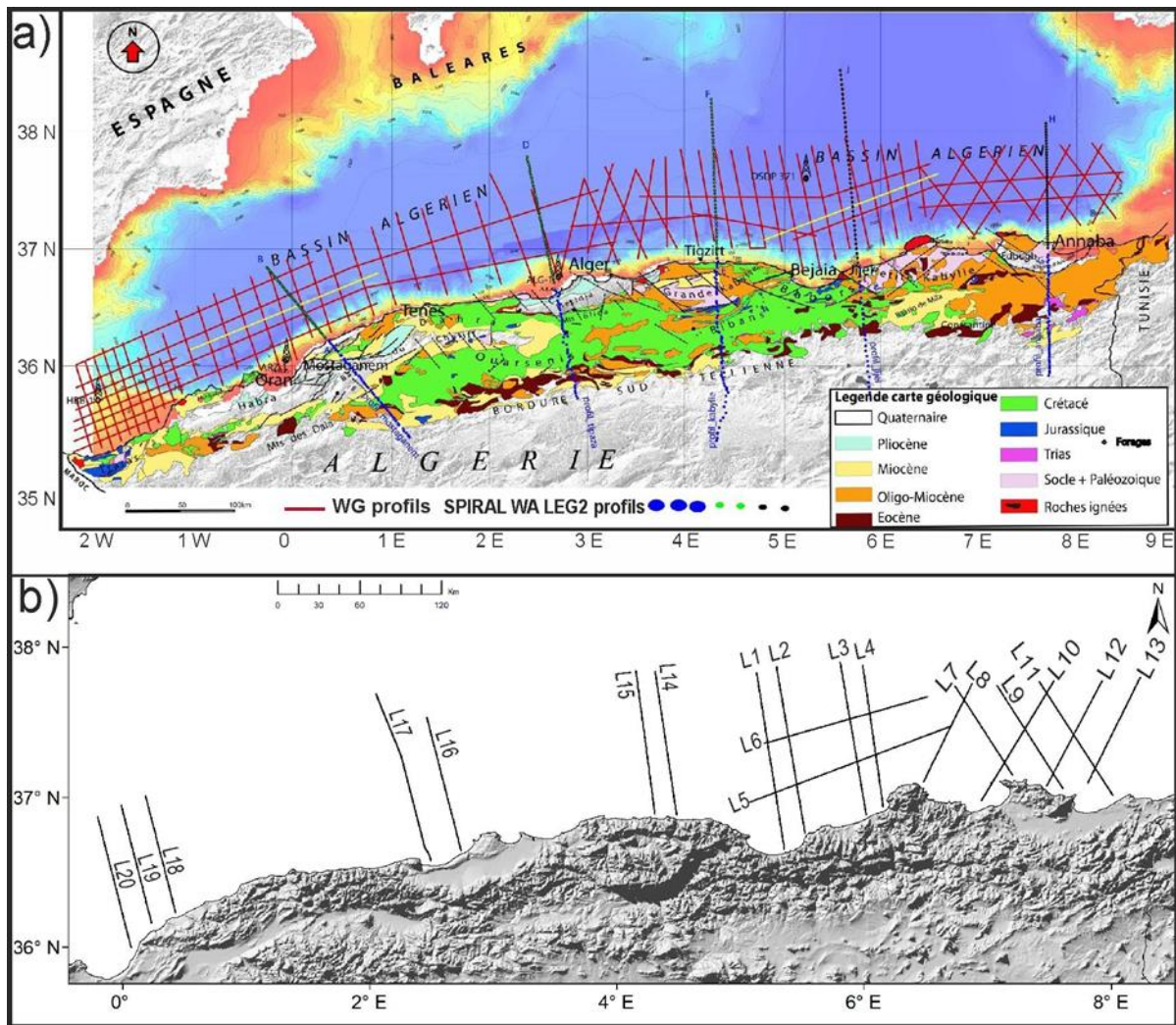


Figure III. 4. a) Plan de position montrant les lignes sismiques acquises par Westerngeco (2000-2002) (Cope, 2003) ; b) Plan de position des lignes sismiques Westerngeco disponibles dans ma base de données.

Un jeu de profils 10 secondes (étiquetés "L") (Figure III.4b) ont été acquises à l'aide d'un réseau de canons à air (volume : 3000 in. cu., pression : 1950 psi) comme source sismique tractée à 6 m de profondeur. Un filtre passe bande de 2 à 196 HZ a été appliqué. Les points de tir (inter-tir) étaient espacés de 25 m, le pas d'échantillonnage est de 4 ms et la longueur de l'enregistrement est de 10 s (Tableau III. 2).

Nombre de traces sur la flûte	480
Longueur des traces (m)	15.52m
Distance entre tirs (m)	25m
Vitesse navire (Noeud)	?
Cadence de tirs (s)	?

Volume de la source (in3)	3000
Distance entre CMP (m)	12.5m
Longueur d'écoute (s)	10 s
Pas d'échantillonnage (ms)	2ms
Format	SEGD

Tableau III. 2. Récapitulatif des caractéristiques de l'acquisition durant la campagne géophysique marine Westerngeco acquise en 2000 et 2002 dans l'offshore Algéro-Baléarique.

J'ai intégré dans ma base de données vingt lignes de cette campagne (Figure III.4) que je n'ai pas personnellement traitées. La séquence de traitement était la suivante :

- Changement de format – copie du data SEG D en format interne OMEGA (software de traitement WesternGeco)
- Filtrage
- Correction des amplitudes – Compensation des amplitudes en utilisant une loi de vitesse régionale
- Edition des données – Edition automatique des spikes en surface consistante
- Réduction des données
- Déconvolution prédictive
- Analyse de vitesse I – Variable
- Atténuation des multiples
- Dip Move Out
- Analyse de vitesse II – DMO
- Atténuation des multiples résiduels – Radon
- Mute – offsets proches et lointains

- Correction du Datum
- Migration par méthode des différences finies (migration par équation d'ondes)
- Filtrage en temps variable

Le résultat de cette acquisition et de ce traitement est de très bonne qualité en comparaison avec d'autres acquisitions en ce qui concerne la pénétration et la résolution en - dessous du sel. Cette sismique permet d'imager les unités sédimentaires sous le sel messinien, y compris les réflecteurs de la croûte et du Moho. La résolution verticale est en effet de l'ordre de 7 à 10 m pour la série pré-sel et de 12 à 15 m pour la série post-sel dans les endroits où la présence de sel n'a pas trop de conséquences.

Dans le cadre de mon travail, j'ai principalement utilisé les lignes migrées et traitées issues de cette prospection, dont douze étaient sous format SEG Y. Pour les besoins d'interprétation et de cartographie, j'ai numérisé huit coupes sous format Tiff associés à des données de navigation afin de les convertir au format SEG Y et les importer facilement dans le logiciel "kingdom suite". L'interprétation de ces profils de haute pénétration m'a aidé à mieux décrire la séquence anté-messinienne du bassin Algéro-Baléarique profond et à expliquer les événements tectoniques et sédimentaires liés à l'ouverture de ce bassin en arrière-arc. En raison de l'effet de *pull-up* du sel et de l'inversion de vitesse (Jackson & Hudec, 2017), cette séquence forme une zone sous-sel peu réfléchissante sur les lignes sismiques, l'imagerie de la séquence pré-sel est perturbée et masquée par endroit notamment vers le large. Cela représente un véritable désavantage quant à la possibilité de reconstruire une image fiable de la séquence pré-sel. Malgré cette restriction, j'ai essayé d'assurer latéralement l'interprétation des réflecteurs majeurs lorsque les faciès sont masqués en passant d'un profil à l'autre en me basant sur les points de croisement entre les profils.

Constatant que le bassin central et occidental n'est pas suffisamment couvert par la sismique compte tenu des lignes disponibles dans ma base de données. Dans le but de mieux exploiter cette zone, j'ai exploité un ensemble de profils sismiques au format image (Figure III.5) qui ont été publiés et interprétés dans un travail précédent mené par Medaouri et al. (2014).

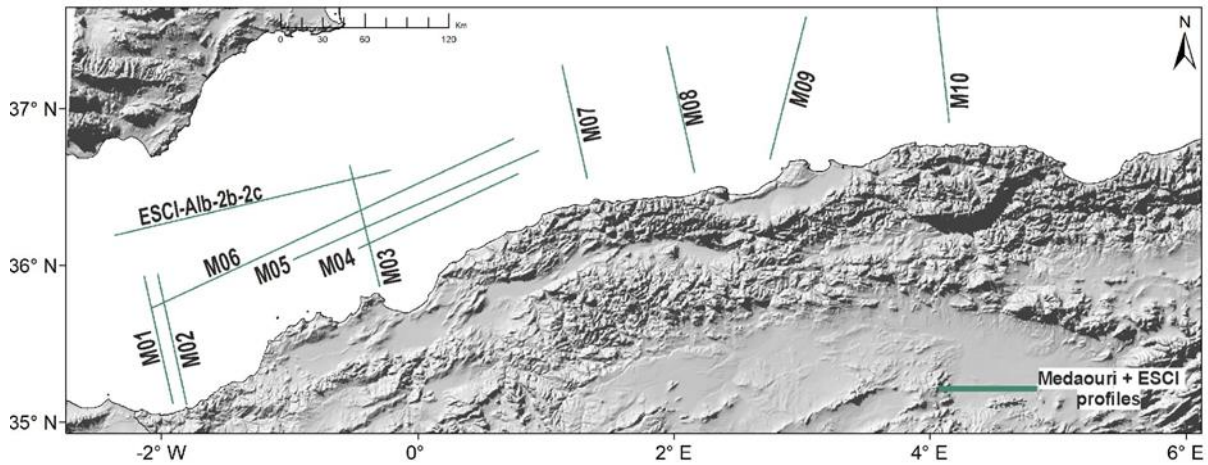


Figure III. 5. a) Plan de position montrant les lignes sismiques publiées dans le travail précédent réalisé sur le bassin Algéro-Baléarique par Medaouri et al. (2014).

1.3.1.2. Sismique-réflexion de la campagne partenariale SPIRAL (2009)

Un projet partenarial qui comprenait une seule campagne terre/mer menée en 2009 à bord du navire océanographique L'Atalante de l'Ifremer a été menée en 2009 et avait pour but principal, d'imager la structure profonde (15-20 Km) de la croûte terrestre et du manteau supérieur pour des raisons scientifiques, économiques (recherche pétrolière) et sociétales (prévention sismologique). Cette campagne a permis de collecter de la sismique-réflexion multi-traces pénétrante sur près de 2800 km réalisés à travers le bassin et la marge (Figure III.6). J'ai exploité vingt profils de sismique-réflexion multi-traces nommés "SPI" résultant de ce projet.

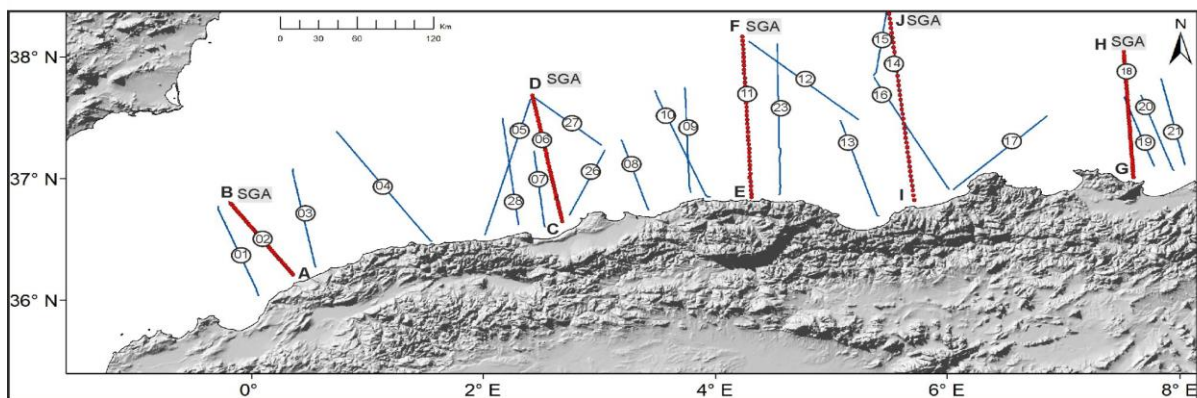


Figure III. 6. Position des profils de sismique-réflexion – grand-angle issus du projet SPIRAL. En rouge : Position des OBS.

Une description rapide de ces données est indispensable pour situer le contexte géologique de leur acquisition ainsi que les diverses phases de leur traitement. Ce jeu de

données sismiques multi-trace SPIRAL a été acquis en utilisant un streamer de 4,5 km de long composé de 360 canaux espacés de 12,5 m. La source sismique consistait en un réseau de canons à air de différents volumes (3040-8909 inch³), avec un espacement des tirs de 50 m.

En raison de la basse fréquence (~25 Hz) en utilisant une source de type « monobulle », les sections sismiques résultantes ont une pénétration profonde capable d’imager les structures crustales les plus profondes jusqu’au Moho. Cependant, leur résolution n’est pas toujours suffisamment élevée pour imager correctement toutes les structures. Les paramètres d’acquisition de la campagne SPIRAL sont résumés dans le tableau III.3.

Nombre de traces sur la flûte	360
Intertrace (m)	12,5
Distance entre tirs (m)	50 (Spi01 à 21) - 90 (Spi24, 26 à 28) - 150 (Spi22, 23, 25)
Vitesse navire (Noeud)	4,85
Cadence de tirs (s)	20 (Spi01 à 21) - 35 (Spi24, 26 à 28) - 60 (Spi22, 23, 25)
Volume de la source (in3)	3040 (Spi01 à 21) - 5431 (Spi24, 26 à 28) - 8909 (Spi22, 23, 25)
Ordre de la couverture	45 (Spi01 à 21) - 33 (Spi24, 26 à 28) - 15 (Spi22, 23, 25)
Distance entre CMP (m)	6,25
Longueur d’écoute (s)	RL = 17
Pas d’échantillonnage (ms)	SI = 4
Format	Seg-D

Tableau III. 3. Paramètres d’acquisition et d’enregistrement des données SMT issues de la campagne SPIRAL (2009 ; DOI : 10.17600/9010050)

Le traitement des données a été réalisé à bord lors de la campagne. Des traitements supplémentaires ont été effectués sur certains profils, notamment pendant les thèses de [Leprêtre \(2012\)](#), [Bouyahiaoui \(2014\)](#), [Badji \(2014\)](#), [Mihoubi, 2014](#) et [Aïdi et al., 2018](#)). Les principaux traitements appliqués sont donc classiques et comprennent :

- Compensation de la divergence sphérique au sens des lois décrites par [Newman \(1973\)](#).
- Correction NMO sur la base de l’analyse de vitesse réalisée tous les 200 CMP (1250m).

- Traitement pour atténuer les multiples et le « *NMO stretching* », ou l'étirement du signal pour les offsets les plus lointains.
- Sommation et migration à vitesse constante (1500 m/s) pour traitement de base.
- Filtrage fréquentiel suivant la bande passante (3-9-105-105 Hz)
- Égalisation dynamique, visant à compenser la perte de gain en profondeur. Cela atténue les réflecteurs aux amplitudes les plus fortes et améliore la lisibilité sur les horizons profonds.

Certains profils SPIRAL ont subi d'autres procédures de traitement plus avancées visant à réduire davantage la présence de bruit ou de multiples et à améliorer la résolution. Le détail des traitements réalisés peut être consulté dans les manuscrits de thèse correspondants, mais la séquence générale de traitement est résumée ci-dessous (Figure III.7).

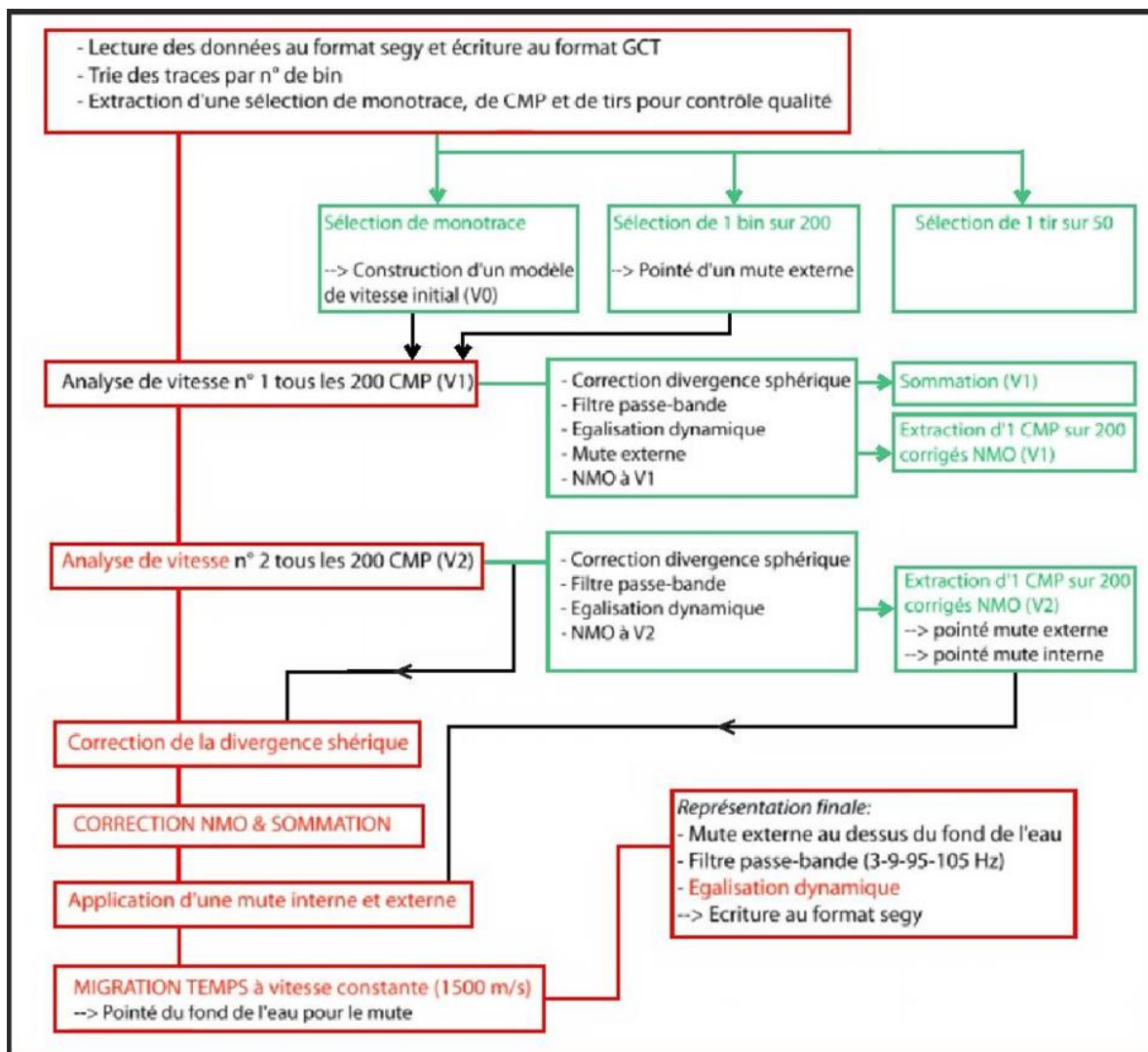


Figure III. 7. Schéma illustrant la séquence de traitement initialement appliquée sur le N/O L'Atalante (logiciel « *Geocluster* »). Les étapes encadrées en vert correspondent à du contrôle qualité ou à des étapes intermédiaires. Les étapes en rouge constituent le cœur du traitement. D'après [Leprêtre \(2012\)](#).

1.3.1.3. Sismique grand-angle de la campagne SPIRAL

La sismique-réfraction ou SGA permet d'imager des structures plus profondes qu'en sismique-réflexion et de contraindre en termes de vitesse la structure du sous-sol en utilisant des modèles de vitesse à grande échelle de la structure profonde de la croûte ($z > 10\text{km}$) en exploitant les grands offsets résultant de ces dispositifs d'acquisition.

La campagne partenariale SPIRAL a permis de couvrir cinq zones en réalisant cinq grands transects de sismique-réfraction et de réflexion grand-angle (Figure III.8). Ces profils ont été choisis en fonction de la variabilité latérale est-ouest des structures géologiques le long de la marge côtière dont le but est de déterminer la continuité terre/mer de ces structures et de construire par conséquent un modèle d'évolution tectono-sédimentaire et géodynamique du bassin Algéro-Baléarique.

- Transect AB dans la zone de Mostaganem dans le bassin occidental.
- Transect CD dans la zone de Tipaza, au centre de l'Algérie entre le massif de Chenoua et d'Alger.
- Transect EF dans la zone de Dellys, au centre de l'Algérie dans la Grande Kabylie.
- Transect IJ dans la zone de Jijel, à l'est de l'Algérie dans la Petite Kabylie.
- Transect GH dans la zone de Annaba dans le bassin oriental Algéro-Baléarique.

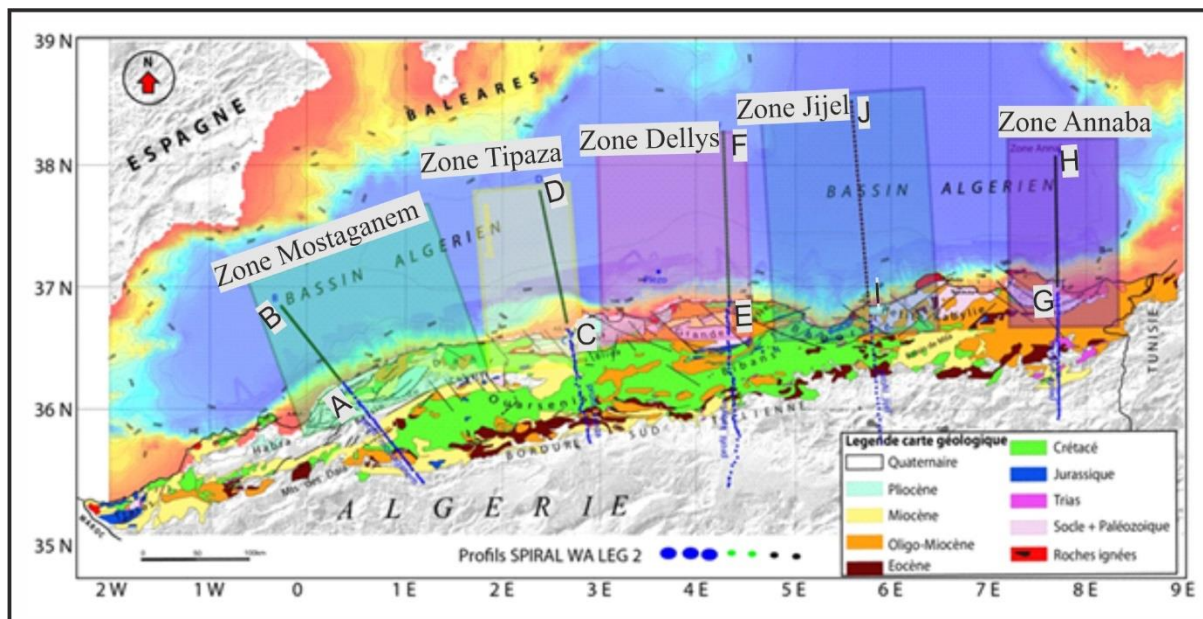


Figure III. 8. Position des profils de sismique grand-angle WA-LEG 2 SPIRAL 2009 couvrant les 5 secteurs de la marge Algérienne.

Les données de sismique-réfraction (grand-angle) pour les 5 profils terre-mer le long de la marge Algérienne ont été acquises grâce à des tirs en mer à bord du navire Atalante. Le

dispositif d'acquisition (Tableau III.4) consiste en une source à 8 canons à air et en des récepteurs installés en mer tous les 2,8 km en moyenne. La distance entre deux tirs consécutifs est de 150 m.

Distance entre tirs (m)	150
Vitesse navire (Noeud)	5
Cadence de tirs (s)	60
Volume de la source (in3)	8909
Débit Compresseur (m3/h)	1223
Nombre de tirs	489

Tableau III. 4. Principaux paramètres d'acquisition du leg2.

J'ai intégré les 5 profils grand-angle de SPIRAL dans ma base de données mais le traitement de ces profils SGA a été réalisé par les différents thésards impliqués sur chaque profil de chaque zone. Les résultats ont été utilisés pour déterminer les modèles de vitesse grand-angle et réaliser une migration pré-stack en profondeur PSDM (Bouyahiaoui et al., 2015 ; Mihoubi et al., 2014 ; Aïdi et al., 2018 ; Leprêtre et al., 2013 ; Badji et al., 2014). Ces profils nous donnent des informations sur la nature et l'extension latérale des différentes croûtes (continentale, océanique et transitionnelle) et la morpho-structure de la marge et du bassin profond. A partir du temps de trajet de ces ondes réfractées, on peut, par modélisation directe et/ou inverse, déduire l'épaisseur et les vitesses de propagation des ondes P (et S dans certaines conditions) dans les différentes couches du sous-sol le long des profils 2D. Cette méthode (sismique grand-angle) offre de nombreux avantages. Elle est plus pénétrante que la sismique-réflexion multitrace et peut imager des endroits de la croûte inaccessibles par la sismique-réflexion SMT comme les endroits en-dessous de basaltes ou de sels.

1.3.1.4. Sismique-réflexion industrielle

En complément des profils "SPI" et "L", j'ai également utilisé un ensemble de profils sismiques anciens nommés "ALE" et "SH" (Figure III.9). Il s'agit de données sismiques de réflexion multi-trace de bonne qualité pour l'époque. Ces anciennes lignes industrielles ont été utilisées pour étendre l'analyse surtout dans les zones où la couverture sismique est faible, pour

assurer la continuité et la cohérence de mon interprétation et pour obtenir plus de picking qui m'ont permis après d'améliorer la cartographie.

Les lignes sismiques "ALE" ont été acquises par Total dans les années 1970 (Tableau III.5) et assemblées par [Mauffret \(2007\)](#) au format image (.TIFF). Elles consistent en des images à haute résolution, scannées et géoréférencées à partir de copies papier accompagnées de fichiers de navigation. Cette base de données a ensuite été segmentée en fonction de la disponibilité de la navigation ou du fichier image pour chaque profil, puis a été interprétée dans ce travail de recherche. Cependant, ces données sont des données de sismique lourde et de basse fréquence, dont la qualité ne permet pas d'observer en détail la colonne sédimentaire et la structure crustale sous le socle acoustique. Néanmoins, elles permettent parfois de discerner les principales structures et faciès sismiques notamment le socle acoustique et la série messinienne.

Le jeu de données "SH" (Figure III.9) couvre l'ensemble du bassin offshore Algéro - Baléarique et est considéré comme le plus important en termes d'extension et de volume. Dans notre base de données, ces profils consistent en des scans de profils papier. On peut néanmoins identifier les horizons jusqu'aux évaporites messiniennes ou jusqu'au socle, tout dépendant de chaque profil.

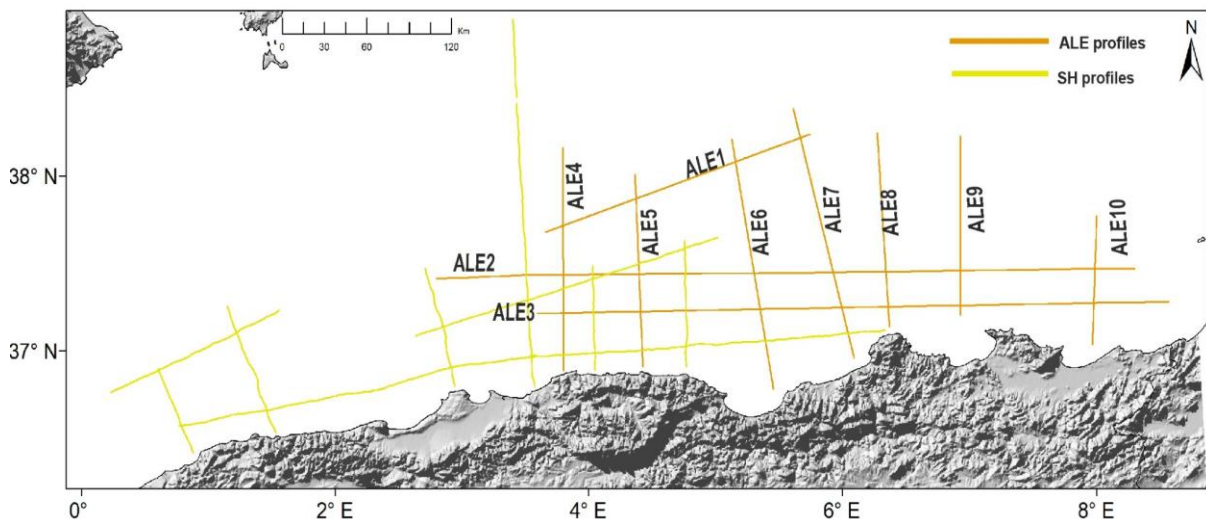


Figure III. 9. Plan de position des profils sismiques ALE et SH.

Zone	Type	Année	Km	Flute	Source	Navigation	Contracteur	Opérateur
Offshore Occidental	Réflexion 2D/ Gravimétrie/ Magnétométrie	1976	1675	48 traces, 3200m	Canon maxipulse	Satellite	Western Geco	Sonatrach/ Total- Algérie
Offshore Oriental	Réflexion 2D/ Gravimétrie	1977	2100	–	Canon maxipulse	Satellite	Western Geco	Sonatrach / Total- Algérie

Tableau III. 5. Principaux paramètres d’acquisition des profils ALE. D’après [Mauffret \(2007\)](#).

En outre, j’ai également intégré six profils de sismique-réflexion grâce à une mission effectuée à l’institut national d’océanographie et de géophysique appliquée (OGS) en Trieste en septembre 2020. Ces profils ont été utilisés pour assurer la cohérence de mon analyse dans les parties symétriques Est et Nord-Est du bassin Est Algéro-Baléarique (Figure III.10) du fait que je ne dispose d’aucune ligne sismique dans cette zone ou que les lignes disponibles n’atteignent pas le bassin profond. Ces profils ont été acquis par l’OGS à bord du R/V Marsili entre 1972 et 1979, à l’aide d’un streamer de 2,4 km de long et 10 m de profondeur, avec un pas d’échantillonnage de 4 ms. La source sismique consistait en 3 canons et micro-charges de 50 g (*Geodin - B*), avec un intervalle de tir de 50-100 m et une fréquence dominante de 100 Hz ([Finetti & Morelli, 1972](#)). Bien que la résolution de ces profils sismiques (Figure III.2) ne m’ait pas permis d’avancer davantage sur l’interprétation de toutes les unités sismiques figurant sur ces profils sismiques. J’ai pu observer le toit du socle et la base du sel et par la suite comparer leurs profondeurs et l’épaisseur de la séquence pré-messénienne entre les deux parties symétriques occidentale et orientale de notre zone triangulaire et de collecter le plus grand volume possible de “pickings” sismiques que j’ai utilisés par la suite pour la cartographie.

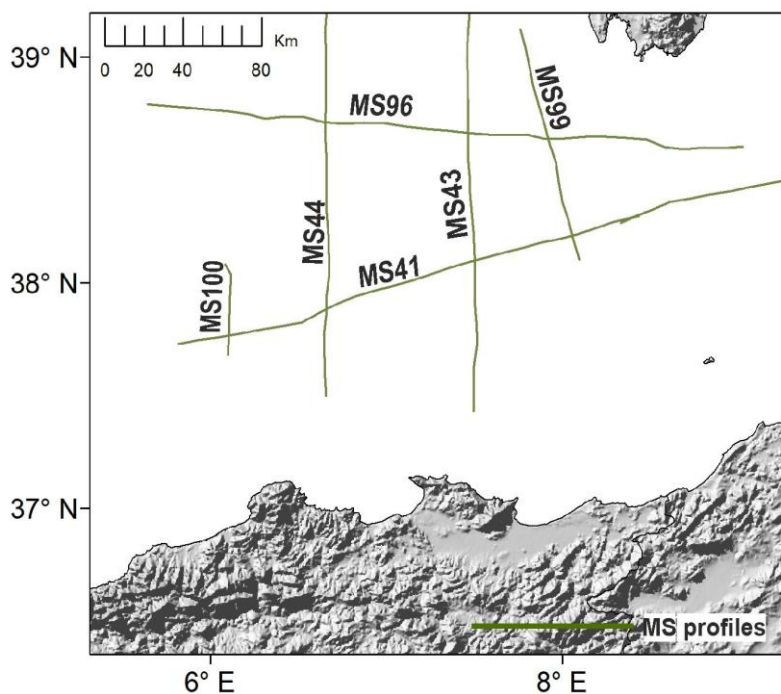


Figure III. 10. Plan de position des profils sismiques MS.

1.3.1.5. Sismique-réflexion des campagnes « MARADJA »

Des données issues des campagnes MARADJA (2003) (doi : 10.17600/5020080), MARADJA2 (2005) (doi : 0.17600/5020080) et SAMRA (2005) (doi : 10.17600/5020090) ont été utilisées pour améliorer la cohérence latérale de l'interprétation. Beaucoup de ces profils (Figure III.11) sont orientés en Est-Ouest et recoupent les lignes Westerngeco, SPIRAL et industrielles anciennes, ce qui peut les rendre utiles pour aider à maintenir la continuité latérale de l'interprétation tout près de la côte. Cependant, bien que leur résolution soit excellente, elles sont peu pénétrantes et ne permettent pas systématiquement d'imager sous le sel. En effet, ces données de plus haute résolution m'ont permis d'avoir une plus grande précision sur les calages à ces points de croisement. Cela m'a permis de collecter le plus grand volume possible de "pickings" sismiques que j'ai utilisés par la suite pour la cartographie.

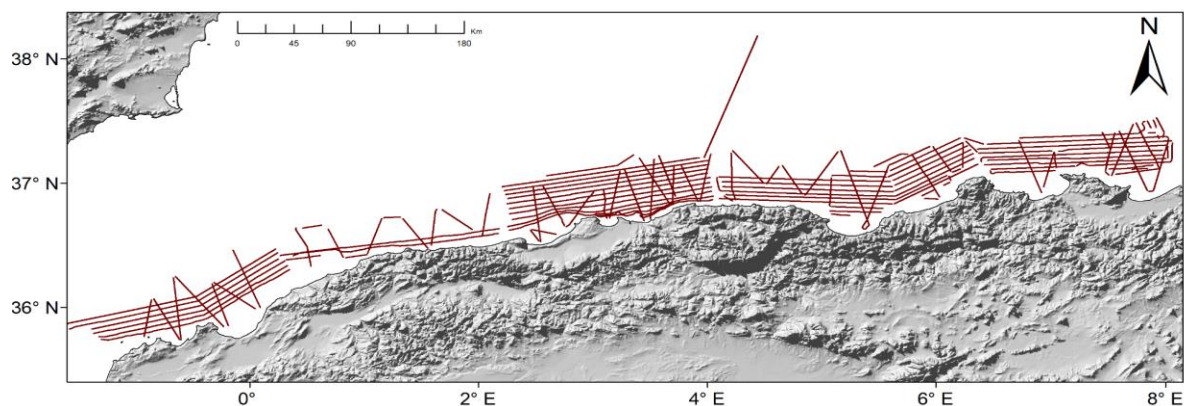


Figure III. 11. Plan de position des profils sismiques acquis pendant les campagnes MARADJA et MARADJA2/SAMRA (2003 et 2005).

1.2. Forages

Jusqu'à ce jour, seuls quatre sites ont été forés dans le bassin Algéro-Baléarique (Figure III.12) dont deux carottages « ARZEW-1 » dans la baie d'Arzew et ALGER-1 » dans la baie occidentale d'Alger (Burolet et al., 1978), un puit profond « Habbibas-1 » foré un peu plus au large des îles Habbibas (document Sonatrach inédit) et un *Core-drill* « DSDP site 371 » dans l'offshore oriental Algéro-Baléarique (Hsu et al., 1978) au large de Béjaïa qui a traversé 551 m de sédiments incluant cinq mètres de sédiments messiniens. Ces forages ont seulement apporté des informations géologiques très locales qui ne peuvent être généralisées à l'ensemble du bassin Algéro-Baléarique, compte tenu du contexte géologique de leur implantation, des séries traversées et de la profondeur atteinte par ces forages (Tableau III.6). Notons que d'autres puits ont été forés en Méditerranée occidentale (Figure III.12), tels que les forages sites 372, 375, 122, 123 et 124 (marge des Baléares), sites 133 et 134 (marge Sarde), sites 976, 977, 978, 979 (bassin d'Alboran).

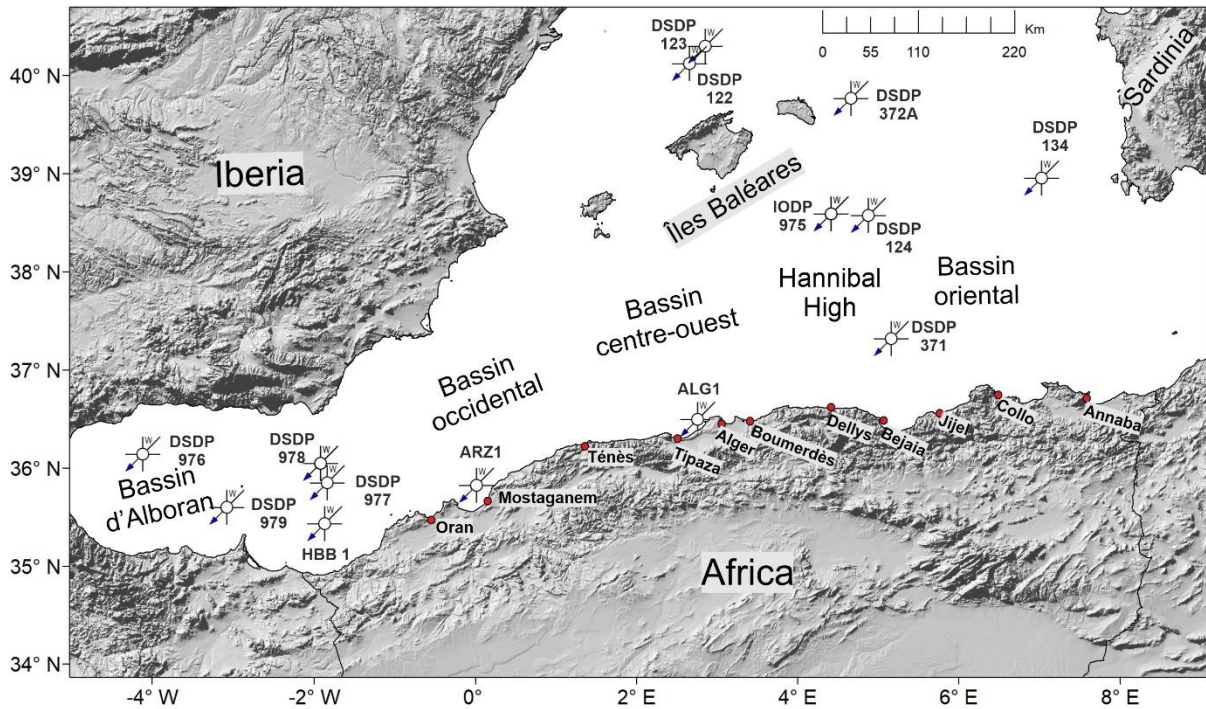


Figure III. 12. Plan de position des différents sites forés dans le bassin Algéro-Baléarique et dans les bassins environnants.

Je présente ci-dessous un tableau récapitulatif des caractéristiques des forages effectués sur la marge offshore Algérienne :

Forage	Année	Tranche d'eau	Profondeur	Lithologie	Age
Alger (Alg-1)	1974	99.9 m	137-165 m	Sables et grès avec intercalations de marnes	Pliocène
			165-341 m	Marnes grises plastiques, légèrement gypsifère	Messinien
			341-635 m	Marnes grises plastiques, légèrement gypsifère avec des intercalations de grès	Tortonien
			635-1062 m	Marnes grises plastiques avec intercalations de calcaires.	Serravallien
			1062-1183 m	Marnes avec intercalations de calcaires plus important que les niveaux sup	Langhien sup-Serravallien
			1183-1195 m	Volcano-sédimentaire (tuf resédimentés)	Langhien sup - Serravallien

Arzew (Arz.1)	1974	127 m	340-493 m	Calcaires à lithotaminés avec des intercalations de marnes silteuses grises	Pliocène moyen à sup
			493-542 m	Marnes grises compactes riche en pyrite avec du gypse re-sédimenté à la base	Pliocène inf à moyen
			542-671 m	Gypse massif avec rares intercalations de marnes	Messinien (inférieur ?)
			671-818 m	Marnes grises et argiles avec rares intercalations de gypse et matériels pyroclastiques	Messinien
			818-1022 m	Marnes grises avec rares intercalations de matériel pyroclastique	Tortonien
Habibas-1 (HBB-1)	1977	923 m	Td : 4496.5 m		Quaternaire Pliocène Miocène moyen (Langhien - Messinien) Socle paléozoïque
DSDP-371	1978	2750m	0 – 539m	Boues à boues argileux avec des intercalations de grès et de silts	Quaternaire et Pliocène
			539 – 545 m	Grès calcaires	
			545 - 548.5 m	Anhydrites avec des passées de boues dolomitiques	Messinien
			545 - 548.5m	Boue dolomitiques gréseux et silteux	

Tableau III. 6. Principales caractéristiques des forages effectués sur la marge offshore Algérienne

1.3. Données de champ de potentiel

1.3.1. Magnétisme

En plus des données de sismique-réflexion et réfraction, j'ai également utilisé les données magnétiques. La première carte presque complète d'anomalies magnétiques à haute résolution couvrant l'ensemble du bassin méditerranéen occidental a été établie grâce à

plusieurs levés aéromagnétiques menés à une hauteur constante de 600 m et réalisés entre 1966 et 1974 (Galdeano & Rossignol, 1977) (Figure III.13). 4 levés ont été menés dont un sur le Golfe de Valence, un autre sur la Mer Ligure et le Golfe du Lion, un troisième sur le bassin Est Algéro-Baléarique et un quatrième sur le bassin Ouest Algéro-Baléarique -Alboran. Ces levés sont géoréférencés au système UTM de la zone d'étude, avec un espacement de 10 km entre les lignes de vols et une précision de mesure de 2 nT (Galdeano et al., 1974). La carte résultante montre des linéations magnétiques bien définies dans le sud-ouest de la Sardaigne, ressemblant à celles décrites pour la première fois par Vine & Matthews (1963) et relatives à l'ouverture du bassin est Algéro-Baléarique (Bayer et al., 1973 ; Cohen, 1980 ; Galdeano & Rossignol, 1977).

Par la suite, différents chercheurs (Driussi et al., 2015 ; Schettino & Turco, 2006) ont reproduit d'autres versions de cette carte (Figure III. 13). Plusieurs interprétations portant sur les anomalies magnétiques en Méditerranée occidentale ont été faites, conduisant à proposer des modèles bien différents de formation de ces bassins, notamment dans la zone triangulaire du bassin Algéro-Baléarique oriental (Bayer et al., 1973 ; Galdeano & Rossignol, 1977 ; Schettino & Turco, 2006 ; Medaouri, 2014 ; Driussi et al., 2015 ; Aïdi et al., 2018). Faute de signatures magnétiques caractéristiques, tout comme dans le bassin Ligure (Rollet et al., 2002), l'interprétation en termes de linéations magnétiques liées à l'accrétion reste discutable et incertaine, offrant de fait des modèles d'ouverture incompatibles entre eux et laissant des incertitudes importantes sur la cinématique et l'âge d'ouverture de ces planchers océaniques.

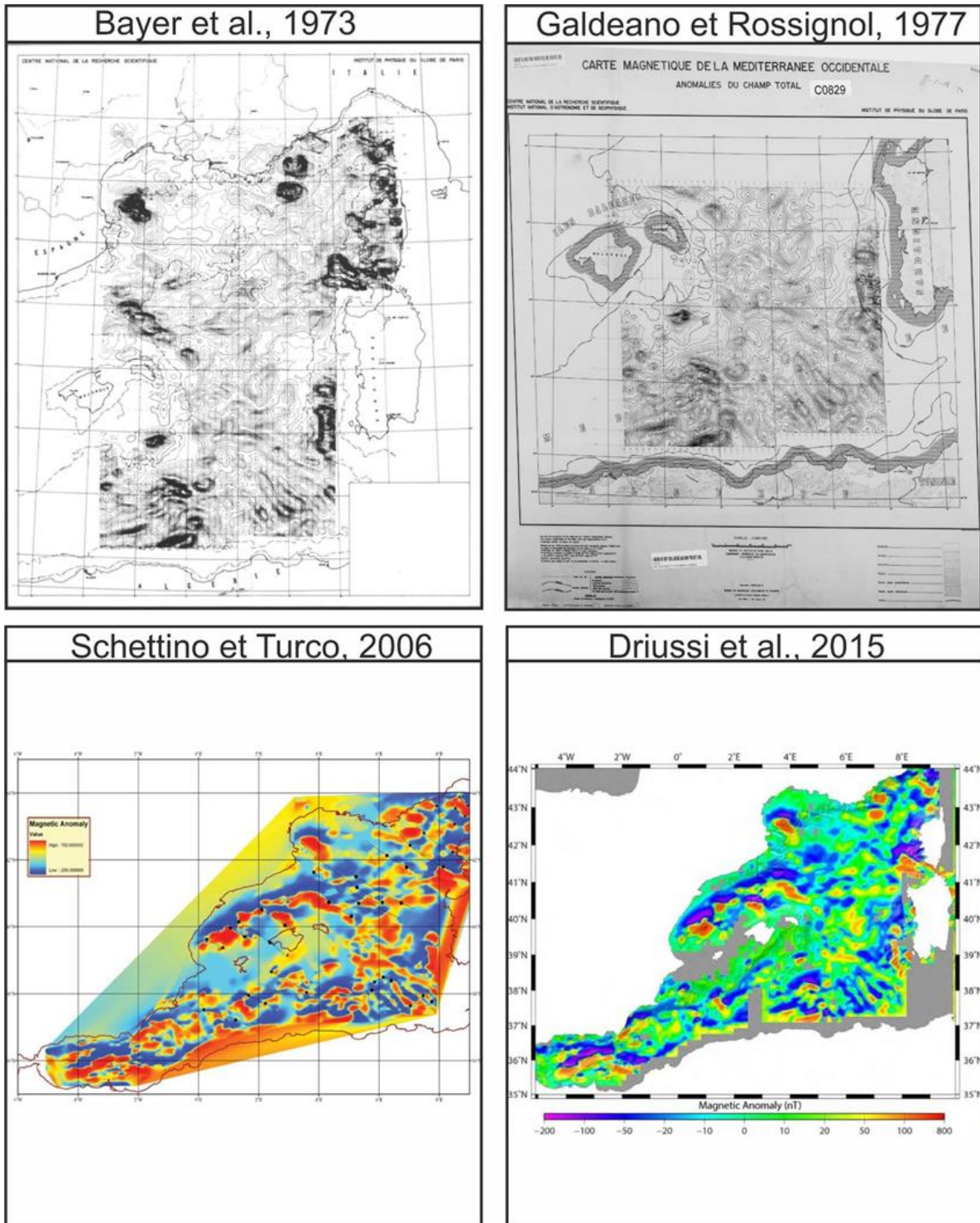


Figure III. 13. Exemple de cartes des anomalies magnétiques élaborées dans le bassin de la Méditerranée occidentale utilisant des représentations variables des valeurs d’anomalies.

Pour interpréter les données magnétiques, il est nécessaire de corriger les anomalies représentées en cartes, qui sont généralement dissymétriques et fréquemment bipolaires. Pour cela, un processus standard de traitement des données magnétiques appelé “réduction au pôle” (RTP - Reduction to the pole) (Baranov & Naudy, 1964) consiste en l’élimination de la

dépendance des données magnétiques par rapport à l'inclinaison magnétique. La réduction au pôle élimine l'asymétrie des anomalies causée par l'inclinaison et localise les anomalies au-dessus des corps responsables. Par contre, elle est difficile à réaliser pour les faibles inclinaisons magnétiques, auquel cas la réduction à l'équateur est privilégiée.

Ce traitement facilite l'interprétation des données magnétiques en éliminant l'influence de la latitude magnétique sur les anomalies. En outre, elle permet de corréler les anomalies magnétiques avec d'autres types d'anomalies géophysiques (par ex., la gravimétrie) et des informations géologiques. Dans ce travail, j'ai utilisé une carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle élaborée à la Sonatrach (Figure III.14) qui fournit des contraintes fondamentales sur le mode et le moment de l'accrétion océanique. Les données magnétiques utilisées dans cette étude ont été enregistrées en 1977 par la compagnie géophysique américaine Tideland avec une maille de lignes de vol de 15 x 10 km couvrant le bassin Algéro-Baléarique. Ces données couvrent la totalité de la surface de l'offshore Algéro-Baléarique et de la marge Algérienne. Il s'agit de cartes à l'échelle 1 :100 000, représentant des anomalies magnétiques brutes avec un intervalle iso-ligne de 10 nT. Les données ont été numérisées avec le logiciel *Rastor Vector*. Il en résulte un fichier numérique de données homogènes traitées et réduites au pôle grâce au Module *MAGMAP* du logiciel « Oasis Montaj » (Medaouri, 2014). La carte magnétique résultante montre une bonne corrélation et coïncidence avec les principaux modèles régionaux trouvés et aux cartes existantes sur la marge Algérienne et la méditerranées occidentale (Auzende et al., 1973 ; Bayer et al., 1973 ; Galdeano & Rossignol, 1977 ; Schettino & Turco, 2006).

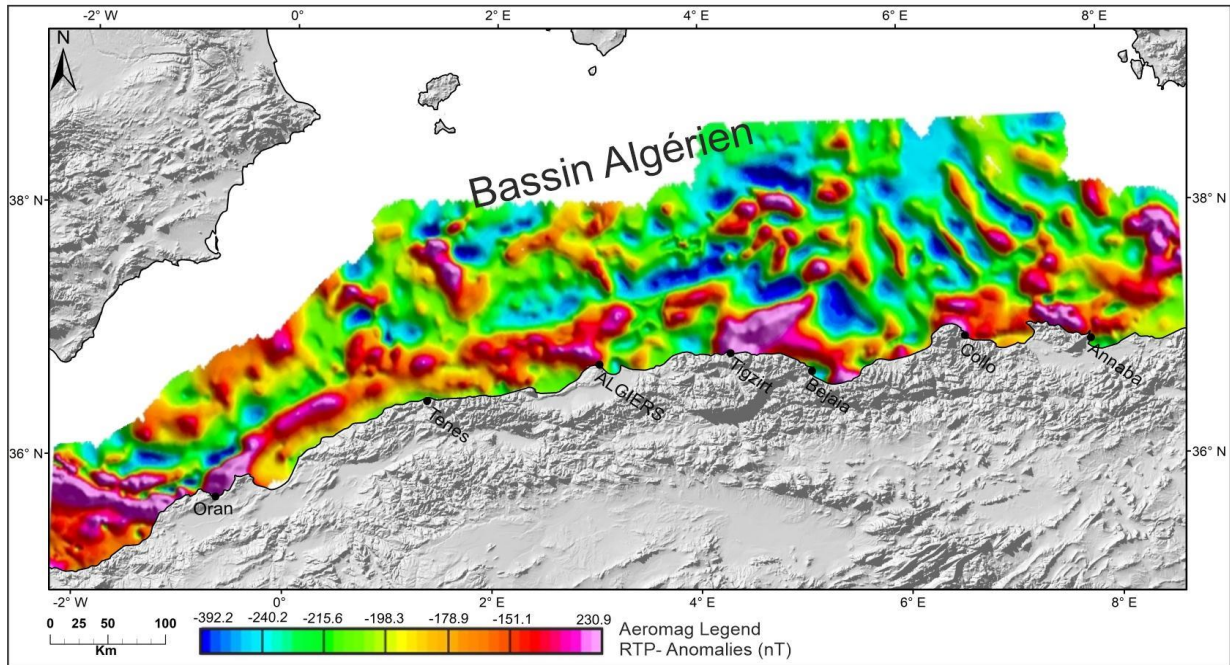


Figure III. 14. Carte d'anomalies magnétiques de l'offshore Algéro-Baléarique obtenue après la numérisation et la réduction au pôle des données de la compagnie Tidelands (1977). Modifiée d'après Medaouri et al. (2014).

1.3.2. Gravimétrie

Les anomalies gravimétriques sont la différence entre l'accélération gravitationnelle (c'est-à-dire la gravité et la rotation) produite par la masse terrestre, et l'accélération produite par une distribution uniforme des masses. Des données gravimétriques ont été élaborées dans des précédents travaux réalisés le long de la marge Algérienne durant le projet SPIRAL mais ces anomalies gravimétriques sont calculées à une échelle locale couvrant seulement la région d'étude (Medaouri et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2015 ; Mihoubi et al., 2014) (Figure III. 15) et ceci nous a empêché d'exploiter le bassin Algéro-Baléarique plus au large.

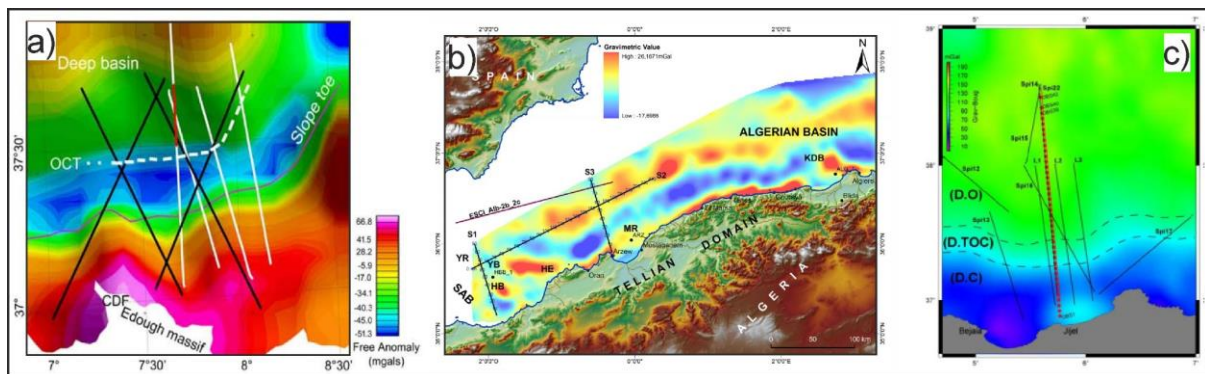


Figure III. 15. (a) Anomalies de Bouguer dans le secteur d'Annaba (Bouyahiaoui et al., 2015) ; (b) Anomalies de Bouguer dans le bassin ouest Algéro-Baléarique (Medaouri et al., 2014) ; (c) Anomalies de Bouguer dans le secteur de Jijel (Mihoubi et al., 2014).

Cependant à l'échelle globale, WGM2012 représente la première version d'une grille et de cartes à haute résolution des anomalies gravimétriques (Bouguer, isostatique et à l'air libre), calculées en géométrie sphérique par une nouvelle approche mathématique (Bonvalot et al., 2012). Les anomalies de gravité WGM2012 sont issues des modèles de gravité globale de la Terre disponibles EGM2008 et DTU10 et incluent des corrections de terrain de résolution 1'x1' issues du modèle ETOPO1 qui prennent en compte la contribution de la plupart des masses de surface (atmosphère, terres, océans, mers intérieures, lacs, calottes et plates-formes glaciaires). On a exploité une carte des anomalies à l'air libre extraite de la carte globale à 1 minute d'arc de résolution couvrant la Méditerranée occidentale (Figure III.16, Driussi et al., 2016). Cette carte montre des hauts gravimétriques positifs dans le bassin Est Algéro-Baléarique formant un V (Figure III. 16) et délimitant la zone triangulaire des anomalies magnétiques régulières (Figure III. 16). Ce bassin (Est Algéro-Baléarique) est séparé du bassin Liguro-Provençal au nord par la Zone de Fracture Nord Baléares qui est marquée très clairement sur la carte des anomalies gravimétriques. Le haut Hannibal est caractérisé par des anomalies gravimétriques irrégulières dont les limites ne sont pas clairement visibles sur la grille gravimétrique qui montre seulement une dépression gravimétrique orientée NW-SE. Cette carte met en évidence la présence d'une anomalie négative en pied de marge le long de la marge Algérienne. Dans le reste du bassin, aucune tendance claire n'est observable.

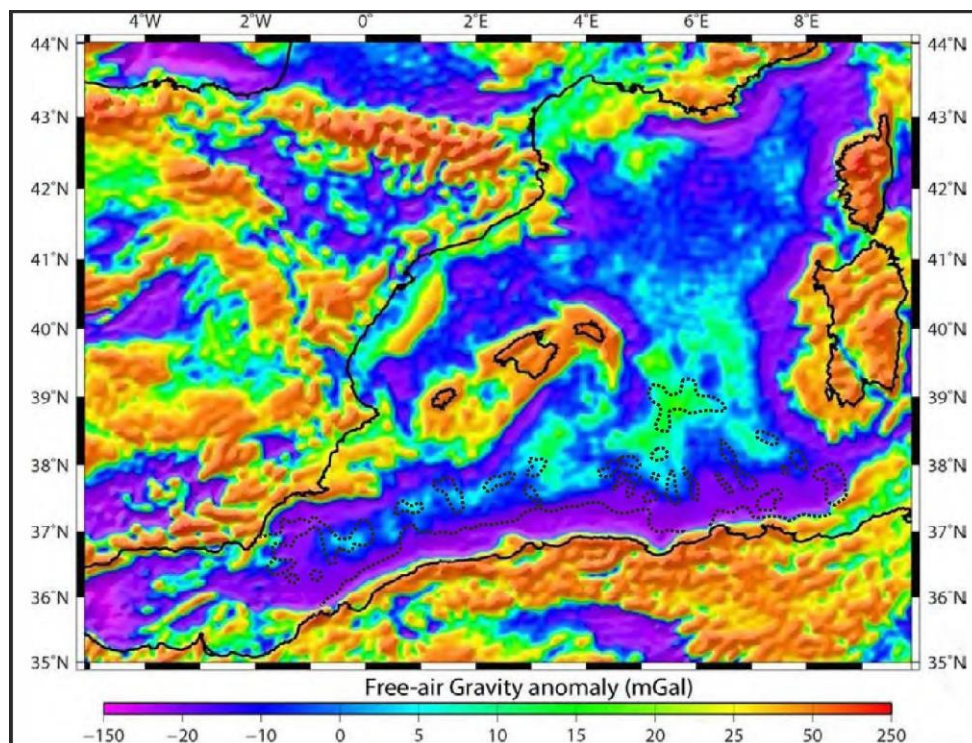


Figure III. 16. Carte d'anomalies à l'air libre couvrant la Méditerranée occidentale. Les lignes noires en pointillés délimitent les anomalies magnétiques positives. Modifié d'après Driussi et al. (2015).

2. Traitement des données

2.1. Mise en forme des données et harmonisation de la base

Une harmonisation de la base de données dans une projection unique est essentielle pour créer un projet à l'aide du logiciel Kingdom Suite. Le premier travail de préparation a été de réaliser un plan de position précis de toutes les navigations des profils sismiques. Tout d'abord, le trait de côte peut être téléchargé depuis internet sur le site internet du « *National Geophysical Data Center* » (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg_coastline/). Une fois sur le site internet, définir la zone géographique dans laquelle extraire les données de trait de côte et le format du fichier en sortie (données en latitude/longitude WGS84). Ensuite, j'ai intégré des images géoréférencées comme la bathymétrie, et la carte des anomalies magnétiques sous le format GeoTIFF compatible avec le logiciel Kingdom Suite. Les données de bathymétrie consistent en une grille de la bathymétrie acquise lors de la mission SPIRAL : SPIRAL.grd (résolution : ~160-200m). J'ai également intégré la carte géologique de la marge Algérienne (Leprêtre et al., 2018) que j'ai géoréférencée et vectorisée à partir de son format image sous QGIS.

Ensuite, j'ai chargé les données de navigation et les fichiers sismiques en format SEG Y séparément. Les fichiers de navigation en entrée doivent au moins contenir une colonne avec les numéros de tir ou de CMP, une colonne avec les longitudes ou coordonnées X en UTM, et une dernière colonne avec les latitudes ou coordonnées Y en UTM. Après avoir validé le système de coordination du projet, le tracé du profil apparaît alors sur la carte (« *Base Map* »). Dans certains cas où les profils sont mal positionnés, je les ai ensuite relocalisés à partir du plan de position original que j'ai géoréférencé et vectorisé.

La deuxième étape est le chargement des fichiers SEG Y en définissant le domaine dans lequel sont enregistrées les données chargées : Temps (sTD) ou Profondeur (pour les PSDM). L'étape suivante est d'entrer les données concernant le pas d'échantillonnage en temps, le nombre d'échantillon [= 10 (km) / 0.004 (s)], le numéro de l'entête dans laquelle est stocké le temps de départ d'enregistrement des données et le temps de début et de fin des traces importées. Notons que lorsque la navigation est chargée en même temps que le fichier SEG Y, l'étape décrite ci-dessus n'est pas nécessaire. Après intégration de l'ensemble des données disponibles sur la marge algérienne, on obtient un jeu de quantité important, constitué d'un grand nombre

de *Surveys*. Les positions des OBSs et des stations à terre des 5 grands transects SPIRAL ont été rapportées sous la forme de Culture (.txt) dans le projet Kingdom.

Lorsque la densité de profils sismiques est importante dans une zone, un horizon peut être utilisé pour construire une grille (*Grid*) grâce à l'interpolation d'un profil à l'autre des valeurs pointées sur chacun des profils. Ceci permet d'obtenir une cartographie de l'horizon concerné. Par ailleurs, le contenu fréquentiel variant d'un jeu de données à l'autre, j'ai effectué une balance des amplitudes à partir d'un profil de référence pour pouvoir comparer les données sismiques issues de différentes campagnes à la mer (notamment pour la visualisation au croisement entre les profils SPIRAL et les profils MARADJA ou bien ALE). J'ai également recalé verticalement les profils décalés par rapport à la bathymétrie. Là où les données bathymétriques sont absentes, les profils ont été recalés à partir des points de croisement.

Cet ensemble de données géologiques et géophysiques utilisé dans cette étude a été regroupé sous QGIS.

2.2. Conversion des profils Tiff en Segy

Huit profils sismiques de la campagne Westerngeco étaient disponibles au format image (.TIFF ou .JPG) ainsi que les profils MS. Pour que je puisse les utiliser dans le logiciel Kingdom Suite ou dans un autre logiciel d'interprétation sismique comme Petrel, il était nécessaire de les transformer en un format exploitable par ces derniers. Ce processus permet de sauvegarder les images sismiques numérisées sous format SEG-Y entièrement conformes, avec repères et navigation interpolée.

Le format de fichier SEG-Y est l'une des nombreuses normes de données élaborées par la *Society of Exploration Geophysicists (SEG)* pour l'échange de données géophysiques. Ce format a été développé à l'origine en 1973 pour stocker des données numériques de sismique-réflexion sur des bandes magnétiques. La spécification a été publiée en 1975 (Barry et al., 1975) et plusieurs révisions ont été publiées après. Un fichier SEG-Y se compose principalement d'une série de traces de données (les enregistrements sismiques réels). Chaque trace est généralement l'enregistrement de la réponse sismique à un endroit de la surface. Le fichier SEG-Y comprend également trois types d'informations d'en-tête qui décrivent les données :

- Un en-tête de texte : informations sur le type de données, l'acquisition et le traitement, ainsi que des informations de positionnement).

- Un en-tête binaire : valeurs qui s'appliquent à l'ensemble du fichier SEG-Y tels que le pas d'échantillonnage et le nombre d'échantillons dans chaque trace).
- Un en-tête pour chaque trace : Chaque trace sismique possède son propre en-tête de trace. Les valeurs changent d'une trace à l'autre, couvrant des informations telles que le numéro CMP et la navigation qui associe à chaque point de tir des coordonnées géographiques.

Ce processus de numérisation a été facilité par la charte guide et le code développé par l'Université de Barcelone (<http://ww2.icm.csic.es/gma/en/content/image2segy>).

Pour numériser un raster au format SEG-Y, j'ai utilisé le profil sous format .tiff et ses données de navigation au format *UTM-WGS84*.

Les étapes de vectorisation sont résumées ci-dessous (Figure III.17).

- Géoréférencement du plan de position par ArcGIS (si aucune donnée de navigation de profil n'est disponible) pour donner à chaque point de tir sa propre donnée de navigation.
- Correction du contraste et de la colorimétrie par un logiciel Photoshop.
- Digitalisation de l'image pour obtenir les valeurs pixel de chaque point choisi.
- Sauvegarde de données sous Excel ou un autre tableur.
- Mise en forme des données.
- Importation du fichier créé avec l'image et le code (*raster to Segy converter*) sous Matlab.
- Conversion et export de l'image en format Segy, compatible avec © Kingdom Suite.

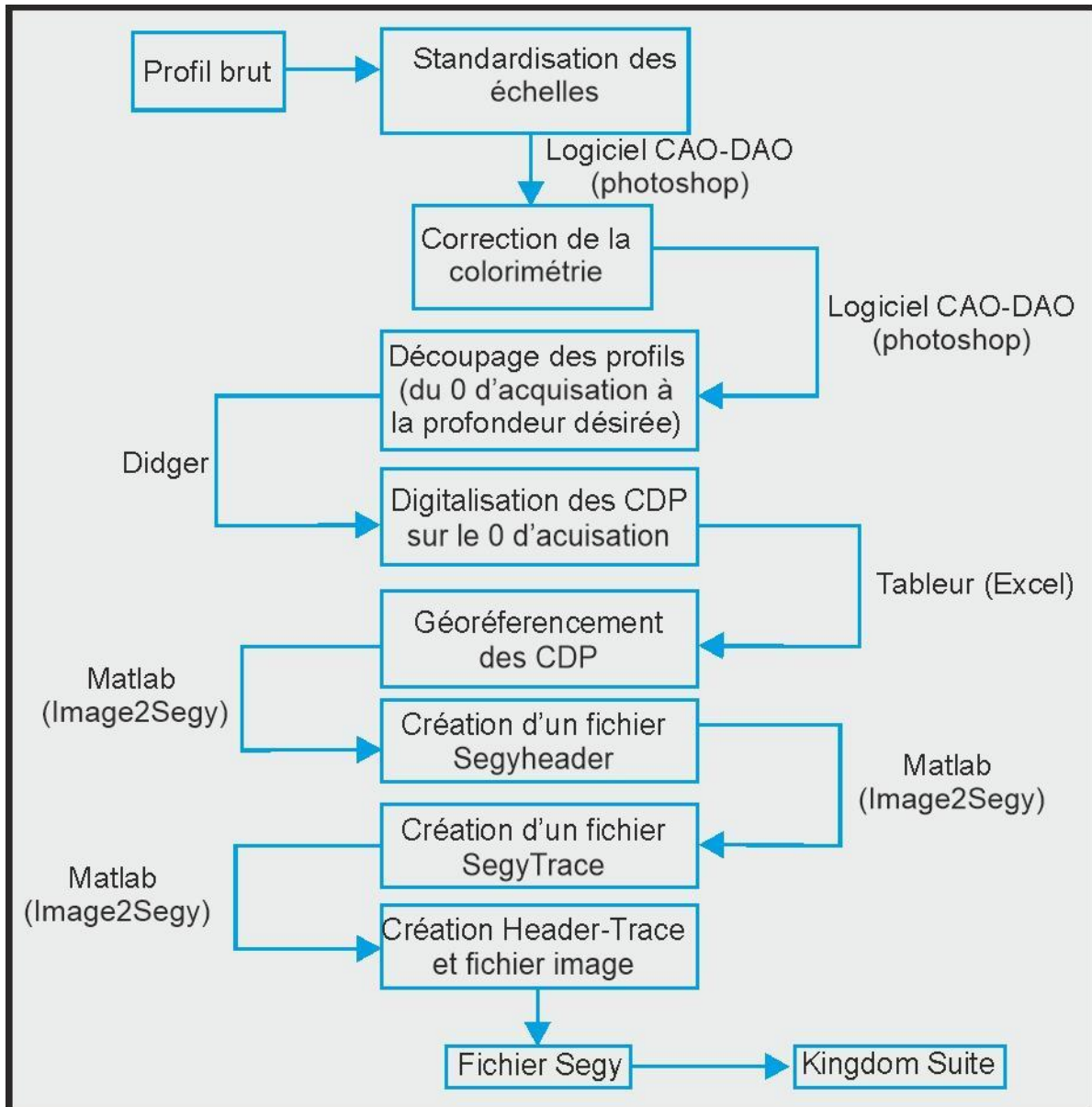


Figure III. 17. Les étapes nécessaires pour convertir des profils Tiff en Segy.

La première étape consiste à regrouper les données de navigation de chaque point de tir et du début et de la fin du profil. Un géoréférencement du plan de position du profil par ArcGIS est indispensable si aucune donnée de navigation du profil n'est disponible afin d'associer chaque point de tir à ses propres données de navigation. Nous obtenons alors un fichier contenant le numéro de profil donné et les points de tir et leurs coordonnées X et Y.

La deuxième étape consiste à corriger le contraste et la colorimétrie de l'image pour qu'elle soit la plus propre et possible, et éviter tout problème de lisibilité. Pour cela, j'ai utilisé le logiciel gratuit CAO- DAO et parfois le logiciel *Corel-Draw*.

Une fois traitée et corrigée, j'ai importé l'image dans le logiciel *Didger (Golden Software)* (Figure III.18) pour calibrer l'image d'une manière à ne pas avoir de déformation. Il

faut faire correspondre les x et y entre l'image et les références, pour cela on considère que les coordonnées relatives (X - Y) sont les mêmes que les pixels et on vérifie que l'erreur obtenue sera 0. La numérisation de tous les CDP n'est pas indispensable, puisque le logiciel peut interpoler les écarts de navigation en supposant que la vitesse du navire est constante. J'ai ensuite exporté le fichier contenant les CDP numérisés sous format .Dat.

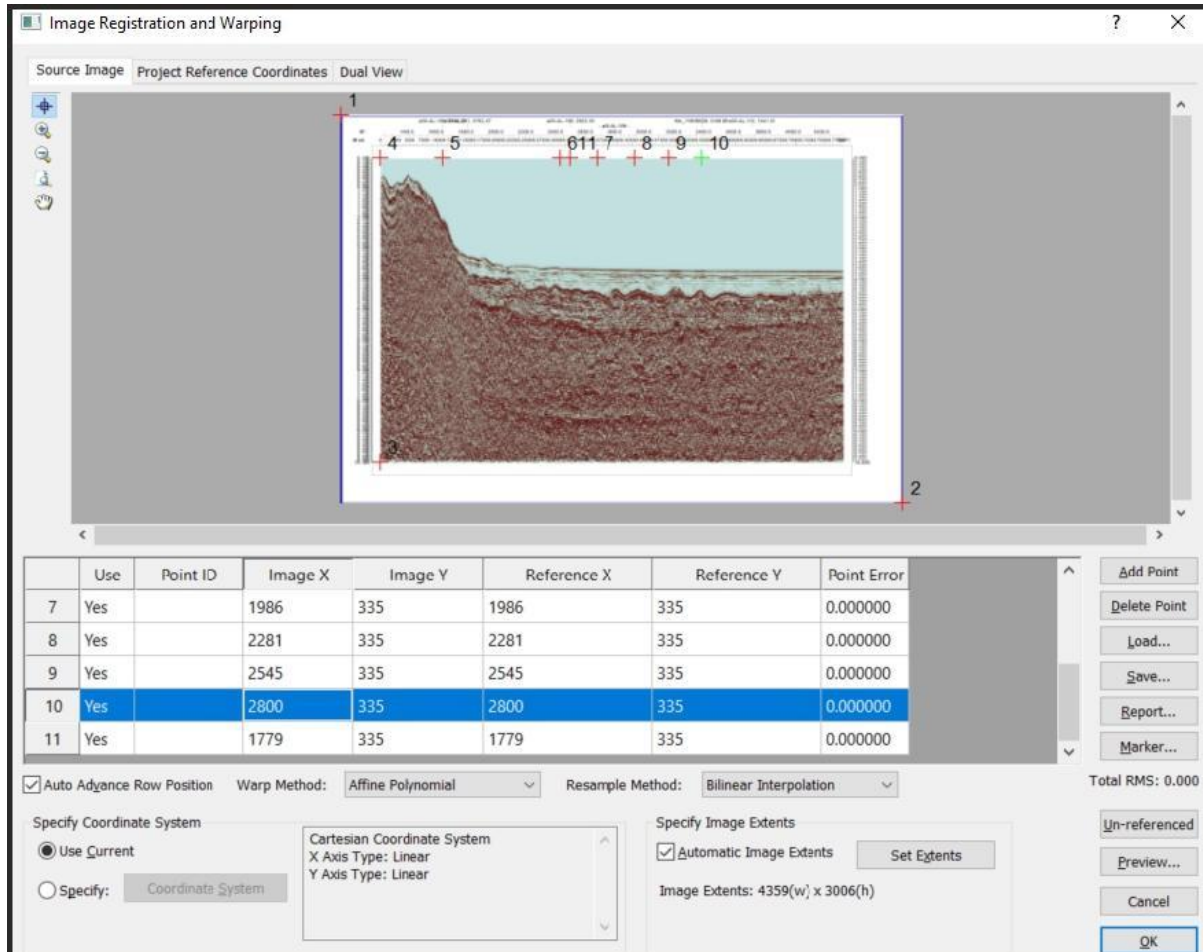


Figure III. 18. Extrait montrant la numérisation du profil L8 dans le logiciel *Didger*.

On passe ensuite sur map-viewer ou bien un autre logiciel de type tableur pour la mise en forme des données. J'ai ensuite importé les données de navigation pour chaque point de prise de vue associé à ses valeurs en pixel numérisées ainsi que la longueur du profil de pixel (de 0 sTD à la base du profil choisie) (Figure III.19).

On obtient alors un fichier (Tableau III.7) qui contient une première ligne indiquant : (1) la longueur du profil en pixel, (2) le numéro du profil, (3) le type de profil (ML) c-à-d profil marin ou terrestre (0 si marin et 1 si terrestre avec référence au-dessus du niveau de la mer), (4) le format de SegY revision (0 pour Segy Revision 0, 1* pour Segy Revision 1 (*recommandé)), (5) le format numérique SegY (DSF) (1 pour 32 bits IBM floating point , 3* pour 16 bits *IBM floating point* et 5 pour format IEEE) et (6) la zone UTM (entier (1-60

ou 0). La deuxième ligne doit contenir les valeurs en pixels pour chaque point numérisé, les données de navigation, ainsi que le 0 sTD et la base d'enregistrement choisie en ms.

Le tableau III.7 montre un exemple d'un fichier résultant de la numérisation du profil L10. La ligne 1 indique la longueur du profil (1214 pixels), la ligne 2 donne son numéro dans la séquence, la ligne 3 précise qu'il s'agit d'un profil marin qui sera transformé en SEG Y selon la révision SEG-Y-1 au format 16 bits dans le système métrique *UTM WGS 31N* et dont la longueur est de 10000 ms. La ligne 3 est remplie avec les coordonnées digitalisées en pixels (X et Y) associés à leurs coordonnées en UTM, ainsi que l'intervalle entre les traces en ms et la hauteur de la trace en ms. Notons qu'on peut remplir le tableau avec des valeurs de points en pixel sans les associer à des données de navigation. La dernière ligne du fichier doit contenir les coordonnées du point à la base du profil.

Trace length (Pixels)	Line (only numbers)	ML	REV	DSF	ZUTM
1214	4	0	1	3	31
posX (Pixel)	posY (Pixel)	UTM_X(m)	UTM_Y(m)	Delay (ms)	Time Range (ms)
151	131	815172.03	4112292.27	0	10000
851	131	0 (<i>unknown position</i>)	0 (<i>unknown position</i>)	0	10000
1220	131	0 (<i>unknown position</i>)	0 (<i>unknown position</i>)	0	10000
2703	131	844673.89	4172804.39	0	10000
3240	131	850559.23	4184871.70	0	10000

Tableau III. 7. Exemple d'un fichier résultant de la numérisation du profil L10.

Ce fichier est exporté au format .DAT et ensuite importé dans le logiciel "Matlab" pour la transformation en SEG Y. Une fois le code « *Image2Segy* » lancé dans Matlab, le processus de transformation en SEG Y est démarré en entrant le nom de la campagne, le numéro du profil et l'année dans le but de générer un en-tête contenant les métadonnées de la campagne. Par ailleurs, il est possible de choisir la polarité (négative ou positive) et ainsi que son format

niveaux de gris ou couleur. Le résultat de ce processus est la génération d'un fichier SEG-Y compatible avec tous les logiciels de traitement sismique (Kingdom Suite, Petrel). La Figure III.19 présente une synthèse de cette étape de transformation élaborée par l'Université de Barcelone.

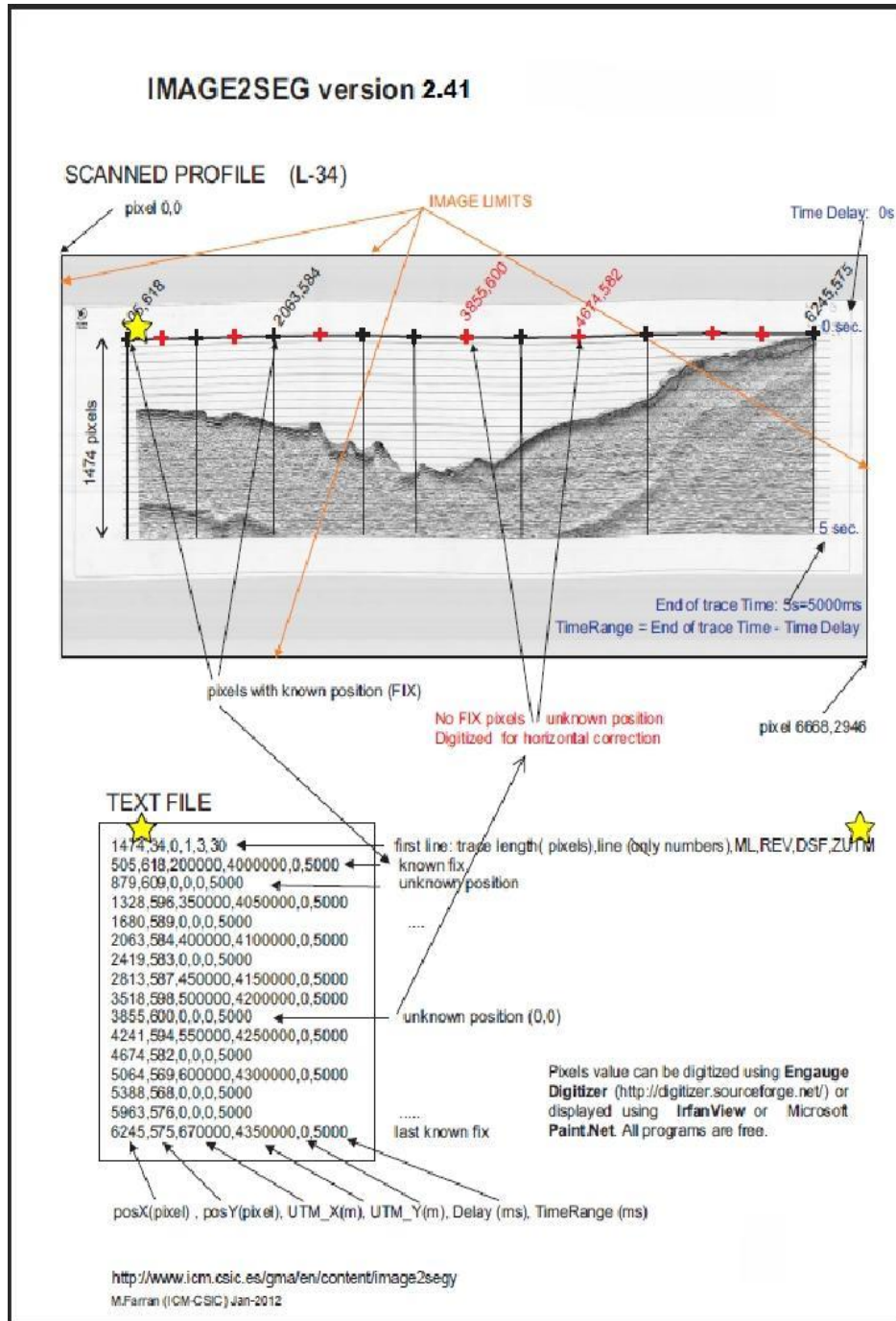


Figure III. 19. Synthèse du processus de transformation en SEG-Y d'après M. Farràn (2012) <http://ww2.icm.csic.es/gma/en/content/image2seg>.

3. Méthodologie - Stratégie

3.1. Approche synthétique de la stratigraphie séquentielle et méthode d'interprétation des données

3.1.1. Stratigraphie séquentielle

Les concepts et méthodes de stratigraphie sismique ont été introduits et développés par la compagnie Exxon dans une série d'articles publiés dans le mémoire 26 de *l'American Association of Petroleum Geologists* (Mitchum, Vail, & Sangree, 1977 ; Payton, 1977). Cette approche est basée sur l'examen des réflexions sismiques et des surfaces séparant deux milieux d'impédance acoustique différente. Une séquence sismique telle que définie par ces géologues pétroliers, constitue l'élément de base de la stratigraphie sismique. Elle représente une séquence de dépôt d'un cycle de variation du niveau marin relatif, identifiée sur un profil sismique et qui correspond généralement à des séquences de deuxième et troisième ordre (Homewood et al., 2000) en raison de la résolution sismique. Cette séquence est composée d'une succession de réflexions concordantes, génétiquement liées et caractérisées par des critères géométriques. Par ailleurs, les réflexions sismiques sont générées par les variations brutales de faciès entre les strates (lignes temps) et chaque réflecteur résultant a une valeur chronostratigraphique relative. Une séquence sismique est limitée à son toit et à sa base par des surfaces physiques interprétées comme des discordances / discontinuités géologiques (*unconformity*) et concordances qui sont respectivement une surface d'érosion qui sépare les strates récentes de strates plus anciennes et une surface de non-dépôt qui sépare les strates plus jeunes de strates plus anciennes sans qu'il y ait d'évidence d'érosion. Ces discontinuités nous permettent d'identifier sur les profils sismiques des séquences sédimentaires dont l'analyse de leurs caractéristiques permettra de déterminer les facteurs ayant été à l'origine de leur différenciation. Ces limites de séquence majeures peuvent ensuite être corrélées si possible sur l'ensemble des profils sismiques et extrapolées ensuite à travers le bassin pour correspondre à des événements régionaux.

Les variations relatives du niveau de la mer constituent l'un des facteurs potentiels les plus déterminants dans l'organisation et le séquençage des dépôts sédimentaires. Et pour cela,

la stratigraphie sismique offre la possibilité de reconstruire la courbe des variations relatives du niveau de la mer pour tout bassin étudié. Ultérieurement, la stratigraphie sismique a évolué vers la stratigraphie séquentielle (Posamentier & Vail, 1988) en permettant notamment aux chercheurs de raisonner en termes de séquences de dépôt et de chercher à comprendre les facteurs qui leur sont associés (changements climatiques, eustatisme, tectonique, apports sédimentaires).

L'interprétation sismostratigraphique repose sur l'identification des séquences sismiques et sur l'analyse des faciès sismiques.

- Identification des séquences sismiques :

Chaque séquence sismique a une interprétation chronostratigraphique distincte en fonction de sa période de dépôt qui est déterminée par les âges des limites à sa base et à son sommet. Chaque unité sismique est identifiée sur la base de l'analyse de la géométrie de ses terminaisons de réflexions. Il existe plusieurs types de terminaison (Figure III. 20) de sorte qu'une limite de séquence est caractérisée par des terminaisons en onlap et downlap sur les réflexions inférieures et par des terminaisons en toplaps ou des troncatures d'érosion sur les réflexions supérieures.

- Baselap / Limites inférieures : Il existe deux types de terminaison des réflexions sur la limite de séquence basale.
 - Onlap (Biseau d'aggradation) : une réflexion (horizontale ou inclinée) se termine sur une réflexion représentant une surface originellement plus inclinée.
 - Downlap (Biseau de progradation) : une réflexion initialement inclinée se termine vers le bas sur une réflexion représentant une strate initialement horizontale ou inclinée.
- Limites supérieures : Pour le sommet de la séquence deux types de limites différenciables en fonction de leur géométrie ont été distingués :
 - Toplap : Appelé terminaison en biseau sommital, est la terminaison vers le haut d'une réflexion sur la limite supérieure d'une séquence de dépôt.
 - Troncature d'érosion : terminaison d'une strate par érosion.

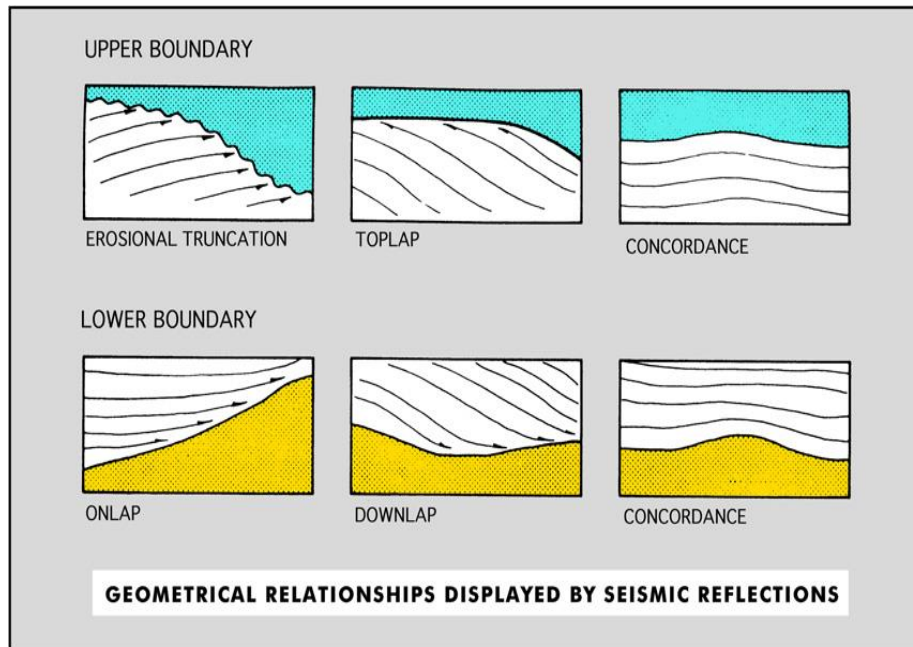


Figure III. 20. Relations entre les strates et les limites de séquence de dépôt. En haut : relations entre les strates et la limite de séquence supérieure ; En bas : relations entre les strates et la limite de séquence inférieure. (Veeken, 2007)

- Analyse des faciès sismiques

L'analyse des faciès sismiques est basée sur l'analyse de plusieurs paramètres contrôlant les réflexions, ainsi que sur la configuration et géométrie de réflexions caractérisant une séquence sismique (Figure III. 21) (Mitchum, Vail & Sangree, 1977). Cette analyse permet d'interpréter une pile sédimentaire ayant ces réflexions en termes de lithologie, de stratification, de caractéristiques du milieu de dépôt (Figure III. 22). Les paramètres analysés :

- L'amplitude (forte à faible) nous renseigne sur les contrastes lithologiques, ainsi que sur les variations latérales dans les séquences.
- La fréquence (haute à basse) (c'est-à-dire, l'espacement en temps entre les réflexions sismiques) est essentiellement liée à la source sismique déployée. Pour une même source, les différences de fréquence peuvent résulter de différences d'épaisseurs des strates, de variations latérales de la lithologie, et éventuellement du contenu en fluide.
- La continuité des réflexions sismiques (bonne, moyenne, passable, médiocre, discontinue) est directement liée aux processus sédimentaires et donc aussi à l'environnement du dépôt. Une grande continuité témoignant de dépôts de grande extension uniformément stratifiés.

- La vitesse d'intervalle : Les variations de vitesse d'intervalle dépendent de plusieurs facteurs dont la lithologie, la fracturation, la porosité, le contenu en fluide.
- La forme et la configuration interne d'une unité de faciès sont les paramètres les plus facilement évaluables et sont liées à la géométrie de la configuration du litage résultant de processus de dépôt spécifiques, de la paléotopographie originale et des contacts fluides. Les principales configurations géométriques des réflexions sont parallèles, subparallèles, divergentes, progradantes, chaotiques, et sans réflexion. Les configurations progradantes peuvent être subdivisées en : sigmoïde, oblique, complexe sigmoïde-oblique, accréation latérale « *shingled* », et dôme « *hummocky cliniform* ». Voici quelques exemples d'expression de faciès sismique et de différentes configurations (Figure III. 21).

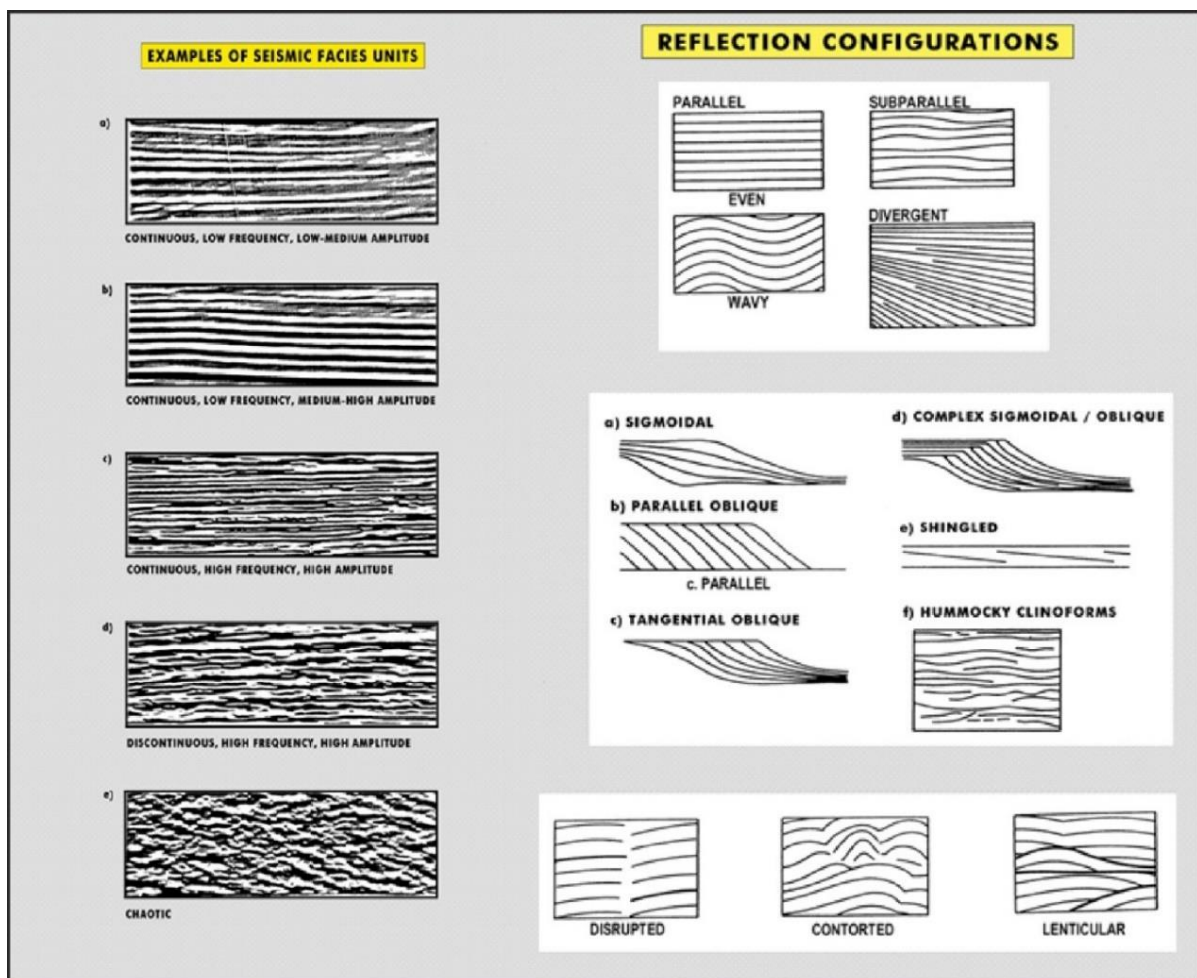


Figure III. 21. A gauche : expression de quelques faciès sismiques basée sur l'amplitude, la fréquence, la continuité et la géométrie de la réflexion. A droite : différentes configurations des réflexions au sein des séquences sismiques. D'après Mitchum, Vail, & Sangree (1977) ; Veeken (2007).

SEISMIC FACIES PARAMETERS	GEOLOGIC INTERPRETATION
REFLECTION CONFIGURATION	<ul style="list-style-type: none"> • BEDDING PATTERNS • DEPOSITIONAL PROCESSES • EROSION AND PALEOTOPOGRAPHY • FLUID CONTACTS
REFLECTION CONTINUITY	<ul style="list-style-type: none"> • BEDDING CONTINUITY • DEPOSITIONAL PROCESSES
REFLECTION AMPLITUDE	<ul style="list-style-type: none"> • VELOCITY-DENSITY CONTRAST • BED SPACING
REFLECTION FREQUENCY	<ul style="list-style-type: none"> • FLUID CONTENT • BED THICKNESS • FLUID CONTENT
INTERVAL VELOCITY	<ul style="list-style-type: none"> • ESTIMATION OF LITHOLOGY • ESTIMATION OF POROSITY • FLUID CONTENT
EXTERNAL FORM & AREAL ASSOCIATION OF SEISMIC FACIES UNITS	<ul style="list-style-type: none"> • GROSS DEPOSITIONAL ENVIRONMENT • SEDIMENT SOURCE • GEOLOGIC SETTING

Figure III. 22. Paramètres des réflexions sismiques utilisées en stratigraphie sismique et leur signification géologique. D'après Mitchum, Vail, & Sangree (1977).

3.1.2. Méthode d'interprétation des données sismiques

Les données sismiques ont été importées et interprétées sur une station de travail utilisant le logiciel Kingdom-Suite (KS). Le logiciel Kingdom Suite est un logiciel d'aide au pointé sismique, il nous permet une manipulation aisée de la sismique mais surtout la possibilité de pointer tous nos profils et d'en extraire les horizons de façon à réaliser des cartes en isochrones ou isopaques. Ces cartes peuvent également être réalisées directement sur ces logiciels. J'ai utilisé Kingdom Suite pour cette étude, cependant les données traitées peuvent être utilisées dans tous les logiciels de ce type (PETREL et QGIS).

La méthodologie que j'ai adoptée est basée sur l'interprétation sismostratigraphique détaillée des unités sismiques. Cette interprétation a été conduite en suivant les concepts de la stratigraphie sismique (Mitchum, Vail, & Sangree, 1977, Vail, 1987, Veeken, 2007) dont on trouve de nombreuses synthèses et modèles publiés (Rabineau, 2001 ; Catuneanu, 2009). J'ai procédé à des interprétations directes et indirectes en stratigraphie sismique afin de prédire la lithologie correspondant à l'unité de faciès sismique et de mettre en évidence les environnements de dépôt et les cycles sédimentaires (transgression, régression, érosion). Les

paramètres de l'analyse des faciès sismiques pris en considération sont l'amplitude et la fréquence de réflexions dominantes, la continuité, la configuration et la géométrie de réflexions et la relation avec d'autres unités (onlaps, toplaps, downlaps).

Dans le cadre de cette étude, on a subdivisé le bassin Algéro-Baléarique en quatre segments de premier ordre distincts par leur évolution géodynamique. Notez que le manque de données ne m'a pas permis de déterminer avec précision les limites entre ces sous-bassins. Nous proposons de distinguer d'Est en Ouest (Figure III.23) :

- Le bassin oriental Algéro-Baléarique (zone de Béjaïa-Jijel-Annaba)
- La zone du Haut de Hannibal (Entre Béjaïa et Dellys)
- Le bassin Centre-Ouest (entre Boumerdes et Ténès)
- Le bassin occidental Algéro-Baléarique (zone de Mostaganem - Oran)

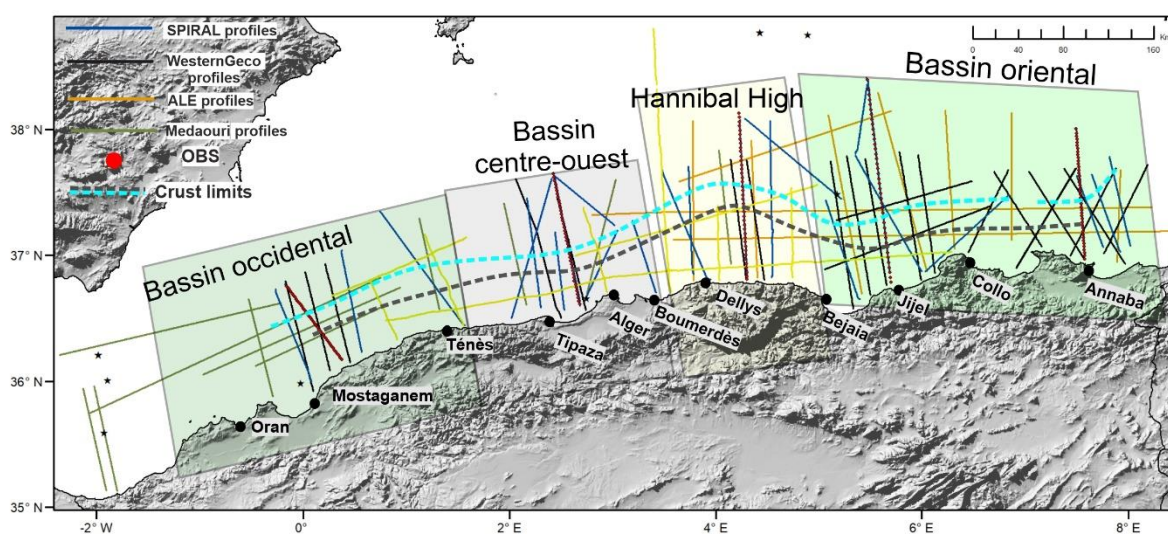


Figure III. 23. Carte montrant la position des différents profils sismiques utilisés dans cette étude, ainsi que la segmentation de notre bassin depuis l'Est (bassin Est-Algéro-Baléarique) vers le centre (Hannibal High), en passant par le bassin centre-ouest et enfin le bassin ouest.

Dans le but de mieux étudier les aspects géodynamiques et stratigraphiques de la marge et du bassin Algéro-Baléarique, on a subdivisé leur couverture sédimentaire en trois grandes séquences stratigraphiques (Figure III.24) : la séquence pré-messinienne, la séquence messinienne (c.à.d., la séquence de la crise de salinité messinienne) et la séquence Plio-Quaternaire. Chaque séquence est subdivisée en plusieurs unités qui ont leurs propres caractéristiques sismiques.

La séquence pré-messinienne du bassin Est Algéro-Baléarique a été étudiée en détail par Arab et al. (2016b), qui ont élaboré un modèle d'âge conceptuel basé sur une corrélation des

dépôts terrestres néogènes en Grande et Petite Kabylie avec les unités acoustiques offshore (Figure III.24). Dans notre cas d'étude du bassin Est-Algéro-Baléarique, on a utilisé ce modèle d'âge conceptuel comme modèle d'âge de référence (Figure III.24) notamment pour la séquence pré-messinienne.

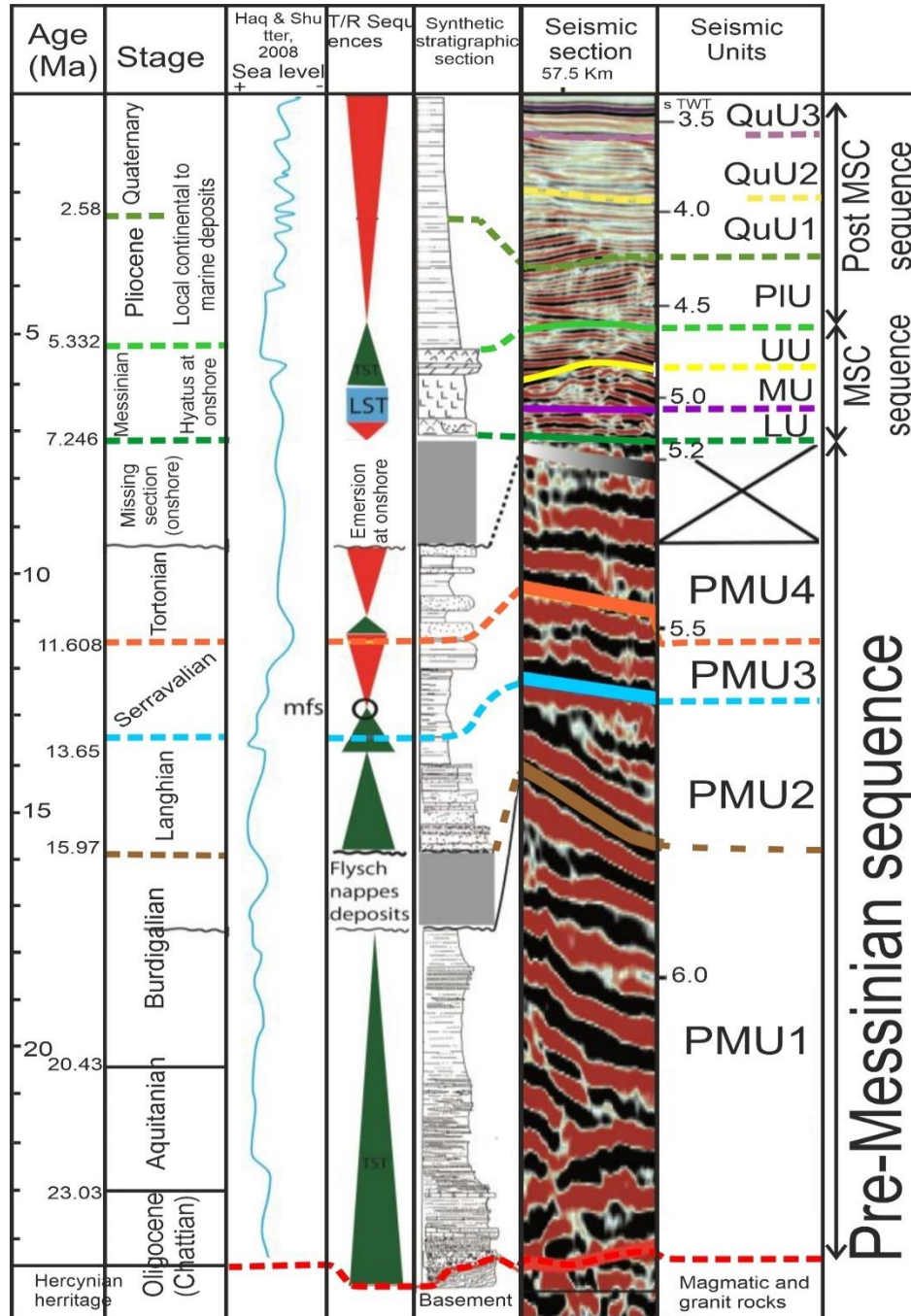


Figure III. 24. Figure montrant la corrélation entre les unités acoustiques et unités lithostratigraphiques terrestres, la variation eustatique et l'évolution séquentielle (T-R). Modifiée d'après Arab et al. (2016b).

Chaque unité de chaque séquence est séparée des autres unités au-dessus et au-dessous par un horizon réflecteur clé interprété comme une ligne de temps chronostratigraphique. Neuf

horizons clés par leur signification géodynamique ont été identifiés et corrélés régionalement sur tous les profils. Ce sont de haut en bas les suivants (Figure III.25) :

- Le réflecteur R8 de fond marin est interprété sur l'ensemble des données disponibles. Il est représenté comme un réflecteur fort caractérisé par une amplitude élevée et une polarité positive. Sa morphologie permet de caractériser la déformation récente.
- Le réflecteur R7, qui correspond à la base de la séquence Plio-Quaternaire (PQ), marque la fin de la crise messinienne et la remise en eau de la Méditerranée. Il correspond, selon Lofi et al. (2011), à la MES (*Marginal Erosional Surface*) sur le plateau et la marge supérieure où aucune unité MSC n'est présente ; et à la TES/TS sur la pente et la marge et au toit des UU dans le bassin profond. En sismique, ce réflecteur de forte amplitude marque la transition entre deux couches d'impédances acoustiques très différentes : les évaporites supérieures de forte amplitude et le Pliocène de faible amplitude. Cela a été interprété comme une discordance majeure à l'échelle de la Méditerranée occidentale, et appelée discordance messinienne ou réflecteur "M" (Ryan et al., 1973 ; Comas et al., 1999).
- Le toit du sel, réflecteur R6 est interprété uniquement dans le bassin profond, où le sel messinien est observé. Il correspond au toit de MU (Lofi et al., 2011 ; Gorini et al., 2015) et représenté comme un réflecteur fort à amplitude élevée et à polarité positive. Il marque la transition entre deux strates d'impédances acoustiques très différentes : les évaporites supérieures (UU) à litage régulier de forte amplitude et le sel sous-jacent à faciès sismique généralement transparente ou chaotique (dépend de la résolution sismique) de faible amplitude.
- Le réflecteur R5 représente la base du sel qui est facilement identifiable sur les coupes sismiques dans le bassin profond où le sel MSC est observé. Il est interprété généralement comme un réflecteur continu à forte amplitude et à polarité négative et il est parfois déformé par le pull up. Il marque le début de la crise messinienne et représente un excellent repère géodynamique et sismique.
- Le réflecteur R4 sépare l'unité inférieure du Messinien (LU) de la dernière unité pré-messinienne PMU4. Ce réflecteur est discordant à localement érosif au niveau du pied de la marge et concordant dans le bassin profond.
- Le réflecteur R3 à amplitude élevée à faible sépare l'unité pré-messinienne PMU4 de l'unité PMU3 sous-jacente. Il est perturbé latéralement en raison des *pull-up* induits par le sel.

- Le réflecteur d'amplitude variable R2 marque la limite entre la PMU3 pré-messinienne et la PMU2 sous-jacent.
- Le réflecteur R1 à forte amplitude sépare l'unité pré-messinienne PMU2 de l'unité PMU1 qui repose directement sur la croûte.
- Le toit du socle B est interprété dans tous les domaines géomorphologiques, du plateau au bassin profond. Il sépare le faciès sismique chaotique du socle du faciès sismique régulier de la colonne sédimentaire sus-jacente. Il est marqué par un réflecteur de forte amplitude et de polarité positive (polarité normale du SEG) mais son suivi est très difficile du fait de ses caractéristiques sismiques très variées d'une zone à l'autre. En offshore, dans le bassin, cet horizon est perturbé et masqué et difficilement identifiable à cause du développement des dômes de sel. Ce réflecteur clé représente un événement géodynamique majeur correspondant à la formation du bassin Algéro-Baléarique.
- Le Moho est un marqueur important pour une meilleure connaissance des processus profonds à l'origine de la formation du bassin Algéro-Baléarique. Il est parfois marqué par un ensemble de réflecteurs de forte amplitude et parfois par un seul réflecteur de forte amplitude et de forte énergie. Sa corrélation est facile lorsqu'il est visible.

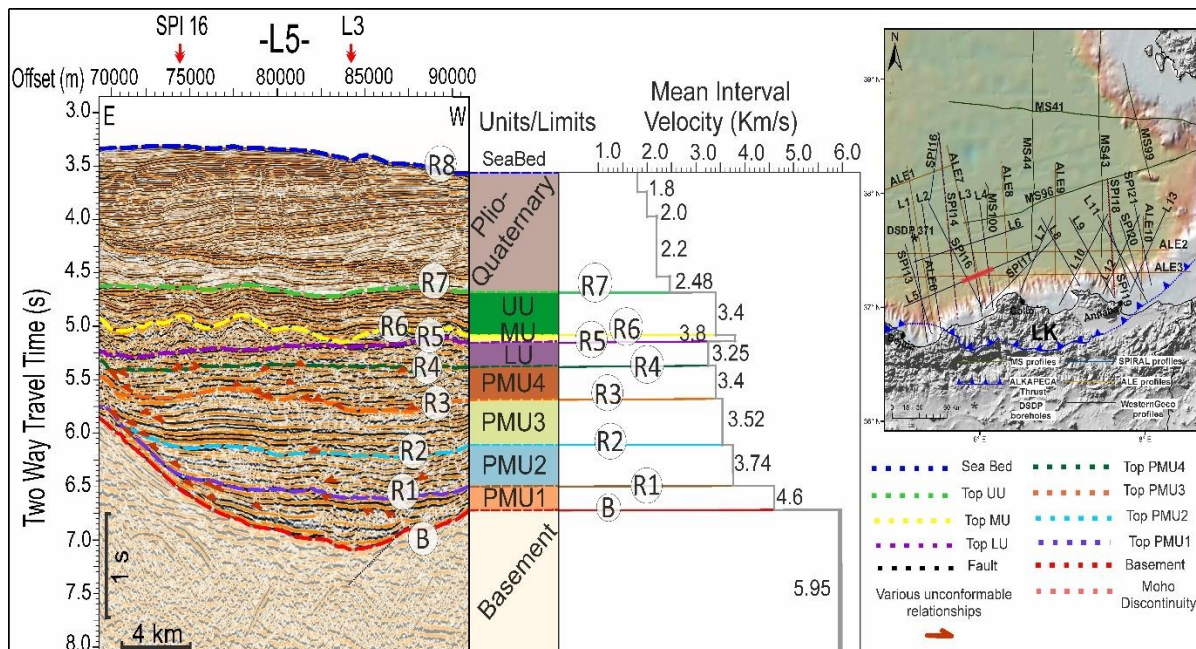


Figure III. 25. Coupe sismique représentative au large de Béjaïa, montrant les différentes unités sismiques du bassin Algéro-Baléarique oriental (PMU= Pre- Messinian Unit. LU= Lower unit ; MU= Mobile unit ; UU= Upper unit ; PQ= Plio-Quaternaire) et les principaux réflecteurs-horizons (B - R8), ainsi que les vitesses moyennes d'intervalle reprises. Encart à droite : localisation de la section sismique.

La séquence Plio-Quaternaire représente tout l'intervalle temps après la crise messinienne jusqu'à l'actuel (Figure III.24). Elle est subdivisée en différentes unités (QU1, 2, 3 pour Quaternaire et PIU pour Pliocène ; Figures III. 25, 26, 27) compte tenu de leurs différents faciès sismiques sur l'ensemble des profils de qualité différente, notamment sur les profils à haute résolution (Figures III.31, 32). Elle est facilement repérable grâce à son aspect sismique à litage régulier avec des réflecteurs parallèles et continus (Figures III.24, 25, 26, 27). Sa base, le Pliocène, montre des niveaux plus transparents de très faible amplitude comparativement à la séquence messinienne (Figures III.26, 27) dont les évaporites supérieures (UU) ont un fort contraste d'impédance acoustique et est parfois très déformé par le diapirisme intense du sel. Le reste de la séquence (séquence du Quaternaire) montre des faciès à réflecteurs subparallèles et parfois ondulés, d'amplitude et de fréquence variables selon la qualité sismique. Ce changement de faciès entre le Pliocène et le Quaternaire est observé dans la plupart des bassins de la Méditerranée, et correspond à une modification de sédimentation à l'échelle régionale.

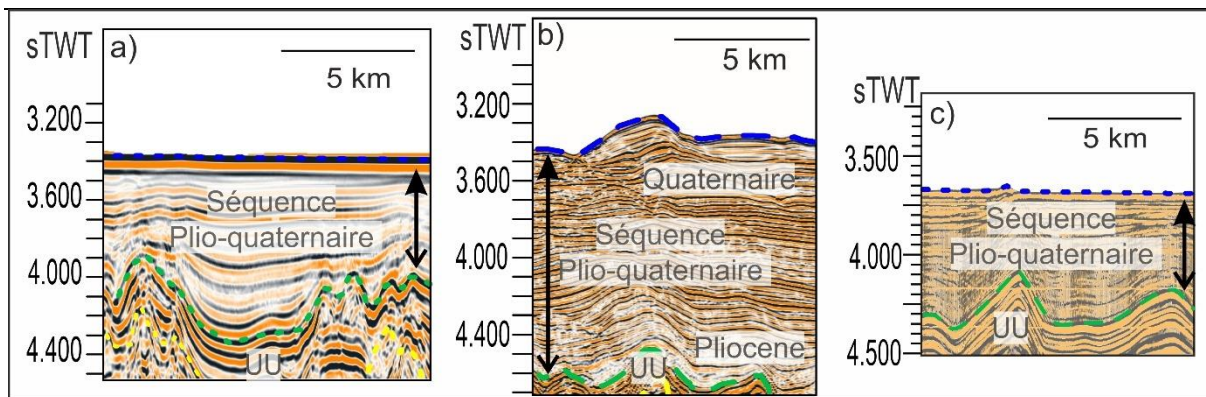


Figure III. 26. Zoom montrant les faciès de la séquence Plio-Quaternaire (post-Messinien). a) Basse fréquence ; b) Haute résolution ; c) Basse résolution.

Cette séquence PQ est composée de grès carbonatés surmontés par des boues calcaires avec des inclusions de minces grès silteux, comme le montrent le forage réalisé dans le bassin Est Algéro-Baléarique (DSDP-371) (Figure III. 27) (Shipboard Scientific Party, 1978). Son épaisseur varie de la marge jusqu'au bassin, mais elle est plus faible que dans le bassin Liguro-Provençal (0,8 km et 2 km, respectivement ; Mauffret et al., 2004), et est à peu près similaire entre le bassin Algéro-Baléarique oriental et occidental et la marge sarde occidentale (Dal Cin et al., 2016). Le taux de sédimentation de la série Plio-Quaternaire dans le bassin Est Algéro-Baléarique est de 110 m/Ma selon le forage DSDP (Hsü et al., 1973 ; Ryan et al., 1973), et 500 m/Ma au pied de la marge centrale algérienne (Giresse et al., 2013). La limite Pliocène-Quaternaire n'a jamais été corrélée sur l'ensemble du bassin de la Méditerranée occidentale.

Elle a été déterminée à 2,6 Ma dans le bassin Algéro-Baléarique oriental en extrapolant les épaisseurs sédimentaires de la marge centrale (Arab et al., 2016b).

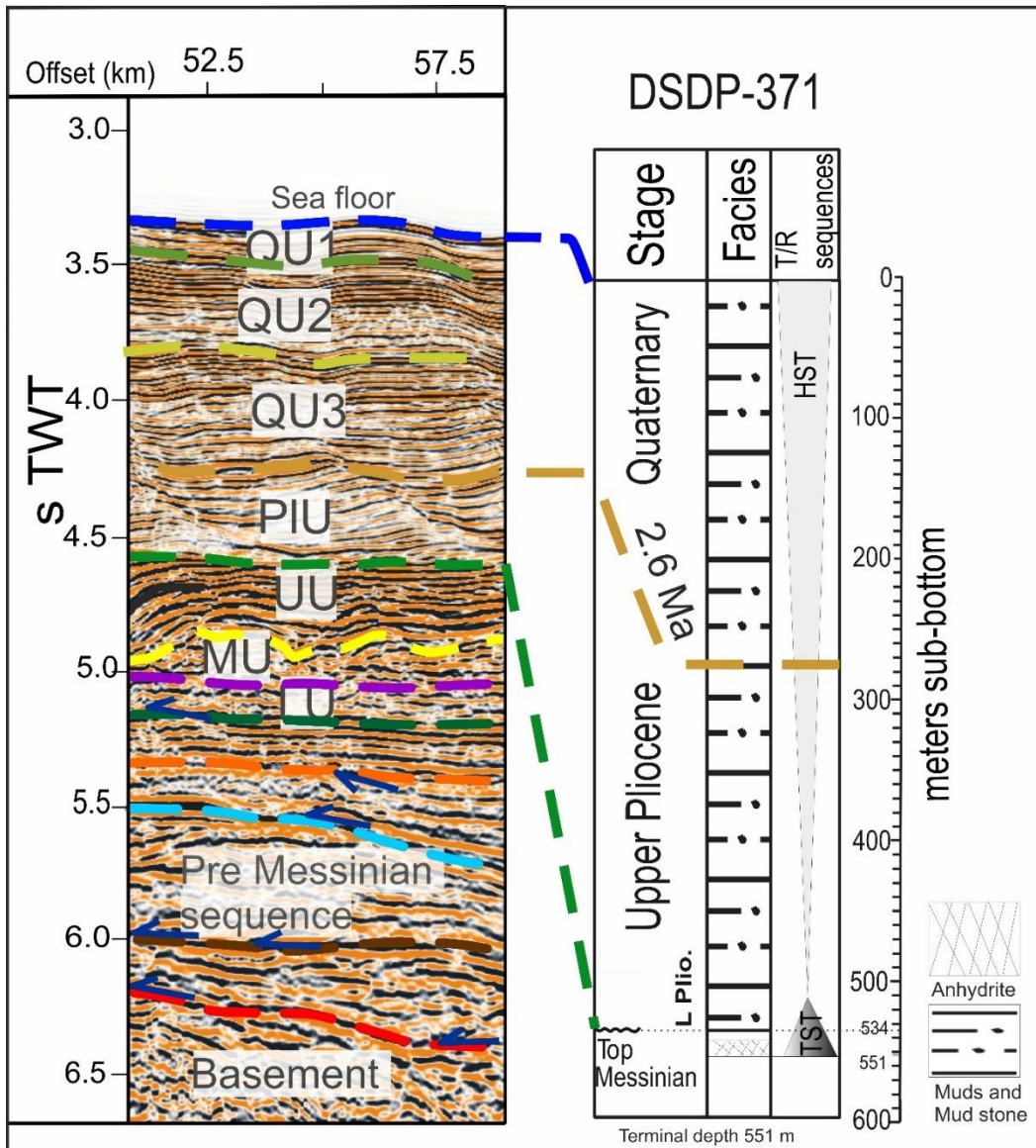


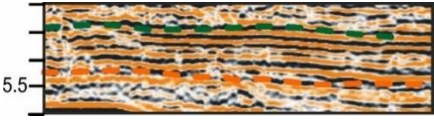
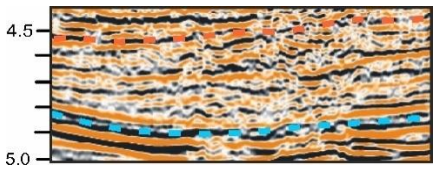
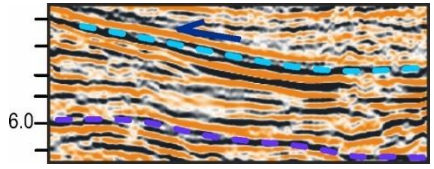
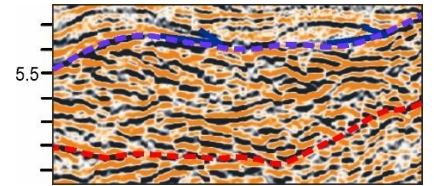
Figure III. 27. Corrélation entre la séquence Plio-quaternaire traversée par le forage DSDP 371 et imagée sur une section sismique à haute résolution.

Du bassin d'Alboran jusqu'au bassin Tyrrhénien, en passant par le bassin Algéro-Baléarique, la trilogie messinienne « LU-MU-UU » est parfaitement identifiable de par leurs propriétés sismiques exceptionnelles (Figures III.25, 27) (Lofi et al., 2011, 2018 ; Haq et al., 2020). Cette séquence est scellée par les dépôts Plio-Quaternaire (Figures III.25, 26). Le fluage du sel et les diapirs qu'il forme perturbent les évaporites supérieures et la séquence Plio-Quaternaire. Ils masquent parfois la séquence pré-messinienne située au-dessous (Voir « II. 3.2 Implications en termes de dépôts et d'interprétation » pour la description de cette séquence).

La séquence pré-messinienne (Figures III. 25, 27) recouvrant directement le socle océanique du bassin Est Algéro-Baléarique peut être subdivisée en quatre unités distinctes compte tenu de leurs différents faciès sismiques (Tableau III.8; Arab et al., 2016b). Elle comprend depuis la base du bassin :

- Une première unité syn-rift « PMU1 » d'âge Oligocène supp – Burdigalien
- Une deuxième unité post-rift « PMU2 » d'âge Langhien
- Une troisième unité post-rift « PMU3 » d'âge Serravallien
- Une quatrième unité post-rift « PMU4 » d'âge Tortonien

Voici un tableau synthétique montrant la description de chaque unité sismique pré-messinienne du bassin oriental à différents localisation géographique.

Unité	Faciès	Extrait
Zone Béjaïa		
PMU4		Réflecteurs lités de forte amplitude et haute fréquence
PMU3		Réflecteurs ondulés continus subparallèles de faible amplitude et basse fréquence évoluant vers des faciès chaotiques dans le bassin profond
PMU2		Réflecteurs subparallèles de moyen à haute amplitude et basse fréquence
PMU1		Faciès hummocky à forte amplitude
Zone Jijel		

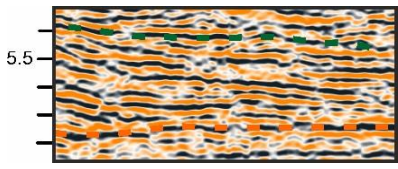
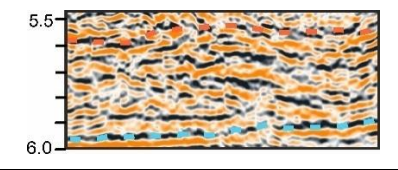
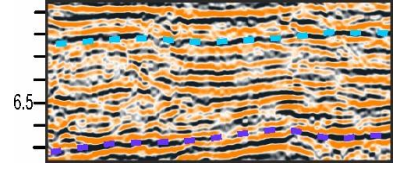
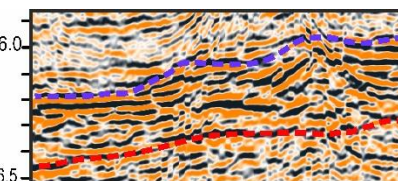
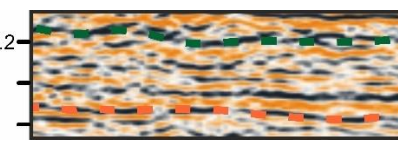
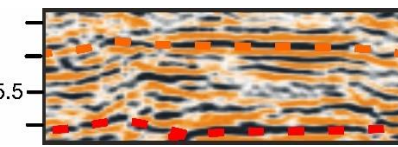
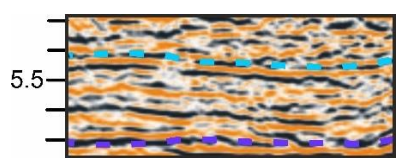
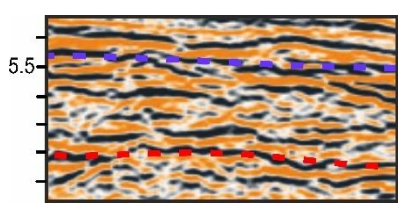
PMU4		Réflecteurs lités de forte à moyen amplitude et à haute fréquence évoluant vers des faciès chaotiques dans le bassin profond
PMU3		Réflecteurs subhorizontaux, de moyenne à faible amplitude et de basse fréquence ; le faciès passe latéralement à chaotique
PMU2		Réflecteurs subparallèles et sub-horizontaux, d'amplitude moyenne à faible et de moyenne à basse fréquence
PMU1		Faciès hummocky avec réflecteurs discontinus de forte amplitude
Zone Annaba		
PMU4		Réflecteurs discontinus, parfois subparallèles et subhorizontaux d'amplitude moyenne. Le faciès devient chaotique en raison du pull up de sel.
PMU3		Réflecteurs discontinus, mais parfois subparallèles, de forte amplitude et de moyenne à haute fréquence
PMU2		Réflecteurs subparallèles de moyenne à haute amplitude et de basse fréquence
PMU1		Faciès hummocky à réflecteurs discontinus de forte amplitude

Tableau III. 8. Tableau synthétique des unités sismiques pré-messiniennes du bassin oriental Algéro-Baléarique. L'échelle verticale est en seconde temps double (espacement entre les valeurs = 0,1 sTD).

3.2. Ajustement des interprétations sismiques aux points de croisement

Afin de lier et d'ajuster les interprétations sismiques et vérifier la cohérence de la distribution des faciès et des changements latéraux et de contraindre le calage en temps et en profondeur des différentes interfaces géologiques (Base de sel, toit du socle, discontinuité du Moho...), j'ai fait des dizaines de points de croisement entre les lignes sismiques à résolution multi-échelle (Figure III.28), notamment dans le bassin Algéro-Baléarique oriental. En raison du manque de profils sismiques au format Segy dans ma base de données dans les bassins central et occidental, j'ai utilisé des profils au format image (.Tiff) interprétés et publiés par [Medaouri et al., 2014](#). Après avoir géoréférencé le plan de position des profils, j'ai obtenu les données de navigation de ces profils, que j'ai importées dans kingdom. Cela m'a aidé à déterminer les points de croisement de ces profils avec mes profils et par conséquent à vérifier la fiabilité de mon interprétation notamment parce que ces profils d'images ont une très bonne résolution et permettent de bien décrire la séquence pré-sel. Le toit des évaporites supérieures et le toit du socle acoustique qui sépare la séquence pré-messinienne du socle acoustique sont les deux réflecteurs repères omniprésents qui permettent de caler les principales séquences sismiques.

Les résultats de l'analyse des faciès sismiques sont présentés sur des coupes sismiques et les unités sismographiques sont corrélées par leur âge correspondant suivant le modèle d'âge de [Arab et al. \(2016\)](#).

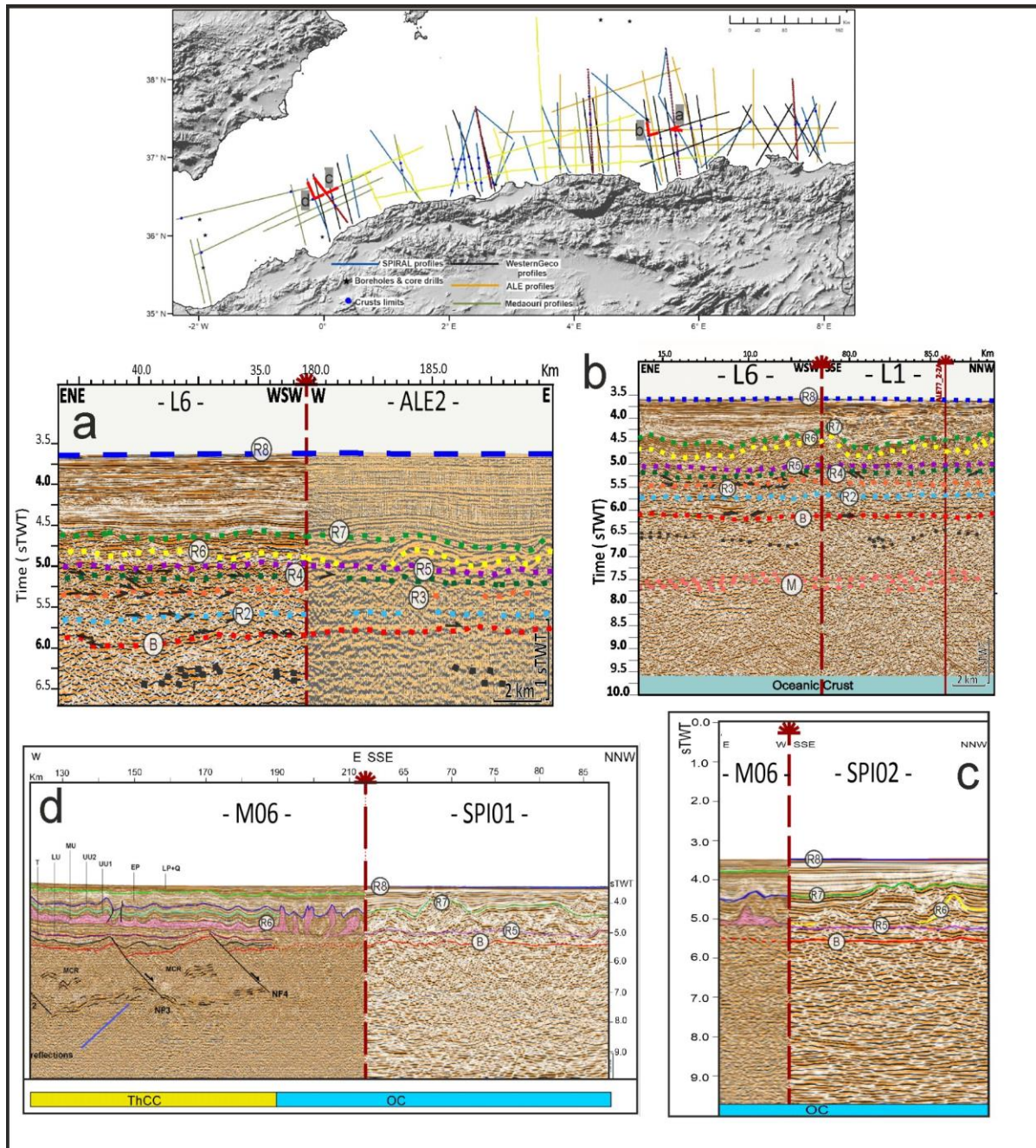


Figure III. 28. Exemples de coupes sismiques aux points de croisement entre profils. a) Croisement entre profil vintage ALE et profil de bonne résolution Westerngeco. b) Croisement entre deux profils Westerngeco. Les sections c et d sont réalisées à partir de croisements entre des profils de ma base de données et des profils au format image interprétés et publiés par [Medaouri et al. \(2014\)](#).

3.3. Modèle d'âge stratigraphique et corrélation entre chronos

1.4.1. Modèle d'âge stratigraphique

En 1978, un forage DSDP site 371 (Leg 42, DSDP : Deep Sea Drilling Project), sous une importante tranche d'eau de 2792 m, a été foré jusqu'à environ 102 km du littoral dans le

bassin profond au large de Béjaïa. Malheureusement, il n'a traversé que cinq mètres d'évaporites supérieures messiniennes (Hsu et al., 1978). Par conséquent, cela ne nous a pas permis d'effectuer un calibrage entre les données de puits et celles de la sismique, ni d'utiliser ses données comme analogue de surface pour contraindre les âges absolus et les lithologies des unités sismiques pré-messiniennes offshore et d'aller alors plus loin dans l'interprétation sismostratigraphique des profils sismiques. En revanche, pour compenser ce manque d'âges absolus, une méthode conventionnelle a été utilisée dans ce travail pour calculer les âges relatifs des premières unités pré-messiniennes recouvrant la croûte océanique en fonction de leurs épaisseurs déduites de l'interprétation sismostratigraphique et prédire ensuite l'âge et le taux d'accrétion du plancher océanique du bassin Est-Algéro-Baléarique. Cependant, je n'ai été en mesure d'effectuer ce calcul que pour cette zone orientale, en raison du manque de données sur l'épaisseur des unités pré-messiniennes dans les autres zones du bassin (centrale et occidentale). Ce calcul est basé sur la conversion temps/profondeur (seconde temps double en mètres) en utilisant les vitesses d'intervalle, et sur les épaisseurs déduites des premières unités pré-messiniennes déposées sur la croûte océanique (PMU2 et PMU3).

Les vitesses d'intervalle sont calculées à partir des vitesses *stacking* (apparentes) en utilisant la formule de Dix (Dix, 1955) et en appliquant une correction de -5% pour tenir compte de l'anisotropie des ondes P (Bartolome et al., 2005).

L'équation (ou formule) de Dix est la suivante (Dix, 1955) :

$$V_{int_{2-1}} = [(t_2 VRMS_2^2 - t_1 VRMS_1^2) / (t_2 - t_1)]^{1/2}$$

V_{int} : vitesses d'intervalle (m/s) entre les temps T_i et T_{i+1} (m/s).

$VRMS_i$: vitesse quadratique moyenne (root mean square) (m/s) au temps T_i

V_{stack} ou a : vitesse apparente ou vitesse sismique (*stacking velocity*) (m/s)

On considère que les valeurs de V_{stack} ou V_a , déduites d'analyses de vitesses, peuvent être assimilées à des $VRMS$ selon la formule de DIX (qui dérive de la définition des $VRMS$). La vitesse d'intervalle a été calculée pour chaque unité acoustique délimitée au toit et à la base par un horizon précis ayant à chaque point de tir une $VRMS$ spécifique ($VRMS_i$) et une valeur de temps double spécifique (T_i). Le calcul des vitesses d'intervalle se fait pour chaque point de tir. Voici un exemple (Figure III. 29) montrant le profil L1 (Westerngeco) superposé avec les vitesses $VRMS$ à chaque point de tir et à chaque valeur de temps double (crois noirs), et le tableau associé au calcul de la vitesse d'intervalle à un point de tir spécifique.

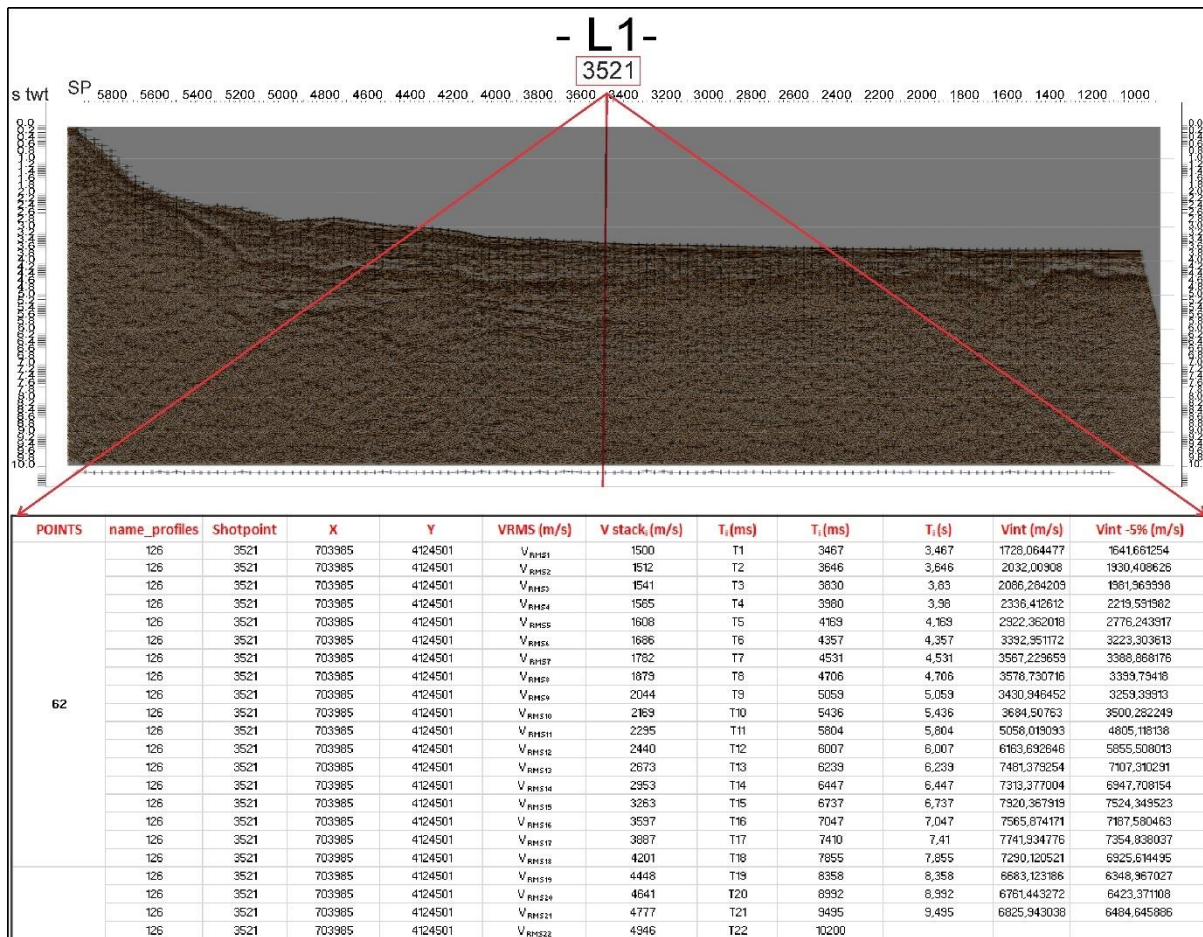


Figure III. 29. Exemple de calcul des vitesses d'intervalle à un point de tir spécifique.

L'interprétation de l'ensemble de profils sismiques m'a permis de diviser le bassin Algéro-Baléarique oriental en deux parties en fonction de la première unité pré-messinienne déposée sur la croûte océanique (Figure III. 30). La première partie correspond à la zone comprenant les anomalies magnétiques N2w, R2w, N1w et R1 (Figure III. 30), où l'unité PMU3 est directement déposée sur la croûte océanique. La seconde partie correspond à la zone comprenant les anomalies magnétiques R4w, N3w et R3w où l'unité PMU2 est la première unité déposée sur la croûte océanique (Figure III. 30). Ensuite, je me suis appuyé sur le modèle d'âge de Arab et al. (2016b) pour calculer les âges relatifs des unités PMU3 d'âge Serravallien et PMU2 d'âge Langhien en utilisant l'épaisseur convertie en mètres de ces unités.

En passant de l'anomalie R3w à l'anomalie N2w (Figure III. 30), on remarque que l'unité PMU2 disparaît et que l'unité PMU3 se dépose directement sur le socle océanique de cette zone comprenant les anomalies N2w, R2w, N1w et R1. En conséquence, j'ai supposé que cette unité (PMU3) ayant une épaisseur donnée a été déposée durant toute la période du Serravallien (2,19 Ma), et que les réflecteurs R2 et R3 limitant sa base et son toit marquent les

transitions entre le Langhien et le Serravallien (13,82 Ma) et entre le Serravallien et le Tortonien (11,63 Ma) respectivement (Cohen et al., 2013). En considérant que le taux de sédimentation était constant pendant le Serravallien, on a alors calculé l'âge relatif de PMU3 déposée au niveau de chaque anomalie magnétique R2w, N1wo et R1 en utilisant leurs propres différentes épaisseurs et la simple règle de trois. Par conséquent, j'ai obtenu un intervalle de temps correspondant à la période d'ouverture de la première partie du bassin Est Algéro-Baléarique et à la période de sédimentation de l'unité PMU3. Ceci m'a permis de calculer le taux d'accrétion en utilisant la période déduite de ce calcul et la distance entre l'anomalie centrale et l'anomalie N2w, ainsi que le taux de sédimentation. La même méthode de calcul a été utilisée pour calculer les âges relatifs des unités PMU2 déposées sur la croûte océanique de la deuxième zone, la plus ancienne, du bassin Algéro-Baléarique oriental, où PMU2 est la première unité déposée. Comme on ne sait pas si l'unité PMU2 déposée au niveau de l'anomalie magnétique R4w couvrirait toute la période du Langhien ou uniquement une partie de celle-ci, j'ai alors supposé que la vitesse d'accrétion du plancher océanique est restée constante pendant le Serravallien et le Langhien (Hypothèse A). Sur la base de cette première hypothèse, on a calculé les âges relatifs des unités PMU2 déposées au-dessus des anomalies R4w, N3w, R3w (Figure III.30) en fonction de leurs épaisseurs respectives. J'ai alors obtenu un intervalle de temps pendant lequel la deuxième partie du bassin Algéro-Baléarique oriental est ouverte ainsi que la période et le taux de sédimentation de l'unité PMU2.

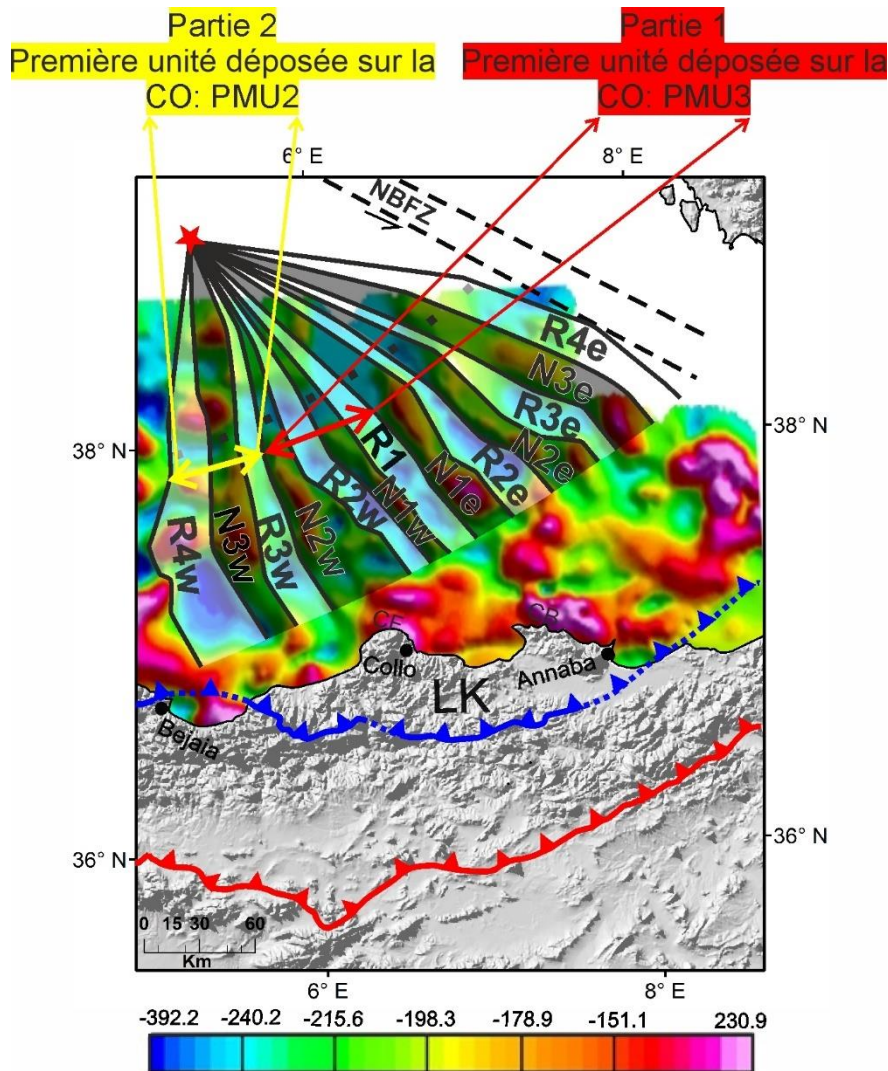


Figure III. 30. Zoom sur le bassin Algéro-Baléarique oriental montrant les anomalies magnétiques régulièrement espacées de N-S à NW-SE interprétées comme des bandes noires et blanches représentant les périodes de polarité magnétique normale et inverse, respectivement. Ainsi que les deux parties en fonction de la première unité pré-messinienne déposée sur la croûte océanique. La première partie correspond à la zone comprenant les anomalies magnétiques N2w, R2w, N1w et R1, où l'unité PMU3 est directement déposée sur la croûte océanique. La seconde partie correspond à la zone comprenant les anomalies magnétiques R4w, N3w et R3w où l'unité PMU2 est la première unité déposée sur la croûte océanique. R, N= polarités magnétiques normales et inverses ; W pour Ouest, E pour Est.

Afin de prendre en compte les incertitudes liées à cette hypothèse, on a effectué un nouveau calcul en considérant que le taux de sédimentation pendant le Langhien et le Serravallien était constant (Hypothèse B). Ceci nous a permis de calculer de nouveaux âges relatifs des unités PMU2 et PMU3 comme discuté ci-dessus (Voir les résultats obtenus par ce calcul avec les deux hypothèses (A et B) dans la partie « V. 3.1.4. Modèle stratigraphique des âges relatifs »).

Il est important de noter qu'une estimation 'vraie' des âges et des taux calculés est difficile en raison de diverses causes d'incertitudes, en particulier celles liées aux hypothèses

sur le modèle d'âge et aux contraintes des corrélations sismiques entre les sections prises avec des sources différentes et traitées indépendamment. D'autres sources d'erreurs proviennent (1) de la résolution verticale du pointé dépendant de la résolution sismique, (2) des incertitudes sur les vitesses sismiques (quelques centaines de m/s) et donc de la conversion temps-profondeur, et (3) des imprécisions sur les lithologies disponibles et leurs variations latérales. De plus, je n'ai pas été en mesure de vérifier la robustesse de nos calculs sur la partie est de notre zone triangulaire en raison du manque de données et de leur faible résolution. En raison de ces limitations, je n'ai pas la possibilité d'améliorer encore les estimations réelles de ces paramètres, donc je propose de considérer les incertitudes finales sur les âges et les taux après avoir utilisé conjointement les deux hypothèses A et B comme une première approximation des "vraies" valeurs et comme un test de cohérence de notre modèle cinématique, à comparer avec d'autres modèles d'accrétion et de sédimentation dans des contextes géodynamiques similaires. Cette approche tend ainsi à donner des incertitudes maximales sur les âges et les taux en fonction des données disponibles.

1.4.2. Corrélation entre chronos

Les anomalies magnétiques marines (Vine & Matthews, 1963) fournissent un enregistrement complet des inversions de polarité géomagnétique. Dans le but de corréliser le modèle d'anomalies magnétiques avec l'échelle de temps géomagnétique (Tableau III.9) et de tester la fiabilité et la cohérence de notre modèle des âges relatifs, j'ai essayé d'ajuster la distribution des anomalies magnétiques identifiées en fonction des âges des chronos magnétiques tels que déterminés selon les deux échelles mondiales de temps de polarité géomagnétique (Gee & Kent, 2007 ; Gradstein et al., 2012) en supposant un taux d'accrétion constant. Ces deux échelles sont utilisées pour aider à identifier les différentes possibilités de correspondance des âges relatifs. Le tableau ci-dessous montre l'ensemble de chronos identifiés durant le Langhien et le Serravallien selon deux échelles de temps de polarité géomagnétique (Gee & Kent, 2007 ; Gradstein et al., 2012).

Chrones	ATNTS2012	GK07
C5Cn.1n	16.268 - 15.974	16.293 - 16.014
C5Br	15.974 - 15.600	16.014 - 5.155
C5Bn.2n	15.160 - 15.032	15.155 - 15.034
C5Bn.1r	15.032 - 14.870	15.034 - 14.888
C5Bn.1n	14.870 - 14.775	14.888 - 14.800
C5ADr	14.775 - 14.609	14.800 - 14.612
C5ADn	14.609 - 14.163	14.612 - 14.178
C5ACr	14.163 - 14.070	14.178 - 14.076
C5ACn	14.070 - 13.739	14.076 - 13.703
C5ABr	13.739 - 13.608	13.703 - 13.510
C5ABn	13.608 - 13.363	13.510 - 13.302
C5AAr	13.363 - 13.183	13.302 - 13.139
C5AAn	13.183 - 13.032	13.139 - 12.991
C5Ar.3r	13.032 - 12.887	12.991 - 12.819
C5Ar.2n	12.887- 12.829	12.819 - 12.775
C5Ar.2r	12.829 - 12.770	12.775 - 12.708

Tableau III. 9. Échelle de temps de polarité géomagnétique établie à partir de [Gee et Kent \(2007\)](#) et [Gradstein et al. \(2012\)](#).

Un chrone correspond à l'intervalle entre la limite la plus jeune de l'anomalie éponyme et la limite la plus jeune de l'anomalie qui la précède et porte le préfixe "C" (par exemple, Chron C3n). Cependant, chaque chrone est généralement subdivisé en deux intervalles de polarité normale et inverse, qui sont désignés par l'addition au nom le suffixe 'n' pour la polarité normale et 'r' la polarité inverse (par exemple, Chron C3An et Chron C3Ar). Lorsque ces chronos de polarité sont subdivisés en intervalles de polarité plus courts, ils sont appelés sous-chronos et identifiés par l'addition, du plus jeune au plus ancien, ".1", ".2", etc., et par l'ajout

d'un "n" pour la polarité normale ou un "r" pour la polarité inverse (par exemple, Chrones C3An.1r, ou Chrones C3Ar.1n). Enfin, la désignation "-1", "-2", etc., est utilisée à la suite d'un nom de chrone ou de sous-chrones pour désigner des caractéristiques géomagnétiques apparemment brèves correspondant à des anomalies de courte longueur d'onde ou à de petits remuements appelées « cryptochrones » qui, après étalonnage, sont convertis en durées inférieures à 30 ka (Gee & Kent, 2007).

1.5. Cartographie de la profondeur du socle et de l'épaisseur des unités acoustiques

Plusieurs cartes (Figure III.31) avaient été réalisées avant mon étude pour cartographier la profondeur du toit du socle (Schettino & Turco, 2006 ; Mauffret, 2007 ; Leroux et al., 2019), mais en raison du manque de données sismiques dans le bassin Algéro-Baléarique et surtout dans le bassin oriental, ces cartes sont relativement "lissées" car résultant d'une interpolation de diverses données dispersées. Elles ne montrent donc pas en détail les structures du socle du bassin Algéro-Baléarique (Figure III.31).

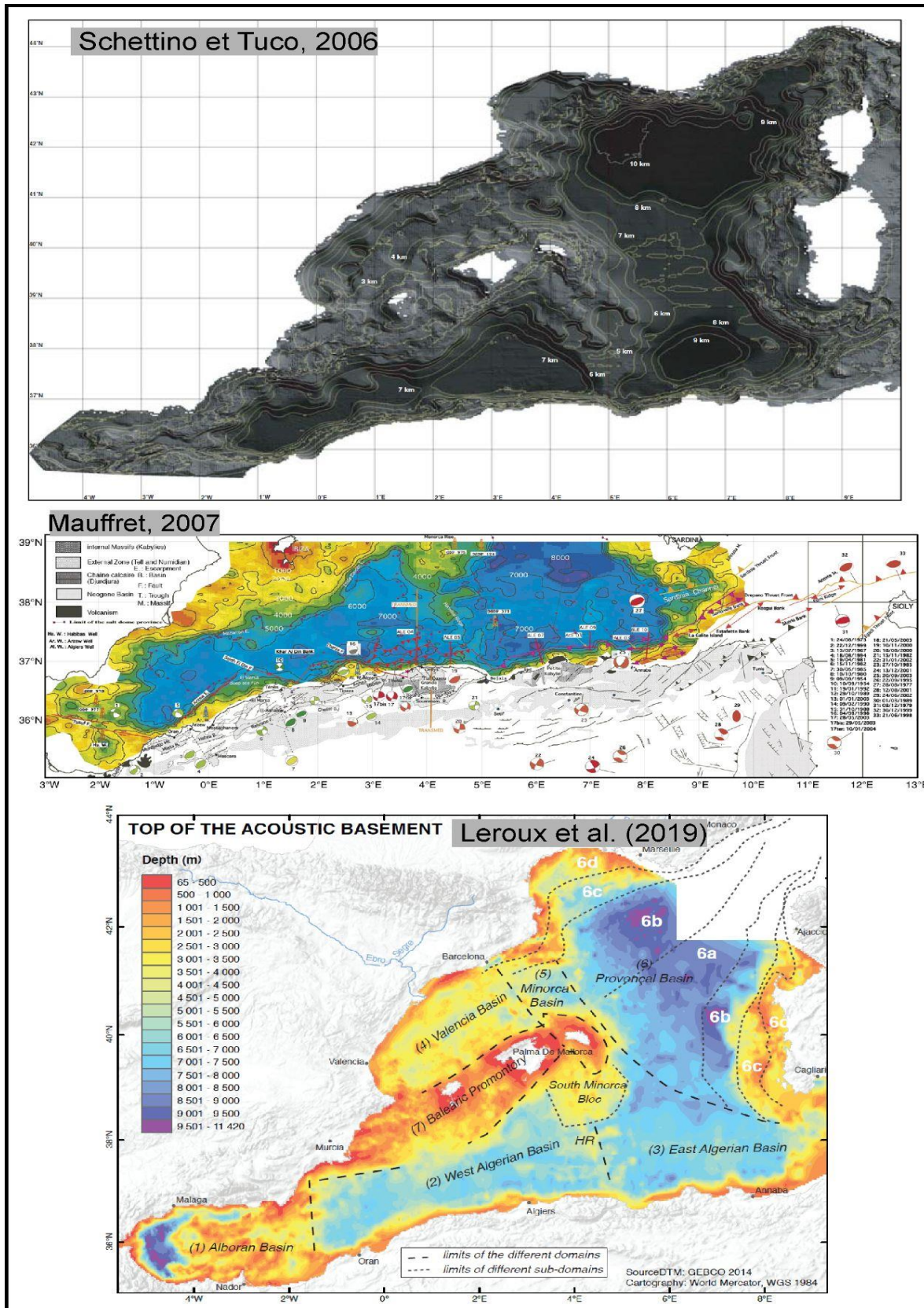


Figure III. 31. Haut : Carte du socle acoustique de la région de la Méditerranée occidentale. L'espace des contours est de 1 km (Schettino & Turco, 2006). Milieu : Carte de la profondeur du socle du bassin Algéro-Baléarique. Intervalle des contours : 200 m. (Mauffret, 2007). Bas : Carte du toit du socle acoustique (base du Tertiaire) (Leroux et al., 2019).

Compte tenu de l'amélioration de la couverture spatiale offerte par ma base de données couvrant le bassin oriental Algéro-Baléarique, j'ai donc tenté de compiler mes nouveaux résultats d'interprétation sismique avec les données publiées afin de construire une nouvelle carte plus détaillée et de mieux visualiser les grandes structures géologiques. Pour cela, à partir des horizons clés interprétés (R5 et B) (Figure III. 25) exportés du logiciel IHS Kingdom sous le format des horizons (.Ascii), je les ai importés dans le logiciel Petrel pour en créer des surfaces et des grilles. Ces deux horizons (le toit du socle et la base du sel) ont été sélectionnés en fonction de leur importance par rapport à l'événement géodynamique majeur qu'est l'ouverture du bassin oriental Algéro-Baléarique. Du fait que le logiciel Kingdom Suite est un logiciel d'aide au pointé sismique, il nous permet une manipulation aisée de la sismique mais surtout la possibilité de pointer tous nos profils et d'en extraire les horizons de façon à réaliser des cartes en isochrones ou isopaques. Ces cartes peuvent également être réalisées directement sur ces logiciels. J'ai utilisé Kingdom Suite pour cette étude, cependant les données traitées peuvent être utilisées dans tous les logiciels de ce type (PETREL et OpenDtect).

J'ai également compilé différentes grilles de socle existantes au large de la Sardaigne et des Baléares issus de travail de [Driussi et al. \(2015\)](#) et [Leroux et al. \(2019\)](#) afin de construire une nouvelle carte détaillée avec un système de coordonnées géographiques uniforme couvrant l'ensemble du bassin Algéro-Baléarique. Puis, j'ai importé les deux cellules de grille calculées à partir des valeurs sTD des surfaces dans le logiciel QGIS, pour ensuite les modéliser à l'aide de l'algorithme de maillage à courbure minimale qui m'a permis de générer des cartes isopaques permettant de compenser l'absence de puits profonds atteignant la séquence pré-messinienne dans le bassin Algéro-Baléarique. Ces cartes montrent les variations de la profondeur du socle acoustique et de l'épaisseur de la séquence sismique pré-sel en secondes temps double (*voir chapitre IV- 3.1.3. Cartographie isopaque*).

Chapitre IV

IV. Organisation magnétique et sismostratigraphique du bassin Est Algéro- Baléarique

Grâce aux chapitres précédents, le contexte géologique et géodynamique du bassin Algéro-Baléarique a été introduit ainsi que la problématique en relation avec son mode et son âge d'ouverture à laquelle cette thèse est dédiée. Ce présent chapitre est consacré à l'examen des résultats obtenus par l'analyse des différents jeux de données géophysiques dont je disposais pour ce travail. La première partie de ce chapitre présente l'analyse des anomalies magnétiques. La deuxième partie est une synthèse litho-stratigraphique des affleurements terrestres du Néogène qui sert à établir des liens chronostratigraphiques entre les séries du bassin profond et de la marge Est-algérienne. Enfin, la dernière partie fait ressortir l'interprétation sismostratigraphique des unités acoustiques et la cartographie des principaux horizons.

1. Analyse des anomalies magnétiques et construction du modèle d'âge

Plusieurs interprétations portant sur les anomalies magnétiques en Méditerranée occidentale ont été proposées afin d'expliquer leur distribution, d'identifier les failles transformantes et les zones de fracture et de déterminer l'étendue approximative de la croûte océanique formée au cours du Néogène. Elles ont permis de proposer des modèles de formation de ces bassins et notamment de la zone triangulaire du bassin Algéro-Baléarique oriental (Bayer et al., 1973 ; Galdeano & Rossignol, 1977 ; Schettino & Turco, 2006 ; Medaouri, 2014 ; Driussi et al., 2015 ; Aïdi et al., 2018). Faute de signatures magnétiques caractéristiques, tout comme dans le bassin Ligure (Rollet et al., 2002), l'interprétation en termes de linéations magnétiques liées à l'accrétion ou en termes de transformantes reste discutable et incertaine, offrant de fait des modèles d'ouverture très différents et laissant des incertitudes importantes sur la cinématique d'ouverture de ces planchers océaniques.

Seul un secteur en Méditerranée occidentale révèle des linéations magnétiques régulières de polarités alternativement normales et inverses : le bassin Algéro-Baléarique oriental. Néanmoins, leur attribuer un âge précis reste difficile, en raison de l'absence de contraintes sur les âges de ces anomalies magnétiques. Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé et analysé une carte des anomalies magnétiques réduites au pôle (*RTP-MA = Reduced To the Pole - Magnetic Anomalies*) publiée récemment (Medaouri et al., 2014) et a priori plus fiable que les précédentes, révélant un aspect magnétique complexe du bassin Algéro-Baléarique. Cette analyse nous a permis de subdiviser le bassin profond Algéro-Baléarique en 3 zones selon les signatures magnétiques identifiées et d'expliquer par conséquent sa géométrie actuelle. Nous avons ainsi pu proposer des âges hypothétiques d'ouverture en la couplant avec les résultats obtenus à partir des interprétations des unités acoustiques pré-Messiniennes. Les 3 secteurs différents du bassin Algéro-Baléarique profond sont (Figure IV.1) : (1) le bassin est-Algéro-Baléarique, au motif de linéations magnétiques disposées en éventail et orientées N-S à l'ouest et NNO - SSE à l'est ; (2) le dôme ou "Haut" de Hannibal, au motif ovoïde, et (3) le bassin ouest-Algéro-Baléarique, au motif fragmenté.

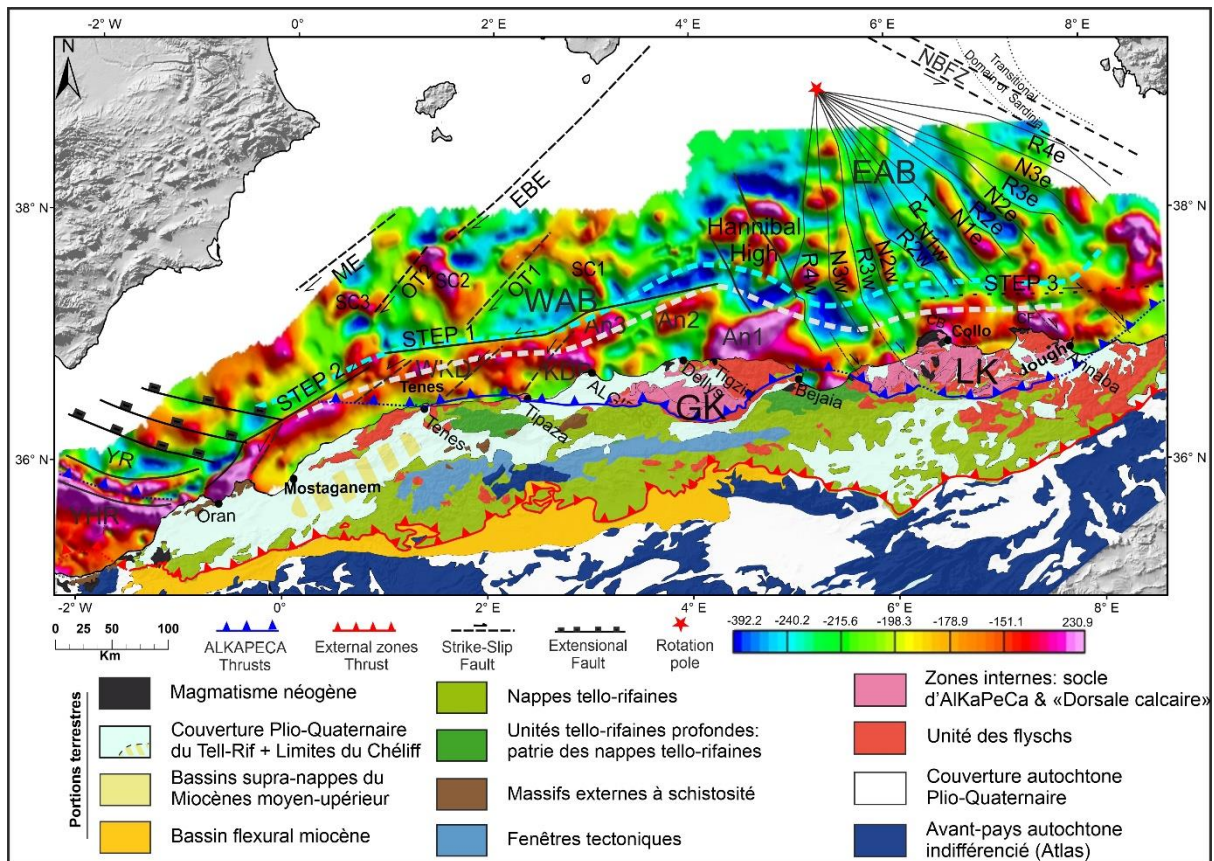


Figure IV. 1. Schéma structural du substratum magnétique du bassin Algéro-Baléarique. Au large, l'arrière-plan représente les anomalies magnétiques réduites au pôle avec l'interprétation des principaux systèmes de failles (modifiée d'après Medaouri et al. (2014) et avec notre interprétation des bandes magnétiques dans le bassin Algéro-Baléarique oriental. A terre, c'est une esquisse géologique montrant les différents domaines structuraux des Maghrébides et de la marge onshore Algérienne ; polarité magnétique normale (N) et inverse (R) ; W = Ouest ; E = Est ; OT= failles transformantes océaniques ; SC= centre d'accrétion océaniques ; STEP = Subduction-Transform-Edge-Propagator ; CF and CP= Cap de Fer et Cape Bougaroun ; KDB = Banc de Khayr-al-Din ; WKD = Western Kabylian domain ; Yusuf-Habibas Ridge = YHR ; NBFZ = zone transformante du nord des Baléares. L'étoile rouge = Pôle de rotation ; EAB = bassin Est Algéro-Baléarique ; WAB = bassin Ouest Algéro-Baléarique. Ligne blanche pointillée= Limite entre la croûte de transition et la croûte continentale. Ligne pointillée bleu clair = Limite entre la croûte de transition et la croûte océanique.

Dans le bassin Est Algéro-Baléarique, un motif magnétique en éventail (1) est orienté globalement NO-SE et N-S le long de bord ouest du bassin entre 5°E et 9°E (Figure IV.1). Il a une largeur de ~320 km le long de la marge continentale et une longueur de ~210 km depuis le pôle de rotation situé proche de Minorque (Figure IV.1) Ce pôle de rotation indiqué ici est celui de Bayer et al. (1973), calculé à partir d'une restauration des anomalies magnétiques et une reconstruction pré-drift des continents. Les anomalies sont approximativement délimitées par l'isobathe 2500 m et s'expriment bien sur l'ensemble du bassin (Bayer et al., 1973 ; Galdeano & Rossignol, 1977 ; Schettino & Turco, 2006 ; Driussi et al., 2015). Ces alignements magnétiques ont été considérés très tôt comme étant de type "Vine et Matthews", donc typiques de croûte océanique (Bayer et al., 1973 ; Galdeano & Rossignol, 1997). A partir de la

compilation de deux levés aériens, ces auteurs étaient les premiers à avoir identifié cette zone triangulaire des anomalies magnétiques orientées NO-SE associées à quatre zones de fracture (Figure II. 23). Ils ont proposé une reconstruction pré-drift en se basant sur l'ajustement des anomalies magnétiques et en calculant des pôles de rotation eulériens. Ces anomalies sont créées par le mouvement relatif sud-ouest de la Petite Kabylie par rapport à la Sardaigne. Ils ont suggéré que les anomalies magnétiques (Bse, Cse) sont grossièrement symétriques (inclinaison et déclinaison du vecteur de la magnétisation des profils calculés) par rapport à une anomalie centrale positive « Ase » en se basant sur les meilleurs ajustements des distributions de magnétisation calculées (*voir, chapitre II - 2.1. Origine du bassin Algéro-Baléarique à travers l'évolution de Méditerranée Occidentale ; Figure II.22*). Le meilleur ajustement est obtenu si ces anomalies Ase à Cse correspondent à la partie supérieure du Miocène inférieur. Ensuite Galdeano et Rossignol (1977) ont effectué un assemblage à une altitude de 600 m au-dessus du niveau marin à partir des levés magnétiques couvrant la Méditerranée occidentale. Cela a permis de distinguer une zone grossièrement triangulaire entre la Sardaigne et la côte Algérienne caractérisée par des anomalies linéaires positives et négatives qui sont disposées en éventail et correspondent aux anomalies de type « Vine et Matthews ». Ils ont interprété cette zone en tant qu'un bassin marginal de nature océanique. Du Cap Bougaroun aux confins Algéro-Tunisiens, le domaine de transition est marqué par des linéaments magnétiques qui pourraient correspondre : (i) soit à une zone de fracture océanique qui limiterait vers le sud les anomalies magnétiques de type océanique, (ii) soit à une expression en surface d'une *STEP-Fault* où une zone de fracture, plus vraisemblablement, comme dans le cas des marges centrale et occidentale.

En se basant sur la géométrie et la direction ainsi que le nombre, l'amplitude et la longueur d'onde des anomalies magnétiques en éventail (Figure IV.1), j'ai essayé de proposer un modèle d'ouverture en testant plusieurs hypothèses (hypothèse 1 et 2 ; Figure IV.2) sur la symétrie de l'accrétion en fonction des polarités normales et inverses (Figure IV.2). Comme je n'ai pas les données originales pour cette carte des anomalies magnétiques réduites au pôle, j'ai essayé de créer manuellement un profil coupant toutes les anomalies (Figure IV.2) afin de comparer ses caractéristiques principales, telles que l'amplitude et la longueur d'onde. L'hypothèse 1 consiste à considérer que l'anomalie positive de polarité normale (N1) est l'anomalie d'accrétion centrale et autour de laquelle se disposent dix anomalies magnétiques (de R3 Ouest à R3 Est ; R = anomalie négative de polarité inverse et N = anomalie positive de polarité normale) (Figure IV.2). La symétrie de ces anomalies, notamment la longueur d'onde,

est très loin d'être parfaite (Figure IV.2). De plus, cette hypothèse ne nous permet pas de prendre en compte toutes les anomalies magnétiques existantes dans cette zone et présentant des caractéristiques communes (amplitude, direction et longueur d'onde) avec les autres anomalies.

L'hypothèse 2, plus satisfaisante, consiste à prendre en compte les 13 anomalies magnétiques présentes dans cette zone triangulaire (de R4 Ouest à R4 Est ; R = anomalie négative de polarité inverse et N = anomalie positive de polarité normale) (Figure IV.2). Ces anomalies sont globalement symétriques en termes de longueur d'onde, direction et amplitude (sauf pour l'anomalie N1w-e dont l'amplitude est très différente) et pointent vers un pôle de rotation situé à l'est des Baléares (Figure IV.2). Six inversions de polarité magnétique sont distribuées symétriquement par rapport à une anomalie négative d'accrétion centrale (R1) de polarité inverse atteignant quelques centaines de nanoTesla (-310 nT). Cette interprétation est légèrement différente des interprétations antérieures qui considèrent souvent l'anomalie centrale positive (N1 dans l'hypothèse 2) comme la plus récente (Bayer et al., 1973). Pour aboutir à cette interprétation, j'ai supposé que l'anomalie négative la plus à l'ouest (R4W) (Figure IV.2) a été partiellement perturbée par une activité volcanique tardive à proximité du "Haut" de Hannibal (Mauffret et al., 2004 ; Aïdi et al., 2018). Cependant, certaines polarités ont des durées si courtes pendant le Miocène (Gee & Kent, 2007 ; Gradstein et al., 2012) qu'elles pourraient être "manquées" (absentes) dans notre analyse des anomalies magnétiques. Par ailleurs, j'ai essayé de corréliser ces anomalies magnétiques avec la charte mondiale des temps géomagnétiques (Gee & Kent, 2007), mais le nombre d'inversions est trop faible pour donner une bonne corrélation et pour identifier clairement l'âge des anomalies. Cependant, on a remarqué que la période entre le Langhien supérieur (14,178 Ma) et le Serravallien inférieur (12,819 Ma) présente 6 inversions magnétiques, partant du chrone C5ACr de polarité inverse 14,076 - 14,178 Ma et se terminant par le chrone C5Ar.2r 12,819 - 12,991 Ma.

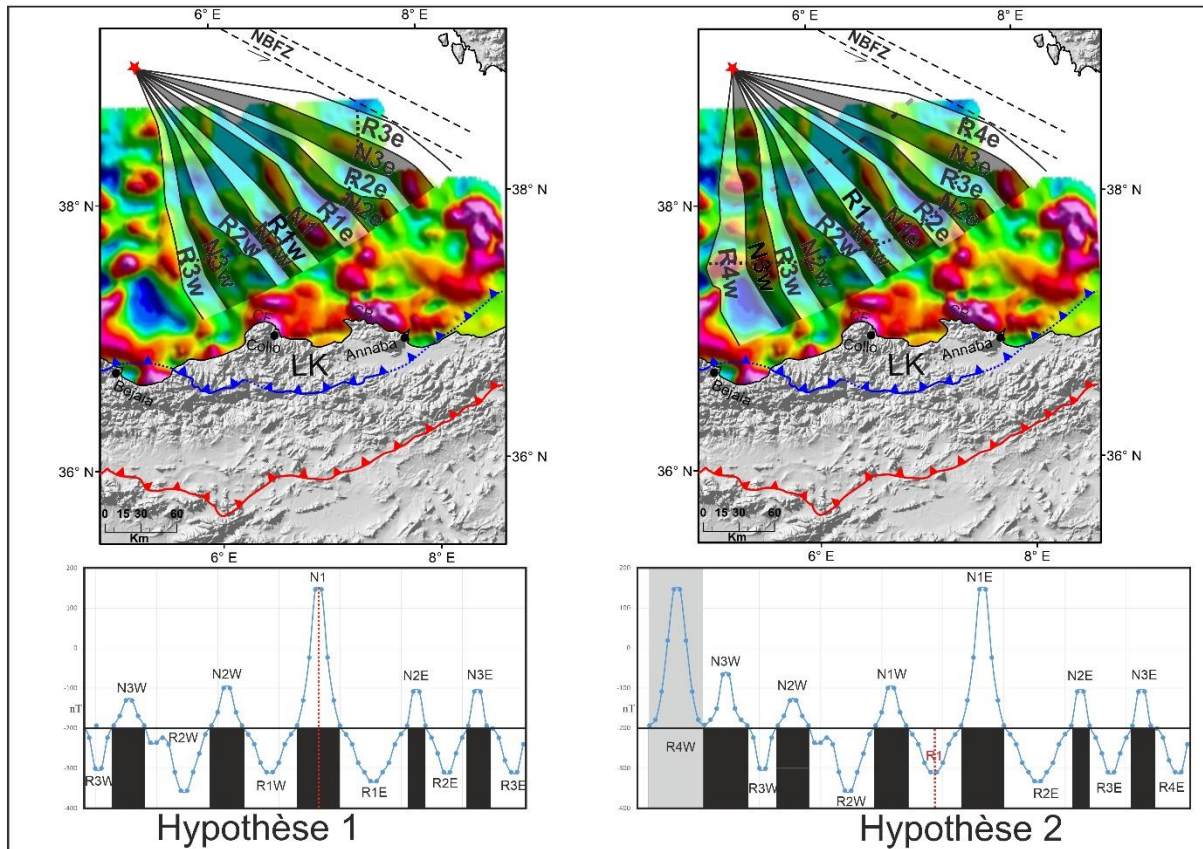


Figure IV. 2. Zoom sur le bassin oriental Algéro-Baléarique montrant les deux hypothèses de distribution des anomalies magnétiques et les profils calculés à partir de celles-ci. Bandes noires et blanches représentant les linéations magnétiques de polarité magnétique normale (N) et inverse (R) ; Ligne pointillée noire représente la position du profil calculé. Ligne pointillée grise représente la trajectoire à mi-distance du pôle de rotation. Le bloc gris est interprété comme l'anomalie symétrique de (R4e) de polarité inverse supposée être marquée par des intrusions magmatiques tardives qui ont donné sa signature positive.

Entre Béjaïa et Tizirt (4°E et 5°30'E) (Figure IV.1), les anomalies magnétiques du Haut d'Hannibal (2) sont de forme généralement circulaire à ovale et ne présentent aucun agencement particulier. Ce sont des anomalies positives de grande amplitude avoisinant les 250 nT, allant jusqu'à 70 km de largeur et situées à 120 km environ au nord du littoral dans la partie centrale du bassin Algéro-Baléarique. D'après les analyses d'imagerie sismique antérieures (Aïdi et al., 2018), il s'agit d'un groupe de hauts de socle formés par l'empilement de matériaux volcaniques et volcano-clastiques du Miocène sur une fine croûte de type probablement océanique, représentant peut-être un équivalent offshore du magmatisme calco-alcalin post-collision de la Petite Kabylie (Chazot et al., 2017), mais avec une activité qui s'est produite juste ou peu après l'accrétion de la croûte au Miocène moyen - supérieur (Aïdi et al., 2018).

Dans la partie occidentale du bassin Algéro-Baléarique, le motif d'anomalies magnétiques fragmentées (3) a été interprété comme le résultat de processus d'accrétion

irréguliers et sporadiques à l'arrière de la zone de subduction associé à une déchirure de slab (Medaouri et al., 2014). Au large de la Kabylie, entre off-Alger et Tigzirt, trois alignements NO-SE de forte amplitude à environ 150 et 250 nT sont obliques à la marge, de direction NO-SE. L'anomalie située entre 1° et 2°E présente une forte amplitude atteignant les 250 nT (Figure IV.1) et pourrait correspondre à un corps magmatique. Dans l'interprétation de Medaouri et al. (2014), ces anomalies représenteraient des centres d'accrétion océanique (SC) potentiellement éteints, décalés par des failles transformantes océaniques (OT1, OT2) de direction NE-SO. Elles ont été considérées comme des failles transformantes à l'origine de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique (Réhault et al., 1984 ; Schettino & Turco, 2006 ; Medaouri et al., 2014). Elles sont limitées vers le sud par une large bande d'anomalies magnétiques qui marque la limite extérieure de la *STEP-Fault 1* (Leprêtre et al., 2013 ; Medaouri et al., 2014). Plus à l'ouest, entre Ténès et Oran, le bassin est très étroit et la structure magnétique révèle une anomalie de grande amplitude au centre et une bande linéaire d'une anomalie magnétique faible au pied de la marge qui pourrait marquer la limite extérieure de la *STEP-Fault 2* (Badji et al., 2015 ; Medaouri et al., 2014). Enfin, la large bande (50-70 km de large) d'anomalies magnétiques relativement élevées entre les *STEP-Faults 1-2* et le littoral, d'amplitude et de direction variables, pourrait témoigner de la présence de fragments continentaux amincis accrétés à la marge pendant la propagation O-SO d'une *STEP-Fault* comme dans le cas de la marge de Scotia (Galindo-Zalvidar et al., 2006). Le passage des anomalies à forte amplitude au large de Ténès aux anomalies de faible amplitude au large d'Oran marque la transition océan-continent (Leprêtre et al., 2013 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015). Quoiqu'il en soit, la répartition irrégulière des anomalies magnétiques dans le bassin Algéro-Baléarique occidental suggère un changement majeur dans le fonctionnement de l'ouverture de l'arrière-arc après la mise en place du socle océanique du bassin Algéro-Baléarique oriental.

La répartition des anomalies magnétiques tout au long de la marge est très variable en amplitude et en direction. Entre les bassins Algéro-Baléarique et Sud-Alboran, de fortes anomalies d'amplitude atteignant plus de 250 nT permettent de caractériser la ride de Yusuf-Habibas (YHR) et forment de nombreux lobes globalement orientés E-W. Ces anomalies coniques et parfois allongées semblent correspondre à des édifices volcaniques du Miocène au Plio-Quaternaire qui ont été confirmés par les résultats de sismique-réflexion (Medaouri et al., 2014) (Figure IV.I). Le long de la marge algérienne, entre Oran et Ténès, une forte anomalie d'amplitude de plus de 230 nT est constituée de deux lobes allongés NE-SO. Elle passe abruptement à une anomalie de faible amplitude d'environ -200 nT (Figure IV.I) qui semblerait

correspondre au graben de Mostaganem. Celui-ci pourrait s'être formé à la faveur d'un décrochement sénestre qui aurait décalé la ride de Yusuf–Habibas vers le SO par rapport à la ride de Mostaganem (Medaouri et al., 2014). Cette partie continentale de la marge (WKD) consisterait en un fragment de socle du bloc AlKaPeCa, intrudée par endroits par le magmatisme (Medaouri et al., 2014). Entre Ténès et Béjaïa, les anomalies magnétiques ont une orientation prédominante NE-SO. Cependant, entre Ténès et Tipaza, cette orientation est perturbée par une autre orientation d'anomalies E-W, qui correspond au Promontoire de Ténès et qui serait une ride de socle. Au large de la Grande Kabylie, entre Alger et Béjaïa, les anomalies sont à nouveau orientées NE-SO avec une amplitude d'environ 150 à 200 nT et se trouvent dans le prolongement des massifs kabyles (Figure IV.I). L'anomalie An3 semble marquer l'extension du massif d'Alger et constitue le bloc Banc de Khayr-al-Din (KDB) en mer (Yelles et al., 2009 ; Leprêtre et al., 2013). L'anomalie An2 prolonge le massif du Cap Matifou tandis que l'anomalie An1 avec l'amplitude la plus importante de plus de 200 nT prolonge le massif des Aït-Aïssa-Mimoun (Figure IV.I). Ces anomalies alternent avec des anomalies de faible amplitude d'environ -150 à -200 nT et sont situées dans le prolongement des bassins néogènes.

La marge orientale algérienne est caractérisée par un système magnétique distinct de celui des marges centrale et occidentale. Elle est marquée par une anomalie de forte amplitude de forme circulaire au niveau du golfe de Béjaïa (Figure. IV.I) prolongeant au large le magmatisme d'Amizour et d'El Aouna. Un peu plus à l'est, d'autres anomalies de 150 nT d'amplitude (Figure IV.I), sans structure orientée dans la région de Jijel pourraient correspondre au socle de la Petite Kabylie en mer. Enfin, à l'extrémité orientale de la marge du Cap Bougaroun à La Galite, les anomalies magnétiques atteignent une amplitude de plus de 200 nT et s'organisent en arc de cercle dont la concavité est dirigée vers la mer. Les massifs magmatiques du Cap de Bougaroun et du Cap Fer montrent clairement un prolongement en mer, avec une anomalie circulaire d'amplitude de plus de 200 nT face au niveau du cap de Bougaroun, et une autre d'amplitude similaire et orientée NO-SE au niveau du cap de Fer (Figure IV.I).

2. Synthèse litho-stratigraphique des affleurements néogènes à terre

Dans notre étude, nous avons réalisé une brève synthèse litho-stratigraphique des formations néogènes du littoral Algéro-Baléarique afin de comprendre et établir la relation de ces affleurements terrestres avec les unités sédimentaires interprétées sur les coupes sismiques dans le bassin profond. Ces affleurements terrestres ont fait l'objet de plusieurs études depuis longtemps et sont bien documentés et décrits à terre par les différentes missions de terrain. Cependant, nous nous intéressons particulièrement aux séries néogènes car l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique se réfère précisément à cette période. Cette corrélation établie nous a aidé à bien identifier les unités acoustiques pré-messiniennes du bassin Algéro-Baléarique profond et à confronter ces interprétations pour déterminer la chronologie des événements et par conséquent les modalités d'ouverture du bassin Algéro-Baléarique.

2.1. Description et répartition spatio-temporelle des dépôts du Néogène de la marge Algérienne à terre

Dans cette section, nous décrivons les grandes unités géologiques des bassins côtiers le long de la marge Algérienne de l'Ouest vers l'Est (Figure VI.3), que ce soit sur la plan structural, stratigraphique ou bien aussi sédimentologique (environnements de dépôt).

La sédimentation des dépôts terrestres s'est faite soit directement sur le socle cristallin, soit sur les nappes de charriage, soit sur les unités telliennes. Dans la partie orientale, deux bassins se sont développés : le bassin de la Soummam et le bassin de Mila qui se situent dans un contexte d'avant-pays par rapport à la chaîne du Maghreb. Cependant, dans la partie centrale, le bassin de la Mitidja est relié à l'est par le bassin de Tizi-Ouzou. Ce dernier est formé à l'intérieur du domaine kabyle. Plus à l'ouest, le bassin néogène du Chéelif est bordé de part et d'autre par des terrains paléozoïques et mésozoïques appartenant au domaine tellien ou à la marge africaine (Delteil, 1974). De la baie d'Arzew à El Marsa, les terrains que recoupe la côte vont du Néogène au Quaternaire. De Mostaganem à Ténès, une cartographie détaillée du bassin du Chéelif a été établie, où se déposent des terrains néogènes à quaternaires (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1995 ; Medaouri et al., 2014). Au niveau du Cap Ténès, ce sont surtout les calcaires du Lias de la chaîne calcaire qui représentent le dernier vestige

témoignage du domaine AlKaPeCa en Algérie affleurant vers l'ouest. Puis, plus à l'est, la région située entre Ténès et Tipaza a été depuis longtemps étudiée (Glangeaud, 1932 ; Lepvrier, 1978 ; Belhai, 1987) ; on y trouve le massif du Chenoua qui représente le domaine AlKaPeCa. Entre Tipaza et Alger, se trouve le bassin la Mitidja où se déposent des unités datant du Néogène à l'Actuel (Bonneton, 1977 ; Boudiaf, 1996 ; Guemache, 2010). D'Alger à Dellys, les affleurements sont dominés par des flyschs numidiens jusqu'à Béjaïa (Gélar, 1979). Au niveau du Béjaïa, les séries néogènes sont présentes dans la vallée de la Soummam depuis El Ksar vers la baie de Tichy (Courme-Rault, 1985). Cependant, ses deux extrémités sont marquées par deux édifices magmatiques miocènes : à l'ouest, le massif d'Amizour et à l'est, le massif d'El Aouana (Bellon & Brousse, 1977). Par ailleurs, le magmatisme marque la région de Collo et est représenté par le massif du Cap Bougaroun, des Beni Toufout et la petite pointe de Filfila. En outre, à son extrémité orientale, dans la région d'Annaba, les formations néogènes et quaternaires sont toutes situées dans le massif du Cap de Fer et recouvrent le Miocène inférieur (Burdigalien) et le Pliocène. Le reste des séries néogènes est représenté par les dépôts Oligo-Miocène Kabyle (OMK), et par le Miocène dit "post-nappe", retrouvé sous forme de petits affleurements dans les Babors, dans la région de Jijel et Collo et dans la région d'Annaba.

Étant donné que les descriptions sédimentologiques des affleurements terrestres sont les résultats des travaux antérieurs, nous présentons dans la suite, une synthèse des différentes unités géologiques dans chacun de ces bassins (Figure VI. 3) et leurs descriptions.

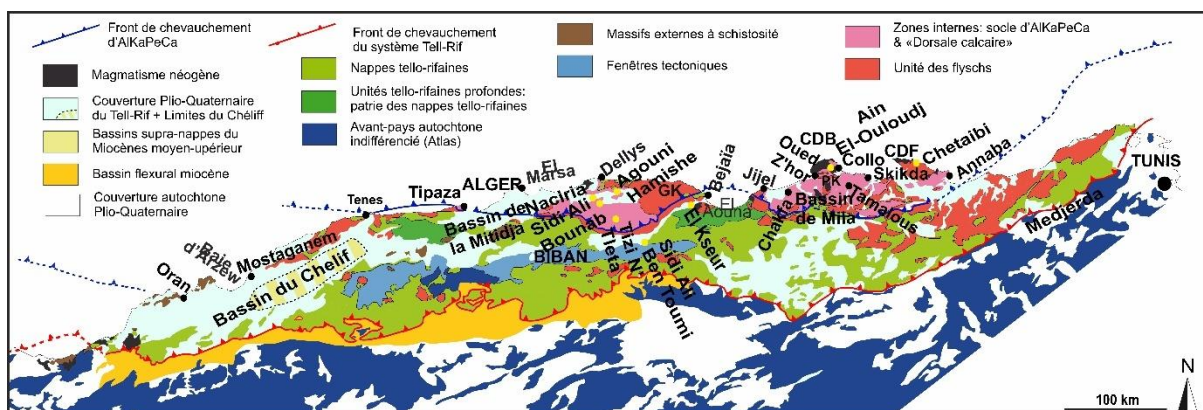


Figure IV. 3. Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie montrant la position des bassins côtiers et des différentes unités géologiques. Modifiée d'après Domzig et al. (2006a) ; Leprière et al. (2018).

2.1.1. Oligo-Miocène Kabyle (OMK)

Le terme Oligo-Miocène kabyle est introduit par Caire (1957) pour désigner l'Oligo-Miocène transgressif ou l'Aquitarien transgressif. Cette série sédimentaire détritique (Figure

IV.4) constitue une formation conglomératique et gréseuse transgressive d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Bouillin, 1977). Elle repose en discordance sur le socle Kabyle qui affleure d'ouest en est dans les massifs du Chenoua, d'Alger, de Grande Kabylie et de Petite Kabylie (entre Jijel et Skikda) (Bouillin & Raoult, 1971).

La sédimentation de l'OMK est diversifiée due à des mouvements tectoniques et se traduit par des colonnes lithostratigraphiques très variables, par la nature, la distribution et l'épaisseur des sédiments. Cette série comprend à la base des conglomérats de cône alluvial composé de galets hétérométriques de forme arrondies datant de l'Oligocène supérieur (Raoult, 1974). Elle passe à des micro-conglomérats relativement arrondis de taille variable, de quelques millimètres à plusieurs centimètres issus d'un milieu fluviatile à marin peu profond (Gélard, 1979). A l'échelle des Maghrébides, la partie inférieure de l'OMK est caractérisée par une granulométrie élevée et composée de fragments décimétriques à peu métriques faits de schistes, gneiss, cipolins remaniés, granites, etc.

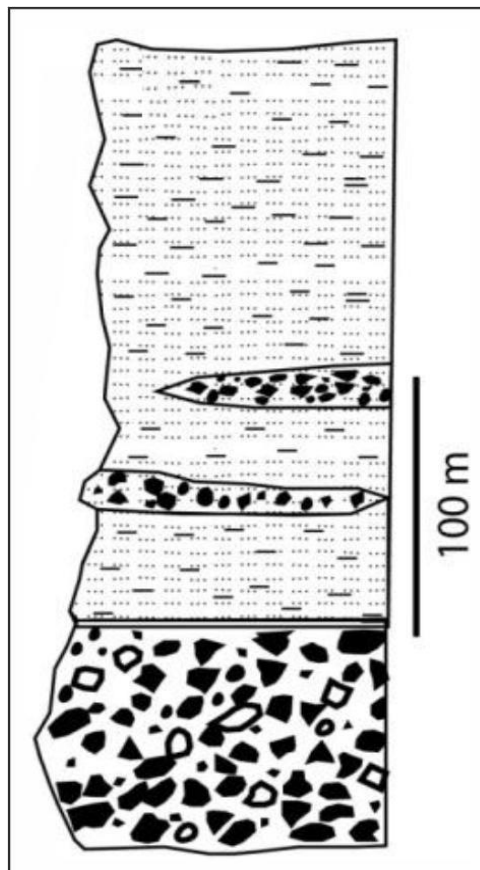


Figure IV. 4. Coupe typique de l'Oligo-Miocène Kabyle de la marge orientale (Bouillin, 1977).

En Petite Kabylie, dans les régions de Chakfa à Jijel, de Tamalous et Oued Z'hor (Collo), l'OMK repose donc sur une surface rubéfiée (Durand Delga, 1955) et remanie le socle

kabyle (Figure IV.5). Il est composé de conglomérats discordants sur le socle, de grès lithiques micacés alternant avec des lentilles de conglomérats d'origine continentale ayant probablement été transportés par gravité en milieu marin (Figure IV.5). Cette série montre une grano-décroissance des grains des conglomérats aux grès moyens massifs ou à laminations obliques planes (Figure IV.5). De fréquentes intercalations à micro-faune benthique, à *Lepidocyclina*, *Miogypsinoïdes* et *Pararotalia gr. Viennot* ont été découverts dans les niveaux de grès micacés à Beni-Afer (Durand-Delga, 1955 ; Bouillin & Raoult, 1971 ; Magné & Raymond, 1971 ; Gélard, 1979 ; Vila, 1980). Dans la zone de Tamalous, cette formation montre des chenaux fluviaux avec des éléments conglomératiques arrondis à taille centimétrique, des grès rougeâtres avec une stratification oblique de faible angle passant à des rides vers le sommet. Au niveau du port de l'Oued Zhour, les conglomérats sont directement en contact avec le socle gneissique et recoupent toujours les mêmes grès constatés dans la cuvette de Tamalous.

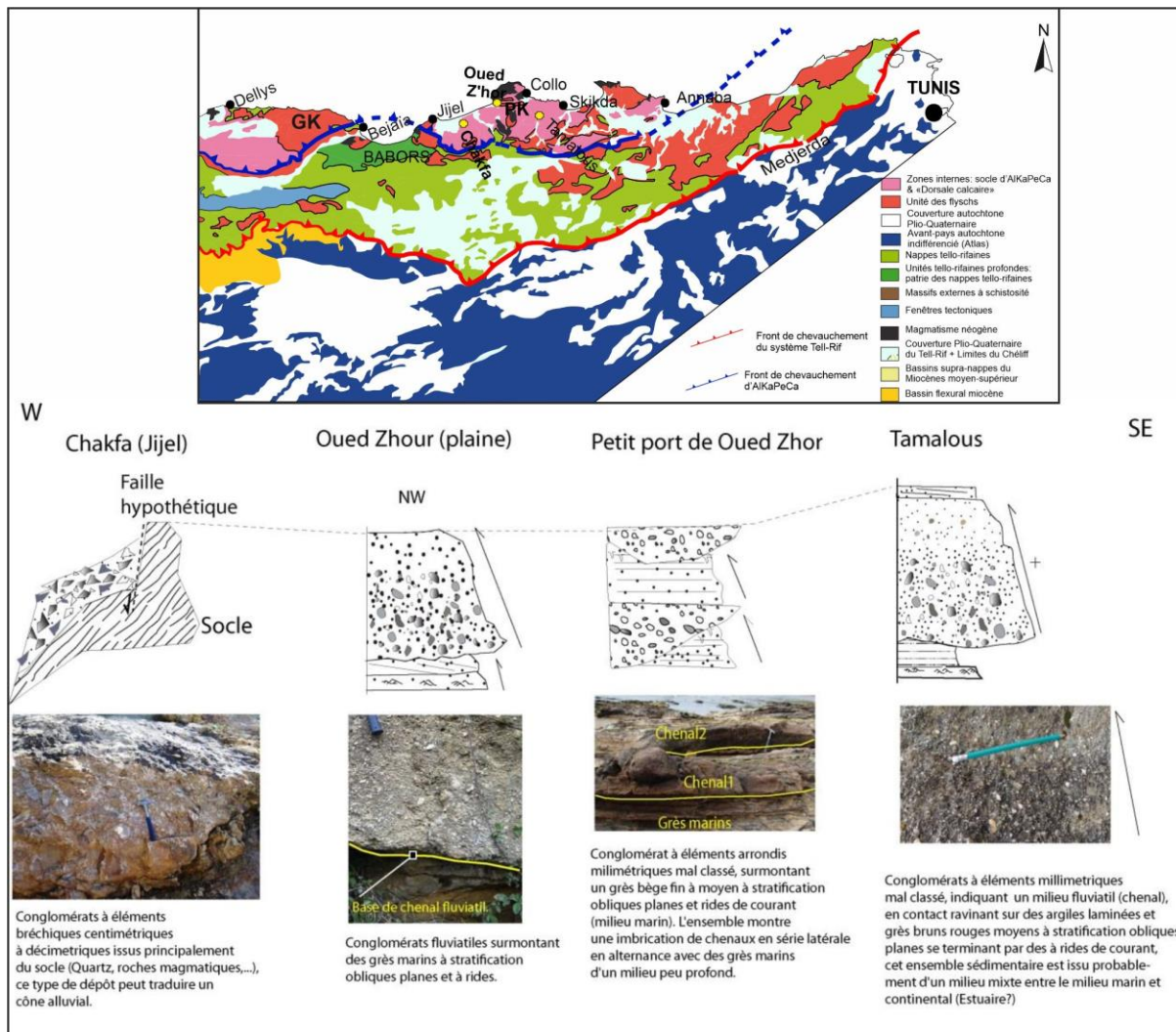


Figure IV. 5. Coupes de terrain de l'Oligo-Miocène (OMK) le long de la petite Kabylie. Modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018).

Dans le bassin de Tizi-Ouzou, cet ensemble sédimentaire silico-clastique repose en discordance sur le Cambrien du Djebel Ait Aissa Mimoun qui fait partie du socle kabyle métamorphique (Figure IV.6). Elle passe des conglomérats en transgression à la base à des dépôts marins profonds vers le sommet (Géry et al., 1981) constitué d'argiles brunes à vertes à *Globigerinita dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides cf immaturus*, *Turborotalia sp.*, association appartenant au Burdigalien inférieur à moyen (Magné & Raymond, 1971 ; Raymond, 1976 ; Gélard, 1979 ; Géry et al., 1981). Au Sud-Est d'Alger (Tefiani & Vila 1970), au Nord et au Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Magné & Raymond, 1971 ; Raymond, 1976) en Petite Kabylie (Bouillin & Raoult, 1971 ; Bouillin, 1977 ; Raoult, 1974), on observe des caractéristiques analogues montrant cette succession sédimentologique.

A l'est d'Ait Aissa Mimoun et sur la route entre Tizi- Ouzou et Ouadhias (Figure IV.6), cette séquence présente à son sommet un faciès siliceux de radiolarites et diatomées constituée de silexites blanches alternant parfois avec des marnes (Vila, 1980). Cette série à silexites est bien connue en Méditerranée occidentale (Didon, 1969).

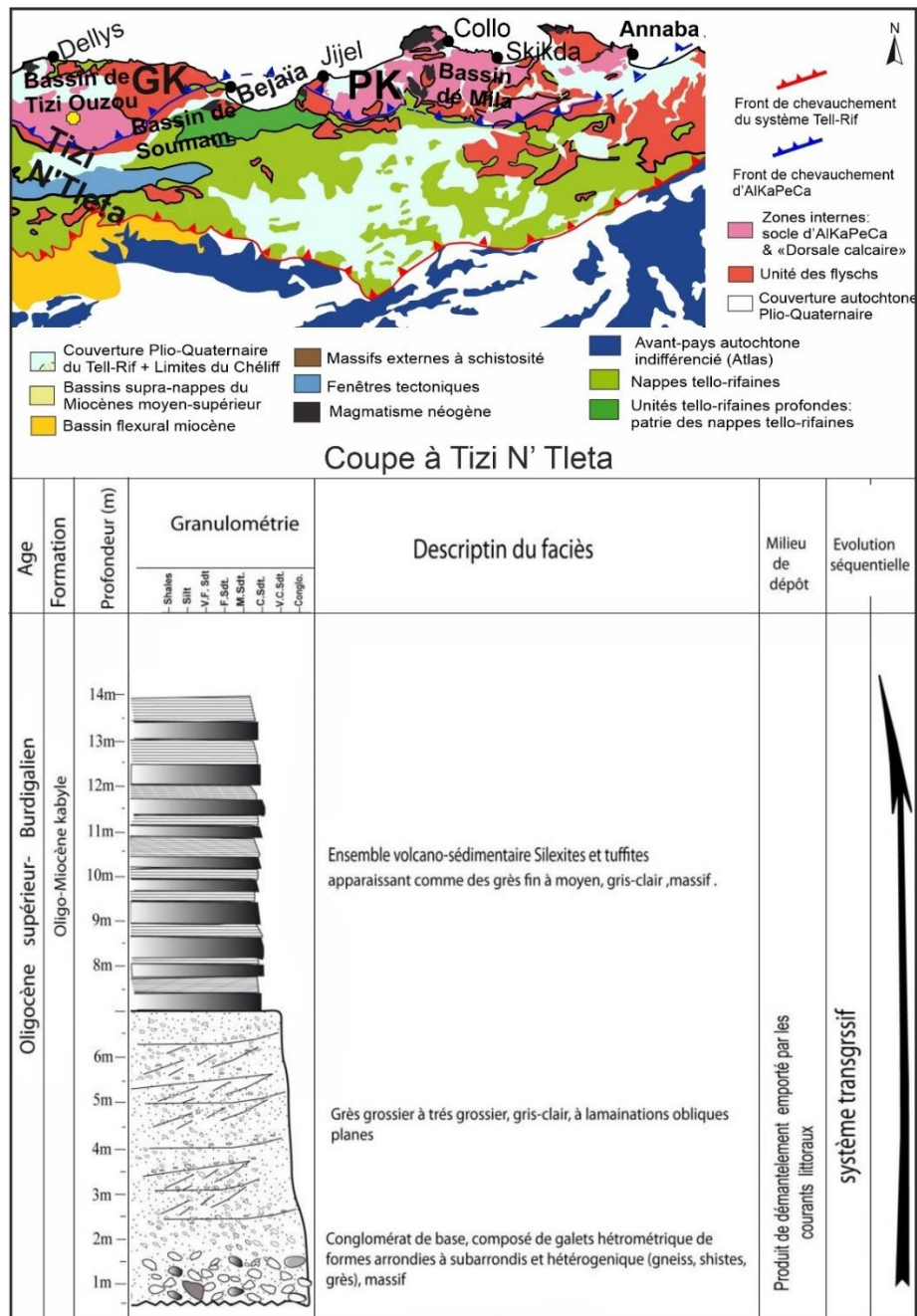


Figure IV. 6. Coupe litho-stratigraphique de l’Oligo-Miocène kabyle dans la région de Tizi-n Tleta, route Ouadhias (D’après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l’Algérie est modifiée d’après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

Dans certains endroits, le sommet de l’OMK est recouvert d’olistostromes qui sont des dépôts tectono-sédimentaires ayant remanié les flyschs du Crétacé à l’Eocène de l’Atlas tellien. En Grande Kabylie, le sommet de la formation contient des silicites (radiolarites et diatomées), alternant parfois avec des marnes et datant d’Aquitainien - Burdigalien inférieur. En Petite Kabylie (route Azazga- Ain El Hammam), de multiples intercalations de silicite datés 19+/-1 Ma sont présentes sur une dizaine de mètres au-dessus du grès micacé et constituent un niveau

unique et synchrone (Gélard, 1979). Les silexites sont connues également au sommet du Numidien.

2.1.2. Le Néogène de la région d'Annaba

Les affleurements du Miocène à Annaba ont été étudiés et décrits par Hilly (1957). Ces affleurements sont formés de dépôts sédimentaires détritiques dans la partie nord du massif du Cap de Fer et de roches ignées dans la bordure nord-ouest du massif de l'Edough et dans la région de Ain-Barbar-djebel Chaiba. Les dépôts sédimentaires datés par des micro-faunes du Crétacé à l'Actuel sont composés de marnes et d'argiles bleues et relativement dures avec des fragments de micas et de quartz, ainsi que de rares calcaires gréseux. Ils sont également constitués de grès plus ou moins cimentés, plutôt bien lités, de micro-brèches consolidées et de brèches d'origine, de taille et de faciès très variables et emballées dans des argilites ou dans un ciment friable, très légèrement détritique. Les formations néogènes et quaternaires sont toutes situées dans le recouvrent le Miocène inférieur (Burdigalien) et le Pliocène. Le reste des séries est représenté par les formations cristallophylliennes, les flyschs, les formations OMK et les roches ignées.

Cependant, dans la vallée de l'Oued Sidi Maklouf, une belle coupe montre une série de sédiments miocènes (Hilly, 1957). Elle présente plus de 700 m de Miocène inférieur avec un faciès de flysch dominant, et n'a pas révélé aucun fossile macroscopique, mais les marnes renferment fréquemment une micro-faune assez riche (Magné & Raymond, 1971). En revanche, elle est formée de marnes, de grès et de brèches, et comprend de la base au sommet quelques coulées andésitiques avec des brèches et des tufs micro-granitiques dans sa partie supérieure. Par ailleurs, le métamorphisme de contact de la série miocène atteste la mise en place d'un sill de diorite qui a été déposé ultérieurement dans la série. Le groupe se termine par le massif granitique du Cap de Fer, dont il n'est pas facile de démontrer qu'il est postérieur au premier micro-granite.

Une coupe de terrain dans la région d'Annaba (Chetaibi) (Figure IV. 7) réalisée par Arab et al. (2016) montre une alternance de grès et de marnes de 220 m avec une couche basale de marnes passant verticalement à des grès moyens à grossiers. Ces bancs de grès montrent des stratifications et des bioturbations horizontales avec des rides de courant vers la partie supérieure. Ces grès sont également associés à des sédiments de nature vraisemblablement

volcano-sédimentaire, et à des minces lentilles de micro-conglomérats. L'alternance de faciès grossiers et de marnes indique une phase de transgression et que ce dépôt est turbiditique (Figure IV. 7). Cette alternance de grès et de marnes est recouverte vers le sommet par une séquence régressive présentant un épaissement du grès vers le sommet et un granoclassement décroissant vers le haut à l'échelle du banc, elle-même recouverte par des conglomérats à éléments de brèche. Cette alternance montre une séquence d'aggradation datant du Langhien.

Dans cette région, le Numidien affleure largement dans la zone d'Ain Barbar sous forme d'une succession de bancs gréseux d'épaisseur métrique séparés par des niveaux d'argiles, d'épaisseur au plus décimétrique. Dans sa partie inférieure à proximité immédiate du contact anomal avec le flysch crétacé, des faciès plus schisteux se présentent localement avec des bancs de grès et d'argile décimétriques. Cette succession litho-stratigraphique pourrait correspondre à la première couche à dominance gréseuse qui succède directement aux argilites à *Tabo Tomaculum* dans la séquence numidienne du Constantinois (Lahondère et al., 1979).

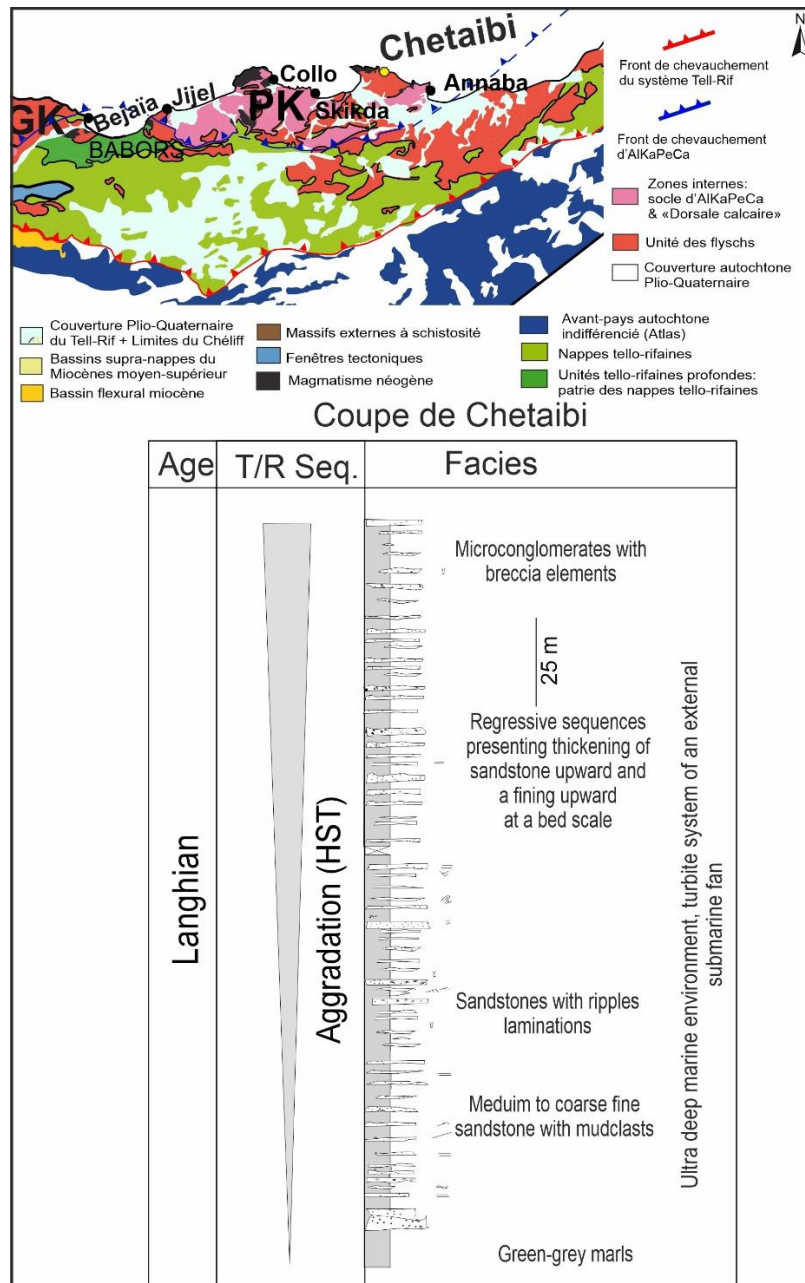


Figure IV.7. Levé de coupe de terrain dans la localité de Chetaibi (à moins 500 m du rivage), montrant la succession de séquences de dépôt du Langhien. Modifié d’après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l’Algérie est modifiée d’après Leprière et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

2.1.3. Le Néogène du bassin de Collo

Le bassin de Collo est une dépression orientée ENE-WSW située entre Collo à l’est et Oued Zhor à l’ouest, souvent désignée par la Kabylie de Collo. Sa géologie (Figure IV. 8) est caractérisée par des roches magmatiques représentées par le Massif du Cap Bougaroun à sa limite nord et le massif des Beni Toufout et la petite pointe de Filfila. Sa limite sud coïncide

avec le socle kabyle. Cependant d'autres édifices magmatiques ont été observés dans la région de Collo (Collo, El Milia, Aïn Rouiba et Djebel Goufi).

Les formations miocènes dans cette zone sont recoupées par les massifs et se déposent en discordance sur les séries massyliennes et numidiennes et sur la formation de l'Oligo-Miocène kabyle. Un terme « Miocène inférieur » a été attribué essentiellement aux formations marneuses et un autre « Miocène supérieur » à celles gréseuses de divers sédiments miocènes des parties occidentale et orientale de Collo (Figure IV.8, [Bouillin, 1977](#)). Pour sa part, [Courme-Rault \(1985\)](#) a décrit la paléogéographie Miocène du bassin de Collo en deux phases. Tout d'abord, au Burdigalien supérieur, l'environnement de dépôt prédominant était celui d'une mer ouverte, comme en témoigne son faciès composé principalement d'argiles contenant des globigérines (organismes provenant d'un environnement marin profond) et intercalé par des dépôts micro-béchiens qui indiquent que le littoral était proche et que l'activité tectonique était calme et épisodique. Cela signifie qu'une zone plate largement ouverte sur la mer devait exister à cette période. Cette dernière est étendue par une gouttière à l'ouest où les grès numidiennes dans ces vallées étroites, affleurant sur les flancs, se sont déposées dans les argiles peu accueillantes pour le plancton. Progressivement, cette transgression marine, avec les argiles globigérines, s'étend vers l'ouest et atteint ces vallées à faciès carbonaté. Ces faciès sont alors rapidement substitués par des dépôts détritiques. Une activité tectonique calme, marquée par des conglomérats fins, a repoussé les limites des faciès carbonatés et les a remplacés par des dépôts néritiques à Lamellibranches. Ces dépôts carbonatés et détritiques ont l'âge du Langhien inférieur, alors qu'au cours du deuxième cycle sédimentaire qui date du Langhien inférieur, la mer transgresse au-delà les limites précédentes dont la sédimentation est devenue beaucoup plus détritique avec un soulèvement au nord et au sud du bassin marin provoquant une reprise de l'érosion.

En résumé, à Collo ou Annaba, les seules formations affleurantes et ayant survécu à l'effet de l'érosion, révèlent successivement un environnement marin littoral à relativement profond et un environnement plutôt profond compte tenu du caractère turbiditique des grès observés.

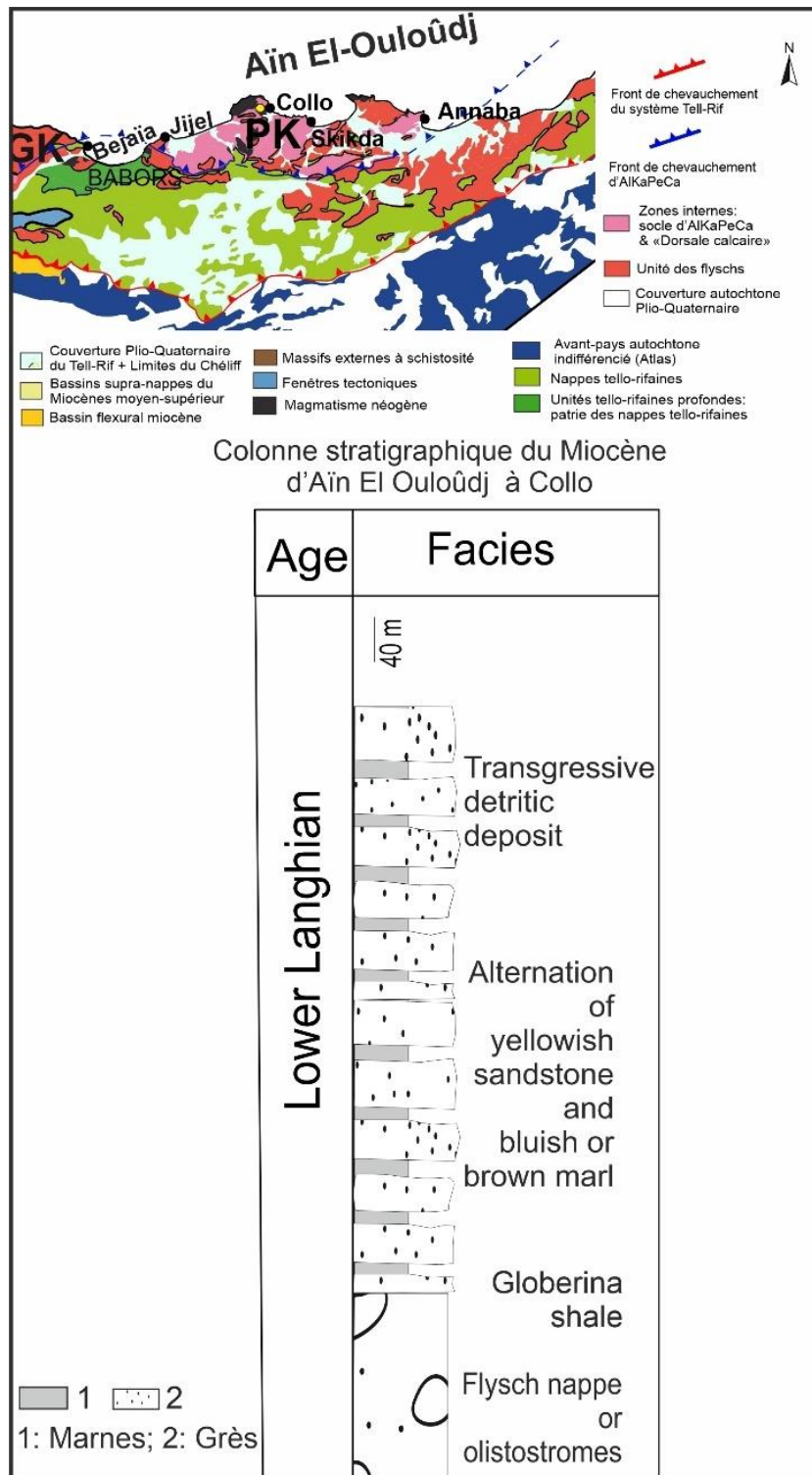


Figure IV. 8. Colonne stratigraphique du Miocène d'El Ouloudj à Collo (Bouillin, 1977 ; Carbonnel & Courme Rault, 1997). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

2.1.4. Le Néogène des Babors

Deux coupes de terrains ont été établies dans cette zone (Courme-Rault, 1985) : la coupe de Sidi Amine Ou Moussa et la coupe du Djebel Amjout. La première présente une séquence d'une dizaine de mètres de grès avec intercalation d'argile gris-noir et dépourvue de micro-faune. Elle est recouverte par une couche de marnes gréseuses riches en espèces planctoniques (*Praeorbulines- Globipgerinoides trilobus*) et benthiques. Vers le sommet, un ensemble d'argiles, de grès et de sables en alternance renferme *Globigerinoides sicanus*. Cependant, la seconde coupe montre un lambeau miocène constitué de marnes brunes intercalées de grès ou calcaires ou calcaires et contenant *Prae Orbulina transitoria et Globigerinoides sicanus*. Ces formations sont soit du Burdigalien supérieur, soit du Langhien inférieur (Courme-Rault & Coutelle, 1982). Les formations datées du Langhien inférieur (*Prae Orbulites*) sont rattachées à la partie supérieure d'un cycle inférieur par leur faciès et leur contexte structural et sédimentaire. Ce cycle miocène est bien caractérisé plus à l'est dans la région de Lalla Kouba (Freinex et al., 1974) où la série pourrait être attribuée au Burdigalien supérieur - Langhien. Ces dépôts indiquent un domaine marin ouvert avec un faciès de marnes et grés à *Praeorbulines* et *G. sicanus* de Sidi Amine- Moussa et de marnes et calcaires à *Praeorbulines* et *G. sicanus* du Djebel Amjout.

2.1.5. Le Néogène du bassin de la Soummam

Les formations néogènes observées dans le bassin de la Soummam (Figure IV.9) localisées dans les zones externes, sont constituées principalement de flyschs numidiens d'âge Aquitanien-Burdigalien largement représentés au nord-est de Béjaïa et dans la région d'El Ksar et de dépôts miocènes ayant déposé dans la vallée de la Soummam étendue de Bouira à Béjaïa (Courme-Rault, 1985). Ces dépôts miocènes sont généralement caractérisés par deux faciès bien distincts. Le premier est continental dans la Moyenne Vallée entre Bouira et Akbou et le second est de type marin au niveau de la Basse Vallée de Sidi Aich à Béjaïa. En outre, deux cycles ont été attribués à cette zone selon Courme-Rault (1985) : un cycle inférieur du Burdigalien-Langhien et un cycle supérieur du Langhien supérieur-Tortonien

Pendant le cycle inférieur, dans la Basse Soummam, la bio-stratigraphie indique un environnement littoral au-dessus duquel un environnement marin ouvert relativement profond, est mis en place, dans lequel se sont déposées des marnes et des argiles à *Globigerinoides*

sicanus et *Prae Orbulites*. Cette succession d'un environnement littoral vers un environnement marin ouvert est observée à travers des niveaux de grès à granulométrie grossière avec des passées de conglomérats et d'Échinodermes, suivis de marnes à *Globigerinoides sicanus* et *Prae Orbulites*. Ces marnes en discordance sur des grès et des conglomérats rouges, avec certains foraminifères planctoniques et benthiques, et des intercalations de couches volcaniques de la Djemâa Schreibt, attestent une transgression marine vers le Sud et une activité volcanique à proximité du bassin dont le témoin le plus proche est le massif volcanique d'Oued Amizour. A cette époque, le bassin de la Soummam était situé dans la zone littorale d'un bassin marin peu profond, tel qu'un golfe ouvert au NNE sur la mer. A leur bord, des reliefs continentaux jeunes sont périodiquement érodés dont les produits finissent par se déposer dans la zone littorale de ce golfe (Courme-Reault, 1985). Cependant, l'avancée de la mer dans ce bassin amène une migration des faciès vers le Sud.

Dans la Moyenne Vallée, les formations sont composées de marnes à Échinodermes lumachelles et Lamellibranches, riches en foraminifères benthiques et planctoniques et recouvrant les brèches basales, et qui se succèdent aux faciès régressifs littoraux ou intertidaux. Les reliefs continentaux sont érodés et leurs produits s'accumulent sous forme de conglomérats et de grès rouges, remplissant momentanément le golfe, où s'établit ensuite un environnement intertidal à subtidal. Cependant, durant le cycle supérieur, la tendance littorale est entretenue avec des fragments de conglomérats rouges à chaque nouvelle érosion. A la fin de cette période, le golfe est rempli de dépôts détritiques et continentaux grossiers qui s'accumulent sur de très grandes épaisseurs (Courme-Reault, 1985).

Dans le bassin de la Soummam, les coupes de terrain géologiques mettent en évidence les premiers dépôts de la marge orientale Algérienne datant du Serravallien et du Tortonien et qui sont dans une continuité stratigraphique avec les dépôts du Burdigalien et Langhien. Le Serravallien du bassin de la Soummam est décrit à Sidi Aich (Béjaïa) et le Tortonien est décrit à Oued Ghir (Béjaïa).

Une bonne coupe à El-Ksar (Figure IV. 9) montre une série du Langhien partant de niveaux de conglomérats centimétriques à galets de quartz bien arrondis interstratifiés avec des grès bruns peu consolidés de 4 à 5 m, suivis par des grès à stratification oblique d'environ 8 m, avec certaines bioturbations (Bouillin, 1986 ; Carbonnel & Courme Rault, 1997). Ces grès sont ensuite recouverts par des séquences alternées de grès et de marnes bleues. Les épaisseurs de marnes augmentent vers le sommet de la série (Figure IV. 9), où elles se terminent en une

masse d'environ 200 m d'épaisseur à Sidi-Aich pas si loin de El-Ksar. Une transgression est marquée par une évolution d'un faciès de conglomérat à un faciès de grès à grain fin puis vers une dominance de marnes. De sorte que la séquence basale, formée par le banc conglomératique jusqu'au premier niveau marneux, est susceptible d'être interprétée comme un cortège transgressif. Après approfondissement du milieu, un cortège de haut niveau marin a été déposé indiquant notamment un début de progradation vers le sommet.

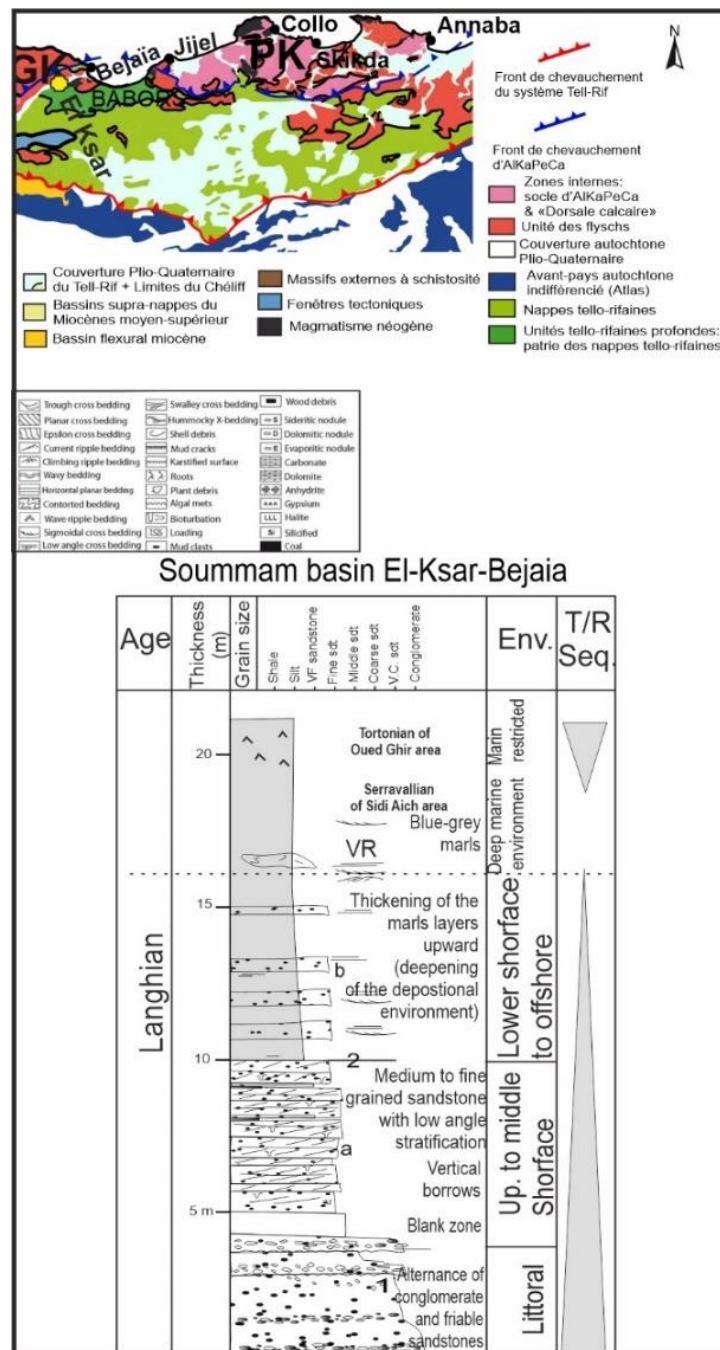


Figure IV. 9. Coupe sédimentologique à El-Ksar dans la vallée de la Soummam en Petite Kabylie, montrant l'évolution verticale du milieu de dépôt ainsi que l'évolution du faciès et les structures sédimentaires associées.

Modifiée d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

Une autre coupe est celle de Sidi Ali ben Toumi (Figure IV.10) au sud du bassin de la Soummam où des formations serravalliennes composées de marnes grises à échinodermes et bivalves, recouvertes de conglomérats et de grès argileux rougeâtres. Cette succession semble donc indiquer une évolution d'un environnement littoral vers un autre continental. Par ailleurs, les formations du Tortonien sont composées d'argiles relativement gréseuses et gypseuses et riches en huîtres passant vers le haut à des conglomérats et des grès continentaux rougeâtres (Carbonnel & Courme-Rault, 1997). Ceci signifie que l'environnement a donc pu passer d'un milieu évaporitique restreint à un milieu continental, traduisant une régression et une émergence marine. A noter qu'à la fin du Serravallien une régression a été constatée, suivie d'une légère transgression qui a permis la mise en place d'un environnement lagunaire au Tortonien.

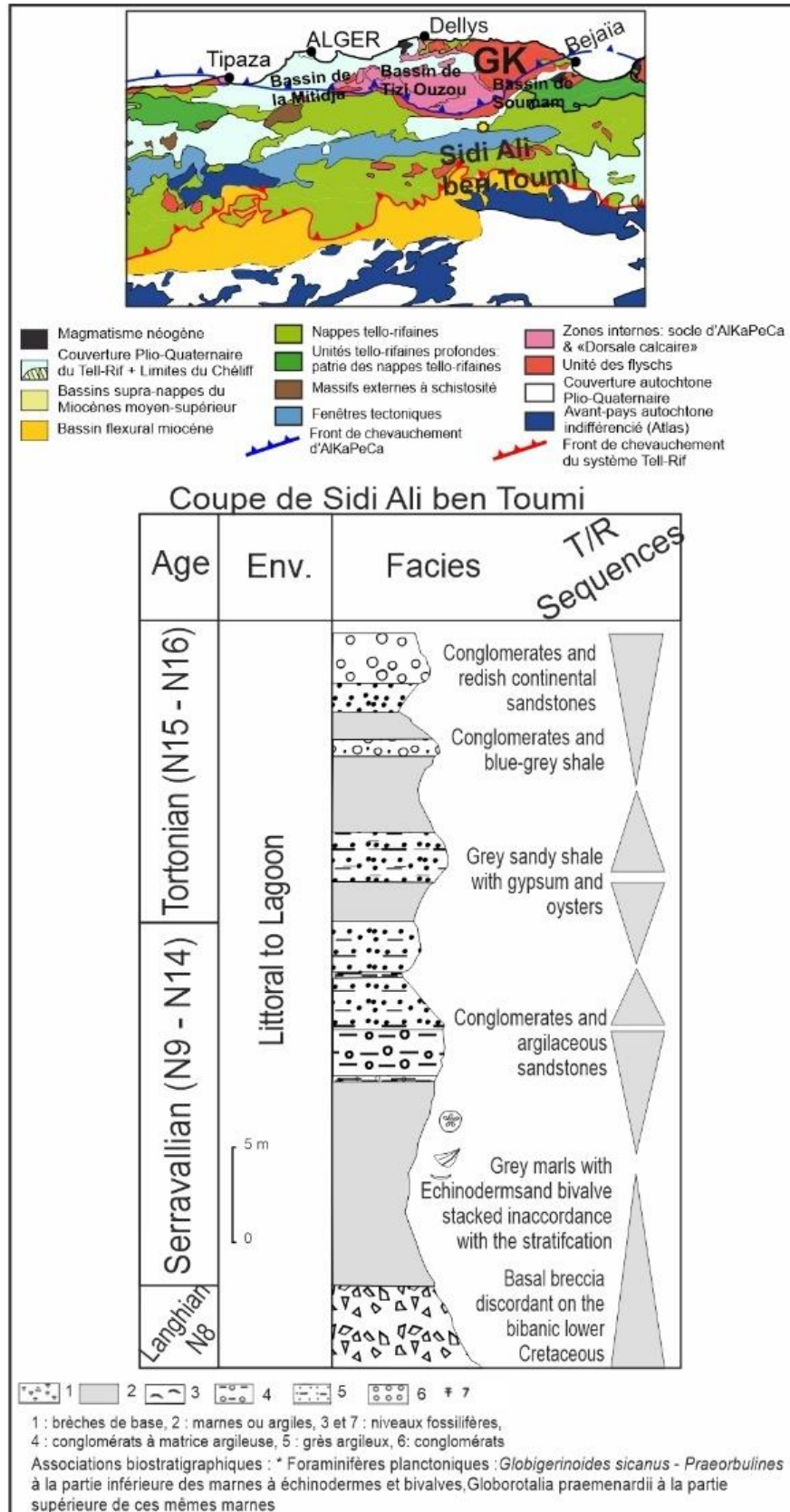


Figure IV. 10. Colonne stratigraphique de la formation miocène de Sidi Ali ben Toumi dans le bassin de Soummam. Modifiée d'après Carbonnel et Courme Rault (1997). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

Durant le Langhien, il y a eu une variation latérale des faciès, du matériel détritique d'un environnement marin très peu profond (Figure IV.10) dans la partie sud du bassin de la Soummam, à une série de séquences transgressives composées de grès et de marnes dans la partie nord du même bassin (Figure IV.9). Par ailleurs, l'évolution séquentielle des coupes dans le bassin de la Soummam montre un approfondissement de l'environnement de dépôt consécutif à la transgression.

En Petite Kabylie, la formation du Langhien enregistre un approfondissement de l'environnement de dépôt, d'un milieu littoral au sud du bassin de la Soummam, à un milieu marin relativement profond (*lower shoreface* à offshore) vers le nord, à El-Ksar à Béjaïa et à Annaba. Notons que, seul le Miocène Inférieur à Moyen allant de l'Aquitaniens au Langhien a été reconnu dans les bassins situés entre Béjaïa et Annaba.

2.1.6. Le Néogène du bassin de Tizi-Ouzou

Le bassin de Tizi-Ouzou représente un vaste bassin orienté en Est-Ouest et il regroupe les bassins du Sebaou, de Dellys et de Thénia (Magne & Raymond, 1971). A l'ouest, il est rattaché au bassin de la Mitidja et vers l'est, il se referme sur les reliefs du Haut-Sébaou dans la région de Fréha. Ce bassin est rempli de formations néogènes qui ont été l'objet de plusieurs études (Raymond, 1976 ; Courme-Rault & Coutelle, 1982 ; Aite & Gélard 1997) et qui montre la superposition de plusieurs unités : (1) L'Oligo-Miocène Kabyle (OMK), (2) Le Flysch Numidien, (3) les Olistostromes ou argiles à blocs, (4) l'unité tellienne et (4) le Miocène.

Dans le bassin de Tizi-Ouzou, l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) est déposé en discordance sur le Cambrien du Sidi Ali Bounab, faisant partie du socle kabyle. Cette formation est constituée d'une couche basale de conglomérats (Figure IV.11) en transgression recouverte de calcaires surmontés de marnes gréseuses. Vers le sommet, une couche d'argiles brunes à vertes à *Globigerinita dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides cf immaturus*, *Turborotalia sp.* Cette association bio-stratigraphique est du Burdigalien moyen (Magné & Raymond, 1971 ; Raymond, 1976 ; Géry et al., 1981). Vers le sommet de la formation, des silexites ont été observés datant de l'Aquitaniens terminal - Burdigalien inférieur. Par ailleurs, le numidien avec sa trilogie classique (Magné & Raymond, 1972) recouvre localement l'olistostrome sur le flanc nord du bassin de Tizi-Ouzou, et, plus au nord, il repose directement sur la nappe d'Afir et l'unité tellienne de Dellys.

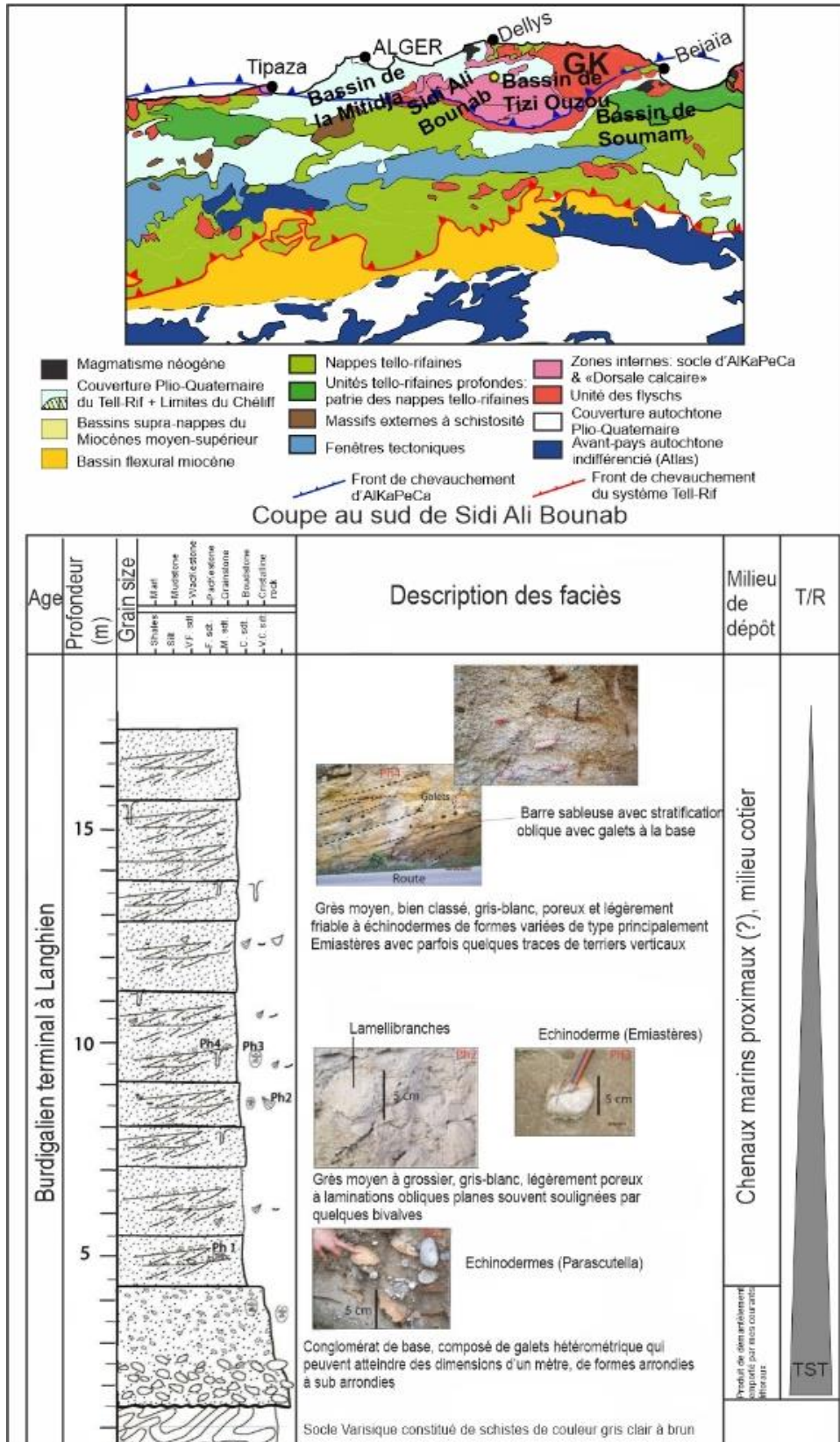


Figure IV. 11. Levé de coupe de terrain de la série miocène affleurant au sud de Sidi Ali Bounab, modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

Dans la région de Mghira - Ait Zellal à l'extrémité orientale du bassin de Tizi-Ouzou, les olistostromes inférieurs sont du Burdigalien (Gélard, 1979) et surmontent en continuité l'Oligo-Miocène Kabyle dont le toit est de l'Aquitaniens terminal - Burdigalien inférieur et il est recouvert en discordance par le Miocène dont la base appartient au Burdigalien terminal. Par contre, dans sa partie occidentale, deux types d'olistostromes ont été observés (Raymond, 1976) ; un « olistostrome I » en continuation sédimentaire avec l'OMK et un « olistostrome II », reposant normalement sur l'unité tellienne de Dellys. L'unité tellienne dans le bassin de Tizi-Ouzou est formée par une dizaine de mètres de marnes et d'argiles sombres avec de rares lentilles de calcaires d'âge Campanien, de calcaires siliceux clairs et des marnes siliceuses d'âge Yprésien terminal à Lutétien basal, ainsi que par un ensemble de l'Eocène inférieur à moyen composé d'argiles siliceuses à lits de grès très fins, recouvert par quelques mètres de marnes grises avec de minces lits de calcaire blanchâtre, de l'Eocène inférieur à moyen.

Toutes ces formations évoquées ci-dessus sont surmontées en discordance par des formations de conglomérats, grès et notamment de marnes du Miocène, datées au niveau de la base, le long de la route de Tala Ililane au nord de Tizi-Ouzou, par une micro-faune du Langhien inférieur. Notons que dans cette région, l'âge des formations miocènes datant du Burdigalien - au Serravallien a été déterminé avec précision grâce à la présence d'une micro-faune abondante (Raymond, 1976) et à l'intercalation des basaltes (Bellon et al., 1977 ; Belanteur et al., 1995). En revanche, les formations du Tortonien et du Messinien ne sont pas identifiées.

La coupe de terrain en Naciria (Figure IV.12) montre une séquence transgressive datant du Langhien suivant l'évolution des faciès à partir d'une couche basale de conglomérats avec des éléments de socle jusqu'à des grès et des marnes glauconieux au sommet avec des débris fossilifères.

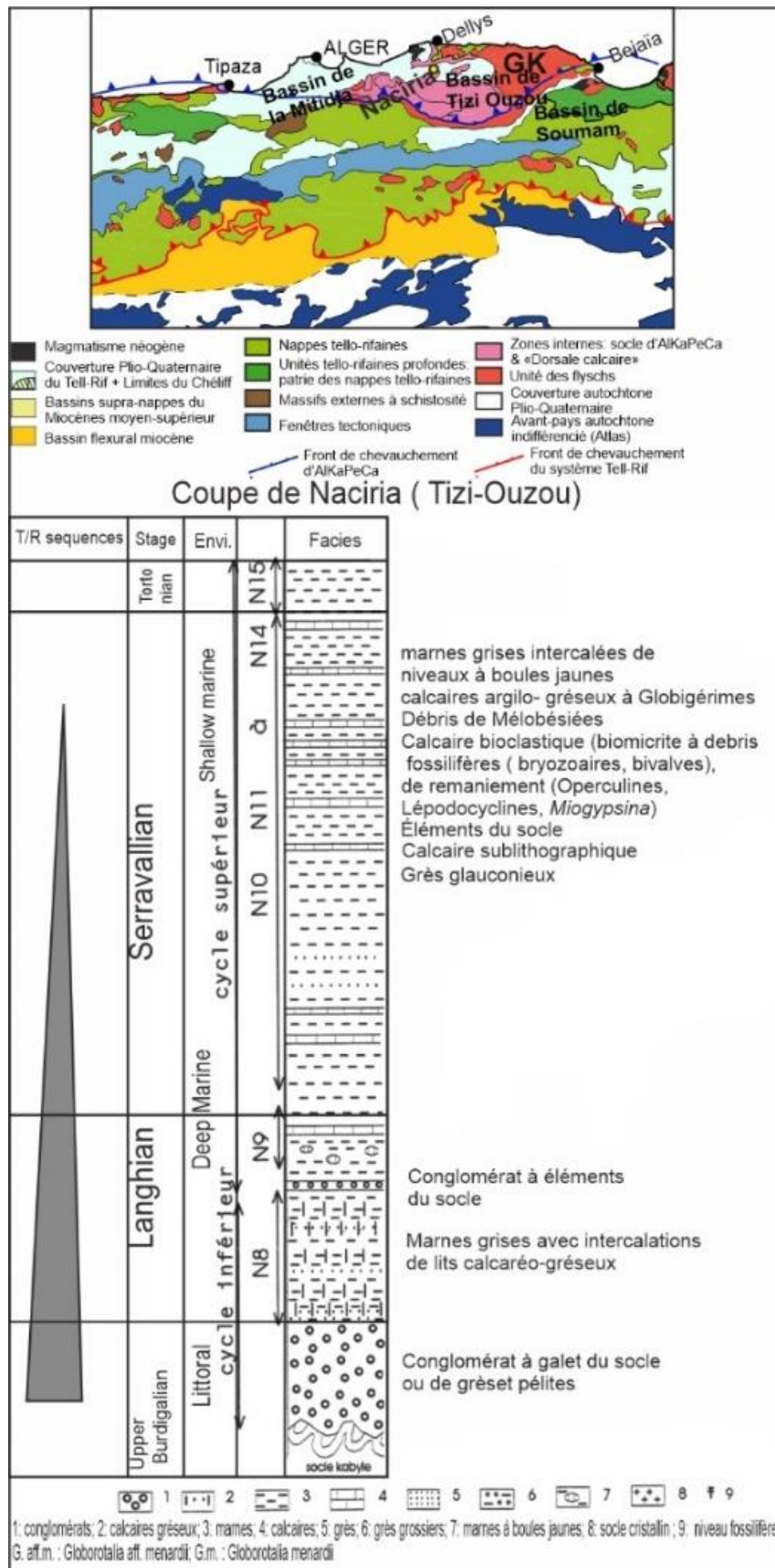


Figure IV. 12. Colonne stratigraphique de la série miocène de Naciria, modifiée d’après Carbonnel & Courme Rault (1997). En haut, la carte géologique du nord de l’Algérie est modifiée d’après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

Une autre coupe de terrain décrite à Agouni Hamiche (Figure IV.13) située dans la zone septentrionale du bassin de Tizi-Ouzou ou Sebaou, montre une succession de quelques mètres d'épaisseur, composée de niveaux de marnes bleues avec de minces lits de grès qui contiennent parfois à leur base une couche de micro-conglomérats bien roulés évoluant vers le sommet à des grès fins à moyens « *fining upward* ». En outre, au sud du bassin surtout à la base des bancs gréseux, des bioturbations verticales et horizontales ont été observées. Cette formation comporte des séquences alternées en régression et souvent associées à des intercalations rythmiques de conglomérats et micro-conglomérats et dans lesquelles l'épaisseur de la marne diminue vers le sommet tandis que celle du grès augmente (Figure IV.13). Ces séquences de régression associées à une grano-décroissance à l'échelle du banc peuvent être interprétées comme étant probablement le résultat des turbidites qui ont transporté du matériel grossier de l'orogène alpin nouvellement construit dans un milieu plutôt profond tandis que la tendance globale est reliée à une transgression du fait de l'approfondissement du milieu de dépôt, remarquable par la prédominance des marnes vers le haut.

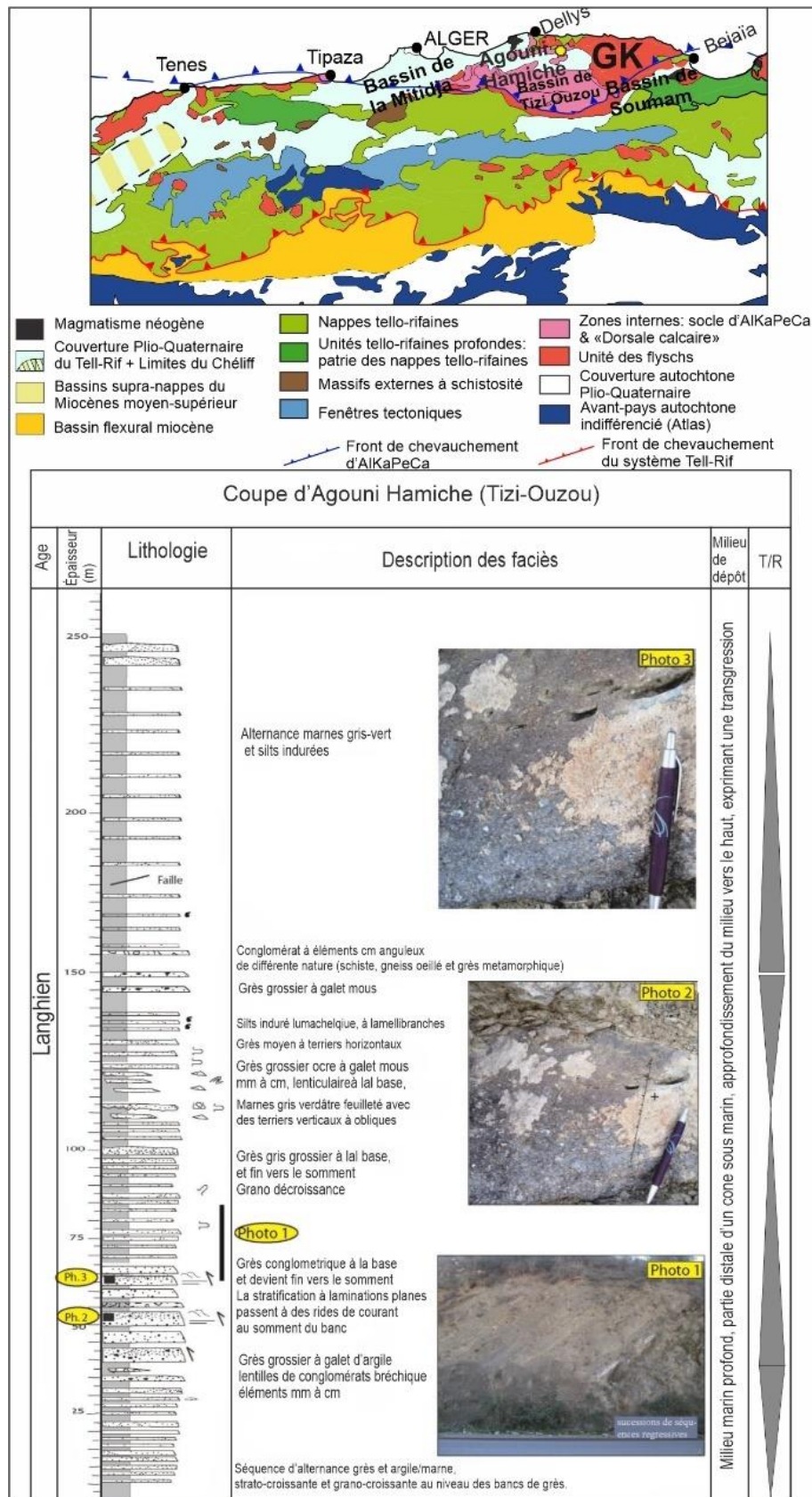


Figure IV.13. Levé de coupe de terrain du Langhien d'Agouni Hamiche dans le bassin de Tizi-Ouzou, modifié d'après Arab et al. (2016). En haut, la carte géologique du nord de l'Algérie est modifiée d'après Leprêtre et al. (2018). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

Le long de la route qui mène à Makouda, à la limite nord du bassin de Tizi-Ouzou, une formation similaire a été observée et décrite par Raymond (1977) et Courme-Rault (1985). Cette série datée du Burdigalien supérieur (Raymond & Bossière, 1972) est recouverte par une formation du Langhien-Serravallien (Raymond & Bossière, 1972 ; Courme-Rault, 1985). Cette formation comporte une épaisse couche de conglomérats à éléments anguleux du socle de taille centimétrique et parfois décimétrique et qui est interprétée comme étant de l'OMK et qui est datée du Burdigalien supérieur (Raymond, 1977). Cette couche est surmontée par une alternance de marnes et grès micro-conglomératiques, recouverte de conglomérats et de grès grossier. La limite entre le Langhien et le Serravallien est située approximativement au niveau des marnes franches bleues dont le maximum d'épaisseur doit se situer dans le centre du bassin de Tizi-Ouzou.

A Makouda comme à Agouni Hemmiche, le milieu de dépôt change latéralement d'un environnement littoral à un environnement marin profond dominé par les turbidites. Le Langhien correspond donc à une phase de transgression. L'inondation maximale au cours du Langhien entraîne un approfondissement croissant vers le nord du milieu de dépôt, ce qui délimite généralement les dépôts détritiques près de la côte. On observe d'une part un approfondissement de l'environnement de dépôt du sud au nord (offshore actuel), et d'autre part un approfondissement vertical résultant de la transgression marine.

2.1.7. Le Néogène du bassin de la Mitidja

Le bassin de la Mitidja (Figure IV.14) se situe dans la zone d'Alger, en tant qu'une dépression plane orientée ENE-WSW sur environ 100 km et large de 20 km et entourée de reliefs. Il est bordé par les massifs d'Alger et du Chenoua appartenant au domaine AlKaPeCa.

Une coupe à Hammam Melouane (Bonneton, 1977) commence avec une série transgressive de conglomérats détritiques rouges probablement datés du Burdigalien supérieur (Bonneton, 1977 ; Lepvrier & Magné, 1975). Elle est ensuite surmontée par une série marine de calcaires massifs riches en faune, sur laquelle reposent des marnes grises riches en huîtres. A ces niveaux marins s'intercalent éventuellement des niveaux éruptifs calco-alcalins qui datent de 15,9 Ma (Burdigalien supérieur) à 8,9 Ma (Tortonien) (Bellon, 1976). La coupe de Meftah à la bordure Sud du bassin de la Mitidja montre que la série miocène a été datée du Langhien à Serravallien (zone *Globorotalia mayeri*). La sédimentation commence, comme

dans le bassin de Menaceur, par des marnes du Tortonien et évolue vers une série à faciès continental du Miocène supérieur (Lepvrier, 1978), alors qu'à Oued-Mazafran, la série néogène est constituée de marnes gréseuses du Burdigalien surmontées d'un banc de grès du Miocène supérieur, puis de marnes légèrement gypseuses et vers le haut de lentilles de grès du Miocène supérieur (Guemache et al., 2010). Dans la région de Blida (Ferroukha), le Miocène est représenté par des marnes gypseuses grises du Tortonien - Messinien. Par ailleurs, dans le bassin de Médéa, la série miocène renferme une formation de conglomérats du Burdigalien, recouverte de marnes marines du Burdigalien - Langhien inférieur. Elle comporte également des grès et des poudingues recouverts de marnes dont la partie supérieure est du Tortonien inférieur, et des barres gréseuses datant du Tortonien supérieur - Messinien. Notons que face au bassin de la Mitidja, au large, le forage ALG-1 a recoupé une série marine néogène dominée par des marnes atteignant le Langhien supérieur-Serravallien. En outre, la diversité des foraminifères planctoniques et la pauvreté des espèces benthiques témoignent d'un environnement marin profond.

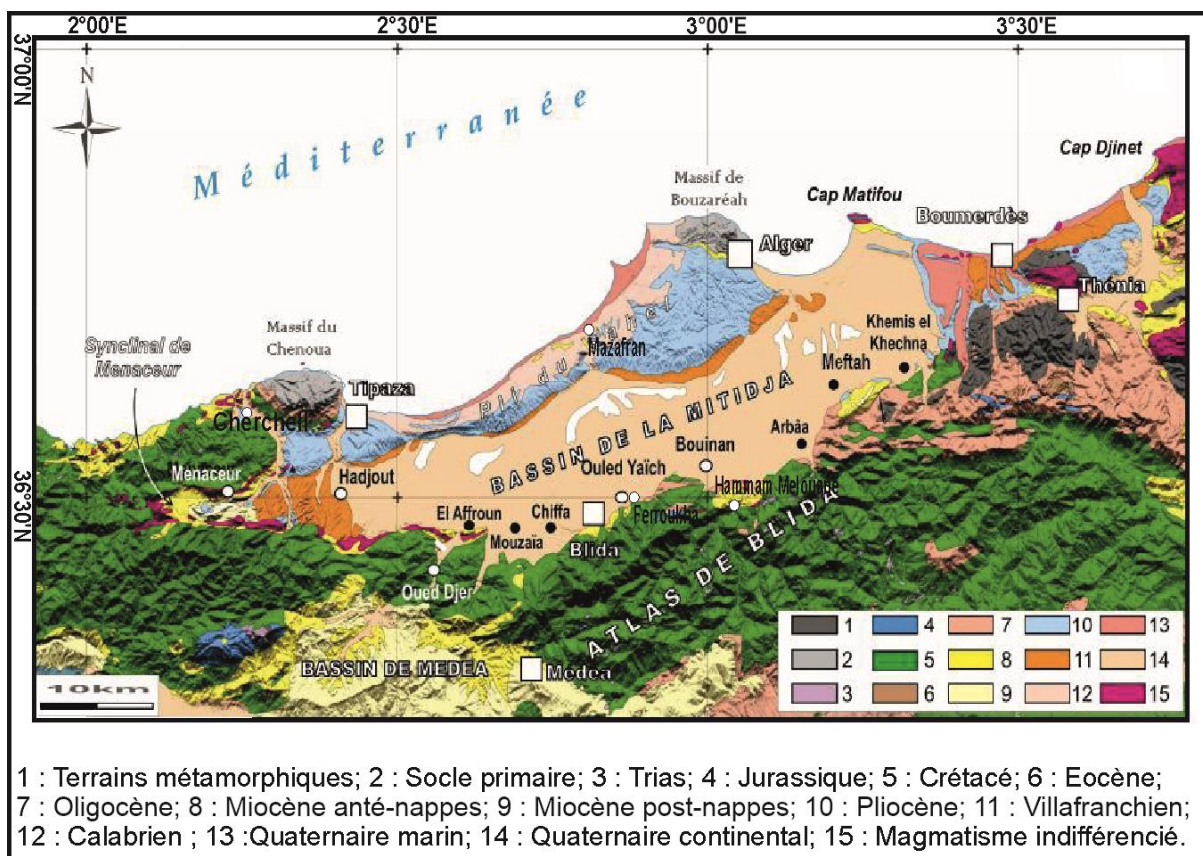


Figure IV. 14. Carte morpho-géologique du bassin de la Mitidja et ses environs ; données topographiques SRTM-3 et carte géologique d'Algérie au 1/500'000. Modifiée d'après Guemache et al. (2010).

2.1.8. Le Néogène du bassin du Chélif

Le bassin du Chélif est un bassin transtensionnel à dominante néogène, situé au sud-ouest de la dorsale kabyle, de la frontière marocaine à l'ouest, jusqu'à Médéa à l'est (Figure IV.15). Le Miocène est estimé à plus de 6000 m au centre et à près de 2000 m sur les bords et est subdivisé en Miocène inférieur (Burdigalien supérieur - Serravallien) et Miocène supérieur (Tortonien – Messinien) (Perrodon, 1957 ; Lahcene et al., 2002) ou bien en méga-séquences 'MSI' (Aquitaniens - Langhien inférieur) et 'MSII' (Langhien supérieur - Messinien) (Neurdin-Trescartes, 1995).

La méga-séquence marine MSI (Figure IV.15) du Miocène inférieur consiste en une série transgressive de 3000m se terminant par une régression et montre un changement latéral de faciès du sud au nord. Dans le nord du bassin, les dépôts consistent en des conglomérats rouges continentaux à marnes qui datent du Burdigalien (Anderson, 1932). Des marnes bleues du Burdigalien-Langhien inférieur recouvrent cette méga-séquence et correspondent à des sédiments qui se sont déposés en transgression sur les complexes continentaux qu'elles recouvrent entièrement à la fin du MSI. Au sud, cinq formations ont été observées. Les trois premières sont continentales et montrent une progradation des séquences les unes sur les autres et sont plus ou moins détritiques à granulométrie grossière. Ensuite, la quatrième formation marine plus profonde est marquée par les marnes bleues inférieures et la cinquième formation représente une séquence régressive (Neurdin-Trescartes, 1995).

Par ailleurs, la méga-séquence MSII de 1500 m renferme une formation transgressive du Langhien supérieur formée de grès, de marnes sableuses à glauconie, de grès calcaire et de sable à glauconie. Cette formation est recouverte par une formation de marnes bleues du Tortonien à laquelle succède une formation constituée de *Tripolis* et de marnes à *Tripolis* gris blanchâtre, avec des sables, des calcaires biodétritiques à *Lithothamnium*. Ensuite, la méga-séquence se termine par une formation du Messinien constituée de marnes gypseuses et gypses massifs et parfois de calcaires récifaux à *Lithothamnium* (Neurdin-Trescartes, 1995).

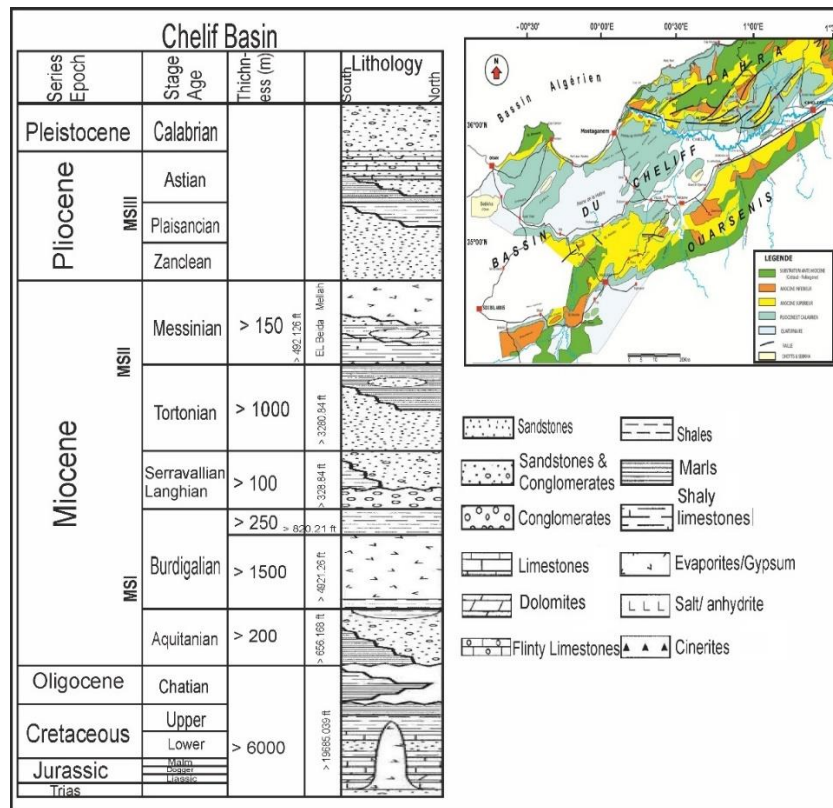


Figure IV. 15. Coupe stratigraphique et lithologique typique du Néogène du bassin du Chélif et de son substratum, modifiée d’après Neurdin-Trescartes (1995). En haut, la carte géologique du bassin du Chélif, modifiée d’après Medaouri (2014). Le point jaune indique la localisation de la coupe.

2.2. Conclusion sur la stratigraphie de la marge algérienne

La revue des affleurements néogènes à terre montre une évolution dans l’âge des séries miocènes déposées dans les bassins néogènes onshore. Dans la région de la Petite Kabylie, seuls les sédiments du Langhien ont résisté à l’érosion. Le Miocène Inférieur à Moyen allant de l’Aquitancien au Langhien a été reconnu dans les bassins situés entre Béjaïa et Annaba. Dans le bassin de la Soummam, des dépôts du Serravallien - Tortonien ont été observés et sont en continuité stratigraphique avec les dépôts du Miocène inférieur (Burdigalien- Langhien). En revanche, dans la région de la Grande Kabylie, les dépôts du Miocène sont généralement du Burdigalien-Langhien à Tortonien (Carbonel & Courme-Rault, 1997). Dans le bassin de Tizi-Ouzou, seuls les sédiments du Serravallien persistent à l’ouest du bassin. Des sédiments du Miocène supérieur (Tortonien-Messinien) sont également présents dans la partie occidentale de la marge Algérienne, à l’ouest du bassin de la Mitidja et dans le bassin du Cheliff.

La distribution spatio-temporelle des sédiments néogènes de la marge Algérienne terrestre démontre une polarité est-ouest de l'âge des sédiments qui sont les plus anciens à l'est (Aquitaino-Langhien) et qui passent à des dépôts plus récents à l'ouest (Tortonien - Messinien). Cette polarité peut être attribuée à la structuration progressive de la marge Algérienne et à son soulèvement d'est en ouest, probablement dû à une ouverture progressive et diachronique du bassin Algéro-Baléarique profond. On va alors utiliser cette répartition spatio-temporelle des dépôts terrestres néogènes afin de les corrélérer avec les unités acoustiques interprétées sur les profils sismiques dans le bassin profond en utilisant les modèles d'âge chronostratigraphique élaborés par Arab et al. (2016) et Medaouri et al. (2014).

3. Interprétation sismo-stratigraphique des unités acoustiques à l'échelle du bassin Est-Algéro-Baléarique

Dans le cadre de cette étude, j'ai interprété l'ensemble des lignes sismiques disponibles dans ma base de données ainsi que des lignes publiées dans les différents travaux réalisés dans le bassin Algéro-Baléarique qui est subdivisé en quatre segments distincts par leur enregistrement structural et sédimentaire (Figure IV.16). Dans les parties suivantes, je vais décrire les séquences sédimentaires acoustiques identifiées en suivant les concepts de la stratigraphie sismique. Notons que la subdivision des séquences en différentes unités est effectuée en détail dans le bassin Est-Algéro-Baléarique. Dans le reste du bassin, elle a été peu contrainte en raison de la qualité et de la couverture insuffisantes de la sismique et du temps trop limité pour effectuer ce travail en détail.

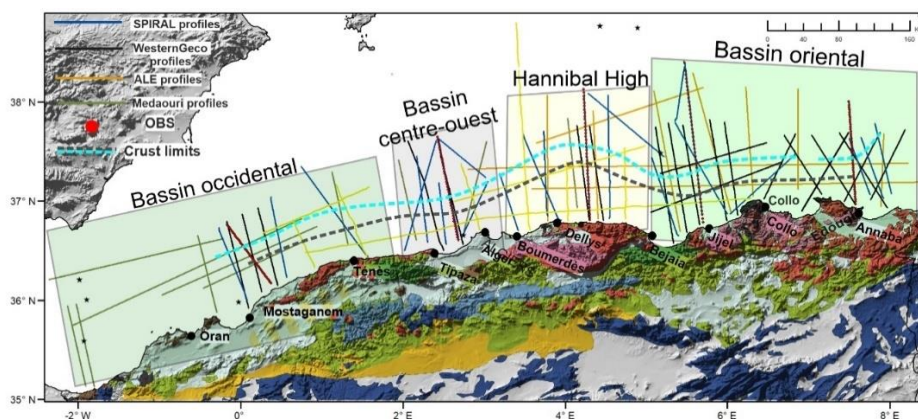


Figure IV. 16. Carte montrant en offshore la position des différents profils sismiques utilisés dans cette étude, ainsi que la segmentation de notre bassin depuis l'Est (bassin Est Algéro-Baléarique) vers le centre (Hannibal High), en passant par le bassin centre-ouest et enfin le bassin ouest.

Dans le bassin Est Algéro-Baléarique (Figure IV.17), j'ai subdivisé chaque séquence acoustique ayant ses propres caractéristiques stratigraphiques en unités séparées par des horizons-réfecteurs interprétés comme des ligne chronostratigraphiques. Neuf horizons ont été identifiés, y compris le toit du socle et le fond de la mer (Voir chapitre III - 3.1 Approche synthétique de la stratigraphie séquentielle et méthode d'interprétation des données).

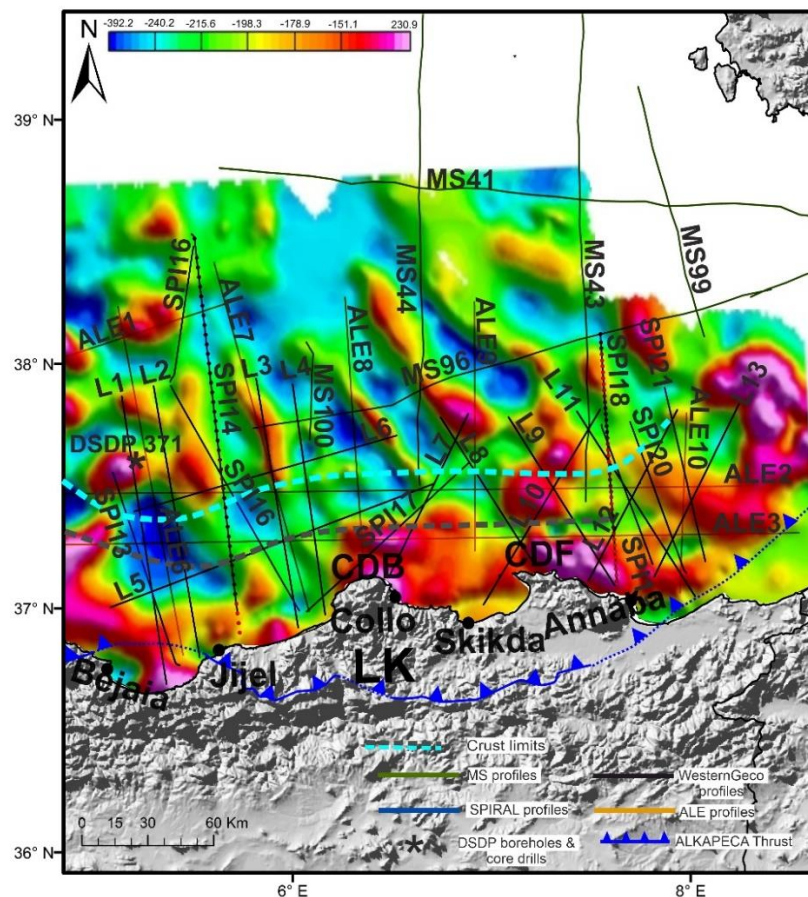


Figure IV. 17. Plan de position des profils sismiques superposé à la carte des anomalies magnétiques dans le bassin Est-Algéro-Baléarique. CDB= Cap de Bougaroun ; CDF= Cap de Fer.

3.1 Les unités pré-messiniennes

Les unités pré-sel et les réflecteurs qu'ils séparent sont de bas en haut les suivants : PMU1- l'unité pré-messinienne 1 (*Pre-Messinian unit*), séparée du socle par le réflecteur "B" et de l'unité pré-messinienne 2 (PMU2) par le réflecteur R1. Cette dernière unité est séparée de l'unité pré-messinienne 3 (PMU3) par le réflecteur R2 et elle-même séparée de l'unité pré-

messinienne 4 (PMU4) par le réflecteur R3. Sur certaines coupes sismiques de bonne qualité (WesternGeco), l'unité pré-messinienne 4 (PMU4) est séparée de l'unité basale du Messinien (LU= *lower unit* ; (Lofi et al., 2011)) par le réflecteur R4 (Voir chapitre III - 3.1 Approche synthétique de la stratigraphie séquentielle et méthode d'interprétation des données).

Dans la région de Béjaïa, l'unité pré-messinienne 1 (PMU1) est caractérisée par un faciès *hummocky* de forte amplitude et de moyenne fréquence à réflecteurs discontinus (Figure IV.18, 19). Quelquefois, dans sa partie inférieure, elle montre un faciès chaotique (Figure IV.19) et ceci est remarquable notamment au large de la Baie de Béjaïa qui est caractérisée par une activité sédimentaire importante. De plus, elle présente un fort contraste d'impédance par rapport à l'unité PMU2 qui la recouvre (Figure IV.19). On observe cette unité PMU1 uniquement dans le domaine continental (Figures IV.18, 20) où elle se termine en « *pinch-out* » avant d'atteindre le domaine océanique (Figure IV.18). Par ailleurs, l'unité pré-Messinienne 2 (PMU2) est marquée par des réflecteurs subparallèles de basse à moyenne fréquence et de basse à moyenne amplitude (Figures IV.18, 19). Elle présente, à sa base entre 18 et 38 km, des onlaps vers le continent, et également des onlaps sur l'unité PMU1 notamment au niveau de haut du socle (Figure IV.18). Au-delà de ce haut du socle, elle révèle une configuration lenticulaire à *hummocky* de haute amplitude. Cependant, le faciès et la configuration de réflecteurs sont rendus moins visibles au niveau de la croûte océanique en raison de l'activité des sels messiniens situés au-dessus (Figure IV.20). Cette unité (PMU2) d'une épaisseur de 0,4 sTD (748 m en utilisant une vitesse d'intervalle de 3740 m/s) est interprétée comme la première unité déposée sur la croûte océanique de 6,2 sTD de profondeur dans le bassin oriental Algéro-Baléarique (Figure IV.20). L'unité pré-Messinienne 3 (PMU3) exhibe un ensemble de réflecteurs subparallèles de basse à moyenne fréquence et de moyenne amplitude (Figure IV.18) avec des onlaps sur l'unité pré-messinienne 1 au niveau du haut du socle. Néanmoins, ce motif est moins visible au niveau du domaine océanique. Cette unité dans cette partie du bassin qui est interprétée comme la plus vieille par rapport aux anomalies magnétiques est de 0,3 sTD d'épaisseur soit 528 m prenant en compte une vitesse d'intervalle de 3520 m/s. La dernière unité de la séquence pré-messinienne est l'unité pré-messinienne 4 (PMU4) qui dispose d'un faciès de forte amplitude et de moyenne fréquence à réflexions subparallèles et subcontinues ayant des downlaps sur la surface R3 et des toplaps sur la surface R4 (Figures IV.18, 19, 20). Dans cette zone, l'unité du Messinien inférieur (LU) est bien interprétée comme un ensemble de réflexions parallèles de grande amplitude et parfois présente un faciès chaotique (Figures IV.18, 19, 20).

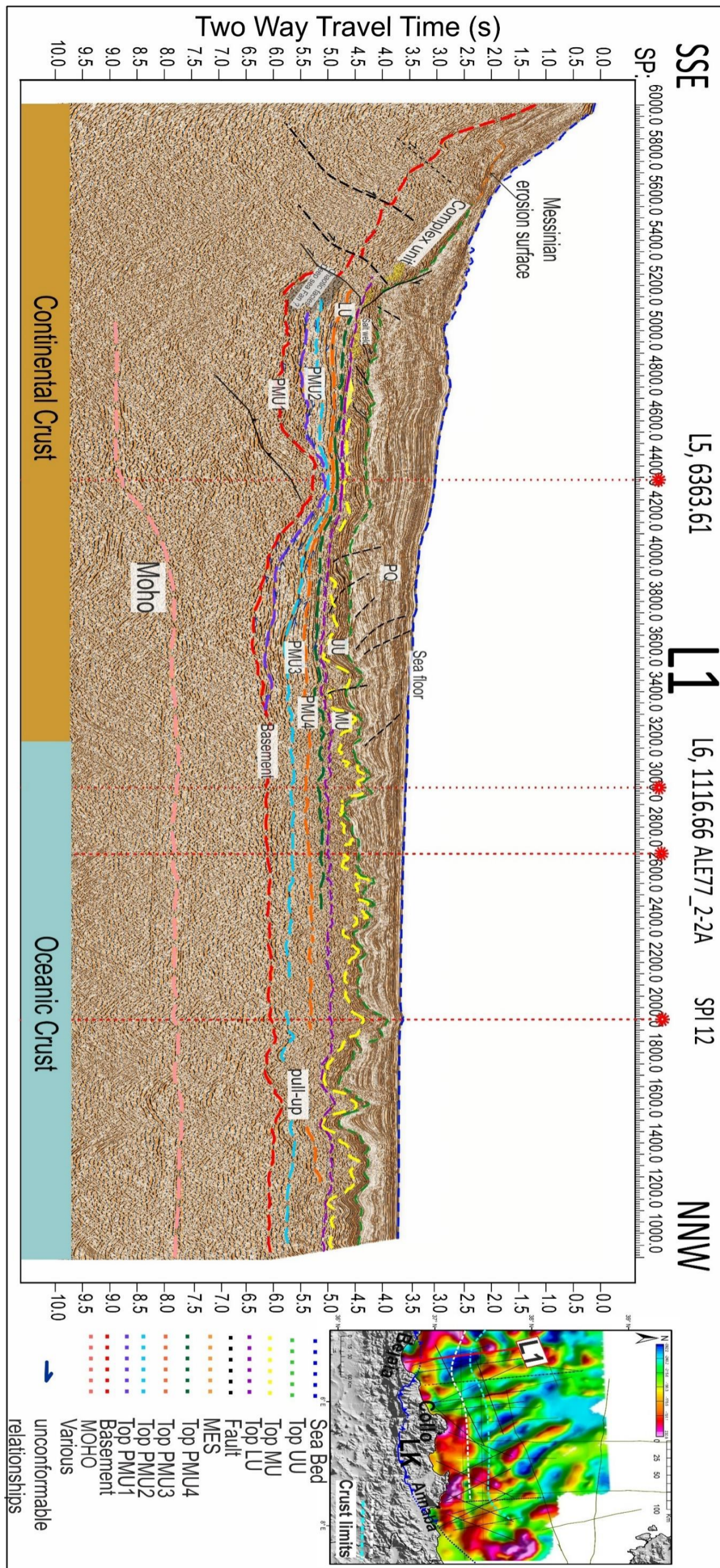


Figure IV. 18. Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L1 au large de Béjaïa montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.

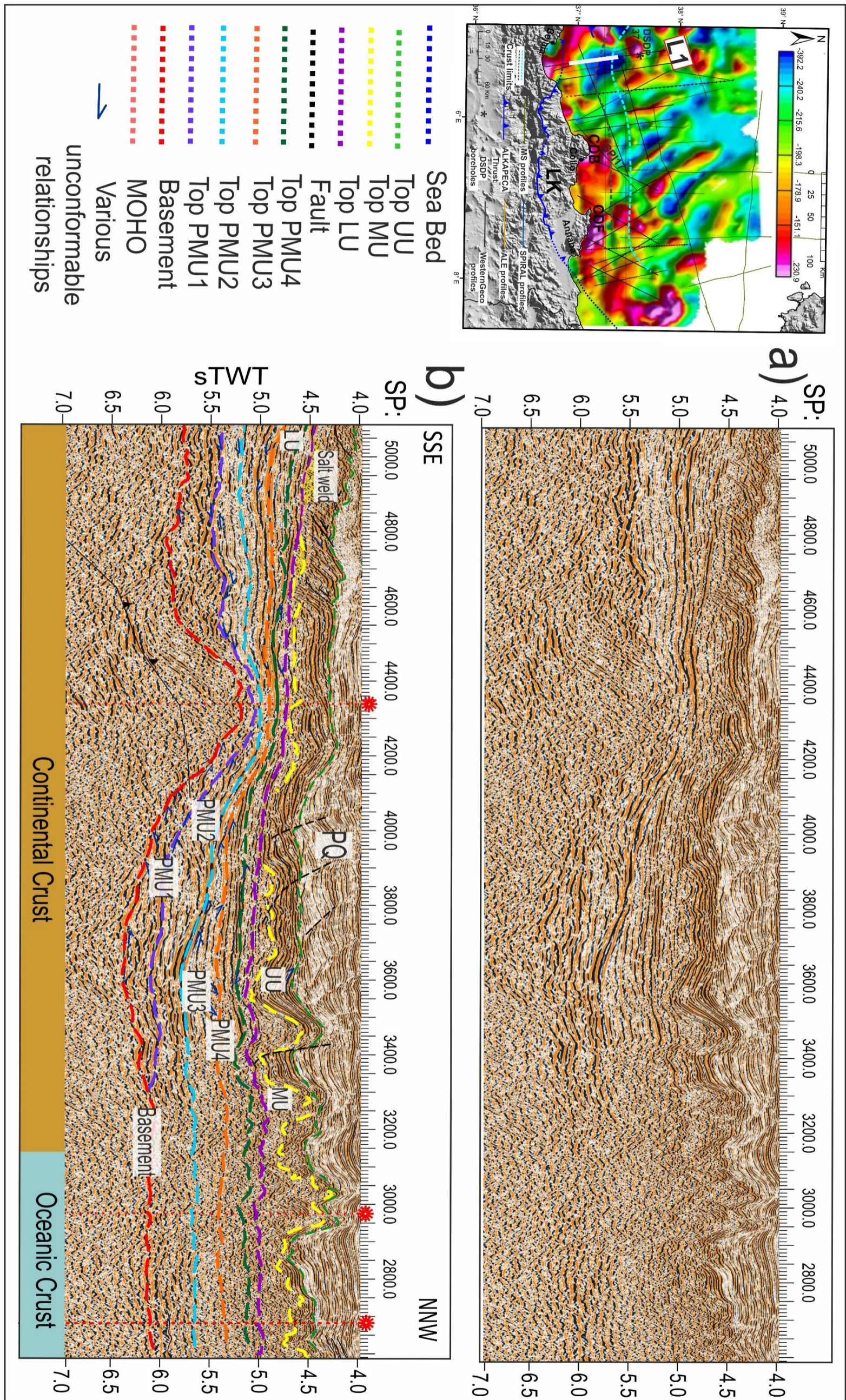


Figure IV. 19. Extrait du profil L1. a) Version vierge ; b) Version interprétée montrant la subdivision des séquences sédimentaires en différentes unités acoustiques en utilisant les concepts de la stratigraphie sismique directe et indirecte. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position de l'extrait en zoom.

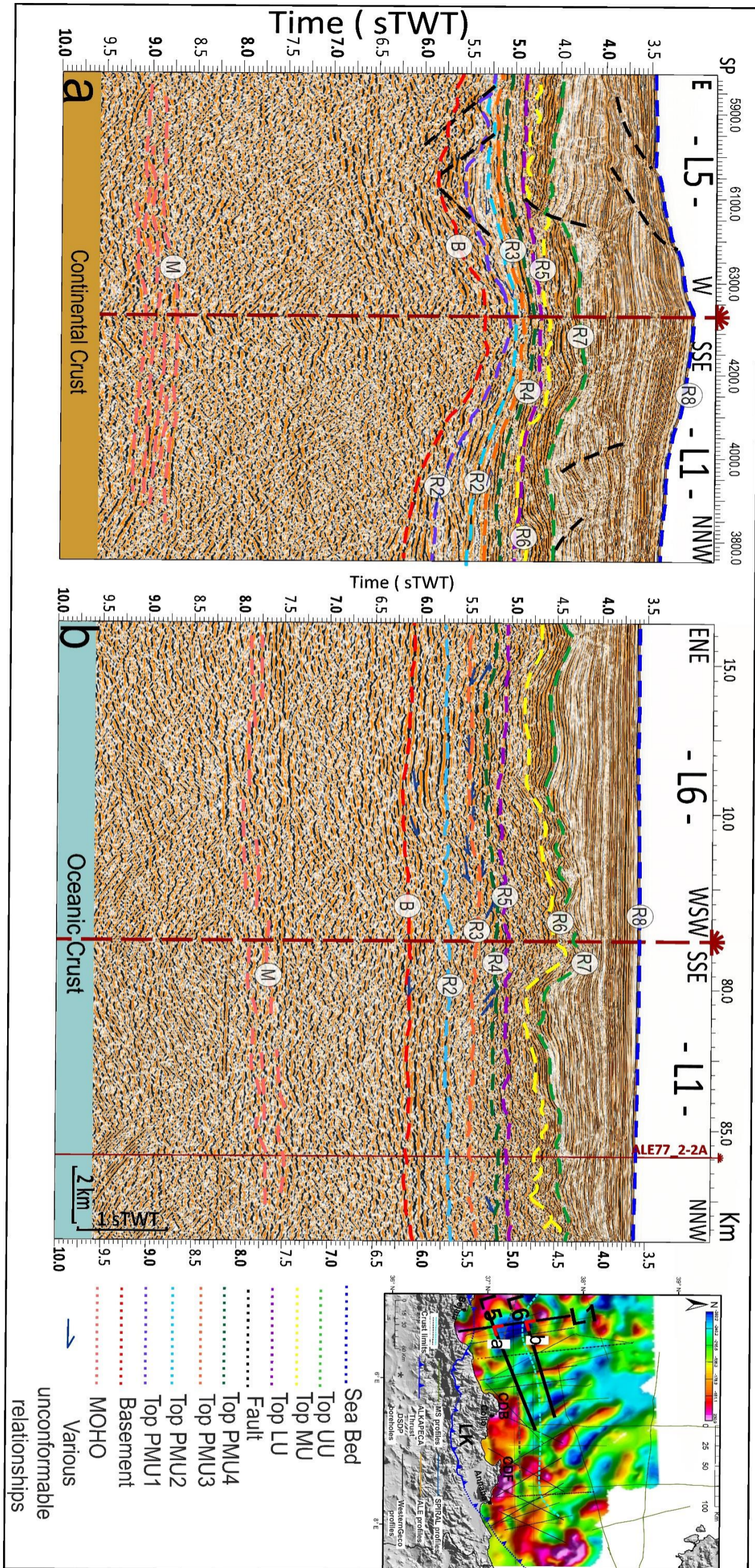


Figure IV. 20. Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L1 et L5-L6 mettant en évidence l'évolution des unités pré-messiniennes recouvrant la croûte continentale et océanique et notamment la disparition de l'unité PMU1 au niveau du domaine océanique et le dépôt de la première unité sédimentaire. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.

Dans la région de Jijel, le profil sismique L2 (Figure IV.21) montre également la subdivision de la séquence pré-messinienne qui est de ~ 1 sTD d'épaisseur en quatre unités différentes en termes de faciès et de configuration des réflecteurs. Ce sont de bas en haut : l'unité pré-messinienne 1 (PMU1) caractérisée par le même faciès sismique en configuration hummocky à réflecteurs discontinus de forte amplitude, à laquelle se superpose l'unité pré-messinienne 2 (PMU2) avec un ensemble de réflecteurs continus parallèles, peu déformés de faible à moyenne amplitude et de faible à moyenne fréquence présentant des onlaps vers le continent (Figure IV.21) et également des onlaps sur l'unité PMU1. L'unité pré-messinienne 3 (PMU3) présente des réflecteurs subparallèles continus de haute à moyenne fréquence et de moyenne amplitude avec des onlaps sur l'unité PMU2 (Figures IV.21, 22). L'unité pré-messinienne 4 (PMU4) montre des réflecteurs parallèles continus mais de faible amplitude et de haute fréquence avec des downlaps sur la surface R3, et ceci concorde avec la régression observée sur le terrain. Dans cette région, l'unité inférieure du Messinien (LU) est caractérisée par des réflecteurs parallèles de forte amplitude et quelquefois par un faciès chaotique. L'imagerie sismique est souvent perturbée par la forte absorption et la diffusion de l'énergie sismique par le sel et la grande variabilité de la vitesse sismique dans la séquence de sel, ce qui rend la configuration de réflecteurs et le faciès des unités peu visibles dans le domaine océanique. En suivant les grands réflecteurs majeurs de ces unités en faisant le maximum de croisements entre les profils, on a remarqué dans cette région la disparition de l'unité PMU1 en « *pinch-out* » et le dépôt de l'unité PMU2 directement sur le socle océanique d'environ 6 sTD de profondeur (Figures IV.21, 22).

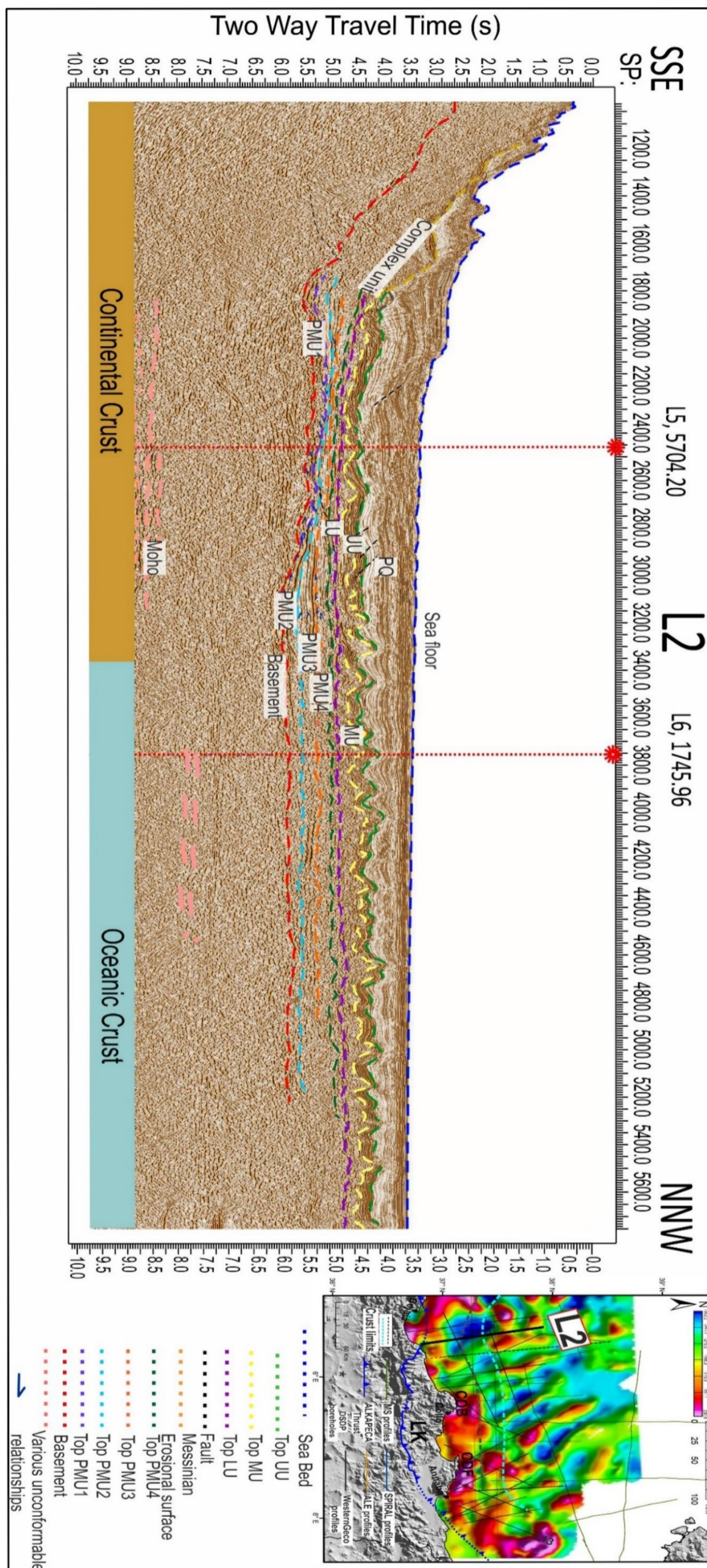


Figure IV. 21. Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L2 dans la région de Jijel) montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.

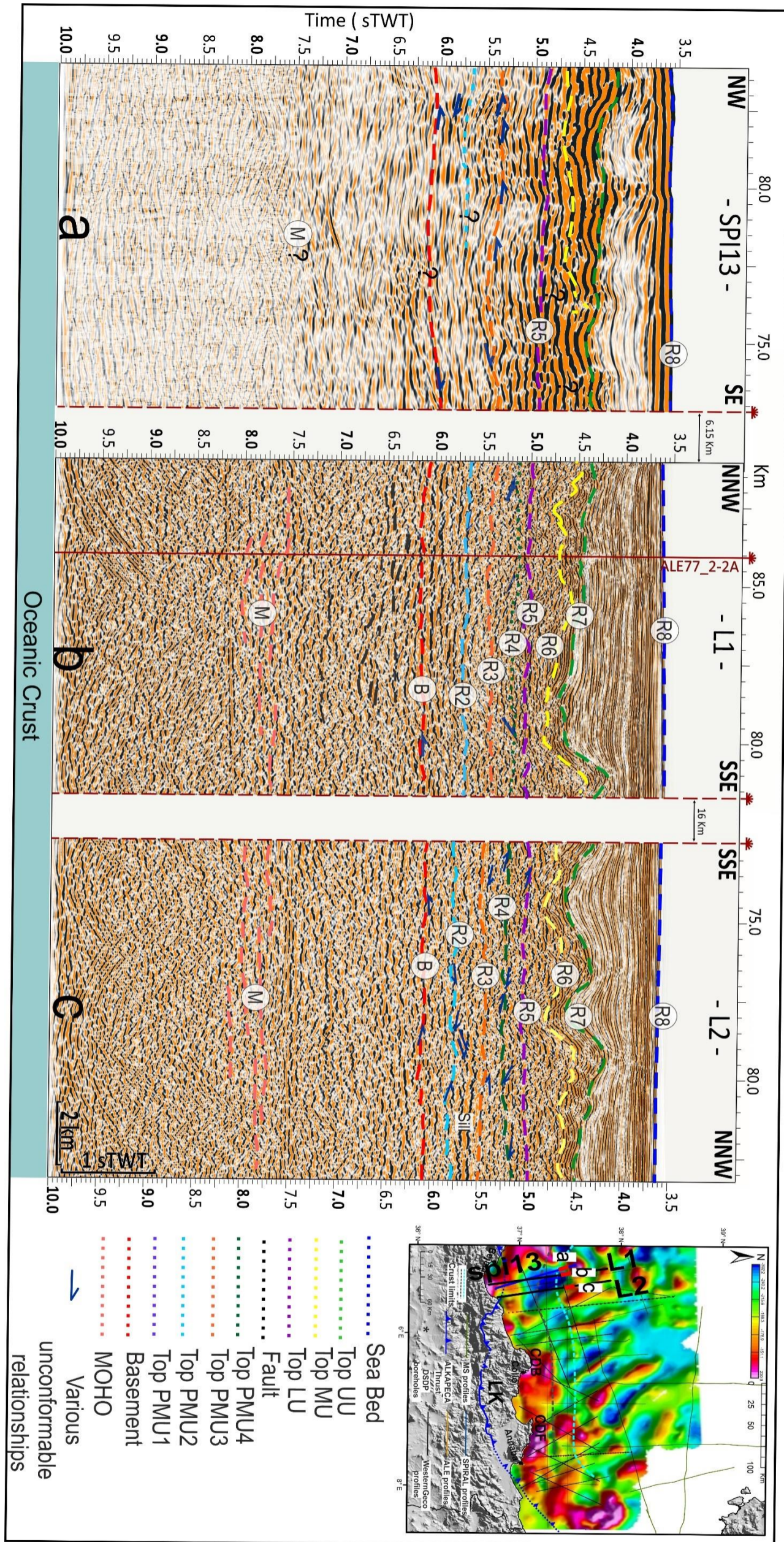


Figure IV. 22. Trois sections sismiques de différentes résolutions (SPIRAL et Westerngeco) au large de Béjaïa montrant le dépôt de la première unité sédimentaire (PMU2) dans le domaine océanique. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.

Sur le profil L3, la série miocène s'épaissit vers le sud et les strates pliocènes sus-jacentes présentent une importante épaisseur (Figure IV. 23). L'unité pré-messinienne 1 (PMU1) présente un ensemble de réflecteurs subhorizontaux parallèles continus, de bas à moyenne fréquence et d'amplitude moyenne et qui se rétrécissent en « *pinch-out* » à 55 km de la côte (Figures IV.23, 24). Un très fort réflecteur sépare cette unité PMU1 de l'unité pré-messinienne 2 (PMU2) sus-jacente qui est caractérisée par des réflecteurs aussi subhorizontaux, parallèles et continus de haute fréquence et de moyenne amplitude avec quelques onlaps vers le continent. Cette unité se rétrécit vers le nord pour disparaître à 72 km du littoral avant d'atteindre le domaine océanique (Figures IV.23, 24). Par conséquent, la première unité qui s'est déposée sur la croûte océanique dans cette région est l'unité pré-messinienne 3 (PMU3) de 0,29 sTD d'épaisseur. Elle est marquée par des réflecteurs parallèles subhorizontaux, continues de basse à moyenne fréquence et de moyenne à faible amplitude (Figures IV. 23, 24). L'unité pré-messinienne 4 (PMU4) est caractérisée par des réflecteurs sigmoïdaux obliques de haute fréquence et de forte à moyenne amplitude. L'unité inférieure Messinien (LU) est marquée par un ensemble de réflecteurs de haute amplitude, parallèles et parfois par un faciès chaotique (Figures IV.23, 24). Par ailleurs, le profil L3, orienté nord-sud, permet de documenter l'évolution de la profondeur du toit du socle (5,75 sTD, moins profond que celui interprété plus à l'ouest (6,1 sTD ; Figure IV.18)) et la structuration de la croûte marquée par des très forts réflecteurs. Ainsi, il montre la flexure de la croûte continentale et les failles de chevauchement (Figure IV.23). Cette coupe nord-sud confirme que la marge algérienne est aujourd'hui décrite comme une marge active (Auzende et al., 1973 ; Leffondré et al., 2021).

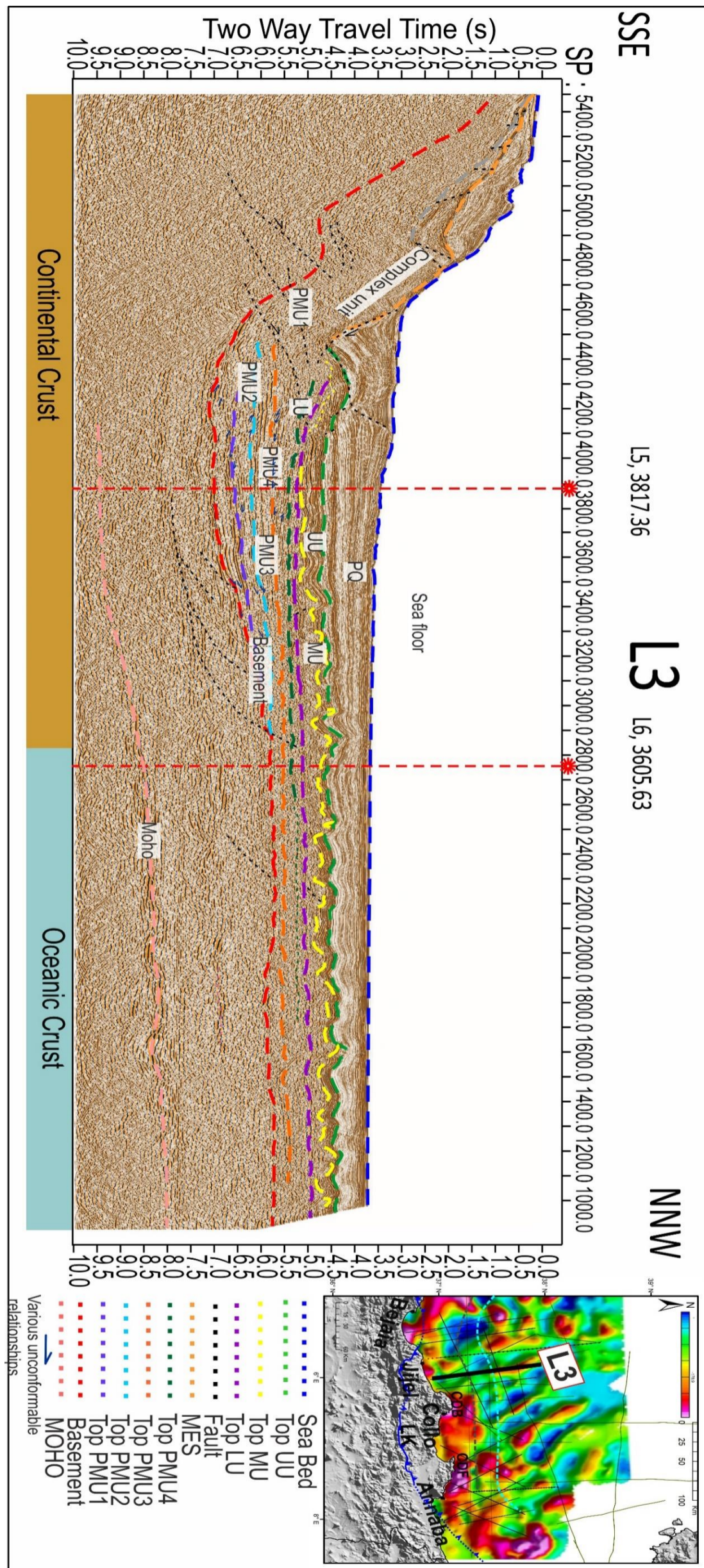


Figure IV. 23. Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L3 dans la région de Jijel montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.

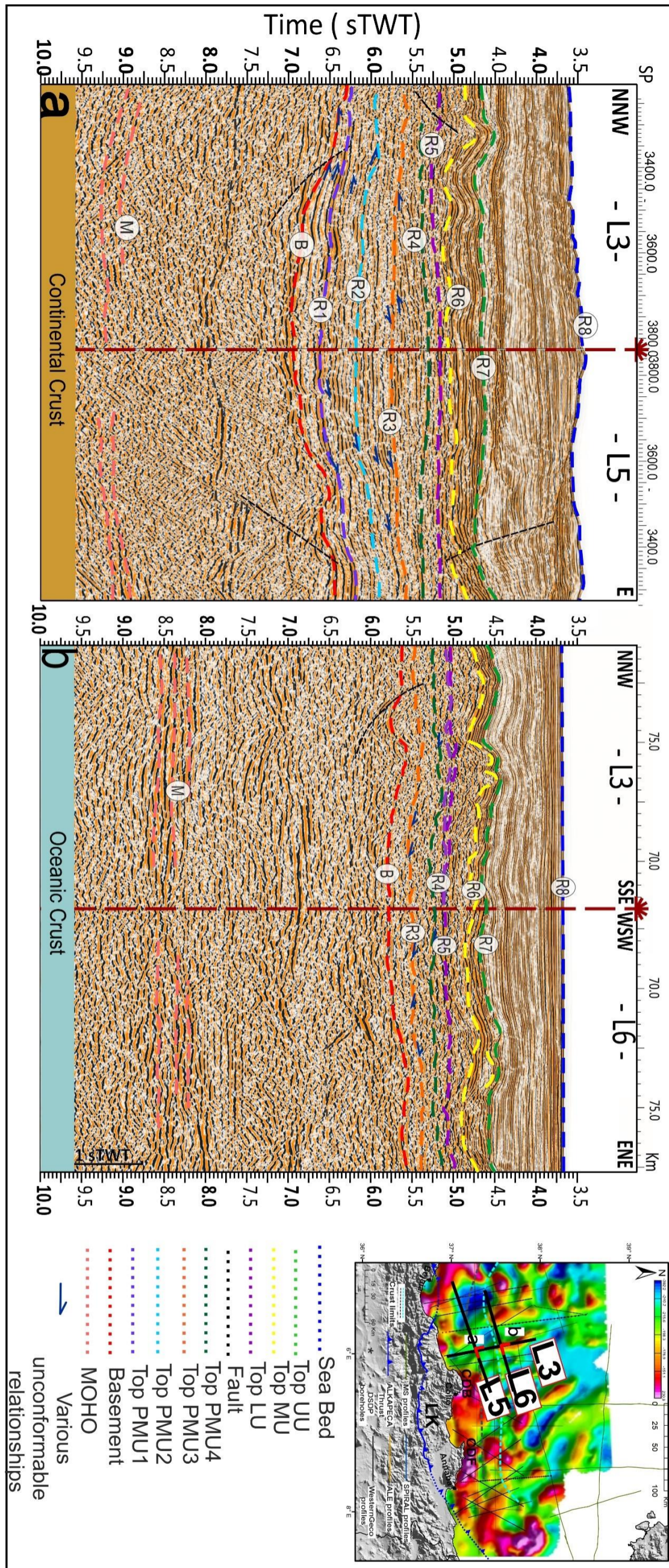


Figure IV. 24. Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L3 et L5-L6 mettant en évidence l'évolution des unités pré-messiniennes recouvrant la croûte continentale et océanique et notamment la disparition de l'unité PMU2 au niveau du domaine océanique et le dépôt de la première unité sédimentaire PMU3. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.

Plus à l'Est le profil L4, l'unité pré-messinienne 1 (PMU1) montre un ensemble de réflecteurs sub-horizontaux parallèles continus, de moyenne fréquence et de forte amplitude et de fort contraste d'impédance acoustique par rapport à l'unité sus-jacente (Figures IV.25, 26). Cette unité se rétrécit en « *pinchout* » à 58 km du littoral sur la croûte continentale avec des onlaps sur le toit du socle et à l'intérieur de l'ensemble de réflexions (Figures IV.25, 26). Un très fort réflecteur sépare cette unité PMU1 de l'unité pré-messinienne 2 (PMU2). Dans cette région, PMU2 est caractérisée par des réflecteurs subhorizontaux, parallèles de haute à moyenne fréquence et de faible amplitude (Figures IV.25, 26). Cette mince unité se rétrécit vers le nord pour disparaître à 67 km de la côte avant d'atteindre le domaine océanique (Figures IV.25, 26) et par conséquent, l'unité pré-messinienne 3 (PMU3) de 0,25 sTD d'épaisseur représente la première unité déposée sur la croûte océanique (Figure IV.26). Elle est marquée par des réflecteurs parallèles de moyenne fréquence et de faible amplitude et présente un faciès chaotique dans sa partie supérieure (Figures IV.25, 26). L'unité pré-messinienne 4 (PMU4) est caractérisée par un faciès *hummocky* à réflecteurs discontinus de haute fréquence et de faible amplitude (Figures IV.25, 26). L'unité inférieure Messinien (LU) est marquée par un ensemble de réflecteurs de haute amplitude, parallèles (Figures IV.25, 26). Également, ce profil permet de documenter l'évolution de la profondeur du toit du socle qui est à 5,65 sTD, moins profond que celui interprété plus à l'ouest (6,1 sTD ; Figure IV.18) et la structuration de la croûte marquée par des très forts réflecteurs (Figure IV.25). A noter que la configuration de réflecteurs et le faciès des unités sont mal visibles dans le domaine océanique en raison de l'effet de *pull-up*.

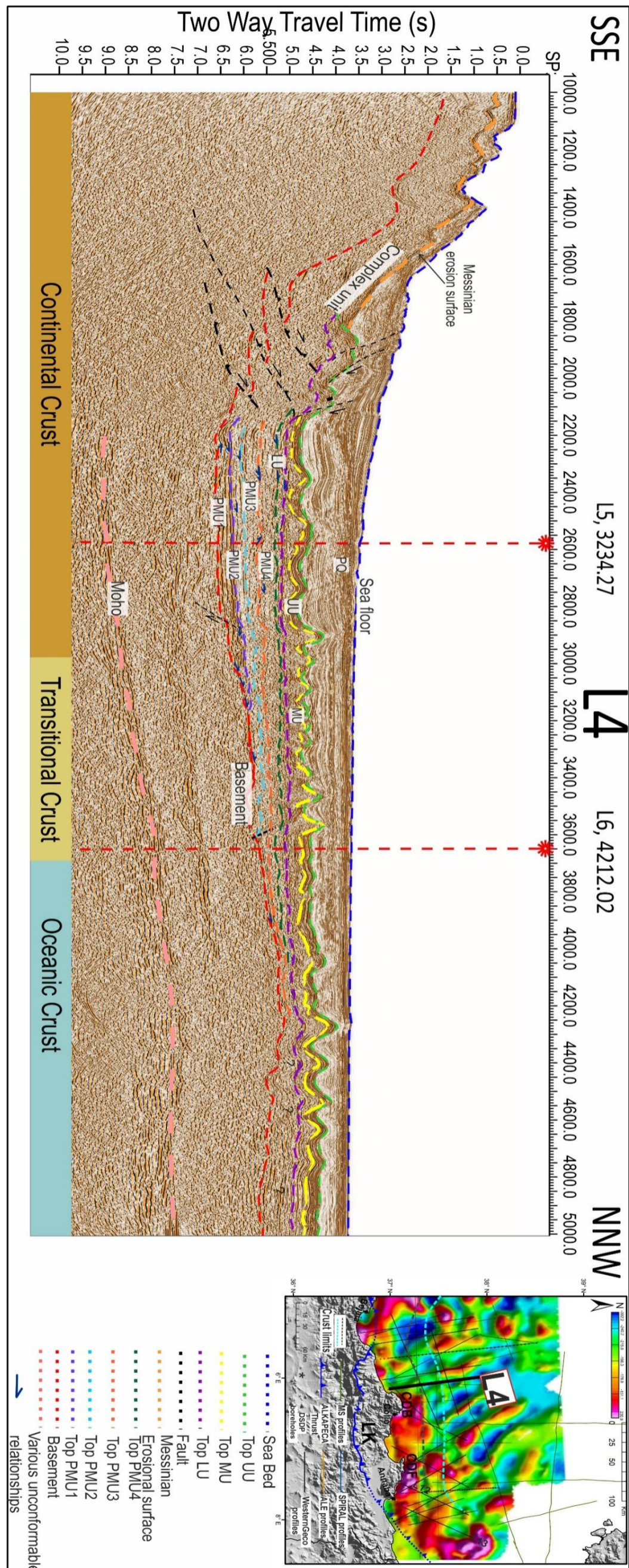


Figure IV. 25. Profil sismique-réflexion WesternGeco- L4 au large de cap de Bougaroun (localisation, encart à droite) montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes. PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.

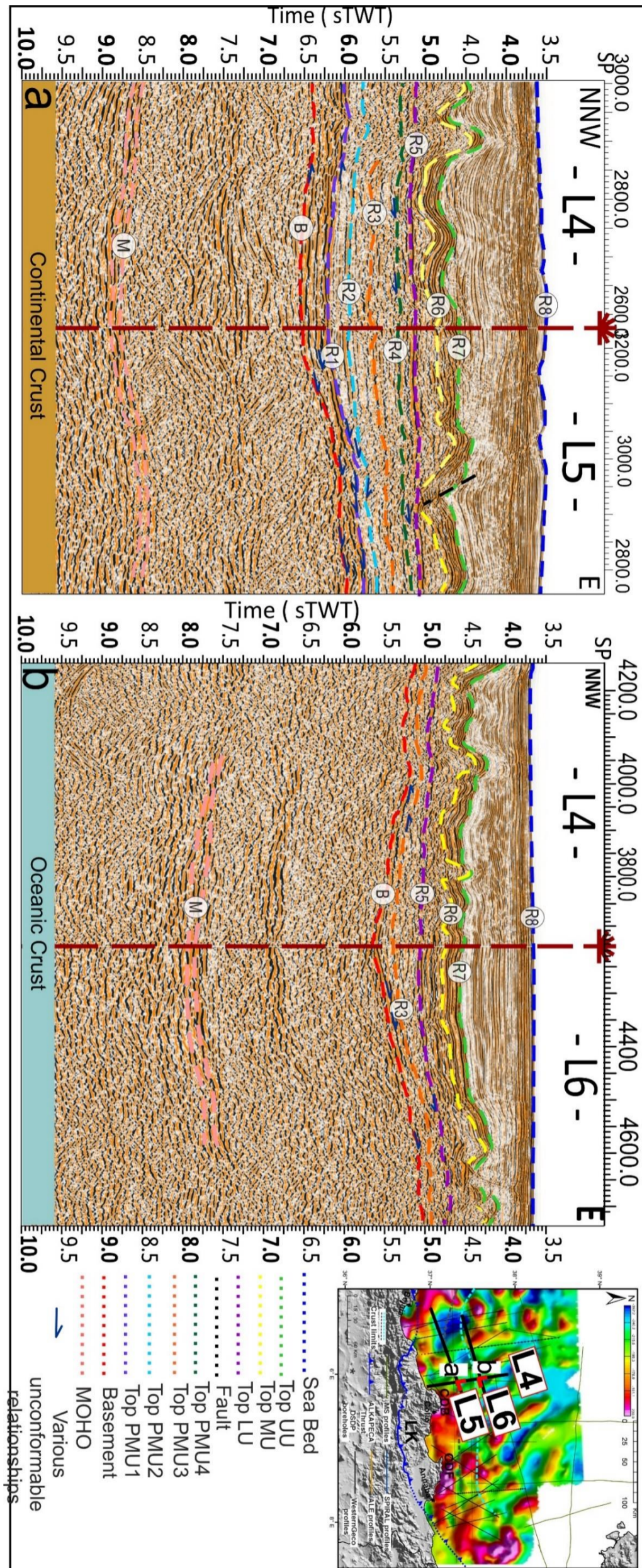


Figure IV. 26. Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L4 et L5- L6 mettant en évidence l'évolution des unités pré-messiniennes recouvrant la croûte continentale et océanique et notamment l'amincissement et la disparition de l'unité PMU2 et le dépôt de la première unité sédimentaire PMU3. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.

Un joli profil L5 orienté Est-Ouest traversant les bassins de Béjaïa, de Bougaroun, et de Collo m'a permis de suivre les faciès des unités en procédant à un maximum de croisements entre les profils qui le recoupent. Il révèle une architecture tectono-sédimentaire complexe marquée par la succession de trois bassins (Béjaïa, Bougaroun et Collo) (Figure IV.27). Le bassin de Béjaïa est séparé de ceux de Bougaroun et Collo par un haut du socle d'une dizaine de kilomètres de large, bordé par des failles normales dans sa partie ouest. Notons que cet haut du socle ne se superpose pas avec une anomalie magnétique positive et ceci indique qu'il ne s'agit probablement pas d'un édifice volcanique. Ce profil montre une série syn-rift déformée par des failles normales et constituée de l'unité pré-messinienne 1 (PMU1) marquée par un faciès *hummocky* passant latéralement à une configuration de réflecteurs parallèles de haute amplitude. Cette unité disparaît en « *pinch-out* » à 130 km à l'extrême est au tout début du bassin de Collo (Figure IV.27). L'unité pré-messinienne 2 (PMU2) est marquée par un ensemble de réflecteurs subparallèles de fréquence et amplitude variables tout au long du profil (Figure IV.27). L'unité pré-messinienne 3 (PMU3) est constituée d'un assemblage de réflecteurs subparallèles de haute fréquence et d'amplitude variable (Figure IV.27) et parfois elle présente un faciès chaotique dû aux diapirs de sel sous-jacents. D'autre part, l'unité pré-messinienne 4 (PMU4) présente des réflecteurs subparallèles de haute fréquence et d'amplitude moyenne et parfois consiste en un faciès chaotique ou en des réflecteurs parallèles de basse fréquence et de faible amplitude (Figure IV.27). L'unité inférieure du Messinien (LU) montre un changement latéral de faciès en passant d'une configuration à réflecteurs lités subparallèles à un faciès chaotique, tout en présentant des downlaps sur le toit de l'unité PMU4. Une faille de détachement affectant la croûte supérieure et décalant le MOHO à l'aplomb du bassin de Bougaroun (Figure IV.27) est interprétée.

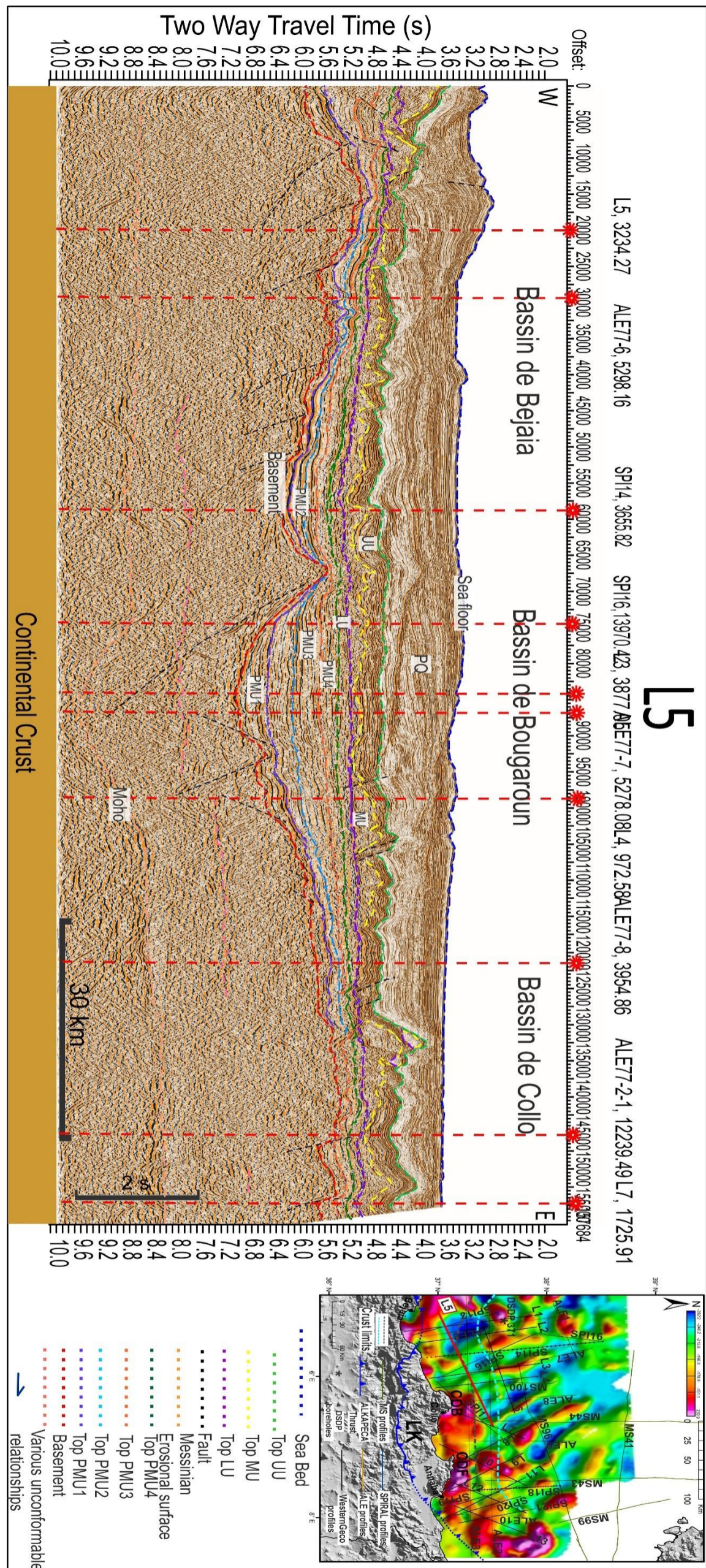


Figure IV. 27. Profil de sismique-réflexion WesternGeco- L5 montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes et l'organisation structurale et sédimentaire de bassins orientaux Algéro-Baléarique (Béjaïa, Bougaroun et Collo). PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.

Plus au nord dans le domaine océanique, le profil L6 orienté OSO-ENE tout le long des bassins de Béjaïa, de Bougaroun, et de Collo m'a aussi permis de bien suivre les faciès des unités en faisant un maximum de croisements possible entre les profils qui le recourent. Il montre clairement l'évolution de la profondeur du toit du sous-sol, qui passe de 6,1 sTD à l'ouest à 5,45 sTD plus à l'est. Il documente également l'évolution du dépôt des unités pré-messiniennes sur la croûte océanique, en montrant le dépôt de la première unité sédimentaire (PMU2) sur la croûte océanique et son amincissement ainsi que sa disparition vers l'Est, puis le dépôt de l'unité pré-messinienne 3 (PMU3) directement sur la croûte océanique, en tant que la première unité sédimentaire.

**Notons que je ne suis pas autorisée à montrer ce profil pour des raisons de confidentialité.*

Plus à l'Est dans la région d'Annaba, le profil NO-SE 'L8' montre l'amincissement important de la séquence pré-messinienne dans le bassin (Figures IV.28, 29). Le toit du socle est interprété entre 5,5 et 5,45 sTD. L'unité pré-messinienne 3 est (PMU3) de 0,18 - 0,15 sTD d'épaisseur est interprétée comme la première unité déposée sur la croûte océanique (Figures IV.28, 29). Dans cette zone, l'unité pré-messinienne 1 dispose d'un faciès *hummocky* de forte amplitude. L'unité pré-messinienne 2 sus-jacente est marquée par un ensemble de réflecteurs parallèles et continus de basse à moyenne fréquence et faible à moyenne amplitude. Des réflecteurs parallèles subhorizontaux de faible amplitude caractérisent l'unité pré-messinienne 3 (PMU3) recouverte par l'unité pré-messinienne 4 (PMU4) qui présente un faciès de faible amplitude à réflecteurs subparallèles discontinus et parfois chaotique dans sa partie supérieure. LU est interprétée par un ensemble de réflecteurs parallèles horizontaux de forte amplitude et de haute fréquence (Figures IV.28, 29). La section sismique du profil L7 documente la présence d'un haut de socle qui peut probablement être interprété comme une ride centrale liée à l'accrétion du bassin Est Algéro-Baléarique (Figure IV. 29).

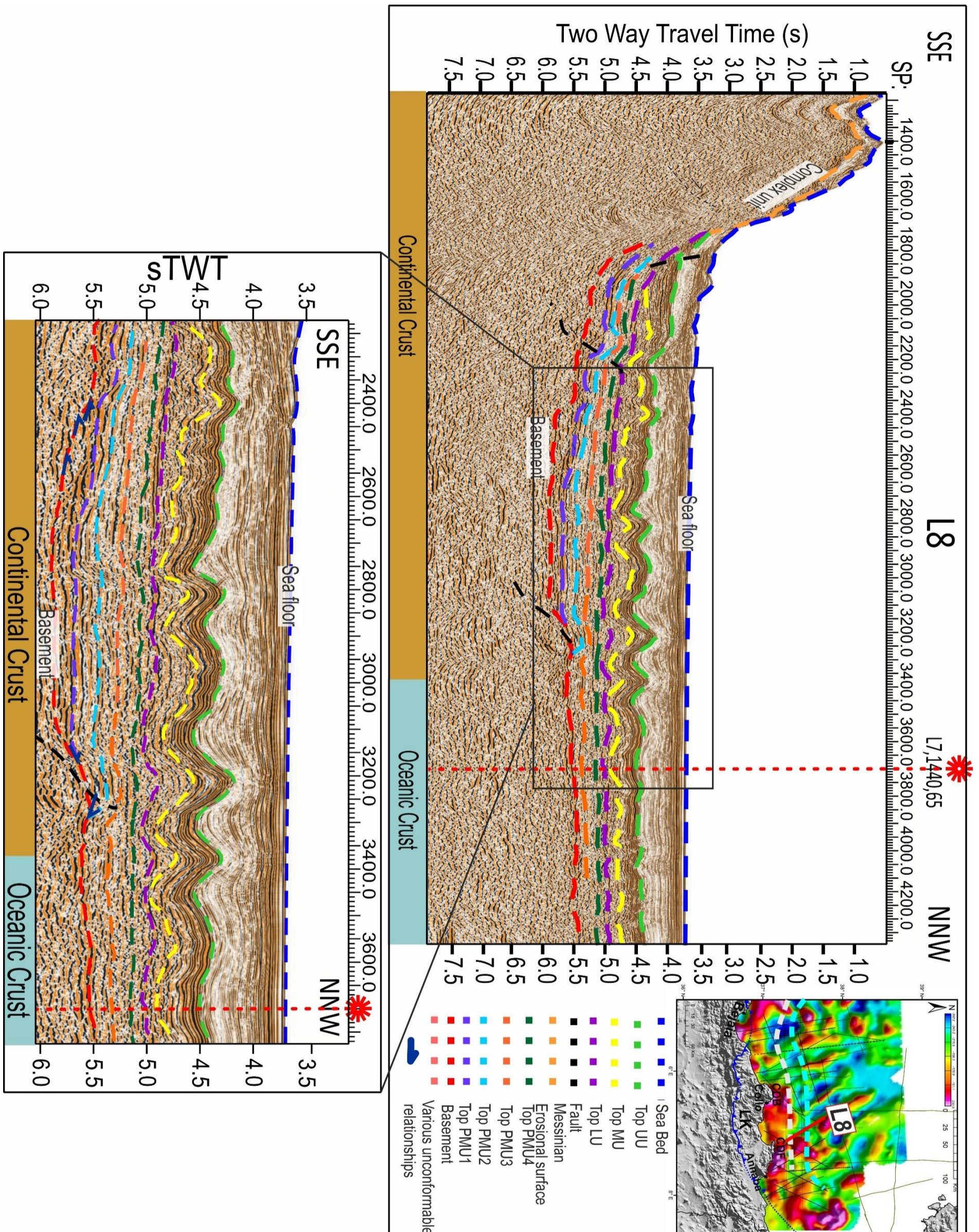


Figure IV. 28. Profil de sismique-réflexion WesternGeco-L8 au large d'Annaba montrant les séquences sédimentaires interprétées ainsi que la subdivision de la séquence pré-messinienne en quatre unités acoustiques différentes PMU = Unité pré-messinienne ; LU= Unité inférieure ; MU= Unité mobile ; UU= Unité supérieure ; PQ= Plio-Quaternaire. L'encart à droite montre la position du profil.

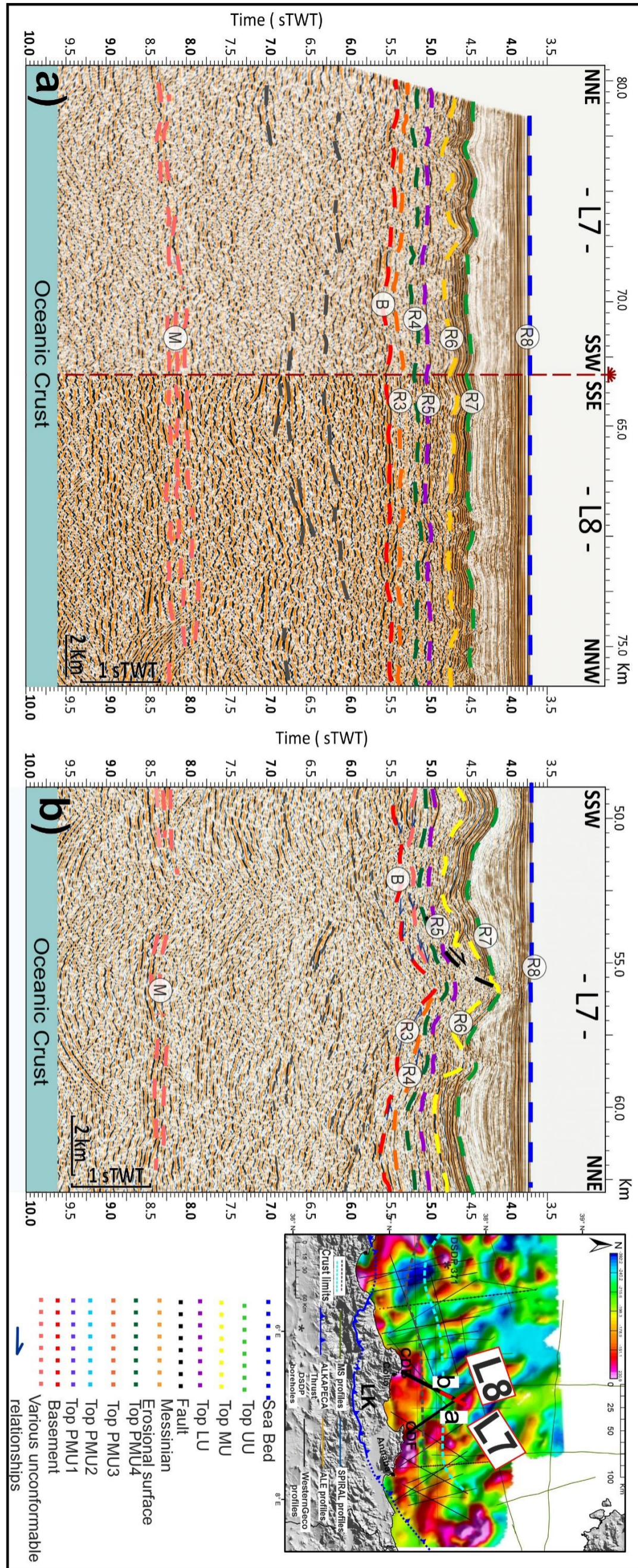


Figure IV. 29. a) Coupes sismiques aux points de croisement entre les lignes sismiques L7 et L8. b) Coupe du profil sismique-réflexion WesternGeco- droite) mettant en évidence le dépôt et l'amincissement de la première unité déposée sur la croûte océanique PMU3 et la ride océanique au niveau de l'anomalie centrale. La localisation des coupes sismiques est indiquée sur la carte de droite.

Le sel messinien est facilement identifiable dans la plupart des profils sismiques. Cependant, aucun puits profond n'a encore été foré à travers et sous le sel dans cette partie de la Méditerranée occidentale, et les attributions lithologiques et stratigraphiques des séquences néogènes plus profondes restent hypothétiques. Dans notre zone d'étude, le Messinien est généralement marqué par une surface érosive messinienne sur le talus continental où une unité à faciès chaotique a été interprétée (Figure IV.18). Cette unité nommée « *Complex Unit-CU* » (Lofi et al., 2011) est considérée comme un dépôt silico-clastique de pente suite à une érosion messinienne (Lofi et al., 2011). Des cônes sous-marins ont également été décrits par Déverchère et al. (2005) au niveau de la marge centrale (au large de Boumerdès) de l'Algérie. Cette même unité est interprétée sur la pente du Golfe du Lion en tant que dépôt détritique de bas niveau marin (Bache et al., 2009, Gorini et al., 2015). Au large de Béjaïa et Skikda, l'unité inférieure du messinien « *Lower Unit* » ou LU (Lofi et al., 2011) est bien observée avec un faciès de haute amplitude avec des réflexions parallèles (Figure IV.18) disposant des downlaps sur la surface R4. Cette géométrie parallèle se retrouve aussi bien en eaux peu profondes qu'en eaux profondes (Vekeen, 2007) et peut indiquer la présence des argiles, des carbonates ou bien évaporites. Toutefois, son faciès évolue latéralement pour se révéler chaotique dans certaines zones (Figure IV. 27). Ce changement indique une évolution de l'environnement de haute à basse énergie où les faciès marneux ou argileux sont prédominants. L'unité Mobile-MU (sel) présente un faciès transparent à chaotique et parfois dispose de réflecteurs parallèles. Elle forme de nombreux diapirs provoqués par sa migration du sel vers le large et sa remontée à travers de petites failles pendant le dépôt. Les cicatrices laissées par sa migration sont bien observées dans la baie de Béjaïa (Figure IV.18) et sont appelées « *salt weld* ». La dernière unité de la crise messinienne est représentée par les évaporites supérieures dénommées *Upper Unit-UU* par Lofi et al. (2011). Cette unité est caractérisée par des réflecteurs parallèles de haute fréquence et de forte amplitude avec un contraste d'impédance acoustique élevé entre l'unité sus-jacente et l'unité sous-jacente. Elle est aussi parfois déformée par des failles normales listriques (Figure IV.19).

En outre, j'ai interprété six profils sismiques (MS) qui couvrent la partie symétrique occidentale de notre bassin oriental (Figure IV.17). La résolution de ces profils sismiques ne m'ait pas permis d'avancer davantage sur l'interprétation de toutes les unités sismiques figurant sur ces profils sismiques, mais j'ai pu comparer la profondeur du toit du socle et l'épaisseur de la séquence pré-messinienne entre les deux parties symétriques occidentale et orientale de la zone triangulaire (Figure IV.1 ; Tableau IV.1). La synthèse sismostratigraphique (Tableau

IV.1) à travers le bassin Algéro-Baléarique oriental montre que l'unité acoustique PMU2 du Langhien est déposée directement sur la croûte océanique et disparaît au niveau de l'anomalie N2o et s'amincit d'ouest en est en évoluant de 0,4 sTD aux bords du bassin à 0,24 sTD au niveau de l'anomalie R3o. Cette unité acoustique du Langhien déposée directement sur la croûte océanique au niveau des anomalies R4 à R3 est considérée comme la première unité acoustique recouvrant le plancher océanique. Également, un amincissement de l'épaisseur du PMU3 est observé le long du bassin et il évolue de 0,3 sTD aux bords du bassin à 0,15 sTD au niveau de l'anomalie centrale. Cette unité du Serravallien est interprétée comme le premier sédiment recouvrant directement la croûte océanique à partir l'anomalie N2 vers son centre au niveau de l'anomalie R1.

Anomalie Magnétique	R4O	N3O	R3O	N2O	R2O	N1O	R1	N1E	R2E	N2E	R3E	N3E	R4E
Epaisseur (PMU2) (sTD)	0,4	0,28	0,24	0	0	0	0	0	-	-	-	-	-
Epaisseur (PMU3) (sTD)	0,3	0,3	0,29	0,29	0,25	0,18	0,15	-	-	-	-	-	-
Profondeur Base de sel Messinien (sTD)	5,05	4,98	4,97	5,00	4,99	4,98	4,97	5,00	5,00	5,01	4,8 - 5,1	4,95	-
Profondeur Socle (sTD)	6,10	5,85	5,80	5,75	5,65	5,50	5,47	5,54	5,62	5,74	-	5,8 (hors ride)	-
Epaisseur : séquence pré-messinienne (sTD)	1,05	0,87	0,83	0,75	0,66	0,52	0,50	0,54	0,62	0,73	-	-	-

Tableau IV.1. Profondeur du toit du socle et de la base du sel, ainsi que l'épaisseur de la séquence pré-messinienne et leurs unités (en sTD = seconde temps double) dans les deux parties symétriques de la zone triangulaire d'anomalies magnétiques du bassin Est Algéro-Baléarique ; Valeurs obtenues à partir de l'interprétation de l'ensemble des lignes sismiques disponibles dans ma base de données (voir Figure IV.17) ; bandes magnétiques R/N ; R, N = polarités magnétiques normale et inverse ; W pour Ouest, E pour Est (voir Figure IV.1).

3.2 Intégration générale des observations terre-mer

Un des objectifs principaux de ce travail est d'interpréter les données sismiques et d'apporter des explications cohérentes en combinant les résultats de l'interprétation sismique avec les formations sédimentaires néogènes observées à terre pour donner un âge potentiel du remplissage sédimentaire du bassin Algéro-Baléarique. En 1978, un forage DSDP site 371 (Leg 42, DSDP : Deep Sea Drilling Project), peu profond sous une importante tranche d'eau (2792 m) a été foré dans le bassin Est Algéro-Baléarique au large du golfe de Béjaïa. Malheureusement, il n'a traversé que cinq mètres d'évaporites supérieures messiniennes ce qui ne permet pas de contraindre les âges absolus et les lithologies des unités sismiques pré-salifères dans cette zone. Afin de compenser dans une certaine mesure le manque d'âges absolus, j'ai basé mon étude sur une analyse détaillée à l'échelle de la Petite et la Grande Kabylie des affleurements sédimentaires en termes d'environnements de dépôt, de structures sédimentaires et de contenus biologiques de plusieurs sous-bassins dans la Grande et la Petite Kabylie (GK et PK) et par conséquent sur un modèle d'âge sismostratigraphique élaboré par la corrélation et l'extrapolation de ces formations terrestres avec les unités acoustiques analogues en offshore (Arab et al., 2016b; Figure IV.30). Au sein de la série rapportée au Néogène différentes discontinuités sont identifiées et sont considérées comme des limites chronostratigraphiques. Ces limites sont extrapolées ensuite en offshore afin d'apporter des contraintes sur les âges des unités acoustiques. Notons que cette analyse est détaillée seulement dans le bassin Est Algéro-Baléarique en raison du manque de précision sur les unités pré-messiniennes dans le bassin central et occidentale.

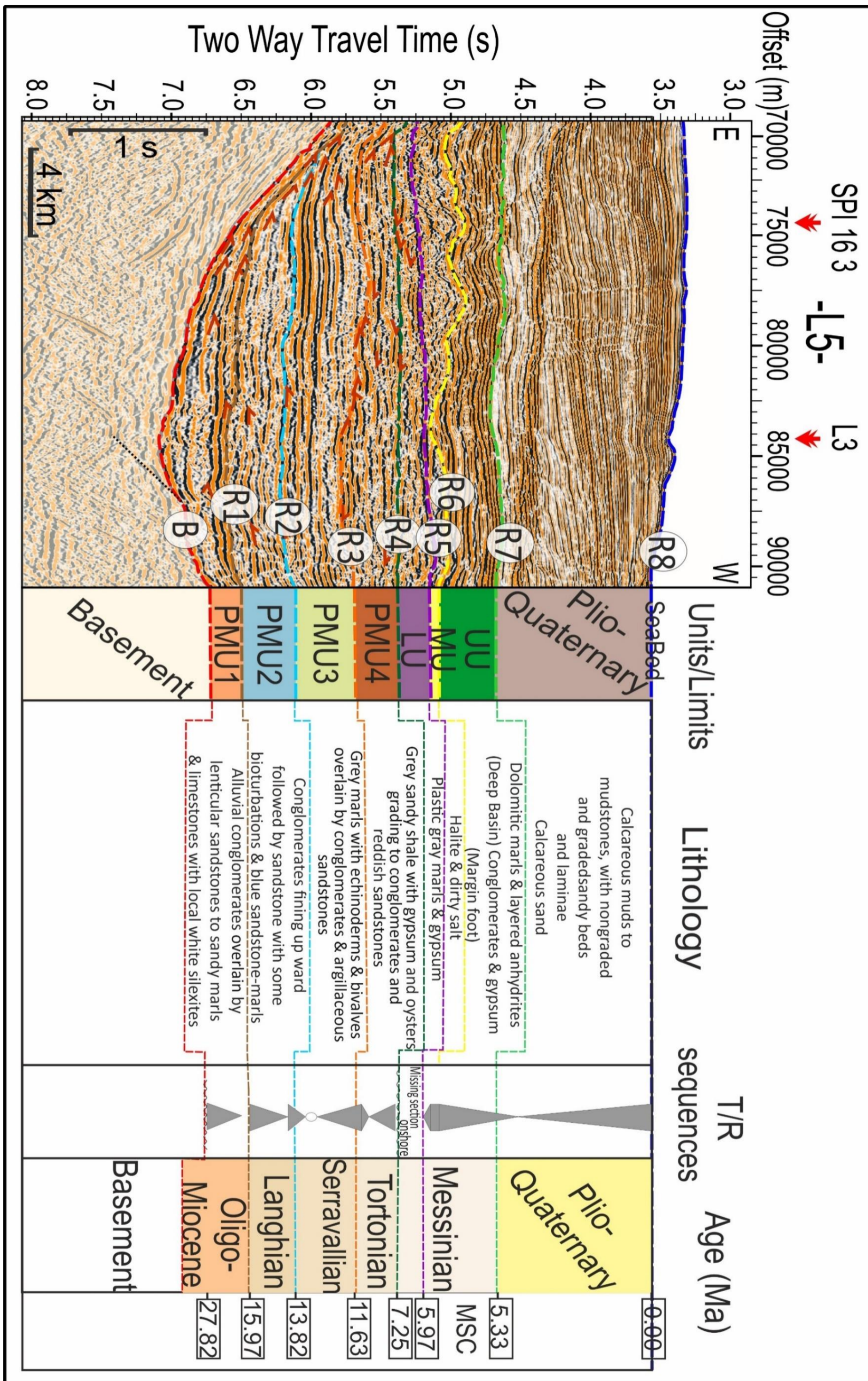


Figure IV.30. Coupe sismique (L5) représentative (au large de Béjaïa) qui montre les différentes unités sismiques du bassin Algéro-Baléarique oriental et les principaux réflecteurs. Les âges proposés, les descriptions lithologiques et les séquences transgressives-régressives (T-R) sont extrapolés à partir d'observations terrestres (Arab et al., 2016b).

L'unité Pré-messinienne 1 (PMU1) avec la configuration de réflecteurs hummocky et quelquefois chaotique à la base est corrélée avec la formation syn-rift Oligo-Miocène Kabyle "OMK" qui constitue une formation conglomératique et gréseuse avec une granulométrie plus fine en allant vers le sommet. Cette formation silico-clastique transgressive datant de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur (Aquitaniens-Burdigaliens) dans la Grande et la Petite Kabylie (Figure IV.31) caractérise un environnement littoral dont la tendance transgressive était prédominante du Burdigalien supérieur au Langhien selon les cartes eustatiques mondiales de (Haq & Schutter, 2008). Par ailleurs, elle est déformée et tectonisée avec le socle kabyle pendant et après la collision du bloc kabyle avec la marge africaine. L'interprétation de toutes les lignes sismiques dont je dispose dans ma base de données a montré que l'unité pré-messinienne 1 ne se dépose que sur la croûte continentale du bassin oriental Algéro-Baléarique et parfois elle se termine par un « *pinch-out* » avant d'atteindre la croûte océanique (profil L1). La configuration hummocky de ses réflecteurs (Figure IV.18) révèle une géométrie « *cut-and-fill* » qui, dans la plupart des cas, est interprétée comme des dépôts de chenaux. Ajoutons que son faciès chaotique (Figure IV.27) peut se retrouver dans toutes sortes d'environnements de dépôt, mais surtout qu'il peut représenter un remplissage de chenaux ou des dépôts d'olistostrome (Veecken, 2007). En effet, l'analyse de ces faciès et configurations caractérise un environnement fluvial avec un réseau de chenaux. A noter que dans cette zone (Off-Béjaïa), une importante activité sédimentaire a eu lieu en déposant des flyschs et des olistostromes interprétés par Medaouri et al. (2014) et Mihoubi et al. (2014). En outre, comme déjà évoqué dans la partie de description des unités, l'unité pré-messinienne 1 est recoupée par des failles normales et forme des blocs basculés, assez visibles le long du profil L5 orienté E-W (Figure IV.27). Pour tous ces arguments (faciès, configuration et failles), cette unité est corrélée avec son analogue onshore représenté par la formation "Oligo-Miocène Kabyle" et elle est interprétée comme étant un dépôt syn-rift lié à l'ouverture du bassin Est Algéro-Baléarique en arrière-arc (Figure IV.31a, b).

En Grande Kabylie (Figure IV.31a), le Langhien a un caractère transgressif et la description sédimentaire et séquentielle des coupes du Langhien montre un approfondissement de l'environnement de dépôt du sud au nord (offshore actuel), d'une part, et un approfondissement vertical suite à la transgression marine, d'autre part. Les deux sections 1 et 2 (Figure IV.31a) montrent une évolution de conglomérats à des grès micro-conglomératiques à certains endroits, qui sont surmontés par des grès littoraux et une alternance de grès littoraux

et d'argiles au nord du même massif (à Thala Kezal-Naciria). Par ailleurs, les sections de Makouda (Figure IV.31a) et Agouni Hemmiche (Figure IV.13) montrent une évolution latérale de l'environnement du dépôt d'un milieu littoral à un milieu marin profond où les turbidites dominent.

En outre, en Petite Kabylie, la formation du Langhien témoigne d'un approfondissement du milieu de dépôt, passant d'un milieu littoral au sud du bassin de la Soummam, à un milieu marin (shorface inférieur à offshore) vers le nord, tant à Béjaïa qu'à Annaba (Figure IV.31b, sections 2 et 7). La section 2 (El Ksar, Figure IV.31b) montre une évolution d'un faciès conglomératique à un faciès gréseux à grain fin puis à une prédominance de marnes ce qui suggère une transgression. La section 7 dans le secteur d'Annaba (Figure IV.31, section 7) montre une alternance de faciès grossiers et de marnes qui indique une aggradation datant du Langhien. L'évolution séquentielle de sections décrites dans le bassin de la Soummam montre un approfondissement de l'environnement de dépôt consécutif à la transgression. A Collo ((Figure IV.31.b, section 6), les grès du Langhien qui reposent sur les argiles à globigérines (organismes d'un environnement marin profond) intercalées avec ces grès, témoignent d'un environnement marin profond à turbidites comme celui d'Annaba (Courme-Rault, 1985).

La première unité post-rift, PMU2 est corrélée avec la formation du Langhien observée sur le terrain et recouvre l'unité PMU1 au niveau de la croûte continentale. Elle représente la première unité déposée sur la croûte océanique dans la partie du bassin Est Algéro-Baléarique allant de l'anomalie R4O jusqu'à l'anomalie N2E (Figures IV.20, 22, 24, 26, 30). Sa configuration en réflecteurs parallèles (Figure IV.31b, section 3 et 5) révèle soit des conditions de sédimentation uniforme soit une séquence sur un substratum subsident et pourrait être trouvée dans les eaux peu profondes et profondes (Veecken, 2007). Ces unités PMU2 décrivent une tendance transgressive avec des variations latérales liées à des contrôles tectoniques, sédimentaires ou eustatiques. La configuration en onlaps observée vers le continent à la base de la même unité (PMU2), entre 18 et 38 km (Figure IV.18), peut correspondre à la transgression observée sur le terrain. Il est très probable que ce type de structure sédimentaire soit révélateur d'un environnement profond, compte tenu de la position en bas de marge de notre zone d'étude. Par ailleurs, les subdivisions au sein de cette configuration sont basées sur la continuité, l'amplitude et la fréquence des réflexions. Un caractère de réflexion de grande amplitude indique généralement l'alternance verticale de lithologies contrastantes (par

exemple, sable/shale ; couches carbonatées dans une séquence schisteuse). La faible amplitude indique des lithologies plus similaires de part et d'autre de l'interface (par exemple, sable/schiste argileux). Par ailleurs, la fréquence d'une réflexion peut donner une idée de l'épaisseur des couches ; basse = épais ; haute = mince (Veeken, 2007).

La section 1 (Figure IV.31b) au sud du bassin de la Soummam décrit la formation du Serravallien composée de marnes grises recouvertes de conglomérats et de grès argileux, suggérant ainsi une évolution d'un environnement littoral vers un environnement continental. Au Serravallien tardif, la régression a été suivie d'une légère transgression qui a permis la mise en place d'un environnement lagunaire au Tortonien. La deuxième unité post-rift, PMU3 est corrélée avec la formation du Serravallien constituée de marnes grises recouvertes de conglomérats et de grès argileux (Figure IV.31b, section 1). Par ailleurs, sur la base des modèles de faciès de Veeken (2007), les faciès de faible amplitude (Figure IV.31b, section 3 et 5) peuvent indiquer que les lithologies sont plus cohérentes de part et d'autre de l'interface, comme dans le cas d'un schiste sableux/argileux et les réflecteurs à haute fréquence (Figure IV.31b, section 3) pourraient indiquer des faciès dominés par des sédiments à grain fin. Les caractéristiques chaotiques au sommet de cette unité pourraient indiquer des argiles surpressés qui peuvent être corrélés aux marnes bleues observées sur le terrain. Ces caractéristiques témoignent d'une évolution vers des environnements continentaux et d'une tendance régressive.

La troisième unité post-rift, PMU4 est corrélée avec la formation du Tortonien composée de grès et de schistes gypseux évoluant vers le haut en conglomérats et en grès continentaux rougeâtres (Carbonnel & Courme-Rault, 1997), témoignant du passage d'un environnement continental à lagunaire au sud (Section 6, Figure IV.31b) à un milieu marin avec des sédiments à grain fin au nord de la zone d'étude. Le faciès « *shingled* » de l'unité PMU4 est interprété soit comme une progradation marine peu profonde dans un environnement à haute énergie soit comme une progradation marine profonde sur le plancher du bassin. Par contre, son faciès « *hummocky* » peut être associé à un échappement de fluide ou à des réseaux de chenaux, suite à une érosion sous-marine. En certains endroits, le faciès chaotique peut refléter un sédiment grossier (Veeken, 2007). En supposant que la partie méridionale du bassin de la Soummam était en connexion avec le bassin offshore actuel au cours du Miocène, on observe un approfondissement latéral des environnements de dépôt depuis le nord vers le sud, qui suit une paléo-pente continentale. Alors, sur la base du modèle stratigraphique, caractérisé

par le même nombre de discontinuités en mer et sur terre, la dernière unité pré-messinienne PMU4 devrait correspondre au Tortonien. En raison de l'effet de *pull-up* du sel et de l'inversion de vitesse (Jackson & Hudec, 2017), cette unité forme une zone sous-sel peu réfléchissante sur les lignes sismiques, ce qui empêche de la corrélérer avec l'unité terrestre. Au niveau de la Petite et de la Grande Kabylie, les formations du Serravallien et du Tortonien présentent à leur sommet des régressions marines favorisant des dépôts silico-clastiques à granulométrie plutôt grossière. Cependant, latéralement sur la terre, ces formations ont subi souvent une érosion sauf dans le bassin de la Soummam.

La séquence du Tortonien est surmontée d'une discordance majeure à terre, attribuée à la surface d'érosion du Messinien (MES) et probablement liée aux premiers indices d'inversion tectonique de la marge algérienne (Arab et al., 2016b ; Recanati et al., 2019). Les séries messiniennes (MU et UU) n'ont très probablement pas été déposées dans la partie onshore de la zone d'étude. L'unité inférieure du Messinien (LU) montre des changements latéraux de faciès sismiques passant d'une configuration à réflecteurs lités subparallèles à un faciès chaotique. La première configuration de facie pourrait se retrouver en eaux peu profondes qu'en eaux profondes (Vekeen, 2007) et pourrait indiquer la présence des argiles, des carbonates ou bien des évaporites. Toutefois, son faciès chaotique dans certaines zones (Figure IV.27) pourrait indiquer une évolution de l'environnement de haute à basse énergie où les faciès marneux ou argileux sont prédominants et pourrait également le résultat de la présence de sel recouvrant cette unité. Notons que dans le bassin Ouest-Algéro-Baléarique, une unité constituée de marnes grises plastiques et de gypse est interprétée comme l'unité inférieure de la séquence messinienne (Medaouri et al., 2014).

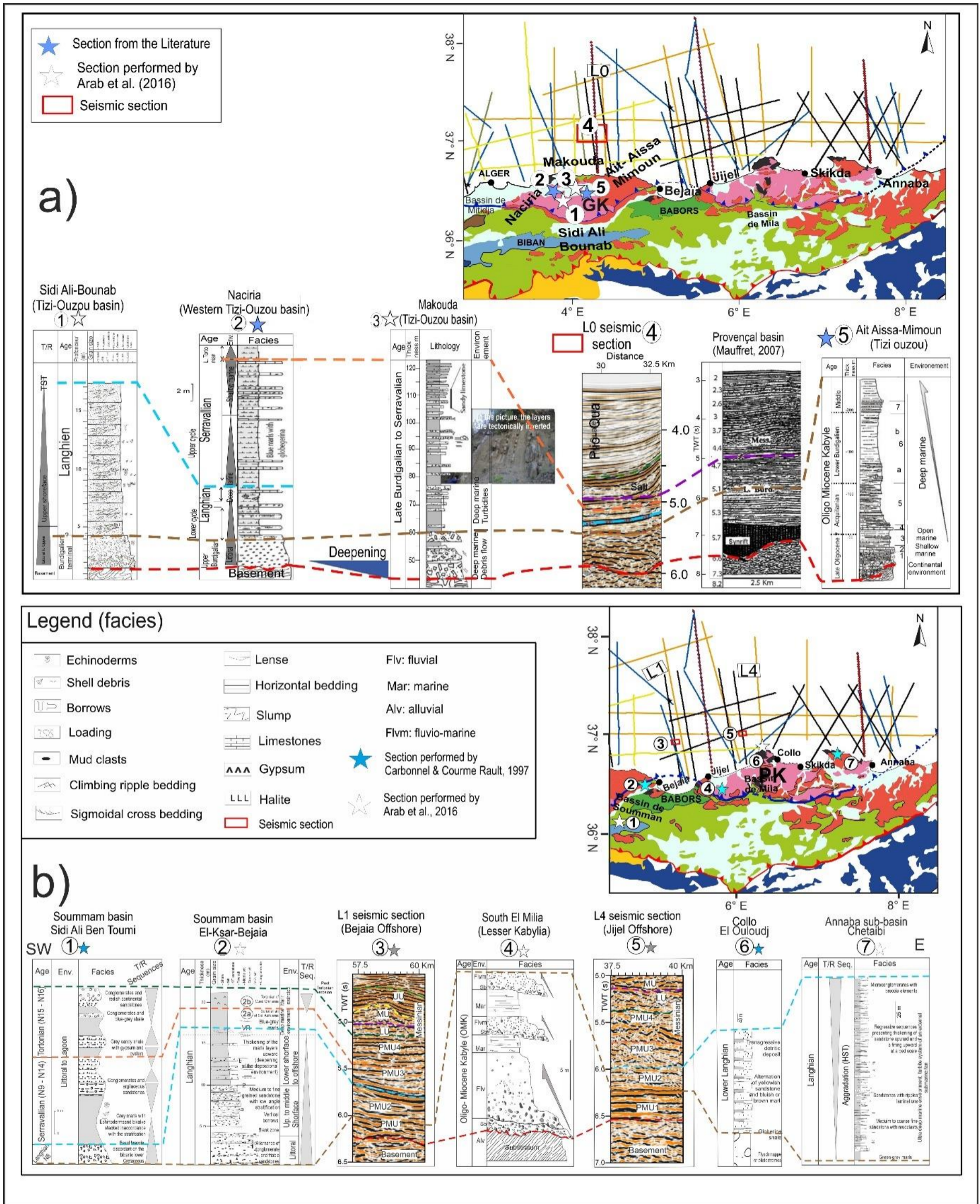


Figure IV.31. Corrélation litho-stratigraphique et extrapolation terre-mer, entre les formations néogènes affleurantes le long de la marge de la Grande (a) et la Petite Kabylie (b) et les unités acoustiques interprétées sur les profils sismiques. Modifiée d'après Arab et al. (2016).

La synthèse stratigraphique entreprise dans les paragraphes en-dessus permet de les situer dans le temps et de les rattacher aux événements géodynamiques.

3.3 Cartographie isopaque

Sur la base de l'interprétation sismique, j'ai généré des cartes isopaches permettant de compenser l'absence de puits profonds atteignant la séquence pré-messinienne dans le bassin Est-Algéro-Baléarique. Ces cartes montrent les variations de la profondeur du socle acoustique (Figure IV.32a) et de l'épaisseur de la séquence pré-messinienne (Figure IV.32b) en secondes temps double. Ceci a permis d'établir une vue synthétique et complète de l'évolution du bassin Est-Algéro-Baléarique.

Tout d'abord, la carte du toit du socle (B) montre clairement un large (80 - 120 km de large) haut topographique d'une profondeur d'environ 5,4 sTD et orienté NW-SE en pointant vers le pôle paléomagnétique, ainsi qu'un léger approfondissement symétrique des deux côtés du bassin atteignant environ 6,1 sTD (Figure IV.32a). Ce schéma rappelle clairement la morphologie des dorsales océaniques. Le centre de cette topographie se trouve à environ 0,8 sTD au-dessus des parties les plus profondes du bassin (de 5,4 à 6,2 sTD de profondeur, respectivement) et coïncide assez bien avec l'anomalie magnétique centrale R1. Le relief trans-axial des anomalies magnétiques de la zone R1 à la zone à R4 est estimé à environ 1,5 km pour une vitesse moyenne de 3,5 km/s (Figure IV.30). Parallèlement, la carte de l'épaisseur pré-messinienne révèle une tendance claire depuis les bords du bassin vers son centre, avec une épaisseur maximale estimée à environ 1,2 sTD au niveau de l'anomalie magnétique R4W la plus occidentale (Figure IV.32b). Par contre au-dessus de l'anomalie centrale R1, l'épaisseur diminue à moins de 0,5 sTD. Par ailleurs, l'épaisseur de la séquence pré-messinienne diminue vers le nord ainsi que vers la pente supérieure de la marge, où seule la surface d'érosion messinienne (MES) subsiste. Notons que la zone la plus profonde du bassin se trouve face au Cap Bougaroun, à environ 30 km du littoral. Ce sous-bassin a enregistré l'histoire sédimentaire néogène et quaternaire la plus complète (Figures IV.26, 32b). Ces cartes montrent également que le sud du bassin Algéro-Baléarique oriental est structuré par plusieurs hauts de socle (profils SPI13, L1, L5, L6, L7 et SPI18). Ces hauts de socle coïncident souvent avec des anomalies magnétiques et sont interprétés comme des massifs volcaniques prolongés à partir d'affleurements volcaniques de surface tel que ceux du Cap Bougaroun, du Cap de Fer et du Cap El-Ouana dans la marge continentale ou au-dessus de la croûte océanique.

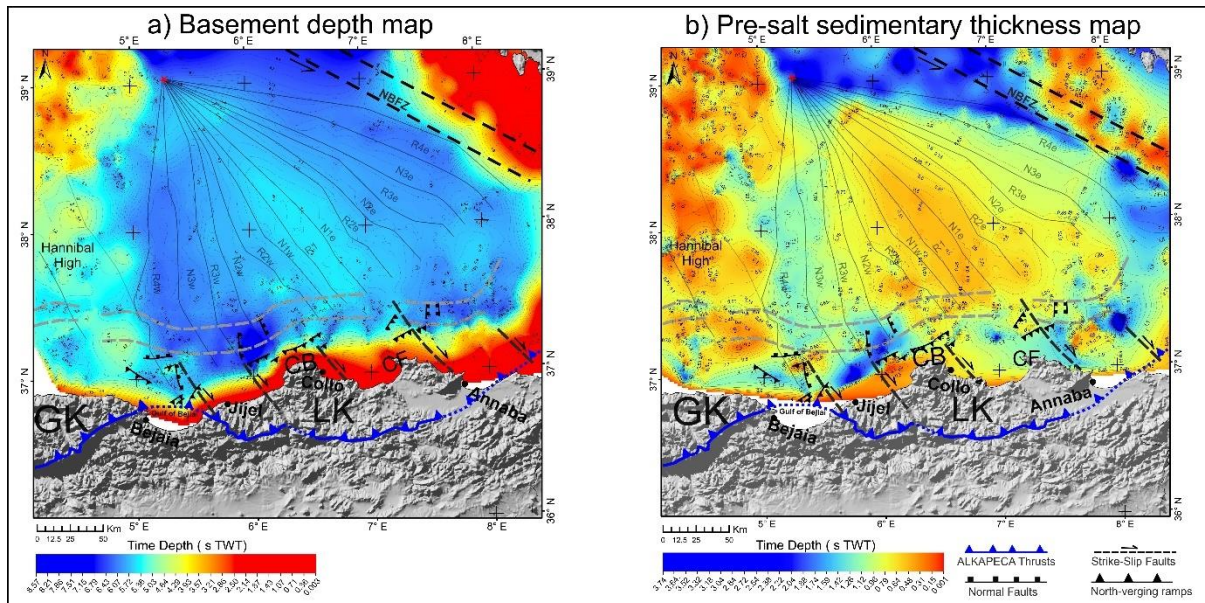


Figure IV. 32. Cartes en secondes temps double de (a) la profondeur de l'Horizon B (toit du socle) et (b) l'épaisseur entre l'Horizon R5 et l'Horizon B (isopaque de la séquence pré-sel) dans le bassin Algéro-Baléarique oriental. Les lignes grises pointillées localisent la transition entre les domaines continental, transitionnel et océanique (Aïdi et al., 2018 ; Bouyahiaoui et al., 2015 ; Mihoubi et al., 2014). Les lignes noires semi-transparentes délimitent les bandes magnétiques R/N. R, N = polarités magnétiques normales et inverses ; W pour Ouest, E pour Est.

En outre, un effort de collaboration entre Fadel Raad de l'Université de Montpellier, Gaïa Travan de l'Université de Lille, et moi-même, nous a permis de générer une compilation complète et actualisée de certains des principaux horizons stratigraphiques sismiques régionaux (Toit du socle acoustique, base et toit des unités MSC et fond marin) en Méditerranée occidentale, sur la base des données sismiques disponibles dans nos bases de données et dans la littérature. Les résultats sont au format xyz (z en millisecondes temps double) et présentés sous forme de cartes générées par QGIS et Petrel. Ces cartes représentent le tracé original, interpolé, de ces différents horizons : le fond marin, la base du Plio-Quaternaire, le toit de l'unité supérieure d'évaporite, le toit du sel, la base du sel, le toit du socle acoustique.

La carte ci-dessous montre la compilation de « *picking* » du toit du socle à partir des données sismiques disponibles (Figure IV. 33a) ainsi que le résultat de leur cartographie dans les sous-bassins de la Méditerranée occidentale (Figure IV. 33b) et plus précisément dans le bassin Algéro-Baléarique (Figure IV. 33c). Notons que ces résultats sont préliminaires et nécessitent davantage de filtrage et de lissage. La carte acoustique du toit du socle montre la subdivision selon la profondeur du toit du socle des principaux sous-bassins de la Méditerranée ayant des caractéristiques différentes.

Dans la partie la plus occidentale de l'Afrique du Nord, la profondeur du toit du socle acoustique dans le bassin d'Alboran varie de 4,5 sTD à environ 1 sTD. Par contre, le toit du socle montre un approfondissement à sa transition vers le bassin Ouest-Algéro-Baléarique. Plus à l'Est, le bassin Algéro-Baléarique, dont la nature crustale est complexe, est subdivisé en deux sous-bassins de profondeurs variables séparés par une zone très moins profonde représentée par le Haut Hannibal (HH) (Figure IV.33). Le bassin occidental, bordé par le promontoire continental abrupt des Baléares, est caractérisé par une morphologie irrégulière et peut être subdivisé en deux zones ayant des profondeurs différentes : le bassin occidental et le bassin centre-occidental (Figure IV.33b, c). Les résultats montrent que le socle du bassin Est Algéro-Baléarique présente une morphologie relativement symétrique et lisse (Figure IV.33b, c). Au nord de la zone d'Hannibal, s'allonge le bloc sud-Minorque qui est caractérisé par un ensemble de grandes zones hautes allongées selon des directions NE-SO ou NO-SE et de petits bassins (Driussi et al., 2015) (Figure IV.33b, c). Le bassin sud-ouest de Valence, relativement peu profond, est reconnu comme un bassin mésozoïque déformé au cours du Néogène dont sa croûte résultante est très amincie (Maillard et al., 1992 ; Roca & Guimerà, 1992 ; Ayala et al., 2016 ; Pellen et al., 2016). Ce bassin est séparé du bassin profond Liguro-Provençal par le bassin de Minorque, qui est interprété comme une zone buffer entre les deux (Pellen et al., 2016). Dans le bassin Liguro-Provençal, les études sismiques ont montré l'existence d'une croûte continentale inférieure exhumée et d'une croûte proto-océanique (Moulin et al., 2015 ; Afilhado et al., 2015) entre les domaines continentaux amincis. Ces résultats montrent clairement la différence de profondeur du toit du socle entre le bassin Algéro-Baléarique et le bassin Liguro-Provençal. Ceci conforte l'hypothèse que l'ouverture de ces deux bassins n'est pas synchrone.

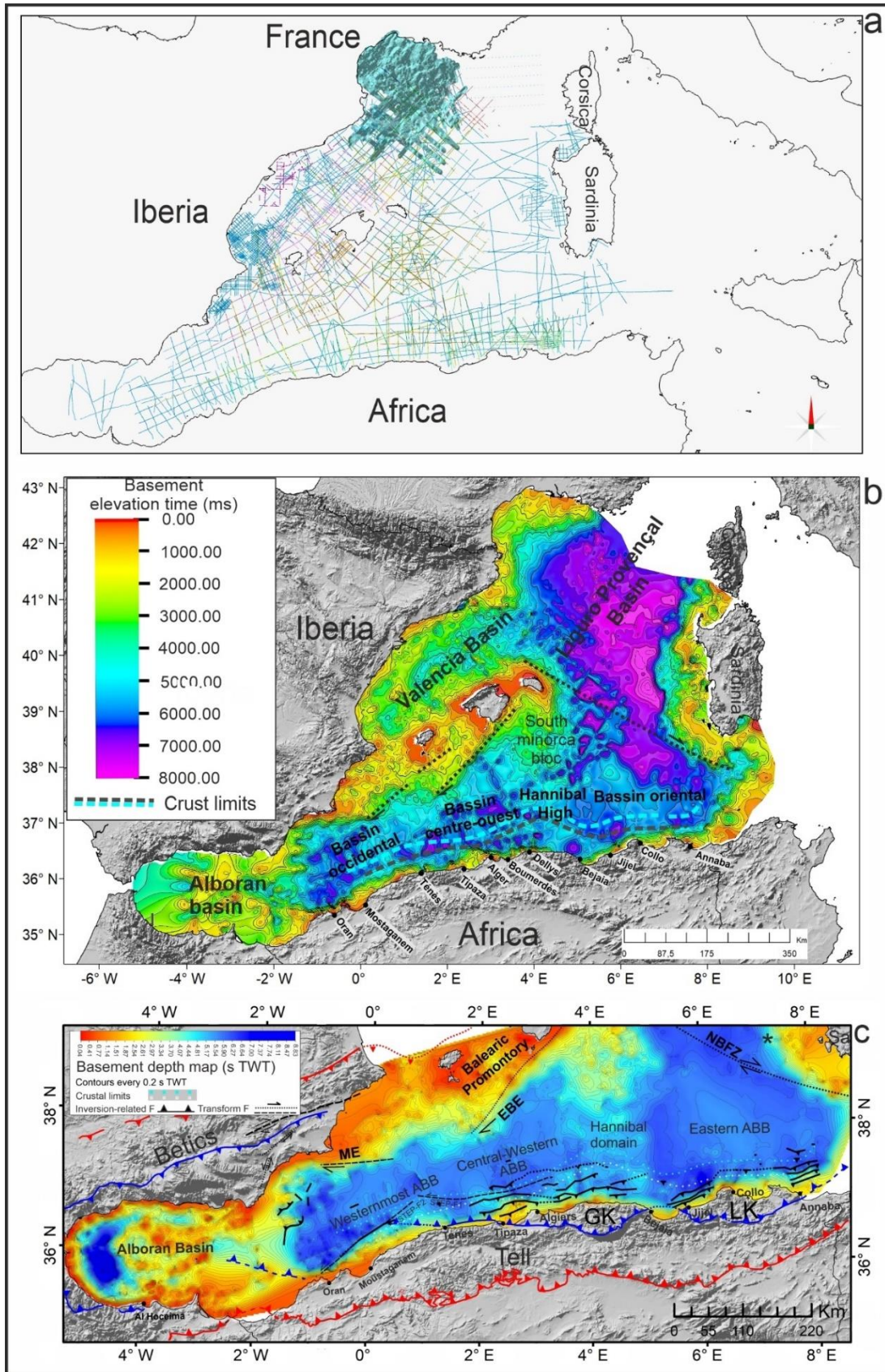


Figure IV. 33. a) Données sismiques compilées de : Estelle Leroux (Leroux et al., 2019), Shaza Haidar, Gaia Travan (doctorante U. Lille) et Fadel Raad (doctorant Univ. Montpellier, issus de son propre travail, plus celui d'Olivier Driussi et d'Agnès Maillard) ; b) Résultats de la cartographie du toit du socle en ms TD. c) Résultats de la cartographie du toit du socle en sTD dans le bassin Algéro-Baléarique sur la base de mes propres résultats.

3.4 Modèle stratigraphique des âges relatifs

L'interprétation sismostratigraphique de l'ensemble de lignes sismiques montre que la première unité déposée sur la croûte océanique au niveau de l'anomalie N2w, éloignée de l'anomalie centrale R1 de 44,6 km, correspond à l'unité PMU3 limitée par les réflecteurs R2 et R3. En considérant que le réflecteur R2 marque la transition entre le Langhien et le Serravallien à 13,82 Ma et que le réflecteur R3 marque la transition entre le Serravallien et le Tortonien à 11,63 Ma (Cohen et al., 2013), et sur la base du modèle d'âge de Arab et al. (2016b), j'ai supposé que cette unité (PMU3) de 510 m d'épaisseur (en utilisant une vitesse d'intervalle moyenne de 3520 m/s - voir tableau IV.1 pour les épaisseurs en sTD et figure IV.30 pour les vitesses utilisées) a été déposée pendant toute la période du Serravallien, soit 2,19 Ma. Pour faire ce calcul, j'ai fait l'hypothèse que le taux de sédimentation était constant pendant le Serravallien et ai par conséquent calculé l'âge relatif de cette unité PMU3 à partir de son épaisseur.

Le même calcul est fait pour les autres unités PMU3 déposées au niveau des autres anomalies magnétiques R2w, N1w et R1 et ayant des épaisseurs respectives de 440, 316.8 et 264 m (voir tableau IV.1 pour les épaisseurs en sTD, Figure IV.30 pour les vitesses utilisées et Figure IV.1 pour la position des anomalies magnétiques). Ce calcul m'a permis d'obtenir un intervalle de temps de 1,06 Ma correspondant à la durée de l'accrétion de la première partie de notre bassin couvrant les anomalies magnétiques R1, N1w, R2w et N2w (Figure IV.1) avec le dépôt de l'unité PMU3. A partir de cette valeur (1,06 Ma), j'ai déterminé le taux d'accrétion du plancher océanique (environ 42,2 mm/an) et le taux de sédimentation (482,7 m/Ma) dans cette partie du bassin où seules les unités du Serravallien sont directement déposées sur la croûte océanique.

Pour calculer les âges relatifs de l'unité PMU2 déposée directement sur la croûte océanique de la seconde partie de notre bassin (soit le long des anomalies R4w N3w, R3w, Figure IV.1) et n'ayant pas de données suffisantes pour vérifier si l'unité PMU2 au niveau de l'anomalie R4w a été déposée durant toute la période du Langhien, j'ai supposé que le taux d'accrétion a été constant durant le Serravallien et le Langhien (Hypothèse A) avec un taux de sédimentation variable. En partant de cette hypothèse, je me suis basée sur la même procédure de calcul. L'unité PMU2 au niveau de R4w a une épaisseur de 748 m en utilisant une vitesse moyenne de 3740 m/s et elle est située à environ 50 km de l'anomalie centrale. Ces valeurs m'ont permis de calculer son âge relatif de dépôt. J'ai suivi la même procédure pour calculer

les âges relatifs des autres unités PMU2 déposées au niveau de N3w et R3w en me basant sur leurs épaisseurs respectives (523,6 ; 448,8 m) (Tableau IV.1). Les résultats montrent que l'intervalle de temps résultant est d'environ 1,17 Ma, nécessaire à la sédimentation de l'unité PMU2 le long des anomalies R4w N3w et R3w pour un taux de sédimentation de 627 m/Ma.

En outre, afin d'améliorer l'estimation des incertitudes (voir chapitre III) sur les âges et de tester la cohérence de notre analyse, j'ai pris une deuxième hypothèse (Tableau IV.2, hypothèse B) en considérant cette fois que le taux de sédimentation était constant durant le Langhien et le Serravallien. Sur la base de cette deuxième hypothèse, je me suis appuyée sur la même méthode de calcul pour déterminer la durée et le taux d'accrétion. En prenant en compte les deux hypothèses successives (A et B) et en intégrant toutes les erreurs, les résultats montrent que l'accrétion du plancher océanique dans le bassin Est Algéro-Baléarique s'est produite à un taux intermédiaire à rapide de $3,7 \pm 0,5$ cm/an pendant $2,45 \pm 0,18$ millions d'années entre $15,19 \pm 0,18$ Ma (Langhien) et $12,74 \pm 0,02$ Ma (Serravallien).

A) Ages et écart-type associé (Ma) en supposant un taux d'accrétion constant du plancher océanique et des taux de sédimentation variables durant le Langhien et le Serravallien.	Langhien (15.97 - 13.82 Ma)			Serravallien (13.82 – 11.63 Ma)			
	Taux de sédimentation (m/Ma) : 627.7 +/- 11			Taux de sédimentation (m/Ma) : 482.5 +/- 0.3			
	T7	T6	T5	T4	T3	T2	T1
	U2 (R4o)	U2 (N3o)	U2 (R3o)	U3 (N2o)	U3 (R2o)	U3 (N1o)	U3 (R1o)
15.01 ± 0.02	14.65 ± 0.01	14.54 ± 0.01	13.82 (fixed)	13.49 ± 0.03	12.97 ± 0.02	12.74 ± 0.02	

	Durée d'accrétion (Ma) : 2.27 ± 0.04						
	Demi-taux d'accrétion constant (mm/an) : 41.5 ± 0.7						
B) Âges et écart-type associé (Ma) en supposant un taux de sédimentation constant et des taux d'accrétion du plancher océanique variables (non fixés) durant les périodes du Langhien et du Serravallien.	Taux de sédimentation constant (m/Ma) : 482.5 ± 0.3						
	T7	T6	T5	T4	T3	T2	T1
	U2 (R4o)	(N3o)	U2 (R3o)	U3(N2o)	U3 (R2o)	U3 (N1o)	U3 (R1o)
	15.37 ± 0.01	14.91 ± 0.01	14.75 ± 0.01	13.82	13.49 ± 0.03	12.97 ± 0.02	12.74 ± 0.02
	Durée d'accrétion (Ma) : 2.63 ± 0.02						
	Demi-taux d'accrétion (mm/an) : 31.9 ± 0.1			Demi-taux d'accrétion (mm/an) : 41.5 ± 0.7			
Valeurs finales et incertitudes en considérant toutes les hypothèses (A et B)							
Mean ages and associated SD (Ma)	15.19 ± 0.18	14.78 ± 0.12	14.64 ± 0.11	13.82	13.49 ± 0.03	12.97 ± 0.02	12.74 ± 0.02

Durée moyenne d'accrétion (Ma) : 2.45 ± 0.18

Taux moyen de demi-accrétion du plancher océanique(mm/a) : 36.7 ± 4.8

Taux de sédimentation moyen (m/Ma) : 555.1 ± 72.6

Tableau IV. 2. Âges moyens prédits et demi-taux d'accrétion du bassin Algéro-Baléarique oriental à mi-distance du pôle de rotation (voir la figure IV.1). Les valeurs et les écarts types sont calculés après la conversion temps-profondeur en utilisant les vitesses acoustiques d'intervalle moyen (Figure IV. 30). T1-T7 = âges isochrones obtenus par conversion temps-profondeur (voir texte pour plus de détails). T4 = âge fixe (13,82 Ma) entre le Langhien et le Serravallien (Cohen et al., 2013). Les écarts-types sont calculés en utilisant les hypothèses A et B (colonne de gauche). La partie inférieure du tableau indique les valeurs des âges, de la durée d'accrétion et du demi-taux d'accrétion en considérant les hypothèses A et B. Les termes d'accrétion lent, intermédiaire, rapide et super-rapide font référence à des taux d'accrétion total de <40 km/Man, 40-90 km/Man, 90-140 km/Man et >140 km/Man, respectivement.

Le taux d'accrétion océanique total du bassin Est Algéro-Baléarique peut donc être estimé à 6.4 - 8.3 cm/an, ce qui est une gamme de valeurs relativement courante si l'on considère les taux d'ouverture d'autres bassins d'arrière-arc tels que le bassin de Scotia (5-7 cm/an ; Barker & Hill, 1981) ou le bassin Tyrrhénien (6 cm/an ; Figure IV.34). Pour ces deux exemples, l'ouverture est aussi contrôlée par des processus profonds (déchirure du slab dans un contexte de *STEP-Fault*).

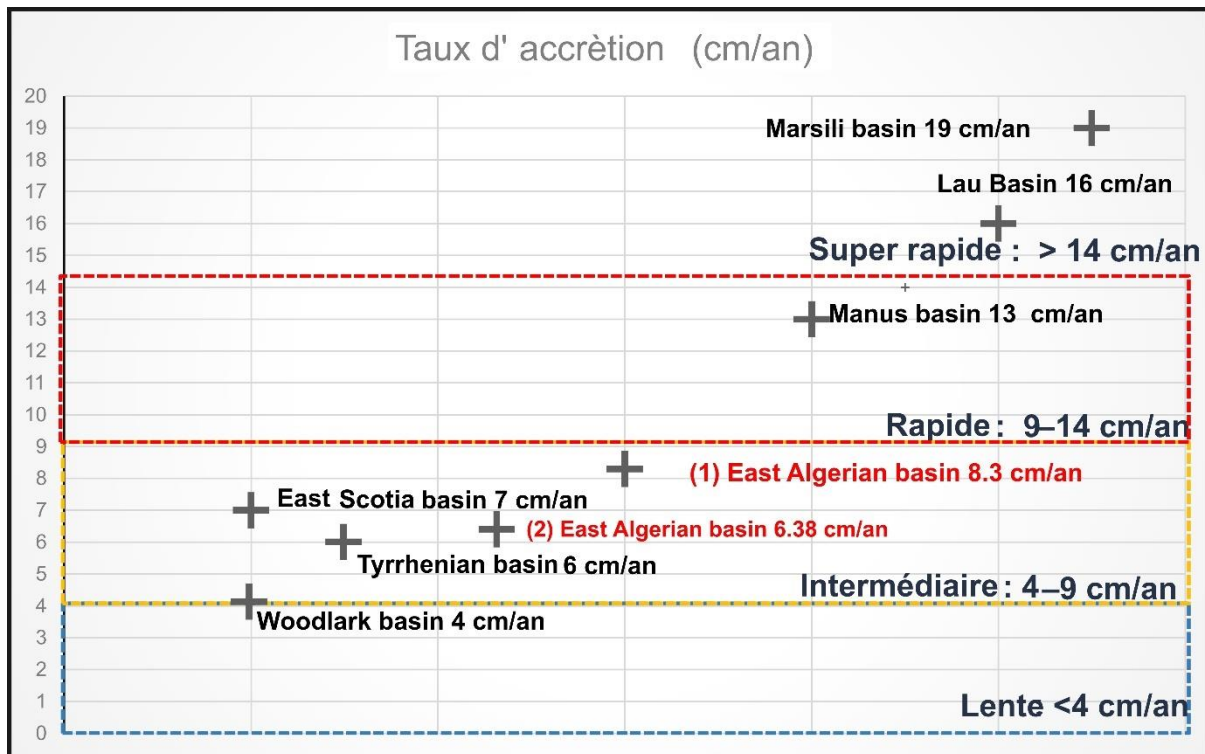


Figure IV. 34. Comparaison entre les taux d'accrétions de différents bassins d'arrière-arc dans le monde. Bassin Scotia oriental (5–7 cm/an ; Barker & Hill, 1981) ; Bassin de Manus (13 cm/an ; Taylor, 1979) ; Bassin Woodlark (3–4 cm/an ; Benes et al., 1994 ; Taylor et al., 1999) ; Bassin de Lau (16 cm/an ; Bevis et al., 1995) ; Bassin de Marsili (19 cm/an ; Nicolosi et al., 2007) ; Bassin Tyrrhénien (6 cm/an ; Kastens et al., 1988, 1990).

3.5 Modèle paléomagnétique

Les anomalies magnétiques marines (Vine & Matthews, 1963) fournissent un enregistrement complet des inversions de polarité géomagnétique. Dans le but de corrélérer le modèle d'anomalies magnétiques avec l'échelle de temps géomagnétique (Tableau IV.3) et de tester la fiabilité et cohérence de notre modèle des âges relatifs (Tableau IV.2), j'ai essayé d'ajuster la distribution des anomalies magnétiques et leurs âges relatifs calculés en fonction des chronos magnétiques tels que déterminés selon les deux échelles de temps de polarité géomagnétique (Gee & Kent, 2007 ; Gradstein et al., 2012) en supposant un taux d'accrétion constant. Ces deux échelles sont utilisées pour identifier les différentes possibilités de correspondance entre les âges calculés hypothétiques et les âges absolus de chronos. Les résultats montrent que les incertitudes sur les âges (typiquement de 100 à 200 ka, Tableau III.2) sont du même ordre que la durée de certains chronos (Tableau III.9 et Figure VI.35), ce qui ne m'a pas permis de corrélérer exactement les chronos avec les âges relatifs calculés. Cette incertitude peut aussi être liée à la périodicité des inversions magnétiques : en effet, celle-ci est très variable au cours du Langhien et du Serravallien, si bien que certaines inversions sont si

courtes qu'elles pourraient être complètement "manquées" (donc absentes) lors de l'analyse des anomalies du plancher océanique. Par ailleurs, la résolution temporelle des anomalies magnétiques dépend de l'altitude de mesure (la carte de Galdeano et Rossignol, 1978 est réalisée à une altitude constante de 600 m) et aussi du taux d'accrétion (résolution temporelle = résolution spatiale (selon une étude spectrale) divisée par le taux d'accrétion) ; Comme la résolution temporelle de la période de l'accrétion océanique de notre bassin Est Algéro-Baléarique est relativement courte (plusieurs chronos < 100 - 200 ka), cela signifie que le taux d'accrétion est relativement rapide à intermédiaire. De plus, le traitement des anomalies et le filtrage des fréquences peuvent largement modifier la présentation des anomalies et des cartes magnétiques distinctes pourraient être élaborées en fonction de la fréquence utilisée. Le filtrage HF permet de visualiser et de séparer davantage les anomalies magnétiques (Nicolosi et al., 2007). Enfin, il faut remarquer que la topographie du plancher océanique, telle que des monts sous-marins volcaniques par exemple, peuvent « parasiter » le signal magnétique (Aïdi et al., 2018). Par exemple, en mer Tyrrhénienne, l'anomalie magnétique du bassin de Marsili, relativement petit, est influencée par la signature magnétique de l'énorme édifice basaltique du volcan Marsili et par la magnétisation des monts sous-marins situés au large du bassin (Nicolosi et al., 2007).

Cependant, ce résultat (i.e., une corrélation non évidente entre les chronos de polarité géomagnétique et les âges relatifs calculés ; Figure IV-35) signifie probablement que l'hypothèse d'un taux d'accrétion constant est une approximation trop grande. Par exemple, des « pulses » d'expansion océanique après la phase de rifting ont été identifiées dans le bassin d'arrière-arc tyrrhénien, avec des changements dans les taux d'accrétion atteignant un facteur 3, résultant de la déchirure et de la fragmentation de la lithosphère en subduction et de la formation de fenêtres du slab. Ces taux peuvent varier dans de larges proportions (facteurs 1 à 5) au début ou à la fin de la formation d'un bassin arrière-arc (Guillaume et al., 2010). Il en résulte que le mauvais ajustement entre les âges prédits et les chartes paléomagnétiques (Figure IV.35) pourrait pour une grande partie provenir de variations importantes des taux d'accrétion au cours de la formation du plancher océanique du bassin est-Algéro-Baléarique. L'absence de données permettant une datation plus précise des anomalies magnétiques empêche pour l'instant d'être affirmatif sur ce point et de connaître l'origine de ce mauvais ajustement.

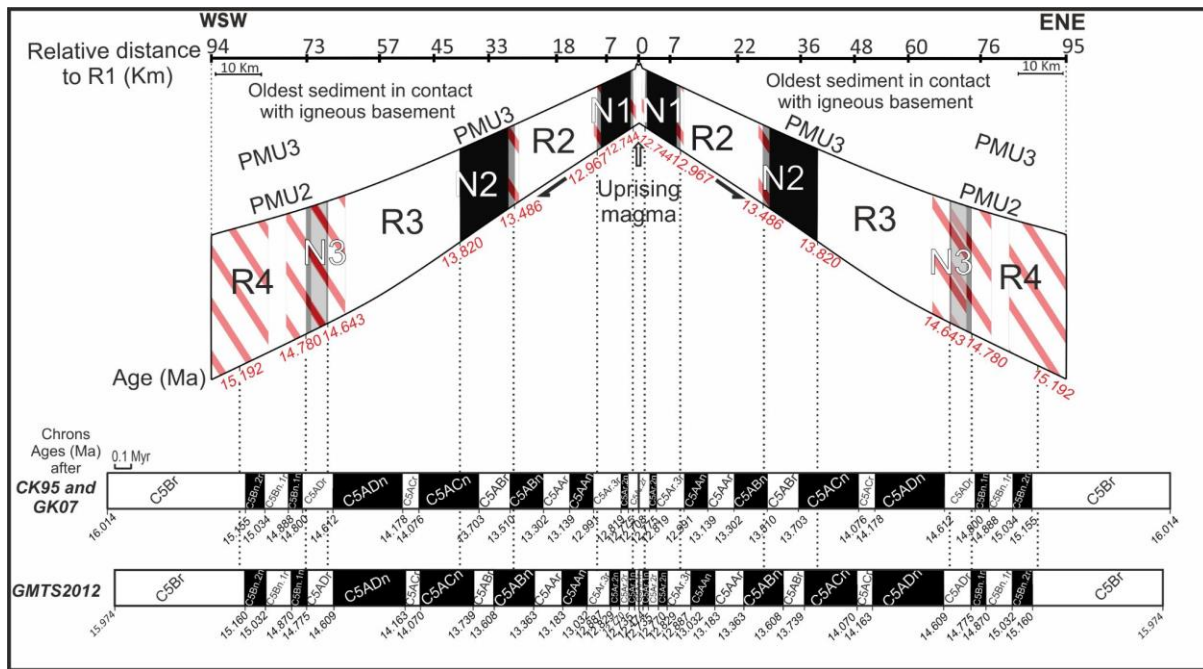


Figure IV. 35. Schéma montrant la corrélation entre les âges prédits (en haut) calculés à partir des hypothèses discutées dans le tableau IV.2 et les chrons (en bas) tirés des échelles de temps de polarité géomagnétique de [Gee et Kent \(2007\)](#) et de [Gradstein et al. \(2012\)](#). Noter que les âges hypothétiques sont calculés à partir des premiers dépôts recouvrant la croûte océanique (PMU2 ou PMU3) en supposant un taux d'accrétion constant pendant le Langhien-Serravallien. Les rectangles hachurés rouges représentent les incertitudes liées aux âges déduits de l'analyse chronostratigraphique.

Quoi qu'il en soit, et malgré les incertitudes inhérentes à l'absence de forages, notre modèle d'âge provisoire construit à partir d'hypothèses simples sur les taux de sédimentation et d'accrétion indique que l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique oriental a probablement commencé au Miocène moyen pendant environ 2,5 millions d'années entre le Langhien moyen et le Serravallien moyen, c'est-à-dire plus tard que ce qui est supposé dans la plupart des modèles existants d'ouverture de la mer Méditerranée occidentale.

Chapitre V

V. Proposition d'une évolution géodynamique du Bassin Est-Algéro-Baléarique

Les résultats de l'exploitation des données géophysiques (sismique-réflexion, magnétisme) du bassin Est Algéro-Baléarique discutés dans le chapitre précédent (chapitre IV) sont intégrés dans un modèle géodynamique semi-quantitatif de la zone d'étude. Le terme « semi-quantitatif » est utilisé car les contraintes cinématiques quantifiées manquent pour décrire avec précision l'évolution cinématique spatio-temporelle des fragments de la « proto-plaque » d'Alboran entre 20 Ma et 8 Ma. La proposition de ce modèle n'est qu'une première esquisse qu'il conviendra d'améliorer par l'utilisation d'autres données géophysiques. Ces résultats sont présentés et discutés dans ce chapitre sous forme d'un article intitulé « Back-arc dynamics controlled by slab rollback and tearing : a reappraisal of seafloor spreading and kinematic evolution of the Eastern Algero-Balearic basin (western Mediterranean) in Middle-Late Miocene » publié en janvier 2022 après révision mineure dans la revue « Tectonics » et rédigé de ce fait en anglais.

1. Introduction

Un schéma évolutif en plusieurs phases a été proposé pour l'histoire tectonique depuis l'Oligocène du bassin de la Méditerranée occidentale et qui a donné naissance à plusieurs bassins (mer d'Alboran, bassin Algéro-Baléarique, bassin Liguro-Provençal, mer Tyrrhénienne et fossé de Valence). Le bassin Algéro-Baléarique est un domaine océanique Oligo-Miocène formé par l'extension de l'arrière-arc induite par le recul du slab téthysien au sud de l'avant-arc européen (Frizon de Lamotte et al., 2000). Ses domaines océaniques occidentaux et centraux sont supposés être plus jeunes que son domaine oriental, ce qui implique la formation de deux types de marges différents : de type transformant à l'ouest et de type rifté à l'est. Par ailleurs, le bloc de la Petite Kabylie (LK) présente (1) une zone de collision (au sud) et (2) une marge de type passif (au nord) portant les plus anciennes unités sédimentaires identifiées au large de l'Algérie, favorisant une dérive du bloc vers le SE (Arab et al., 2016b). Cependant, depuis le stade initial de la migration de la petite Kabylie (Oligocène supérieur) jusqu'à et après sa collision finale avec l'Afrique (> 17 Ma, Abbassene et al., 2016), les modèles cinématiques publiés précédemment ne parviennent pas à expliquer précisément les données géophysiques au large et les preuves géologiques à terre, favorisant des directions d'ouverture dominantes N-S ou E-W (Cohen, 1980 ; Driussi et al., 2015 ; Martin, 2006 ; Schettino & Turco, 2006). Malgré la présence d'anomalies magnétiques claires en forme d'éventail dans le bassin Algéro-Baléarique oriental, le mode et la période de l'accrétion du plancher océanique sont toujours sujets à débat.

Ce travail vise à construire un modèle cinématique semi-quantitatif du bassin Algéro-Baléarique en se concentrant sur l'histoire du bassin Est-Algéro-Baléarique. Il est basé sur une nouvelle interprétation sismostratigraphique des unités pré-messiniennes en utilisant des données de sismique-réflexion à pénétration profonde, conjointement avec une analyse des anomalies magnétiques réduites au pôle. Cette interprétation est basée sur une corrélation litho-chrono-stratigraphique entre les séries du bassin profond et de la marge Est-Algérienne qui a apporté de nouvelles contraintes sur l'âge et le mode d'ouverture du bassin Algéro-Baléarique.

2. Back-Arc Dynamics Controlled by Slab Rollback and Tearing: A Reappraisal of Seafloor Spreading and Kinematic Evolution of the Eastern Algero-Balearic

Shaza Haidar^{1*}, Jacques Déverchère¹, David Graindorge¹, Mohamed Arab², Mourad Medaouri², Frauke Klingelhoefer³

¹ Univ Brest, CNRS, Ifremer, Geo-Ocean UMR6538, Plouzané, France

² Sonatrach, Division Exploration, 3029 Boumerdes, Algeria.

³ Ifremer, Univ Brest, CNRS, Geo-Ocean UMR6538, Plouzané, France

Corresponding author: Shaza Haidar (shazahaidar94@gmail.com)

Key Points:

- New seismo-stratigraphic interpretation of the pre-Messinian units and analysis of a reduced-to-the-pole magnetic anomaly pattern of the Eastern Algero-Balearic basin
- Reassessment of previous kinematic reconstructions of the Algero-Balearic basin evidencing the oceanic ridge migration during the Middle-Late Miocene
- The combination of the Tethyan slab rollback and slab tearing explains the fast rotation, translation, and fragmentation of the Greater Alboran block after the collision of the Kabylies

2.1. Abstract

In spite of clear fan-shaped magnetic anomalies in the Eastern Algero-Balearic Basin (EABB), the way how and the time when seafloor spreading occurred are still debated. In this work, a new seismostratigraphic interpretation based on deep-penetration reflection seismic data correlated to reduced-to-the-pole magnetic anomalies and on-offshore litho-stratigraphic correlation of Pre-Messinian units brings new constraints on its age and mode of opening. Our results reveal that the seafloor spreading of the EABB occurred at an intermediate half-spreading rate of 3.7 ± 0.5 cm/yr for 2.45 ± 0.18 Myr during the Langhian-Serravallian times, that is, after the Corsica-Sardinia block rotation and the collision of Lesser Kabylia with Africa. We revise the kinematics of the Algero-Balearic domain into three stages: (a) birth of a highly stretched continental basin accommodating the southern drift of the Kabylies driven by slab rollback between ~ 23 and ~ 15 Ma, (b) fast opening of a new EABB between 15.2 and 12.7 Ma by clockwise rotation of a Greater Alboran Block (GALB) promoted by slab tearing, and (c) late East-West opening of the western basin in response to the westward retreat of the Gibraltar slab and westward slab tearing propagation and the concomitant migration of the GALB. The last stages match both the late formation of Subduction-Transform Edge Propagator faults at the toes of the Algero-Balearic margins and the post-collisional volcanic migration along the Algerian margin interpreted as related to slab tearing propagation. This new scenario favors a significant stretching and splitting of the GALB into several continental fragments resulting from the westward propagation of the arcuate subduction front by lateral tearing of a narrow slab.

2.2. Introduction

The Western Mediterranean Sea is a complex geological domain that has received much attention since the early 1970s. Several kinematic and geodynamic models have been proposed to explain the coeval birth and growth of orogenic belts (Rif-Betic cordillera, Maghrebides, Alps, Apennines, Dinarides) and extensional basins (Alboran, Algero-Balearic, Valencia, Liguro-Provençal, and Tyrrhenian) since 35 Ma in the frame of a NW-SE plate convergence of Africa with respect to Eurasia (e.g., Alvarez et al., 1974; Biju-Duval et al., 1977; Cohen, 1980; Dewey et al., 1989, 1973; Figure 1).

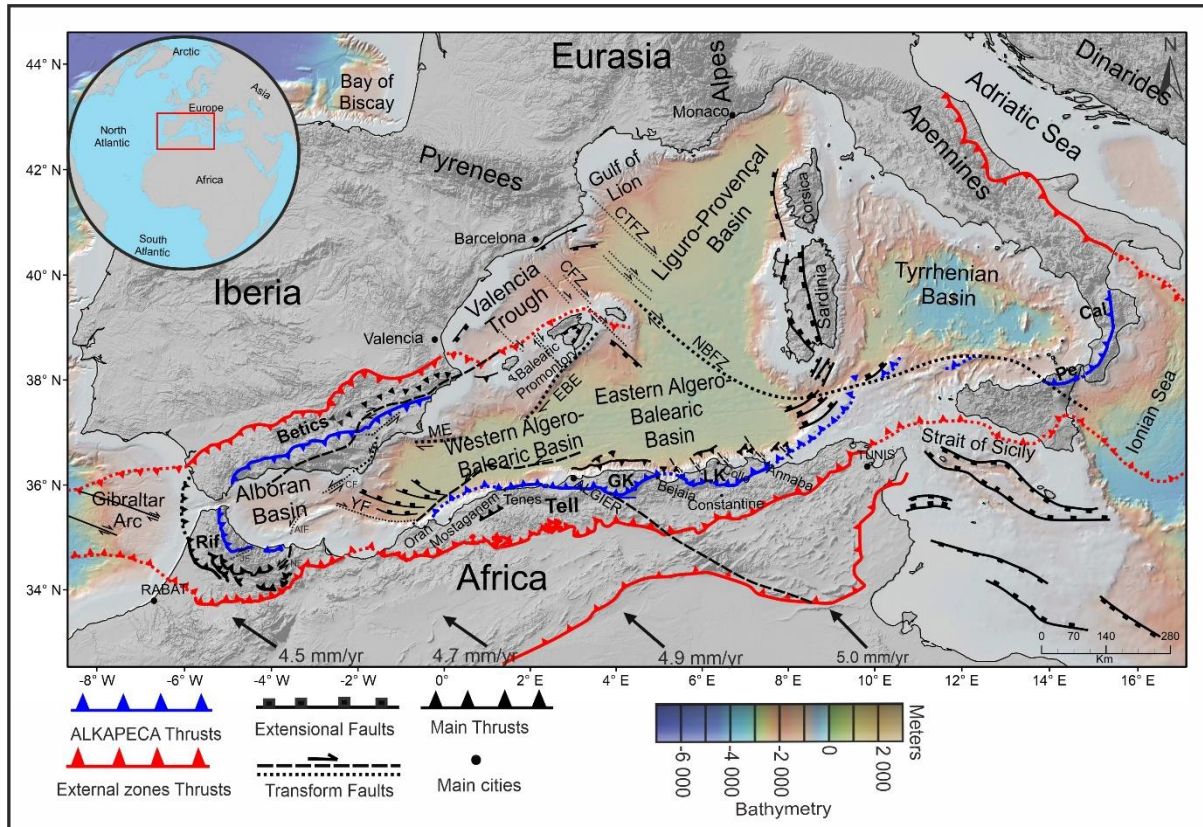


Figure V. 1. Structural map of the Western Mediterranean region displaying the main offshore basins (Algero-Balearic basin, Alboran Sea, Liguro-Provençal Basin, Tyrrhenian Sea and Valencia Trough), Cenozoic structures and distribution of the AlKaPeCa domain on land, modified after Arab, Rabineau, et al. (2016), Lepretre et al. (2018), Pellen et al. (2016), Millia and Torrente (2022) and Moragues et al. (2021). The arrows indicate the relative convergence between Africa and Eurasia from Bougrine et al. (2019). Digital topography is based on the GEBCO 20 (IOC-IHO) online database combined with the bathymetry from GeoMapApp (www.geomapapp.org) (Ryan et al., 2009); for the offshore region. Abbreviations: AIF = Al Idrissi Fault; CAL = Calabria; CTFZ = Catalan Fracture Zone; CFZ = Central Fracture Zone; CF = Carboneras Fault; EBE = Emile Baudot Escarpment; GK = Greater Kabylia; JF = Jebha Fault; LK = Lesser Kabylia; ME = Mazaron Escarpment; NF = Nekor Fault; NBFZ = North Balearic Fracture Zone; Pe = Peloritan; YF= Yusuf fault.

There is today a consensus to consider that the rollback of subducted slab segments is the driving mechanism in the tectonic evolution of the Western Mediterranean Sea, explaining the collapse of mountain belts and the development of extension in the upper plate as soon as slab retreat initiates and migrates by following the backward motion of the trench (e.g., Dewey et al., 1989; Jolivet & Faccenna, 2000; Lonergan & White, 1997; Malinverno & Ryan, 1986; Rehault et al., 1984; Wortel & Spakman, 2001). However, the rollback schemes proposed for 20 years display strikingly different subduction geometries. They can be summarized as follows: (a) single, continuous trench retreat along the entire Gibraltar-Balearic N-NW dipping subduction system (Gueguen et al., 1998; Faccenna et al., 2004; Jolivet et al., 2009); (b) Short initial subduction south of the Balearic Islands, with a southward trench migration turning westward later on (Rosenbaum et al., 2002; van Hinsbergen et al., 2014; Spakman & Wortel,

2004); (c) opposite vergence of two subduction systems of variable size and geometry migrating in opposite directions, either successively (Gelabert et al., 2002; Lepretre et al., 2018; Michard et al., 2002; Platt et al., 2006) or synchronously (Vergés & Fernandez, 2012). These contrasting models often result from different interpretations of seismic tomography. Where waveform tomography has imaged the presence of different slabs as high velocity anomalies, underlying the Betic and Rif, Algerian Tell, Tunisia, and Calabria and resulting from the segmentation of the subducted Thethysian mantle lithosphere (Carminati, Wortel, Spakman, & Sabadini, 1998,b; El-Sharkawy et al., 2020; Fichtner & Villasenor, 2015; Piromallo & Morelli, 2003; Spakman & Wortel, 2004).

In the northern part of the Western and Central Mediterranean, the kinematic evolution of sub-basins is well established thanks to a large number of regional studies based on analyses of seismic and borehole data, paleomagnetic studies, on-offshore geological correlations, or geochemical sampling. This is indeed the case for the Liguro-Provençal basin (Gueguen et al., 1998; Rehault et al., 1984) where extension started in the Upper Oligocene owing to NW-SE directed Tethyan slab retreat and ended after the counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block at ~15–16 Ma (Gattacceca et al., 2007; Speranza et al., 2002). The neighboring intra- continental Valencia trough separated from the Liguro-Provençal basin by the North Balearic fracture zone is floored by thinned continental crust, representing an aborted rift, mostly of Mesozoic age, opened in an NW-SE direction (Ayala et al., 2016; Maillard et al., 1992; Pellen et al., 2016; Roca & Guimera, 1992). In the central Mediterranean domain, the opening of the Tyrrhenian basin started in the late Miocene as a result of the southeast retreat of the Calabrian slab (Carminati, Wortel, Spakman, & Sabadini, 1998,b; Guillaume et al., 2010; Jolivet & Faccenna, 2000; Malinverno & Ryan, 1986; Prada et al., 2015). By contrast, the kinematic evolution of the Alboran (Al) and Algero-Balearic (AB) domains remains debated, with three main scenarios generally proposed: (a) fast and large (>600 km) westward motion of a rigid Al continental block allowing for the birth of the back-arc AB domain in a late stage (Andrieux et al., 1971; Mauffret et al., 2004); (b) delamination (Calvert et al., 2000; Duggen et al., 2003; De Lis Mancilla et al., 2015; Platt et al., 1998) or convective removal of subcontinental lithospheric mantle (Platt et al., 2003; Platt & Vissers, 1989) implying almost no displacement of the Alboran block; (c) coeval opening of the Algero-Balearic (ABB) and Liguro-Provençal (LP) basins followed by a moderate westward motion of the Alboran plate driven by the rollback of the Gibraltar subduction slab (Lonergan & White, 1997; Royden, 1993; Spakman & Wortel, 2004). Although slab rollback, detachment, and tearing are generally accepted as the driving force, many questions remain unresolved, in particular the

paleogeography, geometry, and paleo-deformation of the Alboran block, as well as the nature of the crust and the age and mode of the opening of the ABB.

In this work, we aim to build an updated, semi-quantitative kinematic model of the AB basin by focusing on the history of the Eastern Algero-Balearic basin (EABB) and emphasizing the role of the Alboran domain and the internal dynamics in this opening. By contrast with previous reconstructions, we attempt to perform a tight spatio-temporal correlation of paleomagnetic anomalies and seismic reflection data throughout the EABB. To address this issue, we build an age model of the first pre-Messinian seismo-stratigraphic units overlying the oceanic crust, concurrently correlated with (a) magnetic stripes in the well-identified “sphenochasm”-shaped zone of the EABB (Carey, 1955), (b) paleobathymetry of the oceanic basement, and (c) geological evidence of sedimentation and magmatism on the East Algerian margin (Lesser Kabylia). The constraints brought here allow us to propose a new scenario of the opening of the ABB and of the tectonic history of the Alboran domain.

2.3. Geological setting and kinematic models

2.3.1. Paleogeographic and plate tectonic settings

The basins of the western Mediterranean Sea are considered as back-arc extensional basins formed by the rollback of the Tethyan slabs and the retreat of subduction fronts since Oligocene times (Frizon de Lamotte et al., 2000; Jolivet & Faccenna, 2000; Malinverno & Ryan, 1986, and references therein) south of the European plate, defining a segmented terrane known as the AlKaPeCa domain for Alboran (Al: internal Betics and Rif), Kabylia (Ka), Peloritani (Pe) and Calabria (Ca) blocks, respectively (Bouillin, 1986). This evolution was marked by sporadic volcanism displaying a fairly clear time-space migration of arc magmatism (calco-alkaline) toward the western and eastern edges of the system since the Oligocene (Carminati et al., 2012; Lustrino et al., 2011; Maury et al., 2000; Savelli, 2002).

The main pending questions in the western Mediterranean Sea remain when and how the Algero-Balearic Basin (ABB) opened. This basin is separated from the LP basin to the north by the North Balearic Fracture Zone (NBFZ) which played a key role in the basin opening as a “swinging door” (Martin, 2006). It is limited by the North African margin to the south, the Balearic margin to the north, the Alboran basin to the west, and the western Sardinian and Tunisian margins to the east (Figure 1). The western and central oceanic domains of the ABB basin are bordered by different types of margins, considered as being either of

transform or rifted types (Badji et al., 2015; Bouyahiaoui et al., 2015; Govers & Wortel, 2005; van Hinsbergen et al., 2014; Maillard et al., 2020; Medaouri et al., 2014 and references therein). The Lesser Kabylia (LK) block displays (a) a collision zone (south) and (b) a passive-type margin (north) bearing the oldest sedimentary units identified off Algeria and evidencing a SE-ward drift of the block (Arab, Rabineau, et al., 2016). However, its motion before the collision with Africa 19 Myr ago follows quite different directions ranging from N-S to E–W, depending on assumptions made (e.g., Cohen, 1980; Driussi et al., 2015; Martin, 2006; Mauffret et al., 2004; Platt et al., 2013; Schettino & Turco, 2006), thus questioning its kinematic history relative to the EABB. Marine magnetic anomalies are key proxies to constrain the oceanic seafloor ages, spreading directions, and spreading rates (Vine & Matthews, 1963). In the western Mediterranean Sea, in the absence of typical magnetic signatures, as in the Ligurian Basin (Rollet et al., 2002), the interpretation in terms of magnetic lineations related to seafloor spreading or in terms of fracture zones remains controversial and uncertain, leaving important uncertainties on the kinematics of the opening of the oceanic floors. However, within large areas of irregular anomaly patterns (Auzende et al., 1973; Galdeano & Rossignol, 1977), only the EABB reveals well developed magnetic lineations of alternating normal and reverse polarities, clearly organized in a NW-SE fan (Bayer et al., 1973) and limited to the east by the North Balearic Fracture Zone forming the so-called Hamilcar magnetic anomaly (Mauffret et al., 2004).

2.3.2. Summary of previous kinematic reconstructions

We review here the main kinematic reconstructions proposed for the Miocene rifting and seafloor spreading of the ABB basin. Models appear to differ significantly owing to the lack of constraints on the age of the magnetic anomalies and of deep drillings reaching the basement. It is worth noting that in most published models, the Alboran domain was either not taken into account or placed at different positions without clear space and time kinematic constraints. Conversely, all models agree with a NW-SE early opening of the Liguro-Provençal basin starting ca. 23 Myr ago, with a well constrained counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block assumed to be in its present-day position at 16-15 Ma (Gattacceca et al., 2007; Speranza et al., 2002). Each proposed model inherently comes with its own assumptions, simplifications, and omissions, and therefore strongly differs from the others regarding the timing and chronology of opening of the AB sub-basins and the position

of the retreating subduction. These models can be classified into two major types with contrasting timing, that is, one-step or two-step models: one- one-step opening by progressive SE-directed rollback of the Tethyan slab (Schettino & Turco, 2006); modified from a previous simplified scenario such as the ones by (Gelabert et al., 2002; Gueguen et al., 1998; Jolivet & Faccenna, 2000), as well as the double-saloon door opening proposed by (Martin, 2006); two-Diachronous opening model during Miocene times proposed by (Cohen, 1980; Driussi et al., 2015; van Hinsbergen et al., 2014; Mauffret et al., 2004; Moragues et al., 2021).

In order to further describe the peculiarities of existing models, we have redrawn in Figure 2 the four types of kinematic models proposed until now to explain the birth and opening of the ABB basin. They favor either N-S (Figure 2a) or E-W (Figure 2c) dominant directions of opening and sometimes combine successively both directions during Miocene times (Figure 2d):

- A. Model A of Schettino and Turco (2006) is based on a new interpretation of magnetic anomalies and balanced crustal cross sections, leading to assume an early opening of the whole ABB basin (mainly during the 30- 19 Ma time span) coeval to the southward migration of the Kabylia blocks and to the rotation of Corsica-Sardinia block, that is, synchronous to the opening of the LP basin. This model involves a complex spreading system with R-R-R triple junction and 11 microplates but it does not include the Alboran plate (Figure 2a)
- B. The model B of Martin (2006) is a more conceptual model based on the hypothesis of a “double-saloon-door” opening. A synchronous opening of the Algero-Balearic basin (eastern and western one) and the Liguro- Provençal Basin is also assumed as a consequence of two opposite rifts allowing the saloon door opening of a third basin in between, representing the EABB. A bilateral propagation of Tethyan slab detachments is assumed to trigger this opening mechanism, but time constraints on seafloor spreading (assumed to range between 19 and 15 Ma) are lacking
- C. The model C of Mauffret et al. (2004) suggests a late opening of the Algero-Balearic basin along a NW–SE spreading center between 16 and 8 Ma, that is, after the collision of the Kabylia terranes with the African margin and the rotation of the Corsica-Sardinia block. According to this model, the Alboran domain was close to the EABB and then moved about ca. 630 km westward along transform zones located north and south of the Algerian margin after 16 Ma
- D. The model D of Cohen (1980), later re-used by Driussi et al. (2015) based on interpretations of the position of slab segments from seismic tomography, assumes that

the oceanic accretion of the EABB occurred together with the southwestward drift of LK between 19 and 16 Ma

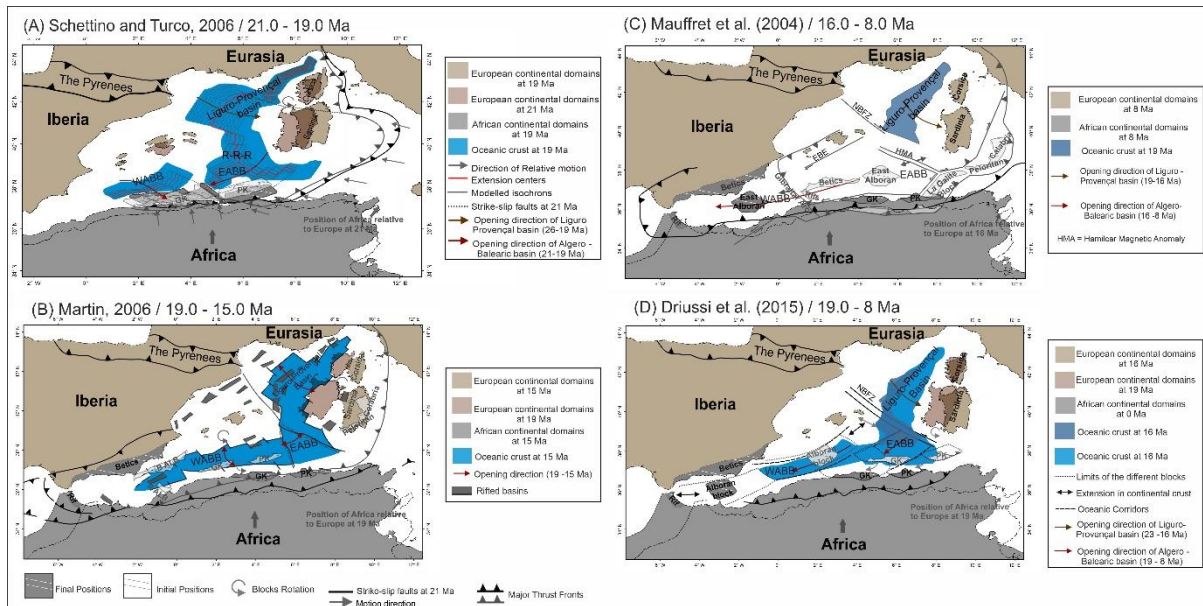


Figure V. 2. Simplified sketches of the main conflicting kinematic models featuring the assumed mode and timing of opening of the Algero-Balearic basin within the Western Mediterranean Sea. Redrawn from (a) (Schettino & Turco, 2006), (b) (Martin, 2006), (c) (Mauffret et al., 2004) and (d) Cohen (1980), later re-used by Driussi et al. (2015). Time spans considered are shown on the upper left side of each scenario. Note that except Model C, all models are predicting an opening of the East Algero-Balearic basin (EABB) before 15 Ma, that is, roughly synchronously to the opening of the Liguro-Provençal basin and to the drift of the Corsica-Sardinia block. See text for details.

Although several authors have suggested a middle to late Miocene east-west opening of the ABB (Booth-Rea et al., 2007; Lepretre et al., 2013; Mauffret et al., 2004), this review shows that all published kinematic models (except the one by Mauffret et al. (2004)) consider that the opening of the East Algero-Balearic basin, the drift and docking of the Kabylid blocks and the last phase of the Corsica-Sardinia block rotation occur during the same time period. Furthermore, they all assume an opening of the EABB prior to 15 Ma (except again model c), that is, more or less during the opening of the LP domain (Figure 2). The two-step kinematic scenarios (Figures 2c and 2d) are assuming that at least the opening of the western and central AB basin occurred after the south-south-westward drift of Kabylid terranes. Although they provide different ages for the EABB, these two last models agree with a Subduction-Transform-Edge-Propagator (STEP) fault evolution of the Algerian margin characterized by a significant westward motion of the Alboran block and a bilateral Tethyan slab tearing or fragmentation responsible for backward migration of the Gibraltar-Betic, Kabylides and Calabrian slabs and formation of the corresponding Gibraltar, Algerian-Tunisian and Calabrian

arcs (Booth-Rea et al., 2018; Chertova et al., 2014; El-Sharkawy et al., 2020; Faccenna et al., 2004, 2014; Fichtner & Villasenor, 2015; van Hinsbergen et al., 2014, 2020).

However, model C lacks compelling evidence of stratigraphic and paleomagnetic records and model d clearly contradicts field and offshore evidence showing that the LK continental margin was stretched in a NW-SE direction (Arab, Belhai, et al., 2016; Arab, Rabineau, et al., 2016; Bouillin, 1977, 1986). In contrast to previously assessed reconstructions, we attempt to build an updated kinematic model of the ABB by addressing the history of the Eastern Algero-Balearic Basin (EABB) as well as the tectonic and magmatic history of the Alboran and Tunisian domains.

2.3.3. Sedimentological and stratigraphic record of the Eastern Algerian continental margin

North African margin. In our study area, it is referred to as the Maghrebide belt (Figure 1; Durand Delga, 1980; Frizon de Lamotte et al., 2004; Lepretre et al., 2018). The onshore domain is divided into inner (internal) and outer (external) zones and composed of several well-described geological formations outcropping in the Lesser and Greater Kabylia (LK & GK) blocks and further south (Bouillin, 1977; Bouillin & Raoult, 1971; Vila, 1980, Figure 3). The inner zones ("Kabyliide domains") are made of Palaeozoic and Cenozoic metamorphic rocks with overlying Early Miocene to Late Miocene sediments and volcanics (as part of the AlKaPeCa blocks), sedimentary and magmatic formations, while the Tellian and Atlas nappes represent the external zones. These two domains are separated by a suture zone and covered (or overthrust) by flysch units of various ages.

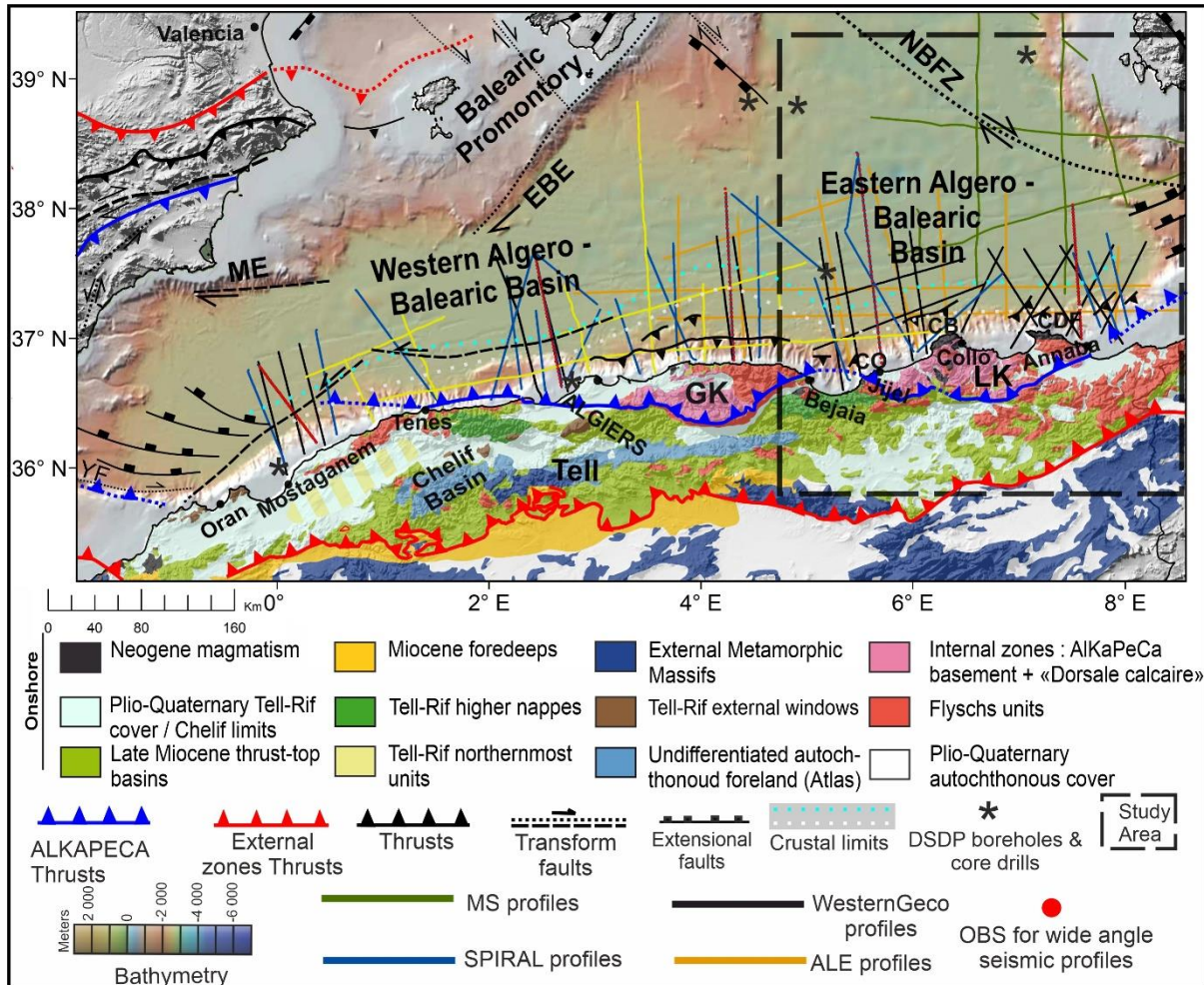


Figure V. 3. Morphological map of northern Algeria and the Algerian offshore basin with geological units onshore and positions of seismic lines offshore. The geological map represents the main units of the Maghrebides and Tell-Atlas belts after Lepretre et al. (2018). Crustal limits after Klingelhoef et al. (2021). Stars are Ocean Drilling Program (976, 977, 978, and 974) and commercial drilling sites. CB = Cape Bougaroun; CDF = Cap de Fer; CO = Cape El-Ouana.

In our study, we focus on the Neogene formations that occur onshore in order to understand and establish the relationship of these onshore outcrops with their analogue sedimentary units interpreted on seismic sections in the deep basin. For this reason, we rely on a detailed analysis of sedimentary outcrops in terms of depositional environments, sedimentary structures and biological contents of several sub-basins of Lesser Kabylia carried out by Arab, Rabineau, et al. (2016) (Figure 4). These onland sedimentary deposits of the Eastern Algerian margin represent the proximal continuation of marine deposits found in the deep basin which were connected before the emersion of the margin during Middle to Late Tortonian times (Arab, Belhai, et al., 2016; Arab, Rabineau, et al., 2016; Carbonnel & Courme-Rault, 1997).

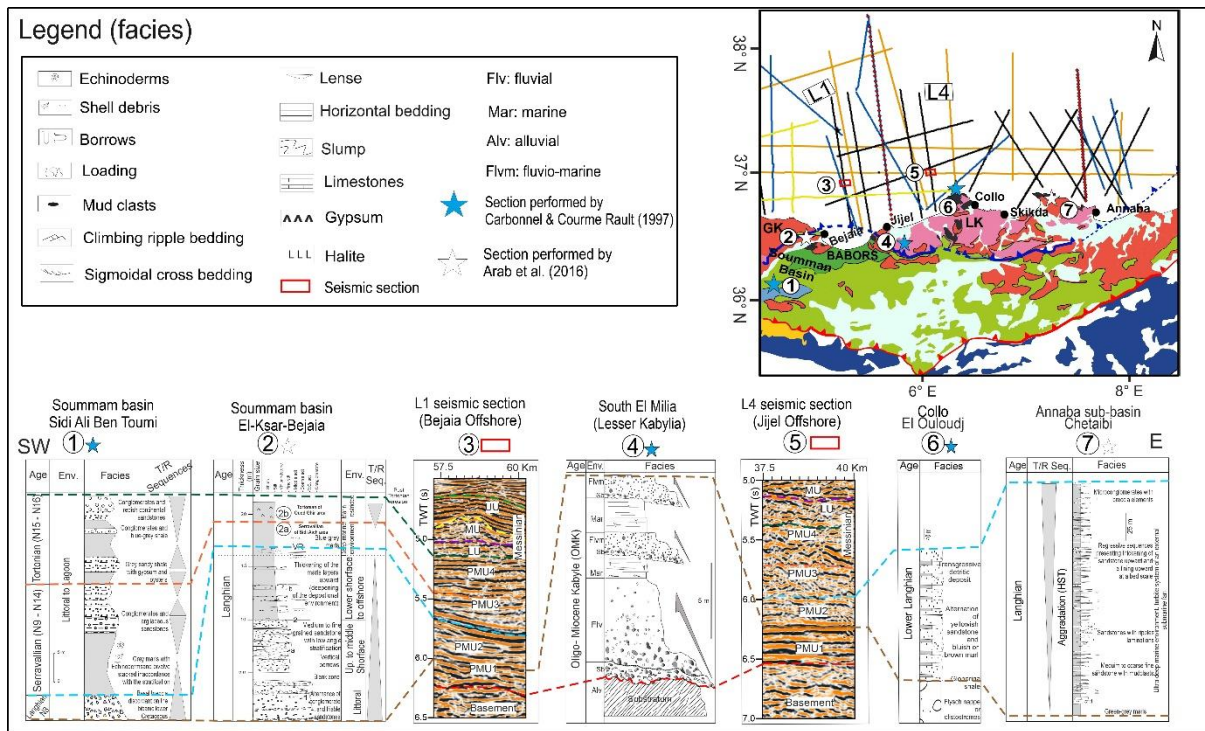


Figure V. 4. Litho-stratigraphic correlation of onshore outcropping Oligo-Miocene series and their extrapolation to the offshore domain for identification of pre- Messinian units, modified from Arab, Rabineau, et al. (2016). Litho-stratigraphic sections with different vertical scales are redrawn after Carbonnel and Courme- Rault (1997) and Arab, Rabineau, et al. (2016). The attributed stratigraphic limits onshore are documented from Bouillin (1986), Courme-Rault (1985), and Carbonnel and Courme-Rault (1997). The (2a) Serravallian of Soummam basin is described at Sidi Aich area (Béjaïa) while the (2b) Tortonian is described at Oued Ghir area by Courme-Rault (1985). The position of each section is marked on the inset at the upper right. Top right is the geologic map of northern Algeria modified from Lepretre et al. (2018).

In Lesser Kabylia, from Béjaïa to Annaba, only the Lower to Middle Miocene units dating from Aquitanian to Langhian have been recognized, including well-preserved Langhian formations on land (Figure 4, Sections 1, 2, 6 & 7). In the Soummam basin, Serravallian and Tortonian deposits have been identified and are in stratigraphic continuity with the Lower Miocene deposits (Burdigalian - Langhian; Figure V4, Sections 1 & 2; Arab, Rabineau, et al., 2016; Bouillin, 1986; Carbonnel & Courme-Rault, 1997). The Langhian formation records a deepening of the depositional environment, from a littoral environment south of the Soummam Basin to a relatively deep marine environment (lower shoreface to offshore) northward, both in Béjaïa and Annaba (Figure 4, Sections 2 & 7). In Collo or Annaba, the only outcropping formations successively reveal a littoral to the relatively deep marine environment and a rather deep environment given the turbidite character of the sandstones observed. Section 1 (Figure 4) south of the Soummam basin describes the Serravallian formation composed of gray marls covered by conglomerates and argillaceous sandstones, thus suggesting evolution from littoral to a continental environment. During the late Serravallian, the regression was followed by a

slight transgression that allowed the setting up of a lagoon environment in the Tortonian. The Tortonian formation is composed of sandstones and gypsum shales evolving upwards to conglomerates and reddish continental sandstones (Carbonnel & Courme-Rault, 1997), evidencing a shift from a restricted evaporitic environment to a continental one, and thus a marine regression and emersion. Langhian series found in Section 2 (Figure 4) displays conglomerate levels interbedded with poorly consolidated brown sandstones, followed by obliquely stratified sandstones topped by alternating sequences of sandstones and blue marls (Bouillin, 1986; Carbonnel & Courme-Rault, 1997). They are covered by 200 m thick marls dating from the Serravallian and Tortonian (Arab, Rabineau, et al., 2016). The evolution from conglomerate facies to fine-grained sandstone facies and then to a predominance of marls suggests a transgression. The Miocene formations in the Collo area (Figure 4, Section 6) are deposited unconformably on the Massylian and Numidian Flysch series and on the "Oligo-Miocene Kabyle" (OMK) unit and are constituted by transgressive detrital deposits from the lower Langhian (Courme-Rault, 1985). Finally, the Annaba section (Figure 4, Section 7) shows a sandstone formation alternating coarse facies and marls that indicate an aggradation sequence dating to the Langhian.

These lithostratigraphic limits and units identified onshore have been extrapolated to the offshore in order to identify the pre-Messinian acoustic units overlying the oceanic lithosphere. Based on basin-scale correlation from land to sea (Figure 4; Arab, Rabineau, et al. [2016]), four pre-Messinian acoustic units (PMU) are identified and correlated using direct and indirect interpretation allowing the prediction of the lithology consistent with the seismic facies of the unit and the recognition of the depositional environments and sedimentary cycles (transgression, regression, erosion). These pre-Messinian acoustic units are described below, starting from the basin basement.

1. The synrift deposit on the continental crust is referred to as the Pre-Messinian Unit 1 (PMU1; Figure 4). It is characterized by a hummocky structure (Figure 4, Section 3) and sometimes by chaotic facies that could be correlated to the conglomeratic clastics of the OMK unit dated to the Aquitanian-Burdigalian of Lesser and Greater Kabylia. This unit shows lateral facies change to a subparallel reflector pattern with high frequency (Figure 4, Section 5) that could reveal a thick layer (Veeken, 2007). The OMK is formed by a fining upwards conglomerate overlain by lenticular sandstones to sandy blue marls and limestones of upper Oligocene-lower Miocene age (Figure 4, Section 4; Aite & Gélard, (1997)) and rests in unconformity on the Kabylia basement outcropping between Jijel and Skikda (Figure 3; Bouillin & Raoult, 1971). It characterizes a littoral environment and a

transgressive sequence interpreted as a syn-rift deposit at the opening of the backarc basin, deformed with the Kabylia basement during and after the collision of the Kabylia block with Africa. The transgressive trend was dominant from the Upper Burdigalian to the Langhian according to global eustatic charts from (Haq & Schutter, 2008). The Numidian flysch nappes were emplaced by gravity sliding over the OMK unit (Aite & Gélard, 1997)

2. The first post-rift sequence, referred to as the Pre-Messinian Unit 2 (PMU2), is characterized offshore by a parallel reflector pattern (Figure 4, Section 3 & 5) that indicates uniform sedimentation in a deeper marine environment beyond shelf break (Veeken, 2007). The PMU2 is correlated to the Langhian formation consisting of breccias and conglomerates followed by thick layers of sandstone and blue marl as described above. These Langhian units depict a transgressive trend with lateral variations related to tectonic, sedimentary, or eustatic controls. Onlaps at the margin toe evidence the Langhian transgression defined on outcrops. The described facies indicate an evolution toward continental environments and a regressive trend
3. The second post-rift unit referred to as the Pre-Messinian Unit 3 (PMU3) is correlated to the Serravallian formation consisting of gray marls overlain by conglomerates and argillaceous sandstones (Figure 4, Section 1). Based on the facies models from Veeken (2007), the facies of low amplitude (Figure 4, Section 3 & 5) may indicate that the lithologies are more consistent on either side of the interface, as in the case of a sandy/argillaceous shale). The chaotic features at the top of this unit could indicate an over pressured shale that can be correlated to the blue marls observed in the field. While the high frequency (Figure 4, Section 3) content of reflectors may indicate facies dominated by fine-grained sediments
4. The last pre-Messinian unit referred to as the Pre-Messinian Unit 4 (PMU4) is dated from Tortonian and consists of gray sandy shales with gypsum and oysters at its base, evolving to conglomerates intercalated with blue-gray shales and reddish continental sandstones at the top. This regressive trend indicates a gradual relative uplift of the margin. Due to the pull-up effect of salt and velocity inversion (e.g., Jackson & Hudec, 2017), this unit forms a poorly reflective subsalt zone on the seismic lines, preventing us from correlating it with the onland unit

Interestingly, it is worth noting that this pre-Messinian succession is similar to the sedimentary sequence overlying the Alboran domain in the Betic-Rifian internal zone and in the Western Alboran basin (e.g., Serrano et al., 2007).

The Tortonian sequence is topped by a major unconformity onshore, ascribed to the Messinian Main Erosional Surface (MES) and probably linked to first indices of tectonic inversion of the Algerian margin (Arab, Rabineau, et al., 2016; Recanati et al., 2019). Therefore, the Messinian series were most probably not deposited in the onshore part of the study area. In the Western Algero-Balearic basin, a unit consisting of plastic gray marls and gypsum is interpreted as the lower unit of the Messinian sequence (Medaouri et al., 2014). Off - Béjaïa and Skikda, the Lower Messinian Unit (LU) shows lateral seismic facies changes with chaotic facies revealing a high-energy environment and detrital deposition before salt precipitation, as found elsewhere in the Mediterranean Sea (Granado et al., 2016; Lofi et al., 2011).

In the following, these lithologies and eustatic trends are associated with specific facies and angular unconformities interpreted on seismic sections. The recent tectonic inversion has also deformed the upper slope of the margin, therefore a detailed reconstruction of paleobathymetry, paleomorphology, and paleogeography from seismic data is beyond the scope of this study.

2.4. Data Set and methods

Our study zone spans the Eastern Algero-Balearic offshore covering the well identified magnetic anomalies zone that extends from Béjaïa to Annaba cities with an area of about 62.103 km². Due to the lack of available well data, absolute ages and lithologies are unconstrained for the seismic units in the deep Algero-Balearic basin. Accordingly, we integrated a large set of geophysical and geological data such as multichannel seismic data (MCS), wide-angle seismic profiles, vintage academic profiles, and reduced-to-the pole magnetic anomalies. In order to compensate to some extent, the lack of absolute ages, we based our study on a seismo-stratigraphic age model extrapolated from onland sedimentary strata correlated with offshore analogue sedimentary units as reported by Arab, Rabineau, et al. (2016).

2.4.1. Seismic data

For this study, we use mainly a set of deep penetrating seismic reflection lines (10 s TWT) designed to image the sedimentary units below the widespread Messinian salt including crust and Moho reflectors. These 2D multi-channel sections labeled "L" (Figure 5) have been recorded in the Algerian offshore by WesternGeco in 2000-2002 (Cope, 2003) using a sleeve tuned air gun array (3000 inch³) as a seismic source towed at 6 m depth.

The shot points were spaced by 25 m, the processing sample interval is 4 ms and the processing record length is 10,000 ms. Among this database, two E-W profiles (L5 and L6) in the main depot-center of Béjaïa canyon have been used to describe in detail the pre-Messinian sedimentary infill that recorded key information to understand the basin sedimentary evolution (Figure 5). Additionally, nine seismic profiles from the SPIRAL cruise were used and labeled "SPI" (Figure 5), among them two wide-angle seismic profiles (SPI14 and SPI22) have been used to locate the continent ocean transition (Bouyahiaoui et al., 2015; Mihoubi et al., 2014) in our study region. MCS Line SPI18 is coincident with the wide-angle seismic profile SPI22. The SPIRAL multichannel seismic data set was acquired in 2009 aboard the R/V L'Atalante using a 4.5-km-long streamer composed of 360 channels spaced at 12.5 m interval enabling the acquisition of deep frequency 2D M profiles. The seismic source consisted in an air-gun array of various volumes (3040–8909 inchCS3), with 50–150 m shot spacing (Graindorge et al., 2009).

Owing to the low frequency (~25 Hz), the resulting seismic sections have a deep penetration able to image the deepest crustal structures down to the Moho. Besides "SPI" and "L" profiles, we also used a set of vintage seismic profiles labeled "ALE". These seismic lines were acquired by Total in the 1970s (Mauffret, 2007), and consist of high-resolution, scanned, and georeferenced images of paper-copies that were digitized into SEG-Y format. In addition, a set of OGS (National Institute of Oceanography and Applied Geophysics) seismic lines labeled "MS" was used to ensure the coverage of the northern and eastern part of our triangular zone. They were acquired by OGS aboard the R/V Marsili between 1972 and 1979s, using a 2.4km-long and 10m-depth streamer, with a sample rate of 4 ms. The seismic source consisted of 3 guns and microcharges of 50 g (Geodin - B), with 50–100 m shot interval and a dominant frequency of 100 Hz (Finetti & Morelli, 1972). All seismic profiles were loaded onto IHS Kingdom software in order to benefit from a single, consistent interpretation project.

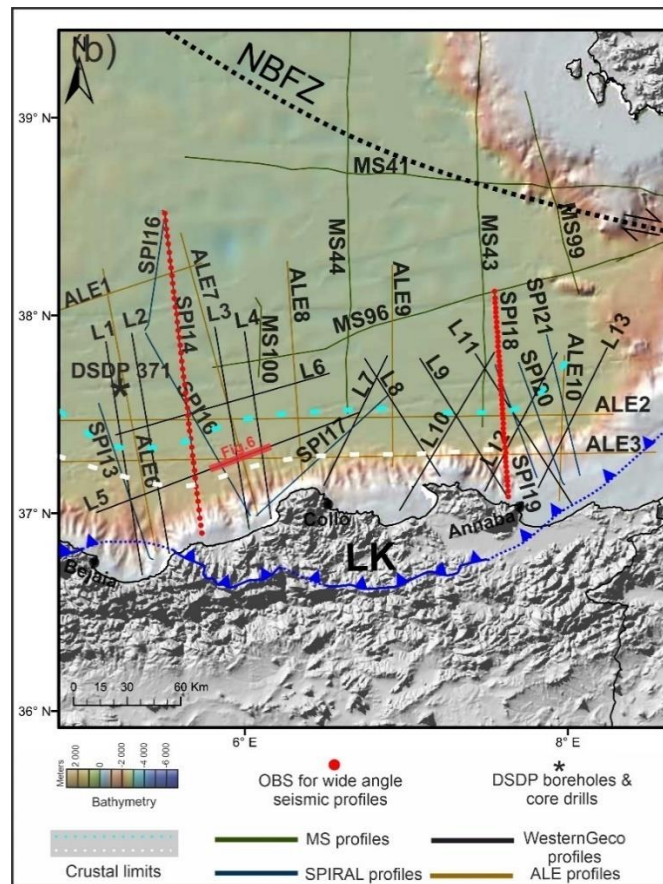


Figure V. 5. Location map of the eastern Algerian margin and basin displaying the seismic lines used in this work. “L”: acquired by WesternGeco (2000-2002; Cope, 2003); “SPI”: acquired during the SPIRAL Project (Graindorge et al., 2009), including five wide-angle seismic profiles with positions of OBS; “ALE”: acquired by Total Company; “MS”: acquired by OGS (1972–1979 R/V Marsili, Finetti & Morelli, 1972) (see Data Repository for more details).

Our adopted methodology is based on the detailed seismostratigraphic interpretation of seismic units, their stratal terminations, and configurations including onlaps, toplaps, downlaps, and their bounding surfaces interpreted as chronostratigraphic time lines using seismic stratigraphic concepts (Veeken, 2007). The parameters in seismic facies analysis have taken into consideration are reflection amplitude, dominant reflection frequency, reflection continuity and configuration, the geometry of seismic facies, and relationship with other units. Arab, Rabineau, et al. (2016) have used both direct and indirect interpretations in order to predict the lithology corresponding to the seismic facies unit and to highlight depositional environments and sedimentary cycles (transgression, regression, erosion). In order to tie and adjust seismic interpretations and to check the consistency of facies distribution and lateral changes, 82 crossing points between multi-scale resolution seismic lines were analyzed. The results of the seismic facies analysis are shown on seismic facies cross-sections and the seismostratigraphic units are correlated by their corresponding age following the age model

(Figure 6). The seismic data are presented in twoway- time (TWT) and the unit velocities are taken from Arab, Belhai, et al. (2016).

Using the interpreted key horizons (R5 & B; Figure 6) exported from the IHS Kingdom software, we created two surfaces using the © Petrel software. These horizons were selected based on their significance in relation to the major geodynamic event of the opening of the Eastern Algero-Balearic basin. We also compiled various existing basement grids off Sardinia and the Balearic Islands from Driussi et al. (2015) and Leroux et al. (2019) in order to build a detailed new map with a uniform geographic coordinate system covering the entire Eastern Algero-Balearic basin. A 500 m grid cell from the TWT values of the surfaces was modeled using the minimum curvature gridding algorithm that allows us to perform seismic-based time-structure maps for the acoustic top basement and pre-salt sequence. These illustrate respectively the depth and lateral thickness changes within the Eastern Algero-Balearic basin.

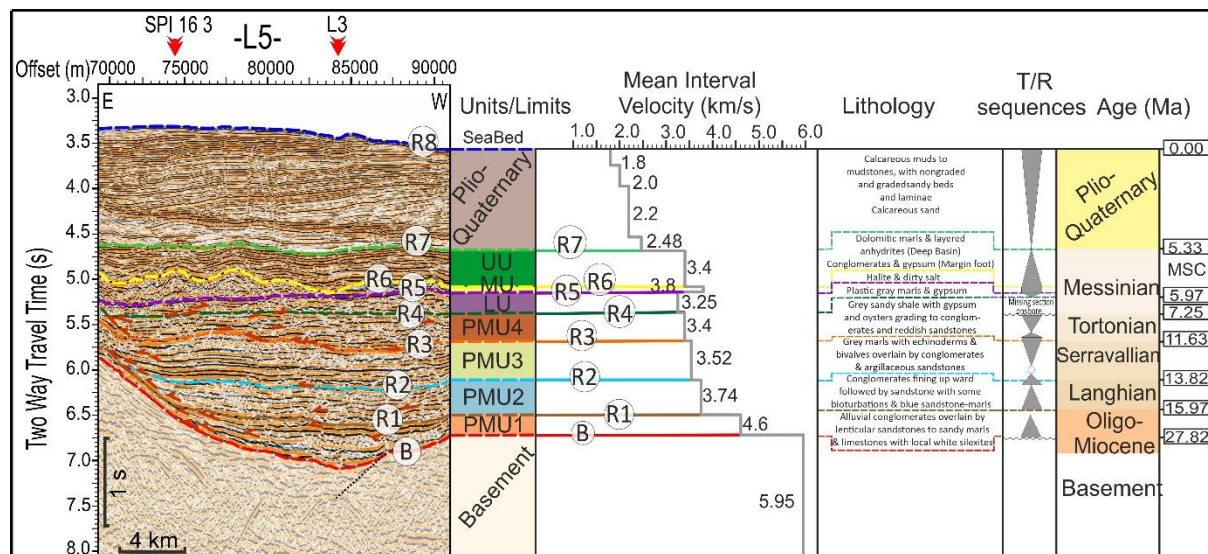


Figure V. 6. Representative multichannel seismic section (off Béjaïa, see location on Figure 5) displaying the seismostratigraphic framework of the EAB (see location on Figure 3), with main seismic units and major reflectors, and correlation with mean interval velocities (modified after Arab, Belhai, et al. [2016]; Arab, Rabineau, et al. [2016]), and Leroux [2012]). Assumed ages, litho-stratigraphic correlations and Transgressive Regressive (T–R) sequences of the Miocene series are extrapolated from onland observations to the offshore domain after Arab, Belhai, et al. (2016); Arab, Rabineau, et al. (2016). The lithology of the Pliocene-Quaternary and Messinian series is taken from DSDP 371 well (Hsu & Montadert, 1978). Note that the lithologies described are those from the continental domain and do not correspond to the facies of the units shown on the seismic profile.

2.4.2. Magnetic data

The first almost complete, high-resolution magnetic anomaly map covering the entire western Mediterranean basin was built thanks to several aeromagnetic surveys led at a constant height of 600 m and carried out between 1966 and 1974 (Galdeano & Rossignol, 1977). The resulting map shows well-defined magnetic lineation in the South-West of Sardinia resembling those

first described by Vine and Matthews (1963) and relating to the opening of the EABB (Bayer et al., 1973; Cohen, 1980; Galdeano & Rossignol, 1977). Later on, different researchers (Driussi et al., 2015; Schettino & Turco, 2006) have reproduced other versions of this map and proposed several interpretations, however, these compilations do not provide more detailed features in the EABB. In order to improve the interpretation of the magnetic anomalies, we have used a reduced-to-the-pole (RTP) magnetic anomaly (MA) map (Figure 7a) that provides fundamental constraints on the mode and timing of oceanic spreading. RTP processing allows us to convert magnetic anomaly to a symmetrical pattern corresponding to a vertical magnetization (e.g., Cooper & Cowan, 2005).

The magnetic data used in this study were recorded in 1977 by the American geophysical company Tidelands with a flight line mesh of 15×10 km covering the Algero-Balearic basin. These were 1:100,000 scale maps representing raw magnetic anomalies with an iso-line interval of 10 nT. The data were digitized and filtered to obtain and then used for the raw data pole reduction (Medaouri et al., 2014). The resulting magnetic map shows a good correlation and coincidence with the major regional patterns found in existing maps of the Western Mediterranean, including the Algero-Balearic basin (Auzende et al., 1973; Bayer et al., 1973; Galdeano & Rossignol, 1977; Schettino & Turco, 2006).

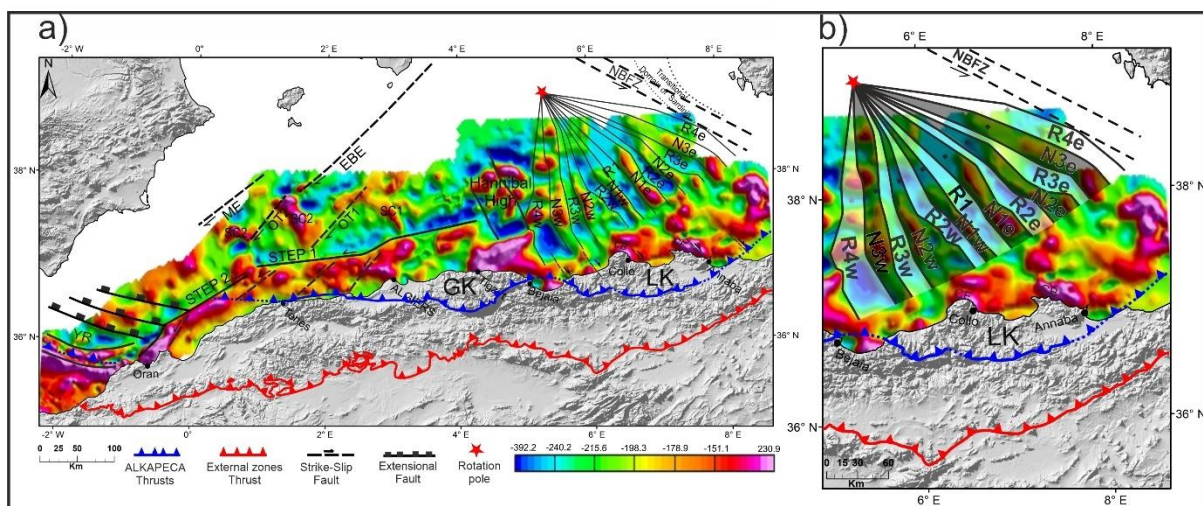


Figure V. 7. (a) Structural scheme of the magnetic substratum of the Algero Balearic basin. Offshore, the background represents the reduced-to-the-pole magnetic anomalies with the interpretation of the main fault systems (modified after Medaouri et al. [2014]) and our interpretation of magnetic stripes in the eastern Algero-Balearic basin (EABB); (b) Zoom on the EABB displaying regularly spaced N-S to NW-SE magnetic anomalies interpreted as black and white stripes representing periods of normal and reverse magnetic polarity, respectively. R, N = Normal and Reverse magnetic polarities; W for West, E for East; SC = Seafloor Spreading center; STEP = Subduction-Transform-Edge-Propagator; CDF, CB and CO = Cap de Fer, Cape Bougaroun, and Cap El Ouana; KDB = Khayr Al-Din Bank; WKD = Western Kabylia Domain. Red star is the approximate position of the rotation pole; Gray dotted line represents the midway path from the rotation pole; Transitional domain of Sardinia from Afilhado et al. (2015).

2.4.3. Construction of the age model

Unfortunately, the only deep well drilled in the eastern Algerian offshore (DSDP site 371) is located at about 102 km from the shoreline in the deep basin off Béjaïa, with 551 m of sedimentary cover at 2,792 m water depth and only 5 m of Messinian upper unit were reached (Hsu et al., 1978). Consequently, we were not able to perform a well-to-seismic calibration, nor to use it as a surface analogue for the offshore pre-Messinian series and to go further in seismo-stratigraphic interpretation of the seismic profiles. Therefore, we follow here a conventional approach to (a) compute relative ages of the first pre-Messinian units overlying the oceanic crust based on their thicknesses and (b) predict mean age and seafloor spreading rate of the EABB. Note that we focus primarily on the relative age of units based on seismo-stratigraphic analysis, rather than the absolute ages. The methodology is based on time-to-depth conversion (sTWT to m) of sedimentary thicknesses using interval velocities of the first pre-Messinian units deposited on the oceanic crust (PMU2 and PMU3). The Petrel software was used to generate interval velocities between picked horizons using stacking velocities and the Dix formula (Dix (1955); Figure 6). The seismo-stratigraphic interpretation is based on a seaward prolongation of the four pre-Messinian units (PMU1 to PMU4) identified in the stretched continental margin of Lesser Kabylia by Arab, Rabineau, et al. (2016) (Figure 6, see Section 2.3). It has allowed us to divide the EABB into two parts according to the first pre-Messinian unit deposited on the oceanic crust. The first one is identified above the N2e, R2w, N1e, and R1 magnetic anomalies, where the PMU3 unit (Serravallian) is directly deposited on the oceanic crust.

The second one is found above the R4w, N3w, and R3w magnetic anomalies where PMU2 (Langhian) is the first unit deposited. We rely on the age model of Arab, Rabineau, et al. (2016) to date the PMU3 and PMU2 units that are assumed to represent respectively the Serravallian and Langhian time spans. Using the thickness (converted into meters) of the pre-Messinian units interpreted from the seismic lines, we consider as a starting point that at N2w anomaly, the first unit PMU3 overlying the oceanic crust is deposited in the entire Serravallian, and that R2 and R3 reflectors mark the transitions from Langhian to Serravallian times (13.82 Ma) and from Serravallian to Tortonian times (11.63 Ma), respectively, (Cohen et al., 2013). By assuming that the sedimentation rate was constant during the Serravallian, we then compute the relative ages of the parts of Unit PMU3 deposited above magnetic anomalies R2w, N1w, and R1 based on their different thicknesses. From this calculation, we obtain a time interval corresponding to the opening of the first part of the EABB and to the sedimentation time

interval for PMU3 deposition. This allowed us to calculate the seafloor spreading rate and the sedimentation rate for this part of the basin where only the Serravallian units of different thicknesses cover the oceanic crust. We follow the same calculation approach to compute the relative ages of PMU2 units deposited on the oceanic crust for the second, oldest part of the EABB, where PMU2 is the first unit deposited. Since we do not know whether the PMU2 unit above R4w magnetic anomaly covers the entire Langhian time or only part of it, we first assume that the seafloor spreading rate remained constant during Serravallian and Langhian times (Hypothesis A). Based on this first assumption, we compute the relative ages for the PMU2 units deposited above R4w, N3w, R3w anomalies based on their respective thicknesses. We obtain the time interval during which the second part of the EABB is opened and also the sedimentation time and rate for the PMU2 unit. Finally, in order to bracket age uncertainties, we perform a new calculation considering a second assumption, that is, that the sedimentation rate during Langhian and Serravallian time was constant, leaving seafloor spreading rate unfixed (Hypothesis B). This allows us to compute new relative ages of PMU2 and PMU3 units as discussed above. The lower part of Table 1 summarizes the mean values of ages, accretion time, and half-spreading and sedimentation rates with their standard deviation (SD) by including all hypotheses (A and B).

A) Ages and associated SD (Ma) assuming a steady seafloor spreading rate and variable sedimentation rates in Langhian and Serravallian times	Langhian (15.97 - 13.82 Ma)			Serravallian (13.82 – 11.63 Ma)			
		Sedimentation rate : 627.7 +/- 11			Sedimentation rate : 482.5 +/- 0.3		
	T7	T6	T5	T4	T3	T2	T1
	U2 (R4w)	U2 (N3w)	U2 (R3w)	U3 (N2w)	U3 (R2w)	U3 (N1w)	U3 (R1w)
	15.01 ± 0.02	14.65 ± 0.01	14.54 ± 0.01	13.82 (fixed)	13.49 ± 0.03	12.97 ± 0.02	12.74 ± 0.02
	Accretion time span (Myr) : 2.27 ± 0.04						
	Steady half-spreading rate (mm/yr): 41.5 ± 0.7						
	Steady sedimentation rate (m/Ma): 482.5 ± 0.3						
	T7	T6	T5	T4	T3	T2	T1

B) Ages and associated SD (Ma) assuming a steady sedimentation rate and variable (unfixed) seafloor spreading rates in Langhian and Serravallian times	U2 (R4w)	(N3w)	U2 (R3w)	U3 (N2w)	U3 (R2w)	U3 (N1w)	U3 (R1w)
	15.37 ± 0.01	14.91 ± 0.01	14.75 ± 0.01	13.82	13.49 ± 0.03	12.97 ± 0.02	12.74 ± 0.02
	Accretion time span (Myr): 2.63 ± 0.02						
	Half-spreading rate: 31.9 ± 0.1			Half-spreading rate: 41.5 ± 0.7			
Final values and uncertainties considering all hypotheses (A and B)							
Mean ages and associated SD (Ma)	15.19 ± 0.18	14.78 ± 0.12	14.64 ± 0.11	13.82	13.49 ± 0.03	12.97 ± 0.02	12.74 ± 0.02
Mean accretion time span (Myr) : 2.45 ± 0.18 Mean seafloor half-spreading rate (mm/yr) : 36.7 ± 4.8 Mean sedimentation rate (m/Ma): 555.1 ± 72.6							

Table V. 1. Mean predicted ages and half-spreading rates of the EAB midway from the rotation pole (see Figure 7b). Values and standard deviations are computed after time-depth conversion using mean interval sonic velocities (Figure 6). T1-T7 = isochron ages obtained from depth conversion (see text for details). T4 = fixed age (13.82 Ma) between Langhian and Serravallian times (Cohen et al., 2013). SD = Standard Deviations computed using the hypotheses A and B (left-hand column). The lower part of the Table brackets the values of ages, accretion time and half-spreading rate by considering hypotheses A or B. The terms slow, intermediate, fast, and superfast spreading refer to full spreading rates of <40 km/Myr, 40–90 km/Myr, 90–140 km/Myr and >140 km/Myr, respectively.

It is important to note that a “true” estimation of the calculated ages and rates is difficult to obtain due to various sources of uncertainties, especially those related to the assumptions on the age model and to the limits of seismic correlations between sections shot with different sources and processed independently. Other sources of errors come from (a) the vertical resolution of picking, depending on the seismic resolution, (b) uncertainties on seismic velocities (few hundred m/s) and consequently the time-depth conversion, and (c) inaccuracies in the available lithologies and their lateral variations. Furthermore, we were not able to check the robustness of our calculations on the western part of our triangular zone due to the lack of data and its low resolution. Owing to these limitations, we have no way to improve the true estimates on these parameters, so we propose to consider the final uncertainties on ages and rates after using both hypotheses A and B as a first approximation of “true” values and as a test

of consistency to our kinematic model, to be compared with other models of accretion and sedimentation in similar geodynamic contexts.

2.5. Results

2.5.1. Analysis of magnetic anomalies

Based on previous interpretations of RTP-MA maps of the ABB (Aidi et al., 2018; Bayer et al., 1973; Driussi et al., 2015; Medaouri, 2014; Medaouri et al., 2014), we have performed a new analysis that allows us to identify 3 regions in the deep basin with different magnetic patterns: (a) NO – SE fan-shaped pattern, (b) Hannibal domain, (c) and a “fragmented” pattern. The magnetic pattern (1) is striking N-S and NW-SE along the western and eastern edges of the EABB between 5°E – 9°E (Figure 7). The fan is ~320 km wide along the continental margin and ~210 km long from the rotation pole located south of Menorca (Cohen, 1980). It is approximately bounded by the 2,500 m isobath and is nicely expressed over the whole EABB (Driussi et al., 2015; Galdeano & Rossignol, 1977; Schettino & Turco, 2006) (Figure 7a). This pattern of magnetic anomalies likely evidences the formation of oceanic-type crust around a close rotation pole and is geometrically related to the westward motion of the Alboran domain assumed by many authors to be driven by the Tethyan slab tear westward (e.g (Chertova et al., 2014; D’Acremont et al., 2020; Do Couto et al., 2016; van Hinsbergen et al., 2014; Romagny et al., 2020). We use the geometry of the fan-shaped magnetic anomaly zone (RTP-MA map, Figure 7) to fit several hypotheses on the symmetry of accretion according to normal and reverse polarities. Our best adjustment suggests 13 roughly symmetrical magnetic anomalies striking NW-SE and pointing to a close rotation pole south of Menorca (Figure 7b). Six magnetic polarity reversals are symmetrically distributed besides a central accretion of negative polarity of a few hundred nanotesla (–350 nT). These anomalies are roughly symmetrical in terms of wavelength and amplitude. This interpretation is slightly different from previous interpretations that often assume that the positive N1e anomaly is the most recent central anomaly (Bayer et al., 1973). We assume that the westernmost negative anomaly (R4w) has been partly disturbed by late volcanic activity near Hannibal domain (Aidi et al., 2018; Mauffret et al., 2004). However, some polarity reversals have such short durations during the Miocene (Gee & Kent, 2007; Gradstein et al., 2012) that they could be missed in our analysis of seafloor anomalies. Whatever the case, the contrasting pattern of magnetic anomalies in the

Western Algero-Balearic basin (WABB) suggests a major change in the way back-arc opening worked after the emplacement of the EABB oceanic basement.

Between Béjaïa and Tizirt (4°E – 5°30'E), the Hannibal high domain (2) is characterized by a sub-circular group of high amplitude positive magnetic anomalies of about 220 nT, up to 70 km wide and located about 120 km north of the coastline in the central part of the Algero-Balearic basin. It is understood as a cluster of basement highs built by stacking of Miocene volcanic and volcanoclastic bodies over a thin crust similar to that along the margin, representing possibly an offshore equivalent of the post-collisional calc-alkaline magmatism of Lesser Kalyia (Chazot et al., 2017) but with a clear Miocene post-accretion activity (Aidi et al., 2018). The wide-angle velocity model (Aidi et al., 2018) has not confirmed the oceanic nature of the Hannibal domain and leaves open the question of whether this domain is underlain by thinned continental crust intruded by such extensive magmatic activity.

In the central-western and western parts of the Algero-Balearic basin, a fragmented magnetic anomaly pattern (Figure 7a) has been interpreted as the result of irregular and sporadic accretion processes at the rear of the subduction zone (Medaouri et al., 2014). Off Algiers and Tenes, three alignments of high amplitude would potentially locate extinct seafloor spreading centers (SC; Medaouri et al., 2014). Toward the margin, a wide strip of high-amplitude positive magnetic anomalies is bounded to the north by the outward limit of the STEP-1 fault located at the TOC identified at the toe of the Khayr-Al-Din Bank (KDB; Figure 7a; Lepretre et al. [2013]; Medaouri et al. [2014]). Further west, between Ténés and Oran, the basin is very narrow and the magnetic signature reveals a set of high-amplitude magnetic anomalies at the margin toe that could mark the outward limit of the second STEP2- fault (Badji et al., 2015; Medaouri et al., 2014). The set of positive magnetic anomalies wide of 50–70 km along the western margin bounded to the north by the STEP-faults and to the south by the suture zone between the outer (Tell) and inner (AlKaPeCa) zones are interpreted as continental "paleo-fragments" accreted to the margin and derived from the Alboran block during its westward migration. These fragments correspond to the Khayr-al-Din Bank (KDB) and the Western Kabylia Domain (WKD) and are tectonised and dissected in relation with the westward propagation of STEP-faults. Finally, another STEP boundary (Tunisian-Atlas STEP-fault; Booth-Rea et al., 2018) is hypothesized between western Tunisia and easternmost Algeria.

2.5.2. Seismo-stratigraphic interpretation

Based on our interpretation of regional 2D seismic sections, we subdivide the sedimentary cover of the Eastern Algerian margin and basin into three major stratigraphic sequences from bottom to top as follows: pre-Messinian, Messinian and Plio-Quaternary. Each sequence is subdivided into several units and has its own stratigraphic characteristics. Each unit is separated from the other ones above and below by a horizon-reflector interpreted as a chronostratigraphic time line of which nine horizons have been identified, including the basement top and seafloor (Figure 6). As discussed in Part 2.3 above, the interpretation of each identified Pre-Messinian seismic facies is based on (and in good agreement with) the stratigraphic and sedimentological correlations between the onshore and offshore formations performed by Arab, Rabineau, et al. (2016). The Messinian and Plio-Quaternary units are consistent with stratigraphic models already proposed for the Mediterranean basin (e.g., Granado et al., 2016; Lofi et al., 2011) and are not discussed here, since they appear to post-date the formation of the AB basin (Camerlenghi et al., 2008; Dal Cin et al., 2016). Figure 8a to 8f illustrates several intersections of crossed seismic lines or a single profile extraction interpreted from our database (Figure 5). These seismic extractions emphasize the lateral consistency of facies distribution, characterize the major variations in the depth of seismic horizons and display the changes of the thickness of pre-Messinian units. Despite the diversity of the seismic images in terms of resolution and penetration, we have selected the most accurate and robust correlations from 82 crossing points between multi-scale resolution seismic lines. Accordingly, four pre-Messinian units, referred to as PMU1 (oldest) to PMU4 (youngest), have been identified (Figures 6 and 8). These units are separated from the acoustic basement and from each other by eight horizons interpreted as chronostratigraphic lines. These are from bottom to top as follows: B, R2 to R8. The deepest horizon represents the top of the acoustic basement that separates the crust from the overlying Neogene sedimentary units. It is clearly identified as a strong high-amplitude reflector on all analyzed seismic lines of good penetration. The main characteristics of pre-Messinian seismic units and their limits/horizons are briefly described below.

In the Béjaïa Gulf, Jijel and Annaba area, PMU1 consists of a high-amplitude, moderate frequency, and high impedance seismic package separated from the underlying basement. It generally displays a hummocky configuration with discontinuous reflectors. Although, the facies of PMU1 shows lateral change, depicting continuous sub-parallel reflectors (Figures 4 and 6) or chaotic facies as well as a vertical change (Arab, Belhai, et al., 2016; Arab, Rabineau, et al., 2016). On seismic profiles L1 (N-S) and L5 (E-W), the PMU1 shows clear onlap

configuration on a basement high or half grabens (Figure 6). Along the offshore Eastern Algerian margin, PMU1 is deposited only on the continental crust where it pinches out before reaching the oceanic crust. It is deformed and faulted (L3, L5 profiles), marking the syn-rift period in the Eastern Algero-Balearic deep basin (Arab, Rabineau, et al., 2016).

In the stretched continental margin, the Pre-Messinian Unit 2 (PMU2; Figure 6) is separated from the underlying unit by the B horizon that represents an unconformity between PMU1 and PMU2, marking the transition from Aquitanian-Burdigalian to Langhian times. The PMU2 is a high to moderate amplitude, low to moderate frequency seismic package characterized by sub-continuous, sub-parallel reflectors with onlaps and limited to the top by R2 representing an unconformity marked by toplaps (Figures 8a and 8b). In some parts, the PMU2 facies is disturbed by salt pull-up effects and evolved to chaotic facies in the deep basin (e.g., L3). On the L5 section (Figure 6), PMU2 depicts onlapping reflectors against the PMU1 and the basement high. East of Cape Bougaroun (L3-L8 and others SPI and ALE sections), PMU2 is deposited only over the continental crust, marking the transition from N2 to R2 anomalies.

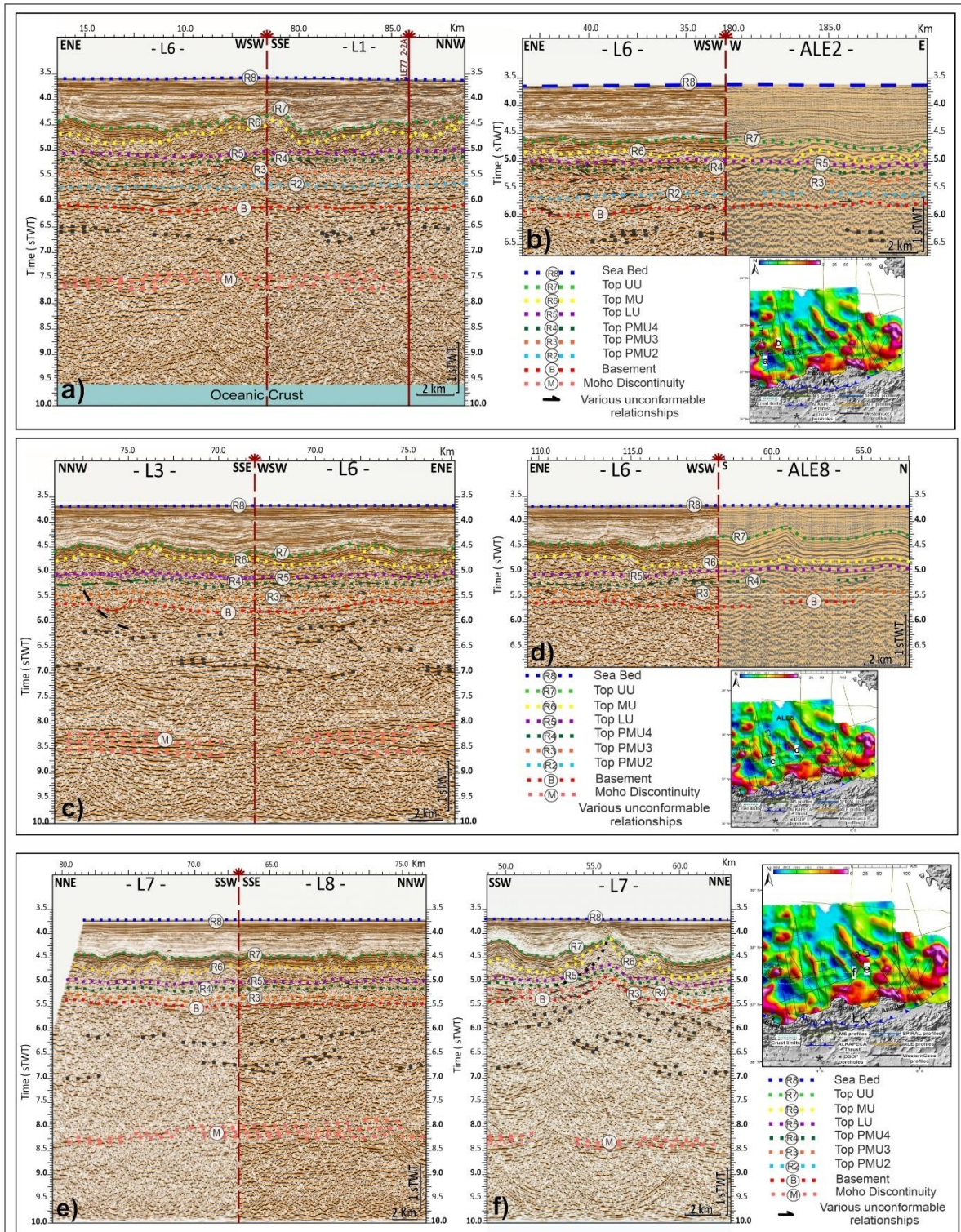


Figure V. 8. Crossing seismic sections between seismic lines of different quality (a,b,c,d,e) and one seismic section (f) highlighting the evolution of pre-Messinian units overlying the oceanic crust and their thickness above the fan-shaped magnetization zone of the EABB. Black dots are internal reflectors within the basement. Location of the seismic lines is shown on each inset map.

2.5.3. Isopach mapping

Our seismic interpretation allows us to generate isopach maps helping to account for the absence of deep wells reaching the pre-Messinian sequence in the northernmost part of the EABB. These maps display the variations of the depth of the acoustic basement (Figure 9a) and the thickness of the seismic pre-salt sequence (Figure 9b) in seconds TWT. The top basement (B)map clearly evidences a large (i.e., 80–120 km wide) topographic high striking NW-SE pointing toward the paleomagnetic pole and displaying a symmetrical, gentle deepening on both sides (Figure 9a), a pattern which clearly recalls the morphology of oceanic ridges. The center of this topography is at ca. 0.8 s TWT above the deepest parts of the basin (from 5.4 to 6.2 s TWT depth, respectively) and coincides fairly well with the R1 magnetic anomaly. Similarly, the pre-Messinian isopach map reveals a clear trend from the edges of the basin toward its center, with an estimated maximum thickness of about 1.2 sTWT in the westernmost R4W magnetic anomaly (Figure 9b). The thickness decreases to less than 0.5 s TWT in the center of the basin above the R1 anomaly. The across-axis relief from R1 to R4 magnetic anomalies is about 1.5 km for a mean velocity of 3.5 km/s (Figure 6). Besides, the thickness of the pre-Messinian sequence decreases northward as well as toward the upper slope of the margin, where only the MES remains. Note that the deepest area of the basin is found facing Cape Bougaroun, about 30 km from the shoreline: this sub-basin has recorded the most complete Neogene and Quaternary sedimentary history (Arab, Belhai, et al., 2016; Arab, Rabineau, et al., 2016).

These maps also show that the southern EAB is structured by several basement highs (profiles SPI13, L1, L5, L6, L7 and SPI18, Figure 9a). These basement highs often coincide with magnetic anomalies and are interpreted as volcanic massifs outcropping at Cape Bougaroun, Cap de Fer and Cape El-Ouana in the continental margin (Figure V.3) (Arab et al., 2016b) or above the oceanic crust (Arab et al., 2016b; Bouyahiaoui et al., 2015). They are assumed to result from the Tethyan slab break-off, similarly to the Collo massif on land (Abbassene et al., 2016; Chazot et al., 2017).

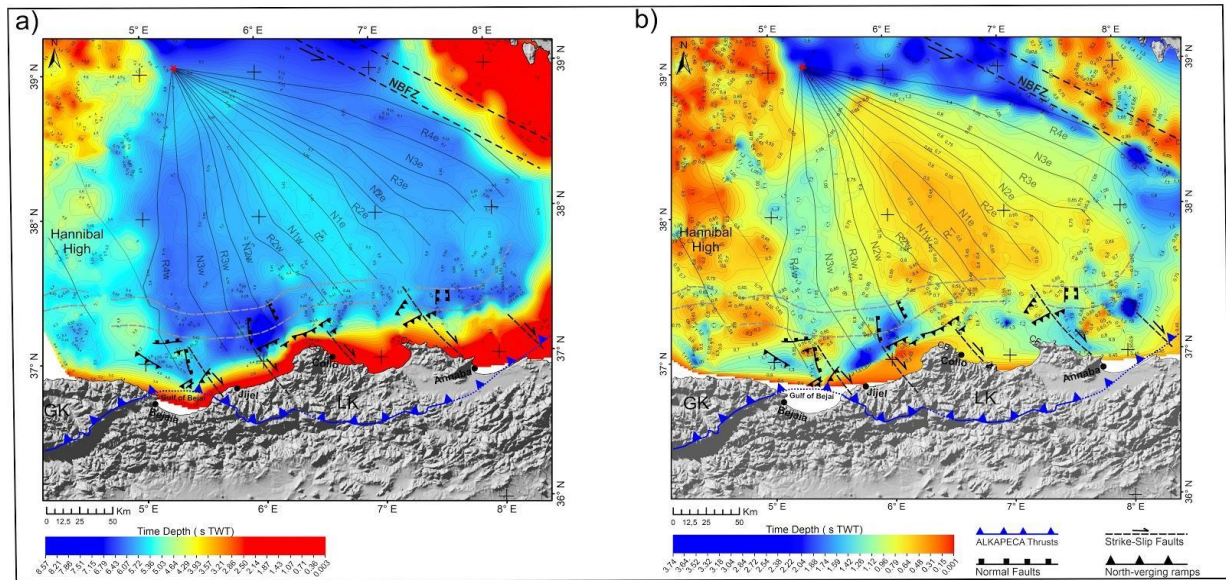


Figure V. 9. Seismic-based time-structure maps of (a) Horizon B (Basement depth map) and (b) Horizon R5 - Horizon B (thickness of pre-salt sequence) in the EABB. The dotted gray lines locate the transition between continental, transitional, and oceanic domains (Aidi et al., 2018; Bouyahiaoui et al., 2015; Mihoubi et al., 2014). The north-verging ramps displaying the Quaternary inversion of the margin and the normal faults are taken from Arab, Rabineau, et al. (2016), while the basement grids off Sardinia and the Balearic Islands are taken from Driussi et al. (2015) and Leroux et al. (2019). The semi-transparent black lines delineate the R/N magnetic stripes. R, N = Normal and Reverse magnetic polarities; W for West, E for East; CB = Cape Bougaroun; CDF = Cap de Fer; LK & GK = Lesser and Greater Kabylian blocks.

2.5.4. Stratigraphic relative age model

Our seismo-stratigraphic interpretation shows that the first unit deposited on the oceanic crust at N2w anomaly away from the central anomaly by 44.6 km, is the PMU3 unit between reflectors R2 and R3. Accordingly, based on the age model of Arab, Rabineau, et al. (2016), we assume that this 510 m thick unit (for a mean velocity of 3,520 m/s) was deposited during the entire Serravallian period of 2.19 Ma, considering that the R2 reflector marks the transition from Langhian to Serravallian times at 13.82 Ma and that the R3 reflector marks the transition from Serravallian to Tortonian times at 11.63 Ma (Cohen et al., 2013). Assuming a constant sedimentation rate during the Serravallian, we calculated the relative ages for the other PMU3 units deposited above R2w, N1w, and R1 magnetic anomalies from their respective thicknesses (440, 316.8, and 264 m). Therefore, we obtain from this calculation a time interval of 1.06 Ma corresponding to the spreading duration for the first part of our basin (R1, N1w, R2w, and N2w magnetic anomalies, Figure 7) and consequently to the deposition of the PMU3 unit. From this time interval, we were able to calculate a seafloor spreading rate of 42.2 mm/yr and a sedimentation rate of 482.7 m/Ma for this basin part where only the Serravallian units overlie the oceanic crust.

To calculate the relative ages of the PMU2 unit deposited directly on the oceanic crust in the second part of our basin along R4w N3w, R3w and as we were unable to ascertain if the PMU2 unit at R4w anomaly was deposited in the entire Langhian times, we assumed that the seafloor spreading rate remained constant during Serravallian and Langhian times (Hypothesis A). Based on this assumption, we follow the same calculation procedure. Although the PMU2 unit at R4w is 748 m (for a mean velocity of 3,740 m/s) and about 50 km away from the central anomaly. Therefore, the relative ages for the other PMU2 units deposited above N3w and R3w are calculated from their respective thicknesses (523,6, 448,8m). The resulting theoretical spreading time span is about 1.17 Ma necessary to the sedimentation of the PMU2 unit along the R4w N3w and R3w anomalies with a sedimentation rate of 627 m/Ma.

Additionally, we use a second assumption (Table 1, Hypothesis B) with a steady sedimentation rate in Langhian and Serravallian times in order to improve the estimation of age uncertainties and to test the consistency of our analysis. By considering successively hypotheses (A and B) and propagating all the sources of errors, our results reveal that the seafloor spreading of EABB occurred with an intermediate to fast half-spreading rate of 3.7 ± 0.5 cm/yr during 2.45 ± 0.18 Myr between 15.19 ± 0.18 Ma (Langhian) and 12.74 ± 0.02 Ma (Serravallian). The total rate of seafloor spreading in the Eastern Algerian-Balearic basin can therefore be estimated at 6.4–8.3 cm/yr, which is a relatively normal value compared to the opening rates in other back-arc basins such as the Scotia Basin (5–7 cm/yr; Barker & Hill, 1981) where its opening is controlled by deep processes such as slab rollback and tearing (Livermore et al., 1997).

2.6. Discussion

2.6.1. Chrono-lithostratigraphic evolution of the Eastern Algero-Balearic basin

We present here a seismostratigraphic synthesis showing the evolution of the East Algero-Balearic basin along an E W transect cutting the western and eastern part of our triangular area as shown in the inset (Figure 10). We have successfully followed the thickness and depth of the pre-Messinian units, as well as the depth of the top of the basement along the basin, and consequently obtain a comprehensive, synthetic view of its evolution. It was performed from the crossing points between the seismic profiles as well as from individual seismic sections. Each point labeled from A to G on the western side, then from G to A' on the eastern one is located over a magnetic anomaly strip from R4W to R4E, respectively (Figure 7). Although

we were not able to clearly identify all seismic units on some seismic sections, we then succeeded in comparing the depth of the top of the basement and the base of the salt and therefore the thickness of the pre-salt sequence. Note that according to the land-sea correlation of seismic facies and sedimentary outcrops, the oldest units overlying the oceanic floor are of Langhian age (15.97–13.82 Ma), that is, younger than the syn-rift deposits identified on the stretched continental crust of Lesser Kabylia (Arab, Rabineau, et al., 2016). Due to the quality of the seismic profiles in the eastern side of the triangular zone, we have relied on the Ms profiles (Figure 5) to compare the stratigraphic evolution of the basin by comparing the thickness of the pre-salt sequence on both western-eastern sides. Our results show that the EABB exhibits a slight symmetrical deepening on both west-east sides of the basin evolving from about 6.1 s TWT to 5.45 s TWT at the central axis of the basin on the R1 anomaly central band (Figure 10). This synthesis of the chrono-lithostratigraphic logs across the EABB shows that the PMU2 deposited directly on the oceanic crust disappears from the N2 anomaly strip and although it thins by going from R4 to N2 anomalies, evolving from 0.4 s TWT at the basin edges to 0.24 s TWT at the R3 anomaly. This Langhian acoustic unit deposited directly on the oceanic crust from R4 to R3 anomalies is considered as the first acoustic unit overlying the oceanic floor. Similarly, a thinning of the PMU3 thickness is observed along the basin and it evolves from 0.3 s TWT at the basin edges to 0.15 s TWT at the central anomaly (Figure 10). Although from the N2 anomaly, this unit is deposited directly on the oceanic crust as the first Serravallian seismic unit overlying the oceanic floor. Adding that the PMU4 of Tortonian was never deposited directly on the basement.

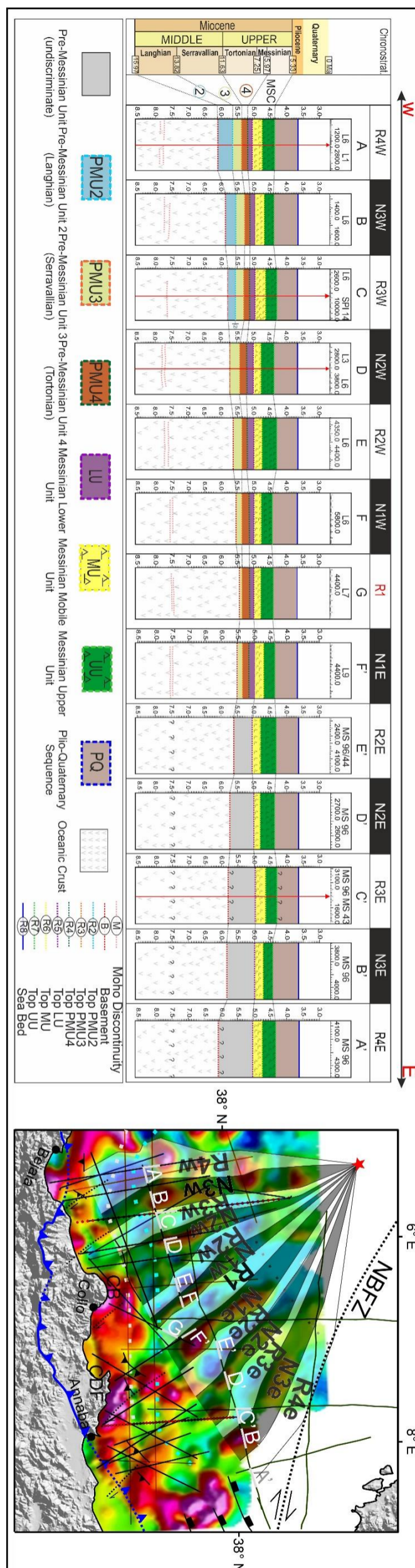


Figure V. 10. Synthesis of chrono-lithostratigraphic logs across the EAB. Depths are in seconds two-way travel time (s twt) below sea-level. The mean thickness of each unit is obtained at the crossing points of the seismic sections on the deep offshore (Letters A-G and A'-F', inset). N, R = Normal and Reverse polarities, respectively; W for West, E for East. Dashed black line locates the transition between continental and oceanic domains (after (Bouyahiaoui et al., 2015; Mihoubi et al., 2014)). Bold gray lines represent the main profiles sections used. R1 is assumed to represent the central, youngest magnetic anomaly according to the magnetic pattern of the EAB, whereas R4W and R4E are assumed to be the oldest ones where the first oceanic crust emplaced (Figure 6). East of R1, the low quality of seismic data prevents us from separating pre-Messinian units above the basement, except at F' (Anomaly N1e).

In order to match the magnetic anomalies pattern with the geomagnetic time scale and to test the consistency of our age model (Table 1), we have tried to fit the distribution of identified magnetic anomalies across the strike versus magnetic chron ages as determined in two geomagnetic polarity timescales (Gee & Kent, 2007; Gradstein et al., 2012) assuming a constant spreading rate (Figure 11). These two scales are used to help identify the various age-matching possibilities. Our results show that the uncertainties in the ages (typically of 100–200 kyrs, Table 1) are of the same order as the duration of the polarity subchrons (Figure 11), which prevents us from correlating the chrons or sub-chrons exactly with the magnetic anomaly bands. By adding also that the periodicity of magnetic inversions is highly variable during Langhian and Serravallian times and some inversions are so short that they could be missed completely when looking at seafloor anomalies. However, this result likely means that the assumption of a constant spreading rate is a too strong approximation. For instance, pulses of oceanic spreading after the rifting phase have been identified in the Tyrrhenian back-arc basin, with changes in spreading rates of up to a factor of 3, resulting from the tearing and fragmentation of the subducting lithosphere, forming slab windows (Guillaume et al., 2010). Such fast changes in spreading rates may well explain why the Langhian-Serravallian polarity chrons cannot be fitted to the spatial distribution of magnetic anomalies in the EAB in absence of data allowing their dating.

Despite the uncertainties inherent to the lack of drilling, our tentative age model built on simple hypotheses on sedimentation and accretion rates supports that the opening of the EABB started during the Middle Miocene for about 2.5 Myr between middle Langhian and middle Serravallian times, that is, later than assumed in most existing models of the opening of the western Mediterranean Sea.

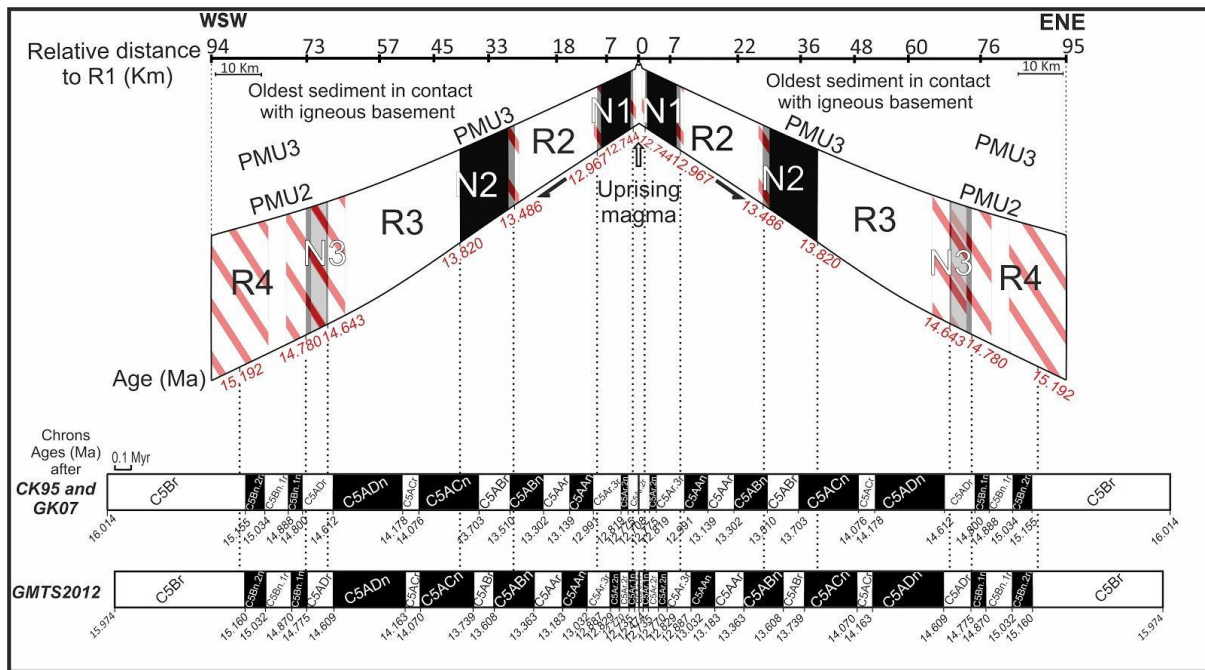


Figure V. 11. Sketch showing the correlation between the predicted ages (top) calculated from the hypothesis discussed in Table 1 (bottom) and the chrons (down) taken from the Geomagnetic Polarity Timescales from (Gee & Kent, 2007) and Gradstein et al. (2012) and the first deposits overlying the oceanic crust (PMU2 or PMU3) assuming a constant spreading rate during Langhian-Serravallian times. Red hatched rectangles represent the age uncertainties (see Table 1 for details). The prefix “C” corresponds to chron sub-divided into two intervals of predominantly normal “n” and reverse “r” polarity. The shorter polarity chrons are referred to as subchrons which are identified by appending, from the youngest to the oldest ones, “.1”, “.2” to the polarity chron name, and by adding “n” or “r” for normal or reverse polarity, respectively.

2.6.2. Genetic links between fast block rotation, onset of collision and slab tearing

We have shown that seafloor paleobathymetry (Figure 9a), pre-Messinian thickness variations (Figure 9b), and magnetization fabric of the basement (Figure 7) converge to consistently indicate the formation of an ocean seafloor spreading center in the EABB with a rotation pole south of Menorca. The Kabylia blocks have collided with the African margin before 17 Ma (Figure 12 a,b), as evidenced by the Collo granites crossing both the lesser Kabylia and the African basement (Abbassene et al., 2017 ; Chazot et al., 2017). This event marked the closure of the that eventually led to the tearing of the Balearic slab at the western edge of Greater Kabylia, forming two segments (Figure 12b): the Kabylia slab, which will continue to retreat toward the SE, and the Gibraltar slab, which will retreat westwards.

The SSE-ward clockwise migration of the Kabylia blocks by the retreat of the Balearic slab between ~23 and ~15 Ma is probably accommodated by a crustal stretching that has formed an early proto-Algerian basin at the present location of the Eastern Algero-Balearic basin (Figure 12b). Rifting in this basin has been dated to the Burdigalian period, as evidenced by

syn-rift deposits on the stretched margin of Lesser Kabylia (Arab, Rabineau, et al., 2016). During this period, the Greater Alboran block (GALB) underwent internal deformation and intense NE-SW and E-W syn-rift extension (Figure 12b) which could explain the Burdigalian syn-rift deposits deposited on its stretched continental crust further west (Medaouri et al., 2014). It is therefore likely that the GALB was located initially at the present EABB position, that is, relatively close to the one proposed by Mauffret et al. (2004) (Figure 2c). The 50–70° clockwise rotation of the GALB (Figures 12b and 12c) from middle Langhian to middle Serravallian, that is, in less than 2.5 Myr, recalls similar rotational and migration patterns of back-arc spreading centers within a few million years described in other back-arc settings such as in North Fiji (Auzende et al., 1988) and Lau basins (Taylor et al., 1996). Their formation is well explained by models of back-arc opening controlled by large transcurrent faults and slab tears (e.g., Fournier et al., 2004; Schellart et al., 2002; Schellart & Moresi, 2013). Such migration is made possible by successive propagation of discrete seafloor spreading centers, producing a magnetization fabric similar to that of mid-oceanic ridges (Taylor et al., 1996), but without ridge segmentation in our case study, possibly due to the reduced size of the EABB oceanic ridge (~220 km long, Figure 7). During the initial stage of opening of the ABB, the slab sinking has produced asthenospheric upwelling to the base of the fore-arc, contributing to the collapse of a previous orogenic system and explaining the high-temperature Alboran and Kabylides metamorphism and widespread exhumation of the subcontinental mantle in the latest Oligocene-Early Miocene times (Gueydan et al., 2015; Hidas et al., 2015, and references therein). Later on, that is, during the middle-late Miocene, the southeast- and westward propagation of the slab tear promoted the subcontinental- edge delamination and associated sub-lithospheric mantle upwelling explaining the post-collisional magmatism along the Algerian and Alboran margins (Booth-Rea et al., 2007; Chazot et al., 2017; Hidas et al., 2019; Roure et al., 2012 and references therein). This upwelling could have also affected the nearby Hannibal domain, an area potentially underlain by a stretched continental crust of an abandoned fragment behind the migration of the GALB during the second phase of the opening of the western Algero-Balearic back-arc basin (Figures 12c and 12d). This opening occurred from Tortonian to Lower Messinian in response to the westward retreat of the Gibraltar slab and the concomitant migration of the GALB along the Balearic-Betic margin to the north and the Algerian margin to the south forming "STEP" (Subduction-Transform Edge Propagator) type margins.

The hypothesis of slab tearing is strongly supported by the structures of continental margins on both sides of the ABB basin. Indeed, recent studies of the westernmost Algerian margin (Badji

et al., 2015), the Balearic Promontory (Driussi et al., 2015) and the south-eastern Betics and Rif (De Lis Mancilla et al., 2015) have shown that the southern and northern margins of the Algero-Balearic basin are characterized by an abrupt transition between continental and oceanic domains, while lithospheric and crustal thickness gradients below the Eastern Betics and Rif support mantle delamination and slab break-off of the south Iberian and Maghrebian lithospheres, in agreement with a STEP-fault (Subduction-Transform-Edge-Propagator) origin (Govers & Wortel, 2005). Each of the STEP-faults assumed from previous studies is shown in Figure 12 (Al-STEP-F for Algerian, Tu-STEP-F for Tunisian, TA-STEP-F for Tunisian Atlas STEP, RT-STEP for Rif-Tell, and Btc-STEP for Betic STEP-faults).

This interpretation is also supported by tomographic studies which depict a northward dipping slab, detached from the continental crust, forming two segments of several hundred kilometers long at depths between 250 and 300 km below central and eastern Algeria and Tunisia (Booth-Rea et al., 2018; El-Sharkawy et al., 2020): they could represent detached slabs after the Kabylia slab tear initiated at ca. 17 Ma near the Collo massif (Chazot et al., 2017). Some STEP-faults off Algeria are particularly well constrained by bathymetry (Domzig et al., 2009), linearity, and continuity of magnetic and gravimetric anomalies (Medaouri et al., 2014) or seismic reflection and refraction studies (Badji et al., 2015; Medaouri et al., 2014). By contrast, the surface trace of the Tunisian STEP-fault is still not well constrained. The position of these STEP-faults is also assessed by the east-west migration of the age of volcanism along the coast (Chazot et al., 2017; Maury et al., 2000; Savelli, 2002) which is assumed to be associated with the propagation of the slab tear. The resulting kinematic model (Figure 12) can be divided into three main stages: (a) the birth of a first highly stretched back-arc basin that accommodated the southward drift of the Kabylia blocks driven by slab rollback between ~23 and ~15 Ma, (b) the fast opening of a new fan-shaped oceanic basin (EABB) between ~15.2 and ~12.7 Ma by a clockwise rotation of the GALB promoted by a slab tearing, (c) The intense post-accretion magmatic activity associated with asthenospheric upwelling induced by westward propagation of the slab tear and mantle delamination, forming the Hannibal domain during the Upper Serravallian—Lower Tortonian; and (d) The late opening of the central and western Algero-Balearic basins in response to the westward retreat of the Gibraltar slab and the concomitant migration and fragmentation of the GAIB between ~12 and ~8 Ma promoted by a westward propagating slab tear along the Balearic-Betic margin to the north and the Algerian margin to the south forming "STEP" type margins.

A striking difference of our kinematic model compared to previous scenarios (Figure 2) is that the seafloor spreading of the EABB post-dates the counter-clockwise rotation of Sardinia to the east and the collision of Lesser Kabylia with Africa to the south. A further important change from many recent kinematic models (d'Acremont et al., 2020; Do Couto et al., 2016; Romagny et al., 2020) is that the position of the GALB and the subduction front is located further East at 20-16 Ma (Figures 12a and 12b), as assumed by Mauffret et al. (2004). Although, the S-SE slab rollback exerted a dominant tectonic control between 23 and 16 Ma, slab tear propagation is the driving mechanism from 16 to 8 Ma. It is likely that toroidal flow induced by mantle window formation at the edges of the Calabrian and Kabylia slabs in Serravallian time (Faccenna et al., 2007) may have also favored the formation of the EABB, as supported by migration of volcanism and extension from west to east reported from Langhian to Tortonian times in South Sardinia, South Tyrrhenian Sea and northern Tunisia (Booth-Rea et al., 2018; Faccenna et al., 2002; Mascle et al., 2004; Milia & Torrente, 2014; Reitz & Seeber, 2012).

2.6.3. Implications for the evolution of back-arc domains influenced by slab tearing

The onset of the EABB opening coincides with the collision of the Kabylia blocks with Africa, but also with the end of transform movements along the NBFZ and CFZ faults and the opening of the Valencia Trough (Figure 12; Pellen et al., 2016 and references therein). Furthermore, due to the AlKaPeCa collision (Jolivet et al., 2021), the rotation of the Sardinia-Corsica block is thought to have stopped at around 15 Ma (Gattacceca et al., 2007), and consequently, the opening of the Liguro-Provençal Basin is also completed. These observations indicate a major tectonic and kinematic change in the western Mediterranean around 16-15 Ma. The diachronicity of the opening of the AB and LP basins was not clearly established until now. Our study provides strong support for a younger age of the ABB and explains why a significantly higher average heat flow was found in this basin compared to the LP basin (Poort et al., 2020). This clear westward increasing heat flow also supports that the EABB born by the rapid westward drift of the Alboran microplate is older than the WABB.

As a whole, our kinematic reconstruction supports a westward retreat of the subduction front of ca. 650 km from ~16 to ~8 Ma (Figures 12b, 12c, and 12d), corresponding to a lateral finite motion similar to the one hypothesized by (Mauffret et al., 2004). The positions of the Greater Alboran block we propose between 15 and 12 Ma (Figures 12b and 12c) are very similar to the

ones recently reconstructed by van Hinsbergen et al. (2020): indeed, at early Langhian times (16-15 Ma), the inner front of the “Gibraltar” arc (i.e., the interplate contact) reaches the Algerian coastline just west of the Greater Kabylia block, while at Serravallian times (12 Ma), it reaches the Mostaganem area in both models. The main difference we have with van Hinsbergen's reconstruction concerns the nature of the basement at the rear of the subduction zone between 20 and 15 Ma (oceanic opening preserved today in van Hinsbergen et al. (2020) continental stretching of the GALB in our hypothesis, see Figure 12d).

Our results imply a mean slab retreat velocity and a full spreading rate of ca. 8 cm/yr, a value comparable to the mean one computed for the Tyrrhenian Sea (Guillaume et al., 2010), and references therein). The relatively intermediate to fast seafloor spreading rate and short life span determined in this study (Table 1) are in agreement with values found in back-arc settings influenced by additional forces such as slab-pull or anomalous upwelling (Macleod et al., 2017). Indeed, the half-spreading rate of the EABB is typically the rate found in extinct/active microplate or fragmented plate spreading ridges but appears to be higher than those found in “classical” back-arc basin spreading ridges (Hinschberger et al., 2001; Macleod et al., 2017; Müller et al., 2008). This is also true for sedimentation rates (ca. 0.5 ± 0.1 mm/yr) and ridge relief (ca. 2 km) that appear to be relatively high compared to more linear and larger back-arc basins (Auzende et al., 1988; Hinschberger et al., 2001; Macleod et al., 2017; Taylor et al., 1996). The change from the collision of the Kabylia block at 19-17 Ma to a perpendicular subduction front later on may have exerted a torque on the upper-plate domain, explaining a rapid vertical-axis rotation in the fore-arc and the increase of arc curvature (Figure 12). The EABB opening could have been also enhanced by additional heat sources, such as those arising from toroidal asthenospheric mantle flows in the case of narrow slabs (e.g., Faccenna et al., 2007; Jolivet et al., 2009; Livermore, 2003; Schellart & Moresi, 2013). In some way, this geodynamic setting mimics the case of convergent plate margins with a lateral transition from collision to subduction (Wallace et al., 2005). Another important consequence of our kinematic reconstruction concerns the formation of continental fragments and the role of slab dynamics in their dispersal. Obviously, the tectonic evolution of the ABB has resulted in the splitting of an initially Greater Alboran block into several pieces that were first formed during the southward rollback of the slab (Figures 12a and 12b) and then reworked and fragmented again during the westward rollback phase (Figures 12c and 12d). This process is interpreted to be linked with rapid changes in complex subduction dynamics (van den Broek & Gaina, 2020). That is exactly the situation in the present case study at 16-15 Ma, at the moment when the Balearic slab began to tear bilaterally to the west and southeast (Figures 12b and 12c), thus

triggering dispersal of small continental fragments and significant stretching of the GALB by a fast westward rollback (Figures 12c and 12d). Even though, the Khayr-al-Din bank (KDB), the western Kabylia block (WKB), and the Yusuf-Habibas ridge (YHR) located at the western end of the margin (Figures 12b and 12c) were considered to belong to the Greater Alboran block (Medaouri et al., 2014). However, the shape, size, and palaeo-distribution of these continental fragments are poorly known to date and must therefore be considered hypothetical until verified by more detailed studies.

Numerical experiments also suggest that break-up of the upper plate is favored by narrow, inherited weak zones and viscosity contrasts in the crust (van den Broek et al., 2020). Although we lack constraints on the rheology of the GALB, the fact that a narrow slab width promotes a high trench migration rate near lateral slab edges (Schellart et al., 2007) is likely an important reason to explain why the break-up and splitting of the GALB into many small pieces were so efficient. Indeed, narrow slab rollback promotes toroidal mantle flow and high basal shear stresses induced by velocity gradients, resulting in high trench-normal deviatoric tension in the back-arc domain (Masclé & Martin, 1990).

Finally, whether the first basin formed at the rear of the southward rollback stage (i.e., 20-16 Ma, Figure 12b) was continental or oceanic remains a subject of debate and needs further study (Do Couto et al., 2016; Platt et al., 2006; Platt & Vissers, 1989; Romagny et al., 2020; Moragues et al., 2021). This former back-arc domain

has been inverted later and may be seen as a continental-type back-arc basin at 18-16 Ma (Moragues et al., 2021), that is, similar to the Aegean extensional domain, characterized by the development of extensional basins (Masclé & Martin, 1990) and by exhumation of metamorphic rocks by detachment faulting, a process controlled at first order by the southward Hellenic trench retreat (Brun & Sokoutis, 2010; Jolivet et al., 2013). The same question is posed regarding the present-day WABB (Figures 12c and 12d). Although seismic refraction studies indicate an oceanic-type basement (Lepretre et al., 2013), the contrasting pattern of magnetic anomalies between EABB and WABB (Figure 7a) remains to be explained and likely indicates a major change in the way back-arc opening worked after the emplacement of the EAB oceanic basement. The exact nature, timing, and mode of formation of the WABB thus need to be accurately investigated to better assess the late stage of opening of the ABB (e.g., de la Pena et al., 2018, 2021; Medaouri et al., 2014). A full back-stripping on land and at sea along several transects would be necessary to better assess the exact position of the Alboran domain and amount and timing of back-arc spreading. More generally, the precise spatial and temporal relationships among the various phases of convergence and extension identified or postulated

within the Alboran and Algero-Balearic domains, as well as the amount and timing of slip partitioning onto STEP-faults (e.g., d'Acremont et al., 2020; Jolivet et al., 2021, Platt et al., 2013; Romagny et al., 2020) has not reached a consensus yet. More studies using denser geophysical data and linking land and sea studies are needed to unravel this question.

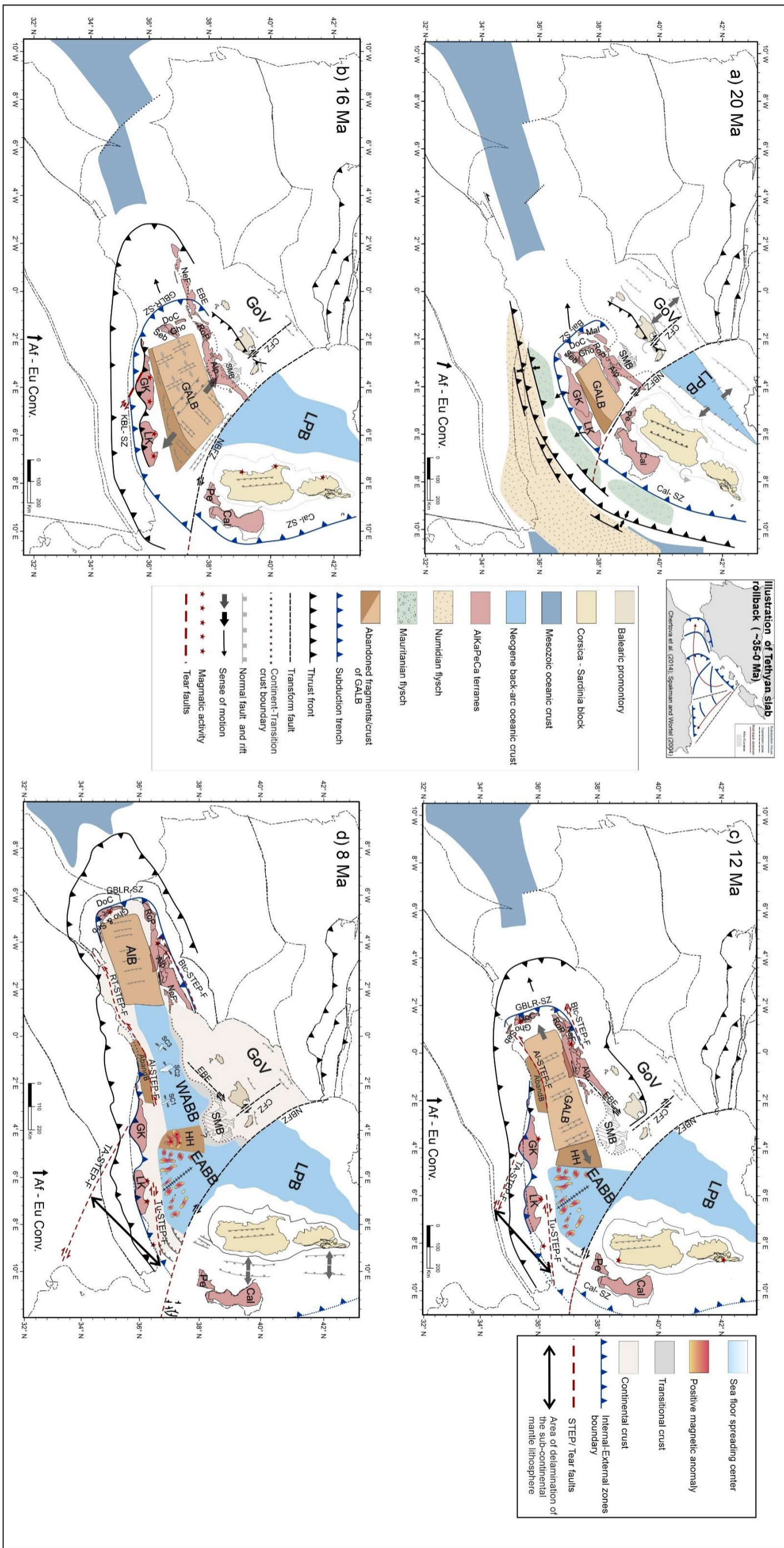


Figure V. 12. Kinematic reconstruction of the Algero-Balearic domain with the main paleogeographic features of the Mediterranean Sea between 20 and 8 Ma. Modified after d'Acremont et al. (2020), van Hinsbergen et al. (2014, 2020), Lepretre et al. (2018), Mauffret et al. (2004), Medaouri et al. (2014), Millia & Torrente (2022). Shape, size, and distribution of abandoned continental fragments of the Greater Alboran Block are poorly constrained and must therefore be considered as hypothetical. Note that as slab tears at depth affect a wide area at the surface, they are not confined to a single strike-slip fault segment and may form wide deformation zones with various strikes and tectonic styles.

(a) ~20 Ma: the southward Tethyan rollback is ending, collision of Kaylian blocks with Africa is beginning, in a way similar to the present-day situation of Crete relative to Africa, and the back-arc basin is submitted to radial extension, in a way similar to the present-day Aegean Sea;

(b) ~16 Ma: the Corsica-Sardinia block has reached its present-day position, the LP oceanic basin is formed, the collision of Kaylian blocks with Africa is ending, the GALB is highly stretched in the N-S dominant strike, possibly leading to a highly thinned continental crust or exhumed mantle in the forearc; the Tethyan slab tearing has started, thus triggering the birth of a first accretionary system along the North Balearic Fracture zone (NBFZ) and the emplacement of post-collisional magmatism and mantle delamination in the Lesser Kabylia margin;

(c) ~12 Ma: the EAB is formed by progressive westward migration of the seafloor spreading axis and a change of strike from NW to NNW; the GALB is stretched in the W-E direction and is guided by the STEP-faults north (EBE) and south (Al);

(d) ~8 Ma: the slab tearing has propagated westward, thus promoting the westward rollback and transfer of the GALB by STEP-faults along the Betic and Algerian margins (Btc and RT respectively) and the formation of the narrowest part of the Algero-Balearic oceanic back-arc basin (WAB). Abbreviations: AIB= Alboran Block; Af - Eu Conv = Africa-Eurasia convergence; Alp = Alpujarride units; Cal = Calabria terranes; Cal & Bal-SZ = Calabrian & Balearic subduction zones, respectively; CFZ = Central Fracture Zone; NBFZ = North Balearic Fracture Zone; DoC = "Dorsale Calcaire"; EAB = Eastern Algerian Basin; EBE = Emile Baudot Escarpment; GALB = Greater Alboran Block; Gho = Ghomaride units; GoV = Gulf of Valencia; HH = Hannibal High; LK & GK = Lesser & Greater Kabylia, respectively; LPB = Liguro-Provençal Basin; Mal = Malaguide units; NeF = Nevado-Filabride unit; Pe = Peloritani terranes; RoP = Ronda Peridotite; Seb = Sebides (including Beni Boussera peridotite); SMB = South Menorca Block. STEP-Fault = Subduction-Transform-Edge-Propagator, also called tear fault (Al: Algerian; Tu: Tunisian; RT: Rif-Tell; Btc: Betic); WAB= Western Algerian Basin.

2.7. Conclusion

Based on a correlation of deep seismic reflection lines and magnetic anomalies, we show that the opening of the EABB occurred in Langhian-Serravallian times, that is, after the Corsica-Sardinia block rotation and the collision of the Lesser Kabylia block with Africa, giving rise to a fan-shaped magnetic pattern including 6 magnetic inversions distributed symmetrically from a central negative anomaly. We identify a large paleo-relief covered by pre-Messinian units, featuring an intermediate to fast spreading ridge system emplaced during about 2.45 ± 0.18 Myr, with a half-spreading rate of 3.7 ± 0.5 cm/yr midway from the rotation pole located south of Menorca. This fast opening, oblique or orthogonal to the Africa-Eurasia plate convergence, is assumed to be primarily driven by a bilateral westward and southeastward slab tearing. Accordingly, we reassess the kinematic models of the Algero-Balearic basin proposed until now into three main stages: (a) the birth of a first highly stretched back-arc basin

accommodating the southern drift of the Kabylia blocks by a southward Balearic slab rollback between ~ 23 and ~ 15 Ma, (b) the fast opening of a new fan-shaped oceanic basin (EABB) between 15.2 and 12.7 Ma as a result of the clockwise rotation of the greater Alboran block (GAIB) and the tearing of the Balearic slab due to the collision of Lesser Kabylia, (c) intense post-accretion magmatic activity associated with asthenospheric upwelling induced by southeast- and westward propagation of the slab tear and sub-continental mantle delamination, forming the Hannibal structure during the Upper Serravallian - Lower Tortonian, and (d) late opening of the western basin from Tortonian to Lower Messinian in response to the westward retreat of the Gibraltar slab and westward slab tearing propagation and the concomitant migration and fragmentation of the GAIB along the Balearic-Betic margin to the north and the Algerian margin to the south forming "STEP" (Subduction-Transform Edge Propagator) type margins. The process of slab segmentation and tearing, as proposed in recent geodynamic models of the western Mediterranean Sea (van Hinsbergen et al., 2014; 2020), offers the most likely mechanism to explain the two last stages of opening of the Algero-Balearic domain. The EABB case study illustrates how collision-induced rotations following slab rollback and the associated increase of arc curvature may lead to complex back-arc rifting systems with highly variable geometry and strain rates and may foster fore-arc fragmentation in a short geological time scale (van den Broek & Gaina, 2020; van Hinsbergen et al., 2020; Guillaume et al., 2010; Wallace et al., 2005).

2.8. Acknowledgments and data availability statement

The authors wish to gratefully thank Angelo Camerlenghi, Anna del Ben, Edy Forlin, Johanna Lofi and Fadel Raad for providing access to various seismic profiles and valuable feedback and comments that contributed to improve this work. Constructive reviews by Guillermo Booth-Rea and Rémi Leprêtre greatly helped to improve the first version of this manuscript. Seismic interpretation and isopach mapping were facilitated by IHS Markit's Kingdom Suite and Schlumberger's Petrel softwares respectively, provided on an academic license. We also acknowledge the support of ISblue project- Interdisciplinary graduate school for the blue planet (ANR-17-EURE-0015)- co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir".

Data for this research are not publicly available to respect terms of use for data obtained in agreement with Sonatrach. Various Datasets for this research are included in this paper (and

its supplementary information files): [Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracene, R., Belhai, D., Roure, F., et al. (2016). Tectonostratigraphic evolution of the eastern Algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 1355–1375. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021>; Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhofer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnurle, P., et al. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1912–1938. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv102>; Mihoubi, A., Schnürle, P., Benaissa, Z., Badsì, M., Bracene, R., Djelit, H., et al. (2014). Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1486–1503. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu179>; Graindorge, D., Sage, F., & Klingelhofer, F. (2009). SPIRAL cruise, L'Atalante R/V. <https://doi.org/10.17600/9010050>].

Datasets for this research are described in this paper: [Cope, M. J. (2003). Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. *First Break*, 21(7). <https://doi.org/0.3997/1365-2397.21.7.25550>; Finetti, I., & Morelli, C. (1972). Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Wide Scale Digital Seismic Exploration of the Mediterranean Sea*; Graindorge, D., Sage, F., & Klingelhofer, F. (2009). SPIRAL cruise, L'Atalante R/V. <https://doi.org/10.17600/9010050>; Mauffret, Alain. (2007). The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, 429(1), 21–44. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.09.007>].

2.9. References

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R. C., et al. (2016). A 17Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 674, 114–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013>

Acosta, Y. J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., & Uchupi, E. (2001). Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 349–369. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00003-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00003-4)

Afilhado, A., Moulin, M., Aslanian, D., Schnürle, P., Klingelhofer, F., Nouzé, H., et al. (2015). Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection

seismic data (The SARDINIA Experiment) – II. Sardinia's margin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(4–5), 331–351 <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.331>

Aïdi, C., Beslier, M.-O., Yelles-Chaouche, A. K., Klingelhofer, F., Bracene, R., Galve, A., et al. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Greater Kabylia, Algeria – New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics*, 728–729, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.007>

Aïte, M. O., & Gélard, J. P. (1997). Post-collisional palaeostresses in the central Maghrebides (Great Kabylia, Algeria). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, pp. 423–436.

Alvarez, W., Coccozza, T., & Wezel, F. C. (1974). Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248(5446), 309–314. <https://doi.org/10.1038/248309a0>

Andrieux, J., Fontbote, J.-M., & Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(2), 191–198. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90077-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90077-X)

Arab, M., Belhai, D., Granjeon, D., Roure, F., Arbeumont, A., Rabineau, M., et al. (2016). Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(4), 289. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2296-3>

Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracene, R., Belhai, D., Roure, F., et al. (2016). Tectonostratigraphic evolution of the eastern Algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 1355–1375. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021>

Auzende, J.-M., Bonnin, J., & Olivet, J.-L. (1973). The origin of the western Mediterranean basin. *Geological Society of London*, 129, 607–620.

Auzende, J.-M., Lafoy, Y., & Marsset, B. (1988). Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin (southwest Pacific). *Geology*, 16(10), 925–929. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0925:RGEOTN>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0925:RGEOTN>2.3.CO;2)

Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M. I., Torne, M., Rubio, F., et al. (2016). Updated Bouguer anomalies of the Iberian Peninsula: a new perspective to interpret the regional geology. *Journal of Maps*, 12(5), 1089–1092. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1126538>

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsì, M., Ribodetti, A., et al. (2015). Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? *Geophysical Journal International*, 200(2), 1029–1045. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu454>

Bayer, R., Le Mouel, J. L., & Le Pichon, X. (1973). Magnetic anomaly pattern in the western mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 168–176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90111-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90111-8)

Biju-Duval, B., Dercourt, V., & Le Pichon, X. (1977). From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: *The Structural History of the Mediterranean Basin*, pp. 143–164.

Boccaletti, M., & Guazzone, G. (1974). Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. *Nature*, 252(5478), 18–21. <https://doi.org/10.1038/252018a0>

Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Martínez-Martínez, J. M., & Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10). <https://doi.org/10.1029/2007GC001639>

Booth-Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Azañón, J., Zargouni, F., et al. (2018). Late Miocene Extensional Collapse of Northern Tunisia. *Tectonics*, 37. <https://doi.org/10.1029/2017TC004846>

Bouillin, J. P. (1986). Le bassin maghrebin; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de La Société Géologique de France*, II(4), 547–558. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.II.4.547>

Bouillin, J.-P., & Raoult, J.-F. (1971). Presence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être un néo-autochtone ? *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIII(3–4), 338–362. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIII.3-4.338>

Bouillin, J.-P. (1977). *Géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie)* (Doctoral dissertation). Université Pierre et Marie Curie, France.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhofer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnurle, P., et al. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1912–1938. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv102>

Brun, J.-P., & Sokoutis, D. (2010). 45 m.y. of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology*, 38(9), 815–818. <https://doi.org/10.1130/G30950.1>

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., et al. (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 10871–10898. <https://doi.org/10.1029/2000JB900024>

Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., & Wardell, N. (2008). Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 735. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0354-8>

Carbonnel, G., & Courme-Rault, M.-D. (1997). Ostracodes miocènes d'Algérie (systématique, biostratigraphie, distribution palinspatique). *Publications du musée des Confluences*, 1(1). Retrieved from https://www.persee.fr/doc/mhnly_1285-882x_1997_mon_1_1

Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics- Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255–288.

Carminati, E, Wortel, M. J. R., Spakman, W., & Sabadini, R. (1998a). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3), 651–665. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00118-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00118-6)

Carminati, E, Wortel, M. J. R., Meijer, P. T., & Sabadini, R. (1998b). The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3), 667–679. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00119-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00119-8)

Carminati, Eugenio, Lustrino, M., & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026>

Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R. c., Déverchère, J., Bellon, H., Ouabadi, A., & BOSCH, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125, 27–41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005>

Chertova, M. V., Spakman, W., Geenen, T., Berg, A. P. van den, & Hinsbergen, D. J. J. van. (2014). Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5876–5902. <https://doi.org/10.1002/2014JB011150>

Cohen, C. R. (1980). Plate tectonic model for the oligo-miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68(3–4), 283–311. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90180-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90180-8)

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J.-X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36(3), 199–204. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002>

Cooper, G. R. J., & Cowan, D. R. (2005). Differential reduction to the pole. *Computers & Geosciences*, 31(8), 989–999. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.02.005>

Cope, M. J. (2003). Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. *First Break*, 21(7). <https://doi.org/0.3997/1365-2397.21.7.25550>

Courme-Rault, M.-D. (1985). Stratigraphie du miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des atlasides orientales (Algérie, Sicile): Texte imprimé (Doctoral dissertation). Université d'Orléans, France.

d'Acremont, E., Lafosse, M., Rabaute, A., Teurquety, G., Do Couto, D., Ercilla, G., et al. (2020). Polyphase Tectonic Evolution of Fore-Arc Basin Related to STEP Fault as Revealed by Seismic Reflection Data from the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics*, 39(3). <https://doi.org/10.1029/2019TC005885>

Dal Cin, M., Ben, A., Mocnik, A., Accaino, F., Geletti, R., Wardell, N., et al. (2016). Seismic imaging of Late Miocene (Messinian) evaporites from Western Mediterranean back-arc basins. *Petroleum Geoscience*, 22, petgeo2015-096. <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-096>

De Lis Mancilla, F. de L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., et al. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.028>

Déverchère, J., Medaouri, M., Beslier, M.-O., Arab, M., Graindorge, D., Bracene, R., et al. (15-16 March). How does tectonic inversion initiate? Insights from the Algerian margin case study. Presented at the AAPG GTW “Alpine folded belts and extensional basins: Exploring in the Mediterranean,” Granada, Spain, 5-16 March.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265–283. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>

Dewey, John F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *GSA Bulletin*, 84(10), 3137–3180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)

Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *GEOPHYSICS*, 20(1), 68–86. <https://doi.org/10.1190/1.1438126>

Do Couto, D., Gorini, C., Jolivet, L., Lebret, N., Augier, R., Gumiaux, C., et al. (2016). Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25Myrs. *Tectonophysics*, C(677–678), 280–311. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.020>

Driussi, O., Briaies, A., & Maillard, A. (2015). Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(4–5), 353–370. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.353>

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L., & Morgan, J. P. (2003). Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422(6932), 602–606. <https://doi.org/10.1038/nature01553>

Durand Delga, M. (1980). La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mém. Soc. Géol. France*, 10, 203–224.

El-Sharkawy, A., Meier, T., Lebedev, S., Behrmann, J. H., Hamada, M., Cristiano, L., et al. (2020). The Slab Puzzle of the Alpine-Mediterranean Region: Insights From a New, High-Resolution, Shear Wave Velocity Model of the Upper Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(8), e2020GC008993. <https://doi.org/10.1029/2020GC008993>

Faccenna, C., Speranza, F., Caracciolo, F. D., Mattei, M., & Oggiano, G. (2002). Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc–back-arc transitional regime. *Tectonophysics*, 356(4), 213–232. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00287-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00287-1)

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1). <https://doi.org/10.1029/2002TC001488>

Faccenna, C., Funicello, F., Civetta, L., D'Antonio, M., Moroni, M., & Piromallo, C. (2007). Slab disruption, mantle circulation, and the opening of the Tyrrhenian basins. *Special Paper of the Geological Society of America*, 418. [https://doi.org/10.1130/2007.2418\(08\)](https://doi.org/10.1130/2007.2418(08))

Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., et al. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283–332. <https://doi.org/10.1002/2013RG000444>

Fichtner, A., & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean – Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.038>

Finetti, I., & Morelli, C. (1972). Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Wide Scale Digital Seismic Exploration of the Mediterranean Sea*.

Fournier, M., Jolivet, L., Davy, P., & Thomas, J.-C. (2004). Back arc extension and collision: an experimental approach of the tectonics of Asia. *Geophysical Journal International*, 157, 871–889. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02223.x>

Frizon de lamotte, D., Bezar, B. S., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740–761. <https://doi.org/10.1029/2000TC900003>

Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernandez, M., Zeyen, H., et al. (2004). TRASNSMED-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin]. Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli GM & Ziegler PA (Éds.)—The TRANSMED Atlas—the Mediterranean Region from Crust to Mantle.

Galdeano, A., & Rossignol, J.-C. (1977). Assemblage a altitude constante des cartes d'anomalies magnetiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Mediterranee. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIX(3), 461–468. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.461>

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin, F. (2007). Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 359–377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.003>

Gee, J. S., & Kent, D. V. (2007). 5.12 - Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (pp. 455–507). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00097-3>

Gelabert, B., Sàbat, F., & Rodríguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14(2), 93–100. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00392.x>

Gómez de la Peña, L., Ranero, C. R., & Gràcia, E. (2018). The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37(10), 3352–3377. <https://doi.org/10.1029/2017TC004946>

Govers, R., & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1), 505–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (2012). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.

Graindorge, D., Sage, F., & Klingelhoefer, F. (2009). SPIRAL cruise, L'Atalante R/V. <https://doi.org/10.17600/9010050>

Granado, P., Urgeles, R., Sàbat, F., Albert-Villanueva, E., Roca, E., Muñoz, J. A., et al. (2016). Geodynamical framework and hydrocarbon plays of a salt giant: the NW Mediterranean Basin. *Petroleum Geoscience*, 22(4), 309–321. <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-084>

Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1), 259–269. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00189-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00189-9)

Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, A., Pujol, M., Essaifi, A., & Paquette, J.-L. (2015). Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics*, 34(6), 1244–1268. <https://doi.org/10.1002/2014TC003769>

Guillaume, B., Funicello, F., Faccenna, C., Martinod, J., & Olivetti, V. (2010). Spreading pulses of the Tyrrhenian Sea during the narrowing of the Calabrian slab. *Geology*, 38(9), 819–822. <https://doi.org/10.1130/G31038.1>

Haq, B. U., & Schutter, S. R. (2008). A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science*, 322(5898), 64–68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>

Hidas, K., Varas-Reus, M., Garrido, C. J., Marchesi, C., Acosta-Vigil, A., Padrón-Navarta, J. A., et al. (2015). Hyperextension of continental to oceanic-like lithosphere: The record of late gabbros in the shallow subcontinental lithospheric mantle of the westernmost Mediterranean. *Tectonophysics*, 650, 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.011>

Hidas, K., Garrido, C. J., Booth-Rea, G., Marchesi, C., Bodinier, J.-L., Dautria, J.-M., et al. (2019). Lithosphere tearing along STEP faults and synkinematic formation of lherzolite and wehrlite in the shallow subcontinental mantle. *Solid Earth*, 10(4), 1099–1121. <https://doi.org/10.5194/se-10-1099-2019>

Hsu, K., Montadert, L., & et al. (1978). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 Pt. 1 (Vol. 42 Pt. 1). U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.42-1.1978>

Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (Eds.). (2017). Seismic Interpretation of Salt Structures. In *Salt Tectonics: Principles and Practice* (pp. 364–398). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.018>

Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095–1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>

Jolivet, L., Faccenna, C., & Piromallo, C. (2009). From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1), 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.017>

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., et al. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597–598, 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011>

Jolivet, L., Menant, A., Roche, V., Le Pourhiet, L., Maillard, A., Augier, R., et al. (2021). Transfer zones in Mediterranean back-arc regions and tear faults. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 192(11). <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021006>

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M. O., Yelles, K., et al. (2013). Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8), 3899–3916. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50318>

Leprêtre, R., Lamotte, D. F. de, Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 189(2), 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>

Leroux, E. (2012). Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal (Doctoral dissertation). Université Européenne de Bretagne, Brest, France. Retrieved from <https://archimer.ifremer.fr/doc/00108/21967/>

Leroux, E., Daniel, A., Marina, R., Christian, G., Jean-Loup, R., Jeffrey, P., et al. (2019). ATLAS of the stratigraphic markers in the Western Mediterranean with focus on the Messinian, Pliocene and Pleistocene of the Gulf of Lion. FR: CCGM-CGMW. Retrieved from <https://doi.org/10.14682/2019>

Livermore, R. (2003). Back-arc spreading and mantle flow in the East Scotia Sea. In R. D. Larter & P. T. Leat (Eds.), *Intra-oceanic subduction systems: tectonic and magmatic processes* (pp. 315–331). London: Geological Society of London. Retrieved from <http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/16878/>

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Herve, G., Gorini, C., Guennoc, P., et al. (2011). Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n.s. (Vol. 179).

Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504–522. <https://doi.org/10.1029/96TC03937>

Macleod, S., Williams, S., Matthews, K., Müller, D., & Qin, X. (2017). A global review and digital database of large-scale extinct spreading centers. *Geosphere*, 13, GES01379.1. <https://doi.org/10.1130/GES01379.1>

Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A. B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., & Pinet, B. (1992). Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203(1), 57–75. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90215-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90215-R)

Maillard, Agnès, Jolivet, L., Lofi, J., Thinon, I., Couëffé, R., Canva, A., & Dofal, A. (2020). Transfer zones and associated volcanic province in the eastern Valencia Basin:

Evidence for a hot rifted margin? *Marine and Petroleum Geology*, 119, 104419. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104419>

Malinverno, A., & Ryan, W. B. F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5(2), 227–245. <https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227>

Martin, A. K. (2006). Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback: OPPOSITE PAIRS OF PROPAGATING. *Tectonics*, 25(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005TC001885>

Masclé, J., & Martin, L. (1990). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology*, 94(4), 271–299. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90060-W)

Masclé, G.H., Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J. P., Compagnoni, R., Depardon, S., Poupeau, G. (2004). Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean. *Bulletin de la Société géologique de France*, 175(6), 607-627.

Mauffret, A., Lamotte, D. F. de, Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, 16(5), 257–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x>

Mauffret, Alain. (2007). The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, 429(1), 21–44. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.09.007>

Maury, R., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., et al. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(3), 159–173. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3)

Medaouri, M. (2014). Origine de la segmentation de la marge Algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et des ressources pétrolières (Doctoral dissertation). Université de Bretagne occidentale, Brest, France. Retrieved from <https://spiral.oca.eu/images/spiral/pdf/Mourad.pdf>

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., et al. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77, 186–205. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.003>

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de La Société Géologique de France*, 173(1), 3–15. <https://doi.org/10.2113/173.1.3>

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. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 92–114. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.011>

Mihoubi, A., Schnürle, P., Benaissa, Z., Badsı, M., Bracene, R., Djelit, H., et al. (2014). Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1486–1503. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu179>

Milia, A., & Torrente, M. (2021). Coeval Miocene development of thrust belt-backarc and forearc extension during the subduction of a continental margin (Western-Central Mediterranean Sea). *Journal of Geodynamics*, 149, 101882. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101882>

Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>

Pellen, R., Aslanian, D., Rabineau, M., Leroux, E., Gorini, C., Silenziario, C., et al. (2016). The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea). *Terra Nova*, 28(4), 245–256. <https://doi.org/10.1111/ter.12215>

Pelletier, B., Lafoy, Y., & Missegue, F. (1993). Morphostructure and magnetic fabric of the northwestern North Fiji Basin. *Geophysical Research Letters*, 20(12), 1151–1154. <https://doi.org/10.1029/93GL01240>

Piromallo, C., & Morelli, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2002JB001757>

Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17(6), 540–543. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0540:ECOTCL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0540:ECOTCL>2.3.CO;2)

Platt, J. P., Soto, J.-I., Whitehouse, M. J., Hurford, A. J., & Kelley, S. P. (1998). Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, 17(5), 671–689. <https://doi.org/10.1029/98TC02204>

Platt, John 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. <https://doi.org/10.1130/G22801A.1>

Platt, J.P., Whitehouse, M. J., Kelley, S. P., Carter, A., & Hollick, L. (2003). Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31(3), 251–254. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0251:SEEATA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0251:SEEATA>2.0.CO;2)

Poort, J., Lucazeau, F., Le Gal, V., Dal Cin, M., Leroux, E., Bouzid, A., et al. (2020). Heat flow in the Western Mediterranean: Thermal anomalies on the margins, the seafloor and the transfer zones. *Marine Geology*, 419, 106064. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106064>

Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., et al. (2019). A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: Evidence from low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 31(1), 39–48. <https://doi.org/10.1111/ter.12367>

Rehault, J.-P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1984). The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3), 447–477. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90081-1)

Reitz, M., & Seeber, L. (2012). Arc-parallel strain in a short rollback-subduction system: The structural evolution of the Croton Basin (northeastern Calabria, southern Italy). *Tectonics*, 31, 4017. <https://doi.org/10.1029/2011TC003031>

Richard, P. (1991). Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. *Journal of Structural Geology*, 13(4), 459–469. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90018-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90018-E)

Roca, E., & Guimerà, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: Structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203(1), 203–218. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90224-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90224-T)

Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Marc, S., & Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21. <https://doi.org/10.1029/2001TC900027>

Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., et al. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 191(37). <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020040>

Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 08. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00053>

Roure, F., Casero, P., & Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31(3). <https://doi.org/10.1029/2011TC002989>

Royden, L.H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3), 629–638. <https://doi.org/10.1029/92TC02641>

Ryan, W.B.F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., et al. (2009). Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3). <https://doi.org/10.1029/2008GC002332>

Savelli, C. (2002). Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics*, 34(1), 99–126. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00026-1](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00026-1)

Schellart, W.P., & Moresi, L. (2013). A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3221–3248. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50173>

Schellart, W. P., Lister, G. S., & Jessell, M. W. (2002). Analogue modeling of arc and backarc deformation in the New Hebrides arc and North Fiji Basin. *Geology*, 30(4), 311–314. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0311:AMOAAB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0311:AMOAAB>2.0.CO;2)

Schettino, A., & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1398–1423. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x>

Serrano, F., Guerra, A., el Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, Á., Martín Martín, M., & Hlila, R. (2007). Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios - GEOBIOS-LYON*, 40, 191–205. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.04.005>

Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, & P. A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas* (pp. 31–52). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2

Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231–251. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00031-8)

Strzeczynski, P., Dominguez, S., Boudiaf, A., & Déverchère, J. (2021). Tectonic Inversion and Geomorphic Evolution of the Algerian Margin Since Messinian Times: Insights From New Onshore/Offshore Analog Modeling Experiments. *Tectonics*, 40(2), e2020TC006369. <https://doi.org/10.1029/2020TC006369>

Taylor, B., Zellmer, K., Martinez, F., & Goodliffe, A. (1996). Sea-floor spreading in the Lau back-arc basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1), 35–40. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00148-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00148-3)

Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2016). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316225523>

van den Broek, J. M., & Gaina, C. (2020). Microcontinents and Continental Fragments Associated With Subduction Systems. *Tectonics*, 39(8), e2020TC006063. <https://doi.org/10.1029/2020TC006063>

van den Broek, J. M., Magni, V., Gaina, C., & Buitter, S. J. H. (2020). The Formation of Continental Fragments in Subduction Settings: The Importance of Structural Inheritance and Subduction System Dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(1), e2019JB018370. <https://doi.org/10.1029/2019JB018370>

Van Hinsbergen, D. J. J. van, Vissers, R. L. M., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393–419. <https://doi.org/10.1002/2013TC003349>

van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. M., et al. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79–229. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.009>

Veeken, P. (2007). *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation*.

Vergés, J., & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.032>

Vila, J.M. (1980). *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens* (Doctoral dissertation). Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), France.

Vine, F. J., & Matthews, D. H. (1963). Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. *Nature*, 199(4897), 947–949. <https://doi.org/10.1038/199947a0>

Wallace, L. M., McCaffrey, R., Beavan, J., & Ellis, S. (2005). Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology*, 33(11), 857. <https://doi.org/10.1130/G21834.1>

Wortel, M., & Spakman, W. (2001). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 291. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>

Chapitre VI

VI. Proposition d'une évolution géodynamique du bassin Algéro- Baléarique

Le chapitre VI se concentre sur l'évolution chronostratigraphique du bassin Algéro-Baléarique central et occidental en se basant sur l'interprétation du jeu de données sismiques disponibles dans ma base de données ainsi que sur l'analyse des données à haute pénétration publiées dans la littérature. Ceci m'a permis de relier l'histoire de son ouverture à l'histoire globale du bassin Algéro-Baléarique. La difficulté pour ce secteur, en comparaison du secteur oriental, est que les anomalies magnétiques ne s'expriment pas de manière aussi claire. Il en résulte qu'il n'a pas été possible, compte tenu également de la densité variable des profils sismiques pénétrants disponibles, de procéder à une analyse aussi détaillée que précédemment de la cinématique et la chronologie d'ouverture.

1. Synthèse stratigraphique du bassin Algéro-Baléarique central et occidental

Dans les parties suivantes, j'ai procédé à une analyse globale d'est en ouest, tout le long de la zone d'étude (Figure VI.1) de l'épaisseur de la séquence pré-salifère ainsi que de la profondeur du toit du socle. Pour cela, j'ai utilisé un ensemble de lignes sismiques interprétées et extraites de résultats de travaux antérieurs (Badji et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014, Leprêtre et al., 2013 ; Aïdi et al., 2018), ainsi que des profils dont je dispose dans ma base. Comme ailleurs en Méditerranée, les faciès spécifiques de la série évaporitique messinienne fournissent un excellent ensemble de marqueurs temporels pour l'interprétation sismique. C'est pourquoi mon analyse du bassin Algéro-Baléarique central et occidental est basée sur l'interprétation de la base du sel et du toit du socle et par conséquent de l'épaisseur de la séquence pré-salifère. Par manque de temps mais aussi en raison de la faible densité de profils (Figure VI.1) et d'une qualité variable de la sismique-réflexion, la subdivision sismostratigraphique des unités pré-messinienne n'a pas été détaillée. L'objectif est d'évaluer les variations des épaisseurs de la séquence pré-salifère pour déduire, de manière similaire à ce qui a été entrepris dans le bassin Est-Algéro-Baléarique, les variations d'âge et la cinématique du bassin. Cela peut aider à définir la chronologie des différentes étapes de l'évolution du bassin Algéro-Baléarique.

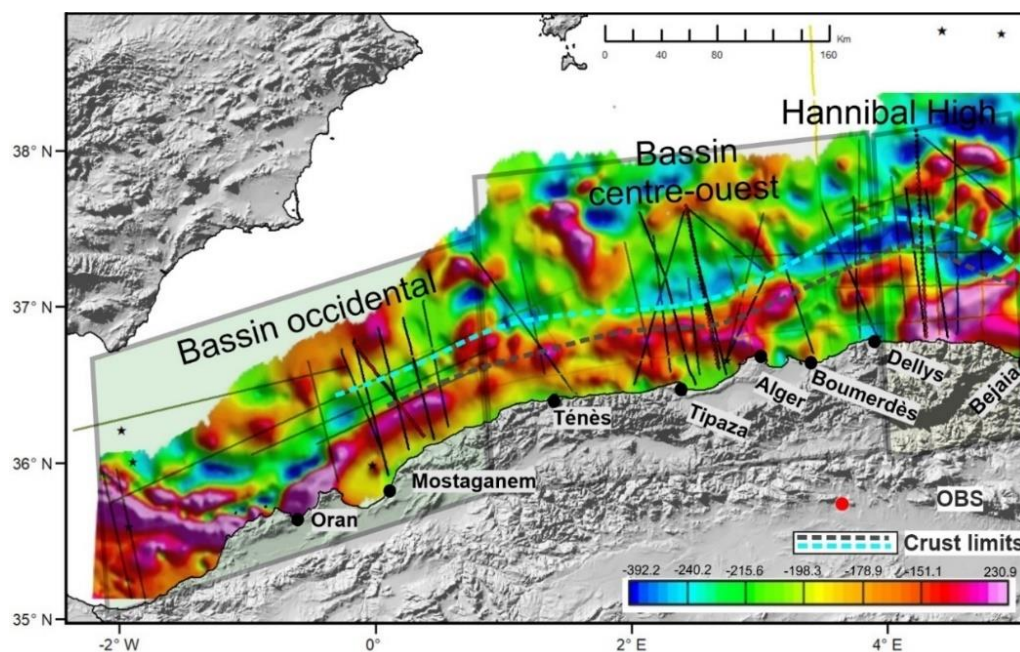


Figure VI. 1. Plan de position des profils sismiques en superposition avec les anomalies magnétiques réduites au pôle dans le bassin Algéro-Baléarique central et occidental.

1.1. Zone du Haut de Hannibal

La zone entre Béjaïa et Dellys en Grande Kabylie, située entre 4°E et 5°30'E, est caractérisée à terre par la présence du bloc de la Grande Kabylie (GK) accréé à la marge continentale africaine, et qui s'étend dans le domaine offshore (Domzig et al., 2006). Le socle de la GK est recouvert en discordance par (1) des dépôts marins clastiques de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK ; Géry et al., 1981), (2) des nappes de flyschs à Olistostrome mises en place au Burdigalien (Bouillin, 1986), et (3) d'une série marine du Miocène de 1000-1500 m d'épaisseur (Figures IV.11, 12, 13) d'âge Burdigalien à Langhien - Serravallien (Raymond & Bossière, 1972 ; Raymond, 1976 ; Bellon et al., 1977 ; Courme-Rault, 1985 ; Belanteur et al., 1995). Cette partie centrale de la marge Algérienne représente la transition entre la partie Algérienne occidentale qui est supposée être une marge en STEP (*Subduction Transform Edge Propagator*, (Govers & Wortel, 2005) formée en arrière du *rollback* de la zone de subduction de Gibraltar (Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015), et la partie orientale plus progressivement amincie (Bouyahiaoui et al., 2015). Il s'agit d'une région à forte activité sismique décrivant un champ de contraintes compressif dominant (Yelles et al., 2006 ; Serpelloni et al., 2007) lié à l'inversion de la marge Algérienne (Déverchère et al., 2005 ; Domzig, 2006 ; Strzeczynski et al., 2021).

Cette zone consiste en un ensemble d'anomalies magnétiques (Figure VI.2) circulaires à ovoïdes de 230 nT et de 70 km de large, situées à environ 120 km au nord du littoral. Ces anomalies magnétiques étaient interprétées dans les travaux précédents comme un centre d'accrétion fossile orienté N-S (Mauffret et al., 2004). Aïdi et al. (2018), suite à leur étude de sismique profonde, les interprètent comme un groupe de hauts de socle formés par l'empilement de produits volcaniques et volcano-clastiques empilés sur une croûte mince similaire à celle qui borde la marge et liés au volcanisme post-accrétion du Miocène. Ces produits pourraient être l'équivalent offshore du magmatisme calco-alcalin post-collision de la Petite Kabylie (Chazot et al., 2017), mais avec une activité post-accrétion clairement du Miocène inférieur, voire plus tardive encore (Aïdi et al., 2018).

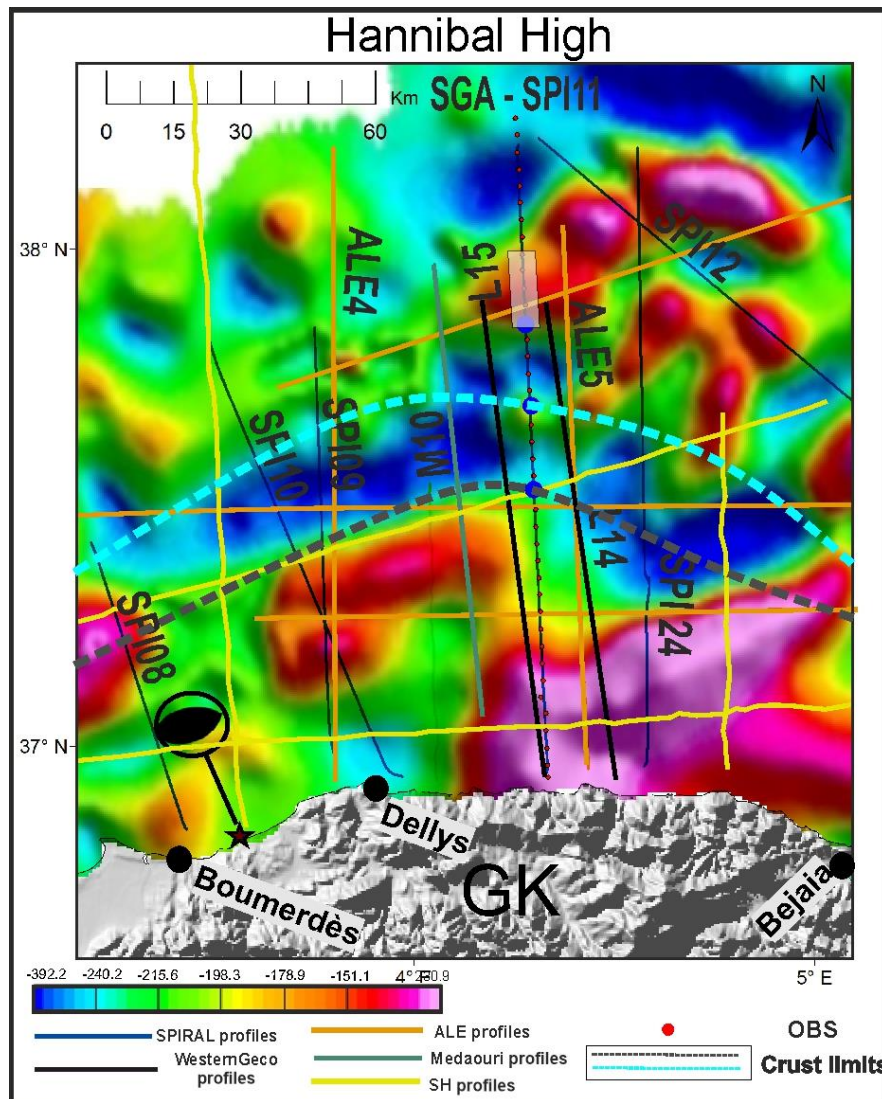


Figure VI. 2. Plan de position des différents profils sismiques dans la zone du Haut de Hannibal superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle. Étoile rouge : emplacement du tremblement de terre de Boumerdès en 2003 et son point focal (d'après [Bounif et al., 2004](#)). Le rectangle blanc délimite l'anomalie magnétique positive coïncidant avec le faciès volcano-clastique (voir le texte pour plus de détails) et les points en bleu foncé montrent la limite entre le haut de Hannibal, la croûte océanique, de transition et continentale.

Le modèle de vitesse grand-angle ([Aïdi et al., 2018](#)) au large de la Grande Kabylie (Figure VI.2) montre une zone de croûte continentale amincie distale plus large que sur les autres segments de marge. Il démontre également que le bassin est soutenu par une fine croûte océanique d'environ 4 km. Par contre, la croûte du domaine d'Hannibal (Figure VI.3) est composée de trois couches de 4,75 – 5,75 km d'épaisseur. La couche supérieure d'environ 1,25 km d'épaisseur, inexistante dans le domaine océanique voisin, est caractérisée par des vitesses plus faibles (4,2 – 5,0 km/s) et des gradients beaucoup plus élevés que dans les couches plus profondes. La couche intermédiaire de 1,5 km d'épaisseur présente des vitesses comprises entre 5,5 et 5,8 km/s et un gradient vertical de vitesse de 0,2 km/s/km. Enfin, la couche

inférieure d'environ 2 à 3 km d'épaisseur présente des vitesses comprises entre 6,2 et 6,6 km/s et un gradient vertical de vitesse de 0,3 km/s/km. Cependant, cette distribution de vitesse à trois couches comprenant une couche supérieure avec un gradient élevé et deux couches plus profondes avec des gradients plus faibles est inhabituelle pour la croûte océanique « normale ». Cette situation ne permet pas de confirmer la nature océanique du domaine du haut de Hannibal et laisse en suspens la question de savoir si ce domaine est soutenu par une croûte continentale amincie intrudée par une activité magmatique aussi importante.

L'analyse du profil sismique SPI11 (Figure VI.3), coïncidant avec le profil grand-angle, montre une couverture sédimentaire comprenant de haut en bas : (1) la série Plio-Quaternaire (PQ) avec son faciès sismique de faible amplitude et de haute fréquence, (2) la séquence messinienne, comprenant l'unité supérieure (UU) à réflecteurs très réfléchissants, l'unité mobile (MU) constituée d'évaporites et formant localement des dômes et des diapirs, soulignée à sa base par un réflecteur fort et continu entre ~4,5 - 4,8 sTD, et (3) la série miocène pré-messinienne. La profondeur du toit du socle diminue progressivement de 5,6 sTD dans le domaine continental à environ 4,9 sTD dans le domaine océanique. En outre, la série pré-salifère aux réflexions de forte amplitude s'amincit pour atteindre 0,3 sTD dans le domaine océanique, tandis que son épaisseur est de 0,8 sTD à mi-profil (85 km) (Figure VI.3). Dans le secteur d'Hannibal (HH), les faciès typiques de l'unité MU et en particulier les diapirs, ne sont pas observés (Figure VI.3). L'absence de diapirs peut être due soit à une épaisseur réduite de la couche de sel (Mauffret et al., 2004), soit à une thermicité plus élevée qui a pu provoquer un changement dans la composition et les propriétés rhéologiques des évaporites et probablement le non-dépôt des séries pré-sel. A cet endroit, un faciès sismique chaotique de faible amplitude et peu stratifié est interprété comme des sédiments volcanoclastiques (Figure VI.3, Aïdi et al., 2018) dont leur mise en place s'est terminée avant le Messinien. Ceci est en accord avec l'âge Tortonien du socle volcanique précédemment proposé par Mauffret et al. (2004). Sous ce faciès, la partie supérieure du socle est caractérisée par un faciès sismique d'une épaisseur d'environ 0,5 sTD s'étendant sur au moins 30 km et composé de réflecteurs de grande amplitude, discontinus et de type "hummocky", interprété comme des coulées de lave (Figure VI.3, Aïdi et al., 2018). Notez qu'une anomalie magnétique positive est corrélée avec ces faciès volcano-clastiques le long du profil SPIRAL11 (Figure VI.3).

Par ailleurs, le profil L14 situé à proximité montre une structuration similaire à celle montrée sur le profil SPIRAL11. On observe une variation de la profondeur du toit du socle

atteignant environ 4,9 sTD et un amincissement de la série pré-salifère jusqu'à environ 0,3 sTD dans le domaine océanique (Figure VI.3). Par contre, ce profil ne permet pas de couvrir la zone du haut de Hannibal.

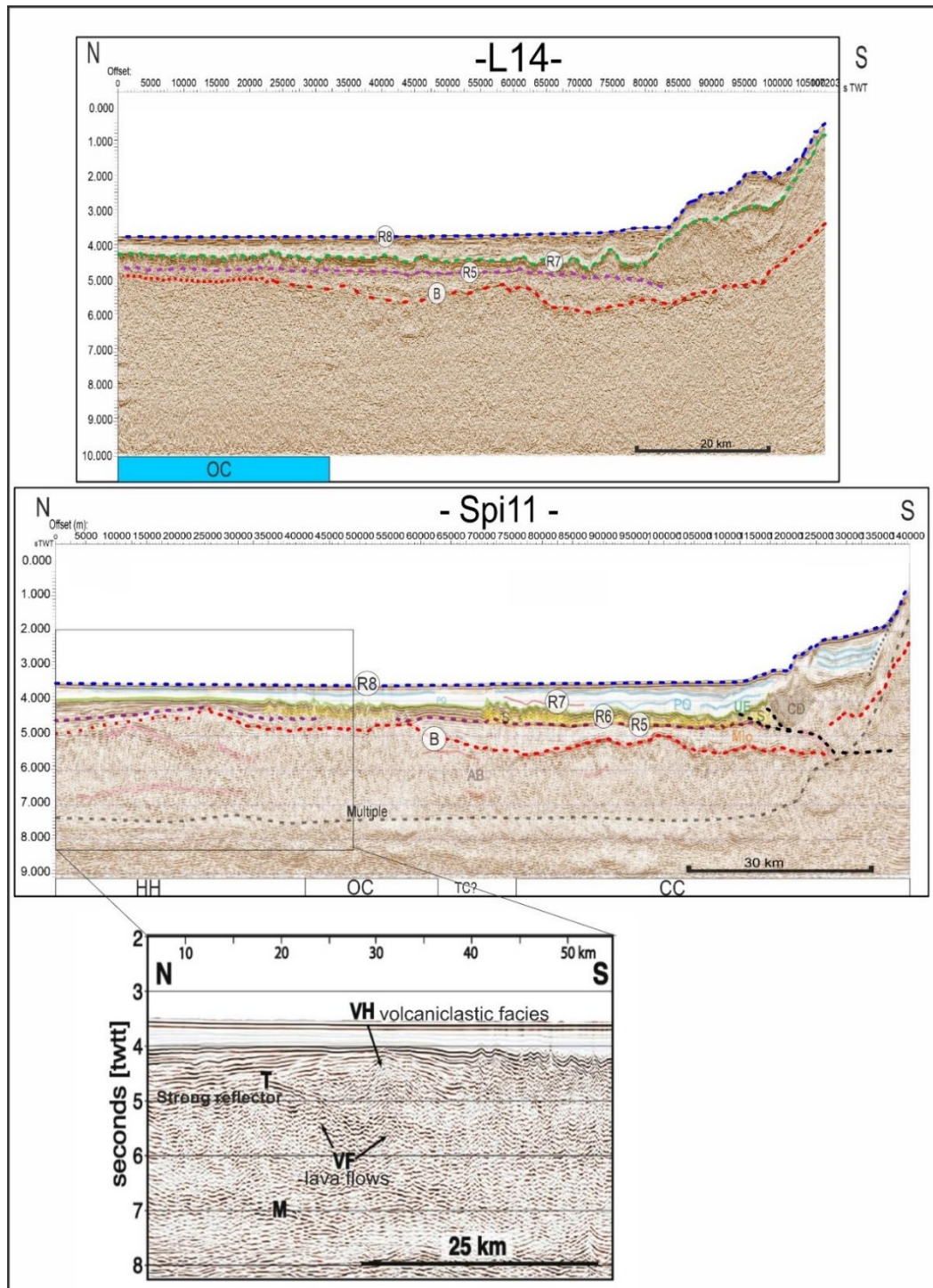


Figure VI. 3. En haut : Profil Westerngeco-L14 (Figure VI.2) ; En bas : Profil MCS SPIRAL11 qui coïncide avec le profil grand-angle (Figure VI.2) ; R8 : Bathymétrie ; PQ : Plio-Quaternaire ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne (ombrée en jaune) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; CD : unité complexe détritique (ombrée en gris) ; Mio : Miocène pré-

messinienne ; B-AB : toit du socle acoustique - socle acoustique. Les limites entre croûtes sont d'après Aïdi et al. (2018).

Juste à l'ouest, la même structuration et la même tendance ont été observées sur le profil L15. Une mince série pré-salifère de ~0,3 sTD repose sur un socle océanique dont le toit est à environ 5 sTD (Figure VI.4). Le profil WesternGeco M10 interprété par Medaouri (2014) montre une structuration majeure du socle en horsts et grabens avec un remplissage syn-rift allant du Burdigalien terminal au Serravallien. La profondeur du toit du socle présente une légère variation par rapport à ce qui est observé sur les autres profils décrits ci-dessus où elle est interprétée à 5,2 - 5 sTD. Ce socle océanique est recouvert par une mince série pré-salifère de 0,4 - 0,2 sTD (Figure VI.4) datée probablement du Tortonien - Messinien inférieur ? (Figure VI.4). Notez qu'à terre, dans le bassin du Tizi-Ouzou, une série syn-rift du Burdigalien – Serravallien est équivalente en âge à cette série interprétée sur le profil sismique. Le Tortonien et le Messinien restent absents dans tout le bassin de Tizi-Ouzou.

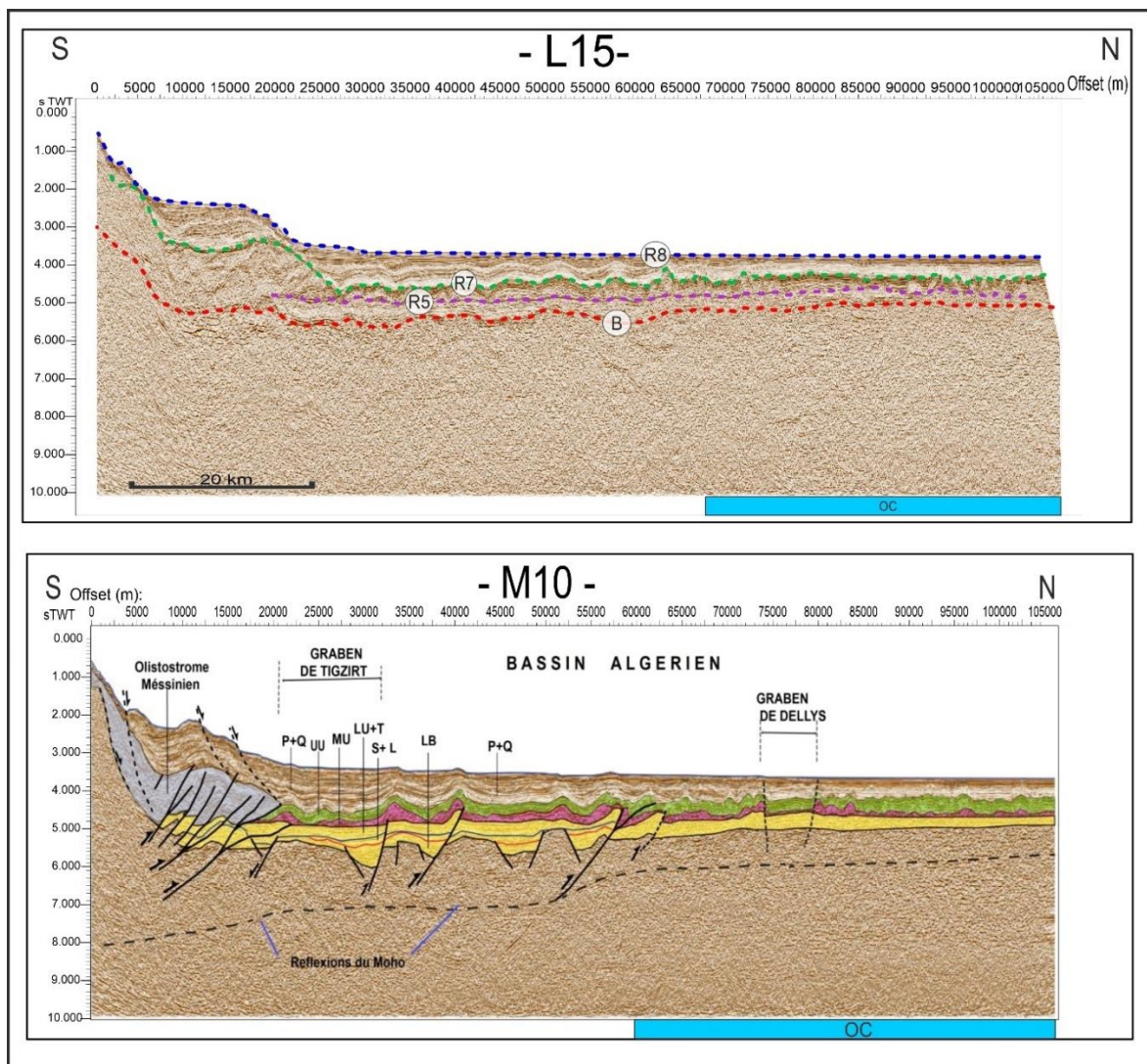


Figure VI. 4. En haut : Profil Westerngeco-L15 (Figure VI.2) ; R8 : Bathymétrie ; PQ : Plio-Quaternaire ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique. En bas : Profil Westerngeco M10 (Medaouri, 2014) (Figure VI.2) ; P+Q : Plio-Quaternaire ; UU : Unité supérieure messinienne (ombrée en vert) ; MU : Unité Mobile messinienne (ombrée en rose) ; LU : Unité inférieure messinienne ; T : Tortonien ; L-S : Langhien-Serravallien ; LB : Burdigalien inférieur. Les limites entre croûtes sont d'après Aïdi et al. (2018).

De plus, au large de Dellys (Figure VI.2), les deux profils SPIRAL09- 10 me permettent d'observer dans le domaine océanique une variation vers le nord de la profondeur du toit du socle entre 5,6 et 5,3 sTD et de l'épaisseur de la séquence pré-salifère entre 0,5 et 0,3 sTD (Figure VI.5).

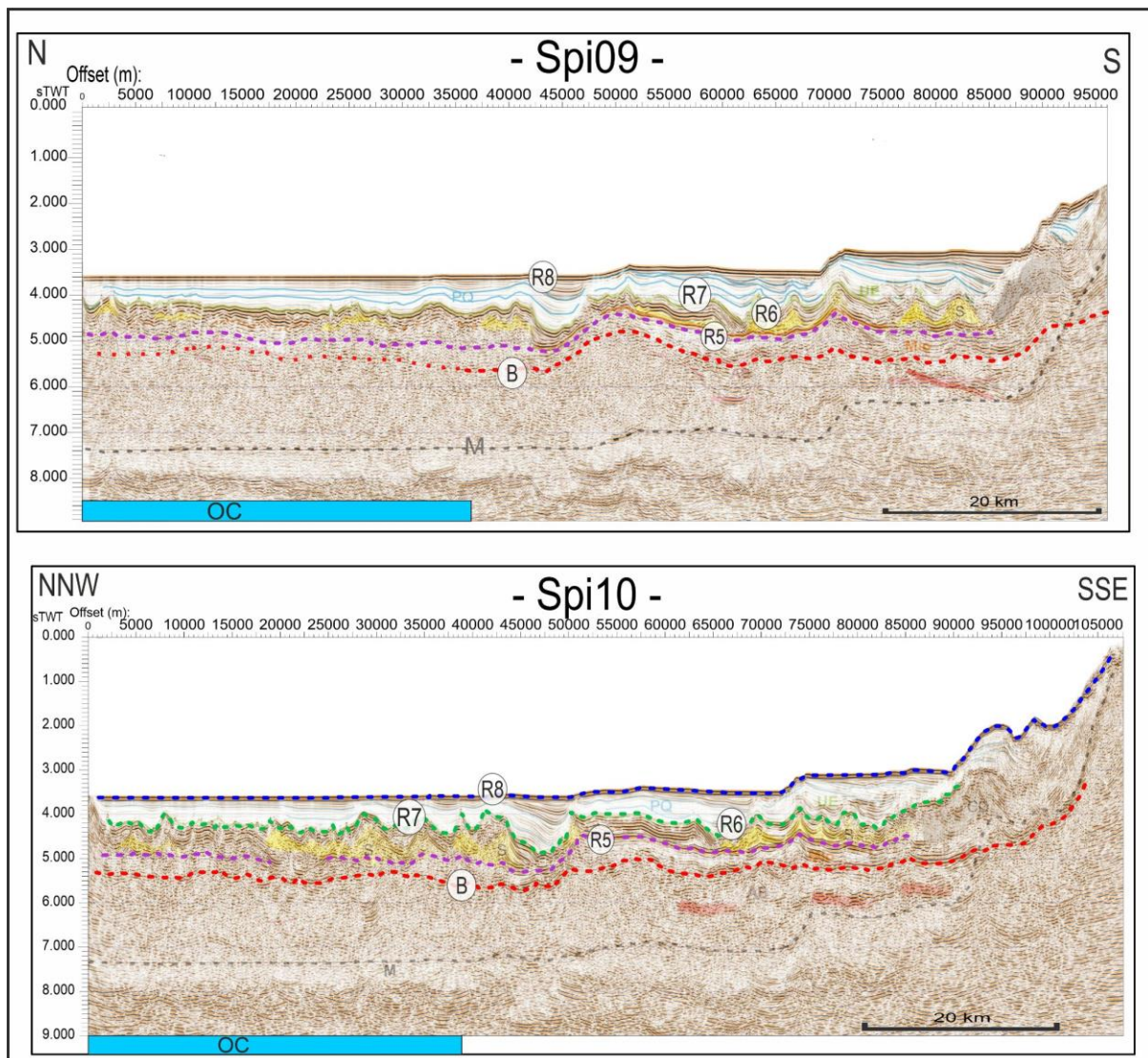


Figure VI. 5. En haut : Profil MCS SPIRAL09 (Figure VI.2) ; En bas : Profil MCS SPIRAL10 (Figure VI.2) ; R8 : Bathymétrie ; PQ : Plio-Quaternaire ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne (ombrée en jaune) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; CD : unité complexe détritique (ombrée en gris) ; Mio : Miocène pré-messinienne ; B : toit du socle acoustique. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle au large de la Grande Kabylie (Aïdi et al., 2018).

Le tableau IV.1 montre les résultats de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans la région de Grande Kabylie. Dans cette zone, l'épaisseur moyenne de la séquence pré-salifère est de $0,33 \pm 0,07$ sTD. Elle est légèrement inférieure à l'épaisseur pré-salifère (0,5 sTD) sur la bande d'anomalie (R1) au centre d'accrétion du bassin Est Algéro-Baléarique (Tableau IV.1). Ceci pourrait signifier que cette zone est un peu plus jeune que le bassin Est-Algéro-Baléarique. Le scellement par la série messinienne suggère que l'épisode principal de mise en place du volcanisme est daté du Miocène moyen à tardif. La corrélation latérale entre les profils, notamment avec le profil M10 qui a été interprété sur la base de la corrélation sismique latérale depuis le bassin occidental (Medaouri et al., 2014), et la similitude en épaisseur de la séquence pré-salifère aussi bien que son aspect sismique, permettent de lui attribuer un âge Tortonien. Cependant, cette zone pourrait être formée juste ou peu après l'accrétion de la croûte au Miocène moyen du bassin Est Algéro-Baléarique avec un volcanisme post-accrétion abondant associé à des remontées asthénosphériques qui auraient peut-être empêché la mise en place de dépôts pré-messiniens. Selon notre modèle de reconstruction du bassin Algéro-Baléarique, on a supposé qu'une croûte continentale étirée aurait été laissée derrière la migration du bloc d'Alboran dans cette zone et elle a été affectée magmatiquement, et probablement tectoniquement, pendant la deuxième phase d'ouverture de l'arrière-arc vers l'ouest, en formant ces « spots » magnétiques.

Profils	L14	SPI11	L15	M10	SPI09	SPI10
Profondeur du toit du socle (sTD)	~ 4,9	~ 4,9	~ 5,0	5,2 à 5	~ 5,6 à 5,3	~ 5,6 à 5,35
Epaisseur de la séquence pré-salifère (sTD)	~ 0,25	~ 0,3	~ 0,3	0,4 à 0,2	0,5 à 0,3	0,5 à 0,35

Tableau VI. 1. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques (Figure VI.2).

1.2. Bassin centre-ouest

A l'ouest d'Alger, le plateau continental s'élargit de manière significative et forme le haut bathymétrique du banc de Khayr-al-Din (KADB) (Figure VI.6). Cette structure s'étend sur 80 km dans une direction approximativement E-W et 45 km dans une direction N-S. Dans cette région, le modèle de vitesse résultant du profil grand-angle (Figure VI.6) montre que le banc de Khayr-al-Din a une origine continentale et correspond probablement à un bloc basculé appartenant aux zones internes, comme le confirme la géométrie observée dans les modèles de

vitesse (Yelles et al., 2009 ; Leprêtre et al., 2013). La TOC (Transition Océan-Continent) sur le profil de Tipaza est extrêmement étroite (10 km ou moins) et est prolongée par une fine croûte océanique de l'ordre de 5,5 km d'épaisseur (Leprêtre et al., 2013). Une large bande d'anomalies magnétiques positives de grande amplitude est limitée au nord par la limite extérieure d'un *STEP-Fault 1* (Figure VI.6 ; Leprêtre et al., 2013 ; Medaouri et al., 2014) et pourrait correspondre à des fragments continentaux amincis accrétés à la marge pendant la propagation vers l'ouest d'une *STEP-Fault* durant l'ouverture du bassin Ouest-Algéro-Baléarique.

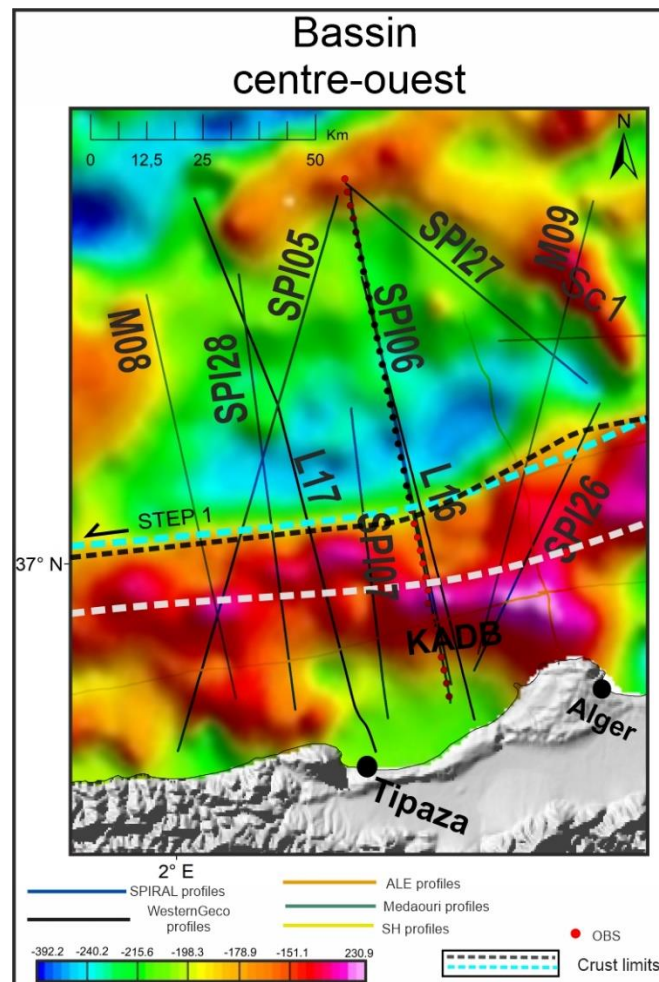


Figure VI. 6. Plan de position des différents profils sismiques dans le bassin centre-ouest (zone d'Alger - Tipaza) superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle ; KADB : Khayr-al-Din Bank. SC : *Sea floor spreading center*.

Le profil sismique M09 (Figures VI.6 et VI.7) recoupe à son extrémité le banc de Khayr-al-Din où un bassin est développé à son toit, avec des dépôts datant du Langhien au Plio-Quaternaire identifiés par le carottage d'Alger-1 (Burolet et al., 1978). Ce bassin semble être la continuité offshore du bassin de la Mitidja (Medaouri et al., 2014). A la transition entre le banc de Khayr-al-Din et le bassin profond Algéro-Baléarique, le bassin d'Alger se développe

et se prolonge vers la mer sur environ 50 km (Figure VI.7) avec une épaisse série du Miocène moyen (Langhien ?) au Quaternaire de 3 sTD. Les dépôts syntectoniques du Langhien-Serravallien disparaissent avant d'atteindre la croûte océanique où les premiers dépôts recouvrant le socle sont datés du Tortonien - Messinien inférieur (Medaouri et al., 2014) (Figure VI.7). Le toit du socle montre une variation de profondeur de 6,1 à 5,2 sTD au niveau de la croûte océanique avec une série pré-salifère ayant une épaisseur de 0,75 à 0,3 sTD en allant vers le nord. De plus, le profil L16 juste à l'ouest montre une structuration très similaire à celle observée sur le profil M09 avec une variation de profondeur du toit du socle vers le bassin profond allant de 6,2 à 5,6 sTD et une séquence pré-salifère épaisse de 0,8 à 0,4 sTD à réflexions stratifiées (Figure VI.7) qui suivent la géométrie de la base du sel (Figure VI.7).

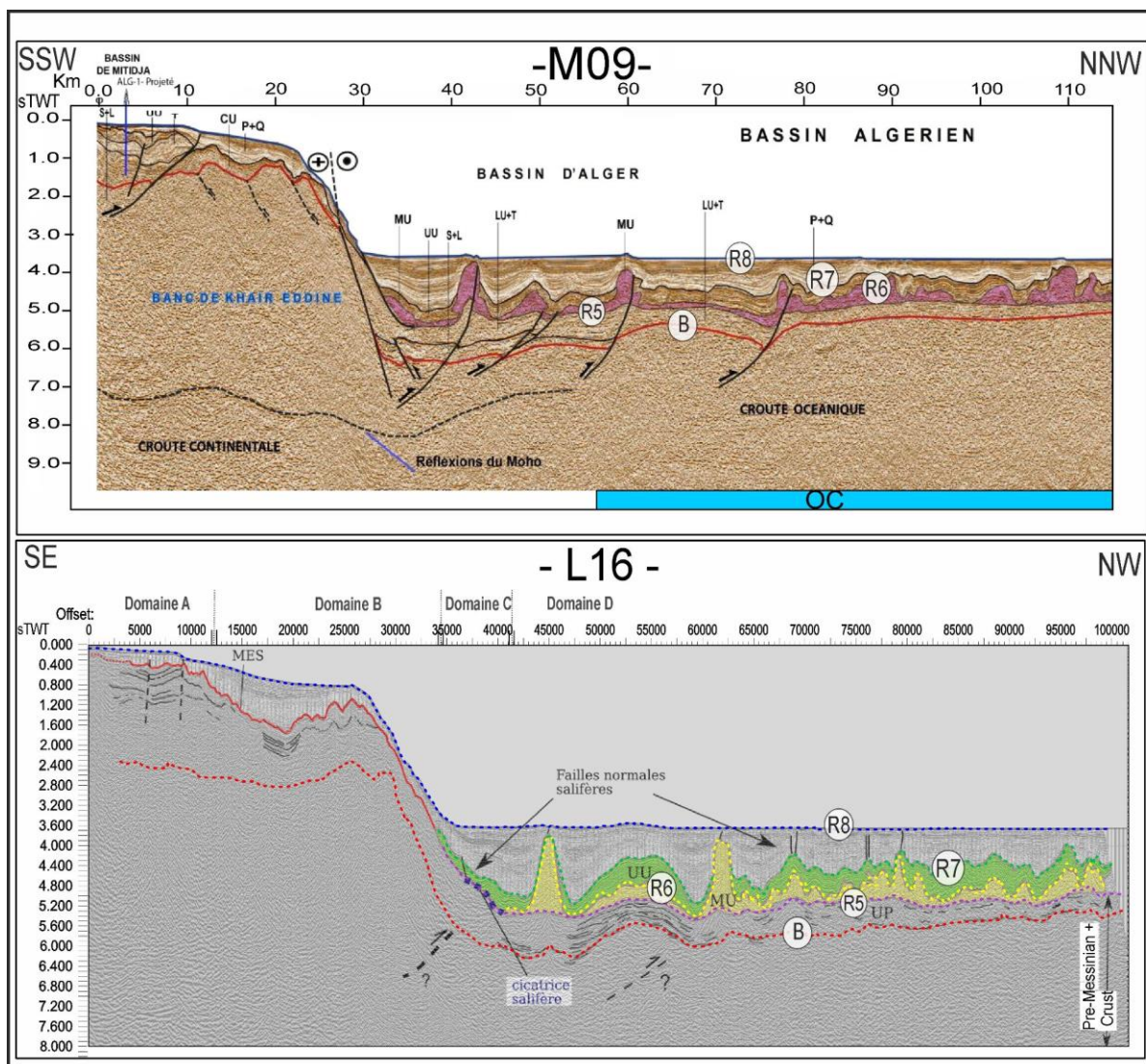


Figure VI. 7. En haut : Profil Westerngeco M09 (Medaouri, 2014) (Figure VI.6); P+Q: Plio-Quaternaire; UU: Unité supérieure messinienne; MU: Unité Mobile messinienne (ombrée en rose); LU: Unité inférieure messinienne; T: Tortonien; L-S: Langhien-Serravallien; En bas : Profil Westerngeco-L16 (Figure VI.6); R8: Bathymétrie; R7: toit de UU - Unité supérieure messinienne (ombrée en vert); R6: Toit de MU-Unité mobile

messinienne (ombrée en jaune); R5: Base de la série évaporitique messinienne; UP: Unité pré-salifère; B: toit du socle acoustique. MES : surface d'érosion messinienne. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle au large de Tipaza (Leprêtre, 2012). Notons que le domaine C correspond au premier domaine situé dans le bassin profond et le domaine D à la partie distale du bassin profond.

Plus à l'ouest, le long de deux profils Westerngeco L17 et SPIRAL05, la profondeur du toit du socle varie de 6 à 5,4 sTD en allant vers le nord, ce dernier étant recouvert par une séquence pré-salifère de 0,85 à 0,5 sTD d'épaisseur (Figure VI.8).

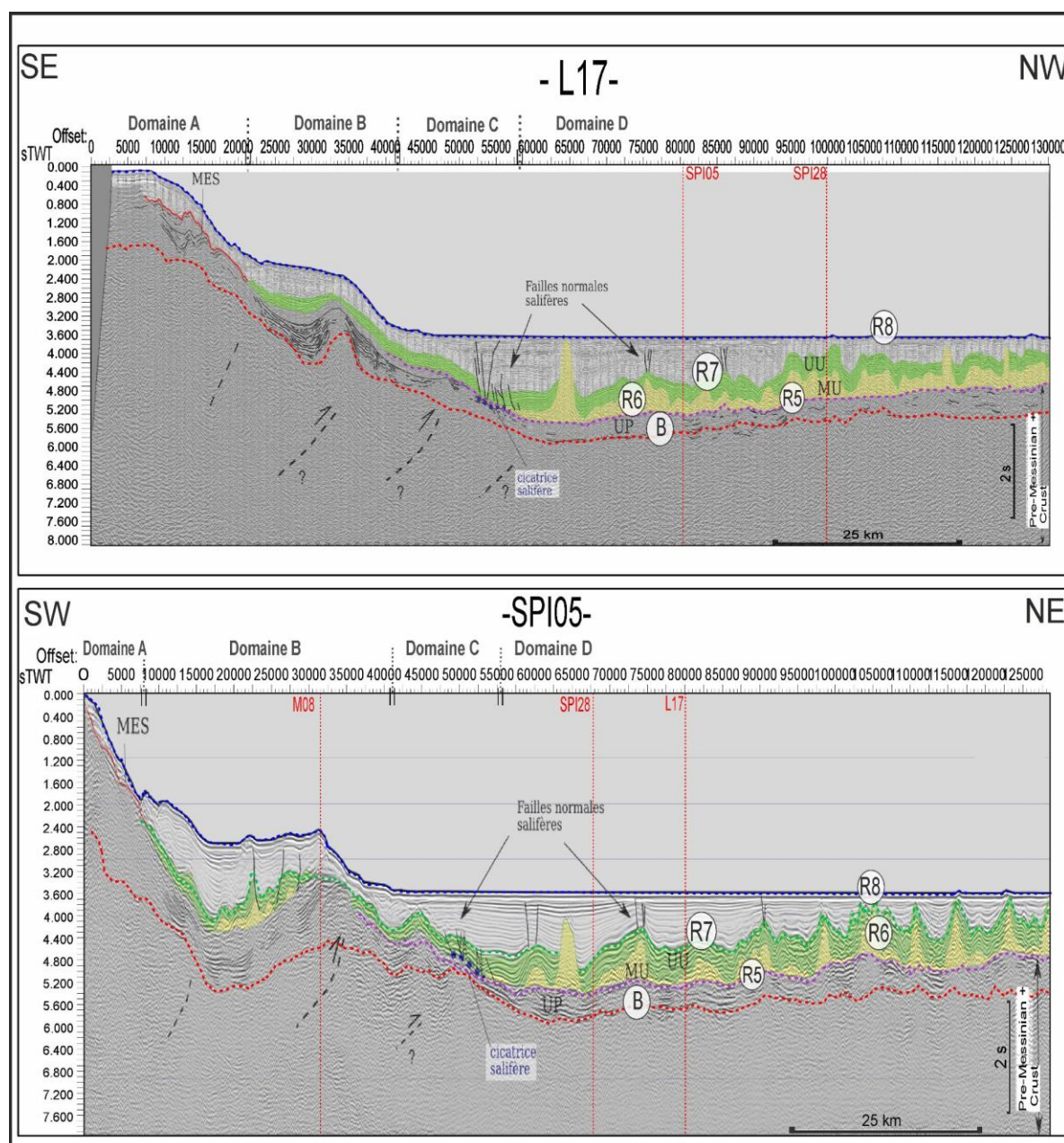


Figure VI. 8. En haut : Profil Westerngeco-L17 ; En bas : Profil MCS SPIRAL05 (Figure VI.6) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (ombrée en vert) ; R6 : Toit de MU-Unité mobile messinienne (ombrée en jaune) ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; UP : Unité pré-salifère ; B : toit du socle acoustique. MES : surface d'érosion messinienne. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle au large de Tipaza (Leprêtre, 2012).

Dans cette zone, l'épaisseur moyenne de la séquence pré-salifère est plus importante que dans la zone précédente ; celle-ci est de 0,6 +/- 0,1 sTD, soit supérieure à l'épaisseur pré-salifère (0,5 sTD) trouvée sur la bande d'anomalie (R1) au niveau du centre d'accrétion du bassin Algéro-Baléarique oriental (Tableau IV.1). Cette séquence scellée par le sel est datée du Tortonien - Messinien inférieur (Medaouri, 2014). Notez qu'à terre, des sédiments du Messinien sont présents dans la partie à l'ouest du bassin de la Mitidja (Neurdin-Trescartes, 1995).

Profils	SPI28	L17	SPI05	SPI06	SPI07	L16	ALWM09
Profondeur du toit du socle (sTD)	6 - 5,3	6 - 5,4	5,9 - 5,4	6,2 - 5,7	6,1 - 5,9	6,2 - 5,6	~ 6,1 à 5,2
Épaisseur de la séquence pré-salifère (sTD)	~ 0,6 - 0,4	~ 0,6 - 0,4	~ 0,85 - 0,5	0,8 - 0,5	~ 0,6 - 0,4	~ 0,8 - 0,4	~ 0,75 - 0,3

Tableau VI. 2. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans le secteur de Tipaza (Figure VI.6).

Un centre d'accrétion SC1 (Figure VI.9) lié à l'ouverture de cette zone est proposé par Medaouri et al. (2014). Il est marqué par une anomalie magnétique positive au large du bassin profond. Une section de profil M09 coupe ce centre d'accrétion (Figure VI.9) et révèle une séquence pré-salifère mince d'environ 0,3 à 0,4 sTD d'épaisseur. Elle est inférieure à l'épaisseur moyenne trouvée dans cette zone (Tableau VI. 2). Ceci pourrait donc indiquer la présence d'un centre d'accrétion à proximité.

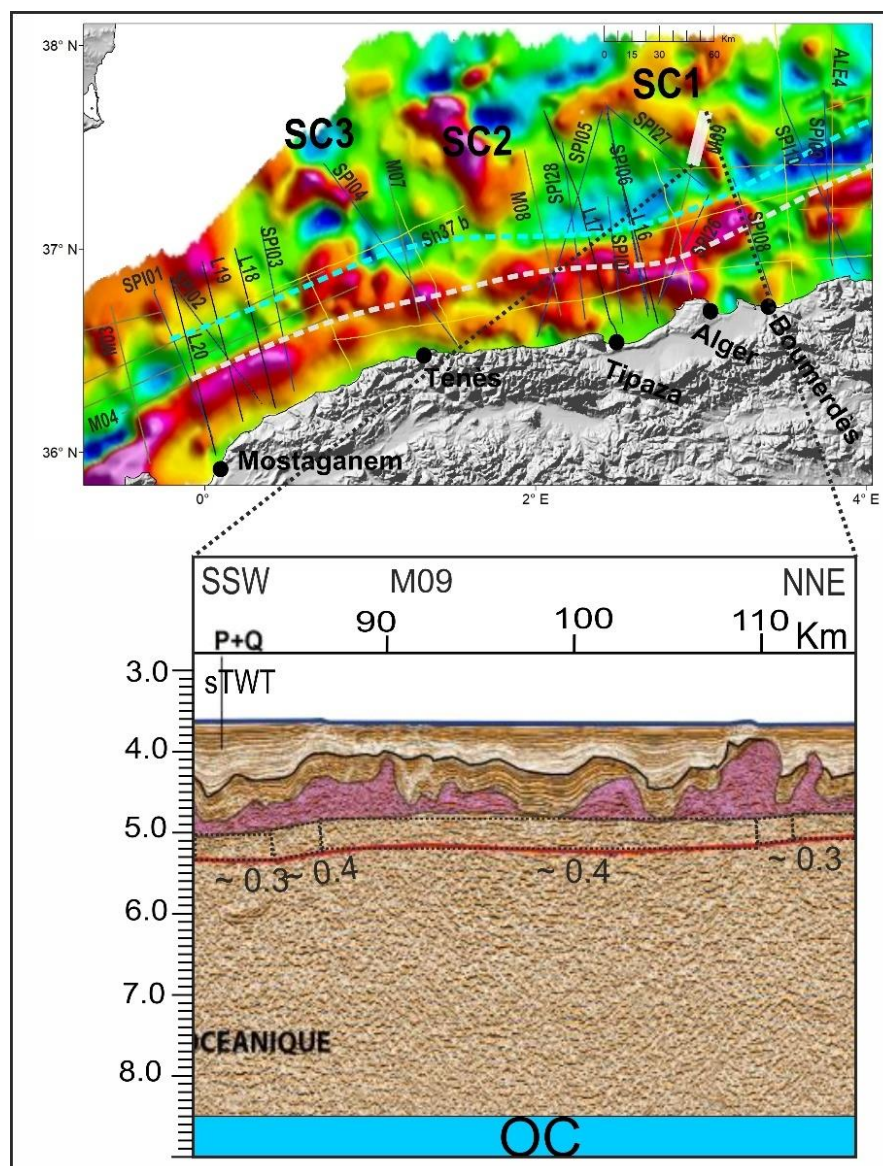


Figure VI. 9. En haut : carte d'anomalies magnétiques montrant les centres d'accrétion proposés par Medaouri et al. (2014) ; En bas : section sismique du profil M09 coupant le centre d'accrétion « SC1 ».

En allant vers l'ouest, dans la région de Ténès, j'ai la plus faible densité de profils sismiques pénétrants, ce qui limite les possibilités de corrélation entre les secteurs. Seuls deux profils sismiques (Westerngeco M07 et SPIRAL04 ; Figure VI.10) couvrent le bassin au large.

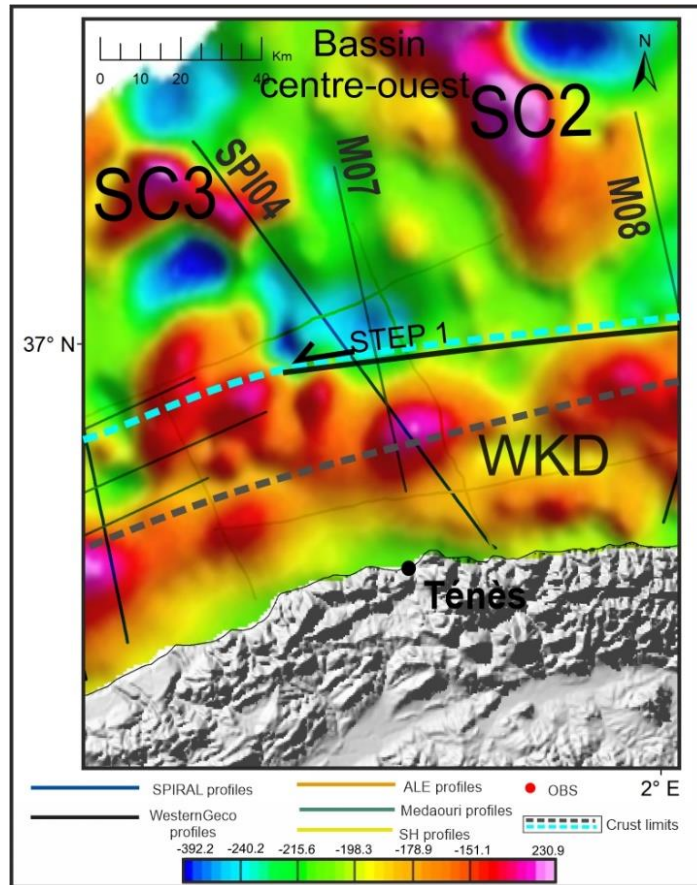


Figure VI. 10. Plan de position des différents profils sismiques disponibles dans la zone au large de Ténès superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle. WKD : Western Kabylian Domain.

Le profil M07 montre une structuration de la marge en grabens (Figure VI.11), remplis de dépôts pré-messiniens syn-rift. Un grand graben au pied de la marge est rempli par une unité à faciès énergétique et plissé qui est attribué aux flyschs (Figure IV.11 ; Medaouri et al., 2014). Une couche du Tortonien-Messinien inférieur est déposée dans la partie proximale du bassin au niveau de la croûte continentale. Plus au nord, un faciès sismique assez transparent et chaotique pourrait correspondre aux évaporites inférieures du Messinien (LU) (Figure VI.11). Ce sont les premiers dépôts recouvrant la croûte océanique. La profondeur du toit du socle varie de $\sim 5,6 - 5,75$ sTD avec une séquence pré-sel présentant une épaisseur d'environ $0,25 - 0,3$ sTD (Figure VI.11). Le long du profil SPIRAL04, on observe un socle océanique à $5,5 - 5,3$ sTD et une séquence pré-messinienne de $0,3$ à $0,2$ sTD d'épaisseur (Figure VI.11).

Un grand diapir appelé Ameer (Badji et al., 2012) est observé au km-72 le long de ce profil à la limite sud du domaine océanique (Figure VI.11). Juste à la transition entre le diapir Ameer et le bassin profond, une très mince couche pré-salifère s'est déposée, qui peut être attribuée au Messinien inférieur pré-évaporitique grâce à la corrélation faite entre ce profil et

le profil M07. Ce diapir recoupe l'ensemble des dépôts sédimentaires (évacués supérieurs du Messinien, dépôts du Pliocène-Quaternaire) et crée un escarpement sur le plancher océanique.

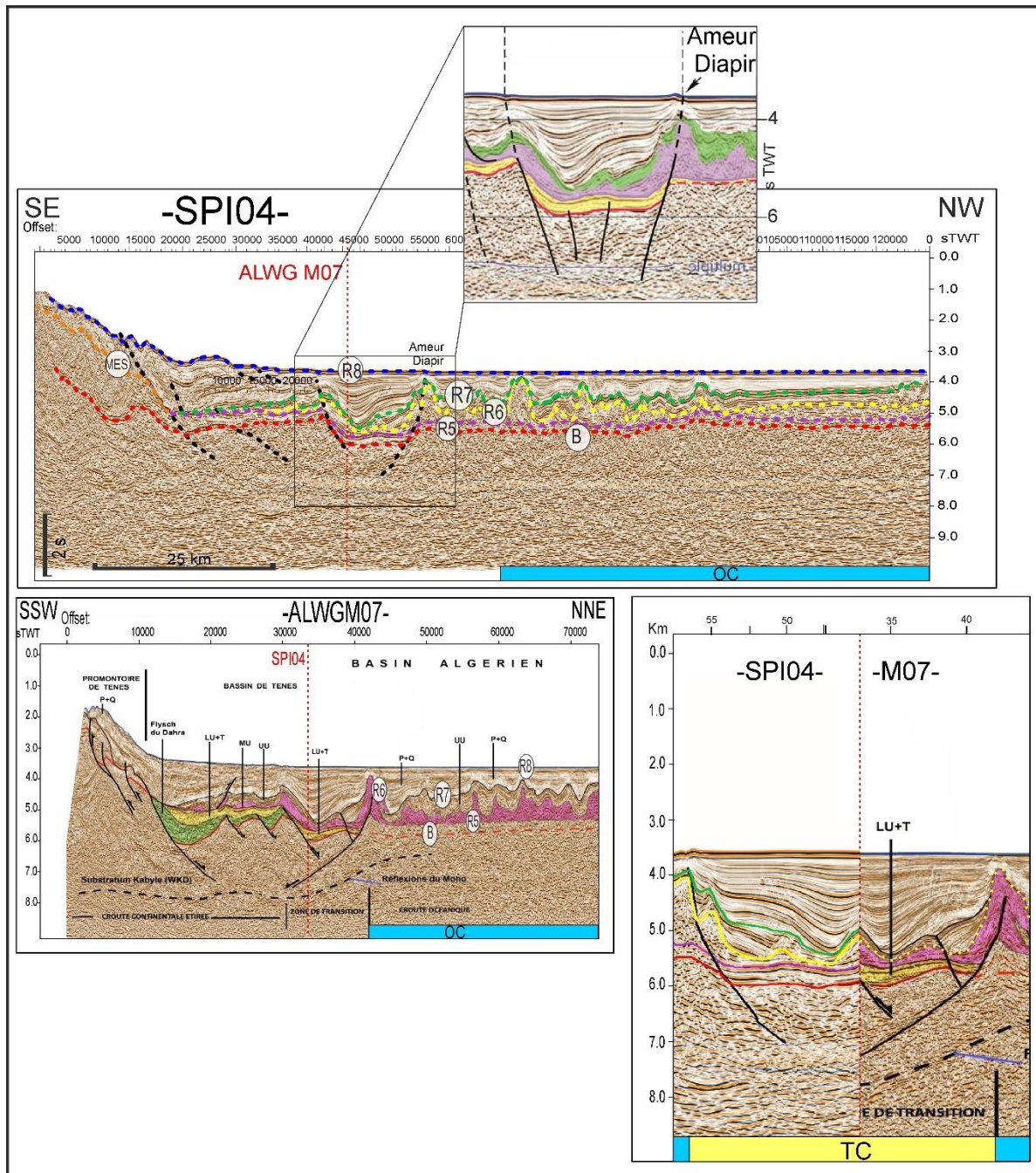


Figure VI. 11. En haut : Profil MCS SPIRAL04 (voir localisation sur la Figure VI.10) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique ; MES : surface d'érosion messinienne. En bas : Profil WesternGeco M07 (Medaouri, 2014) (voir localisation sur la Figure VI.10) ; P+Q : Plio-Quaternaire ; UU : Unité supérieure messinienne ; MU : Unité Mobile messinienne (ombrée en rose) ; LU : Unité inférieure messinienne ; T : Tortonien. A droite : crissement entre les deux profils.

Dans le secteur de Ténès, la profondeur du toit du socle et l'épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de ces deux profils sismiques sont données dans le tableau VI. 3 ci-dessous. Les dépôts pré-salifère recouvrant le socle océanique pourraient être attribués au Messinien inférieur pré-évaporitique. Dans cette zone, on retrouve à nouveau une mince couche pré-salifère d'épaisseur moyenne de $0,26 \pm 0,02$ sTD.

Profils	SPI04	ALWM07
Profondeur du toit du socle (sTD)	5,5 - 5,3	~ 5,75 - 5,6 ?
Épaisseur de la séquence pré-salifère (sTD)	~ 0,3 - 0,2	~ 0,3 - 0,25

Tableau VI. 3. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans le secteur de Ténès (Figure VI.10).

L'étude des sections sismiques coupant les centres d'accrétion (SC2 et SC3) associés à l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique occidental (Medaouri et al., 2014 ; Figures VI. 10, 13) montre une séquence pré-salifère mince d'environ $0,19$ sTD d'épaisseur moyenne déposée sur le centre d'accrétion 2 et de $0,2$ sTD d'épaisseur déposée sur le centre d'accrétion 3. Notez qu'un autre profil SH à proximité du centre d'accrétion 3 ne m'a pas permis de voir le toit du socle pour en déduire l'épaisseur de la séquence sus-jacente. Ces faibles épaisseurs comparées aux épaisseurs moyennes de la séquence pré-salifère observées dans cette zone, pourraient être un indice de la présence de ces centres d'accrétion. Cependant, ces résultats sont préliminaires en raison du manque de profils sismiques croisant les centres et doivent être encore améliorés.

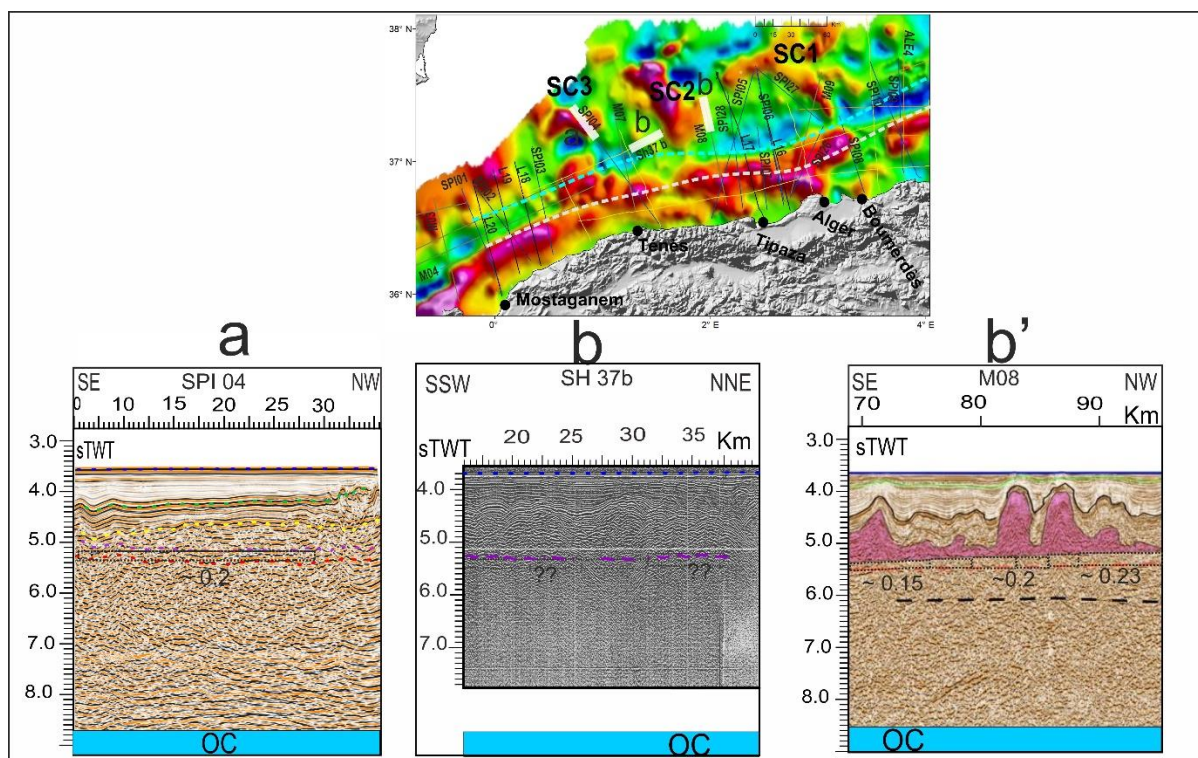


Figure VI. 12. En haut : carte d'anomalie magnétique montrant les centres d'accrétion proposés par Medaouri et al. (2014) ; En bas : sections sismiques coupant les centre d'accrétions « SC2 et SC3 ».

1.3. Bassin occidental (Zone de Mostaganem – Oran)

La marge occidentale s'étend de Ténès jusqu'à l'extrémité orientale de la marge sud du bassin d'Alboran, correspondant au bassin de Habibas (Figure VI.13). Ce dernier est séparé du bassin Algéro-Baléarique par la ride de Yusuf-Habibas. Dans ce secteur, le modèle de vitesse révèle une TOC très étroite de 10 km de largeur. Ceci pourrait s'expliquer par une marge de type « *STEP-Fault* », avec une croûte continentale épaisse de 23 km et une croûte océanique très mince (3 -5 km) (Badji et al., 2014). La stratigraphie du bassin d'Alboran est connue grâce à de nombreux travaux de terrains effectués sur la marge onshore bétiques (Rodríguez-Fernández et al., 1999), à des travaux de géophysique marine (Comas et al., 1992 ; Booth-Rea et al., 2007), et grâce à des forages DSDP (Site 121, et site 976 à 979 ; Comas et al., 1999) et à partir des données de puits commerciaux de la marge espagnole (Aandalousia-G1 et Alboran-A1, Comas et al., 1992) et marocaine (Djebha-1 et Nador-1 ; Chalouan, 1996). Par contre, dans le bassin Ouest-Algéro-Baléarique, il n'existe qu'un seul forage (ARZ-1) positionné sur le plateau continental. Il a traversé des séries Plio-Quaternaires et une partie de la série du Miocène supérieur (Tortonien à Messinien). Ce forage n'offre aucune possibilité de corrélation sismique directe entre les séries du plateau continental et celles du bassin profond Algéro-

Baléarique ou du bassin d'Alboran pour la simple raison que la marge présente un talus abrupt à cet endroit. De plus, le puits HBB-1 n'offre de possibilité de corrélation que pour les séries Plio-Quaternaires, car les séries pré-Pliocènes sont discontinues de part et d'autre de la ride de Yusuf-Habibas. Pour cette raison, une corrélation a été effectuée en se basant sur le profil « ESCI Alb 2b-2c » issu d'une campagne de sismique-réflexion espagnole (Booth-Rea et al., 2007) et qui recoupe un ensemble de profils dans le bassin Ouest Algéro-Baléarique (Figure VI.13) (Medaouri et al., 2014). La reconnaissance des faciès et leurs calages ont été effectués à l'intersection de plusieurs profils avec ce profil Escii.

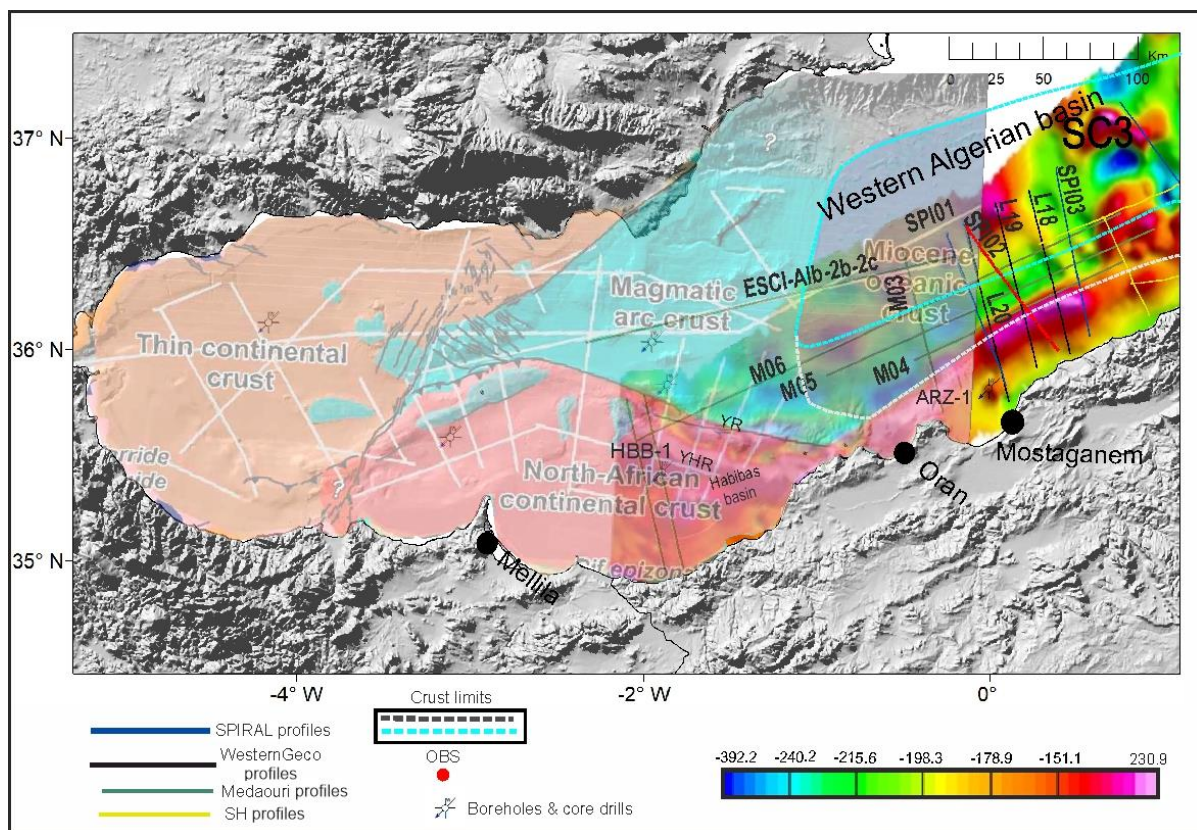


Figure VI. 13. Plan de position des différents profils sismiques dans le bassin occidental Algéro-Baléarique (zone de Mostaganem - Oran) superposé aux anomalies magnétiques réduites au pôle et aux domaines crustaux proposés par Gomez de la Peña et al. (2018). YHR. : Ride de Yusuf-Habibas.

Un découpage en unités lithologiques des séries néogènes au nombre de six (I à VI) est élaboré par Comas et al. (1992) sur la marge offshore bétique en corrélant les données de puits aux données de sismique-réflexion (MSC). Ces unités sont séparées les unes des autres par des discordances majeures. Ce découpage est repris par Booth-Rea et al. (2007) au bassin Est-Alboran (Profil ESCI Alb-2b-2c ; Figure VI.14). Nous distinguons de la plus récente à la plus ancienne :

- Unité I : Elle est d'âge Pliocène à Actuel. La base de cette unité est caractérisée par une discordance majeure correspondant au sommet du Messinien (réflecteur M ; Ryan et al., 1973). Deux sous-unités séparées par une discordance ont été reconnues (Ryan et al., 1973 ; Auzende et al., 1975 ; Mulder & Parry, 1977) ; La sous-unité Ia + b du Quaternaire-Pliocène tardif et la sous-unité Ic du Pliocène précoce.
- Unité II : Cette unité a été rapportée au Messinien. Elle est constituée par l'unité d'évaporite supérieure du Messinien tardif (IIa), l'unité d'évaporite inférieure du Messinien (IIb) et l'unité pré-évaporitique du Messinien (IIc).
- Unité III : Elle est d'âge Tortonien et est limitée au sommet par une surface d'érosion qui constitue une discordance angulaire majeure.
- L'unité IV est d'âge Serravallien supérieur à Tortonien.
- L'unité V : Les observations de puits (lithologie) combinées à la sismique-réflexion (faciès sismique) ont permis la distinction deux sous-unités : La sous-unité Va correspond du point de vue âge au Langhien –Serravallien et la sous-unité Vb d'âge Langhien qui est traversée uniquement par le forage Andalucia G-1.
- L'unité VI : Elle est d'âge Aquitainien sup - Burdigalien, reconnue uniquement par le forage Alboran-A1 et repose directement sur le substratum. Cette unité serait l'équivalent en onshore d'une unité plus complexe formée d'un olistostrome contenant un matériel clastique et des argiles surpressées.

En se basant sur ce découpage et sur la corrélation latérale des unités sismiques entre profils, Medaouri et al. (2014) ont élaboré une charte qui définit la stratigraphie sismique du bassin de Habibas, du bassin d'Alboran Sud et du bassin Ouest Algéro-Baléarique. Dans le bassin de Habibas, 8 sous-unités sismostratigraphiques allant du Langhien (16,4 Ma) à l'actuel (Q = Quaternaire, LP = Pliocène supérieur, EP = Pliocène inférieur, UU = évaporites supérieures du Messinien, LU= Evaporites inférieures du Messinien, T = Tortonien, S = Serravallien et L = Langhien) ont été définies en se basant sur leurs caractéristiques lithologiques et physiques, leurs faciès sismiques définis et leurs âges bio-stratigraphiques. Grâce à deux points de calage avec le profil ESCI Alb 2b-2c, une charte chronostratigraphique du bassin Algéro-Baléarique occidental a été proposée (Medaouri et al., 2014) en définissant dix unités stratigraphiques différentes (Profil M06 ; Figure VI.14) contre 8 dans le bassin de Habibas. Cette charte a été corrélée et comparée aux découpages des bassins d'Alboran et de Habibas. Les résultats montrent une parfaite corrélation entre les séries néogènes de la marge bétique et celles de la marge occidentale Algérienne. Les mêmes faciès sismiques à une

différence près ont été reconnus. Cette différence réside dans l'absence de sels massifs de type halite (MU ; [Lofi et al., 2011](#)) dans le bassin de Habibas et le bassin sud d'Alboran. Le profil ESCI Alb-2b-2c montre l'absence de cette unité (Figure VI.14). De plus, une unité du Burdigalien inférieure composée de conglomérats, de grès et de dépôts turbiditiques est absente dans le bassin d'Alboran Sud (Profil ESCI ; Figure VI.14). Par contre cette unité est interprétée sur le profil M06 sous forme d'un dépôt de type syn-rift déposé sur la croûte continentale étirée du bassin Ouest Algéro-Baléarique (Figure VI.14). Cet âge serait donc antérieur à l'épisode d'extension plus récent (Tortonien) qui serait à l'origine de la formation de ce bassin. Cette particularité peut expliquer que l'extension de la croûte continentale du bloc d'Alboran datée du Burdigalien est presque synchrone à la formation du bassin Est Algéro-Baléarique dont le bloc d'Alboran était placé plus à l'est.

Les domaines crustaux de la Mer d'Alboran (Figure VI.13; [Gomez de la Pena et al., 2018](#)) se divisent en (a) une fine croûte continentale sous les bassins d'Alboran Ouest et de Malaga, qui fait la transition vers (b) une croûte d'arc magmatique dans la partie centrale de la mer d'Alboran et le bassin d'Alboran Est ; (c) la croûte continentale nord-africaine contenant les sous-bassins de Pythéas et Habibas ; et (d) la croûte océanique dans la transition vers le bassin Algéro-Baléarique. Les limites entre les différentes croûtes et même leur nature sont encore non contraintes et elles diffèrent d'une étude à l'autre (par exemple, [Medaouri et al., 2014](#), [Booth-Rea et al., 2007](#) ; [Gomez de la Pena et al., 2018](#)). Cette situation est visible sur la figure VI.14 sur laquelle on observe deux propositions de limites crustales différentes le long du même profil sismique (ESCI Alb-2b-2c). Si l'on prend en compte la proposition de [Booth - Rea et al. \(2007\)](#), une unité IV du Serravallien – Tortonien s'est déposée sur la croûte océanique du bassin Ouest-Algéro-Baléarique. Tandis que selon la proposition de [Medaouri et al. \(2014\)](#) et la nouvelle proposition de [Gomez de la Pena et al. \(2018, 2020\)](#), cette unité s'est déposée respectivement sur une croûte continentale amincie ou sur une croûte d'arc magmatique.

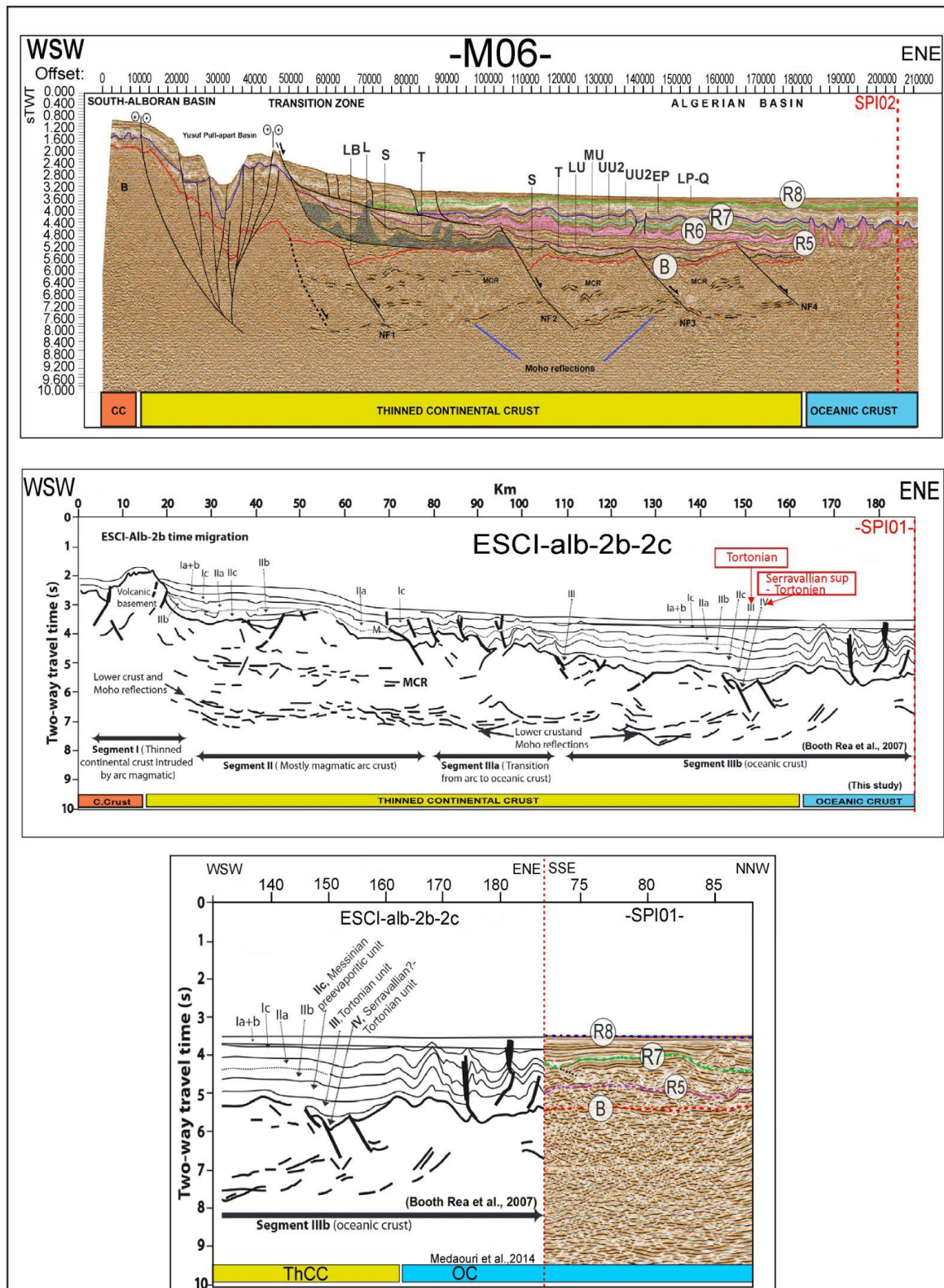


Figure VI. 14. En haut : Profil Westerngeco M06 (Medaouri, 2014) OSO-ENE à la transition bassin Alboran / bassin Algéro-Baléarique (voir localisation sur la figure VI.13); LP-Q: Pliocène Inférieur - Quaternaire; EP: Unité du Pliocène supérieur (*Early Pliocene Unit*) ; UU1-2: Unité supérieure messinienne 1-2 ; MU: Unité Mobile messinienne (ombrée en rose); LU: Unité inférieure messinienne; T: Tortonien; L: Langhien; S: Serravallien; LB: Burdigalien inf. ; Au milieu : Profil ESCI-Alb-2b-2c montrant la subdivision de la couverture sédimentaire (Booth-Rea et al., 2007; Medaouri, 2014); En bas : Intersection entre un extrait du profil SPI01 et un extrait du profil ESCI-Alb-2b-2c.

L'ensemble des profils sismiques couvrant le bassin Ouest Algéro-Baléarique m'a permis de faire le plus possible de croisements entre profils afin de suivre les variations latérales des faciès et de repérer les réflecteurs majeurs (base de sel, toit du socle, toit des évaporites supérieures). Au large de Mostaganem, les deux profils Westerngeco L19 et L18 (Figure VI.15) révèlent une mince couche pré-salifère d'une épaisseur comprise entre 0,2 et 0,35 sTD reposant directement sur un socle océanique ayant une profondeur allant de 5,55 à 5,5 sTD (Figure VI.15). Cette couche pourrait être attribuée au Tortonien supérieur - Messinien inférieur en raison de sa très faible épaisseur.

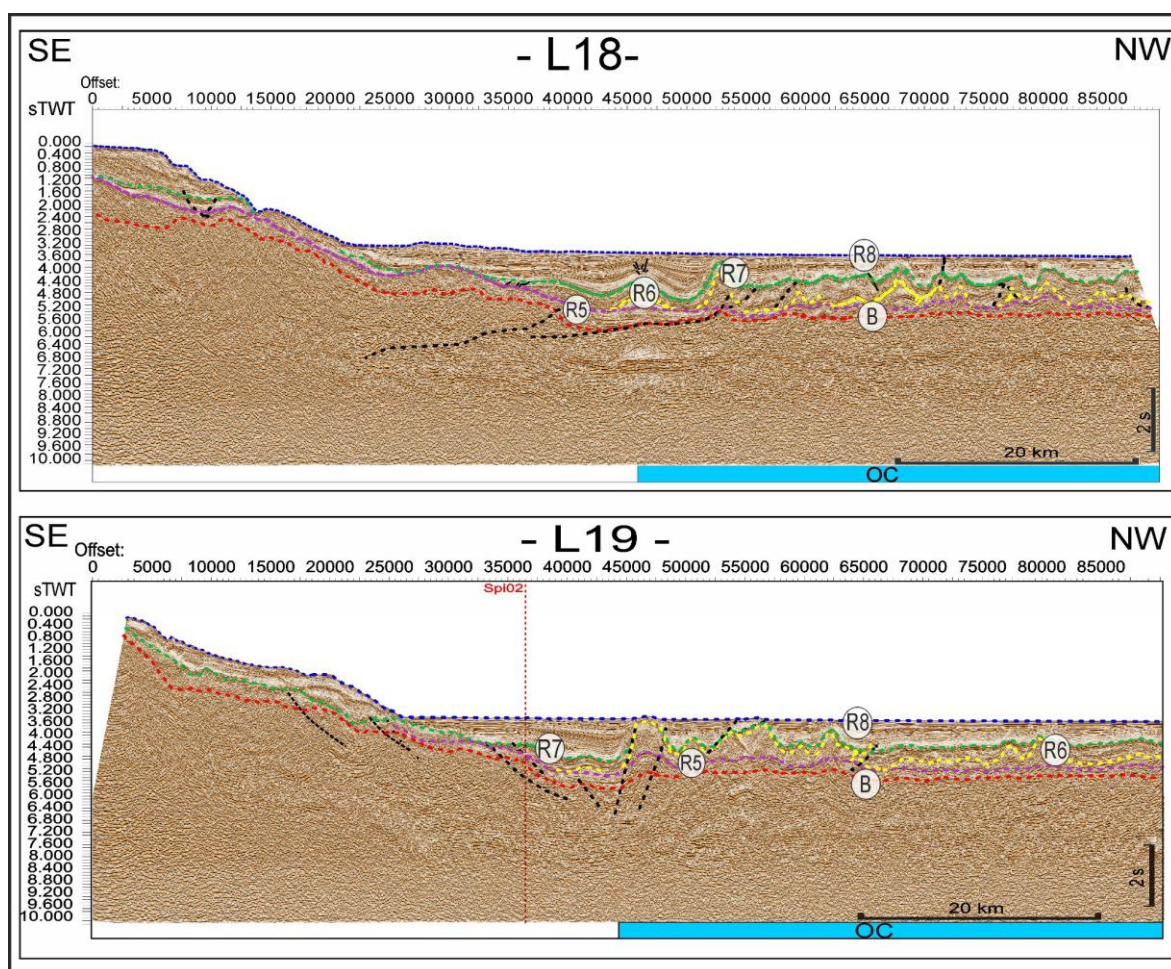


Figure VI. 15. En haut : Profil Westerngeco-L18. En bas : Profil Westerngeco-L19 (Figure VI.13) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU-Unité mobile messinienne ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle dans le secteur de Mostaganem (Badji, 2014).

Juste à côté sur le profil SPIRAL02, on observe que les dépôts sédimentaires du Miocène ont une épaisseur similaire de 0,35 sTD et reposent directement sur la croûte océanique profonde de 5,5 sTD (Figure VI.16) et peuvent probablement correspondre au

Tortonien supérieur - Messinien inférieur d'après la corrélation faite en se basant sur les croisements les plus proches (Figure VI.13). Par ailleurs, le croisement entre le profil SPIRAL01 et le profil WesternGeco M05 montre que la série pré-salifère du Tortonien repose directement sur le substratum continental. En revanche, plus au nord le socle océanique est directement recouvert par une couche datant probablement du Tortonien sup. - Messinien inf. (Figures VI.14, 16), en se basant sur le croisement avec le profil M06 plus au large (Figures VI.14, 16).

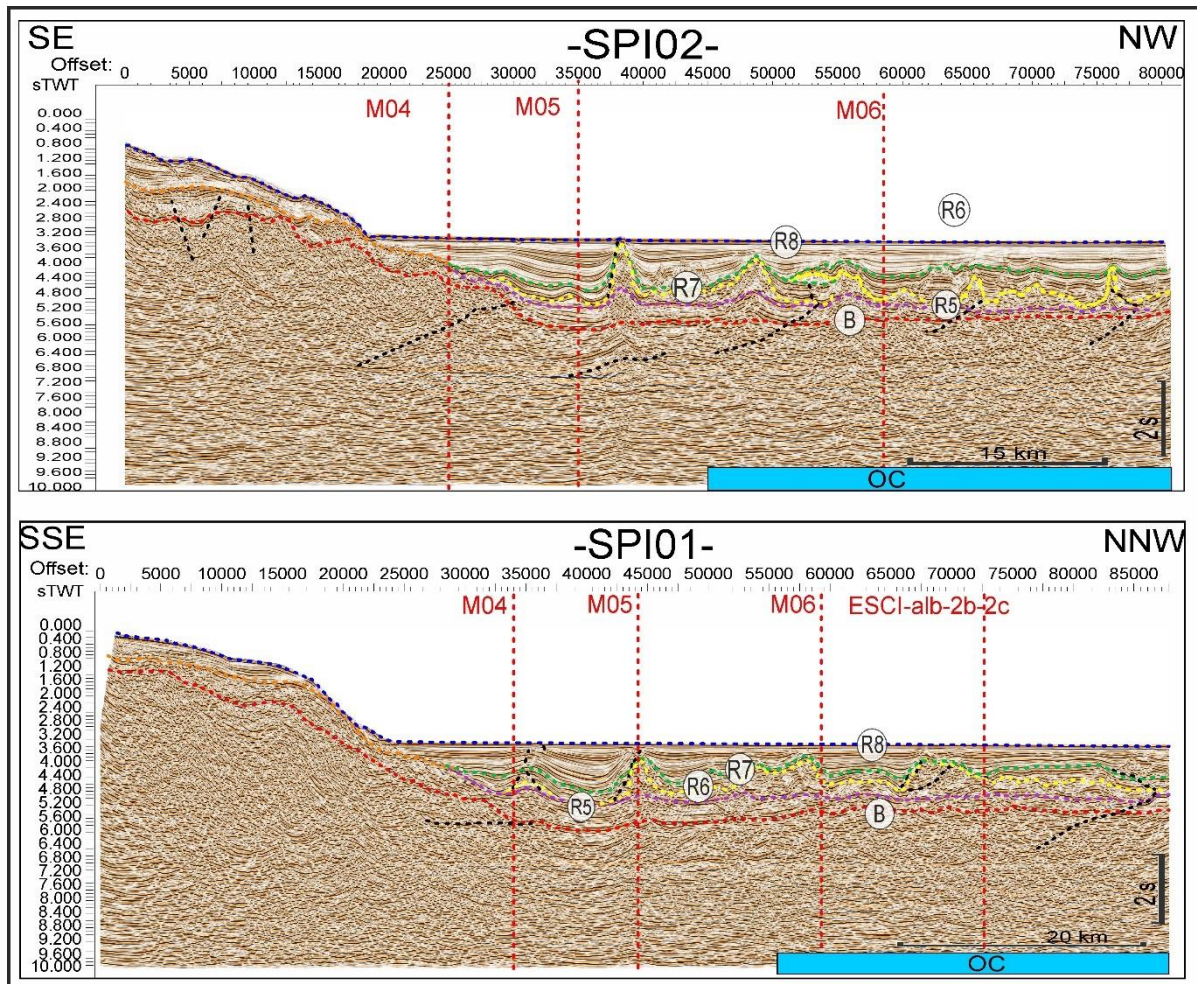


Figure VI. 16. En haut : Profil MCS SPIRAL02. En bas : Profil MCS SPIRAL01 (voir localisation sur la figure VI.13) ; R8 : Bathymétrie ; R7 : toit de UU - Unité supérieure messinienne (Ligne pointillée verte) ; R6 : toit de MU - Unité mobile messinienne ; R5 : Base de la série évaporitique messinienne ; B : toit du socle acoustique. La limite de la croûte océanique est tirée du modèle de vitesse du profil grand-angle dans le secteur de Mostaganem (Badji, 2014).

Grâce aux corrélations entre les profils sismiques et à la charte chronostratigraphique de Medaouri et al. (2014), les dépôts pré-messinien recouvrant le socle océanique du bassin Ouest Algéro-Baléarique pourraient donc être attribués au Tortonien sup - Messinien inf.

La séquence pré-salifère a une épaisseur comprise entre 5,75 et 5,2 sTD comme indiqué dans le tableau ci-dessous.

Profils	ESCII	Spi01	SPI02	L19	L18	ALMGM07
Profondeur du toit du socle (sTD)	5,4	5,4	5,5	~5,2 - 5,4	~ 5,4 - 5,55	~ 5,75 - 5,6
Épaisseur de la séquence pré-salifère (sTD)	0,45	0,4	0,35	0,3	~ 0,2 - 0,35	0,25 - 0,3

Tableau VI. 4. Profondeur du toit du socle et épaisseur de la séquence pré-salifère issues de l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques dans le secteur d'Oran (Figure VI.13).

L'épaisseur moyenne de la séquence pré-salifère de 0,32 +/- 0,05 sTD est inférieure à l'épaisseur de la séquence pré-salifère déposée au niveau de l'anomalie centrale du bassin Algéro-Baléarique oriental et aux épaisseurs trouvées dans le reste du bassin. Ceci peut indiquer que l'accrétion océanique dans le bassin occidental est plus jeune que celle dans les bassins oriental et central.

1.4. Conclusion sur l'évolution sédimentaire et chronologique de dépôts néogènes

Grâce à l'étude détaillée des profils sismiques suivant deux directions principales N-S et E-O le long de la marge et du bassin Algéro-Baléarique, je propose les conclusions suivantes sur l'enregistrement chrono-sismostratigraphique du bassin Algéro – Baléarique (Figure VI.17). Les résultats primaires en termes d'épaisseur et d'âge montrent que le bassin Algéro-Baléarique a été ouvert en deux phases distinctes par accrétion océanique datée du Langhien dans le sous-bassin oriental et du Tortonien dans le bassin occidental.

Dans le bassin Est-Algéro-Baléarique, sur la marge profonde étirée, les plus anciens dépôts datent de l'Oligocène supérieur (Chattien) au Miocène supérieur (Aquitaniens-Burdigaliens) et ils sont considérés comme des dépôts syn-rift associés à l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique oriental (Arab et al., 2016a, b). Par ailleurs, les premiers dépôts qui sont déposés directement sur la croûte océanique sont probablement plus jeunes et datent du Langhien moyen jusqu'au Serravallien moyen à proximité du centre d'accrétion (Anomalie R1, Figure IV.1). A ce niveau, une couche mince pré-salifère de 0,5 sTD d'épaisseur a été interprétée. Juste à côté, le domaine de Hannibal montre une mince séquence pré-salifère légèrement moins épaisse que celle trouvée au niveau de la bande d'anomalies (R1) dans le centre d'accrétion du bassin Est-Algéro-Baléarique. Il est probable que cette zone soit un peu

plus jeune que le bassin oriental. Cependant, cette zone pourrait s'être formée avant le Tortonien mais du volcanisme post-accrétion tardif et abondant lié à des remontées asthénosphériques aurait pu empêcher la mise en place de dépôts pré-messiniens sur la croûte continentale étirée lors de la migration du bloc d'Alboran.

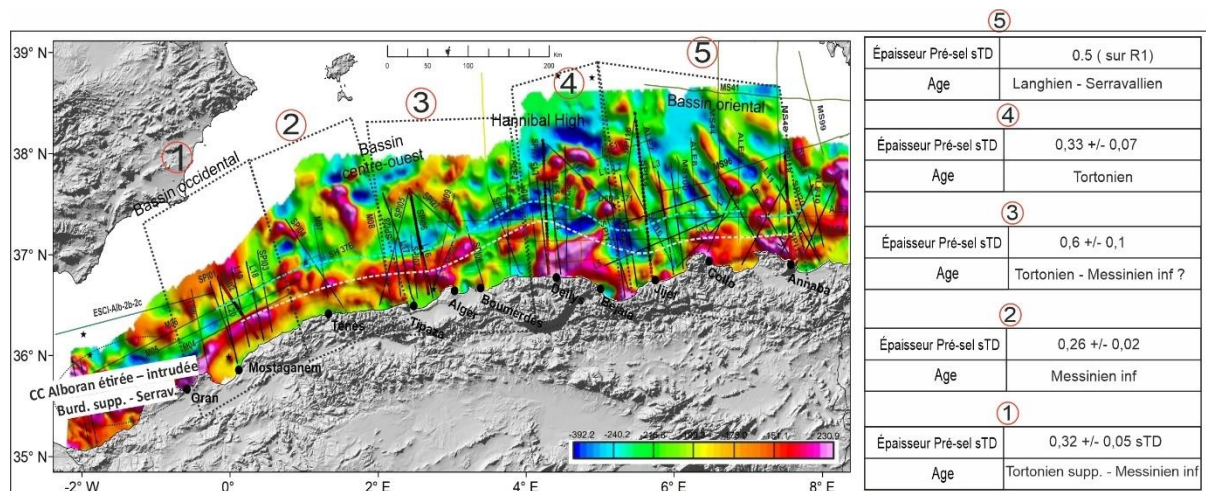


Figure VI. 17. Figure montrant la variation de l'épaisseur de la séquence pré-salifère dans le bassin Algéro-Baléarique.

Par contre, le bassin centre-ouest montre une épaisse séquence pré-salifère de $0,6 \pm 0,1$ sTD. La géométrie particulière de cette zone contrôlée par une *STEP-Fault* et probablement l'accrétion du KDB à la marge africaine pourraient jouer un rôle à l'époque en créant un bassin profond et un espace d'accommodation plus grand que les zones environnantes. En outre, les conditions sédimentaires et eustatiques durant le Tortonien sont susceptibles de jouer un rôle important en matière d'apport sédimentaire. L'accrétion océanique dans ce bassin au large de « Alger-Tipaza » est datée du Tortonien et est associée à la migration vers l'ouest du bloc d'Alboran le long d'une marge *STEP* comme une conséquence de la migration de l'arc de Gibraltar. Dans le bassin occidental, la séquence pré-salifère est redevenue plus mince et moins épaisse que celle trouvée dans le bassin Algéro-Baléarique oriental et centre-ouest. Ces résultats soutiennent l'hypothèse que le bassin au large de Ténès - Mostaganem- Oran est relativement plus jeune que les bassins oriental et ouest-central et date du Tortonien inf. - Messinien inf..

La succession pré-salifère dans le bassin Est Algéro-Baléarique est similaire à la séquence sédimentaire recouvrant le domaine d'Alboran dans la zone interne bético-rifienne et dans le bassin d'Alboran occidental (Serrano et al., 2007). A l'ouest, en mer d'Alboran, les dépôts les plus anciens sont datés de l'Aquitano-Burdigalien dans le bassin Ouest-Alboran (Do Couto et al., 2016), du Serravallien dans le bassin sud-Alboran (Martínez-García et al., 2017) et du

Burdigalien supérieur à la transition avec le bassin Algéro-Baléarique (Medaouri et al., 2014 ; Gomez de la Pena et al., 2020).

2. Évolution des bassins central et occidental à travers l'histoire globale du bassin Algéro - Baléarique

Dans ce qui suit, je présente une brève synthèse des modalités de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique et de la migration du bloc d'Alboran entre 20 à 8 Ma (Figure V.12) sur la base de mes résultats et en discute les implications tectoniques et géodynamiques. Les reconstructions présentées dans l'article du chapitre V ont été créées à partir des reconstructions paléo-cinématiques de Leprêtre et al (2018), Mauffret et al. (2004), Medaouri et al. (2014), van Hinsbergen et al. (2014, 2020), d'Acemont et al. (2020) en utilisant le logiciel de reconstruction de plaques GPlates. Les paléo-lignes de côte ont été reprises de diverses sources (Torsvik & Cocks, 2016 ; van Hinsbergen et al., 2020) et adaptées en fonction de nos propres observations, sachant que plus les paléo-coastlines reconstruites sont récentes, plus leurs contours sont précis.

En me basant sur l'analyse des anomalies magnétiques associée à une interprétation sismostratigraphique, le modèle de reconstruction du bassin Algéro-Baléarique est en faveur de l'hypothèse de Mauffret et al. (2004) : ils supposent que ce bassin s'est ouvert essentiellement en E-O en deux étapes majeures suite à la collision des Kabylides et le déchirement du slab dans un contexte de subduction très étroit. Cette ouverture est plus jeune que celle proposée dans la plupart des modèles cinématiques : elle serait datée de ~ 15,5 à 6,5 Ma au lieu de ~ 20 à 8 Ma (Voir 2.1. Origine du bassin Algéro-Baléarique à travers l'évolution de Méditerranée Occidentale). Le plancher océanique de ce bassin est mince (4 - 5,5 km) et parfois très mince (~ 3 km) avec un TOC étroite et des zones d'accrétion discrètes alternant avec des zones à faible empreinte magnétique. Cette ouverture s'est produite à la faveur des alignements de *STEP-Faults* situés le long de la marge sud du bassin (Medaouri et al., 2014 ; Badji et al. 2015 ; Mancilla et al., 2018 ; Booth-Rea et al., 2018) et probablement le long de la marge des Baléares suivant des segments transformants (Druissi et al., 2015). La transition entre les domaines du promontoire des Baléares et du bassin Algéro-Baléarique se produit à la

fois à travers des domaines transformants étroits tels que les escarpements Emile Baudot et Mazarron, et à travers des domaines de croûte continentale étendue plus larges, par exemple au sud de Minorque (Driussi et al., 2015a). Par ailleurs, deux failles *STEP*, associées à une déchirure lithosphérique latérale ont été interprétées sous les Bétiques et au sud de l'Ibérie (De Mancilla et al., 2015, 2018 ; Hidas et al., 2019) et sont supposées jouer un rôle important dans l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique et du bassin d'Alboran.

De l'Aquitainien au Burdigalien inférieur, un bassin large, le bassin maghrébin du Flysch (MFB ; Figure V.12 ; Guerrero & Martín-Martín, 2015) a constitué la branche la plus méridionale de la néo-Téthys occidentale et a séparé l'AlKaPeCa de la plaque Afrique (Guerrera et al., 2005, 2012, Guerrero & Martín-Martín, 2015). La nature crustale de ce bassin fait l'objet d'un débat (Guerrera et al., 2005, 2012, Guerrero & Martín-Martín, 2015 ; Leprêtre et al., 2018). Ce bassin était le siège d'importants dépôts de flyschs mauritaniens (interne), massyliens (externe) et numidiens (Guerrera et al., 2005, 2012). Cette période est marquée par le début d'une nouvelle subduction impliquant la Téthys maghrébine (c'est-à-dire le "bassin de Flyschs") accommodant la convergence. Le recul de ce système de subduction téthysien vers le sud a entraîné la migration de ces flyschs qui se trouvent dispersés le long de la marge africaine (Figure II.8).

Un découplage entre les systèmes de *rollback* des Baléares et de la Sardaigne le long de la faille nord des Baléares a été accommodé par une déchirure verticale de la lithosphère en formant deux segments (van Hinsbergen et al., 2014) ; le slab maghrébin qui recule vers le sud et le slab de Calabre qui recule vers l'est. La dérive horaire vers le sud – sud-est des blocs kabyles par le recul du slab maghrébin entre ~23 et ~15 Ma est probablement accommodée par un étirement crustal qui pourrait probablement former un premier bassin à l'emplacement actuel du bassin Algéro-Baléarique oriental (Figure V.12). Toutefois, la nature de ce bassin est hypothétique et nécessite une étude plus approfondie pour être déterminée. Les blocs kabyles sont entrés en collision avec la marge africaine avant 17 Ma, comme en témoigne la mise en place du granite de Collo qui recoupe à la fois la Petite Kabylie et le socle africain (Abbassene et al., 2016 ; Chazot et al., 2017). Cet événement a marqué la fermeture de la partie centrale de la Téthys maghrébine et a impliqué un blocage du processus du retrait du slab vers le S-SE. Ceci a engendré la déchirure du slab à l'extrémité ouest de la GK en donnant naissance à deux slabs plus étroits ; l'un reculant vers l'ouest – Gibraltar et l'autre vers le sud-sud-est (Figure V.12). La transition Miocène précoce-Miocène moyen marque une rotation antihoraire de la

direction de la convergence de la plaque africaine (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002a). Cette rotation est corrélée avec un mouvement significatif vers l'ouest de la zone de subduction (Lonergan & White, 1997 ; Jolivet et al., 2003). Également, à cause de la collision d'AlKaPeCa (Jolivet et al., 2021), la rotation du bloc Corso-Sarde aurait cessé à environ 15 Ma (Gattacceca et al., 2007), et par conséquent l'ouverture du bassin Liguro-Provençal est également terminée. Ajoutons que le mouvement le long des failles transformantes du centre et du nord des Baléares (CFZ and NBFZ) ainsi que l'ouverture du fossé de Valence (Pellen et al., 2016) avaient été terminés. Ces événements témoignent d'un changement tectonique et cinématique majeur en Méditerranée occidentale vers 16-15 Ma favorisant les conditions d'ouverture du bassin Algéro-Baléarique.

Le bassin Est Algéro-Baléarique situé au large de Jijel se serait ouvert en premier, suivi ensuite du déplacement vers l'ouest d'un grand bloc d'Alboran alors situé entre les Baléares et la Grande Kabylie. Le rifting dans ce bassin est daté du Burdigalien, comme en témoignent les dépôts syn-rift déposés sur la marge étirée de la Petite Kabylie. A cette époque, le bloc d'Alboran situé probablement au niveau de l'actuel bassin Algéro-Baléarique oriental aurait été affecté par l'extension intense syn-rift NE-SW et E-W liée à l'ouverture de ce bassin et ceci pourrait expliquer les premiers dépôts syn-rift déposés sur sa croûte continentale étirée. Cette position apparaît être relativement proche de celle proposée par Mauffret et al. (2004). Le front de la subduction est situé plus à l'est pendant cette période en supposant que le front externe de la subduction atteignait déjà les Bétiques. Par contre, Romagny et al. (2020) ont proposé un front plus à l'ouest entre 17-15 Ma. Cette contradiction nécessite également des études complémentaires pour préciser la position du front de subduction. L'accrétion océanique du bassin Est-Algéro-Baléarique est déclenchée par une rotation horaire du grand bloc d'Alboran à la faveur d'une première étape de déchire et de migration du slab vers l'ouest (Figure V.12). Cette accrétion en éventail aurait eu lieu entre le Langhien moyen et le Serravallien, âges déduits d'une nouvelle interprétation sismostratigraphique des premières unités déposées sur la croûte océanique. La paléo-bathymétrie du plancher océanique, les changements d'épaisseur pré-messiniens et la signature magnétique du socle convergent pour indiquer de manière cohérente la formation d'un centre d'accrétion du plancher océanique dans le bassin Algéro-Baléarique oriental avec un pôle de rotation situé près de Minorque. Au cours de cette phase initiale, l'enfoncement du slab a produit une remontée asthénosphérique contribuant à l'effondrement d'un système orogénique antérieur et expliquant le métamorphisme à haute température d'Alboran et des Kabylies et l'exhumation du manteau subcontinental à la fin de

l'Oligocène et au début du Miocène (van Hinsbergen et al., 2014). Une épaisse pile de sédiments s'est accumulée depuis le Miocène précoce jusqu'à aujourd'hui dans le domaine d'Alboran. En comparaison, la couverture sédimentaire des bassins terrestres qui entourent le domaine Alboran est beaucoup plus mince (Do Couto et al., 2016). Une telle différence suggère un processus distinct à l'origine, et cela peut être lié à la migration du bloc d'Alboran depuis l'est en même temps que le slab.

Par ailleurs, juste ou peu après l'accrétion de la croûte océanique au Miocène moyen dans le bassin Est Algéro-Baléarique, la propagation vers l'ouest et vers le sud-est de la déchirure de slab dans la lithosphère continentale a provoqué une délamination du manteau lithosphérique subcontinental associé à des remontées asthénosphériques. Cette activité magmatique post-accrétion abondante associée à des remontées asthénosphériques auraient peut-être affecté la zone de Hannibal juste à côté. Cette zone pourrait être constituée d'une croûte continentale étirée qui aurait été abandonnée à l'arrière de la migration du bloc d'Alboran pendant la deuxième phase d'ouverture de l'arrière-arc vers l'ouest. Cela est confirmé par un ensemble d'anomalies magnétiques représentant peut-être un équivalent offshore du magmatisme calco-alcalin post-collision de la Petite Kabylie (Chazot et al., 2017) et par l'imagerie sismique grand-angle qui a montré un groupe de hauts de socle formés par l'empilement de matériaux volcaniques et volcano-clastiques sur une fine croûte de nature indéterminée.

Le slab occidental de Gibraltar en recul vers l'ouest se déchire le long de la marge Baléares au nord et le long de la marge Algérienne au sud tout en induisant la formation des *STEP-Faults*. En conséquence à cette déchirure, le slab recule vers l'Ouest, entraînant avec lui le bloc d'Alboran et induit l'ouverture oblique (en Est-Ouest) de la partie centrale et occidentale du bassin Algéro-Baléarique au cours du Tortonien. Ces bassins sont marqués par un motif d'anomalies magnétiques fragmentées, interprété comme le résultat de processus d'accrétion irréguliers après la mise en place du socle océanique du bassin Algéro-Baléarique oriental. Le recul rapide vers l'ouest a entraîné un étirement significatif du grand bloc d'Alboran qui est fragmenté en micro-blocs de croûte continentale. L'ouverture du bassin Algéro-Baléarique s'achève à l'ouest de la zone, au tout début du Messinien, alors que la collision entre l'Alboran, l'Eurasie et l'Afrique se généralise et devient la direction dominante de contrainte (Martinez-Garcia et al., 2017).

Ce Grand bloc en mouvement vers l'ouest est limité au moins au sud par une marge *STEP* (Govers & Wortel, 2005) notamment le long des segments Centre-Ouest et Ouest de la marge Algérienne à l'aplomb de la déchirure du slab (Vergès & Fernandez, 2012 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015) et au nord du côté de la Bétique par une zone transformante à mouvement relatif principalement décrochant dextre (Hidas et al., 2019). Cette interprétation est également soutenue par les études tomographiques qui décrivent un slab plongeant vers le nord, détaché, à des profondeurs comprises entre 250 et 660 km sous le bassin Algéro - Baléarique (Fichtner & Villaseñor, 2015). Dans le cas de l'Algérie, la position de ces *STEP-Faults* change latéralement. A l'ouest, La *STEP-Fault 2* se situe directement au pied de la marge, tandis que sur la marge centrale, la *STEP-Fault 1* est placée à la TOC identifiée au pied du banc de Khayr-al-Din (KDB), laissant une portion de croûte transitionnelle entre la marge continentale et la nouvelle croûte océanique. Ces deux failles pourraient être alignées à l'origine et déformées ultérieurement sous forme d'un coude par la convergence NW-SE Afrique-Ibérie, ou bien pourraient représenter un changement de direction de la plaque d'Alboran. La migration de l'arc de Gibraltar et du bloc d'Alboran est marquée par un volcanisme sporadique montrant une migration spatio-temporelle assez claire du magmatisme d'arc (calco-alcalin) vers les bords ouest, correspondant à la mise en place de ces *STEP-Faults* « Algériennes » (Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Carminati et al., 2012). Par ailleurs, une autre *STEP-fault* est proposée par Booth-Rea et al. (2018) (*Tunisian STEP-Fault*). Les *STEP-Faults* « Algériennes » sont particulièrement bien contraintes par la bathymétrie (Domzig et al., 2009), la linéarité et la continuité des anomalies magnétiques et gravimétriques (Medaouri et al., 2014) et par la sismique-réflexion et réfraction (Badji et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014). En revanche, la trace en surface de la *STEP-Fault* « Tunisienne » n'est encore pas très contrainte. Le positionnement de ces *STEP-Faults* est également associé à la migration d'est en ouest de l'âge du volcanisme à la côte (Maury et al., 2000 ; Savelli, 2012 ; Chazot et al., 2017) qui est supposé être associé à la propagation de la déchirure du slab: il passe de 17 Ma depuis le démarrage du détachement du slab au niveau du massif de Collo, puis à 11 Ma en Grande Kabylie, et atteint 8 Ma dans la région d'Oran, de manière similaire à l'évolution de l'âge du plancher océanique tel que déduit de mon analyse sismostratigraphique. De plus, la largeur probablement importante de la déchirure du slab pourrait transférer des contraintes cisailantes vers la surface sur une large zone de cisaillement ductile. Cette largeur est bien supérieure à la distance entre la suture téthysienne à terre et le pied de marge. Ainsi, près de la surface, les contraintes appliquées s'exercent sur des parties crustales plus ou moins susceptibles d'être remobilisées. A cette époque, le nouveau bassin Est Algéro-Baléarique très

jeune était très chaud et sa lithosphère était par conséquent très mince. Il est donc probable que ce n'est pas la suture entre les Kabyldes et le continent africain, à faible pendage et assez épaisse, qui est propice à la remobilisation en cisaillement sénestre, mais plutôt la zone de transition océan-continent au sens large. Ajoutons que la zone de transition est la zone typique de la formation d'une *STEP-Fault* (Govers & Wortel, 2005).

L'ensemble des anomalies magnétiques positives le long de la marge occidentale délimitée au nord par les *STEP-Faults* et au sud par la zone de suture entre les zones externe (Tell) et interne (AlKaPeCa) sont interprétées comme des " lanières " continentales provenant du bloc d'Alboran pendant la phase de recul vers l'ouest. Ces lanières sont tectonisées et disséquées par la tectonique liée à la propagation vers l'ouest des *STEP-Faults*. Ce processus est interprété comme étant lié à des changements rapides de la dynamique complexe de la subduction (van den Broek & Gaina, 2020). Ces blocs correspondent au Banc de Khayr-al-Din (KDB) et au bloc ou Domaine Ouest Kabyle (WKD) (Figure IV.1) qui sont entrés en collision oblique avec la marge africaine et se sont ensuite effondrés (Leprêtre et al., 2013 ; Medaouri et al., 2014). La nature continentale et la géométrie du bloc KDB sont en faveur d'une origine interne de ce bloc qui aurait formé antérieurement un bloc basculé de la marge étirée (Leprêtre et al., 2013). Ce paléo « terrane » est limité au nord par une limite offshore très marquée correspondant à une *STEP-Fault*. Cependant, la forme, la taille et la paléo-distribution de ces fragments continentaux sont mal connues jusqu'à présent et doivent donc être considérées comme hypothétiques jusqu'à ce qu'elles soient vérifiées par des études plus détaillées. Bien que nous manquions de contraintes sur la rhéologie du grand bloc d'Alboran, le fait qu'une largeur de slab étroite favorise un taux élevé de migration des fosses près des bords latéraux du slab (Schellart et al., 2007) est probablement une raison importante pour expliquer pourquoi la rupture et la division du grand bloc d'Alboran en de nombreux petits morceaux ont été si efficaces. En effet, le recul étroit de slab favorise l'écoulement toroïdal du manteau et les fortes contraintes de cisaillement basales induites par les gradients de vitesse, ce qui entraîne une forte tension déviatorique normale à la fosse dans le domaine de l'arrière-arc (Masclé & Martin, 1990). Plus au large entre Alger et Ténès, trois anomalies magnétiques sont interprétées comme des centres d'accrétion océaniques potentiellement éteints (Figure IV.1). L'analyse de l'épaisseur des séries pré-salifères déposées au niveau de ces anomalies montre un amincissement relatif, susceptible de révéler la présence de centres d'accrétion proches. Par contre, cette analyse devrait être approfondie pour vérification.

La diachronie de l'ouverture des bassins Algéro-Baléarique et Liguro-Provençal n'était pas clairement établie jusqu'à présent. Cette étude fournit un ensemble d'arguments forts pour un âge plus jeune dans le bassin Algéro-Baléarique et explique pourquoi un flux thermique moyen significativement plus élevé est trouvé dans ce bassin comparé à celui du bassin Liguro-provençal (Poort et al., 2020). Malgré l'insuffisance de la densité des mesures, le flux thermique augmente clairement vers l'ouest, et compte tenu d'un âge du bassin Algéro-Baléarique oriental plus jeune que précédemment supposé, nos résultats sont cohérents avec un déplacement rapide vers l'ouest de la microplaque d'Alboran, responsable d'une ouverture plus tardive datée du Tortonien du bassin Algéro-Baléarique occidental comparé au bassin Algéro-Baléarique oriental. Un autre changement important par rapport à de nombreux modèles cinématiques récents (D'Acromont et al., 2020 ; Do Couto et al., 2016 ; Romagny et al., 2020) est la position du grand bloc d'Alboran et du front de subduction qui sont situés plus à l'est à 20-16 Ma, comme supposé par Mauffret et al. (2004). Finalement, en bon accord avec la plupart des modèles cinématiques récents (Jolivet et al., 2021, et références citées), je propose que le recul vers le S-SE du slab Téthysien a exercé un contrôle tectonique dominant entre 23 et 16 Ma, tandis que la déchirure bilatérale de slab et le recul de slab vers l'ouest ont été les mécanismes moteurs de 16 à 8 Ma.

Chapitre VII

VII. Conclusion et perspectives

1. Conclusion

Une nouvelle interprétation sismostratigraphique des données de sismique-réflexion à pénétration profonde disponibles dans le bassin Algéro-Baléarique couplée à l'analyse des anomalies magnétiques réduites au pôle m'a permis d'apporter de nouvelles connaissances sur un bassin faisant l'objet de débats depuis des années. Les résultats obtenus me permettent de réévaluer l'évolution géodynamique de ce bassin au cours du Miocène dans le contexte de la convergence oblique Afrique-Eurasie en Méditerranée occidentale.

Les anomalies magnétiques réduites au pôle du bassin Algéro-Baléarique peuvent être subdivisées en 3 zones distinctes selon les signatures magnétiques identifiées : (1) le bassin est-Algéro-Baléarique, au motif de linéations magnétiques disposées en éventail et orientées N-S à l'ouest et NNO - SSE à l'est ; (2) le domaine de Hannibal, au motif ovoïde, et (3) le bassin ouest-Algéro-Baléarique, au motif segmenté dans le bassin profond qui est bordé au sud par une large anomalie positive le long de la marge Algérienne.

En premier lieu, les données de sismique-réflexion réunies pour cette étude montrent que les dépôts les plus anciens recouvrant le plancher océanique du bassin Est Algéro-Baléarique sont du Langhien, soit plus jeunes que les dépôts syn-rift identifiés sur la croûte continentale étirée de la Petite Kabylie. Ces sédiments deviennent plus jeunes (Serravallien) et plus minces en s'approchant du centre d'accrétion situé au niveau d'une anomalie magnétique négative centrale. La paléo-bathymétrie du plancher océanique, les changements d'épaisseur pré-salifère et le « pattern » magnétique du socle convergent pour indiquer de manière cohérente la formation d'un centre d'accrétion du plancher océanique dans le bassin Algéro-Baléarique oriental suivant un pôle de rotation situé près de Minorque. Malgré les incertitudes liées à l'absence de forage, la corrélation des anomalies avec les résultats des interprétations des unités acoustiques pré-messiniennes m'a permis de proposer un modèle d'âge d'ouverture hypothétique. Ces résultats montrent que l'accrétion océanique du bassin Algéro-Baléarique

oriental s'est produite rapidement pendant $2,45 \pm 0,18$ Ma durant le Langhien-Serravallien, avec un demi-taux d'accrétion de $3,7 \pm 0,5$ cm/an à mi-distance du pôle de rotation en donnant naissance à une configuration magnétique en éventail comprenant 6 inversions magnétiques réparties symétriquement autour d'une anomalie négative centrale.

Cette ouverture est plus tardive que ce qui est supposé dans la plupart des modèles existants c'est-à-dire après que le bloc de Kabyles ait été accrété à la marge africaine (> 17 Ma ; [Abbassene et al., 2017](#)) et en conséquence l'arrêt de la rotation du bloc corso-sarde (16 – 15 Ma, [Gattacceca et al., 2007](#) ; [Speranza et al., 2002](#)). Elle a été déclenchée par une rotation horaire du grand bloc d'Alboran à la faveur de la déchirure du slab maghrébin.

Pendant le Serravallien supérieur – Tortonien inférieur, une activité magmatique post-accrétion abondante combinée à des remontées asthénosphériques induites par la propagation vers l'ouest de la déchirure du slab et la délamination des bords sub-continentaux a pu contribuer à mettre en place le domaine de Hannibal tout proche et d'autres anomalies magnétiques ovoïdes à proximité du pied de marge. Cette zone représente peut-être un morceau continental étiré et abandonné à l'arrière de la migration du bloc d'Alboran lors de la deuxième phase d'ouverture de l'arrière-arc vers l'ouest.

Les bassins centre-ouest et ouest sont formés en est-ouest durant le Tortonien comme conséquence du retrait du slab de Gibraltar et de la migration du bloc d'Alboran vers l'ouest le long de la marge Baléares - Bétiques au nord et de la marge Algérienne au sud dans un contexte de failles *STEP*. Le changement de la dynamique complexe de la subduction lié au recul rapide vers l'ouest a provoqué un étirement important d'un grand bloc d'Alboran qui est fragmenté en petits blocs continentaux actuellement accrétés à la marge africaine et probablement soutenant le haut de Hannibal. L'étude du bassin Algéro-Baléarique oriental montre le rôle des rotations induites par la collision à la suite du recul de la subduction de la Téthys maghrébine vers le sud et de l'augmentation associée de la courbure de l'arc, dans la formation de systèmes complexes de rifting d'arrière-arc à géométrie et taux de déformation très variables. Ceci pourrait favoriser la fragmentation de l'avant-arc durant une courte période ([Guillaume et al., 2010](#) ; [Wallace et al., 2005](#) ; [van den Broeke et Gaina, 2020](#) ; [van Hinsbergen et al., 2020](#))

Les principales étapes de l'évolution du bassin Algéro-Baléarique sont résumées comme suit :

- (1) Création d'un bassin continental très étiré, accommodant la dérive vers le sud des Kabyles, sous l'effet du recul du slab téthysien vers le S-SE entre ~23 et ~15 Ma.

- (2) Ouverture rapide d'un nouveau bassin océanique à l'Est du bassin Algéro-Baléarique entre 15,2 et 12,7 Ma à la faveur de la rotation horaire du bloc d'Alboran et la déchirure du slab maghrébin.
- (3) Activité magmatique post-accrétion intense combinée à des remontées asthénosphériques induites par la propagation vers l'ouest de la déchirure du slab et la délamination des bords sub-continentaux formant la structure de Hannibal toute proche pendant le Serravallien supérieur – Tortonien inférieur.
- (4) Ouverture du reste de bassin depuis le Tortonien jusqu'au Messinien inférieur en réponse au recul du slab de Gibraltar vers l'ouest et à la migration concomitante du bloc d'Alboran le long des marges au nord et au sud de type *STEP-Faults*.

Ce modèle d'évolution cinématique amène à proposer que le bloc d'Alboran a été déformé en plusieurs fragments continentaux à la suite de la propagation vers l'ouest du front de subduction arqué par déchirure bilatérale d'un slab étroit orienté est-ouest. Le processus de déchirure et de segmentation du slab, tel que proposé dans les récents modèles géodynamiques de la Méditerranée occidentale (van Hinsbergen et al., 2014, 2020), offre le mécanisme le plus probable permettant d'expliquer les deux dernières étapes d'ouverture du domaine Algéro-Baléarique. Les dernières étapes correspondent à la fois à la formation tardive des *STEP-Faults* aux limites des marges Algéro-Baléarique et à la migration volcanique post-collision le long de la marge Algérienne, interprétée comme étant liée à la rupture du slab.

2. Perspectives

Bien que les études de sismique grand-angle confirment la présence d'un socle de type océanique dans le bassin occidental (Leprêtre et al., 2013), la signature des anomalies magnétiques reste à mieux expliquer et témoigne d'un changement majeur dans le mode d'ouverture en arrière-arc après la mise en place du socle océanique Algéro-Baléarique oriental. La nature crustale exacte (croûte océanique hétérogène avec zones à manteau serpentinisé ?) et le mode de formation de ce bassin doivent donc être étudiés avec précision pour mieux évaluer le stade tardif de l'ouverture du bassin Algéro-Baléarique. Les relations spatiales et temporelles précises entre les différentes phases de convergence et d'extension identifiées ou supposées dans les domaines Alboran et Algéro-Baléarique, ainsi que la quantité et le moment de la répartition des mouvements le long des *STEP-Faults* (d'Acemont et al., 2020 ; Jolivet et al., 2021, Platt et al., 2013 ; Romagny et al., 2020) n'ont pas encore atteint un

consensus. Par ailleurs, de nombreuses questions restent sans réponse, en particulier la paléogéographie et la géométrie des domaines d'Alboran et des Baléares et leur paléo - déformation interne : ceux-ci nécessitent des études plus poussées, notamment en complétant l'étude de la distribution des sédiments pré-messiniens jusqu'au pied de la marge Baléares. Il est encore nécessaire de vérifier si des processus comparables se sont produits dans d'autres zones de bassins d'arrière-arc dans le monde.

Enfin, on ne sait toujours pas si le premier bassin dans le bassin Est-Algéro-Baléarique formé à l'arrière de l'étape de recul vers le sud (c'est-à-dire 20-16 Ma) était continental ou océanique (Do Couto et al., 2016 ; Platt et al., 2006 ; Platt & Vissers, 1989 ; Romagny et al., 2020). Cet ancien domaine d'arrière-arc a été complètement remanié par la suite et peut être considéré comme un bassin d'arrière-arc de type continental similaire au domaine d'extension égéen, caractérisé par le développement de bassins d'extension (Masclé & Martin, 1990) et par l'exhumation de roches métamorphiques par failles de détachement, processus contrôlé au premier ordre par le recul de la fosse hellénique vers le sud (Brun & Sokoutis, 2010 ; Jolivet et al., 2013).

Une étude pluridisciplinaire en utilisant des données géophysiques plus denses et reliant les études terrestres et marines sont nécessaires pour élucider ces questions.

Références

A

- Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R. C., et al. (2016). A 17Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 674, 114–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013>
- D'Acremont, E., Lafosse, M., Rabaute, A., Gabriel, T., Do Couto, D., Ercilla, G., et al. (2020). Polyphase Tectonic Evolution of Fore-Arc Basin Related to STEP Fault as Revealed by Seismic Reflection Data from the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics*, 39. <https://doi.org/10.1029/2019TC005885>
- Afilhado, A., Moulin, M., Aslanian, D., Schnürle, P., Klingelhofer, F., Nouzé, H., et al. (2015). Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – II. Sardinia's margin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(4–5), 331–351. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.331>
- Aïdi, C., Beslier, M.-O., Yelles-Chaouche, A. K., Klingelhofer, F., Bracene, R., Galve, A., et al. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Greater Kabylia, Algeria – New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics*, 728–729, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.007>
- Ait Ouali, R. (1991). Le rifting des Monts des Ksour au Lias: organization du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb, (Doctoral dissertation). Université de Pau.
- Aïte, M. O., & Gelard, J. P. (1997). Post-collisional palaeostresses in the central Maghrebides (Great Kabylia, Algeria). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, pp. 423–436.
- Allen, P., & Allen, R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*.
- Alvarez, W., Coccozza, T., & Wezel, F. C. (1974). Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248(5446), 309–314. <https://doi.org/10.1038/248309a0>
- Amato, A., Alessandrini, B., Cimini, G., Frepoli, A., & Selvaggi, G. (1993). Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity.
- Anderson, M. O., Norris-Julseth, C., Rubin, K. H., Haase, K. M., Hannington, M., Baxter, A. T., & Stewart, M. (2021). Geologic and Structural Evolution of the NE Lau Basin, Tonga: Morphotectonic Analysis and Classification of Structures using Shallow Seismicity [preprint]. <https://doi.org/10.1002/essoar.10502463.2>
- Anderson, R. V. V. (1932). Pleistocene Mazouna Stage in Western Algeria Containing Artifacts. *GSA Bulletin*, 43(3), 847–874. <https://doi.org/10.1130/GSAB-43-847>

Andreotto, F., Aloisi, G., Raad, F., Heida, H., Flecker, R., Agiadi, K., et al. (2021). Freshening of the Mediterranean Salt Giant: controversies and certainties around the terminal (Upper Gypsum and Lago-Mare) phases of the Messinian Salinity Crisis. *Earth-Science Reviews*, 216, 103577. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103577>

Andrieux, J., Fontbote, J.-M., & Mattauer, M. (1971). Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(2), 191–198. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90077-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90077-X)

Arab, M., Belhai, D., Granjeon, D., Roure, F., Arbeumont, A., Rabineau, M., et al. (2016). Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(4), 289. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2296-3>

Arab, M., Maherssi, C. E., Granjeon, D., Roure, F., Déverchère, J., Cuilhé, L., et al. (2020). On the origin and consequences of crustal-scale extension between Africa and Sicily since Late Miocene: insights from the Kaboudia area, western Pelagian Sea. *Tectonophysics*, 795, 228565. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228565>

Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracène, R., Belhai, D., Roure, F., et al. (2016). Tectonostratigraphic evolution of the Eastern Algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 1355–1375. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021>

Argand, E. (1924a). Les Alpes et l'Afrique. *Bulletin Société vaudoise des Sciences naturelles*, 55, 233–236.

Artemieva, I. M., & Thybo, H. (2020). Continent size revisited: Geophysical evidence for West Antarctica as a back-arc system. *Earth-Science Reviews*, 202, 103106. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103106>

Auzende, J. M., Bonnin, J., & Olivet, J. L. (1973). The origin of the western Mediterranean basin. *Journal of the Geological Society*, 129(6), 607–620 .

Auzende, J.-M., Bonnin, J., & Olivet, J.-L. (1975). La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17(4), 486–495.

Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M. I., Torne, M., Rubio, F., et al. (2016). Updated Bouguer anomalies of the Iberian Peninsula: a new perspective to interpret the regional geology. *Journal of Maps*, 12(5), 1089–1092. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1126538>

B

Baccheschi, P., Margheriti, L., Steckler, M., & Boschi, E. (2011). Anisotropy patterns in the subducting lithosphere and in the mantle wedge. A case study: the Southern Italy

subduction system. *Journal of Geophysical Research*, 116.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007961>

Bache, F., Olivet, J. L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., & Suc, J.-P. (2009). Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1–2), 139–157.

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsı, M., Ribodetti, A., et al. (2015). Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? *Geophysical Journal International*, 200(2), 1029–1045.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu454>

Badji, R. (2014). Structure profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie (These de doctorat). Nice. Retrieved from <http://www.theses.fr/2014NICE4036>

Baes, M., Govers, R., & Wortel, R. (2011). Switching between alternative responses of the lithosphere to continental collision. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1151–1174.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05236.x>

Bahrouni, N., Masson, F., Saleh, M., Maamri, R., Dhaha, F., & Arfaoui, M. (2020). Active tectonics and GPS data analysis of the Maghrebian thrust belt and Africa-Eurasia plate convergence in Tunisia. *Tectonophysics*, 785, 228440.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228440>

Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67–79.

Barker, P. F., Hill, I. A., Osmaston, M. F., Vine, F. J., & Smith, A. G. (1981). Back-arc extension in the Scotia Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 249–262.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0063>

Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.-F., & Brunet, M.-F. (2018). Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. *Tectonono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene*.

Barry, K. M., Cavers, D. A., & Kneale, C. W. (1975). Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, 40(2), 344–352.

Bartolome, R., Contrucci, I., Nouzé, H., Thiebot, E., & Klingelhoëfer, F. (2005). Using the OBS wide-angle reflection/refraction velocities to perform a pre-stack depth migration image of the “single bubble” multichannel seismic: example of the Moroccan margin. *Journal of Applied Geophysics*, 57(2), 107–118. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2004.10.004>

Baxter, A. T., Hannington, M. D., Stewart, M. S., Emberley, J. M., Breker, K., Krätschell, A., et al. (2020). Shallow Seismicity and the Classification of Structures in the Lau Back-Arc Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(7), e2020GC008924. <https://doi.org/10.1029/2020GC008924>

Bayer, R., Le Mouel, J. L., & Le Pichon, X. (1973). Magnetic anomaly pattern in the western mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 168–176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90111-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90111-8)

Belanteur, N. (1995). Contribution à l'étude des comportements mécanique et thermomécanique des argiles remaniées, saturées et fortement consolidées (Thèse de doctorat). Université d'Orléans.

Belanteur, O. (2001). Le magmatisme miocène de l'Algérois : chronologie de mise en place, pétrologie et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat, USTHB, Alger, 231p.

Belhai, D. (1987). Le massif du Chenoua (Algérie) : mise en place des flyschs en relation avec un cisaillement "transcurrent" E-W, responsable de la structure en éventail. (Thèse Magister). Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene.

Bellon, H., & Brousse, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental ; essai de synthèse. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIX(3), 469–480. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.469>

Benes, V., Scott, S. D., & Binns, R. A. (1994). Tectonics of rift propagation into a continental margin: Western Woodlark Basin, Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4439–4455. <https://doi.org/10.1029/93JB02878>

Benson, R. H., Bied, K. R.-E., & Bonaduce, G. (1991). An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6(1), 165–192. <https://doi.org/10.1029/90PA00756>

Bercovici, D., Ricard, Y., & Richards, M. A. (2000). The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 121, 5–46

Bercovici, D., & Wessel, P. (1994). A continuous kinematic model of plate-tectonic motions. *Geophysical Journal International*, 119(2), 595–610. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb00144.x>

Bevis, M., Taylor, F. W., Schutz, B. E., Recy, J., Isacks, B. L., Helu, S., et al. (1995). Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature*, 374(6519), 249–251. <https://doi.org/10.1038/374249a0>

Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M., & Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 368, 51–60.

Biju-duval, B., Dercourt, V., & Le Pichon, X. (1976). From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. *Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins* (Editions Technip), 1977, P. 143-164.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., et al. (2011). Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 182(4), 279–303. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.279>

Bizon, G., & Bizon, J.-J. (1972). *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen: oligocène à quaternaire*. Editions TECHNIP.

Blanco, M., & Spakman, W. (1993). The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13–34. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90025-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90025-F)

Boccaletti, M., & Guazzone, G. (1974). Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. *Nature*, 252(5478), 18–21. <https://doi.org/10.1038/252018a0>

Bonneton, J.-R. (1977). *Géologie de la zone de contact entre Mitidja et atlas de Blida au Sud d'Alger* (Thèse de doctorat). Université Pierre et Marie Curie (Paris).

Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., M, K., Peyrefitte, A., N, V., et al. (2012). World Gravity Map 1:50M. <https://doi.org/10.14682/2012GRAVISOST>

Booth-Rea, G., R. Ranero, C., & Grevemeyer, I. (2018). The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Scientific Reports*, 8(1), 13015. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31307-7>

Booth-Rea, G., R. Ranero, C., Martínez-Martínez, J., & Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán Sea, Western Mediterranean. *Geochemistry Geophysics Geosystems - GEOCHEM GEOPHYS GEOSYST*, 8(1). <https://doi.org/10.1029/2007GC001639>

Boudiaf, A. (1996). *Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique* (Thèse de doctorat). Université Montpellier 2.

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A. K., & Calais, E. (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 217(1), 572–588. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz035>

Bouillin, J. P. (1986). Le “bassin maghrebin”; une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique a l’ouest des Alpes. *Bulletin de La Société Géologique de France*, II(4), 547–558. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.II.4.547>

Bouillin, J.-P. (1977). Géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d’El Milia (Algérie) (Doctoral dissertation). Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Bouillin, J.-P., & Raoult, J.-F. (1971). Presence sur le socle kabyle du Constantinois d’un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un neo-autochtone? *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIII, 338–362. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIII.3-4.338>

Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., et al. (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: relocation and aftershock sequence analysis. *Geophysical Research Letters*, 31(19).

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhofer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., et al. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin : implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1912–1938. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv102>

Bouyahiaoui, Boualem. (2014). Structure profonde et réactivation de la marge est-Algérienne et du bassin adjacent (secteur d’Annaba), contraintes par sismique-réflexion multitrace et grand-angle terre-mer (These de doctorat). Nice. Retrieved from <http://www.theses.fr/2014NICE4116>

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*, 357(1), 207–226. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00369-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00369-4)

Broek, J. M. van den, & Gaina, C. (2020a). Microcontinents and Continental Fragments Associated With Subduction Systems. *Tectonics*, 39(8), e2020TC006063. <https://doi.org/10.1029/2020TC006063>

Broek, J. M. van den, & Gaina, C. (2020b). Microcontinents and Continental Fragments Associated With Subduction Systems. *Tectonics*, 39(8), e2020TC006063. <https://doi.org/10.1029/2020TC006063>

Bruguier, N. J., & Livermore, R. A. (2001). Enhanced magma supply at the southern East Scotia Ridge: evidence for mantle flow around the subducting slab? *Earth and Planetary Science Letters*, 191(1), 129–144. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00408-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00408-3)

Brun, J.-P., & Sokoutis, D. (2010). 45 m.y. of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology*, 38(9), 815–818. <https://doi.org/10.1130/G30950.1>

Burollet, P.-F. (1979). B. -Résumé sur la géologie des régions voisines/ Summary of the geology of surrounding countries. *Géologie Méditerranéenne*, 6(1), 23–27. <https://doi.org/10.3406/geolm.1979.1066>

C

Caire, A. (1957). Étude géologique de la région des Biban (Algérie) - Google Scholar. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Nouv. Ser., Bull.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., et al. (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. Retrieved from <https://ecommons.cornell.edu/handle/1813/5275>

Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., & Wardell, N. (2008). Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 735. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0354-8>

Capella, W., Spakman, W., Hinsbergen, D. J. J. van, Chertova, M. V., & Krijgsman, W. (2020). Mantle resistance against Gibraltar slab dragging as a key cause of the Messinian Salinity Crisis. *Terra Nova*, 32(2), 141–150. <https://doi.org/10.1111/ter.12442>

Capitanio, F. A., Faccenna, C., Zlotnik, S., & Stegman, D. (2011). Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and Bolivian Orocline. *Nature*, 480, 83–6. <https://doi.org/10.1038/nature10596>

Carbonnel, G., & Courme-Rault, M.-D. (1997). Ostracodes miocènes d'Algérie (système, biostratigraphie, distribution palinspatique). *Publications du musée des Confluences*, 1(1). Retrieved from https://www.persee.fr/doc/mhnly_1285-882x_1997_mon_1_1

Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics- Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255–288.

Carminati, Eugenio, Lustrino, M., & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026>

Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3), 651–665. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00118-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00118-6)

Carminati, E, Wortel, M. J. R., Meijer, P. T., & Sabadini, R. (1998). The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3), 667–679. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00119-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00119-8)

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., et al. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1), 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>

Cavazza, W., & Stampfli, G. M. (2004). *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle: The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas*. Springer Science & Business Media.

Chalouan, A. (1996). Les dépôts du Trias du Rif interne : témoins de deux paléo-marges téthysiennes en voie d'individualisation, in Medina F. (Ed.), *Le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances*, Pumag Edit., Marrakech 155–179. (Thèse de doctorat).

Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.-M., & Jestin, F. (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 37–61.

Chang, S.-J., van der Lee, S., Flanagan, M. P., Bedle, H., Marone, F., Matzel, E. M., et al. (2010). Joint inversion for three-dimensional S velocity mantle structure along the Tethyan margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8). <https://doi.org/10.1029/2009JB007204>

Chapple, W., & Tullis, T. (1977). Evaluation of the forces that drive the plates. <https://doi.org/10.1029/JB082I014P01967>

Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R. c., Déverchère, J., Bellon, H., Ouabadi, A., & Bosch, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125, 27–41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005>

Chemenda, A., Lallemand, S., & Bokun, A. (2000). Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5567–5581. <https://doi.org/10.1029/1999JB900332>

Chertova, M. V., Spakman, W., Geenen, T., Berg, A. P. van den, & Hinsbergen, D. J. J. van. (2014). Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5876–5902. <https://doi.org/10.1002/2014JB011150>

Cita, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, J. M., Mayne, W., et al. (1973). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XIII, 32.

Civello, S., & Margheriti, L. (2004). Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting. *Geophysical Research Letters*, 31(10). <https://doi.org/10.1029/2004GL019607>

Clark, S., Sobiesiak, M., Zelt, C., Magnani, M., Miller, M., Bezada, M., & Levander, A. (2008). Identification and tectonic implications of a tear in the South America plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochemistry Geophysics Geosystems - GEOCHEM GEOPHYS GEOSYST*, 9. <https://doi.org/10.1029/2008GC002084>

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., & Loutre, M.-F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian Salinity Crisis: controversy resolved? *Geology*, 24, 363–366. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2)

Cloetingh, S., Kooi, H., & Groenewoud, W. (1989). Intraplate Stresses and Sedimentary Basin Evolution. In *Origin and Evolution of Sedimentary Basins and Their Energy and Mineral Resources* (pp. 1–16). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/GM048p0001>

Cocchi, L., Caratori Tontini, F., Muccini, F., Marani, M. P., Bortoluzzi, G., & Carmisciano, C. (2009). Chronology of the transition from a spreading ridge to an accretional seamount in the Marsili backarc basin (Tyrrhenian Sea). *Terra Nova*, 21(5), 369–374. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00891.x>

Cocchi, L., Passaro, S., Tontini, F. C., & Ventura, G. (2017). Volcanism in slab tear faults is larger than in island-arcs and back-arcs. *Nature Communications*, 8(1), 1–12.

Cohen, C. (1980). Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68, 283–311. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90180-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90180-8)

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J.-X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes Journal of International Geoscience*, 36(3), 199–204. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002>

Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I., & Watts, A. B. (1999). 44. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* (Vol. 161, pp. 555–580).

Comas, M. C., García-Dueñas, V., & Jurado, M. J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12(2), 157–164. <https://doi.org/10.1007/BF02084927>

Conrad, C., & Hager, B. (1999). Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. <https://doi.org/10.1029/1999JB900149>

Conrad, C. P., & Lithgow-Bertelloni, C. (2002). How Mantle Slabs Drive Plate Tectonics. *Science*, 298(5591), 207–209. <https://doi.org/10.1126/science.1074161>

Cope, M. J. (2003). Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. *First Break*, 21(7). <https://doi.org/10.3997/1365-2397.21.7.25550>

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R., Bellon, H., Louni-Hacini, A., et al. (2002). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos*, 62, 87–110. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00109-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3)

Courme-Rault, M.-D. (1985). Stratigraphie du miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des atlasides orientales (Algérie, Sicile) (Thèse de doctorat). Université d'Orléans.

Courme-Rault, M.-D., & Coutelle, A. (1982). Le Miocène de la Soumman (Algérie) : précisions sur l'âge de ses niveaux de base, existence d'un cycle inférieur Anté-nappes sud-telliennes, corrélations. *Géologie Méditerranéenne*, 9(2), 99–107. <https://doi.org/10.3406/geolm.1982.1176>

Cravatte, J., P. Dufaure, M. Prim, and S. Rouaix (1974), Les sondages du golfe du lion : Stratigraphie, sédimentologie, Compagnie Française des Pétroles, Paris.

D

Dal Cin, M., Ben, A., Mocnik, A., Accaino, F., Geletti, R., Wardell, N., et al. (2016). Seismic imaging of Late Miocene (Messinian) evaporites from Western Mediterranean back-arc basins. *Petroleum Geoscience*, 22, petgeo2015-096. <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-096>

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L.-E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., et al. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241–315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)

De Ritis, R., Pepe, F., Orecchio, B., Casalbore, D., Bosman, A., Chiappini, M., et al. (2019). Magmatism Along Lateral Slab Edges: Insights from the Diamante-Enotrio-Ovidio Volcanic-Intrusive Complex (Southern Tyrrhenian Sea). *Tectonics*, 38(8), 2581–2605. <https://doi.org/10.1029/2019TC005533>

Delteil, J. (1974). Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Mont de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). (Thèse de Doctorat d'État). Université de Nice.

Déverchère, J., Medaouri, M., Beslier, M. O., Arab, M., Graindorge, D., & Bracene, R. (15-16 March, 2018). How does tectonic inversion initiate ? Insights from the Algerian margin

case study. Presented at the AAPG GTW “Alpine folded belts and extensional basins: Exploring in the Mediterranean,” Granada, Spain.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., et al. (2005). Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(4). <https://doi.org/10.1029/2004GL021646>

Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265–283. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>

Dewey, John F. (1980). Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries. Special Paper - Geological Association of Canada, 20, 553–573.

Dewey, John F., Pitman, W. C., III, Ryan, W. B. F., & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *GSA Bulletin*, 84(10), 3137–3180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)

Dickinson, W. W., & Milliken, K. L. (1995). The Diagenetic Role of Brittle Deformation in Compaction and Pressure Solution, Etjo Sandstone, Namibia. *The Journal of Geology*, 103(3), 339–347. <https://doi.org/10.1086/629751>

Didon, J. (1969). Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Université de Paris, faculté des sciences.

Dilek, Y., & Furnes, H. (2019). Tethyan ophiolites and Tethyan seaways. *Journal of the Geological Society*, 176. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-129>

Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *GEOPHYSICS*, 20(1), 68–86. <https://doi.org/10.1190/1.1438126>

Do Couto, D., Gorini, C., Jolivet, L., Le Bret, N., Augier, R., Gumiaux, C., et al. (2016). Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25 Myrs. *Tectonophysics*, 677. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.020>

Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., & Piromallo, C. (1999). Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Science Reviews*, 45(3), 167–208. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(98\)00045-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(98)00045-2)

Doglioni, Carlo, M, F., Gueguen, E., & Sàbat, F. (1999). On the interference between early Apennines–Maghrebides back arc extension and Alps–Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Bollettino- Societa Geologica Italiana*, 118, 75–89.

Domzig, A. (2006). Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine Algérienne (phd-thesis). Université de Bretagne occidentale - Brest. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00144684>

Domzig, A., Karim, Y., Charlotte, L., Déverchère, J., Jean-pierre, B., Rabah, B., et al. (2006). Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience* (1631-0713) (Elsevier), 2006, Vol. 338, N. 1-2, P. 80-91, 338. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.009>

Driussi, O., Briaïs, A., & Maillard, A. (2015). Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(4–5), 353–370. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.353>

Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., and Oates, N., 2008, Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 156, no. 5, p. 577–593, [doi: 10.1007/s00410-008-0302-4](https://doi.org/10.1007/s00410-008-0302-4)

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, no. 6, p. 1155–1201, [doi: 10.1093/petrology/egi013](https://doi.org/10.1093/petrology/egi013)

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, no. 1–2, p. 91–108, [doi:10.1016/S0012-821X\(03\)00632-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00632-0)

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L., and Morgan, J.P., 2003, Deep roots of the Messinian salinity crisis.: *Nature*, v. 422, no. 6932, p. 602–606, [doi: 10.1038/nature01553](https://doi.org/10.1038/nature01553)

Durand Delga, M., Fontbote, J.M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale XXVIème Congrès Géologie International, Colloque C5, Thème, II, Paris (1980), pp. 67-85

Durand-Delga M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, n°39, 89-131.

Durand-Delga, M. (1955). Étude géologique de l'Ouest de la Chaîne numidique.

E

Einsele, G. (2000). *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget* (2nd ed.). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04029-4>

El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., & Réhault, J.-P. (2014). Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics*, 77. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.02.006>

El-Sharkawy, A., Meier, T., Lebedev, S., Behrmann, J. H., Hamada, M., Cristiano, L., et al. (2020). The Slab Puzzle of the Alpine-Mediterranean Region: Insights From a New, High-Resolution, Shear Wave Velocity Model of the Upper Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(8), e2020GC008993. <https://doi.org/10.1029/2020GC008993>

Elsasser, W. M. (1971). Sea-floor spreading as thermal convection. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 76(5), 1101–1112. <https://doi.org/10.1029/JB076i005p01101>

England, P., & Wortel, R. (1980). Some consequences of the subduction of young slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, 47(3), 403–415.

Erickson, A. J., & von Herzen, R. P. (1978). Component parts of the World Heat Flow Data Collection [Data set]. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.804246>

Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2), 636–662. <https://doi.org/10.1002/2017TC004613>

F

Faccenna, C., Oncken, O., Holt, A. F., & Becker, T. W. (2017). Initiation of the Andean orogeny by lower mantle subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 463, 189–201. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.041>

Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., et al. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283–332.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1). <https://doi.org/10.1029/2002TC001488>

Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001a). History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809–820. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x>

Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., & Lucente, P. (2001b). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1), 105–116. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00280-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00280-1)

Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, R., & Jolivet, L. (1997). Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, 9(3), 126–130. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-12.x>

Favre, P., & Stampfli, G. M. (1992). From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, 215(1), 69–97. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90075-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90075-H)

Fichtner, A., & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean - Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.038>

Finetti, I., & Morelli, C. (1972). Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Wide Scale Digital Seismic Exploration of the Mediterranean Sea*.

Flower, M. F. J., Russo, R. M., Tamaki, K., & Hoang, N. (2001). Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) “high-tide mark”: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics*, 333, 9–34. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00264-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00264-X)

Fontboté, J. M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., & Fernández-Ortigosa, F. (1990). The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3(3–4), 249–259.

Forsyth, D., & Uyeda, S. (1975). On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion*. *Geophysical Journal International*, 43(1), 163–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x>

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., & Martineau, F. (2001). The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57, 187–216. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00034-2)

Fournier, M., Jolivet, L., Davy, P., & Thomas, J.-C. (2004). Backarc extension and collision: an experimental approach to the tectonics of Asia. *Geophysical Journal International*, 157(2), 871–889. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02223.x>

Fowler, C. M. (2005). *The Solid Earth*.

Freneix, S., Carbonnel, G., Courme-Rault, M.-D., Magne, J., & Obert, D. (1974). Contribution à l'étude stratigraphique, structurale et faunistique (Microfaune et bivalves) du Bassin miocène de Lalla Kouba (Algérie) (*Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, t. 60, vol. 1) (pp. 43–55).

Fretzdorff, S., Livermore, R., Devey, C., Leat, P., & Stoffers, P. (2002). Petrogenesis of the Back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean. *Journal of Petrology - J PETROL*, 43, 1435–1467. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.8.1435>

Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., & de Clarens, P. (2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34(5), 1009–1029. <https://doi.org/10.1002/2014TC003760>

Frizon de Lamotte, Dominique, Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, Jean-christophe, Christian, B., & 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*, 30. <https://doi.org/10.1029/2010TC002691>

Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., Azzouzi, M. E., Maury, R. C., et al. (2008). The Atlas System. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, & D. F. de Lamotte (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction* (pp. 133–202). Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_4

Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernandez, M., Zeyen, H., et al. (2004). TRASNSMED-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin]. Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli GM & Ziegler PA (Éds.)—The TRANSMED Atlas—the Mediterranean Region from Crust to Mantle.

Frizon de Lamotte, Dominique, Bezar, B. S., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740–761. <https://doi.org/10.1029/2000TC900003>

Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H., & Nenbai, M. (1992). Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4809–4822. <https://doi.org/10.1029/91JB02749>

Fuller, C., Willett, S., & Brandon, M. (2006). Formation of Forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes. *Geology*, 34, 65–68. <https://doi.org/10.1130/G21828.1>

Funiciello, F., Faccenna, C., & Giardini, D. (2004). Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: Insights from laboratory experiments. *Geophysical Journal International*, 157, 1393–1406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02313.x>

Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., & Regenauer-Lieb, K. (2003). Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108, art. no.-2207. <https://doi.org/10.1029/2001JB000896>

G

Galdeano, Armand, & Rossignol, J.-C. (1977). Assemblage a altitude constante des cartes d'anomalies magnetiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Mediterranee. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIX(3), 461–468. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.461>

Galindo-Zaldívar, J., Bohoyo, F., Maldonado, A., Schreide r, A., Suriñach, E., & Vázquez, J. T. (2006). Propagating rift during the opening of a small oceanic basin: The Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3), 398–412. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.056>

Garate, J., Martin-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverria, A., Asensio, E., Gil, A. J., et al. (2015). Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19(2), 287–295.

Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., & Klaeschen, D. (2013a). Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy). *Tectonophysics*, 602, 141–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.026>

Garcia-Castellanos, D., & Villaseñor, A. (2011). Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, 480(7377), 359–363. <https://doi.org/10.1038/nature10651>

García-Dueñas, V., Balanyá, J. C., & Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12(2), 88–95. <https://doi.org/10.1007/BF02084917>

Garfunkel, Z., Anderson, C. A., & Schubert, G. (1986). Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B7), 7205–7223. <https://doi.org/10.1029/JB091iB07p07205>

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin, F. (2007). Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 359–377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.003>

Gee, J. S., & Kent, D. V. (2007). 5.12 - Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (pp. 455–507). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00097-3>

Gelabert, Bernadí, Sàbat, F., & Rodríguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14(2), 93–100. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00392.x>

Gelabert, B., Sabat, F., & Rodriguez-Perea, A. (1992). A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203(1), 167–183. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90222-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90222-R)

Gélard, J.-P. (1979). *Géologie Du Nord-est de la Grande Kabylie : Un Segment Des Zones Internes de L’orogène Littoral Maghrébin*. Institut des sciences de la terre.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., & Magné, J. (1981). Définition d'une série-type de l'Oligo-Miocène kabyle ante nappes dans le djebel Aissa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, pp. 1529–1532.

Giresse, P., Bassetti, M.-A., Pauc, H., Gaullier, V., Déverchère, J., Bracene, R., & Yelles, A. (2013). Sediment accumulation rates and turbidite frequency in the eastern Algerian margin. An attempt to examine the triggering mechanisms. *Sedimentary Geology*, 294, 266–281. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.06.005>

Gill, G. A., Santantonio, M., & Lathuilière, B. (2004). The depth of pelagic deposits in the Tethyan Jurassic and the use of corals: an example from the Apennines. *Sedimentary Geology*, 166(3), 311–334. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.013>

Glangeaud, L. (1932). Etude géologique de la région littorale de la Province d'Alger.

Gonzalez-Castillo, L., Galindo-Zaldivar, J., de Lacy, M. C., Borque, M. J., Martinez-Moreno, F. J., García-Armenteros, J. A., & Gil, A. J. (2015). Active rollback in the Gibraltar Arc: Evidences from CGPS data in the western Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 663, 310–321. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.010>

Gómez de la Peña, L., R. Ranero, C., Gràcia, E., & Booth-Rea, G. (2021). The evolution of the westernmost Mediterranean basins. *Earth-Science Reviews*, 214, 103445. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103445>

Gómez de la Peña, L., Ranero, C. R., & Gràcia, E. (2018). The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37(10), 3352–3377. <https://doi.org/10.1029/2017TC004946>

Gorini, C., Montadert, L., & Rabineau, M. (2015). New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 66(Part 1), 278–294. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.01.009>

Gorini, C. (1993). Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale) (PhD Thesis).

Govers, R. (2009). Choking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis. *Geology*, 37(2), 167–170. <https://doi.org/10.1130/G25141A.1>

Govers, R., & Wortel, M. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 505–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (2012). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.

- Graindorge, D., Sage, F., & Frauke, K. (2009). SPIRAL cruise, L'Atalante R/V <https://doi.org/10.17600/9010050>
- Granado, P., Urgeles, R., Sàbat, F., Albert-Villanueva, E., Roca, E., Muñoz, J. A., et al. (2016). Geodynamical framework and hydrocarbon plays of a salt giant: the NW Mediterranean Basin. *Petroleum Geoscience*, 22(4), 309–321. <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-084>
- Grevemeyer, I., Ranero, C. R., & Ivandic, M. (2018). Structure of oceanic crust and serpentinization at subduction trenches. *Geosphere*, 14(2), 395–418. <https://doi.org/10.1130/GES01537.1>
- Gueguen, Erwan, Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1), 259–269. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00189-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00189-9)
- Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1997). Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basin. *Terra Nova*, 9(4), 184–187. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-28.x>
- Guemache, M. A., Djellit, H., Ymmel, H., Sofiane, G., & Dorbath, C. (2010). La faille post-astienne de Bouinan– Soumâa (Région de Blida, bordure Sud du bassin de la Mitidja (Algérie) : Expression néotectonique et implication dans l'évaluation de l'aléa sismique, 21.
- Guennoc, P., Gorini, C., & Mauffret, A. (2000). Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne* Geological history of the Gulf of Lions: mapping the Oligocene-Aquitainian rift and Messinian surface.
- Guerrera, F., Mancheno, M., Martín-Martín, M., Raffaelli, G., Rodriguez-Estrella, T., & Serrano, F. (2014). Paleogene evolution of the External Betic Zone and geodynamic implications. *Geologica Acta*, 12, 171–192. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2014.12.3.1>
- Guerrera, F., & Martín-Martín, M. (2014). Paleogene-Aquitainian tectonic breakup in the eastern External Betic Zone (Alicante, SE Spain).
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A., & 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*, 24(1), 34–41.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., & Tramontana, M. (2005). Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebien Flysch Basin and Lucanian Ocean): Consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 17, 358–367. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00621.x>

Guillaume, B., Funicello, F., Faccenna, C., Martinod, J., & Olivetti, V. (2010). Spreading pulses of the Tyrrhenian Sea during the narrowing of the Calabrian slab. *Geology*, 38(9), 819–822. <https://doi.org/10.1130/G31038.1>

Gurnis, M., & Hager, B. H. (1988). Controls of the structure of subducted slabs. *Nature*, 335(6188), 317–321. <https://doi.org/10.1038/335317a0>

Gutscher, M.-A., Dominguez, S., de Lepinay, B. M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., et al. (2016). Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics*, 35(1), 39–54. <https://doi.org/10.1002/2015TC003898>

Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., & Spakman, W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30(12), 1071–1074.

H

Hager, B. H. (1984). Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 6003–6015. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06003>

Hamblin, W. (1992). *Earth's Dynamic Systems* (6th edition).

Hamilton, W. B. (1979). Tectonics of the Indonesian region (No. 1078). Professional Paper. U.S. Govt. Print. Off.,. <https://doi.org/10.3133/pp1078>

Handy, M. R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., & 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*, 102(3), 121–158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>

Haq, B., Gorini, C., Baur, J., Moneron, J., & Rubino, J.-L. (2020). Deep Mediterranean's Messinian evaporite giant: How much salt? *Global and Planetary Change*, 184, 103052. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103052>

Haq, B., & Schutter, S. (2008). A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science* (New York, N.Y.), 322, 64–8. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>

Hassani, R., Jongmans, D., & Chéry, J. (1997). Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 17951–17965. <https://doi.org/10.1029/97JB01354>

Havemann, H. (1972a). Displacement of dipping slabs of lithosphere plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1), 129–134. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90267-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90267-1)

Hawkins, J. W. (1995). Evolution of the Lau Basin—Insights from ODP Leg 135. In *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific* (pp. 125–173). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/GM088p0125>

Heuret, A., Funicello, F., Faccenna, C., & Lallemand, S. (2007). Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3), 473–483. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.004>

Heuret, Arnaud. (2005). *Dynamique des zones de subduction : étude statistique globale et approche analogique*. (phdthesis). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00108728>

Heuret, Arnaud, & Lallemand, S. (2005). Plate motions and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 31–51. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.022>

Hidas, K., Garrido, C. J., Booth-Rea, G., Marchesi, C., Bodinier, J.-L., Dautria, J.-M., et al. (2019). Lithosphere tearing along STEP faults and synkinematic formation of lherzolite and wehrlite in the shallow subcontinental mantle. *Solid Earth*, 10, 1099–1121. <https://doi.org/10.5194/se-10-1099-2019>

Hilly, J. (1957). *Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois)* (Thèse de doctorat). Université de Nancy.

van der Hilst, R., & Seno, T. (1993). Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs below the Izu-Bonin and Mariana Island arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3), 395–407. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90253-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90253-6)

van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. M., et al. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79–229. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.009>

van Hinsbergen, D., Vissers, R., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, in press. <https://doi.org/10.1002/2013TC003349>

van der Hist, R., Engdahl, R., Spakman, W., & Nolet, G. (1991). Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific Island arcs. *Nature*, 353(6339), 37–43. <https://doi.org/10.1038/353037a0>

Homewood, P., Mauriaud, P., & Lafont, F. (2000). *Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers* (Vol. 25). Editions Technip.

Honza, E., & Tamaki, K. (1991). Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific. *Episodes Journal of International Geoscience*, 14(3), 224–230. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1991/v14i3/005>

Honza, Eiichi. (1995). Spreading mode of backarc basins in the western Pacific. *Tectonophysics*, 251(1), 139–152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00054-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00054-2)

Hsü, K., Ryan, W., & Cita, M. (1973). Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240. <https://doi.org/10.1038/242240a0>

Hsu, K., Montadert, L., & et al. (1978). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 Pt. 1 (Vol. 42 Pt. 1). U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.42-1.1978>

von Huene, R., & Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279–316. <https://doi.org/10.1029/91RG00969>

I

Isacks, B., Oliver, J., & Sykes, L. R. (1968). Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 73(18), 5855–5899. <https://doi.org/10.1029/JB073i018p05855>

J

Jackson, M., & Hudec, M. (2017). *Salt Tectonics: Principles and Practice*. <https://doi.org/10.1017/9781139003988>

Jarrard, R. D. (1986). Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24(2), 217–284. <https://doi.org/10.1029/RG024i002p00217>

Jaume, D., Boxshall, G., & Gracia, F. (2008). Stephos (Copepoda: Calanoida: Stephidae) from Balearic caves (W Mediterranean). *Systematics and Biodiversity*, 6, 503–520. <https://doi.org/10.1017/S1477200008002764>

Jolivet, L., Baudin, T., Calassou, S., Chevrot, S., Ford, M., Issautier, B., et al. (2021). Geodynamic evolution of a wide plate boundary in the Western Mediterranean, near-field versus far-field interactions. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 192, 48. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021043>

Jolivet, L., Menant, A., Roche, V., Le Pourhiet, L., Maillard, A., Augier, R., et al. (2021). Transfer zones in Mediterranean back-arc regions and tear faults. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 192(11). <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021006>

Jolivet, L., A., R., Augier, R., Bessiere, E., Do Couto, D., Gorini, C., et al. (2020). Géodynamique de la Méditerranée occidentale : une série de bassins d'arrière-arc dans un environnement montagneux.

Jolivet, L., Faccenna, C., Agard, P., Frizon de Lamotte, D., Menant, A., Sternai, P., & Guillocheau, F. (2015). Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: from extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0118>

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., et al. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597–598, 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011>

Jolivet, L., Faccenna, C., & Piromallo, C. (2009). From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1), 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.017>

Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., et al. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin De La Societe Geologique De France - BULL SOC GEOL FR*, 179, 525–550. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.6.525>

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. E. B., & Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303, 353–409.

Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095–1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., et al. (1998). Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B6), 12123–12160. <https://doi.org/10.1029/97JB03616>

Jolivet, L., Brun, J.-P., Gautier, P., Lallemand, S., & Patriat, M. (1994). 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust. *Bulletin - Societe Geologique de France*, 165, 195–209.

Jolivet, L., Tamaki, K., & Fournier, M. (1994). Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 22237–22259. <https://doi.org/10.1029/93JB03463>

K

Karato, S., Riedel, M., & Yuen, D. (2001). Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implications for mantle circulation and deep

earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 83–108. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00223-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00223-0)

Karig, D. E. (1970). Ridges and basins of the Tonga-Kermadec Island Arc System. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 75(2), 239–254. <https://doi.org/10.1029/JB075i002p00239>

Kastens, K., & Mascle, J. (1990). The Geological Evolution of the Tyrrhenian Sea: An Introduction to the Scientific Results of ODP Leg 107. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 107). <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.187.1990>

Kastens, K. A., Mascle, J., Auroux, C., & et al. (Eds.). (1987). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 107 Initial Reports* (Vol. 107). Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.107.1987>

Keary, C., Minshew, N., Bansal, R., Goradia, D., Fedorov, S., Keshavan, M., & Hardan, A. (2009). Corpus Callosum Volume and Neurocognition in Autism. *Journal of Autism and Developmental Disorders*, 39, 834–41. <https://doi.org/10.1007/s10803-009-0689-4>

Keen, C. E. (1985). The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces. *Geophysical Journal International*, 80(1), 95–120. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05080.x>

Klingelhofer, F., Déverchère, J., Graindorge, D., Aïdi, C., Badji, R., Bouyahiaoui, B., et al. (2022). Formation, segmentation and deep crustal structure variations along the Algerian margin from the SPIRAL seismic experiment. *Journal of African Earth Sciences*, 186, 104433. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104433>

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R., Vernant, P., Reilinger, R. E., et al. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 211–217. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048>

Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., & Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400(6745), 652–655. <https://doi.org/10.1038/23231>

Krijgsman, Wout, Capella, W., Simon, D., Hilgen, F., Kouwenhoven, T., Meijer, P., et al. (2018). The Gibraltar Corridor: Watergate of the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 403. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.06.008>

Kushiro, I. (2007). Origin of magmas in subduction zones: A review of experimental studies. *Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and Biological Sciences*, 83, 1–15. <https://doi.org/10.2183/pjab.83.1>

L

Lahcene, B., Bessedik, M., & Bouhameur, M. (2002). Le Miocène supérieur du bassin du bas Chélif attribution biostratigraphie et à partir des foraminifères planctoniques. *Mem. Serv. Geol. Algérie*, 11 (2002), pp. 187-194.

Lahondère, J. C., Feiberg, H., & Hac, B. U. (1979). Datation des grès numidiens d'Algérie orientale: Conséquences structurales. *C R. Acad. Sc. Paris*, p. 383386.

Lallemant, S., Heuret, A., Faccenna, C., & Funiciello, F. (2008). Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, 27(3). <https://doi.org/10.1029/2007TC002212>

Lallemant, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9). <https://doi.org/10.1029/2005GC000917>

Larter, R. D., Vanneste, L. E., Morris, P., & Smythe, D. K. (2003). Structure and tectonic evolution of the South Sandwich arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 219(1), 255–284. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.219.01.13>

Le Pichon, X., Angelier, J., Osmaston, M. F., Stegena, L., Vine, F. J., & Smith, A. G. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 357–372. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0069>

Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L., & Larter, R. D. (2004). Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(1), 17–35. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.016>

Leblanc, D. and Olivier, P. (1984) Role of Strike-Slip Faults in the Betic-Rifian Orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345- 355. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90120-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(84)90120-3)

Leffondré, P., Déverchère, J., Medaouri, M., Klingelhofer, F., Graindorge, D., & Arab, M. (2021a). Ongoing Inversion of a Passive Margin: Spatial Variability of Strain Markers Along the Algerian Margin and Basin (Mediterranean Sea) and Seismotectonic Implications. *Frontiers in Earth Science*, 9, 365. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.674584>

Lemenkova, P. (2021). Geodynamic setting of Scotia Sea and its effects on geomorphology of South Sandwich Trench, Southern Ocean (SSRN Scholarly Paper No. ID 3811737). Rochester, NY: Social Science Research Network. Retrieved from <https://papers.ssrn.com/abstract=3811737>

Leprêtre, R., Lamotte, D. F. de, Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 189(2), 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>

Leprêtre, A. (2012). Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge Algérienne, secteur de Tipaza) (These de doctorat). Brest. Retrieved from <http://www.theses.fr/2012BRES0079>

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M., Yelles, K., et al. (2013). Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research*, 11850318, 3899–3916. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50318>

Lepvrier, C. (1978). Les plis couchés synschisteux des massifs du Chélif (Tell algérois, Algérie) : une tectonique d'âge crétacé supérieur ?

Lepvrier, C., & Magne, J. (1975). Le Néogène "post nappes" du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XVII, 612–619. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVII.4.612>

Leroux, E., Aslanian, D., Rabineau, M., Christian, G., Jean-Loup, R., Jeffrey, P., et al. (2019). Atlas of the stratigraphic markers in the Western Mediterranean with focus on the Messinian, Pliocene and Pleistocene of the Gulf of Lion. FR: CCGM-CGMW. Retrieved from <https://doi.org/10.14682/2019GULFLIONATL>

Leroux, E. (2012). Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal (Doctoral dissertation). Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.

Livermore, R. (2003). Back-arc spreading and mantle flow in the East Scotia Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 219, 315–331. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.219.01.15>

Livermore, R., McAdoo, D., & Marks, K. (1994). Scotia Sea tectonics from high-resolution satellite gravity. *Earth and Planetary Science Letters*, 123(1), 255–268. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90272-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90272-0)

Lofi, J., & al. (2018). Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean Sea - Volume 2 (Vol. t.181). Société Géologique de France. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01975763>

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Herve, G., Gorini, C., Guennoc, P., et al. (2011). Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n.s. (Vol. 179).

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Tadeu Dos Reis, A., Ryan, W. B. F., & Steckler, M. S. (2005). Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217(1), 1–30. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.02.014>

Loneragan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif Mountain Belt. *Tectonics*, 16, 504–522. <https://doi.org/10.1029/96TC03937>

Loreto, M. F., Zitellini, N., Ranero, C. R., Palmiotto, C., & Prada, M. (2021). Extensional tectonics during the Tyrrhenian back-arc basin formation and a new morpho-tectonic map. *Basin Research*, 33(1), 138–158. <https://doi.org/10.1111/bre.12458>

Louni-Hacini, A., Hermitte, H., & Cotten, J. (2000). The transition from calcalkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Tectonophysics*.

Lustrino, M. (2011). What “anorogenic” igneous rocks can tell us about the chemical composition of the upper mantle: Case studies from the circum-Mediterranean area. *Geological Magazine*, 148. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000695>

Lugli, S., Roveri, M., & Schreiber B., C. (2010). The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: A new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(1), 83–99. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.017>

Lustrino, M., Duggen, S., & Rosenberg, C. (2011). The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews - EARTH-SCI REV*, 104, 1–40. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.08.002>

Lymer, G., Lofi, J., Gaullier, V., Maillard, A., Thinon, I., Sage, F., et al. (2018). The Western Tyrrhenian Sea revisited: New evidence for a rifted basin during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 398, 1–21.

M

Macleod, S., Williams, S., Matthews, K., Müller, D., & Qin, X. (2017). A global review and digital database of large-scale extinct spreading centers. *Geosphere*, 13, GES01379.1. <https://doi.org/10.1130/GES01379.1>

Maesano, F. E., Volpi, V., Civile, D., Basili, R., Conti, A., Tiberti, M. M., et al. (2020). Active Extension in a Foreland Trapped Between Two Contractual Chains: The South Apulia Fault System (SAFS). *Tectonics*, 39(7), e2020TC006116. <https://doi.org/10.1029/2020TC006116>

Magne, J., & Raymond, D. (1971). Découverte d’argiles a blocs” dans la région de Dellys-Tigzirt (Grande Kabylie, Algérie); leur place parmi les formations oligo-miocènes au Nord de la Grande Kabylie. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIII(3–4), 363–370. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIII.3-4.363>

Magni, V., Faccenna, C., van Hunen, J., & Funiciello, F. (2014). How collision triggers backarc extension: Insight into Mediterranean style of extension from 3-D numerical models. *Geology*, 42(6), 511–514. <https://doi.org/10.1130/G35446.1>

Maillard, Agnès, Jolivet, L., Lofi, J., Thinon, I., Couëffé, R., Canva, A., & Dofal, A. (2020). Transfer zones and associated volcanic province in the eastern Valencia Basin: Evidence for a hot rifted margin? *Marine and Petroleum Geology*, 119, 104419. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104419>

Maillard, A., Driussi, O., Lofi, J., Briaais, A., Chanier, F., Hübscher, C., & Gaullier, V. (2014). Record of the Messinian Salinity Crisis in the SW Mallorca area (Balearic Promontory, Spain). *Marine Geology*, 357, 304–320. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.10.001>

Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A. B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., & Pinet, B. (1992). Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203(1), 57–75. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90215-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90215-R)

Malinverno, A., & Ryan, W. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and Shortening in the Apennines as Result of Arc Migration Driven by Sinking of the Lithosphere. *Tectonics*, 5, 227–245. <https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227>

Mancilla, Heit, B., Morales, J., Yuan, X., Stich, D., Molina-Aguilera, A., et al. (2018). A STEP fault in Central Betics, associated with lateral lithospheric tearing at the northern edge of the Gibraltar arc subduction system. *Earth and Planetary Science Letters*, 486, 32–40. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.008>

Mancilla, F., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., et al. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.028>

Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., & Albarello, D. (2001). Back Arc Extension: Which Driving Mechanism? *Journal of The Virtual Explorer*, 03. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2001.0010>

Mantovani, E., Albarello, D., Tamburelli, C., Babbucci, D., & Viti, M. (1997). Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern. *Annali Di Geofisica*, 40. <https://doi.org/10.4401/ag-3894>

Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M., & Sierro, F. J. (2013). Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, 25(4), 315–322.

Maouche, S., Meghraoui, M., Morhange, C., Belabbes, S., Bouhadad, Y., & Haddoum, H. (2011). Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and

Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria). *Tectonophysics*, 509(1), 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.003>

Marani, M., & Trua, T. (2002). Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian Sea). *Journal of Geophysical Research*, 107. <https://doi.org/10.1029/2001JB000285>

Martín, J.M., Puga-Bernabéu, Á., Aguirre, J. and Braga, J.C., 2014. Miocene Atlantic-Mediterranean seaways in 531 the Betic Cordillera (Southern Spain), *Revista Soc. Geol. España*, 27(1), 175-186

Martin, K. (2006). Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. *Tectonics*, 25. <https://doi.org/10.1029/2005TC001885>

Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y., Reysenbach, A.-L., & Goffredi, S. (2007). Back-Arc Basins. *Oceanography*, 20(1), 116–127. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2007.85>

Martínez García, P. (2013). Recent tectonic evolution of the Alboran Ridge and Yusuf regions. Universidad de Granada. Retrieved from <https://digibug.ugr.es/handle/10481/23881>

Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., & Watts, A. B. (2017). From Extension to Shortening: Tectonic Inversion Distributed in Time and Space in the Alboran Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 36(12), 2777–2805. <https://doi.org/10.1002/2017TC004489>

Martín-Martín, M., Guerrero, F., Miclăuş, C., & Tramontana, M. (2020). Similar Oligo-Miocene tectono-sedimentary evolution of the Paratethyan branches represented by the Moldavidian Basin and Maghrebian Flysch Basin. *Sedimentary Geology*, 396, 105548. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.105548>

Mascle, J., & Martin, L. (1990). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology*, 94(4), 271–299. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90060-W)

Mattauer, M. (2007). Comment est née la méditerranée ? Hypothèses sur les rôles respectifs du rift oligocène ouest-européen et des grands courants asthénosphériques mio-pliocènes. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, p. 143.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, 16, 257–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x>

Mauffret, Alain. (2007). The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, 429(1), 21–44. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.09.007>

Maury, R., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., et al. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a

consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(3), 159–173. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3)

Mayer-Eymar, K. (1867). *Catalogue systématique et descriptif des fossiles des terrains tertiaires qui se trouvent au Musée fédéral de Zürich.*

McCabe, R., & Uyeda, S. (1983). Hypothetical Model for the Bending of the Mariana Arc. In *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2* (pp. 281–293). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/GM027p0281>

Mccaffrey, R. (2009). The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. *Earth Planet. Sci. Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 3737, 345–66. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100212>

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217–254.

McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109–185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>

Mckenzie, D. P. (1970). Plate Tectonics of the Mediterranean Region. *Nature*, 226(5242), 239–243. <https://doi.org/10.1038/226239a0>

McKenzie, D. P., & Parker, R. L. (1967). The North Pacific: An Example of Tectonics on a Sphere. *Nature*, 216(5122), 1276–1280. <https://doi.org/10.1038/2161276a0>

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., et al. (2014a). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77, 186–205.

Medaouri, M. (2014). *Origine de la segmentation de la marge algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et des ressources pétrolières (Doctoral dissertation)*. Université de Bretagne Occidentale, Brest, France. Retrieved from <http://www.theses.fr/s108523>

van der Meer, D. G., van Hinsbergen, D. J. J., & Spakman, W. (2018). Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. *Tectonophysics*, 723, 309–448.

Meghraoui, M., & Doumaz, F. (1996). Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B8), 17617–17644. <https://doi.org/10.1029/96JB00650>

Meilijson, A., Steinberg, J., Hilgen, F., Bialik, O. M., Waldmann, N. D., & Makovsky, Y. (2018). Deep-basin evidence resolves a 50-year-old debate and demonstrates synchronous

onset of Messinian evaporite deposition in a non-desiccated Mediterranean. *Geology*, 46(3), 243–246. <https://doi.org/10.1130/G39868.1>

Meilijson, A., Hilgen, F., Sepúlveda, J., Steinberg, J., Fairbank, V., Flecker, R., et al. (2019). Chronology with a pinch of salt: Integrated stratigraphy of Messinian evaporites in the deep Eastern Mediterranean reveals long-lasting halite deposition during Atlantic connectivity. *Earth-Science Reviews*, 194, 374–398. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.011>

Merle, O. (2011). A simple continental rift classification. *Tectonophysics*, 513(1), 88–95. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004>

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. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 92–114. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.011>

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? *Bulletin de La Société Géologique de France*, 173(1), 3–15. <https://doi.org/10.2113/173.1.3>

Mihoubi, A., Schnürle, P., Benaissa, Z., Badsì, M., Bracene, R., Djelit, H., et al. (2014). Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1486–1503. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu179>

Mihoubi, Abdelhafid. (2014). Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) : implications en terme de potentiel pétrolier Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration, in *Geophysical Journal International* 198(3), September 2014 (These de doctorat). Brest. Retrieved from <http://www.theses.fr/2014BRES0037>

Milia, A., & Torrente, M. (2021). Coeval Miocene development of thrust belt-backarc and forearc extension during the subduction of a continental margin (Western-Central Mediterranean Sea). *Journal of Geodynamics*, 149, 101882. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101882>

Miramontes, E., Pellegrini, C., Deverchere, J., & Chiarella, D. (2021). Mediterranean Sea evolution and present-day physiography.

Mitchum, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 6. Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*, 165, 117–133.

Moberly, R. (1972). Origin of Lithosphere behind Island Arcs, with Reference to the Western Pacific. <https://doi.org/10.1130/MEM132-p35>

Molli, G., & Malavieille, J. (2011). Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1207–1224. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0598-y>

Molli, Giancarlo. (2008). Northern Apennine–Corsica orogenic system: an updated overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 413–442. <https://doi.org/10.1144/SP298.19>

Molnar, P., & Atwater, T. (1978a). Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(3), 330–340. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90187-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90187-5)

Montadert, L., Letouzey, J., Mauffret, A., Messinian event: seismic evidence; K.J. Hsü, L. Montadert, et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1*, US Government Printing Office, Washington, DC (1978), pp. 1037-1050

Moulin, M., Klingelhoefer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Schnurle, P., Nouzé, H., et al. (2015). Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion’s margin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(4–5), 309–330. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.309>

Mulder, C. J., & Parry, G. R. (1977). Late Tertiary evolution of the Alboran Sea at the eastern entrance of the Straits of Gibraltar. *Structural History of the Mediterranean Basins: Paris* (Ed. Technip), 401–410.

Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>

N

Neri, M., Casu, F., Acocella, V., Solaro, G., Pepe, S., Berardino, P., et al. (2009). Deformation and eruptions at Mt. Etna (Italy): A lesson from 15 years of observations. *Geophysical Research Letters*, 36(2).

Neurdin-Trescartes, J. (1995). Paléogéographie du Bassin du Chélif (Algérie) au Miocène. Causes et conséquences. *Géologie Méditerranéenne*, 22(2), 61–71. <https://doi.org/10.3406/geolm.1995.1569>

Newman, P. (1973). Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, 38(3), 481–488.

Nicolosi, I., Speranza, F., & Chiappini, M. (2006). Ultrafast oceanic spreading of the Marsili Basin, southern Tyrrhenian Sea: Evidence from magnetic anomaly analysis. *Geology*, 34(9), 717–720. <https://doi.org/10.1130/G22555.1>

Nikishin, A., Ziegler, P. A., Panov, D. I., Nazarevich, B. P., Brunet, M.-F., Stephenson, R., et al. (2001). Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, 186, 295–346.

Noda, A. (2016). Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Geological Society of America Bulletin*, 128, B31345.1. <https://doi.org/10.1130/B31345.1>

Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037>

O

Ochoa, D., Sierro, F. J., Lofi, J., Maillard, A., Flores, J.-A., & Suárez, M. (2015). Synchronous onset of the Messinian evaporite precipitation: First Mediterranean offshore evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 427, 112–124. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.059>

Okino, Kyoko, Ohara, Y., Kasuga, S., & Kato, Y. (1999). The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins. *Geophysical Research Letters*, 26(15), 2287–2290. <https://doi.org/10.1029/1999GL900537>

Okino, K., Kasuga, S., & Ohara, Y. (1998). A New Scenario of the Parece Vela Basin Genesis. *Marine Geophysical Researches*, 20(1), 21–40. <https://doi.org/10.1023/A:1004377422118>

Okino, Kyoko, Shimakawa, Y., & Nagaoka, S. (1994). Evolution of the Shikoku Basin. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 46(6), 463–479. <https://doi.org/10.5636/jgg.46.463>

Olivet, J.-L., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J.-M. (1984). *Cinématique de l'Atlantique Nord et Central*, pp. 108, CNEXO, Plouzané.

Otsuki, K. (1989). Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: “laws of convergence rate of plates.” [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90171-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90171-6)

Ousadou, F., & Bezzeghoud, M. (2019). Seismicity of the Algerian Tell Atlas and the Impacts of Major Earthquakes (pp. 401–426). https://doi.org/10.1007/978-3-319-96794-3_11

Oxburgh, E. R., & Turcotte, D. L. (1976). The physico-chemical behaviour of the descending lithosphere. *Tectonophysics*, 32(1), 107–128. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(76\)90088-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(76)90088-3)

P

Palano, M., Imprescia, P., Agnon, A., & Gresta, S. (2017). An improved evaluation of the seismic/geodetic deformation-rate ratio for the Zagros Fold-and-Thrust collisional belt. *Geophysical Journal International*, 213, ggx524. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx524>

Parson, L. M., & Wright, I. C. (1996). The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: A southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. *Tectonophysics*, 263(1), 1–22. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00029-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00029-7)

Patacca, E., R., S., & Scandone, P. (1990). Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: Kinematic relations since late Tortonian times. *Bollettino- Societa Geologica Italiana*, 45, 425–451.

Patacca, E., & Scandone, P. (1989). Post- Tortonian Mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.

Payton, C. (1977). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*.

Pearce, J., & Peate, D. (1995). Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>

Pelayo, A., & Wiens, D. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7293–7320. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07293>

Pellen, R., Aslanian, D., Rabineau, M., Leroux, E., Gorini, C., Silenziario, C., et al. (2016). The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea). *Terra Nova*, 28(4), 245–256. <https://doi.org/10.1111/ter.12215>

Perrodon, A. (1957). *Étude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale*.

Piomallo, C., & Morelli, A. (2003a). P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2002JB001757>

Platt, J., Behr, W., Johanesen, K., & Williams, J. (2013). The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951>

Platt, John 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. <https://doi.org/10.1130/G22801A.1>

Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17(6), 540–543. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0540:ECOTCL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0540:ECOTCL>2.3.CO;2)

Polyak, B. G., Fernández, M., Khutorskoy, M. D., Soto, J. I., Basov, I. A., Comas, M. C., et al. (1996). Component parts of the World Heat Flow Data Collection [Data set]. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.805526>

Poort, J., Lucazeau, F., Le Gal, V., Dal Cin, M., Leroux, E., Bouzid, A., et al. (2020). Heat flow in the Western Mediterranean: Thermal anomalies on the margins, the seafloor and the transfer zones. *Marine Geology*, 419, 106064. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106064>

Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition II—Sequence and Systems Tract Models. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0125>

Prada, M., Ranero, C. R., Sallarès, V., Zitellini, N., & Grevemeyer, I. (2016). Mantle exhumation and sequence of magmatic events in the Magnaghi–Vavilov Basin (Central Tyrrhenian, Italy): New constraints from geological and geophysical observations. *Tectonophysics*, 689, 133–142. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.041>

Prada, Manel, Sallares, V., R. Ranero, C., Vendrell, M., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & De Franco, R. (2016). Spatial variations of magmatic crustal accretion during the opening of the Tyrrhenian back-arc from wide-angle seismic velocity models and seismic reflection images. *Basin Research*, 30. <https://doi.org/10.1111/bre.12211>

Prada, Manel, Sallares, V., R. Ranero, C., Vendrell, M., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & De Franco, R. (2014). Seismic structure of the Central Tyrrhenian basin: Geophysical constraints on the nature of the main crustal domains. *Journal of Geophysical Research*, 119. <https://doi.org/10.1002/2013JB010527>

Pribnow, D., & Schellschmidt, R. (2000). Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine graben. *Geophysical Research Letters*, 27(13), 1957–1960. <https://doi.org/10.1029/2000GL008494>

R

Rabineau, M. (2001, March 30). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du golfe du lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. Université de Rennes1. Retrieved from <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/331/>

Rafferty, J. P. (2011, July 26). Back-arc basin | geology. Retrieved August 17, 2021, from <https://www.britannica.com/science/back-arc-basin>.

Raoult, J.-F. (1974). *Géologie du centre de la Chaîne numidique : Nord du Constantinois, Algérie*. Société géologique de France.

Raymond, D. (1976). *Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie, Algérie, au cours du cycle alpin*.

Raymond, D. R., & Bossière, G. (1972). *Carte géologique simplifiée du nord-ouest de la Grande Kabylie*. France: Service de Documentation et de Cartographie Géographiques du CNRS.

Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., et al. (2019). A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: Evidence from low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 31(1), 39–48. <https://doi.org/10.1111/ter.12367>

Rehault, J.-P., Honthaas, C., Guennoc, P., Bellon, H., Ruffet, G., et al. (2012). Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics*, 58, 73–95. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.02.003>

Rehault, J.-P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1985). The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3), 447–477. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90081-1)

Roca, E., & Guimerà, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: Structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203(1), 203–218. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90224-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90224-T)

Rodriguez-Fernández, J., Comas, M., Soría, J., Martín-Pérez, J., & Soto, J. (1999). The sedimentary record of the Alboran Basin: An attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results (Vol. 161, pp. 69–71)*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.161.207.1999>

Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Marc, S., & Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21. <https://doi.org/10.1029/2001TC900027>

Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., et al. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 37. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020040>

- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F. P., Peccerillo, A., & Miller, M. S. (2008). Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics*, 27(2). <https://doi.org/10.1029/2007TC002143>
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2004). Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1). <https://doi.org/10.1029/2003TC001518>
- Rosenbaum, G., Lister, G., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the Western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107–130. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00053>
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., et al. (1989). Ecorep deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41–50. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00041>
- Roure, F., Casero, P., & Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31(3). <https://doi.org/10.1029/2011TC002989>
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., et al. (2014). The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002>
- Royden, L., & Faccenna, C. (2018). Subduction orogeny and the Late Cenozoic evolution of the Mediterranean Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 46, 261–289.
- Royden, L., Patacca, E., & Scandone, P. (1987). Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology*, 15(8), 714–717. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<714:SACOSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<714:SACOSL>2.0.CO;2)
- Royden, L. H. (1993). The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12(2), 303–325. <https://doi.org/10.1029/92TC02248>
- Ruellan, E., Delteil, J., Wright, I., & Matsumoto, T. (2003). From rifting to active spreading in the Lau Basin - Havre Trough backarc system (SW Pacific): Locking/unlocking induced by seamount chain subduction. *Geochemistry Geophysics Geosystems - GEOCHEM GEOPHYS GEOSYST*, 4. <https://doi.org/10.1029/2001GC000261>
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., et al. (2009). Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3). <https://doi.org/10.1029/2008GC002332>

Ryan, W. B. F. (2009). Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology*, 56(1), 95–136. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01031.x>

Ryan, W. (2008). Modeling the magnitude and timing of evaporative drawdown during the Messinian salinity crisis. *Stratigraphy*, 5.

Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, J. M., Mayne, W., et al. (1973). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XIII, 32.

S

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107–119. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90062-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D)

Sartori, R. (1990). The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peri-Tyrrhenian areas. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107, 715–730.

Sartori, Renzo, Carrara, G., Torelli, L., & Zitellini, N. (2001). Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain). *Marine Geology*, 175(1), 47–66. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00116-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00116-5)

Savelli, C. (2002). Time space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics*, 34, 99–126. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00026-1](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00026-1)

Schellart, W. P., & Moresi, L. (2013). A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3221–3248. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50173>

Schellart, W., Freeman, J., Stegman, D., Moresi, L., & May, D. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446, 308–311. <https://doi.org/10.1038/nature05615>

Schellart, W. P., Freeman, J., Stegman, D. R., Moresi, L., & May, D. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446(7133), 308–311. <https://doi.org/10.1038/nature05615>

Schellart, W. (2004). Kinematics of subduction and subduction-induced flow in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 109. <https://doi.org/10.1029/2004JB002970>

Schellart, W., Lister, G., & Jessell, M. (2002). Analogue modeling of arc and backarc deformation in the New Hebrides arc and North Fiji Basin. *Geology*, 30. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0311:AMOAAB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0311:AMOAAB>2.0.CO;2)

Schettino, A., & Turco, E. (2009). Breakup of Pangaea and plate kinematics of the Central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178, 1078–1097. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x>

Schettino, A., & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1398–1423. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x>

Scholz, C., & Campos, J. (1995). On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 100, 22103–22115. <https://doi.org/10.1029/95JB01869>

Slater, J. G., Jaupart, C., & Galson, D. (1980). The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Reviews of Geophysics*, 18(1), 269–311. <https://doi.org/10.1029/RG018i001p00269>

Sdrolias, M., & Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4). <https://doi.org/10.1029/2005GC001090>

Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., & Demnati, A. (1996). Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif–Betic mountains. *Nature*, 379(6568), 785–790. <https://doi.org/10.1038/379785a0>

Séranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 15–36.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., et al. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia Plate Boundary From Focal Mechanisms and GPS Data. *Geophysical Journal International*, 25. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x>

Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., de Galdeano, C. S., López-Garrido, Á. C., Martín-Martín, M., & Hlila, R. (2007). Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios*, 40(2), 191–205. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.04.005>

Shemenda, A. I. (1993). Subduction of the lithosphere and back arc dynamics: Insights from physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 98(B9), 16167. <https://doi.org/10.1029/93JB01094>

Silver, P., Russo, R., & Lithgow-Bertelloni, C. (1998). Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation. *Science* (New York, N.Y.), 279, 60–3. <https://doi.org/10.1126/science.279.5347.60>

Sleep, N., & Toksöz, M. N. (1971). Evolution of Marginal Basins. *Nature*, 233(5321), 548–550. <https://doi.org/10.1038/233548a0>

Sleeper, J. D., Martinez, F., & Arculus, R. (2016). The Fonualei Rift and Spreading Center: Effects of ultraslow spreading and arc proximity on back-arc crustal accretion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 4814–4835. <https://doi.org/10.1002/2016JB013050>

Smalley Jr., R., Dalziel, I. W. D., Bevis, M. G., Kendrick, E., Stamps, D. S., King, E. C., et al. (2007). Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophysical Research Letters*, 34(21). <https://doi.org/10.1029/2007GL031699>

Soria, J. M., Viseras, C., & Fernández, J. (1998). Late Miocene–Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine*, 135(4), 565–574. <https://doi.org/10.1017/S0016756898001186>

Spakman, W., & Wortel, M. (2004). A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. *TRANSMED Atlas Mediterr. Reg. Crust Mantle*. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2

Spakman, Wim, van der Lee, S., & van der Hilst, R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79(1), 3–74. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90142-V](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90142-V)

Sparacino, F., Palano, M., Peláez, J. A., & Fernández, J. (2020). Geodetic Deformation versus Seismic Crustal Moment-Rates: Insights from the Ibero-Maghrebian Region. *Remote Sensing*, 12(6), 952. <https://doi.org/10.3390/rs12060952>

Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231–251. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00031-8)

Stampfli, G. M., & Hochard, C. (2009). Plate tectonics of the Alpine realm. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 89–111.

Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2004). The TRANSMED Transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, & P. A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Geological and Geophysical*

Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas (pp. 53–80). Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_3

Stampfli, G., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J., & Ziegler, P. A. (2001). Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). *Episodes*, 24. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2001/v24i4/001>

Stegman, D., Freeman, J., Schellart, W., Moresi, L., & May, D. (2006). Evolution and dynamics of subduction zones from 4-D geodynamic models. *Geochimica Et Cosmochimica Acta - GEOCHIM COSMOCHIM ACTA*, 70. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1134>

Stern, R. J. (2002). Subduction Zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 3-1-3–38. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>

Strzeczynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., et al. (2010). Tectonic inheritance and Pliocene-Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: Insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics*, 29(2). <https://doi.org/10.1029/2009TC002547>

Strzeczynski, P., Dominguez, S., Boudiaf, A., & Déverchère, J. (2021). Tectonic Inversion and Geomorphic Evolution of the Algerian Margin Since Messinian Times: Insights From New Onshore/Offshore Analog Modeling Experiments. *Tectonics*, 40(2), e2020TC006369. <https://doi.org/10.1029/2020TC006369>

T

Tappin, D. R., Bruns, T. R., & Geist, E. L. (1994). Rifting of the Tonga/Lau Ridge and formation of the Lau Backarc Basin: Evidence from Site 840 on the Tonga Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 135 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.135.163.1994>

Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée ; poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XIX(3), 437–460. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.437>

Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H., & Kushiro, I. (1983). Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B7), 5815–5825. <https://doi.org/10.1029/JB088iB07p05815>

Taylor, B., Goodliffe, A. M., & Martinez, F. (1999). How continents break up: Insights from Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4), 7497–7512. <https://doi.org/10.1029/1998JB900115>

Taylor, B., Zellmer, K., Martinez, F., & Goodliffe, A. (1996). Sea-floor spreading in the Lau back-arc basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1), 35–40. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00148-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00148-3)

Taylor, B., & Karner, G. D. (1983). On the evolution of marginal basins. *Reviews of Geophysics*, 21(8), 1727–1741. <https://doi.org/10.1029/RG021i008p01727>

Taylor, B. (1979). Bismarck Sea: Evolution of a back-arc basin. *Geology*, 7(4), 171–174. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<171:BSEOAB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<171:BSEOAB>2.0.CO;2)

Thomas, M. F. H., Bodin, S., Redfern, J., & 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*, 101(1), 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.03.003>

Tefiani, M., et Vila, J. M. (1970) : Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie.

Toksöz, M., & Hsui, A. (1978). Thermal history and evolution of Mars. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(78\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0019-1035(78)90043-X)

Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2016). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316225523>

U

Underwood, M., Moore, G., Taira, A., Klaus, A., Wilson, M., Fergusson, C., et al. (2003). Sedimentary and Tectonic Evolution of a Trench-Slope Basin in the Nankai Subduction Zone of Southwest Japan. *Journal of Sedimentary Research*, 73. <https://doi.org/10.1306/092002730589>

Uyeda, S., & McCabe, R. (1983). A possible mechanism of episodic spreading of the Philippine sea (pp. 291–306). Presented at the Accretion tectonics in the circum-pacific regions, Oji International seminar on accretion tectonics.

Uyeda, Seiya, & Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B3), 1049–1061. <https://doi.org/10.1029/JB084iB03p01049>

V

Vail, P. R. (1987). *Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure*, 1–10.

Veeken, P. (2007). Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation.

Vergés, J., & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.032>

Vergés, J., & Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. Geological Society, London, Special Publications, 156, 63–80. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.05>

Vila, J.-M. (1980). La chaîne alpine d’Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens.

Vine, F. J., & Matthews, D. H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *A Century*.

Vitale, S., & Ciarcia, S. (2013). Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/Calabria–Peloritani Terrane system (Italy). *Tectonophysics*, 583, 164–182. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.004>

W

Wallace, L. M., McCaffrey, R., Beavan, J., & Ellis, S. (2005). Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology*, 33, 857. <https://doi.org/10.1130/G21834.1>

White, R. S., McKenzie, D., & O’Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 19683–19715. <https://doi.org/10.1029/92JB01749>

Wiedicke, M., & Collier, J. (1993). Morphology of the Valu Fa Spreading Ridge in the southern Lau Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B7), 11769–11782. <https://doi.org/10.1029/93JB00708>

Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 24(3), 201–297.

Wortel, M., & Spakman, W. (2001). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 291. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>

Wyszczanski, R., Leonard, G., Gill, J., Wright, I., Calvert, A., McIntosh, W., et al. (2019). Ar-Ar age constraints on the timing of Havre Trough opening and magmatism. *New*

Zealand Journal of Geology and Geophysics, 62(3), 371–377.
<https://doi.org/10.1080/00288306.2019.1602059>

Y

Yelles, A., Boudiaf, A., Djellit, H., & Bracene, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 126–139.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.002>

Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Strzeczynski, P., et al. (2009). Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, 475(1), 98–116.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.030>

Z

Zitellini, N., Ranero, C. R., Loreto, M. F., Ligi, M., Pastore, M., D’Orlando, F., et al. (2019). Recent inversion of the Tyrrhenian Basin. *Geology*, 48(2), 123–127.
<https://doi.org/10.1130/G46774.1>

Zou, H., Fan, Q., & Yao, Y. (2008). U–Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab. *Chemical Geology*, 1–2(255), 134–142.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.06.022>

Titre : Contraintes géophysiques sur la formation et l'évolution tectonique, sédimentaire et volcanique du bassin algérien (Méditerranée Occidentale)

Mots clés : Bassin Algéro-Baléarique, accréation d'arrière-arc, interprétation sismostratigraphique, anomalies magnétiques, reconstruction cinématique, recul et déchirure bilatérale du slab.

Résumé : Cette étude vise à apporter de nouvelles contraintes sur l'origine et l'âge de formation du Bassin Algéro-Baléarique (BAB) et sur son évolution pré-messinienne. A partir d'une interprétation sismostratigraphique de données sismiques corrélée aux anomalies magnétiques réduites au pôle et aux témoins géologiques de la marge algérienne, le plancher océanique du Bassin Est-Algérien (BEA) est daté du Langhien - Serravallien, montrant que ce bassin est postérieur à la rotation du bloc corso-sarde et à la collision de la Petite Kabylie avec l'Afrique, avec une accréation océanique brève (~2,5 Ma) et rapide (demi-taux de ~3,7 cm/an). Une évolution en 4 phases est proposée : (1) Aquitanien - Langhien inférieur : création d'un proto-bassin d'arrière-arc par dérive vers le sud des Kabyliques sous l'effet du recul du slab Téthysien;

(2) Langhien moyen - Serravallien inférieur : ouverture d'un nouveau bassin océanique en éventail (BEA) par rotation horaire du Bloc du Grand Alboran (BGAI) et déchirure du slab Téthysien; (3) Serravallien supérieur - Tortonien inférieur : activité magmatique post-accréation liée à des flux asthénosphériques par propagation de la déchirure du slab et délamination mantellique; (4) Tortonien moyen - Messinien moyen : ouverture tardive des bassins central et occidental par recul du slab de Gibraltar vers l'ouest et migration du BGAI, formant des marges de type "STEP" (*Subduction-Transform Edge Propagator*) au nord et sud du BAB. Cette évolution explique l'ouverture tardive du BAB et la fragmentation du BGAI en plusieurs blocs, témoignant du rôle prépondérant de la dynamique mantellique et de la déchirure des slabs dans la genèse de ce domaine d'arrière-arc.

Title: Geophysical constraints on the formation and tectonic, sedimentary and volcanic evolution of the Algerian basin (Western Mediterranean)

Keywords: Algero-Balearic basin, back-arc spreading, seismostratigraphic interpretation, magnetic anomalies, kinematic reconstructions, slab retreat and bilateral tearing.

Abstract: This study aims to bring new constraints on the origin and age of formation of the Algero-Balearic Basin (ABB) and on its pre-Messinian evolution. Based on a seismostratigraphic interpretation of seismic data correlated with reduced to the pole magnetic anomalies and geological records of the Algerian margin, the oceanic crust of the East Algerian Basin (EAB) is dated to the Langhian - Serravallian, showing that this basin postdates the rotation of the Corso-Sardinia block and the collision of the Lesser Kabylia with Africa, with a short (~2.5 Ma) and rapid (half-rate of 3.7 cm/yr) seafloor spreading. A 4-phases evolution is proposed: (1) Aquitanian - Lower Langhian: birth of a back-arc proto-basin by southward drift of the Kabylian blocks driven by the Tethysian slab retreat;

(2) Middle Langhian - Lower Serravallian: opening of a new fan-shaped oceanic basin (EAB) by clockwise rotation of the Greater Alboran Block (GAIB) and tearing of the Tethysian slab; (3) Upper Serravallian - Lower Tortonian: post-accretion magmatic activity associated with asthenospheric upwelling induced by slab tear propagation and mantle delamination; (4) Middle Tortonian - Middle Messinian: late opening of the central and western basins by westward retreat of the Gibraltar slab and migration of the GAIB, forming "STEP" (*Subduction-Transform Edge Propagator*) type margins north and south of the ABB. This evolution explains the late opening of the ABB and the fragmentation of the GAIB into several blocks, testifying to the prominent role of mantle dynamics and slab tearing in the genesis of this back-arc domain.