



Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne

Anne Domzig

► To cite this version:

Anne Domzig. Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Tectonique. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2006. Français. tel-00144684

HAL Id: tel-00144684

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00144684>

Submitted on 4 May 2007

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

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



Ministère de l'Éducation Nationale, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Centre National de la
Recherche Scientifique
Université de
Bretagne Occidentale
Institut Universitaire Européen de la Mer
Observatoire des Sciences de l'Univers
Unité Mixte de Recherche-UMR6538
DOMAINES OCEANIQUE

THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT de l'Université de Bretagne Occidentale
Spécialité : GEOSCIENCES MARINES

Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

Par

Anne DOMZIG

Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne

Thèse soutenue le 4 décembre 2006 devant le jury composé de :

M. Christophe Delacourt	Professeur	Président/Examinateur
M. Jacques Déverchère	Professeur	Directeur de thèse
M. Dominique Frizon de Lamotte	Professeur	Examinateur
Mme Eulalia Gracia	Docteur	Rapporteur
M. Laurent Jolivet	Professeur	Rapporteur
Mme Isabelle Manighetti	Physicien des Observatoires	Examinateur
M. Jean-Pierre Réhault	Professeur	Examinateur
M. Karim Yelles	Directeur de recherches	Invité

Table des matières

Avant propos	4
Remerciements	5
Résumé/Abstract	7
Introduction	9
1. Contexte géodynamique, sismologique et structural	15
1.1 Histoire géodynamique	16
1.1.1 La configuration actuelle : les différentes unités géologiques à terre	16
1.1.1.1 <i>Les Kabyldes</i>	17
1.1.1.2 <i>Les nappes de flyschs</i>	18
1.1.1.3 <i>Les nappes telliennes</i>	19
1.1.1.4 <i>L'Atlas intra-continental</i>	20
1.1.1.5 <i>La couverture récente du Tell</i>	20
1.1.2 Les différents scénarios d'évolution géodynamique de la marge au cours du Cénozoïque	21
1.1.2.1 <i>Les théories « pré-tectonique des plaques »</i>	21
1.1.2.2 <i>L'époque « post-tectonique des plaques » et l'apport de la sismique lourde</i>	21
1.1.2.3 <i>Les modèles récents, apport des techniques nouvelles : analyses géochimiques et tomographie</i>	25
1.1.2.4 <i>Succession des événements depuis le Mésozoïque</i>	32
1.2 Structure actuelle de la marge et contexte sismotectonique	39
1.2.1 Structures à terre	39
1.2.2 Caractères morpho-structuraux et sédimentologiques et sismotectoniques de la marge sous-marine connus avant 2003	42
1.2.2.1 <i>Morpho-structure sous-marine</i>	42
1.2.2.2 <i>Stratigraphie de la marge sous-marine algérienne, les connaissances avant 2003</i>	44
1.2.2.3 <i>Sismotectonique de la marge</i>	46
1.3 Aléa sismique	50
1.3.1 Sismicité historique	50
1.3.2 Les séismes destructeurs au XX ^e siècle	55
1.3.3 Le séisme de Boumerdès, 21 Mai 2003	59
2. Données et méthodes	65
2.1 Campagnes en mer, les différentes données acquises	66
2.1.1 Campagne MARADJA 2003	66
2.1.1.1 <i>La bathymétrie</i>	68
2.1.1.2 <i>La réflectivité</i>	71
2.1.1.3 <i>La sismique-réflexion</i>	71

2.1.1.4	Le sondeur de sédiments Chirp.....	75
2.1.1.5	Les carottages.....	75
2.1.1.6	Les données gravimétriques.....	75
2.1.1.7	Les données magnétiques.....	76
2.1.2	Campagne MARADJA2/SAMRA.....	76
2.1.2.1	SAR.....	77
2.1.2.2	Sismique 24- et 72-traces.....	78
2.1.3	Campagne PRISMA.....	81
2.1.4	Transits valorisés du Beautemps-Beaupré.....	82
2.2	Méthodes utilisées.....	83
2.2.1	Traitement de la bathymétrie.....	83
2.2.2	Traitement de la réflectivité.....	89
2.2.3	Traitement de la sismique.....	93
2.2.4	Traitement de la gravimétrie.....	97

3. Déformation récente et active; structures multi-échelles et enregistrement sédimentaire 101

3.1	Introduction.....	103
3.1.1	Article.....	103
3.1.2	Eléments de réflexion complémentaires sur la zone ouest-algérienne.....	116
3.2	Tectonique salifère.....	117
3.3	Les plis-failles de Boumerdes.....	125
3.3.1	Article.....	125
3.3.2	Compléments morpho-tectoniques.....	131
3.3.2.1	Effets de la tectonique compressive sur les canyons.....	133
3.3.2.2	Corrélation entre les failles actives et la présence d'instabilités sédimentaires.....	136
3.3.2.3	Identification d'arrachements de très petite taille grâce au SAR...138	138
3.3.3	Compléments structuraux.....	145
3.3.3.1	Géométrie en profondeur des accidents au large de Boumerdès....	145
3.3.3.2	Fonctionnement tectonique des bassins identifiés.....	156
3.3.3.3	Quantification de la déformation.....	163
3.4	Les plis-failles de Khayr al Din.....	168
3.4.1	Article.....	168
3.4.2	Considérations complémentaires.....	205
3.5	La zone d'Oran à Ténès.....	207
3.5.1	Compléments à l'article au paragraphe 3.1.1.....	207
3.5.2	Article.....	211
3.6	Les plis-failles de Dellys à Annaba.....	254
3.6.1	De Dellys à Bejaia.....	256
3.6.2	Le secteur de Djijelli – Collo.....	260
3.6.3	Le secteur de Skikda-Annaba.....	266
3.6.4	Synthèse de la néotectonique sur la marge est-algérienne.....	272

3.7 Bilan – Conclusions sur la morpho-structure et la déformation active et récente de la marge.....	275
3.7.1 Bilan sur le style et l'évolution de la déformation.....	275
3.7.2 Liens entre l'expression morphologique de la marge, la géologie et la tectonique.....	280
4. Implications sur les mécanismes de la déformation de la marge algérienne.....	283
4.1 Distribution de la déformation active.....	284
4.1.1 Quantité de déformation au niveau de la frontière de plaque.....	284
4.1.2 Causes possibles de la répartition de la déformation compressive.....	290
4.1.3 Evolution spatio-temporelle de la déformation compressive.....	293
4.2 Modèle de déformation de la marge.....	294
4.2.1 Une marge non équilibrée isostatiquement.....	294
4.2.2 Etude de la flexion de la marge.....	297
4.2.3 Origine des forces.....	303
4.2.4 Conclusion : Une initiation de la subduction ? Comparaison avec d'autres zones.....	307
5. Conclusions et perspectives.....	313
5.1 Conclusions générales.....	314
5.1.1 Style et répartition de la déformation.....	314
5.1.2 Effets de la tectonique sur la sédimentation.....	315
5.1.3 Quel devenir pour la marge algérienne ?.....	317
5.2 Perspectives.....	317
Bibliographie.....	319
Annexes	
Annexe 1 : Bathymétrie et topographie ombrées du nord de l'Algérie (pas de 100 m).	
Annexe 2 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone d'Oran (pas de 50 m).	
Annexe 3 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Ténès (pas de 50 m).	
Annexe 4 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone d'Alger (pas de 50 m).	
Annexe 5 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Boumerdès (pas de 25 m).	
Annexe 6 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m).	
Annexe 7 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Djidjelli (pas de 50 m).	
Annexe 8 : Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Skikda-Annaba (pas de 50 m).	
Annexe 9 : Carte de pentes de la marge sous-marine algérienne, et topographie du littoral algérien.	
Annexe 10 : Carte de réflectivité de la marge sous-marine algérienne, et topographie du littoral algérien.	

Avant-propos

Cette étude focalisée sur la marge nord-algérienne, qui visait tout d'abord à combler les lacunes de nos connaissances morpho-structurales de la marge sous-marine algérienne, s'appuie principalement sur les résultats de deux campagnes océanographiques: MARADJA 2003 et MARADJA2/SAMRA 2005.

Le projet de campagne MARADJA fut tout d'abord accepté en 2001 pour 2002, mais fut ensuite annulé. Mais le 21 Mai 2003, un violent séisme détruisit les villes de Boumerdès et Zemmouri, et relança ainsi le besoin urgent d'une étude approfondie de la marge sous-marine au large d'Alger. Or la campagne avait été reprogrammée pour le mois d'Août 2003. Cette première campagne fut suivie en 2005 par la campagne MARADJA2/SAMRA, continuité de la première campagne exploratrice.

Ces projets de campagne s'inscrivent dans le cadre de plusieurs programmes de recherches nationaux et internationaux. Premièrement, le programme national ACI – Risques Naturels et Changement climatique, dont le but est d'étudier la déformation de la marge et évaluer les zones de rupture sismique récentes et potentielles et des effets associés (instabilités gravitaires sous-marines et tsunamis). Notre projet est également soutenu par le GDR Marges, chantier "Instabilités sédimentaires", ainsi que par le programme international ESF EUROMARGINS (programme WESTMED). Enfin, nous travaillons en collaboration étroite avec des équipes algériennes, et nous bénéficions d'un programme d'échange CMEP TASSILI, finançant des missions France-Algérie ainsi que des moyens logistiques. Depuis peu, notre projet s'inscrit également dans les programmes ANR (Programme Catastrophes telluriques et tsunamis 2006) DANACOR (Déformation Actives au Nord de l'Afrique, des Chaînes à l'Océan: Vers une évaluation des Risques géologiques associés) et ISIS.

Tous ces programmes, ainsi que le laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538) de l'IUEM, nous ont permis de financer nos missions, une partie de notre matériel informatique et autre logistique.

Les laboratoires partenaires à mon travail sont, en plus de l'UMR 6538 Domaines Océaniques, l'Ifremer de Brest, le CRAAG (Alger), la Sonatrach (Boumerdes), l'USTHB (Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger), l'UMR6526 GeoAzur Nice – Sophia Antipolis, l'UMR 7072 Laboratoire de Tectonique de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), le LEGEM (Perpignan), le LGCA–UMR5025 UJF Grenoble et l'Université de Purdue (Indiana, USA).

Remerciements

Je remercie tout d'abord les membres du jury : Eulalia Gracia, Laurent Jolivet, Isabelle Manighetti, Christophe Delacourt, Dominique Frizon de Lamotte, Jean-Pierre Réhault, et Karim Yelles, qui ont accepté d'examiner mon travail.

Un grand merci spécial à Jacques Déverchère, sans qui rien de tout cela n'aurait été possible. Tout d'abord, merci de m'avoir proposé de postuler sur ce sujet de thèse lorsque nous étions à bord de l'Université Flottante sur le Marion Dufresne. Avant cela, je n'aurais même pas imaginé faire une thèse à Brest (ou même en France), et surtout sur un sujet aussi « marin », moi, l'ancienne lyonnaise qui n'avait jamais rien vu d'autre que les Alpes, les plis jurassiens, les calcaires à gryphées des Monts d'Or, et accessoirement les plis martiens !!

Ainsi j'ai eu l'opportunité de connaître un tout nouveau domaine pour moi : la Méditerranée, et plus particulièrement cette mystérieuse (j'espère un peu moins maintenant !) et complexe, mais pas moins passionnante, marge algérienne. Merci aussi à Jacques pour la qualité de ses conseils et critiques, merci de m'avoir appris à me poser les bonnes questions, mais aussi : à mieux écrire, à travailler dans l'urgence, à être plus diplomate et pragmatique, ... et j'en passe. Bref, merci de m'avoir guidé durant ces 3 années, malgré ton emploi du temps bien chargé.

Merci aussi aux membres de mon comité de thèse : Bernard Mercier de Lépinay, Nabil Sultan, Pascal Gente et Yves Lagabrielle, qui ont suivi mon travail durant ces 3 années, merci pour vos judicieuses remarques et suggestions.

M'ont également apporté une aide précieuse les membres de l'équipe Maradja (2003+2005) grâce aux discussions qu'on a pu avoir, soit lors des réunions, soit lors de visites chez les uns et les autres, ou à bord du Suroît.

Parmi eux un merci spécial à Karim Yelles, notamment pour le rôle qu'il a joué dans l'organisation des missions, et pour ses prouesses en négociations, qui nous ont permis de ne pas être actuellement encore bloqués sur le port d'Alger !

Un grand merci également à Bernard Mercier de Lépinay pour tous les rejeux des profils sismiques des missions, ainsi que les discussions très enrichissantes que l'on a eu lors de ma visite à Sophia-Antipolis.

Merci aussi à Virginie Gaullier, pour toute l'aide et le soutien qu'elle m'a apporté.

Un grand merci à Aziz Kherroubi ; je n'ai pas oublié (toi non plus d'ailleurs j'imagine !) les longues séances de Batmul, lors de l'un de tes séjours à Brest !! Merci de m'avoir aidé dans cette lourde tâche ! Merci aussi pour ton soutien, et ta jovialité.

Je remercie aussi Azzedine Boudiaf, Rabah Bracène, Jean-Pierre Bouillin, Eric Calais, Pierre Giresse, Pascal Le Roy, Bruno Savoye, Nabil Sultan, et Henri Pauc, pour leur aide, et leurs remarques et discussions très instructives.

Merci à David Graindorge pour son aide et ses conseils (et ses chansons sur le bateau !).

Merci aussi à tous les équipages du Suroît et l'équipe Génavir grâce à qui nous avons réussi à avoir de magnifiques données lors des deux campagnes MARADJA.

Merci également à Alain Coutelle pour toute la littérature (pour certains ouvrages, des antiquités probablement introuvables dans le reste du monde !) et précieuses reliques de cartes géologiques qu'il m'a prêté. Merci aussi pour les longues discussions qu'on a eu, qui m'ont montré qu'il y avait aussi d'autres manières de voir les choses.

Merci à Carole Petit pour m'avoir appris les rudiments de la modélisation de la flexion, merci aussi pour sa disponibilité (malgré des conditions parfois sportives : blocage de Jussieu anti-CPE, quelques jours avant l'EGU !).

Merci aussi aux perpignanais pour leur hospitalité et la super ambiance au labo lors de mes visites, et en particulier Elias Tahchi pour tous les bons tuyaux et l'aide qu'il m'a apporté.

Merci également à tous ceux qui m'ont permis d'embarquer sur la campagne PRISMA en 2004 et sur la campagne Sumatra-Aftershocks en 2005, des campagnes très enrichissantes.

Merci aussi aux membres du laboratoire qui m'ont aidé à un moment ou un autre : Nathalie Babonneau, Laurence Droz, Marc-André Gutscher, Bernard Le Gall, Marcia Maia, Jacques Malod, Marina Rabineau, Jean-Pierre Réhault, Jean-Yves Royer, Julie Perrot, sans oublier les indispensables informaticiens : Christophe Martin, Pascal Chaput, et Eric Hardy, sans qui j'aurais probablement eu beaucoup de gros problèmes !!

Un immense merci aussi à Christophe Delacourt pour avoir sauvé mon fichier thèse.doc d'une destruction certaine, un certain jour de septembre 2006 !

Merci aussi aux secrétaires pour tout le travail qu'elles font, et en particulier Murielle Dubreule, qui s'est occupée de mes ordres de missions, factures etc. . .

Merci à Antonio Cattaneo pour sa disponibilité (malgré son emploi du temps très très chargé !) et ses conseils.

Un grand merci aussi à l'équipe SIG Algérie de l'Ifremer : Eliane Le Drezen et Laetitia Maltese, pour leur disponibilité et leur aide précieuse. Merci aussi à Eliane Le Drezen pour m'avoir appris comment traiter la réflectivité, et à Jean-Marie Augustin pour les fichiers de correction qu'il m'a créés. Merci aussi à Alain Normand, pour m'avoir appris à me servir de Caraïbes pour le filtrage de la bathymétrie. A propos de Caraïbes, je n'oublie pas Jean-Marc Sinquin et Christian Edy pour leur aide précieuse concernant l'utilisation de ce logiciel. Je remercie aussi Iwan Le Berre pour ses conseils sur l'utilisation d'ArcView, James Cloern pour m'avoir appris comment il fallait écrire de bons articles en anglais (j'espère maintenant que je vais bien l'appliquer !), et François Baty-Sorel pour ses excellents cours de communication, et ses conseils pour notre insertion dans le milieu des entreprises.

Je remercie également tous mes amis qui m'ont soutenu, et mes collègues thésards (et aussi Masters, dont notamment Alexis pour ses conseils sur Kingdom) pour leur soutien, et la bonne ambiance qui a régné chez les étudiants. Merci particulièrement aux filles, Emmanuelle, Laurence, Carole, pour leur soutien, et merci de m'avoir secouru et remonté le moral quand j'en avais besoin ! Merci aussi à mes collègues de bureau : par ordre d'apparition : Bertrand, Fateh, (+ Bob Dziak, et Peter Thuo, momentanément), Nuno, Laurence, et Julie, pour leur bonne humeur, et aussi pour m'avoir supporté, moi et mes ordinateurs bruyants !

Un grand merci à Omar, pour m'avoir soutenu et cru en moi.

Merci à ma famille pour tout ce qu'elle a fait (et merci à François pour tes conseils de pro sur la gestion du trac !).

Tant que j'y suis, et qu'il me reste un peu de place, merci à mon ordinateur (malgré tout ce que j'ai pu lui dire durant ces dernières années) et ma voiture pour avoir tenu bon jusqu'à la dernière minute. Merci aussi à toutes les difficultés (on ne les remercie jamais assez), c'est grâce à elles que j'ai progressé.

Enfin, merci à la joyeuse équipe du LPG de Nantes d'avoir bien voulu de moi comme demi-ATER l'année prochaine, et d'avoir mis tous mes cours au 2nd semestre, ce qui m'a permis de finir ma thèse dans de bonnes conditions.

*« Sur ce vaste univers un grand voile est jeté ;
Mais, dans les profondeurs de cette obscurité,
Si la raison nous luit, qu'avons-nous à nous plaindre ?
Nous n'avons qu'un flambeau, gardons-nous de l'éteindre »
Voltaire*

RESUME

La marge algérienne, située à la frontière entre le bassin algérien et le continent africain, est connue pour être sismiquement active mais demeurait jusqu'alors largement méconnue d'un point de vue morpho-structural et sismo-tectonique. De nombreux séismes destructeurs (par exemple : Alger 1365 et 1716, Djidjelli 1856, et plus récemment, Boumerdès 2003) qui provoquèrent également des tsunamis et furent parfois accompagnés de ruptures de câbles sous-marins de télécommunication, indiquent le fort besoin d'identification des structures actives sous la mer et de l'aléa sismique qui leur est associé.

D'autre part, la marge, qui présente un fort héritage structural, a subi une histoire géodynamique complexe. Elle résulte notamment : (1) au sud, du collage au cours du Néogène des zones internes (notamment les Kabylies) à la plaque africaine après la fermeture de l'océan Téthys maghrébin par la subduction de celui-ci vers le nord, et (2) au nord, d'une transition continent-océan à valeur de marge passive à l'arrière de cette collision. Cependant, les données cinématiques (géologiques ou géodésiques) argumentent une convergence Afrique-Europe de direction NNO-SSE d'environ 5 mm/an à la longitude d'Alger. Cette réactivation compressive entre les plaques lithosphériques pose d'importants problèmes d'évaluation du risque sismique, plus difficiles à résoudre que dans les subductions. L'Afrique du Nord représente ainsi un chantier majeur et original en termes de risque sismique et d'évolution géodynamique, en offrant l'opportunité d'étudier la réactivation en compression d'une marge passive jeune. Face à la méconnaissance des structures sous-marines, un des enjeux de ce travail était de préciser les modalités et l'importance de la déformation accommodée au niveau de la marge sous-marine algérienne, et finalement la géométrie de la limite de plaque actuelle.

Ce travail, qui utilise notamment les données de haute résolution des campagnes MARADJA et MARADJA2/SAMRA (bathymétrie multifaisceau, profils de sismique-réflexion, réflectivité, gravimétrie, sondeur de sédiments CHIRP, SAR, carottages), permet tout d'abord de caractériser pour la première fois le style tectonique le long de la marge, la dimension des structures, leur enracinement et leur fonctionnement, ainsi que l'influence potentielle de l'héritage géologique de la marge. Un premier style tectonique décrochant est bien visible le long de la marge ouest algérienne : on trouve ainsi une portion de marge rectiligne et abrupte sur plus de 100 km sur la pente à l'est d'Oran, interprétée comme la trace de la migration au Miocène du bloc Alboran vers l'ouest, et une zone d'activité décrochante dextre potentiellement active à l'ouest d'Oran. En revanche, le long de la marge centre et est-algérienne, les structures les plus communément retrouvées sont des failles aveugles néoformées (plio-quaternaires) à pendage sud (pendage opposé à celui de l'ancienne suture de l'océan téthysien) qui s'expriment à la surface sous forme de plis asymétriques, souvent disposés en échelon et sub-perpendiculaires à la direction de convergence. De par leurs dimensions, ces failles peuvent potentiellement générer des séismes de magnitudes 6 à 7.5. Leur fonctionnement a permis de former sur le long-terme des bassins en piggy-back (contrôlés par une faille inverse à géométrie en rampe précédée d'un replat conséquent) dans le domaine profond en pied de marge, ou des bassins en rollover (avec rotation des sédiments sur une faille normale listrique en amont, contrôlée par le jeu en profondeur d'une faille inverse peut-être plus raide, sans replat significatif) sur la pente. Parmi ces failles, celle qui a rompu lors du séisme de Boumerdès (21 Mai 2003, Mw:6.8) se prolonge en surface par des replats vers le large puis des rampes, créant une succession de bassins décrits précédemment. Une autre faille majeure de pied de pente a été identifiée au nord-ouest d'Alger, la faille de Khayr al Din. Cette faille active, longue de 80 km environ, représente un risque potentiel important pour la ville d'Alger ainsi que ses alentours. Le pli en pied de pente qui lui est associé présente à lui seul une vitesse long-terme de raccourcissement de 0.4 mm/an environ. Il a été estimé qu'un séisme de magnitude 7.3 était envisageable sur cette structure.

L'ensemble de nos observations est en accord avec une réactivation récente en compression de la marge avec un raccourcissement NNO-SSE. La déformation néotectonique compressive est concentrée sur une largeur de ~60 km le long de la marge. La déformation semble plus récente (quaternaire) sur la marge est et sur les plis les plus au large. Les vitesses long-terme de raccourcissement sur l'ensemble des structures identifiées sur des transects parallèles à la direction de convergence sont comprises au minimum entre 0.1 et 0.6 mm/an.

Les soulèvements locaux engendrés par ces failles inverses ainsi que la sismicité régionale provoquent des instabilités sédimentaires telles que des debris flows et des slumps, des cicatrices d'arrachement. Des déviations de canyons sont également engendrées par la croissance des plis. Ces perturbations sont étudiées grâce aux données de sub-surface telles que le SAR, la réflectivité et le sondeur de sédiments CHIRP. Les masses glissées ont des volumes relativement faibles, de l'ordre de 0.1 km³, mais il arrive parfois qu'ils

atteignent 0.8 km^3 : il est alors envisageable que de tels types d'instabilités sédimentaires puissent générer des tsunamis.

Pour finir, afin d'étudier la réactivation de la marge à l'échelle lithosphérique, une modélisation gravimétrique de la flexion en 2D a été effectuée. Il a été montré que la marge algérienne n'est pas à l'équilibre isostatique. Le bassin algérien subit une flexion de grande longueur d'onde et présente une forte anomalie près de la pente. Un décalage du Moho sous la marge, à peu près au niveau de la côte, est compatible avec nos modélisations. Ainsi, par la cohérence spatiale d'ensemble de ce phénomène, ainsi que par la présence de segments de failles inverses distribuées sur une grande partie du pied de marge, il est possible de proposer que nous assistions à une initiation de subduction le long de la marge algérienne, en pied de pente. Cette marge présente de nombreuses caractéristiques qui font de cette marge un endroit propice à une telle initiation, en dépit de l'âge très jeune du plancher océanique. Cependant, la subduction est loin d'être engagée, et il n'est pas évident que celle-ci se mette en place facilement, en raison notamment de la faible vitesse de convergence Afrique-Europe. Pour l'instant, on pourrait observer seulement une focalisation des accidents actifs et donc de la limite de plaque en pied de marge, au large de l'Algérie centrale et orientale. A l'ouest, la déformation semble préférentiellement accommodée au niveau de la marge ibérique ou à terre dans la région oranaise et du Tell central.

ABSTRACT

Important issues in seismic hazard assessment arise from slow convergent plates that are less easy to solve than in subduction zones. North Africa is a major study area in this context to study the reactivation in compression of a complex Cenozoic passive margin. This work based on the MARADJA'03 and MARADJA2/SAMRA'05 cruises data (multibeam bathymetry, seismic-reflection, side-scan sonar, backscattering, CHIRP, gravimetry) made possible for the first time a characterization of the multi-scale structure of the offshore Algerian margin. Sedimentary (among which, sediment instabilities) and tectonic (geomorphology, folds, faults) records reveal large recent and active structures as well as the geological inheritance of the margin. Two main tectonic styles are identified: strike-slip features to the west; and reverse to the centre and east: blind faults (Plio-Quaternary) verging to the north (opposite to preexisting features) expressed as asymmetrical folds, sub-perpendicular to the convergence direction and often en echelon. These faults (minimum long-term shortening rate over all the structures: $0.1\text{-}0.6 \text{ mm/yr}$) may all trigger $M=6\text{-}7.5$ events (among them, the Khayr al Din fault near Algiers). Among them, the fault associated with the Boumerdes earthquake (21/3/2003, $M_w=6.8$) would continue to the surface by flats and ramps creating piggy-back basins (up to 60 km seaward) or rollovers (on the slope). A large part of the deformation resulting from NNW-SSE Africa-Eurasia convergence ($\sim 5 \text{ mm/yr}$ at the longitude of Algiers) is accommodated at the foot of the Algerian margin, which could indicate, with the compressionnal flexure of the deep basin, a future subduction inception.

INTRODUCTION

Problématique :

Située au sud du bassin algéro-provençal, entre la mer d'Alboran à l'ouest et l'arc Siculo-Calabrais à l'est, la marge algérienne est une marge sismiquement active mais mal connue d'un point de vue morpho-structural, ainsi que du point de vue de son fonctionnement géodynamique. On sait pourtant depuis longtemps que toute sa bordure méridionale, le Tell, large d'une centaine de kilomètres, est régulièrement secouée par des séismes destructeurs. Par exemple, le séisme meurtrier de Djidjelli en 1856 a été ressenti jusqu'à Nice, et les séismes de 1365 et de 1716 ont détruit la ville d'Alger. Plus récemment, les séismes d'El Asnam (10/10/1980, Ms: 7.3, le séisme le plus fort jamais enregistré en Algérie) et de Boumerdès (21/5/2003, Mw: 6.9) ont également fait des dégâts considérables et des milliers de victimes. A eux tous, ces événements ont fait des dizaines de milliers de morts. Certains de ces forts séismes ont également généré des tsunamis (Alger 1365, Djidjelli 1856, Boumerdès 2003) ainsi que des ruptures de câbles de télécommunications au fond de la mer (Orléansville 1954, Mw: 6.7, El Asnam 1980, Boumerdès 2003).

Même si les séismes nord-algériens présentent des magnitudes et une fréquence relativement modérées comparées à d'autres régions en contexte de marge active (par exemple les séismes de subduction), le risque géologique est loin d'être négligeable pour les nombreuses villes côtières d'Algérie, notamment la capitale, Alger.

Les derniers séismes importants (El Asnam 1980 et Boumerdès 2003) ont relancé le besoin urgent d'une meilleure connaissance de la morpho-structure de cette marge nord-africaine, et notamment d'une cartographie précise des structures (en effet, les séismes historiques étaient autrefois rarement associés à une faille connue), et plus particulièrement en mer. En effet, le séisme de Boumerdès, dont l'épicentre se trouvait en mer (Ayadi et al., 2003), a pointé du doigt les immenses lacunes qui existaient sur la connaissance des failles en mer, en particulier leur localisation précise et leurs dimensions, indispensables pour une évaluation de la magnitude maximale. Il est également à noter que des secteurs qui connurent de violents séismes il y a plusieurs siècles (Alger, 1365, Djidjelli, 1856), n'ont pas connu de séisme majeur depuis, d'où le besoin urgent d'évaluation de l'aléa sismique.

Au-delà du problème de l'aléa géologique, de nombreuses questions sur l'évolution géodynamique et la structure de la marge restent également en suspens. Pendant la première partie du 20^e siècle, jusqu'aux années 60, c'est surtout la partie terrestre de la marge algérienne qui fut étudiée (par exemple: Ficheur (1890), Glangeaud (1927, 1932, 1952, 1966, 1968...), Mattauer (1958), Caire (1970), Durand-Delga (1969), Bonneton (1977), Perrodon (1957), Kieken (1962), entre autres...). Pendant cette période, un considérable travail de géologie de terrain et de cartographie a été effectué. Cependant, la côte est située en bordure des montagnes, et on peut se demander où s'arrêtent ses chaînes plissées sous la mer. Après l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, on prend alors conscience que l'Algérie se situe à une limite de plaques, entre la plaque

Afrique et la plaque européenne. Cette limite de plaques est diffuse, comme la sismicité éparpillée dans le Tell l'atteste. Mais il est peut-être possible, et en tout cas nécessaire, de préciser les limites actuelles, et la part de la déformation totale en raccourcissement accommodée par la marge algérienne.

Grâce aux reconstitutions paléomagnétiques de l'Atlantique Nord, on sait que depuis le milieu du Crétacé, l'Afrique se rapproche de l'Europe (Dewey et al., 1989). De plus, de récentes études géologiques et géodésiques (Nocquet et Calais, 2004) indiquent que la vitesse de rapprochement entre l'Afrique et l'Europe est actuellement d'environ 5 mm/an à la longitude d'Alger. La sismicité actuelle indique une déformation diffuse le long du Tell, et les séismes sont majoritairement compressifs. Les structures tectoniques à terre furent récemment étudiées par de nombreux géologues (ex: Meghraoui (1988), Bracène (2001), Boudiaf (1996) ...), ce qui permet d'avoir, notamment pour la partie ouest de l'Algérie, une assez bonne vision de la structuration de la marge à terre. Pourtant, au vu des calculs de vitesses de déformation obtenues à terre pour le Tell (1-2.3 mm/an, Meghraoui et al., 1996), comparées à celles obtenues par des méthodes géodésiques pour la marge algérienne (5.1 mm/an à la longitude d'Alger, Nocquet et Calais, 2004), on peut émettre l'hypothèse qu'une part non négligeable de la déformation puisse être accommodée en mer, d'autant plus que la sismicité historique indique de probables épicentres en mer, notamment au large de Djidjelli (1856).

Jusqu'à récemment, seuls étaient déjà connus, grâce aux levés bathymétriques de l'époque (à partir des années 50) ainsi qu'à quelques dragages, certains grands traits physiologiques et caractéristiques sédimentologiques (Rosfelder, 1955; Leclaire 1972) sur la pente et la plate-forme continentales, notamment l'existence de l'abrupte pente algérienne à caractère régionalement rectiligne. Par la suite, le développement de la sismique-réflexion et de la sismique-réfraction dans les années 60-70, les résultats de campagnes océanographiques (Géomède I (1966) et III (1970), Polymède I (1970) et II (1973) etc...), ainsi que des forages (notamment par Glomar-Challenger, 1970 : forage 371 dans le bassin algérien) ont permis d'accéder à une image du sous-sol profond de la Méditerranée Occidentale (Fahlquist, 1963, Hersey, 1965, Glangeaud, 1966, Berry et Knopoff, 1967, Ryan, 1969). On a alors identifié le remplissage sédimentaire typique du bassin, notamment la présence du sel (résultant de la crise de salinité Messinienne), et son âge, ainsi que la structure générale du bassin. Ces premiers éléments ont amené certains auteurs à proposer des schémas structuraux en mer (Auzende et al., 1975, El Robrini, 1986, Mauffret et al., 1987, ...), attribuant souvent un rôle prépondérant à l'activité décrochante le long de la marge algérienne (Mauffret et al., 1987), ou un début de subduction en pied de marge (Auzende et al., 1975). De nombreux modèles d'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale ont été proposés (voir 1.1.1), et dans l'ensemble il est actuellement généralement admis que la marge algérienne a subi depuis le Cénozoïque la fermeture de l'océan Téthys maghrébin, ainsi que l'ouverture en arrière-arc de l'actuel bassin algéro-provençal, entraînant la dérive, l'éclatement, puis le collage par collision d'un bloc continental appelé l'AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre ; Bouillin, 1986), partie de la marge sud-européenne. Nous serions donc actuellement en contexte de marge passive en bordure de chaînes plissées, mais également de marge sismiquement active. Cependant, de nombreux débats et incertitudes subsistent concernant les modalités exactes de son évolution, notamment de par la faible résolution de la

bathymétrie disponible. Ainsi cette marge constitue un parfait exemple pour l'étude de l'évolution d'une marge passive en contexte de convergence entre deux plaques, et peut-être aussi pour avoir la chance d'observer "en direct" le début d'une inversion de marge. Cependant, vu les très faibles taux de convergence (inférieurs d'un facteur 10 à ceux des zones de subduction actives) et l'apparente absence d'accrétion océanique actuelle, la question subsiste de savoir quelles sont les forces en jeu responsables d'une éventuelle inversion de marge. De plus, on pourrait penser que les chaînes montagneuses du Tell et de l'Atlas (Figure 1) peuvent à elles seules accommoder la convergence Afrique-Europe. Or on observe que ce n'est pas le cas, et que de nouvelles structures actives apparaissent le long de la côte. On peut également se poser la question du rôle de l'héritage structural dans cette organisation des failles actives et pourquoi la déformation actuelle se situe principalement à la transition océan-continent. Par ailleurs, la marge est très jeune (probablement ~15-20 Ma) avec une pile sédimentaire (donc une subsidence) très réduite (<6 km) en pied de marge, ce qui semble très défavorable pour une inversion de la marge et un début de subduction. Cette marge algérienne semble donc constituer un cas particulier, peut-être unique au monde, où de nouvelles structures actives se forment à l'avant de chaînes de montagnes "récentes", à la transition d'un continent et d'un océan très jeunes ayant tous deux subi une évolution cénozoïque complexe.

Pour pallier le manque d'informations géologiques et morpho-structurales en mer, la campagne MARADJA (MARge Active de el DJazaïr, El Djazaïr=Algérie) fut programmée en 2003. Le hasard voulut qu'elle se déroulât 3 mois seulement après le tragique séisme de Boumerdès : ainsi les objectifs initiaux furent en partie refocalisés sur la zone de l'épicentre du séisme, ce qui permit une couverture plus dense dans ce secteur est d'Alger. Les données de cette première campagne, d'Oran à Dellys (Est d'Alger), puis de la deuxième campagne, MARADJA2/SAMRA en 2005, de Dellys à Annaba, ont considérablement amélioré la vision sous-marine de la marge de la frontière marocaine à la frontière tunisienne.

Les données morpho-structurales de haute résolution et les données géophysiques (comme la gravimétrie) ont permis d'une part une cartographie précise des structures, et d'autre part d'améliorer la qualité des données mondiales (notamment les données bathymétriques GEBCO et la gravimétrie dérivée de l'altimétrie satellitaire qui fournissent des données pour la pente continentale de faible résolution) près de la côte. Par exemple, les anciennes données bathymétriques avaient des résolutions de l'ordre de 1 km, alors que grâce aux campagnes Maradja, nous disposons maintenant de grilles au pas de 50 ou 25 m.

(Page suivante) Figure 1: *Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale. Etat des connaissances avant les campagnes MARADJA et les récentes campagnes océanographiques en Mer d'Alboran (d'après Alvarez-Marron, 1999, MediMap Group, 2005, et Gracia et al., 2006).*

(Page suivante) Figure 2: *Morpho-bathymétrie de la Méditerranée Occidentale (MediMap Group, 2005). MNT au pas de 500 m, qui inclut des données bathymétriques de MARADJA 2003.*

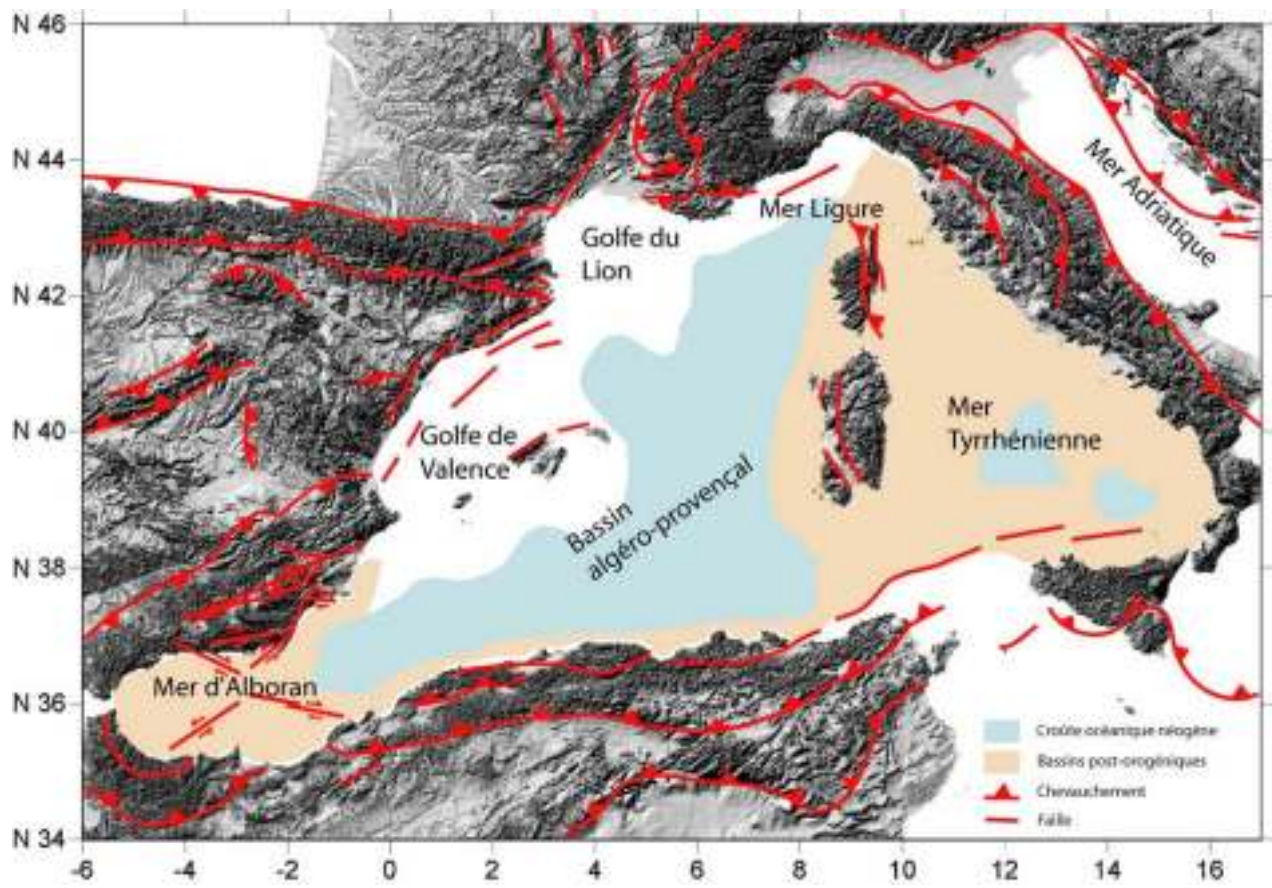
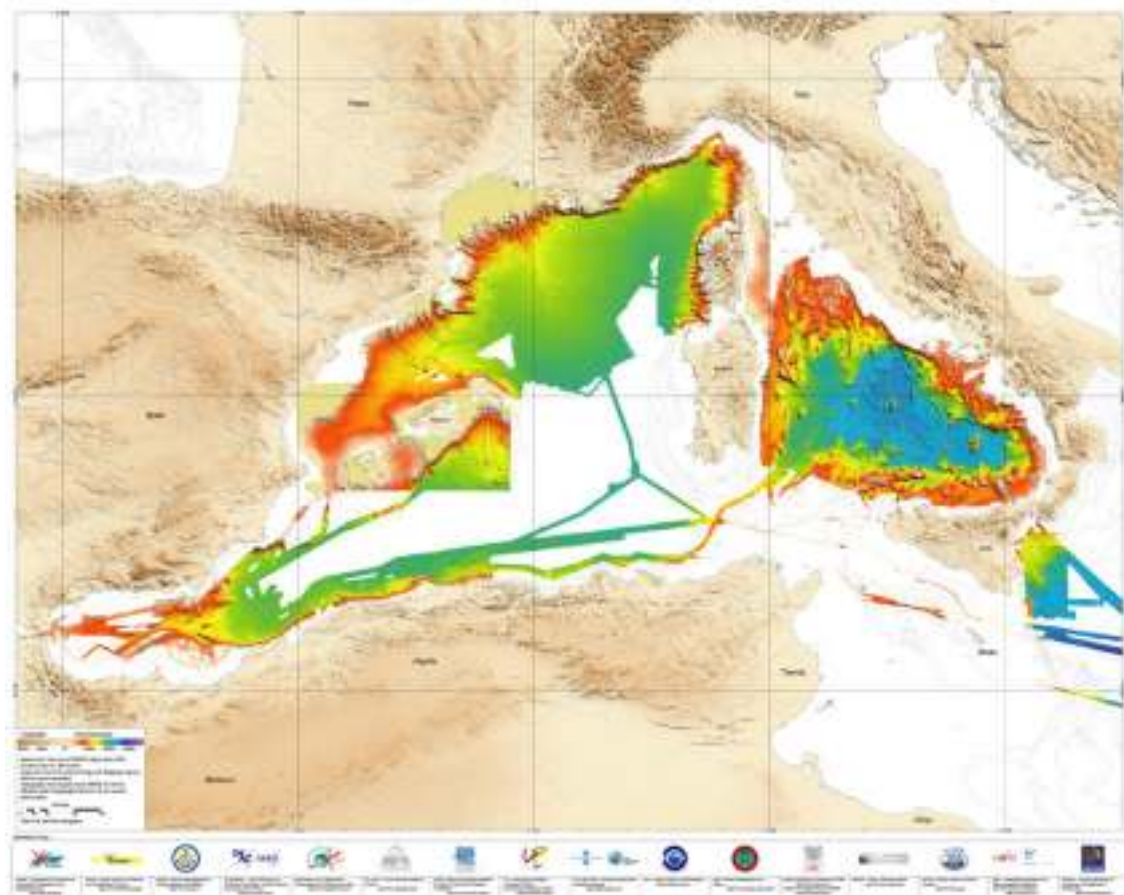


Figure 1 (ci-dessus), Figure 2 (ci-dessous).



Objectifs :

Les buts de cette présente étude, qui se base principalement sur les résultats de ces deux campagnes (notamment de la première), sont de deux ordres:

(1) Premièrement, la cartographie détaillée des structures et processus affectant les sédiments dans les fonds marins et sur la pente permet d'identifier où se situe la déformation en mer. Un premier repérage grâce à la bathymétrie (Figure 2) permet de savoir la direction des structures, leurs dimensions, et leur localisation précise, puis les profils sismiques permettent de connaître la géométrie des sédiments en profondeur, et par déduction, le style de la tectonique. Nos observations seront confrontées aux modèles tectoniques précédemment proposés, et un nouveau schéma tectonique sera présenté. Une jonction de la morphologie à terre et en mer est indispensable puisqu'elle permet d'observer la continuité des unités et structures identifiées à terre, montrant qu'il s'agit d'un seul et même système, à cheval entre terre et mer. Par ailleurs, nous nous attarderons plus longuement sur des zones choisies, qui présentent des structures remarquables, telles que les zones de Boumerdès et d'Alger, afin d'étudier le style et la quantité de déformation le long de la marge, et le potentiel sismogénique des failles identifiées.

(2) Le deuxième aspect est la caractérisation de l'évolution de cette marge passive un peu particulière. En effet, d'une manière générale, l'évolution des marges sous-marines comporte de larges incertitudes, on connaît mal les modalités d'inversion des anciennes marges passives. Mais pour corser le tout, la marge étudiée a subi une évolution complexe avec notamment la migration de blocs vers l'ouest (Alboran). Ainsi, l'identification des vestiges de l'ancienne marge passive européenne (c'est-à-dire de l'AlKaPeCa) et des indices structuraux de son évolution passée permettra une confrontation avec les modèles d'évolution de la marge proposés par différents auteurs, puis la proposition d'un nouveau scénario. Finalement, l'évolution géodynamique actuelle de la marge sera étudiée, notamment par le biais d'une modélisation de la flexion de la marge. L'évaluation des taux de déformation en mer permettra de caractériser la part de convergence Afrique/Europe accommodée sur cette partie de la limite entre les deux plaques actuelles. Nous pourrions alors préciser le degré d'inversion de la marge, quelles sont les modalités de cette inversion et en quoi cette marge se différencie d'autres marges passives, voisines notamment, ou de marges passives classiques.

Organisation de la thèse :

Ainsi, après avoir explicité dans une première partie l'état de l'art des connaissances sur cette marge algérienne avant 2003, d'un point de vue géologique mais aussi géodynamique, puis décrit l'apport des campagnes en mer effectuées ainsi que les traitements effectués sur les données dans une seconde partie, nous verrons dans le troisième chapitre les différentes structures nouvellement observées le long de la marge associées à de la déformation active, ainsi que les effets de cette déformation sur l'enregistrement sédimentaire. Pour cela, les données de sismique-réflexion et de bathymétrie, principalement, mais aussi les données du sondeur de sédiment Chirp, la réflectivité, certaines zones couvertes en SAR, et les carottages, seront interprétés. Dans la quatrième partie, nous étudierons les implications sur les mécanismes de la déformation de la marge: comment

se définit le style tectonique? Observe-t-on un début d'inversion de la marge, et quelles sont les modalités de cette déformation à l'échelle crustale? Pour répondre à ce dernier point, nous effectuerons une modélisation de la flexure le long de la marge, grâce aux données gravimétriques et bathymétriques. Enfin, des comparaisons pourront être faites avec d'autres zones situées dans des conditions géodynamiques plus ou moins similaires.

Chapitre 1.

Contexte géodynamique, sismologique et structural

1.1 Histoire géodynamique

1.1.1. La configuration actuelle : les différentes unités géologiques à terre

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre (Wildi, 1983, Durand-Delga, 1969). En Algérie, cet orogène peut être séparé en différentes parties: au nord le Tell, composée des Kabyliques, des flyschs et des nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intra-continental (Figure 1.1).

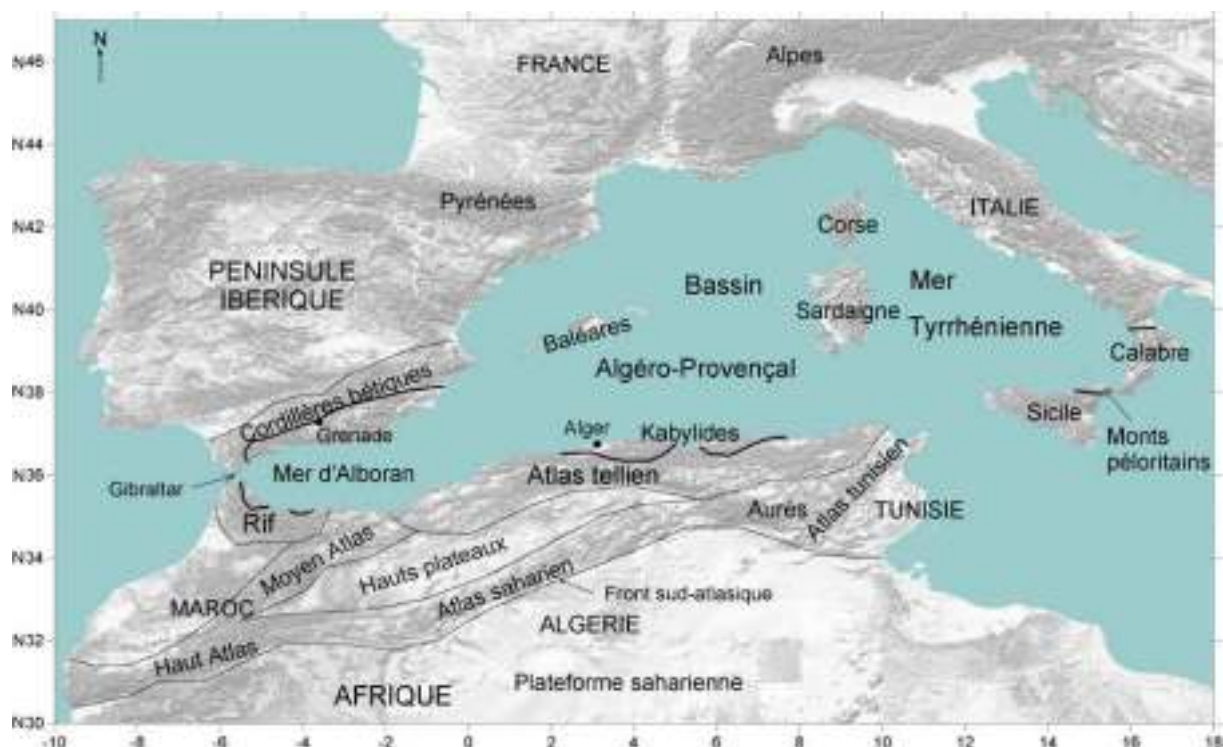


Figure 1.1 : Carte de localisation des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale que nous allons évoquer dans cette étude.

Kabyliques = Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle) ; *Atlas intra-continental* = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien.

Rif + Tell = Maghrébides ; *Zones Internes en Espagne* = Nevado-Filabrides, Alpujarrides et Malaguides ; *Zones internes dans le Rif* = Sebides et Gomarides (dorsale rifaine)

Zones internes en Italie = Monts péloritains et dorsale péloritaine ; *Trait plus gras* : limite des Zones Internes.

NB : Le « Tell » est un mot arabe qui signifie « colline ». Dans le cas de l'Algérie, il désigne toute la bordure méridionale montagneuse de l'Algérie, large d'une centaine de kilomètres, et ne fait pas de distinction entre les unités géologiques. Il est parfois employé abusivement pour désigner l'Atlas tellien, qui, lui, désigne un ensemble géologique composé de terrains plissés appartenant à la plaque africaine, contrairement au Tell qui inclut également les Kabyliques, des terrains d'origine et de nature

différentes, comme nous le verrons dans les paragraphes suivants. En revanche, ici, comme en général dans la littérature, l'adjectif « tellien » sera employé pour les formations appartenant à l'Atlas tellien, et non pas à l'ensemble du Tell (qui, lui, inclut aussi les Kabyliques et les flyschs).

1.1.1.1 Les Kabyliques

Les Kabyliques, comprenant, d'ouest en est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie (Figure 1.2), sont composées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque (principalement des gneiss âgés de 480 Ma à 300 Ma selon des datations Rb-Sr par J. Sonet, dans Durand-Delga, 1969), présentant des analogies à celui des massifs des Alpujarrides en Andalousie (Cordillères Bétiques) ou des Sebides dans le Rif, et du Paléozoïque supérieur non métamorphique comparable à celui des Malaguides en Espagne (Cordillères Bétiques) et les Ghomarides du Maroc (Rif) (Durand-Delga, 1969). Ce socle semble pelliculaire car à certains endroits (par exemple Ain Kechera) en petite Kabylie, au milieu du socle affleurent des faciès telliens sous-jacents (Durand-Delga, 1969).

Le socle est par endroits recouvert en discordance par une série sédimentaire détritique (principalement des molasses composées de conglomérats) d'âge Oligocène supérieur à mi-Burdigalien (Géry et al., 1981) nommée Oligo-Miocène kabyle.

Le socle Kabyle chevauche la "Dorsale (ou Chaîne) Calcaire (ou Dorsale Kabyle)" (Figure 1.3) qui correspond à sa couverture sédimentaire Mésozoïque, composée de calcaires du Lias et de l'Eocène, de dolomies du Trias au Lias inférieur, de schistes primaires, de grès permien, et de détritique du nummulitique supérieur (Durand-Delga, 1969). Cette « chaîne calcaire » (Glangeaud, 1932), que l'on va plutôt nommer « Dorsale Kabyle » du fait de sa composition en roches pas seulement calcaires (ce qui pourrait prêter à confusion), est visible en Algérie au niveau du Cap Ténès, du Mont Chenoua et du sud des Kabyliques, au niveau du Djurdjura et au sud de Skikda. On retrouve ses homologues au Maroc (dorsale rifaine) et en Sicile (dorsale péloritaine), ainsi qu'à l'est de Grenade, et quelques reliques en Calabre. La Dorsale Kabyle se présente sous forme d'écaillés chevauchant les nappes de flyschs (détaillées dans le paragraphe suivant) le long d'un grand chevauchement à pendage nord, et est affectée de plis récents (cénozoïques) longitudinaux (Chenoua, Djurdjura) (Figure 1.3).

On considère que tous ces terrains formant les Kabyliques font partie d'un ensemble nommé Zones Internes (ou « AlKaPeCa » selon Bouillin et al. (1986), pour Alboran, Kabyliques, Peloritain, Calabre), par opposition aux Zones Externes (en Algérie, l'Atlas tellien, qui sera développé ultérieurement) qui se situent en périphérie de ces unités. Ces zones internes, actuellement dispersées autour de la Méditerranée Occidentale, faisaient autrefois probablement partie de la marge européenne comme l'attestent, entre autres, leurs analogies du point de vue lithologique (Bouillin et al., 1986). Différents scénarios d'évolution géodynamique furent proposés au fil du temps pour expliquer leur disposition actuelle, qui seront décrits brièvement au paragraphe 1.1.2.

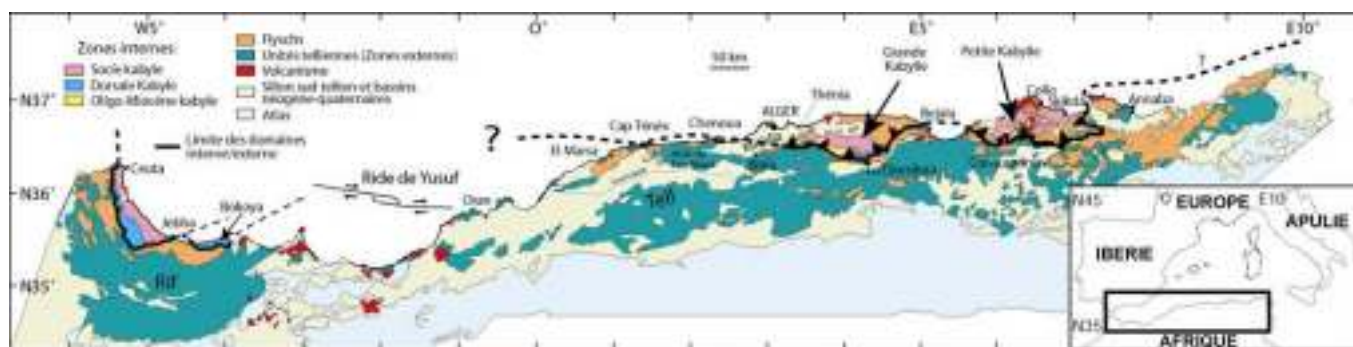


Figure 1.2 : (modifié d'après Domzig et al., 2006) Position des différentes unités géologiques des Maghrébides.



Figure 1.3 : (Bracène, 2001) Coupe géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides.

Toutefois, on peut globalement retenir que les Zones Internes, similaires d'un point de vue géologique, présentent un caractère très discontinu d'un point de vue géographique, et chevauchent les Zones Externes avec une limite à pendage nord (Figure 1.3). Dans la suite de l'étude, on verra notamment si une continuité peut être retrouvée en mer, et si des indices de leur évolution géodynamique passée peuvent être retrouvés grâce aux nouvelles données acquises en mer. On essaiera également de déterminer si leur limite avec les zones externes, qui constitue le chevauchement majeur à l'ancienne limite de plaques, est toujours tectoniquement active, ou, si ce n'est pas le cas, à quel endroit la déformation entre les deux plaques est accommodée.

1.1.1.2 Les nappes de flyschs

Les nappes de Flyschs, composées de conglomérats et autres matériaux détritiques, sont également retrouvées du Maroc à la Sicile, en passant par la péninsule ibérique, associées aux zones internes.

En Algérie, ces nappes sont soit en position interne, c'est-à-dire rétrocharriées sur les zones internes (flyschs nord-kabyles), soit en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale Kabyle (flyschs sud-kabyles), soit totalement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, « flottant » sur le Tell externe (Figures 1.2 et 1.3).

On distingue un certain nombre de nappes de flyschs. Durand-Delga (1969) en distingue 3 catégories : les flyschs de type Guerrouch (en bordure occidentale de la Petite Kabylie ou dans le Dahra), les flyschs Crétacé de faciès schisto-gréseux (tous les flyschs Crétacé, sauf ceux de type Guerrouch), et les flyschs numidiens. Bouillin et al. (1986) utilisent une autre classification : les flyschs Mauritaniens (en position interne), les flyschs Massiliens (les plus externes), et les flyschs Numidiens (surimposés en partie aux flyschs Massiliens). Selon les auteurs, d'autres nomenclatures existent : selon leur position géographique, leur faciès, ou encore leur contenu stratigraphique supposé. Ces classifications sont parfois confuses et mélangées par certains auteurs, comme Kieken (1962) qui a synthétisé diverses classifications et a retenu des termes faisant allusion au faciès (ex: nappe numidienne) ou à la position géographique (ex: nappe infratellienne) ou stratigraphique (ex: nappe sous-numide) des nappes; le but ici n'est pas de détailler les différentes nappes de flyschs et leur lithologie, mais on retiendra donc principalement que l'ensemble de ces nappes s'est mis en place entre le Crétacé et l'Eocène et qu'elles sont principalement composées de matériel détritique.

Il est également important de noter que, par conséquent, d'importantes quantités de matériel détritique, donc peu consolidé, se trouvent en périphérie des (ou sur les) zones internes, ce qui s'avèrera important à considérer dans la suite de l'étude.

1.1.1.3. Les nappes telliennes

L'Atlas Tellien (parfois aussi appelé Tell externe), est composé de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (Figure 1.3), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud. Il existe aussi des massifs autochtones (Durand-Delga, 1969) comme, entre autres, les massifs du Bou Maad et de Blida et les massifs de la région du Chelif (Figure 1.2) qui seraient des zones anticlinales où les nappes allochtones sont inexistantes ou ont été mises à nu par la tectonique post-nappes (Blès, 1971).

Les nappes telliennes s'étendent de l'Oranie jusqu'à la Tunisie et chevauchent l'Atlas saharien avec des pendages nord (Bracène, 2001 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006). Elles ont été mises en évidence au début des années 1950 par des groupes pétroliers et des géologues de l'Ecole de Besançon (Caire, Mattauer, Polvêche) (synthèse dans Kieken, 1962). Elles sont décollées de leur substratum triasique gypsifère, et se sont empilées en écailles pelliculaires sur des chevauchements à vergence sud, ce qui traduit un style tectonique plutôt "thin skin". Certains auteurs (Bracène, 2001 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006) considèrent cependant que certains de ces décollements sont également enracinés sur des failles plus profondes, à pendage nord, qui traverseraient l'ensemble de la croûte (Figure 1.3).

A l'ouest, au nord du Maroc, on rencontre le système du Rif, également un système de nappes; ce système se rattache aux nappes des Cordillères Bétiques par l'arc de Gibraltar. Les systèmes du Tell et du Rif sont considérés comme faisant partie d'un orogène de type alpin (Durand-Delga et Fonboté,

1980) : on sait qu'ils se sont mis en place lors de la fermeture de l'océan Téthys (ou Téthys Maghrébine) (cf. 1.1.2).

Ces unités telliennes représentent une grande partie du littoral algérien, et on verra dans la suite de l'étude que leur présence joue un rôle important, notamment dans la morphologie de la marge.

1.1.1.4 L'Atlas intra-continental

Au sud du Tell, l'Atlas, qui est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique, est composé d'unités autochtones. Il est divisé en plusieurs parties: l'Atlas saharien au centre, l'Aurès dans l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en Tunisie (Figure 1.1). Les Hauts Plateaux situés dans l'ouest algérien, entre le Tell et les montagnes de l'Atlas, sont constitués d'un socle paléozoïque, peu recouvert par les sédiments méso-cénozoïques, très résistant, et peu déformé, alors que les plis et chevauchements de l'Atlas se sont développés dans les anciens bassins mésozoïques. Les chevauchements existants semblent enracinés sur des décollements à la base des évaporites du Trias (Bracène, 2001). Au sud de l'Atlas on rencontre la plate-forme saharienne, constituée de socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques quasiment pas déformés (Frizon de Lamotte et al., 2000).

Ces terrains ne sont pas présents le long de la marge, donc nous les évoquons ici seulement car ils accommodent une petite partie de la déformation résultant de la convergence Afrique-Europe.

1.1.1.5 La couverture récente du Tell

Recouvrant en discordance les différentes unités décrites des paragraphes 1.1.1.1 à 1.1.1.3, les dépôts sédimentaires du Miocène « post-nappes » scellent en quelque sorte les derniers grands mouvements tectoniques à l'origine de la formation des nappes telliennes. De grands bassins littoraux tels que la Mitidja et le bassin du Cheliff, orientés OSO-ENE, sont comblés par les sédiments des transgressions marines miocènes à quaternaires (Figure 1.2). Les sédiments miocènes « post-nappes » sont constitués de conglomérats et de molasses alors que les sédiments pliocènes sont typiquement composés de marnes. Les sédiments quaternaires sont généralement composés d'alluvions des fleuves dans les bassins néogènes ou d'anciennes plages quaternaires le long de la côte.

L'ensemble de ces sédiments est actuellement légèrement déformé à terre, là où la tectonique récente (plio-quaternaire) s'exprime. En effet, on a retrouvé de nombreuses terrasses marines plio-quaternaires surélevées (Glangeaud, 1927, 1932, Saoudi, 1989) le long du littoral, et en particulier à l'ouest d'Alger.

Au sein de l'ensemble de ces sédiments « post-nappes », on identifie également des extrusions de roches volcaniques (Figure 1.2) d'âge miocène (9 à 16 Ma) et quaternaire (1 Ma) (Bellon, 1981). Il s'agit de basaltes tholéitiques, de rhyodacites, de rhyolithes et de tufs, avec une prédominance du volcanisme calco-alcalin. En Algérie, on les retrouve généralement en zone côtière, principalement au

niveau de Dellys, Thénia, à l'ouest d'Oran, autour de la baie de Bejaïa, dans le massif de Collo, et entre Skikda et Annaba. L'interprétation de la présence d'un tel volcanisme le long du littoral sera détaillée au paragraphe 1.1.2.

1.1.2 Les différents scénarios d'évolution géodynamique de la marge au cours du Cénozoïque

1.1.2.1 Les théories « pré-tectonique des plaques »

Dans les années soixante, avant l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, les premières hypothèses d'évolution géodynamique privilégient les mouvements verticaux, et considèrent un effondrement des zones actuellement immergées en Méditerranée Occidentale, laissant seulement des reliques émergées discontinues des zones internes, probablement continues à l'origine (Durand-Delga, 1969, Van Bemmelen, 1969). La présence des flyschs était alors expliquée par une orogénèse qui aurait mis à nu des socles anciens, et c'est l'érosion de ces socles qui aurait produit la quantité de matériel détritique retrouvée dans les flyschs. Cependant le lieu originel de dépôt des flyschs était toujours débattu : dépôt au nord des Kabylies puis charriage vers le sud (Durand-Delga, 1956), ou bien dépôts au nord et au sud des Kabylies puis glissement de certains vers le sud (Caire, 1970), ou enfin dépôt dans un sillon au sud des Kabylies puis violent serrage qui les a extravasé au sud et au nord (Durand-Delga, 1969).

Les nappes telliennes, quant à elles, furent d'abord considérées comme mises en place de manière gravitaire (Kieken, 1974 et 1975). Ces hypothèses « statiques » privilégiant l'effondrement du centre de la Méditerranée Occidentale et les glissements gravitaires des unités semblent peu réalistes depuis que l'on connaît les scénarios de cinématique des plaques qui montrent d'importants mouvements horizontaux entre les différents blocs. De plus, ce type de scénario ne pouvait pas expliquer l'origine des serrages responsables de l'expulsion latérale des flyschs, par exemple.

1.1.2.2 L'époque « post-tectonique des plaques » et l'apport de la sismique lourde

A partir de l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, on prend conscience de l'importance des mouvements horizontaux entre les plaques, et d'autres hypothèses s'affrontent : les hypothèses « mixtes » mettant en jeu des mouvements verticaux et horizontaux, et les hypothèses « mobilistes ».

Glangeaud (1966 et 1968) soutient une hypothèse mixte (mouvements verticaux et horizontaux) à savoir l'existence d'une distension au Trias qui écarte les Kabylies du continent européen, formant ainsi le bassin algéro-provençal. A l'Oligocène, le rapprochement entre l'Europe et l'Afrique permet alors l'expulsion des flyschs et la création des nappes telliennes. A l'Oligocène supérieur, la surrection de la Téthys provoque alors le glissement des séries éocènes et numidiennes. A la fin du Miocène, une

grande partie de la Méditerranée Occidentale est émergée, ce qui permet le creusement des canyons, puis au Plio-Quaternaire, se seraient produits un effondrement catastrophique du bassin méditerranéen et le retour des eaux (Bourcart, 1962). Cette hypothèse mixte sera rapidement écartée dès lors que des profils sismiques auront montré la profondeur du socle, bien trop faible pour être triasique. Néanmoins, elle introduit pour la première fois le concept du déplacement des Kabylies par le sud avec l'ouverture concomitante du bassin algéro-provençal.

Les dernières hypothèses, actuellement les plus réalistes, utilisent les développements de la théorie de la tectonique des plaques, d'où l'appellation « mobilistes ». Dès 1969, des auteurs (Ryan, 1969) suggèrent des ouvertures de bassins en Méditerranée Occidentale par dérive de blocs, et présence de dorsale. Le Pichon et al. (1971) suggèrent d'ailleurs que le socle est de nature océanique. Des modèles cinématiques sont proposés à partir des données aéro-magnétiques en Méditerranée (Bayer et al., 1973). Ces reconstitutions sont discutables notamment en raison de la qualité médiocre des anomalies (linéations peu nettes, perturbations très importantes par le volcanisme épars, dimension océanique réduite) et ne sont de ce fait pas acceptées par tous les auteurs. En revanche, les reconstitutions à partir des anomalies magnétiques de l'Atlantique Nord (Dewey et al., 1989 ; Olivet et al., 1984) mettent bien en évidence les mouvements de la plaque africaine depuis le Mésozoïque.

D'autres auteurs s'appuient essentiellement sur les données géologiques terrestres (par exemple Wezel, 1970, Cohen, 1980) et d'autres proposent des modèles beaucoup plus globaux, ne tenant pas forcément compte de l'ensemble des données géologiques disponibles (Dercourt, 1970, Biju-Duval et al., 1977, Tapponnier, 1977). Ainsi l'apparition de techniques telles que la sismique-réflexion et la sismique-réfraction apportent de précieuses données sur la structure des bassins en Méditerranée Occidentale.

On identifie une épaisseur sédimentaire relativement peu importante (environ 6 km) au dessus du socle (comparée à d'autres zones telles que l'Atlantique Nord), et la présence d'une grande quantité de sel, d'âge messinien, selon des forages en Méditerranée Occidentale (Ryan et Hsü, 1973, Hsü et al., 1973), dont la base s'avère être un excellent marqueur stratigraphique. Dès lors, on soupçonne un âge miocène pour le bassin, étant donné la relativement faible épaisseur de sédiments infra-messinien. La sismique-réfraction permet d'obtenir des vitesses de propagation pour chaque interface, et ainsi une estimation de la nature du socle : à savoir océanique, pour le bassin algérien (Falhquist et Hersey, 1969).

Pour contraindre l'âge du bassin, les résultats des interprétations des profils sismiques sont utilisés ainsi que les datations du volcanisme dans le bassin (13-20 Ma) et des études paléomagnétiques (Westphal, 1976) ce qui amène à proposer un âge oligo-miocène pour le bassin algérien. Ce résultat est également en accord avec le peu de données de flux de chaleur disponibles au large de l'Algérie (4 mesures dans tout le bassin algérien, Erikson, 1970, et quelques valeurs dans l'est d'Alboran (Polyak et al., 1996, Fernandez et al., 1998)) qui lui donnent un âge entre 15 et 20 Ma (Collot, 1977 ; Foucher et al., 1976).

Malgré ces nouvelles données de sub-surface, les modalités de formation de ce bassin sont toujours mal comprises. Cependant, dès le début des années 70, l'idée germe que les bassins de Méditerranée Occidentale se sont formés en position d'arrière-arc de subduction(s) (Boccaletti et Guazzone, 1974). Auzende (1975) et Auzende et al. (1978), en examinant les lacunes des modèles précédemment évoqués, propose un modèle d'évolution géodynamique impliquant la fermeture des bassins océaniques mésozoïques téthysiens par subduction de ceux-ci, et l'ouverture conjointe du bassin algéro-provençal (Figure 1.4). Il explique en outre le « paradoxe compression-distension » par la création du bassin en arrière-arc derrière une subduction, par analogie avec les bassins arrière-arc dans le Pacifique. Il déduit un début de subduction du Sud vers le Nord vers 76 Ma.

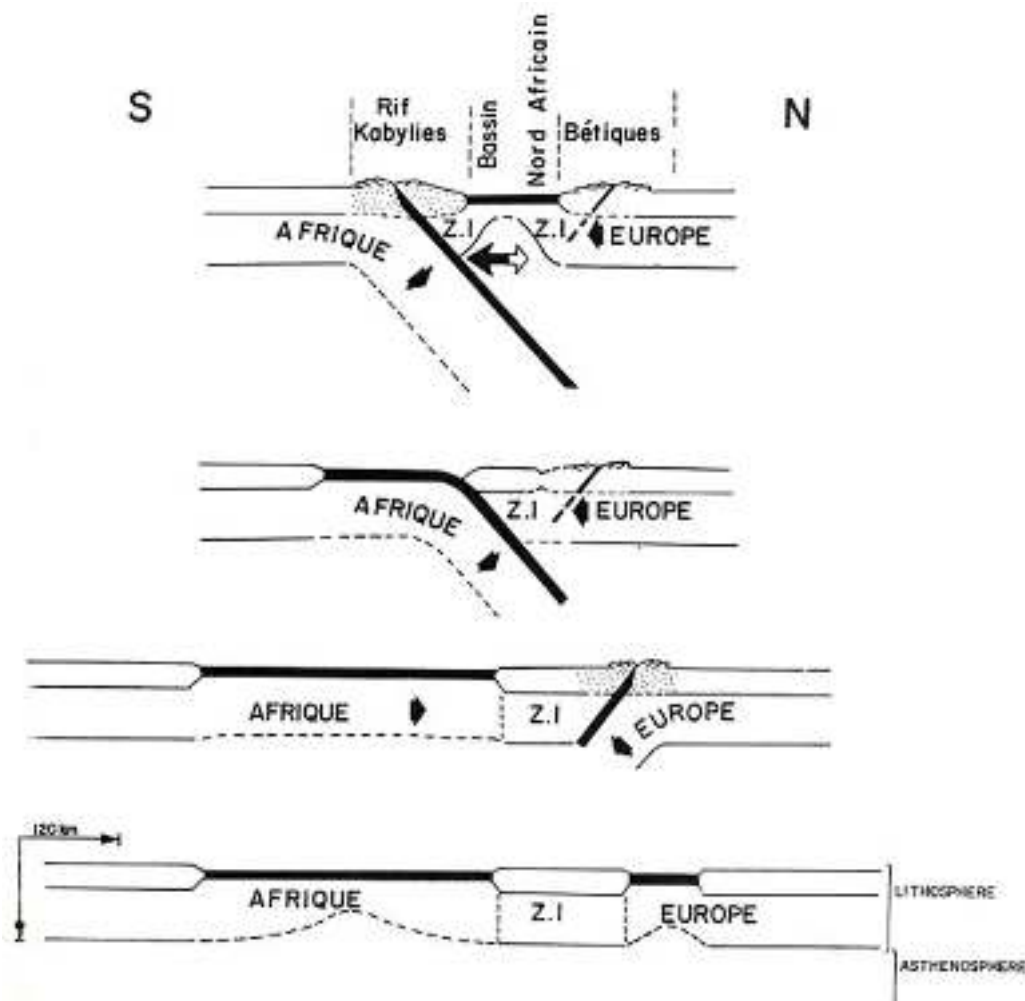


Figure 1.4: Schéma évolutif d'ouverture et fermeture des bassins en Méditerranée Occidentale (au niveau des Kabylies, sur un transect N/S) de l'Eocène moyen (en bas) au Miocène moyen (en haut), d'après Auzende (1978). Z.I. : zones internes.

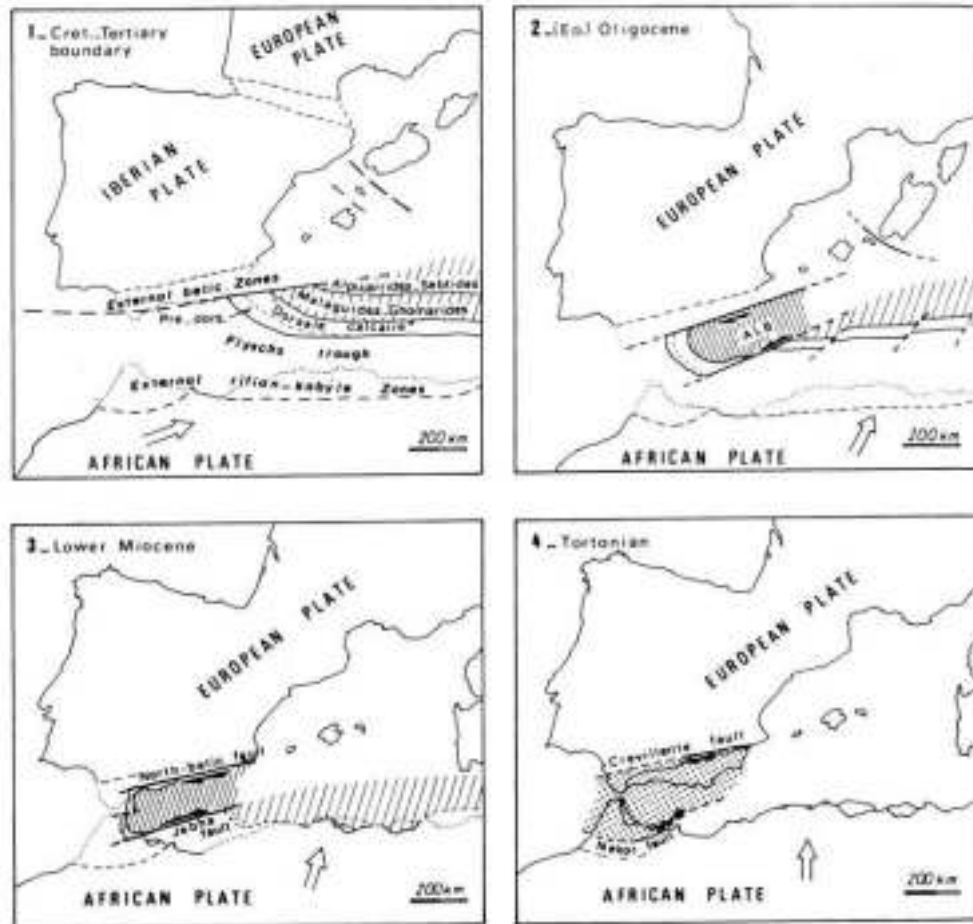


Figure 1.5: Schéma évolutif de la Méditerranée Occidentale du Crétacé supérieur au Miocène supérieur selon Bouillin et al. (1986).

Pour expliquer la dispersion des zones internes, ce sont Andrieux et al. (1971) qui proposent les premiers le concept d'une micro-plaque Alboran, ce qui permet une dérive des zones internes indépendante des plaques Afrique et Europe. Ce concept sera repris notamment par Réhault et al. (1984) qui reconstituent l'évolution de la Méditerranée Occidentale et présentent un modèle d'extension arrière-arc avec l'existence de nombreuses failles transformantes. Puis Bouillin et al. en 1986 proposent une dérive du domaine de l'AlKaPeCa (Alboran, Kabylie, Péloritains, Calabre) contrôlée par d'importantes failles décrochantes (notamment les failles de Jebha, Nekor, ainsi que les failles Nord-Bétique et Crevillente, Figure 1.5) ce qui permet l'expulsion d'Alboran vers l'ouest. El Robrini (1986) et Mauffret et al. (1987) attribuent également un rôle prépondérant aux failles E-O décrochantes : ces auteurs proposent un schéma actuel de la marge algérienne occidentale basé sur des bassins limités par des failles décrochantes dextres (Figure 1.6). L'inconvénient est que les failles décrochantes proposées n'ont jamais été identifiées au large de l'Algérie, et le système proposé à terre est peu représentatif des structures observées, à savoir principalement des plis et chevauchements d'orientation SO-NE à E-O. On peut également citer le modèle de Morel et Meghraoui (1996) qui considère un système actuel transpressif, contrôlé par des blocs rotatifs (sens horaire) limités par des

failles SO-NE inverses à composante décrochante sénestre, la rotation de ces blocs étant contrôlée par un mouvement globalement dextre. Une fois de plus, aucune preuve de l'existence de ces blocs n'existe, et aucun mouvement global dextre n'a été identifié. Le caractère très théorique de ces deux modèles fait qu'ils sont plutôt contestables et donc peu satisfaisants, et qu'ils nécessiteraient de meilleures contraintes sur l'existence des failles supposées en mer.

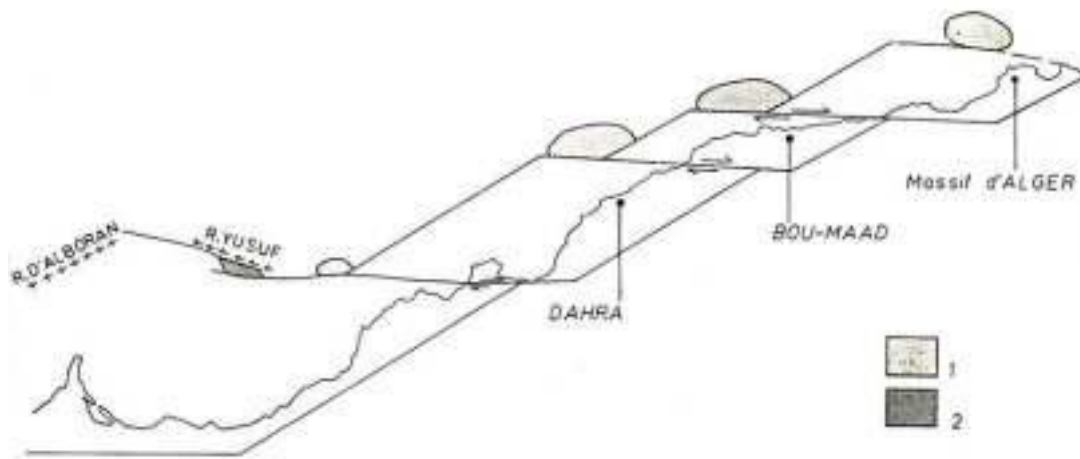


Figure 1.6: Schéma néotectonique de la marge ouest-algérienne selon Mauffret et al. (1987). La marge serait composée de blocs limités par des failles décrochantes dextres. 1: bassin sédimentaire, 2: bassin losangique (pull-apart).

Toutefois, à l'ouest, il semble que, dans le passé (de l'Oligocène à fin Miocène), l'évolution de la mer d'Alboran, ainsi que des Bétiques et du Rif, ait été clairement contrôlée par des failles décrochantes orientées SO-NE, telles que les failles de Jebha, Nekor, Carboneras et Nord-Bétique qui limitent les zones internes des zones externes, dans le Rif et les Bétiques (Olivier, 1984, Leblanc et Olivier, 1984). C'est avec l'apparition de techniques nouvelles, comme la tomographie, que de nombreux modèles (souvent avec beaucoup de variantes, mais privilégiant les phénomènes type subduction) apparaissent.

1.1.2.3 Les modèles récents, apport des techniques nouvelles : analyses géochimiques et tomographie

Grâce aux résultats de la modélisation thermique, des études cinématiques ou encore la tomographie sismique, certains auteurs expliquent l'extension des bassins par l'effondrement de la croûte continentale des orogènes alpines épaissies (Platt et Vissers, 1989, Dewey, 1988), ou encore par délamination lithosphérique (i.e. Seber et al., 1996, Mezcuca et Rueda, 1997, Platt et al., 1998, Calvert et al., 2000, Docherty et Banda, 1995) (Figure 1.7). Il pourrait également s'agir du détachement d'un slab. Mais en général, l'hypothèse de l'extension en arrière-arc par roll-back de subduction qui

engendre la migration des arcs reste prépondérante (e.g. Malinverno et Ryan, 1986, Lonergan et White, 1997, Doglioni et al., 1999, Rosenbaum et al., 2002, Figure 1.8).

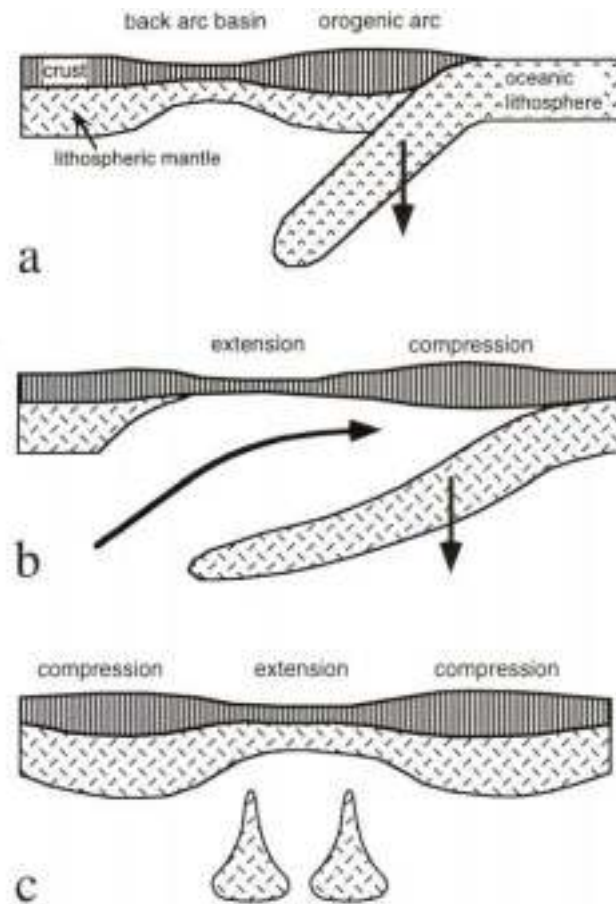
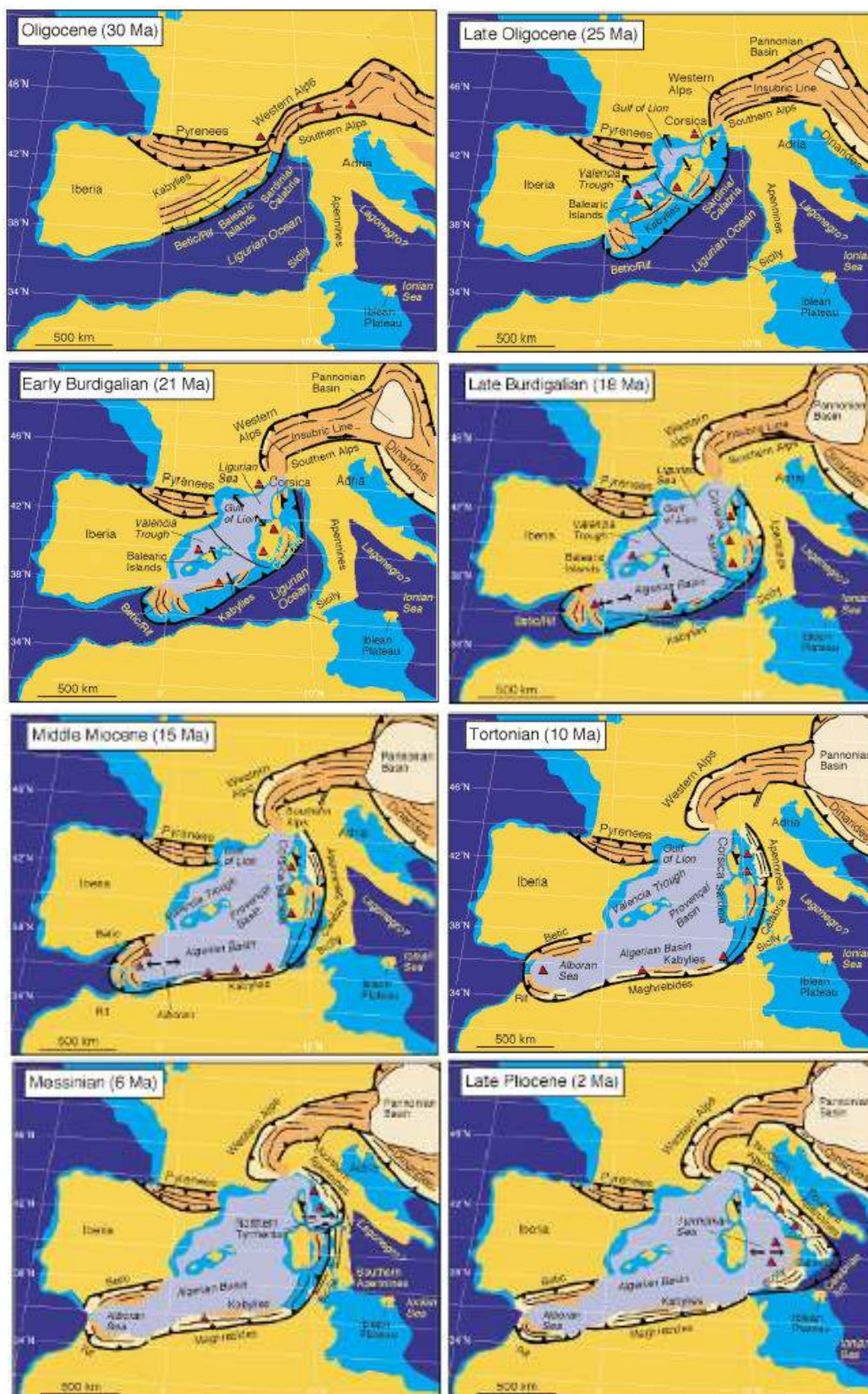


Figure 1.7: Différentes hypothèses expliquant la formation des bassins en extension en Méditerranée Occidentale (Platt et al., 1998). a: plongement de la plaque océanique subduite qui induit de l'extension dans la région en arrière-arc et le roll-back du front de subduction.

b: délamination du manteau lithosphérique qui induit de la convection mantellique et par conséquent de l'extension en arrière-arc ainsi que de la compression dans la croûte au-dessus du front de subduction. c: retrait par convection de la racine lithosphérique ce qui provoque de l'extension et par conséquent de la compression dans les régions voisines.

Figure 1.8 (page suivante): Reconstitution paleogéographique depuis l'Oligocène (Rosenbaum et al., 2002) en faveur du modèle subduction-extension arrière-arc.



Parmi les promoteurs du modèle subduction-extension arrière arc, des divergences existent. D'un côté, certains auteurs (Chalouan et al., 2001 ; Michard et al., 2002) proposent l'ouverture de deux océans différents, la Téthys Bétique-Alpine au nord et la Téthys Maghrébine au sud, séparés par une micro-plaque continentale contenant les zones internes, la "Terrane mésoméditerranéenne" (= AlKaPeCa). Ces deux Téthys entrent alors chacune à leur tour en subduction sous l'AlKaPeCa: la première à vergence sud, sur la marge ibérique (à l'Eocène, Cohen, 1980), et la deuxième à vergence nord sur la marge africaine (au Miocène, Cohen, 1980). Ce modèle explique assez bien les différentes unités géologiques rencontrées de part et d'autre d'Alboran. D'un autre côté, d'autres auteurs (Jolivet et Faccenna, 2000, Jolivet et al., 2003, entre autres) considèrent un océan unique, la Téthys, l'AlKaPeCa faisant partie de la marge ibérique. Dans ce cas, la plaque plongeante de Téthys maghrébine est subduite avec un pendage nord.

De nombreuses reconstitutions paléogéographiques (Gelabert et al., 2002, Gueguen et al., 1998, Dercourt et al., 1986, Ricou, 1995, Dewey et al., 1989, Figure 1.9), qui intègrent souvent les résultats de diverses études (âge des unités géologiques, études paléomagnétiques, anomalies magnétiques, données structurales et bathymétriques) tentent de percer les mystères de cette évolution géodynamique complexe de la Méditerranée Occidentale. Nous ne les détaillerons pas ici, mais nous retiendrons que certains modèles proposent un collage NO/SE des Kabylies avec deux roll-back de la subduction le long de la marge africaine, l'un vers Alboran et l'autre vers la Calabre (Rosenbaum et al., 2002, Mauffret et al., 2004), tandis que d'autres privilégient un déplacement vers l'est (Carminati et al., 1998, Gueguen et al., 1998, Gelabert et al., 2002, Schettino et Turco, 2006). La position initiale des Kabylies est également controversée, et l'on ne sait toujours pas avec certitude quels ont été leurs mouvements relatifs. Cependant, une étude récente (Schettino et Turco, 2006) basée sur les anomalies magnétiques et les données sismiques propose une reconstruction assez précise, qui tient compte des contraintes géologiques (Figure 1.10). Il s'avèrerait alors que les blocs, plus ou moins jointifs au départ, dérivent indépendamment les uns des autres, ce qui entraînerait des déformations orthogonales à la direction principale d'extension. Il faut toutefois rester prudent puisque cette reconstruction est basée sur la supposition que la collision des Kabylies eut lieu à 19 Ma, ce qui n'est pas certain, vu les divergences des différents auteurs (cf. paragraphe suivant).

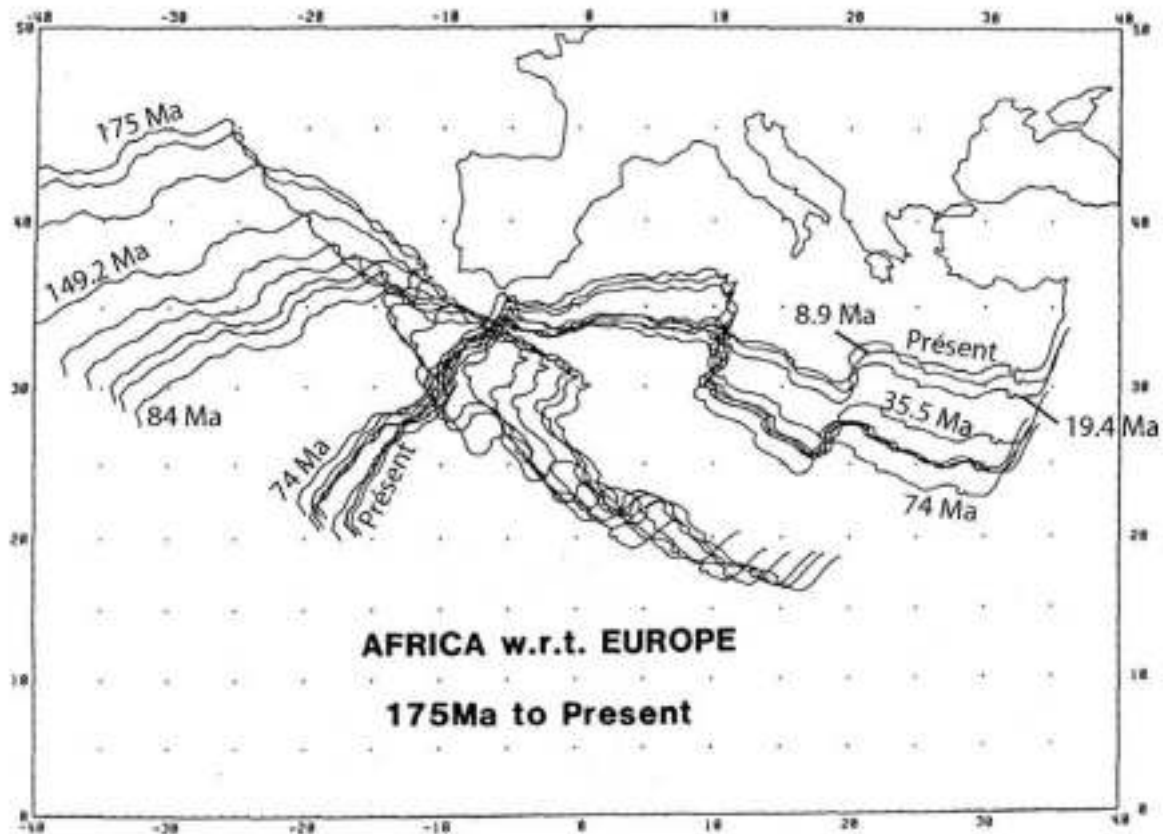


Figure 1.9 : Déplacements de l'Afrique par rapport à l'Europe stable depuis 175 Ma, d'après Dewey et al. (1989).

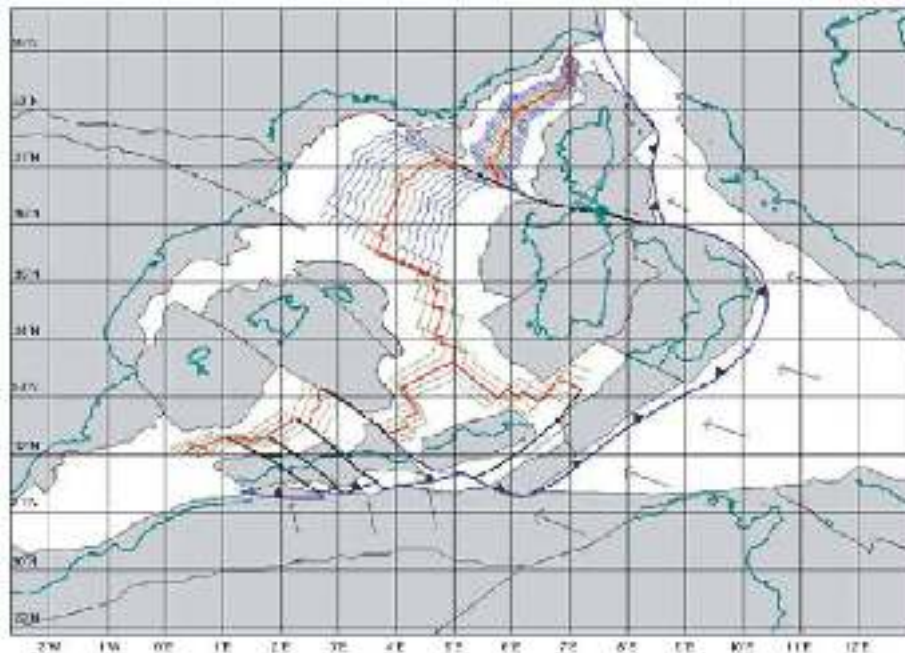


Figure 1.10: Reconstruction paléogéographique (Schettino et Turco, 2006) à 21 Ma (fin Aquitanien). Lignes rouges: centres d'extension. Lignes noires: failles décrochantes. Flèches: direction et magnitude du mouvement relatif.

D'autres études se basent sur des travaux pétro-géochimiques (Maury et al., 2000, Coulon et al., 2002) à partir des magmas néogènes trouvés le long de la marge. Il s'avère que le volcanisme, peu abondant, est tout d'abord de type calco-alkalin au Langhien en Algérie orientale et centrale. Puis cette activité calco-alkaline s'est déplacée vers l'est et vers l'ouest au Serravallien, pour être finalement relayée par du magmatisme alcalin du Tortonien au Plio-Pleistocène. Ce magmatisme recoupe les nappes telliennes, donc s'est mis en place après celles-ci.

Ces magmas présentent des caractéristiques géochimiques typiques d'une forte contamination crustale et d'un manteau lithosphérique modifié par la subduction. Ces caractéristiques ainsi que leur disposition géographique et leur chronologie de mise en place sont explicables par le modèle de détachement de la plaque téthysienne subduite, basé sur la tomographie et proposé par Carminati et al. (1998) (Maury et al., 2000, Coulon et al., 2002).

Ainsi, grâce à la tomographie, des vitesses plus lentes, donc du matériel plus froid pouvant correspondre à un panneau plongeant subduit (ou « *slab* »), sont retrouvées sous la Méditerranée Occidentale et la mer d'Alboran (par exemple: Spakman et al., 1993, Carminati et al., 1998, Calvert et al., 2000, Piromallo et Morelli, 2003, Spakman et Wortel, 2004) (Figures 1.11 et 1.12). On peut ainsi interpréter ces vitesses plus faibles par la présence d'une subduction en arc de cercle dont le front a migré vers la Calabre et Alboran. Ce dernier se trouverait actuellement sous Gibraltar (Gutscher, 2002). La Téthys maghrébine aurait donc ainsi été subductée sous la plaque européenne. Lorsque la subduction fut terminée, le panneau plongeant se déchira au niveau de l'Algérie centrale (la remontée asthénosphérique engendra du volcanisme calco-alkalin, de composition fortement contaminée par la croûte continentale et modifiée par la subduction, sur la marge algérienne centrale et est), et cette déchirure se propagea vers l'ouest et vers l'est (ce qui entraîna la migration du volcanisme vers la Tunisie et vers le Maroc) (Spakman et Wortel, 2004). Cette déchirure expliquerait pourquoi sur les images tomographiques aucun panneau plongeant n'est visible au niveau de la marge algérienne (Figure 1.12). Enfin, lorsque la plaque fut totalement détachée, la lithosphère, et par conséquent, la limite asthénosphère-lithosphère, remonta par effet de « rebond », ce qui fit apparaître le volcanisme alcalin, provenant de l'asthénosphère directement sous-jacente.

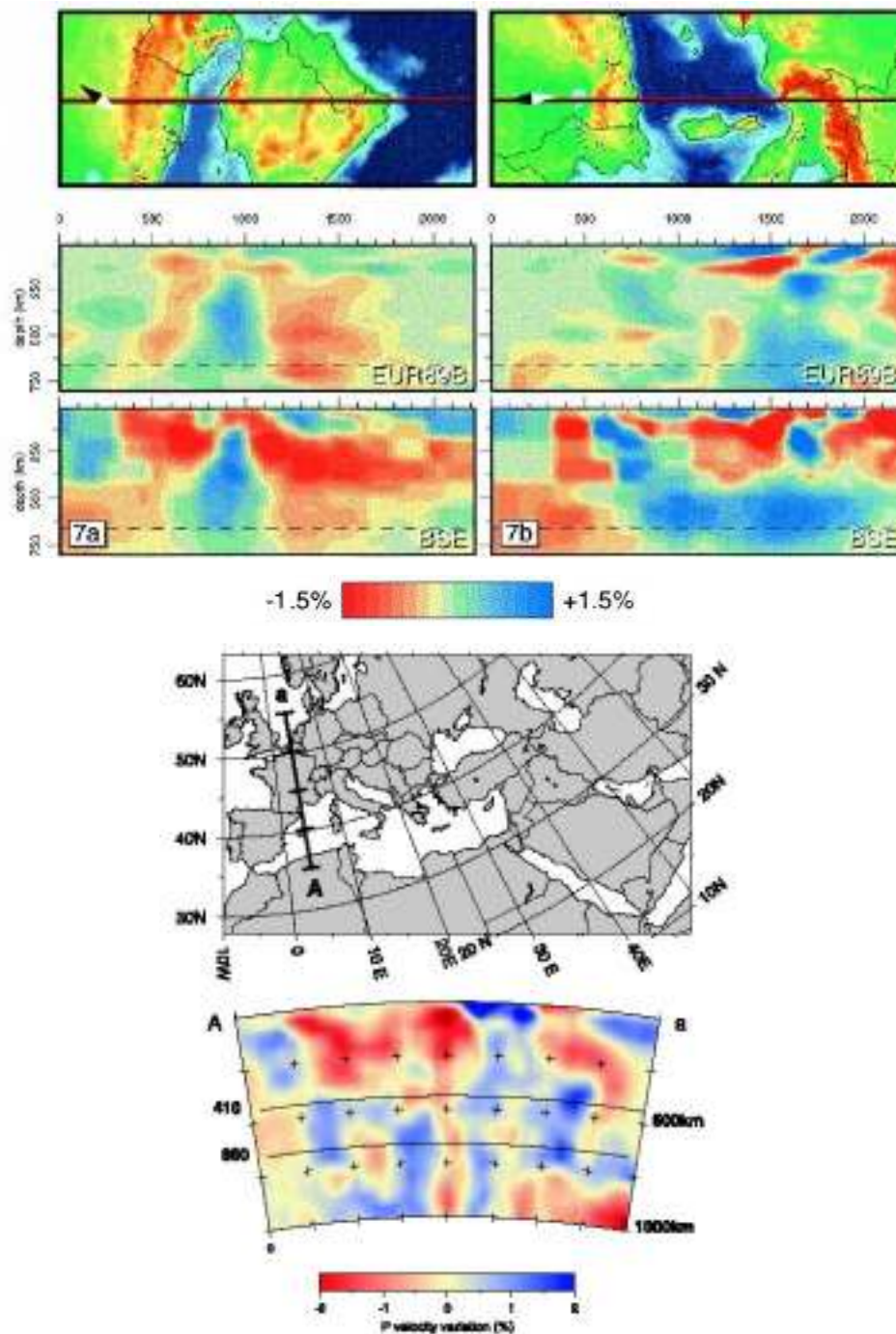


Figure 1.11: Images tomographiques selon différents modèles (en haut, EUR89B et BSE (Carminati et al., 1998), en bas: Piromallo et Morelli, 2003) à travers la marge nord-africaine montrant clairement du matériel froid plongeant sous le bassin algéro-provençal avec un pendage nord (à l'est) ou à plongement quasi-vertical (à l'ouest). On peut également penser que la plaque est déchirée près de la surface au niveau de l'Algérie occidentale, comme le montrent les figures en haut à gauche et en bas.

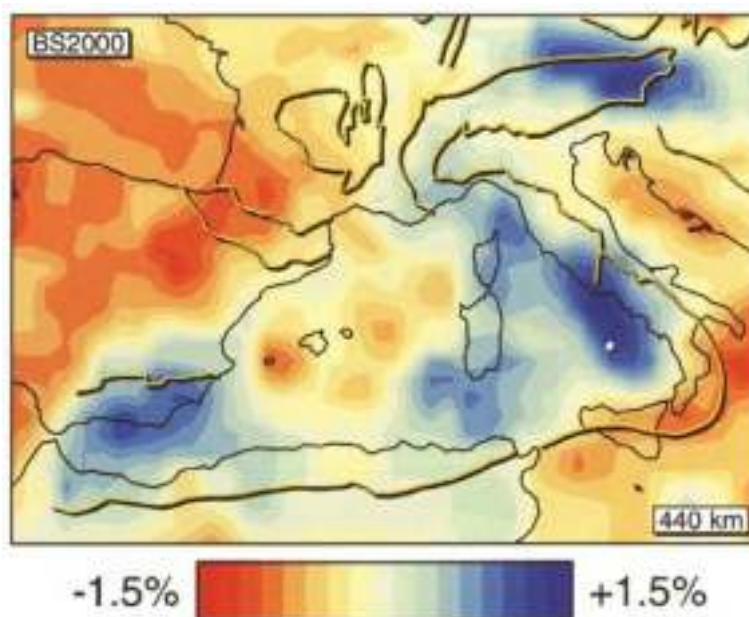


Figure 1.12: Image tomographique à 440 km de profondeur, utilisant le modèle BS2000 (Roca et al., 2004). On observe l'absence de slab (zones bleues) au niveau du nord de l'Algérie, ce qui suggère que la plaque plongeante s'est détachée et a migré vers l'est l'ouest, comme suggéré par Roca et al. (2004).

Ces données récentes argumentent l'existence de subductions passées ou encore en activité et fournissent de nouveaux arguments quant aux mécanismes qui dirigent les mouvements affectant la Méditerranée Occidentale. Avant la connaissance de ces mouvements de plaques en profondeur, il semblait clair pour la majorité des auteurs que c'était la convergence Afrique-Europe qui contrôlait la dynamique des différents bassins ; aujourd'hui la plupart d'entre eux admet que la dynamique des plaques plongeantes est responsable des mouvements de blocs en Méditerranée Occidentale ainsi que sur son pourtour (Gueguen et al., 1998), comme notamment les épisodes d'extension. D'après Faccenna et al. (2001) et Jolivet et Faccenna (2000), l'accélération de la subduction (dirigée principalement par des forces de plongement de la lithosphère), devenue plus importante que la vitesse de convergence, à cause du ralentissement de l'Afrique, aurait enclenché un retrait du front de subduction et ainsi l'extension arrière-arc.

Ainsi les données de tomographie seraient plutôt en accord avec une hypothèse d'extension en arrière-arc et non pas d'extension par délamination lithosphérique. Cependant, ce point fait toujours débat (Platt et al., 1998) et une amélioration de la résolution des images tomographiques par exemple pourrait nous aider à trancher parmi les différents processus proposés.

1.1.2.4 Succession des événements depuis le Mésozoïque

L'enchaînement des événements (Figure 1.13) que je vais décrire dans les prochaines lignes est une synthèse des dernières études sur l'évolution de la marge. Ces faits sont actuellement généralement

admis par la plupart des auteurs, même s'il subsiste des désaccords sur certains points, notamment au niveau des âges des événements, de la position initiale des blocs ou micro-plaques (AlKaPeCa), ou de leurs déplacements (ampleur, direction). Ces incertitudes au niveau des âges (en pointillés sur la Figure 1.13) seront évoquées, mais il n'est pas de mon ressort de les résoudre.

Mésozoïque et Paléogène :

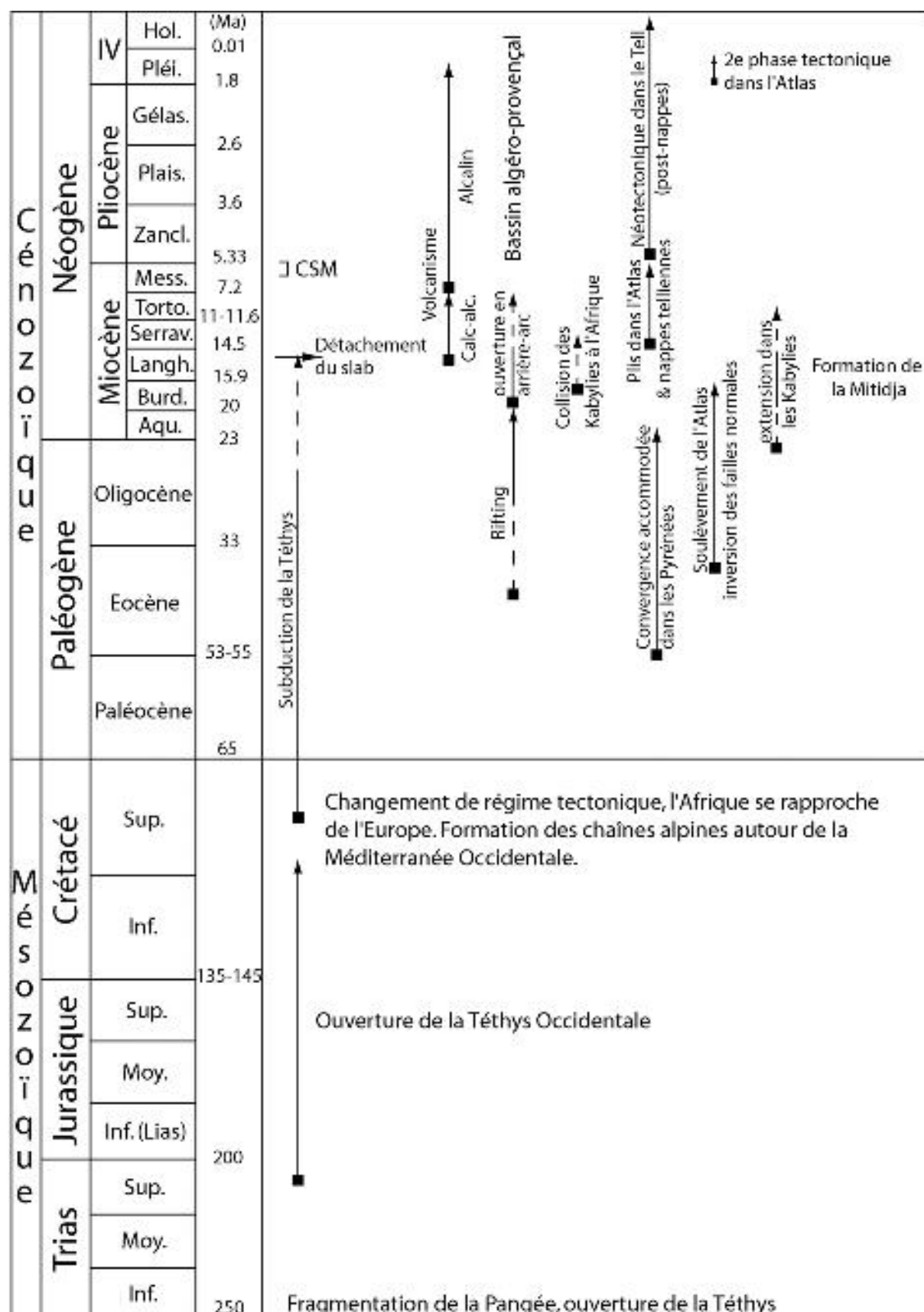
A partir du début du Trias, la Pangée se fragmente et la Téthys commence à s'ouvrir entre le Gondwana et l'Eurasie. La Téthys occidentale s'ouvre à la fin du Trias et pendant le Jurassique. Des indices de cette extension sont visibles à travers les failles normales dans l'Atlas (Yelles-Chaouche et al., 2001). De plus, à partir du Lias, le début de l'ouverture de l'Atlantique central entraîne un mouvement décrochant sénestre entre l'Afrique et l'Ibérie, créant une zone transformante à ce niveau (Roca et al., 2004 et références à l'intérieur). C'est à partir du Crétacé supérieur que le régime tectonique change : l'Afrique prend une direction de mouvement vers le nord et commence sa convergence vers l'Europe (Figure 1.9), ce qui entraîne la formation des chaînes alpines autour de la Méditerranée Occidentale. Durant l'Eocène, la convergence est principalement accommodée par les Pyrénées. Cette déformation dans les Pyrénées cessera à la fin de l'Oligocène (24.7 Ma, études magnétostratigraphiques : Meigs et al., 1996 ; 30 Ma, traces de fission sur apatite : Fitzgerald et al., 1999). Pendant ce temps, la chaîne de l'Atlas est soulevée durant une première phase tectonique à l'Eocène moyen – Aquitanien (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002). Dès la fin du Paléogène, la plupart des failles normales triasiques de l'Atlas sont inversées. La Téthys maghrébine est progressivement subduite à partir de la fin du Crétacé (Lonergan et White, 1997, Frizon de Lamotte, 2000, Vergès et Sabat, 1999, Bracène et Frizon de Lamotte, 2002, Jolivet et Faccenna, 2000 ; de 84 Ma à 35 Ma, selon Gelabert et al., 2002). Bien qu'il n'y ait pas de preuves de déformation à cette époque dans les Kabylies, des minéraux de haute pression ont été retrouvés en Alboran, ce qui atteste de l'existence de cette subduction, du moins à l'ouest (Roca et al., 2004). Les arguments géochimiques (Maury et al., 2000, Coulon et al., 2002) et tomographiques (par exemple : Spakman et al., 1993, Carminati et al., 1998, Spakman et Wortel, 2004) vont également dans ce sens.

Fin Oligocène – Miocène :

A la fin de l'Oligocène, un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabylies et la marge africaine (Roca et al., 2004). A l'arrière de la subduction de la Téthys s'ouvre

Figure 1.13 (page suivante): Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle (explications et sources, voir dans le texte).

Abbréviations: Ma: Millions d'années, IV: Quaternaire, Hol.: Holocène, Pléi.: Pléistocène, Gél.: Gélisien, Plais.: Plaisancien, Zanc.: Zancéen, Mess.: Messinien, Torto.: Tortonien, Serrav.: Serravallien, Langh.: Langhien, Burd.: Burdigalien, Aqu.: Aquitanien, Sup.: Supérieur, Moy.: Moyen, Inf.: Inférieur, CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin.



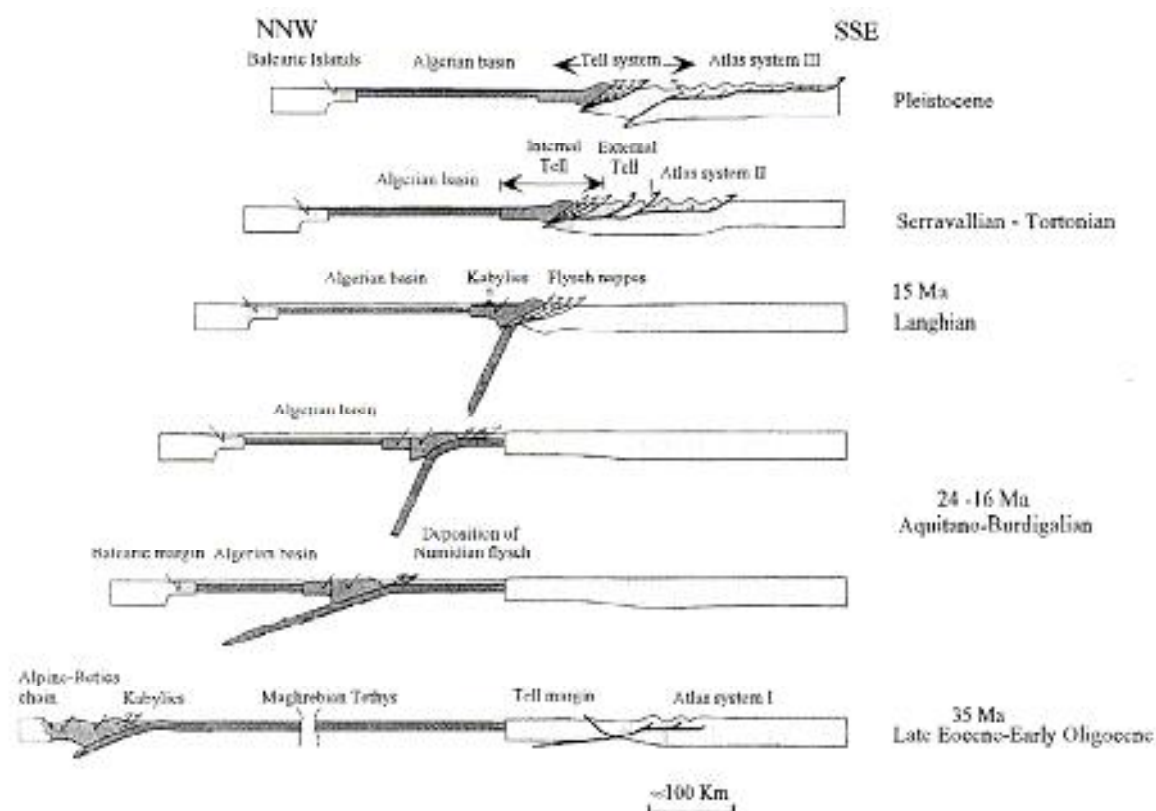


Figure 1.15: Scénario d'évolution de la Méditerranée Occidentale sur un transect NNO/SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne (Frizon de Lamotte et al., 2000).

Pendant que les Kabylies migrent vers le sud (approximativement entre 30 et 15 Ma), les actuelles zones internes des monts péloritains et de la Calabre dérivent vers le sud-est. C'est également à cette période, mi-Miocène, que les nappes telliennes se mirent en place selon certains auteurs (Delteil et al., 1976, Caire, 1978, Courme-Rault, 1984, Roca et al., 2004).

L'ouverture du bassin algérien se termina au moment où les Kabylies furent totalement accrétoées à la plaque africaine, c'est-à-dire au Tortonien (Roca et al., 2004) ou entre 13 et 18 Ma (selon les auteurs, Alvarez et al., 1974, Vergès et Sabat, 1999, Frizon de Lamotte et al., 2000, Rosenbaum et al., 2002, Mauffret et al., 2004). C'est à cette période, après la collision, que de probables grands mouvements décrochants ont entraîné le bloc Alboran vers l'ouest (par exemple: Mauffret et al., 2004). Il semble que ce soit le détachement du slab sous le nord de l'Algérie qui enclencha le roll-back de la subduction vers l'ouest, par déchirement de la lithosphère, d'où le déplacement d'Alboran vers l'ouest (Spakman et Wortel, 2004). Après la collision des Kabylies avec le continent africain, la déformation migre vers le sud, et le Tell et l'Atlas sont affectés par des plis de la mi- à fin Miocène. Certains auteurs (Maury et al., 2000, Gelabert et al., 2002) pensent que c'est à cette époque que les nappes telliennes se sont mises en place.

Lorsque la subduction est terminée et la collision faite, au Langhien (Carminati et al., 1998) ou vraisemblablement plus tôt, avant 16 Ma, selon l'âge du volcanisme post-collisionnel le long de la

marge (Maury et al., 2000), la plaque plongeante commence à se déchirer. Cette déchirure commence au niveau de la côte algérienne centrale et orientale, et se propage vers l'ouest et vers l'est (Spakman et Wortel, 2004). Cette déchirure est supposée être également à l'origine du magmatisme calco-alkalin le long de la marge (Maury et al., 2000). La fin de cette subduction coïncide avec le début d'un épisode distensif « post-collisionnel » entre 28 et 11 Ma (reconstructions de paléocontraintes à partir de l'analyse de microfractures : Aïte, 1995, Aite et Gélard, 1997), probablement lié au rebond lithosphérique entraîné par le détachement de la plaque plongeante (Zeck, 1996) à la fin du Miocène. Cet épisode distensif est à l'origine de la formation des bassins côtiers SO-NE, tels que la Mitidja ou le bassin du Cheliff. D'après Guiraud (1977), l'épisode distensif comporte 2 périodes: une première, du Burdigalien supérieur au Langhien (responsable de la formation des bassins du Cheliff et de la Mitidja notamment), et une deuxième, du Tortonien Supérieur - Zancéen jusqu'au Pléistocène, affectant plutôt les zones externes.

Au même moment, toujours dû au rebond lithosphérique, un soulèvement général des Kabylies et du Tell a lieu (Spakman et Wortel, 2004) et la remontée de la lithosphère est supposée responsable du volcanisme alcalin le long de la marge, jusqu'au Pléistocène (Maury et al., 2000).

Du Messinien à l'actuel :

Juste avant le Pliocène, durant le Messinien, la tectonique - c'est-à-dire le roll-back de la subduction vers l'ouest, puis le nouveau soulèvement dû au retrait de manteau lithosphérique sous-jacent à la suite de l'augmentation du pendage de la subduction créé par la collision du bloc Alboran avec l'Ibérie et l'Afrique (Duggen et al., 2004), ou alors la reprise en compression N/S d'Alboran qui a lieu à peu près à cette époque (e.g. Augier et al., 2005)- soulève la région de Gibraltar (Duggen et al., 2003). La Méditerranée ainsi coupée de son approvisionnement en eau depuis l'Atlantique s'évapore progressivement, ce qui engendre une forte baisse du niveau de la mer (l'importance de l'abaissement du niveau marin est encore actuellement fortement débattue), et ainsi d'importants dépôts d'évaporites. Cet événement, qui a débuté il y a 5.96 Ma et s'est terminé par la remise en eau il y a 5.33 Ma (Gautier et al., 1994, Cunningham et al., 1997, Krijgsman et al., 1999, Roger et al., 2000), est appelé « crise de salinité messinienne ». La baisse du niveau marin fut également responsable du creusement de nombreux canyons sur les pentes et la création de Gilbert deltas, et ainsi le remodelage morphologique des marges méditerranéennes (Clauzon et Rubino, 1988).

Depuis la remise en eau (Zancéen), les marges présentent quasiment les mêmes morphologie et disposition qu'à l'heure actuelle. Cependant, la marge algérienne subit toujours la compression découlant de la convergence Afrique-Europe, et des plis globalement SO-NE se forment dans le Tell. Également pendant ce temps, au Pléistocène, une seconde phase tectonique affecte l'Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2000 et Benaouali-Mebarek et al., 2006).

Incertitudes

On a vu que de nombreuses incertitudes subsistent quant à l'âge des événements, et que les auteurs divergent parfois sur la nature des scénarii. Cependant, il est actuellement admis que la subduction de la Téthys est responsable du remodelage des marges de Méditerranée Occidentale durant le Cénozoïque. Des processus de roll-back de la plaque plongeante sont à l'origine de l'ouverture de nouveaux bassins, tels que le bassin algérien. Une fois la subduction terminée au niveau de l'Algérie, la plaque se serait ensuite déchirée, et cette déchirure qui se serait propagée à l'est et à l'ouest, serait à l'origine de la migration d'Alboran vers l'ouest, et de la Calabre, vers l'est.

A la lumière de nos nouvelles données en mer, nous tenterons de découvrir des traces de cette évolution passée de la marge. Y'a-t-il des preuves de la migration d'Alboran vers l'ouest ? Des failles transformantes en mer qui auraient pu jouer un rôle dans la dérive des zones internes ? Quel est le résultat du collage des Kabylies à l'Afrique ? Que reste-t-il des zones internes en Algérie (et plus particulièrement en mer) ? Nos nouvelles données morpho-structurales permettront peut-être d'apporter plus de contraintes pour les modèles de reconstruction palinspatiques. Nous verrons également si nos observations valident ou non les modèles d'évolution géodynamique proposés précédemment.

L'enjeu est maintenant de comprendre l'évolution actuelle de la marge algérienne. Cette marge est actuellement en position de marge passive subissant de la compression. Cependant certains auteurs ont déjà hardiment proposé que cette marge entamerait une nouvelle subduction (Auzende et al., 1975), ou alors qu'un prisme d'accrétion serait en cours de formation au pied de la marge (Roca et al., 2004), comme pourrait l'attester la présence d'une faille à pendage sud qui provoqua le séisme de Boumerdès le 21 Mai 2003. Nous essaierons d'apporter des contraintes pour savoir si un tel scénario de subduction est réellement envisageable. Nous essaierons également de préciser, grâce aux données marines récentes, les modalités d'évolution de la marge pendant le Cénozoïque, notamment quand a débuté la formation des failles inverses en mer, et comparer ces informations avec celles de ses marges voisines ou conjuguées.

1.2 Structure actuelle de la marge et contexte sismotectonique

1.2.1 Structures à terre

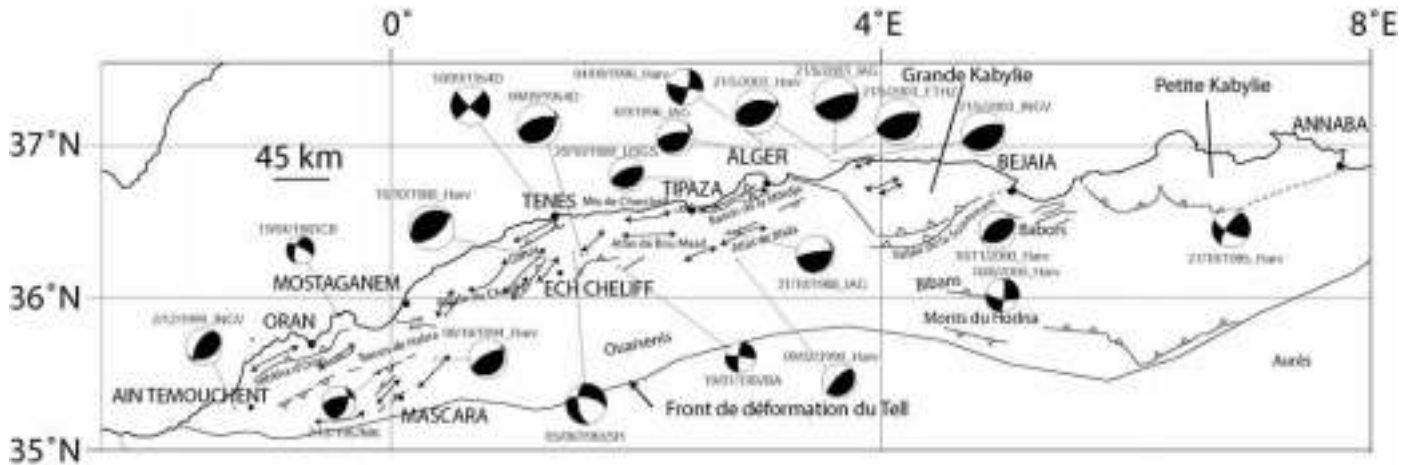


Figure 1.16: Schéma sismotectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell (inspiré de Benouar et al., 1994, Boudiaf, 1996, Guiraud, 1977, Meghraoui, 1988, Ayadi et al., 2003) Sources des principaux mécanismes au foyer: Harv.: Harvard CMT catalog, ETHZ: ETH Zürich., INGV: Institut National de Géophysique et Volcanologie (Italie), IAG: Institut Andalou de Géophysique (Grenade, Espagne), USGS: United States Geological Survey, CB: Coca et Bufo, 1994, MK: McKenzie, 1972, D: Dewey, 1990, SH: Shirokova, 1967, BA: Bezzeghoud et al., 1994.

Le nord de l'Algérie présente de nombreux reliefs présentant généralement des directions telliennes, c'est-à-dire globalement SO-NE à E-O, c'est-à-dire plus ou moins parallèles à la côte, mais aussi perpendiculaires à la direction de convergence Afrique/Europe.

Tout d'abord à l'ouest, près de la frontière marocaine, au sud-ouest d'Oran, on se situe à la terminaison occidentale du front de déformation du Tell (Figure 1.16). On y trouve des séries d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction SO-NE à OSO-ENE, directions typiquement telliennes (région d'Ain Temouchent et de Mascara). Entre ces structures et la côte, on trouve un bassin post-nappes, également orienté OSO-ENE, la sebkha d'Oran. Ce bassin néogène se poursuit à l'est par le bassin de Habra (Figure 1.16). Au nord, près de la côte, dans la région d'Oran, des accidents décrochants E-O existeraient éventuellement sous les sédiments récents (Thomas, 1976) mais ne sont pas cartés en surface.

Plus au nord-est, dans la région de Mostaganem, la côte prend une direction légèrement plus NNE-SSO, et au bord de celle-ci, les montagnes du Dahra (Figure 1.16), situées au nord de la plaine du Cheliff et composées d'unités telliennes (Delteil, 1974), s'étendent du nord de Mostaganem à Ténès. Les monts du Dahra sont composés de plis et plis-failles, parfois en échelons (Meghraoui, 1988). C'est

parmi ces plis-failles que se situe celui sur lequel s'est produit le séisme d'El Asnam le 10/10/1980 (Figure 1.16).

Au nord d'El Asnam, au niveau de Ténès subsiste une relique des zones internes, un morceau de dorsale kabyle. Cette limite zone interne/zone externe ne semble pas liée à un chevauchement actif connu.

Au sud et à l'est de Ténès, on trouve également des plis, mais cette fois de direction est-ouest, jusqu'à la région de Menaceur. Il s'agit de l'Atlas du Bou Maad (Figures 1.16 et 1.17), un autochtone composé de terrains plissés et métamorphisés, chevauché par des nappes telliennes allochtones pelliculaires, les monts de Cherchell.

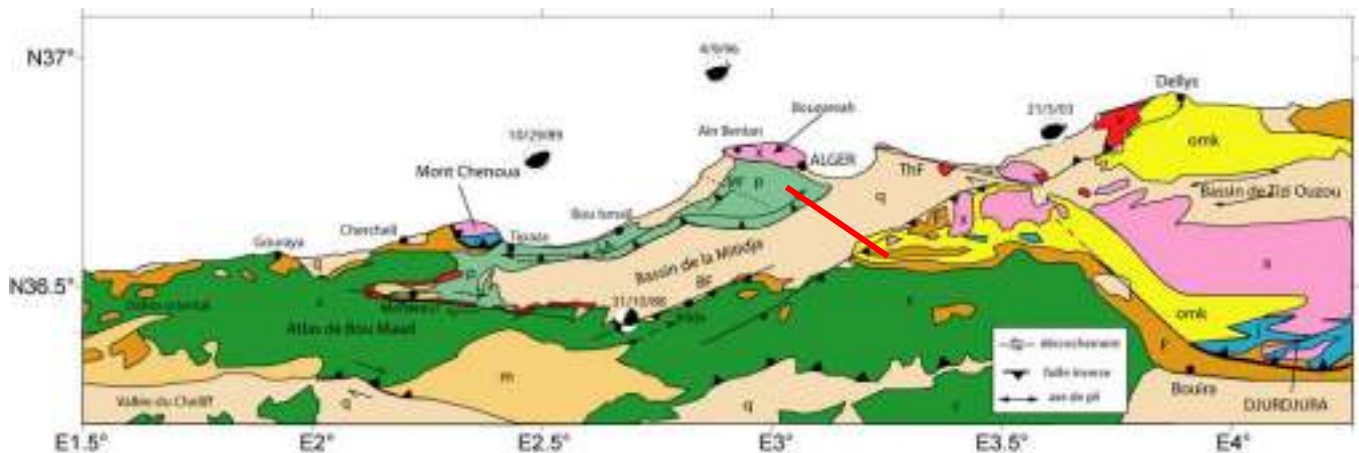


Figure 1.17: Carte structurale de la région d'Alger (modifiée d'après Yelles et al., soumis, Kieken, 1962, Wildi, 1983, et Boudiaf, 1996). SA : anticlinal du Sahel, BF: faille de Blida, ThF: faille de Thénia, MF: faille de Mahelma, X: socle métamorphique kabyle, zones internes, F: Flyschs, omk: Oligo-Miocène Kabyle, c: Crétacé, m: Miocène, q: Quaternaire, p: Pliocène, v: volcanisme. Mécanismes au foyer: 31/10/88: Harvard-CMT; 10/29/89: USGS; 4/9/96: IAG; 21/5/03: Harvard-CMT, relocalisé par Bounif et al (2004). Trait rouge gras : position de la coupe en Figure 1.18.

Ensuite, plus à l'est, nous avons près de la côte le massif du Chenoua, à l'ouest de Tipaza, composé de terrains des zones internes, limité au sud par un chevauchement à pendage nord, qui limite les zones internes au nord des zones externes au sud (Figure 1.17). Une autre relique des zones internes est le massif d'Alger, qui ne semble pas limité au sud par un chevauchement actif. Reliant le massif d'Alger au Mont Chenoua, l'anticlinal du Sahel, orienté OSO-ENE et long de 80 km, s'élève à plus de 200 m. Il est limité au sud par un chevauchement à pendage nord. Dans sa partie nord-est, il semble se scinder en 2 branches, la plus au nord étant la faille de Mahelma. Cet anticlinal forme la limite nord du bassin néogène de la Mitidja. La limite sud du bassin est constituée d'un grand contact parfois relativement vertical ou à pendage sud comme l'indiquent les coupes de Bonneton (1977) (Figure 1.18) qui y montrent des plis déversés vers le nord. Au sud, on trouve l'Atlas de Blida, des anticlinaux déversés

vers le nord (Bonneton, 1977) (Figures 1.18 et 1.19). Quelques failles décrochantes E-O y ont également été cartographiées (Boudiaf, 1996).

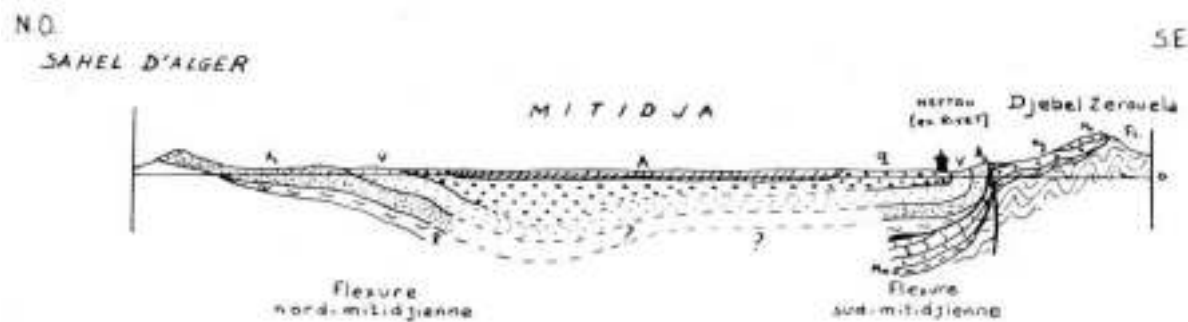


Figure 1.18 : Coupe géologique de la Mitidja, de Meftah, au SE, à l'anticlinal du Sahel, au nord (Bonneton, 1977). A : Alluvions actuelles et sables argileux rouges, q : alluvions anciennes et sables argileux rouges, v : cailloutis (Villafranchien), As : Astien (calcaires gréseux, grès), P : Plaisancien (marnes et argiles), Mc : Calcaires du Miocène inférieur, Mg : Conglomérats du Miocène inférieur, Mm : Marnes et argiles du Miocène inférieur, Fl : flysch « schisto-gréseux albo-aptien ». Position de la coupe : Figure 1.17.

Plus à l'est, on trouve les montagnes de la Grande Kabylie, comportant au sud les massifs du Djurdjura culminant à plus de 2000 m. Le Djurdjura est limité au sud par un grand chevauchement qui constitue la frontière entre les zones internes et les zones externes, et qui s'étend de Bouira à Béjaïa. Ce chevauchement constitue également la limite nord du bassin de la Soummam. Puis plus au sud, on trouve la chaîne des Bibans, formée de nappes telliennes. La transition entre la région d'Alger et la Grande Kabylie se fait par des failles probablement décrochantes, telles que la faille de Thénia et des failles au nord-ouest de Bouira (Figure 1.17).

Au sein de la Grande Kabylie, on trouve le bassin extensif de Tizi Ouzou qui présente des plis récents de direction OSO-ENE.

A l'est, entre les Grande et Petite Kabylies, on trouve la chaîne des Babors (Figure 1.16), avant de retrouver à l'est le contact anormal entre la Petite Kabylie (zones internes) et les zones externes au sud.

Pour conclure, on voit que le nord de l'Algérie est jalonné de structures actives, sur une bande côtière d'environ 100 km de large. Les structures actives à terre (Figure 1.16) sont principalement des plis-failles de direction ENE-OSO, et à pendage nord-ouest. Quelques failles décrochantes à terre ont également été repérées, notamment dans la région d'Oran. Certains auteurs ont attribué un rôle important à ces indices de décrochement à l'échelle de la marge, invoquant des modèles de la marge en blocs rotatifs transpressifs (Morel et Meghraoui, 1996) ou encore des bassins losangiques (Mauffret et al., 1987), mais au vu des mécanismes au foyer des séismes de la région ces dernières décennies, les mécanismes purement décrochants semblent très minoritaires dans les catalogues utilisés (USGS, Harvard, etc...), et jamais associés à d'importants séismes. D'autre part, il s'avère que la fiabilité de

ces rares mécanismes décrochants est souvent douteuse, car ils sont mal contraints, ou calculés avec peu de stations. L'exemple du séisme du 4/9/1996, d'abord considéré comme décrochant, montre deux déterminations totalement différentes l'une de l'autre selon Harvard ou IAG (Figure 1.16).

Ainsi peut-on considérer que les mécanismes au foyer indiquent un régime nettement compressif le long de la marge, parfois avec une composante décrochante (par exemple Stich et al., 2003) (Figure 1.16).

La première question que l'on peut se poser est la question de la continuité au nord des structures actives à terre. En effet, il est fort probable que les plis et failles ne "s'arrêtent" pas brusquement à la côte, et que l'on retrouve une certaine continuité de ces structures au-delà du trait de côte. Ainsi il sera possible d'obtenir un schéma tectonique global de la marge sans être biaisé par les seules observations possibles, c'est-à-dire à terre, et d'identifier les modalités et caractéristiques de la déformation le long de la marge.

1.2.2 Caractères morpho-structuraux et sédimentologiques de la marge sous-marine connus avant 2003

1.2.2.1 Morpho-structure sous-marine

Après les premiers levés bathymétriques des années 50, on obtient une image générale de la morphologie de la marge algérienne (Rosfelder, 1955). On apprend alors que le bassin profond, cuvette relativement plate, profonde de 2700 m en moyenne, est percé par de nombreux diapirs ou rides de sel d'altitude peu élevée. Le bassin profond est limité au sud par une pente généralement très forte (plus de 10° et parfois plus de 20°, Leclaire, 1972), avec un glacis très peu développé (Figure 1.19). La pente est généralement assez rectiligne, de direction E-O, et parfois NE-SO (au large d'Oran), et incisée par de nombreux canyons (Rosfelder, 1955, Leclaire, 1972) (Figure 1.19). Le plateau continental, quant à lui, est généralement très réduit (<10 km), sauf en face des golfes où il peut atteindre des largeurs de plusieurs dizaines de kilomètres. En général, le plateau continental est réduit en face des massifs élevés sur la côte, et il est assez large en face des bassins néogènes tels que la Mitidja, le bassin du Chelif (Figure 1.19) et de la Soummam.

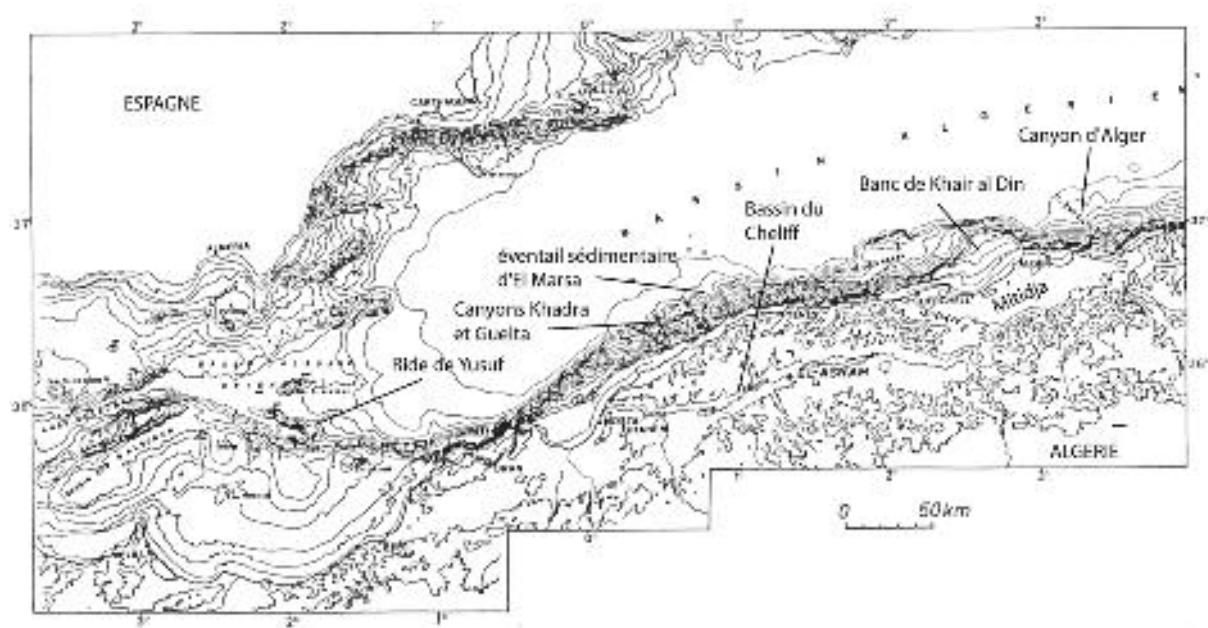


Figure 1.19: Carte bathymétrique et topographique du nord-ouest de l'Algérie (Carte COI/UNESCO, modifiée d'après El Robrini, 1986). Intervalle des courbes à terre: 200 et 1000 m, en mer: 50, 100 puis tous les 200 m.

Certains reliefs sous-marins étaient déjà identifiés comme la ride de Yusuf (Figure 1.19), orientée E-O, et interprétée comme un demi-horst, poursuivi vers l'est par un décrochement long de 80 km (El Robrini, 1986). Certains paliers dans la pente ainsi que le banc de Khayr al Din avaient été observés (Figure 1.19), mais ceux-ci étaient interprétés de manière erronée, à savoir comme le résultat de failles normales reprises en décrochement (El Robrini, 1986). La présence de volcanisme épars a également été prouvée grâce à quelques forages et dragages (Leclaire, 1972) et la carte aéro-magnétique de Galdeano et al., 1974. Sur les profils de sismique-réflexion, le volcanisme se présente souvent sous forme d'intrusions en forme de dômes évoquant la forme des guyots (Auzende, 1978).

Le long de la pente, certains canyons bien marqués avaient déjà été identifiés, tels que le canyon d'Alger et celui du Khadra (El Robrini, 1986, Boudiaf, 1996), ainsi que l'édifice sédimentaire du deep-sea fan en face de la ville d'El Marsa (El Robrini, 1986) (Figure 1.19). Cependant les détails de cette pente demeuraient inconnus.

Sur la plate-forme continentale, dans la baie de Bou Ismaïl, un anticlinal d'âge récent (Glangeaud et al., 1967) avait déjà été identifié, comme l'indique le forage ALG1 réalisé sur son flanc (Buroillet et al., 1978).

On peut conclure que cette marge présente des caractères bien particuliers, atypiques pour une marge passive normale. Ses pentes très fortes et son caractère rectiligne par endroits sont en accord avec des mouvements tectoniques passés et/ou présents le long de cette marge. On verra notamment par la suite

comment le caractère abrupt de la pente, et ainsi probablement le brusque amincissement crustal, pourrait jouer un rôle dans la future évolution de la marge.

A part les grands traits structuraux de la marge ainsi que quelques grandes structures remarquables le long de celle-ci, on prend bien conscience que la morphologie de la marge n'est pas connue en détail, et que la bathymétrie disponible est insuffisante et ne permet pas l'identification d'accidents le long de la pente. On verra dans le chapitre 3 si des structures actives existent sur la pente ou dans le bassin profond, et comment cette déformation active se traduit au niveau des perturbations du remplissage sédimentaire. Cette déformation devra également être quantifiée afin d'évaluer la part d'accommodation de la convergence Afrique-Europe sur cette marge sous-marine.

1.2.2.2 Stratigraphie de la marge sous-marine algérienne, les connaissances avant 2003

Grâce aux données malheureusement peu nombreuses de sismique-réfraction des années 60-70 (Fahlquist et Hersey, 1969, Morelli et al., 1975), il est actuellement admis que le bassin algéro-provençal est en partie constitué de croûte océanique (vitesses 6,7-6,9 km/sec) (Hinz, 1972), contrairement à sa voisine, la mer d'Alboran, qui serait principalement de la croûte continentale amincie (par exemple Auzende, 1978, Comas et al., 1999), et il est aussi admis que le Moho se situe entre 8 et 10 km de profondeur. Cependant, il existerait une croûte transitionnelle (Roca et al., 2004) au niveau de la pente continentale algérienne. En effet, celle-ci présente parfois des paliers topographiques (notamment dans la région d'Alger), et il n'est pas clair s'il s'agit déjà de croûte continentale ou bien encore de croûte océanique.

Dans le bassin, le socle, profond d'environ 6 secondes temps double (std) et présentant un faciès sismique diffractant sans litage, est généralement surmonté de la pile stratigraphique suivante (Figure 1.20) : un niveau infra-salifère (vitesses de 3.5 à 5.5 km/s), un niveau évaporitique et salifère messinien (vitesses variant de 3.7 à 4.5 km/s), et enfin, le niveau le plus superficiel : la pile sédimentaire plio-quadernaire (2 km/s en moyenne). Cette série est la même dans tout le bassin algéro-provençal (Réhault et al., 1984) et les différentes unités, de bas en haut, présentent les caractéristiques acoustiques et lithologiques :

- les niveaux infrasalifères : ces couches sédimentaires correspondent aux niveaux tortoniens à langhiens (Miocène supérieur). Le litage de ces séries est souvent peu visible, notamment à cause de la faible pénétration des ondes sismiques, ce qui est accentué par le fait que plus haut dans la série sédimentaire, des séries salifères masquent les réflecteurs situés au-dessous. Les niveaux infrasalifères présentent une épaisseur d'environ 1 std (Auzende, 1978).
- Les évaporites inférieures : cet horizon lité mais faiblement réfléchissant marque le début de la série évaporitique messinienne. Il n'est pas toujours observé le long des différentes marges

méditerranéennes, et lorsqu'il est présent, il est souvent masqué par le sel sus-jacent. Elles n'ont jamais été forées.

- La série salifère messinienne : cet horizon, dont la base est constituée d'un fort réflecteur très caractéristique, présente un faciès plutôt transparent, sans litage. Son épaisseur est hautement variable, car il forme parfois des diapirs, et a également tendance à fluer vers les zones profondes. Il est composé de halite et de sel potassique (forage Glomar Challenger, Auzende, 1978).
- Les évaporites supérieures : ce niveau présente un litage régulier avec de forts réflecteurs. Il est généralement épais d'environ 0.7 std et épouse la forme des dômes salifères sous-jacents. Ces évaporites supérieures sont composées de marnes dolomitiques et d'anhydrite.
- La pile de sédiments plio-quadernaires : cette épaisse (jusqu'à 1.8 std au maximum) série présente un litage régulier d'intensité moyenne. La base de cette série présente parfois des niveaux plus clairs, probablement pliocènes. Dans l'ensemble il s'agit de marnes.

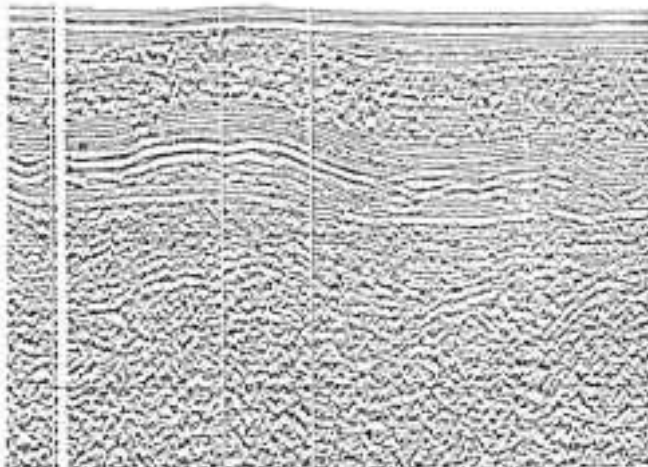
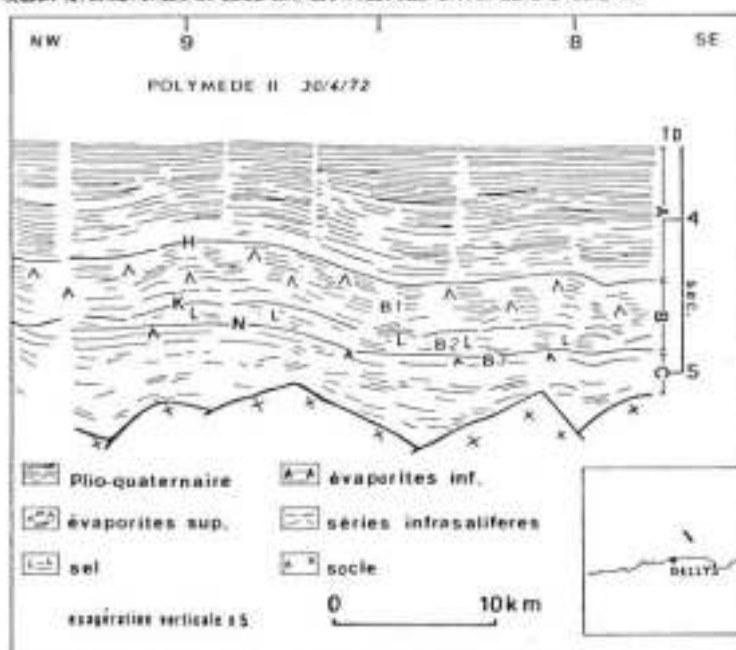


Figure 1.20 : Remplissage sédimentaire typique du bassin profond algérien (El Robrini, 1986). Ici, la coupe montrée, provenant de la campagne Polymède II est située au large de la Grande Kabylie. A : Plio-quadernaire, B1 : évaporites supérieures, B2 : sel, B3 : évaporites inférieures, C : séries infrasalifères.



Le fluage du sel ainsi que ses remontées en diapirs perturbe les sédiments supérieurs, ainsi les évaporites supérieures et les sédiments plio-quaternaires se retrouvent soulevés par les dômes de sel. Nous observerons plus précisément les effets de la tectonique salifère sur la sédimentation de notre région d'étude dans le paragraphe 3.2.

Les premières approximations des taux de sédimentation sur la marge algérienne ont donné des valeurs comprises entre 0.03 et 1 mm/an (Leclaire, 1972), ou pour le Plio-quaternaire en mer d'Alboran, 0.2 mm/an (Ryan et Hsü, 1973). Mais la répartition des sédiments plio-quaternaires n'est pas homogène et il existe des dépocentres, zones de sédimentation préférentielle, notamment en pied de pente (Auzende, et al. 1975, 1978) où les sédiments plio-quaternaires atteignent 2 km d'épaisseur (El Robrini, 1986). C'est un des arguments qui a poussé Auzende et al. (1975) à proposer un début de subduction au pied de la marge algérienne. Mais les sédiments ne présentent aucun signe d'intense déformation (El Robrini, 1986), ce qui invalide l'hypothèse de la présence d'un prisme d'accrétion.

D'un autre côté, certains secteurs montrent une absence presque totale de sédiments meubles sur la pente, notamment aux endroits où la plate-forme continentale est presque inexistante comme au nord de Ténès (El Robrini, 1986) ou sur les bancs d'origine volcanique, où des dragages (Leclaire, 1972) ont ramené des roches du socle. La plate-forme continentale, quant à elle, présente une sédimentation typique composée de sables et de boues (Leclaire, 1972).

Les faciès sédimentologiques décrits précédemment seront notamment utiles pour se repérer dans les horizons identifiés sur nos nouveaux profils sismiques des campagnes MARADJA sur la marge algérienne. Nous tenterons par la suite, grâce à la haute résolution de nos données, d'obtenir des informations sur la géométrie de ces sédiments sur la marge, ainsi que sur les phénomènes sédimentaires tels que les glissements, et leurs interactions avec la tectonique active.

1.2.2.3 Sismotectonique de la marge

Le long de la marge nord-africaine, la sismicité est diffuse: la limite de plaques est donc fragmentée et répartie sur une bande large d'environ une centaine de kilomètres (Figure 1.21). Cependant, on remarque qu'il n'y a presque plus de sismicité à l'est des Bétiques, notamment dans les Baléares. Ainsi il semblerait que la limite de plaque Europe-Afrique soit en train de s'installer au nord de l'Algérie, comme la figure 22 l'indique (zone de déformation en surbrillance). Les forts séismes ($M > 5$) sont les plus nombreux sur les côtes algériennes et en Italie, et il s'agit principalement de séismes en compression (Figure 1.23). Les études récentes de géodésie indiquent une vitesse de 5.1 mm/an vers le nord-ouest à la longitude d'Alger (Calais et al., 2003 ; Nocquet et Calais, 2004) (Figure 1.22). Un inconvénient est que les 5 mm/an indiquent la vitesse sur du court terme, mesurée à partir de données géodésiques sur les 10 dernières années. On voit d'ailleurs qu'avec le modèle NUVEL1A, les

vitesses obtenues (par les anomalies magnétiques et la direction des failles transformantes, considérant les plaques rigides) sur le long terme (sur les 9 derniers Ma) sont nettement plus fortes (6.3 mm/an pour le nord de l'Afrique, Demets et al., 1990). Cette différence peut s'expliquer, entre autres, par un ralentissement récent du mouvement de convergence ou une sismicité non homogène, et des « clusters » dans le temps. Il est donc possible que nous nous situions dans une période de relative quiescence.

Les Pyrénées et les Alpes n'accroissent qu'une très petite partie de la déformation actuelle (Figure 1.24) entre l'Afrique et l'Europe. Ainsi aux longitudes de l'Algérie, presque toute la déformation est absorbée par la marge algérienne, dans les Kabylies et le Tell (Yielding et al. 1989, Meghraoui et al. 1996). Depuis au moins le début du Pliocène (nous essaierons de contraindre un peu mieux cet âge au cours de cette étude, du moins pour la déformation en mer), la déformation active est principalement concentrée au nord de l'Afrique. Selon des études utilisant les mécanismes au foyer, le Rif et le Tell peuvent accommoder entre 1 et 2.3 mm/an (Meghraoui et al., 1996), ou 2.7 mm/an pour la région entre Oran et Alger, selon Bufo et al. (2004). Cela suppose donc qu'une grande partie de la déformation est située ailleurs, éventuellement plus au sud, dans l'Atlas, ou bien en mer. Jimenez-Munt et Negredo (2003) prédisent avec un modèle néotectonique des failles inverses tout le long de la marge algérienne avec des vitesses de glissement de 4.7 à 5.9 mm/an alors que Serpelloni et al. (sous presse) et Stich et al. (2006), en étudiant les séismes et les données GPS, obtiennent des vitesses de 2.7 à 3 mm/an au nord-ouest de l'Algérie, et jusqu'à 3.9 mm/an au nord-est. On voit donc bien que les incertitudes sur les vitesses de déformation restent très grandes. Nous verrons par la suite comment nous pouvons apporter des indications sur la localisation et la quantité de la déformation hors du Tell, en l'occurrence en mer.

Nous avons montré que la collision entre les zones internes et l'Afrique était terminée depuis probablement la fin du Miocène. Bien que la marge se trouve dans une phase clairement post-collisionnelle, elle indique toujours un serrage actif au centre et à l'est de l'Algérie. Pourquoi la plus grande partie de la convergence Afrique-Europe se situe-t-elle au niveau de l'Algérie ? En cet endroit du bassin algérien, la transition océan-continent est très abrupte, ce qui joue très probablement un rôle clé dans la répartition latérale de la déformation. Par l'étude du domaine marin, jusqu'à présent négligé, nous tenterons d'étudier cette transition océan-continent, mais aussi la limite de plaques, et de discuter son évolution présente et future.

Figure 1.21: Carte des séismes de magnitude supérieure à 4 (catalogue NEIC) de la région ibéro-maghrébine depuis 1973.

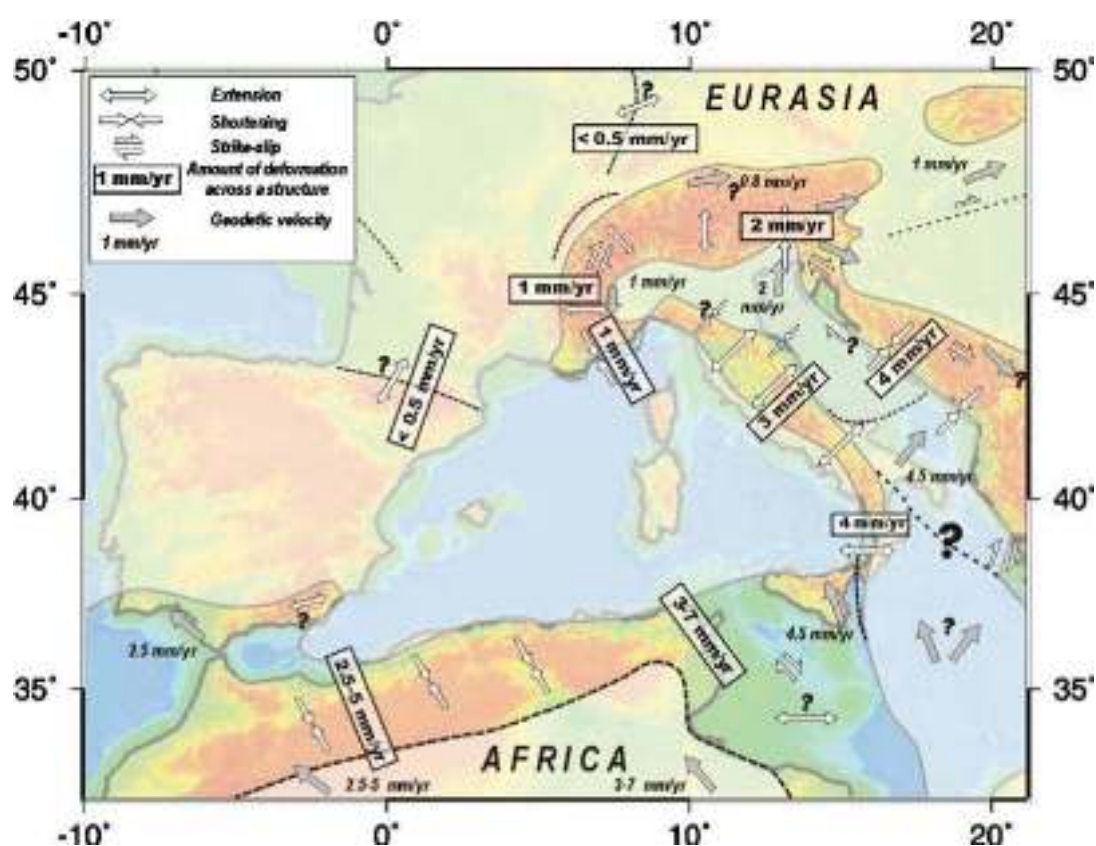
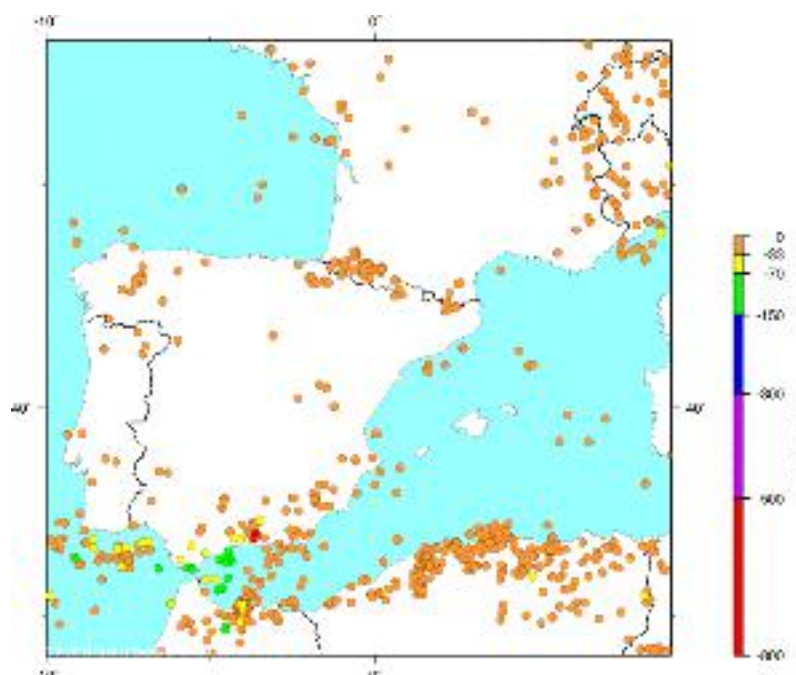


Figure 1.22: Zone de la limite de plaque Afrique-Europe en Méditerranée Occidentale, et quantité de déformation dans les zones sismiquement actives (en surbrillance) (Nocquet et Calais, 2004). Les flèches blanches indiquent le régime de contrainte et les flèches grises, la direction de mouvement par rapport à l'Europe stable.

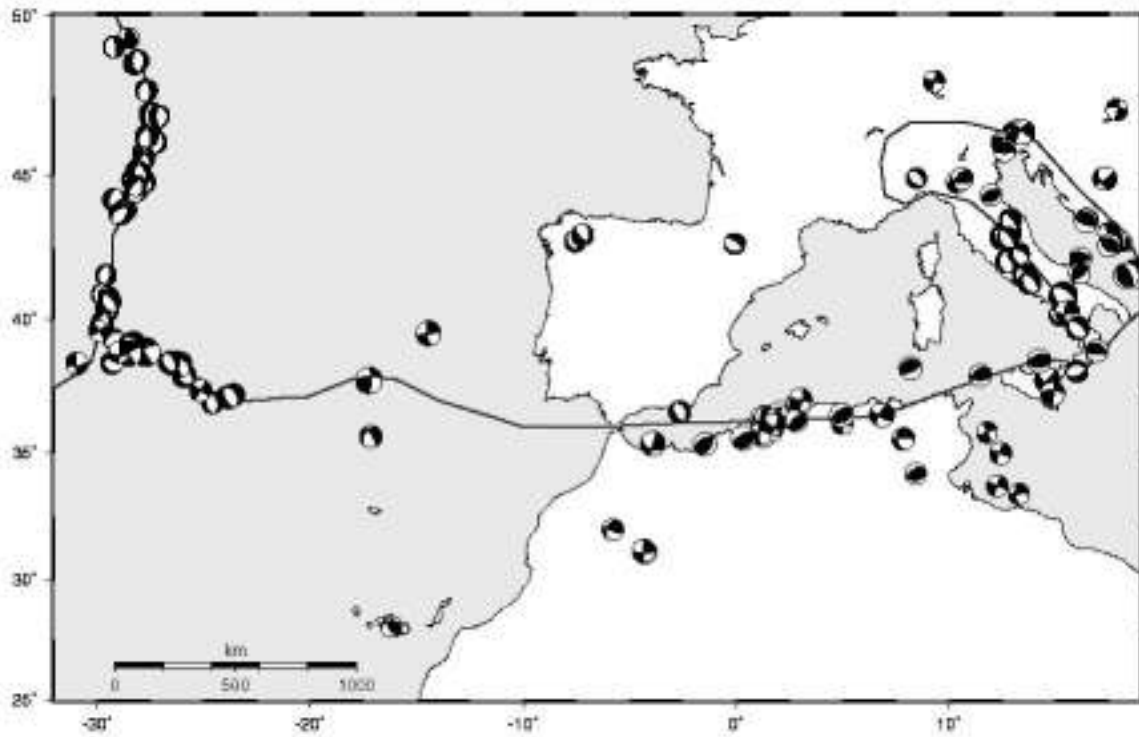


Figure 1.23 : Mécanismes au foyer (catalogue Harvard CMT) pour les séismes de $M > 5$ et de profondeur < 50 km en Atlantique oriental et en Méditerranée occidentale depuis 1973 (McClusky et al., 2003).

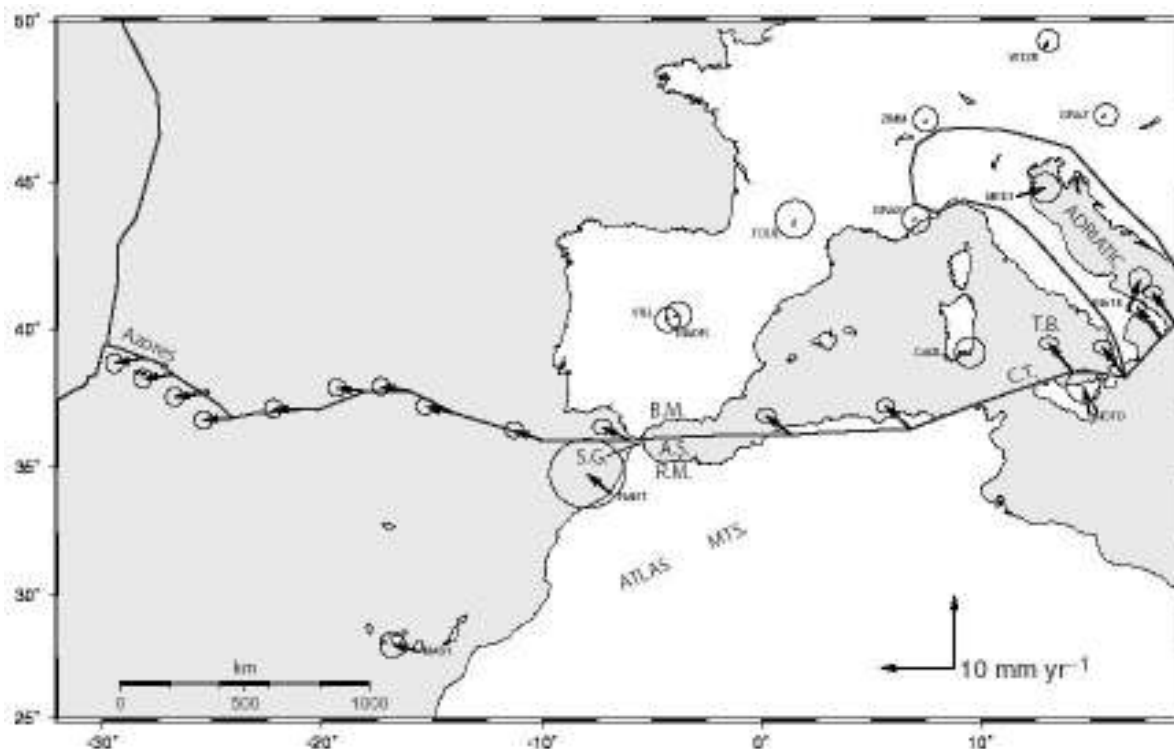


Figure 1.24 : Mouvements de l'Afrique par rapport à l'Eurasie le long de la limite de plaque en Atlantique oriental et en Méditerranée occidentale d'après des données GPS (McClusky et al., 2003). B.M: Bétiques, A.S: Mer d'Alboran, R.M: Rif, S.G: Déroit de Gibraltar, C.T: fosse de Calabre, T.B: bassin tyrrhénien.

1.3 Aléa sismique

1.3.1 Sismicité historique

La sismicité historique, qui correspond aux séismes décrits dans les récits historiques et autres archives avant la période instrumentale, s'avère être une importante source de renseignements quant à la position probable et approximative de failles actives. Rappelons pour mémoire que l'avènement de l'instrumentation sismique se fit en Algérie dans les années 1910, mais que les sismomètres ne sont utilisés de manière fiable et systématique (car devenus assez nombreux) que bien plus tard, dans les années 1970.

La vitesse de convergence relativement faible entre l'Afrique et l'Europe, de 5-6 mm/an (Demets et al., 1990, Nocquet et Calais, 2004), est probablement en partie responsable du faible taux de récurrence des séismes le long de la marge algérienne. Ainsi, il arrive que certaines failles ne se manifestent par un séisme qu'une seule fois en plusieurs siècles, donc les zones potentiellement dangereuses restent parfois longtemps inconnues. Cette problématique de localisation des failles actives, et par conséquent de l'évaluation de l'aléa sismique, est d'autant plus importante en mer que la bathymétrie disponible est alors de très faible résolution et ne permet pas d'identifier des accidents. Nous allons donc étudier quelques exemples de grands séismes historiques (Figure 1.25) le long de cette marge algérienne qui indiqueraient la possible présence de failles actives en mer, et nous verrons également leur association ou non avec d'autres risques géologiques, tels que les tsunamis.

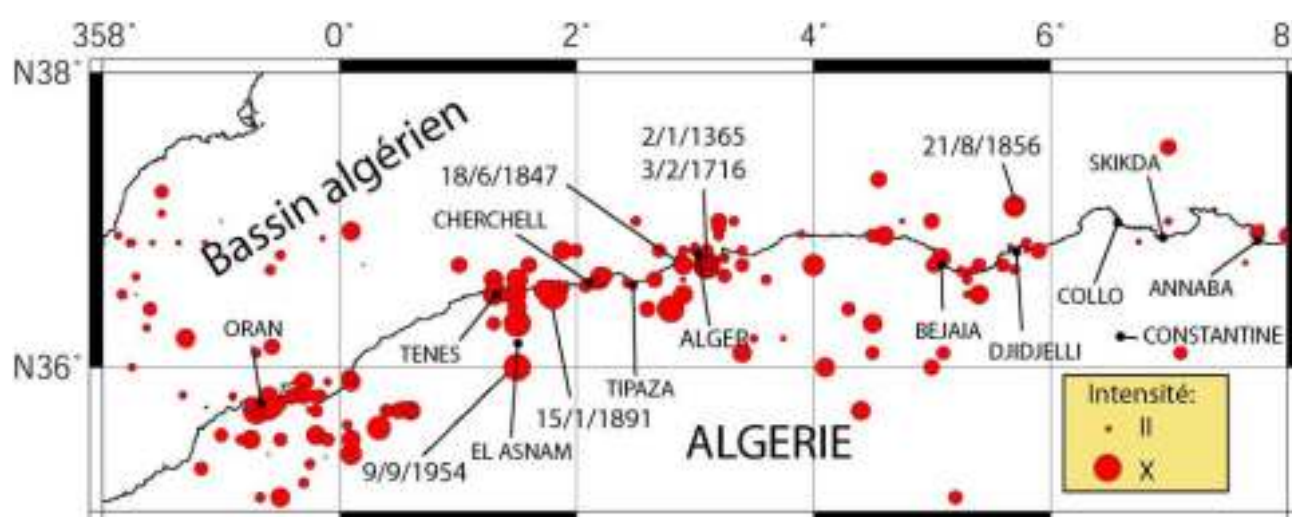


Figure 1.25: Carte de la sismicité historique (bases de données du CRAAG et USGS, de 1365 à 1972). L'intensité est indiquée à l'échelle MSK.

La marge algérienne est connue depuis longtemps pour être sismiquement active. Les anciennes archives ont permis de recenser des centaines de séismes ayant eu lieu avant le XX^e siècle. En effet,

les premiers documents historiques retrouvés décrivant l'activité sismique en Algérie décrivent un événement majeur dans la région d'Alger en 1365, dans la soirée du 2 Janvier, qui a presque totalement détruit la ville d'Alger. Au vu des dégâts occasionnés, l'intensité a été estimée à X (Rothé, 1950). Une grande vague de port a également inondé ce qui restait de la ville, ce qui suggère un épipcentre en mer. Malheureusement ce séisme est peu documenté, donc nous n'avons pas d'autres informations à son sujet.

Plusieurs autres séismes majeurs répertoriés dans les catalogues de sismicité historique se produisirent dans le secteur d'Alger: le 10 Mars 1673 et le 29 Novembre 1722 (Ambraseys et Vogt, 1988), sans oublier le "célèbre" séisme d'intensité X qui endommagea fortement la ville d'Alger le 3/2/1716 et tua plus de 20000 personnes (Rothé, 1950). Il s'agit du séisme le plus destructeur jamais ressenti en Algérie. D'autres séismes historiques ont par la suite affecté la région d'Alger, et plusieurs d'entre eux furent localisés dans la région de Cherchell-Tipaza. Il s'agit des séismes des 3/12/1735 (Intensité VIII), 17/3/1756 (Intensité VII-VIII), 8/11/1802 (Intensité VIII) et 18/6/1847 (Intensité VII). Ces séismes sont supposés avoir eu lieu sur la même structure: l'anticlinal du Chenoua (Meghraoui, 1991). Cette supposition n'étant basée que sur la répartition des dégâts occasionnés par ces séismes, une forte incertitude subsiste. De plus, à ce moment-là toutes les structures actives (notamment en mer) n'avaient pas encore été identifiées. Par ailleurs, en 1924 (le 5 Novembre) se produisit un autre séisme, supposé sur l'anticlinal du Sahel (Meghraoui, 1991), touchant durement (Intensité VIII) la région sud-est d'Alger. Cette série de séismes répertoriés dans les anciennes archives montre que la région d'Alger est une région relativement souvent touchée par des secousses sensiblement importantes (>VII sur l'échelle MSK). La récurrence de ces séismes sur la région d'Alger semble de l'ordre de 20 à 50 ans pour les séismes modérés (Intensité < IX) alors que les gros séismes, d'intensité > IX, semblent se produire tous les ~350 ans (Meghraoui, 1991) ce qui est compatible avec des estimations provenant d'études paléosismologiques dans la région d'El Asnam (Meghraoui, 1988). Ceci fait de la région d'Alger une région particulièrement à risque, d'autant plus qu'il s'agit d'une zone très peuplée, comprenant la capitale.

Un autre séisme d'une intensité de VIII (Harbi, 2001) eut lieu du côté de Djidjelli (ou Jijeli) le 21/8/1856 à 23h50. Il causa d'importants dommages de Djidjelli à Collo. La population de Djidjelli (1000 personnes) fut rapidement évacuée. Quelques instants après le choc principal, la mer se retira puis revint sous la forme d'un tsunami qui inonda toute la côte. Il toucha également les côtes de Minorque arrachant des bateaux de leur amarrage au port de Mahon. Ce premier événement sismique fut considéré comme un précurseur (Ambraseys, 1982) puisqu'il fut suivi par une seconde secousse encore plus violente le 22/08/1856 à 11h40. Cette fois toute la ville fut quasiment détruite (Figure 1.26), mais la secousse ne fit que 5 morts, puisque la population avait déjà été évacuée. Il y eut à nouveau un tsunami, avec des séries de vagues pendant 3 jours (Ambraseys, 1982), et également de très nombreux dégâts dans les villes environnantes (Philippeville (=Skikda), Bougie (=Bejaïa), Constantine) (Figures 1.27 et 1.28), ainsi que des signes de liquéfaction, fissures, éboulements et

glissements de terrain. Le séisme fut ressenti sur 410000 km² (Ambraseys, 1982) (Figure 1.27). Sa magnitude M_s fut estimée à 5.7 (Harbi, 2001). Ensuite, il y eut de nombreuses répliques pendant 1 an.

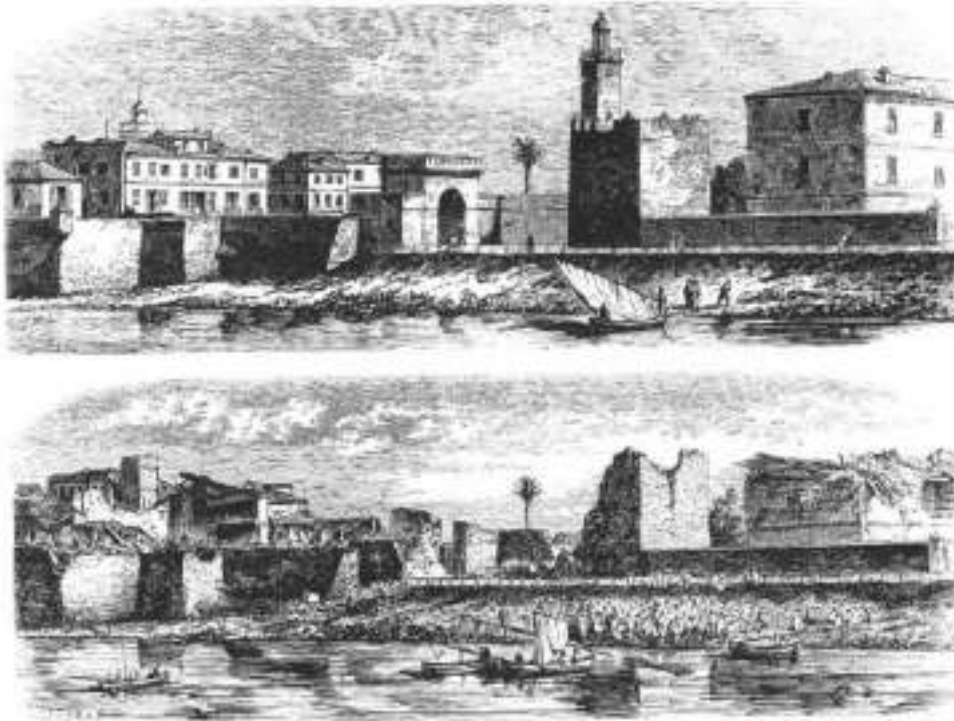


Figure 1.26: Gravure montrant la ville de Djidjelli avant et après les séismes des 21-22 Août 1856 (Ambraseys, 1982)

L'épicentre de ce séisme n'est pas précisément localisé, mais les estimations (Figures 1.27 et 1.28) le placent soit en mer, soit près de la côte. Aucune structure tectonique connue n'est associée à ce séisme. Ainsi a-t-on pris conscience de la grande insuffisance de nos connaissances structurales de la marge, et du fait qu'il restait encore une importante faille, capable de générer des séismes destructeurs, de magnitudes >5 , à découvrir dans ce secteur.

L'occurrence de ce double séisme fut assez surprenante dans le sens où, d'une part, aucune structure active n'était connue dans le secteur, mais aussi et surtout qu'aucun témoignage de gros séisme n'avait été rapporté auparavant dans cette région. On peut donc penser qu'il s'agit d'une faille à faible taux de récurrence.

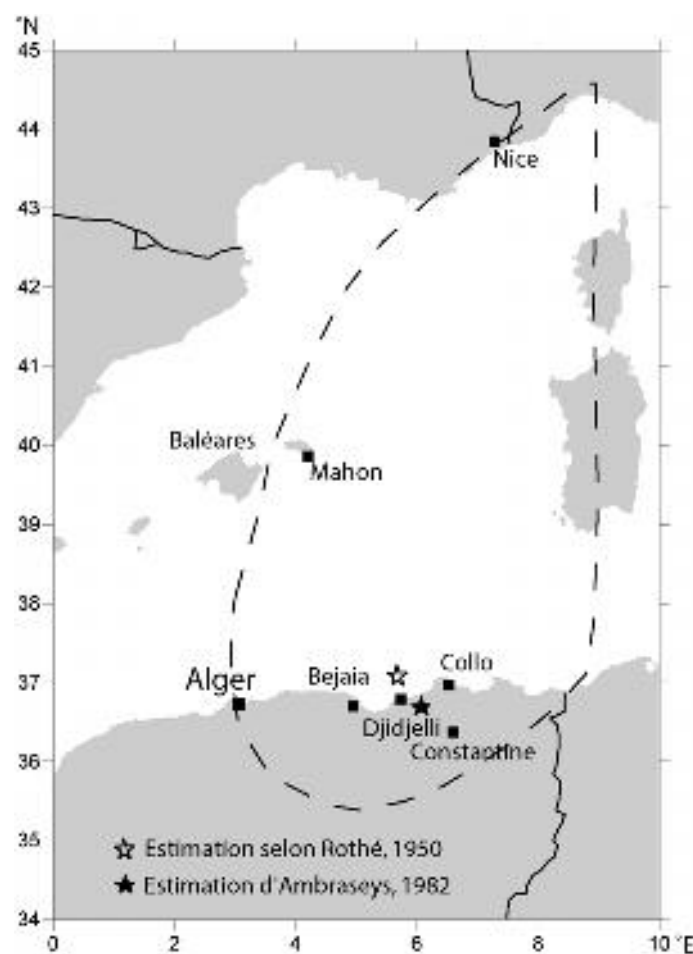


Figure 1.27: Carte montrant la zone dans laquelle le séisme de Djidjelli du 22/8/1856 a été ressenti (d'après Harbi, 2001). Etoiles: positions estimées de l'épicentre par Rothé, 1950 et Ambraseys, 1982.

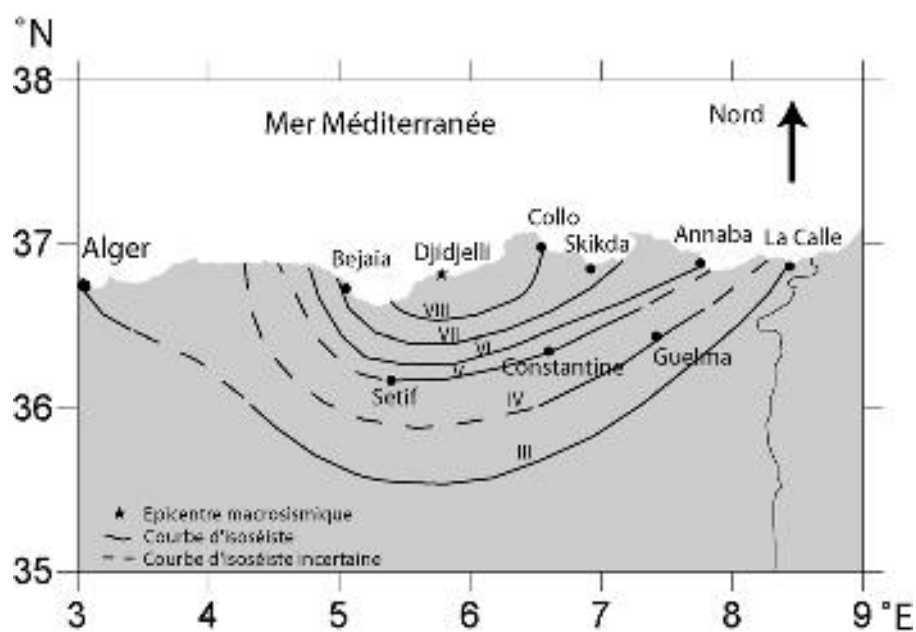


Figure 1.28: Carte d'isoséistes du séisme de Djidjelli du 22/8/1856 (d'après Harbi, 2001).

Plus à l'ouest, on peut également mentionner le séisme du 15 Janvier 1891, d'intensité XI, qui endommagea très fortement les villes de Gouraya et Larhat ainsi que toutes les localités environnantes, provoquant également de nombreux glissements de terrain et éboulements. On remarque aussi que certaines localités situées dans le bassin de la Mitidja subirent des dégâts plus importants que d'autres villes voisines, situées hors de la Mitidja. Ceci serait dû à un effet de site, c'est à dire l'amplification du mouvement sismique créée par une couche de sol de faible résistance mécanique située près de la surface, dans ce cas le remplissage plio-quaternaire du bassin de la Mitidja.

D'après la carte des isoséistes (Figure 1.29) et l'absence de fissures à terre autres que celles liées aux glissements de terrain, l'épicentre semblerait être situé en mer. D'après Maouche (2002) au vu de la direction de la répartition des différents dégâts, il semblerait que la faille responsable soit orientée E-O. Il a également été rapporté un soulèvement côtier du côté de Larhat : des lignes blanches d'algues mortes furent relevées de 30 cm, et un petit tsunami précédé d'un retrait de la mer de 30 m eut lieu. Ces arguments seraient à nouveau en faveur d'un séisme sur une faille inverse à pendage sud située en mer. Mais la faille responsable demeure inconnue.

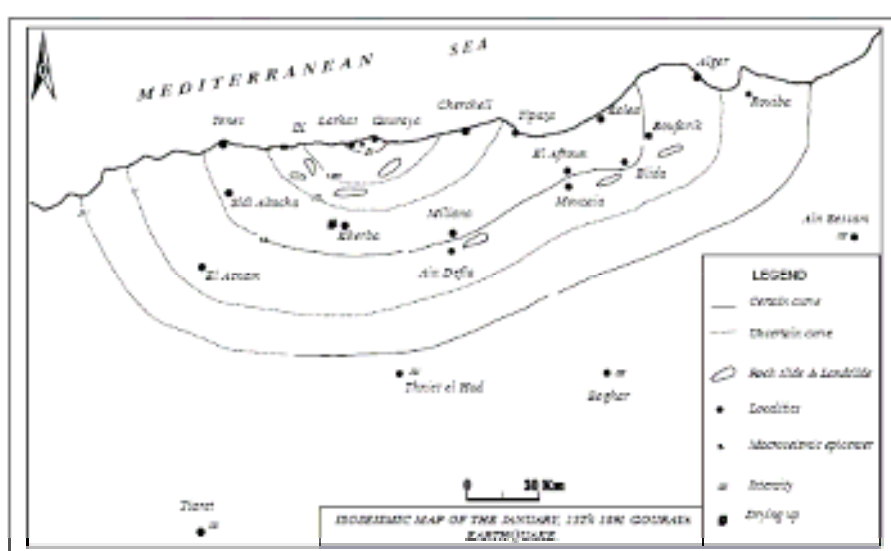


Figure 1.29 : Carte d'isoséistes du séisme du 15 Janvier 1891 (Maouche et al., 1999)

Encore plus à l'ouest, la région oranaise a également été touchée par plusieurs séismes importants : l'un d'eux, le 9/10/1790, fit 2000 morts dans la ville d'Oran (Lopez Marinas et Salord, 1990), et plusieurs autres dans la région de Mascara firent de nombreux dégâts dans toute la région.

L'inconvénient de ces catalogues de sismicité historique est, d'une part, le manque de précision dans la localisation des séismes; en effet, le seul moyen d'avoir une idée de l'emplacement de l'épicentre est la construction de cartes d'isoséistes, basées sur l'intensité ressentie, qui elle-même est basée sur des sources de données très diverses (écrits anciens, rapports scientifiques, documents administratifs,

articles de presse, interviews...); et, d'autre part, le caractère incomplet de ces bases de données, élaborées à partir de trop rares archives. L'évaluation de la magnitude (à l'aide de formules mathématiques utilisant l'intensité) est également très approximative. Ainsi la localisation et les dimensions des failles responsables des séismes demeurent généralement inconnues. Ceci est d'autant plus vrai pour les épicentres qui semblent être situés en mer, pour lesquels absolument aucune information n'est disponible. Notons que la présence d'un tsunami n'est pas forcément liée à la localisation en mer d'un séisme. Une illustration de ce cas sera montrée dans le paragraphe suivant.

Ainsi, la sismicité historique est très utile pour identifier les zones où se sont produits des séismes et sur lesquelles nous n'avons pas d'informations structurales. Ce sont donc ces zones qu'il faudra explorer, en l'occurrence en mer, afin de mieux contraindre l'aléa sismique pour la zone côtière algérienne. Il s'agit notamment des zones de Djidjelli, et d'Alger à Ténès.

Il est également intéressant de noter les zones apparemment plus sismiquement actives que d'autres (avec toute l'incertitude liée au caractère incomplet des données disponibles), telles que les régions d'Alger, de Ténès, la région oranaise, ainsi que la région de Béjaïa. Ces données provenant de la sismicité historique, combinées avec celles de la sismicité plus récente, ainsi que les données structurales, pourront étayer une réflexion sur les raisons de cette apparente répartition de la déformation le long de la marge.

1.3.2. Les séismes destructeurs au XX^e siècle.

Le XX^e siècle connut l'avènement de l'instrumentation sismique, c'est-à-dire l'apparition des premières stations d'enregistrement sismique. De ce fait, le nombre de séismes enregistrés dans la région devint de plus en plus important (Figure 1.30). De plus, l'augmentation du nombre de stations d'enregistrement sismique permet une localisation des épicentres bien meilleure qu'autrefois, permettant éventuellement de les relier à une structure connue, si elle est cartée. L'intérêt ici n'est pas de refaire un catalogue de la sismicité de la marge, donc nous allons seulement nous intéresser à certains séismes, situés sur le littoral algérien, et qui ont un intérêt particulier pour notre étude, certains ayant eu un fort impact sur les populations, vu leur forte magnitude.

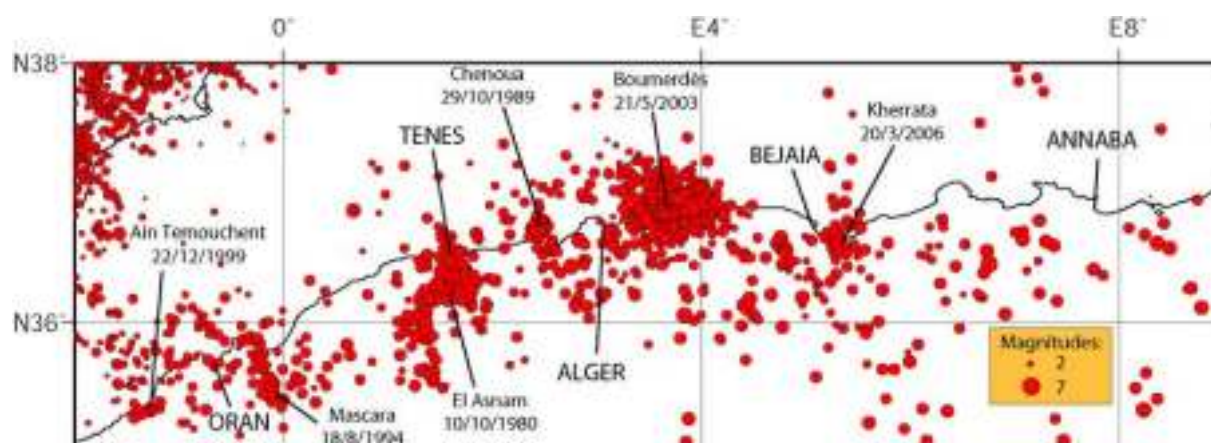


Figure 1.30: Carte des épicentres du nord de l'Algérie, de 1973 à 2006 (base de données NEIC).

Près d'Alger, un séisme toucha le Mont Chenoua le 29/10/1989 à 19h09 ($M_L=6.1 \pm 0.2$, CRAAG, MS: 5.9 USGS) (Figure 1.30). Toute la région de Tipaza (70 km d'Alger) fut touchée et il y eut 22 morts et 300 blessés à Nador et dans les environs, zone la plus sévèrement touchée, où la plupart des bâtiments furent détruits. D'importants dégâts eurent lieu également dans les villes de Cherchell et Tipaza. Des mouvements verticaux furent ressentis et des glissements de terrain eurent lieu, mais pas de liquéfaction. Une vague anormale en mer fut aussi observée ainsi qu'un petit retrait de la mer (1 m) au port de Tipaza.

L'hypocentre fut précisément localisé à $36^{\circ}36,9'N$ $2^{\circ}19,57'E$ et à une profondeur de 10 km (Meghraoui, 1991). Le séisme fut attribué à la faille aveugle à pendage NO sous l'anticlinal du Chenoua (Meghraoui, 1991), ce qui est en accord avec le mécanisme au foyer calculé (NEIC) (Figures 1.16 et 1.17) et la position de l'épicentre par rapport à la structure de l'anticlinal du Chenoua.

Plusieurs autres séismes ont ébranlé la région entre Alger et Chenoua. Le premier frappa la ville de Tipaza le 9/2/1990 avec une M_s : 4.9, et le deuxième, localisé près d'Ain Benian eut lieu le 04/09/1996 ($M_s=5.7$). Ces deux séismes ont d'abord été attribués à la faille aveugle de l'anticlinal du Sahel, mais la direction de l'essai des répliques n'est pas en accord avec la direction de cette structure (Harbi, 2001). Le cas de ces séismes sera étudié plus en détail dans l'article (Yelles et al., soumis) au paragraphe 3.4.

Plus au sud-ouest, on peut aussi noter le séisme qui eut lieu à Orléansville (actuellement Ech Cheliff) le 9/9/1954, de magnitude M : 6,7 (Rothé, 1955) et d'intensité X. Plusieurs villages furent totalement détruits, des réseaux d'irrigation endommagés, et de nombreuses fissures dans le sol (dont un grand nombre orientées N/S) et des éboulements furent signalés. L'apparition de petits volcans de sable furent également décrits. L'épicentre qui fut défini à partir des isoséistes fut situé au nord de la vallée du Cheliff. Selon Rothé (1955), l'hypocentre se trouvait à 8-9 km de profondeur et la faille qui a joué était à pendage sud. Ce séisme a provoqué des courants de turbidité au large (à plus de 100 km de l'épicentre, et avec une vitesse maximum de 74 km/h (El Robrini et al., 1985)) et cinq coupures de

câbles à près de 100 km au nord-ouest de Ténès. Il est curieux de remarquer que les courants de turbidité ne se sont pas produits au plus près de l'épicentre, c'est-à-dire sur la pente au nord de Ténès, mais beaucoup plus à l'ouest. Ceci pourrait être expliqué par la faible épaisseur, voire l'absence de sédiments plio-quaternaires sur la pente dans ce secteur.

Le lendemain, une réplique presque aussi forte (M_s : 6, Dewey, 1990) se produisit mais beaucoup plus au nord, au large de Ténès (Rothé, 1955, Dewey, 1990), ce qui remet en cause son appellation de « réplique ».

Dans la même région, près de 25 ans plus tard, un deuxième séisme eut lieu à El Asnam (ex-Orléansville, et actuellement Ech Cheliff) le 10/10/1980 (Figure 1.30). Sa magnitude M_s : 7.3 en fait le plus important jamais enregistré sur la marge algérienne. 25000 habitations furent détruites, et 2500 morts furent à déplorer. Le séisme fut ressenti sur un rayon de 360 km et fut suivi d'une réplique également destructrice de magnitude M_s : 6.1. Encore une fois il y eut rupture de câble sous-marin de télécommunications, mais cette fois, un seul fut rompu (El Robrini et al., 1985), et totalement à l'est de la zone épacentrale (à 200 km), au nord-ouest de la baie d'Alger (Figure 1.31). La vitesse du petit courant de turbidité fut estimée à seulement 45 km/h. On peut alors penser que lorsque le séisme d'El Asnam se produisit, plus violent que celui d'Orléansville, des sédiments plus lointains (200 km de l'épicentre) furent sollicités, et aucun autre courant de turbidité ne se produisit dans la région de Ténès pour la bonne raison qu'il n'y avait plus assez de sédiments sous-consolidés, après le premier séisme d'Orléansville.

D'après Campos (1991) des tsunamis ont également eu lieu après les 2 séismes de 1954 et 1980, et touchèrent les côtes espagnoles. Dans ce cas, ce n'est pas le déplacement cosismique qui serait à l'origine du tsunami, la faille étant trop loin de la mer, mais le déplacement des sédiments en mer. Ainsi, cela prouverait que même de relativement petites déstabilisations sédimentaires entraînant des courants de turbidité modérés, comme dans le cas du séisme de 1980, suffiraient à provoquer un tsunami enregistré sur les côtes de la marge européenne. Il reste donc à quantifier par des modélisations le volume de sédiments déstabilisés nécessaire pour l'apparition d'un tsunami.

Du point de vue du séisme lui-même, une telle magnitude fut très surprenante car jamais atteinte auparavant sur cette marge, mais de plus, la faille sur laquelle s'est produit le séisme de 1980, et probablement aussi celui de 1954 (ou sur un embranchement de celle-ci, Dewey, 1990), n'était pas connue auparavant. Ce séisme a donc fait prendre conscience à la communauté scientifique du besoin urgent d'une meilleure connaissance des structures actives sur cette marge.

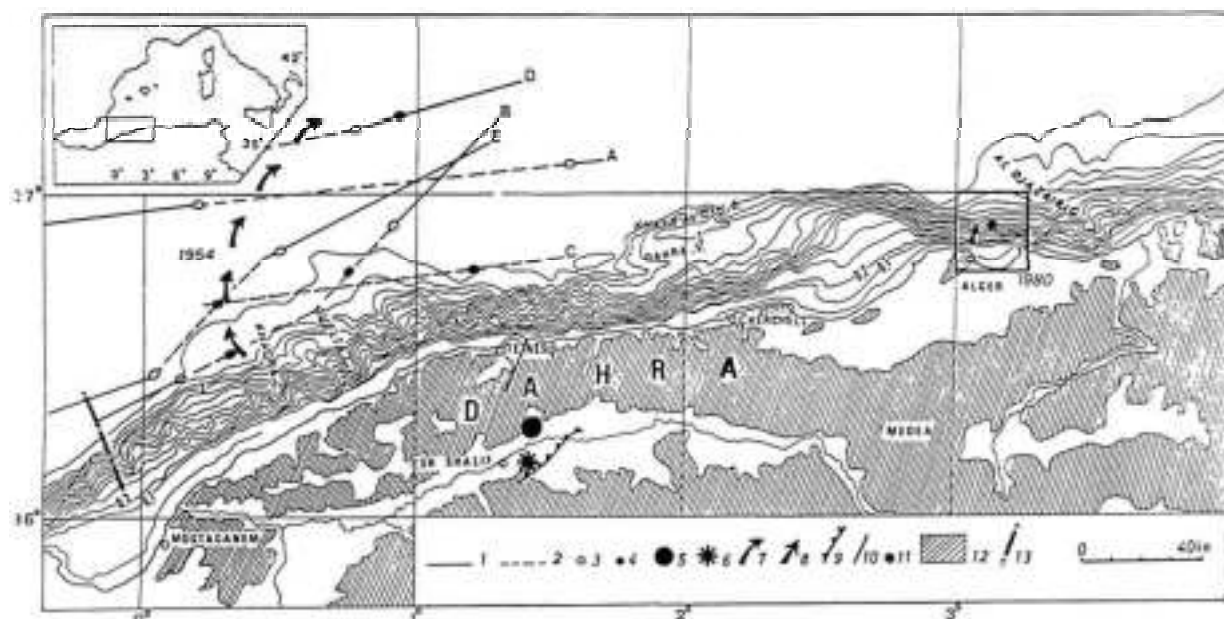


Figure 1.31: Carte des séismes de 1954 et 1980 à Ech Cheliff et des courants de turbidité et ruptures de câbles associés (El Robrini et al., 1985). 1: câbles de télécommunications (A, B, C, D et E), 2: câble remplacé, 3: câble réparé, 4: détermination électrique de la rupture, 5: épipcentre du 9/9/1954, 6: épipcentre du 10/10/1980, 7: passage suggéré du courant de turbidité de 1954, 8: passage suggéré du courant de turbidité de 1980, 9: faille inverse connectée avec les séismes de 1954 et 1980, 10: faille, 11: position de la rupture du câble d'Alger, 12: relief, 13: section sismique Polymède, B: banc, c: canyon, V: vallée. Carte bathymétrique : lignes de niveau à 50 et 100 m puis tous les 200 m.

Enfin, encore plus au sud-ouest, les plis-failles au sud d'Oran ont également été le lieu de plusieurs séismes meurtriers de magnitude supérieure à 5, comme les séismes de Mascara le 18/8/1994 (Mw : 5.7) (Benouar et al., 1994) et Ain Temouchent le 22 Décembre 1999 (Mw: 5.7) (Yelles-Chaouche et al., 2004). Ces deux séismes (Figure 1.30) ont fait de nombreuses victimes (Mascara : 171 morts et dégâts au niveau des habitations notamment, Ain Temouchent: 25 morts et de nombreux bâtiments détruits) et furent ressentis jusqu'à Oran. Dans la région de Mascara, plusieurs autres séismes dévastateurs avaient déjà été notés dans la sismicité historique (Rothé, 1950), ainsi il semble que cette région soit régulièrement soumise à des événements de magnitude modérée.

On remarque que la marge algérienne a été secouée par de nombreux séismes parfois violents, et tous avec des hypocentres faiblement profonds (<20 km) d'Oran jusqu'à la région d'Alger. Il est cependant intéressant de noter que la marge algérienne orientale est restée relativement calme durant tout ce XX^e siècle (Figure 1.30). A part un séisme de magnitude 5.8 (CRAAG) au sud-est de Béjaia le 20/3/2006 qui fit 4 morts, et dont l'épicentre a été localisé à terre près de Kherrata (Figure 1.30), aucun fort séisme n'a été enregistré en mer du côté de la Petite Kabylie. Ceci est d'autant plus préoccupant que l'on sait depuis le séisme de Djidjelli en 1856 qu'un très fort séisme peut arriver dans ce secteur.

1.3.3. Le séisme de Boumerdès, 21 Mai 2003

Les faits

Ce séisme, parfois aussi nommé le séisme de Zemmouri, d'intensité X et de magnitude M_w 6.8 (USGS, CRAAG, Ayadi et al., 2003, Yelles et al., 2004, Bounif et al., 2004, Meghraoui et al., 2004) ou 6.9 (Delouis et al., 2004, Semmane et al., 2005) ou 7.0 (Braunmiller et Bernardi, 2005) qui eut lieu le 21 Mai 2003 à 18h44 GMT aux alentours de Boumerdès, fit 2266 morts (2278 selon le CRAAG), plus de 10000 blessés, 150000 sans-abri, et endommagea plus de 1000 bâtiments, selon USGS. Les villes de Zemmouri et de Boumerdès furent celles qui subirent le plus de dégâts, mais d'autres villes, comme Thénia ou Dellys, dans un rayon de 50 km autour de Boumerdès, subirent également des dégâts importants (Figure 1.32).

La répartition des dégâts confirme la présence d'effets de site, même au sein d'une même ville comme le montre cette photo (Figure 1.33) prise à Boumerdès après le séisme. On peut y voir que certains quartiers ont été totalement rasés alors que d'autres, limitrophes, furent épargnés.

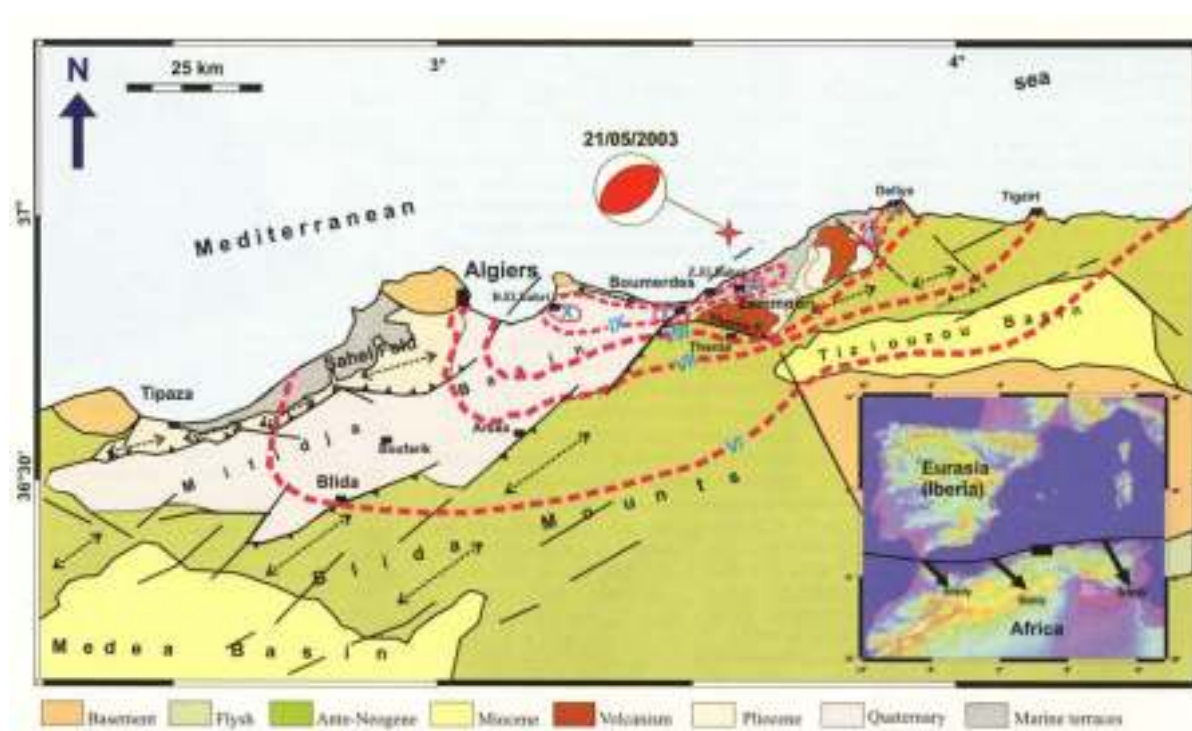


Figure 1.32: Carte d'isoseistes du séisme de Boumerdès, 21/5/2003 (lignes en pointillés rouges) et contexte géologique et tectonique de la région (Ayadi et al., 2003). Le mécanisme au foyer est celui du choc principal (ETH Zürich).

Figure 1.33: Photo prise après le séisme de Boumerdès (21/5/2003) montrant un quartier de Boumerdès totalement dévasté alors que les quartiers limitrophes semblent n'avoir subi que des dégâts mineurs.

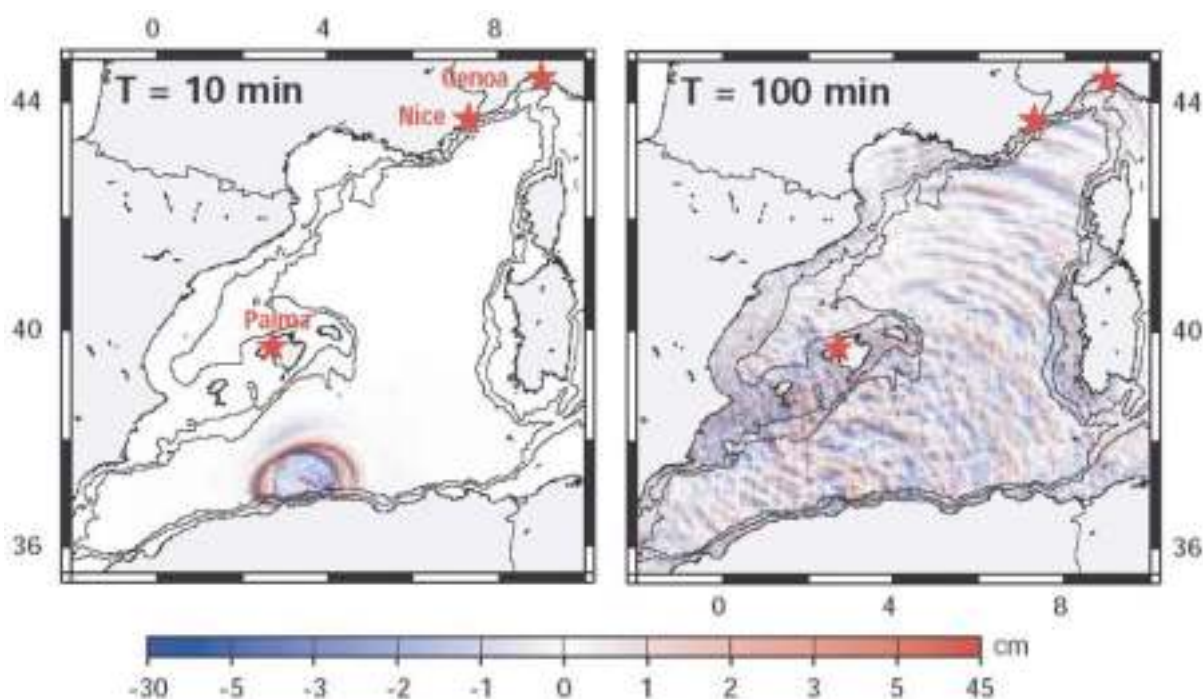


Figure 1.34: Propagation des ondes observées lors du tsunami du 21/5/2003 (Hébert et Alasset, 2003), à gauche: au bout de 10 minutes, à droite: au bout de 100 minutes, il a atteint la ville de Gênes (Italie).



Figure 1.35 : Photo prise du côté de Dellys après le séisme du 21/5/2003. On voit que la côte s'est définitivement soulevée, découvrant la plage sur plusieurs dizaines de mètres au large.

Le séisme fut ressenti à l'Est jusqu'à Guelma, à l'Ouest jusqu'à Mostaganem, au Sud jusqu'à Biskra et au Nord jusqu'au large des côtes espagnoles et françaises.

Des ruptures de câbles de télécommunications sous-marins eurent lieu plusieurs dizaines de kilomètres au large de Boumerdès. Ces ruptures furent causées par de puissants courants de turbidité déclenchés par la secousse sismique. Les câbles ont montré des ruptures multiples dans tout le secteur au large d'Alger mais aussi jusqu'à Béjaïa ; donc il est à supposer que de nombreux sédiments ont été ébranlés et remobilisés le long de la marge, dans ce secteur.

Le séisme généra également un tsunami sur les côtes des Baléares (Figure 1.34), avec des vagues de 2 m de haut qui coulèrent des bateaux au port d'Ibiza (2 morts), mais également sur les côtes de Sardaigne et la côte d'Azur où des perturbations tidales d'amplitude de l'ordre de 10 cm furent enregistrées à Nice.

Des modélisations du tsunami (Alasset et al., 2006) ont montré qu'un glissement sous-marin n'avait pas pu provoquer ce tsunami, donc le séisme lui-même serait à l'origine de la perturbation de la tranche d'eau.

Une autre conséquence du séisme fut un soulèvement côtier de la côte entre Dellys et Boumerdès (Figure 1.35). Ces données de soulèvement côtier ont été très utiles pour les études de modélisation du plan de faille sur lequel s'est produite la rupture.

Les modélisations du plan de rupture

Dans leur modélisation, Meghraoui et al. (2004) obtiennent une faille de direction N54°E, longue de 54 km et à pendage 50 °SE qui a rompu selon deux zones de rupture de 25 km chacune, de 1 km sous la surface à 15 km de profondeur. Ainsi, ces auteurs n'excluent pas la possibilité de ruptures de surface à 5-10 km au large.

Des études ont aussi combiné ces données de soulèvement côtier avec des données GPS et des données télésismiques afin de modéliser la géométrie de la faille en profondeur. Par leur inversion, Delouis et al. (2004) obtiennent une faille à pendage sud de 40-45°, de direction N70°E qui a rompu sur 55 km (Figure 1.36). L'hypocentre a été localisé à 6 km, mais il semble que deux zones de rupture aient fonctionné: l'une au sud-ouest, de 11 à 2 km de profondeur et l'autre au nord-est, de 6 km de profondeur à la surface.

Une autre étude (Semmane et al., 2005) qui a combiné les données du réseau d'accéléromètres ainsi que des stations GPS, a obtenu un pendage de 47° vers le SE avec une direction de 54° (Figure 1.36), ce qui est compatible avec une émergence de faille environ 15 km au large. Cette étude montre également que la rupture s'arrête brusquement au sud-ouest de Zemmouri, ce qui suggère un blocage par la faille de Thénia quasiment perpendiculaire à la faille de Boumerdès.

Enfin une autre étude utilisant les mesures des stations GPS (Yelles et al., 2004) a également montré que la faille pendait vers le sud-est, mais avec un angle de 42° . Le manque de stations GPS n'a pas permis de bonnes contraintes pour la partie est de la faille, cependant il a été montré que la faille s'arrêtait à $3,4^\circ$ à l'ouest, la projection à la surface du plan de faille modélisé s'étendait de 6 km au large à 4 km dans les terres, et que la rupture a atteint 12 km de profondeur (Figure 1.36). D'après cette modélisation, il semble que la faille n'ait pas pu atteindre la surface.

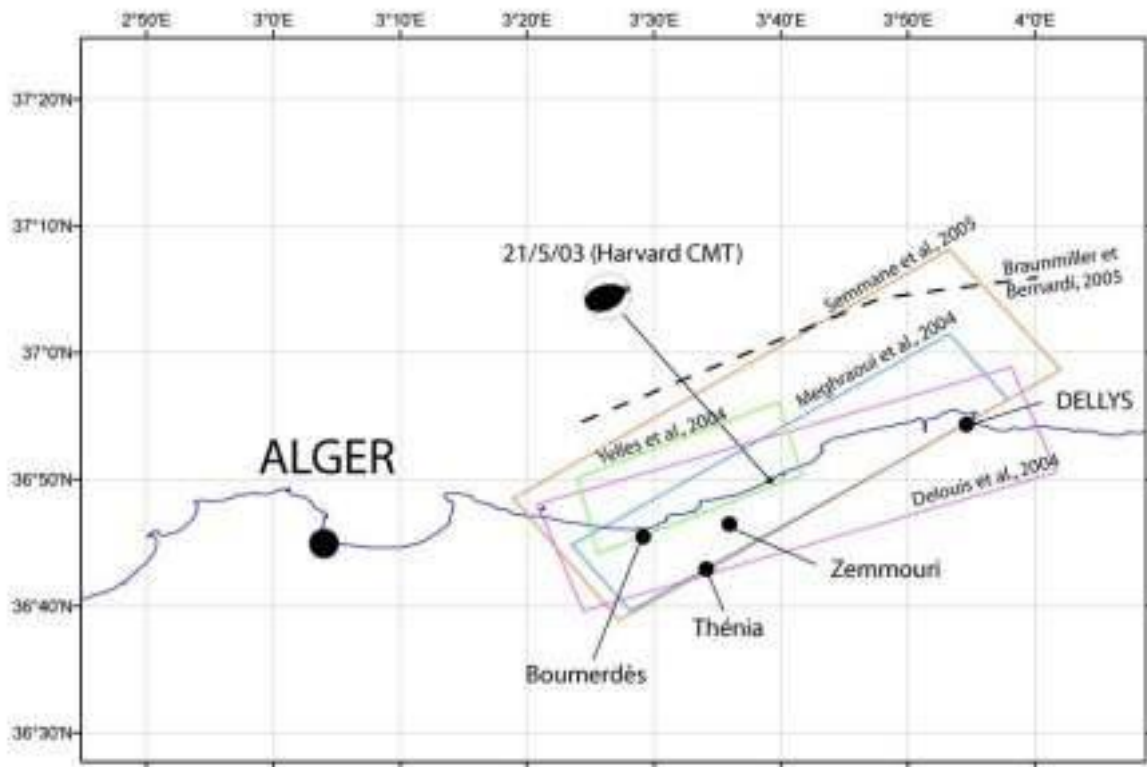


Figure 1.36: Carte montrant les différents plans de faille (projetés à la surface) obtenus par les modélisations (Delouis et al., 2004 en violet, Meghraoui et al., 2004 en bleu, Yelles et al., 2004 en vert, et Semmane et al., 2005 en orange) expliquées dans le texte. En traits pointillés: l'émergence possible de la faille selon Braunmiller et Bernardi, 2005.

Les études sur le séisme de Boumerdès ont également bénéficié des enregistrements du réseau de stations sismiques temporaires installé peu avant le séisme. Ces stations ont enregistré plus de 900 événements, ce qui a permis une relocalisation précise du choc principal ainsi que de nombreuses répliques. Les résultats de ces relocalisations (Bounif et al., 2004) montrent un alignement en profondeur des répliques, en accord avec un plan de faille à pendage $45-55^\circ$ vers le sud-est, et une faille de 50 km de long d'orientation $55-60^\circ$ E. Ceci est assez cohérent avec la détermination CMT de Harvard, qui obtient un pendage de 44° et une direction 57° . Le choc principal fut localisé à 8-10 km de profondeur et les répliques de 5 à 13 km de profondeur principalement, et jusqu'à 16 km de profondeur. Ces mêmes auteurs (Bounif et al., 2004) pensent également que la rupture a peut-être pu

se propager jusqu'en surface. La surface de rupture calculée serait alors de 860 km², d'après le moment sismique.

L'analyse des moments de tenseurs sismiques (Braunmiller et Bernardi, 2005) montre également une faille de 50 km de long (Figure 1.36), mais avec un pendage sud-est de $25 \pm 5^\circ$. La possibilité d'une segmentation de la faille est également évoquée.

En résumé, les différentes études obtiennent les paramètres suivants pour la faille : Longueur : 50-55 km, Direction : N54-70°E, Pendage : 40-55° SE, Hypocentre : 6-10 km de profondeur, Profondeur de la rupture: 0 à 16 km.

Donc en considérant une faille à pendage sud, le soulèvement côtier constitue la preuve que la prolongation vers la surface de la faille responsable est obligatoirement en mer. Il reste encore à déterminer la géométrie exacte de la faille grâce aux nouvelles données structurales de profondeur ainsi que la bathymétrie haute résolution, et si des traces de déformation ou déstabilisations sédimentaires liées au séisme sont visibles en surface, ce qui appuierait la thèse d'une faille en mer et validerait ainsi les résultats des modélisations.

Risque géologique

Des cartes d'aléa sismique avaient été produites avant le séisme de Boumerdès (Figure 1.37). On peut voir que la zone à l'est d'Alger présentait un aléa relativement modéré, or c'est à cet endroit que s'est produit le séisme de Boumerdès (Ayadi et al., 2003). Ceci montre l'intérêt d'une meilleure connaissance des structures actives qui conduirait à une meilleure caractérisation des sources sismiques en termes de localisation, magnitude et récurrence.

Afin d'estimer le risque sismique pour l'ensemble de la marge et d'anticiper les dangers potentiels auxquels sont exposées les villes et installations côtières, il est d'abord nécessaire de connaître la longueur des failles (notamment en mer, où la cartographie précise est inconnue) pour pouvoir estimer la magnitude maximale sur chaque faille. Nous essaierons de répondre à cette question dans le Chapitre 3, en incluant une estimation des taux de raccourcissement sur les failles identifiées.

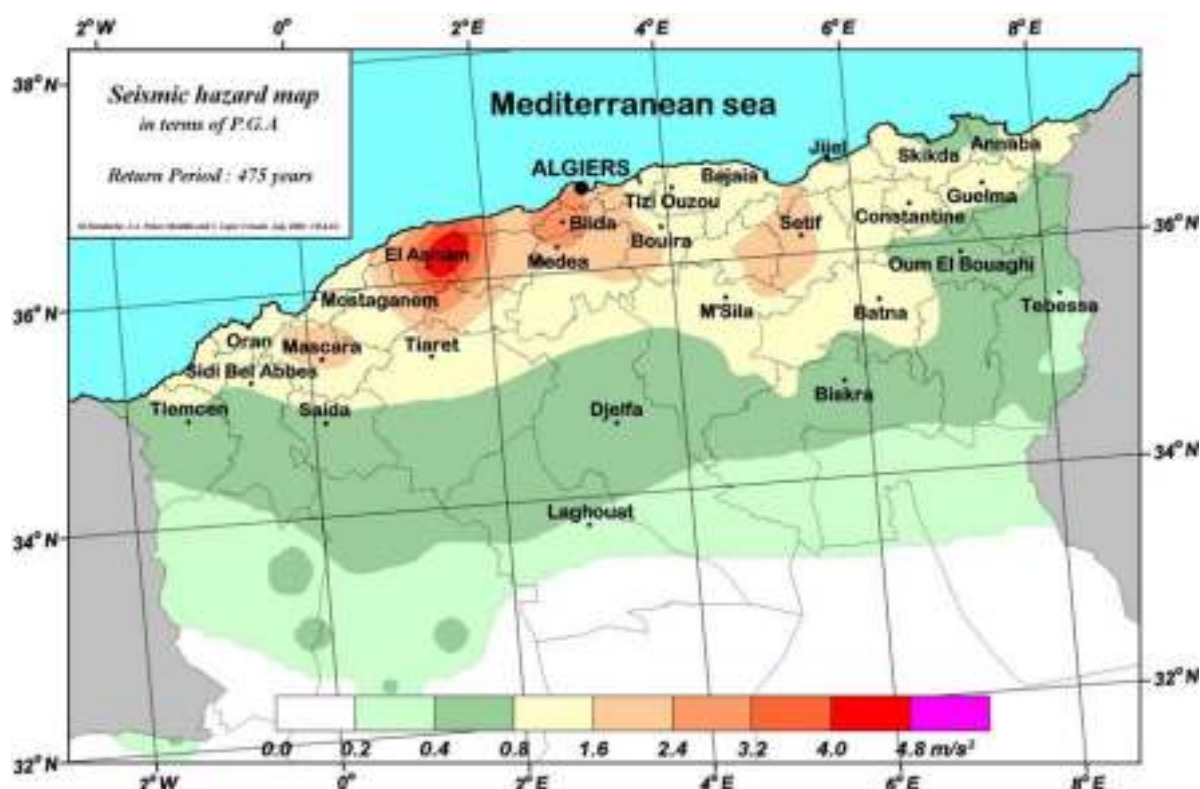


Figure 1.37: Carte d'aléa sismique (CRAAG) produite avant le séisme de Boumerdès.
P.G.A. : « Peak ground acceleration ».

Nous avons également vu plusieurs exemples de séismes ayant généré des tsunamis et/ou des glissements sous-marins, ces derniers ayant provoqué la rupture de câbles sous-marins. Ainsi, en plus de l'aléa sismique, il faut également prendre en compte l'aléa géologique que représentent les tsunamis (même si leur ampleur est évidemment bien moindre que sur des marges actives, par exemple : Sumatra 2004, océan Pacifique, ou même les tsunamis de la fosse hellénique...) et les courants de turbidité. Bien que les villes côtières d'Algérie ne soient directement menacées que par les séismes et les tsunamis, le danger que représentent les courants de turbidité est également à prendre en compte par les compagnies de télécommunications qui gèrent et placent des câbles sur cette marge sous-marine algérienne. Nous verrons dans l'article (Domzig et al., soumis) au point 3.5.2 comment nous pouvons apporter des informations sur la notion d'aléa en mer, et notamment sur les volumes de sédiment glissés.

Chapitre 2.

Données et méthodes

2.1. Campagnes en mer, les différentes données acquises

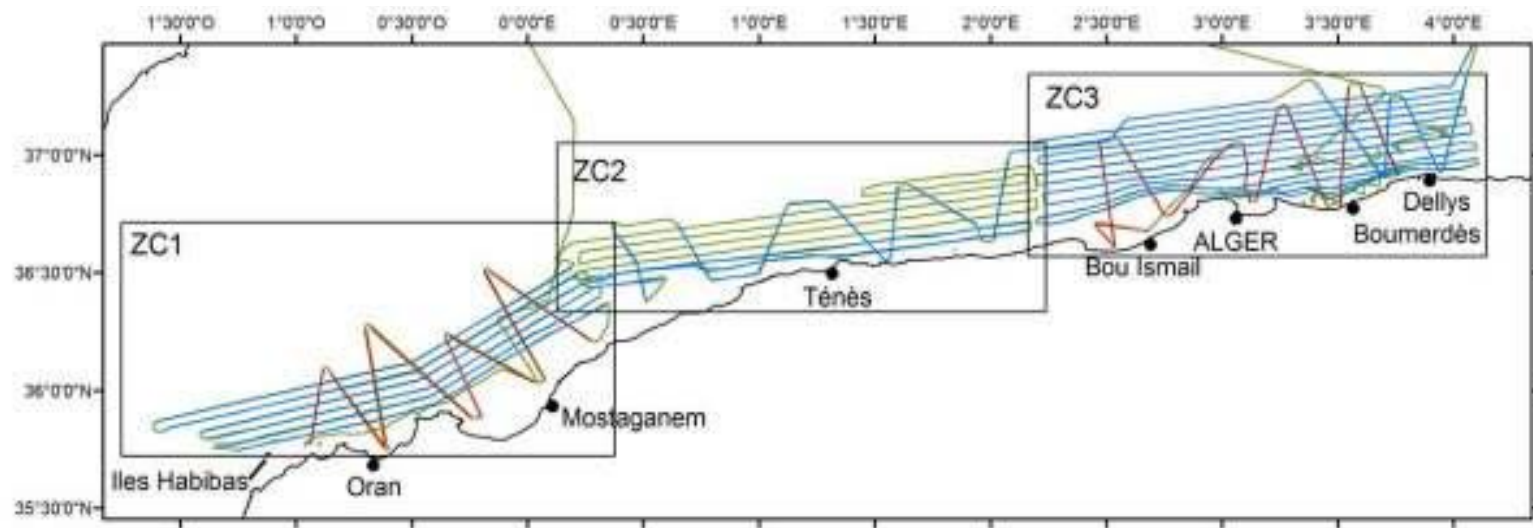
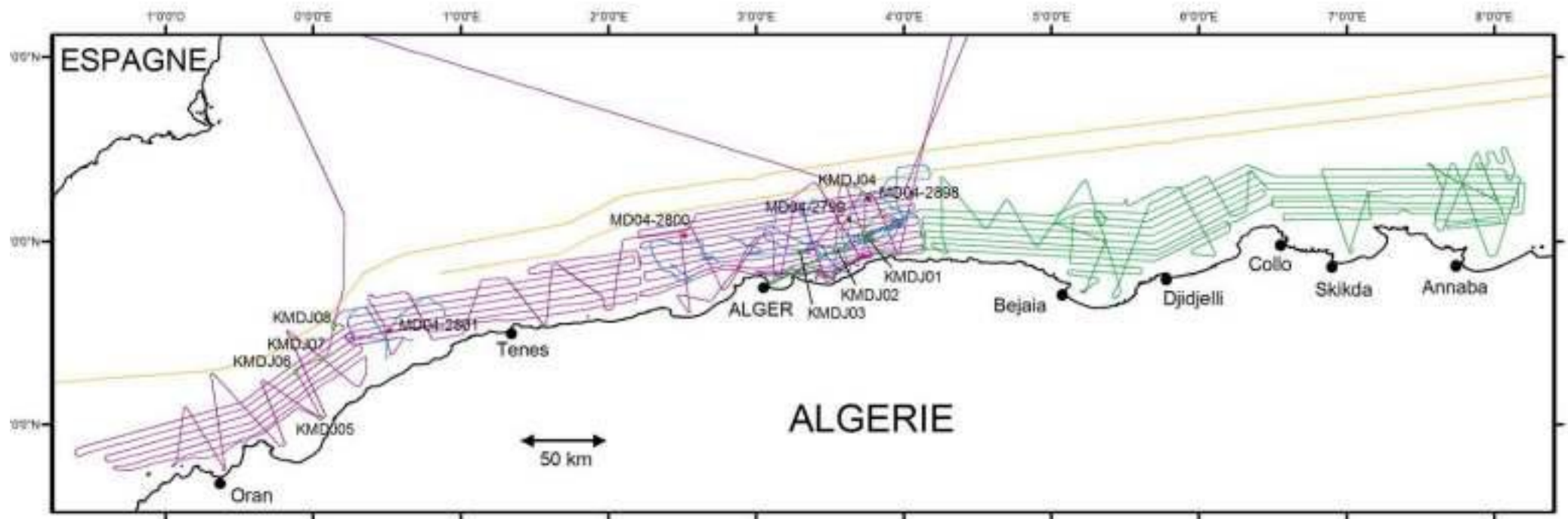
Notre travail s'appuie essentiellement sur les données de plusieurs campagnes : MARADJA 2003, MARADJA2/SAMRA (2005), PRISMA (2004), ainsi que deux transits valorisés du Beautemps-Beaupré (2004 et 2005) (Figure 2.1).

2.1.1 Campagne MARADJA 2003

Cette campagne, la première à acquérir des données de haute résolution sur la marge algérienne, eut lieu du 21 Août au 18 Septembre 2003 à bord du Suroît, navire de l'IFREMER. La zone couverte allait des îles Habibas (ouest d'Oran) à Dellys (est d'Alger), avec une plus forte densité de profils dans la zone touchée juste avant la campagne par le séisme de Boumerdès du 21/5/2003 (Figure 2.1).

Figure 2.1 (page suivante) : en haut : Plan de position des campagnes MARADJA 2003 (en violet) et MARADJA2/SAMRA (leg 2 (en vert) et plongées SAR du leg 1 (en bleu)) ainsi que les 2 transits valorisés du Beautemps-Beaupré (en orange). Les carottages effectués lors de la campagne MARADJA 2003 sont représentés en vert clair, et les carottages de la mission PRISMA en rouge.

En bas : détail montrant les 3 zones d'études de la campagne MARADJA 2003: ZC1 (Oran), ZC2 (Ténès) et ZC3 (Alger). En bleu : profils sismiques 6-traces, en rouge : profils sismiques 24-traces, en vert : aucune sismique, bathymétrie et Chirp en continu sur tous les profils.



Les données acquises furent de plusieurs types : bathymétrie multifaisceau EM300 et EM1000 ainsi que la réflectivité associée, sismique-réflexion 6- et 24-traces, sondeur de sédiments Chirp 3-5 kHz, 8 carottages, ainsi que des données gravimétriques et magnétiques (Tableau 2.1).

Nature des données	Nombre	Remarques
Profils sismiques 6-traces	4169 km	93000 tirs réalisés à la cadence de 12 secondes
Profils sismiques 24-traces	802 km	62000 tirs réalisés à la cadence de 5 secondes
Sondeur MF EM300 et sondeur de sédiment Chirp	en continu	1517 km en acquisition sans sismique, 4971 km avec; total: 6500 km environ
Sondeur MF EM1000	10 profils	Utilisation combinée avec EM300 seulement sur le plateau continental
Mesures gravimétriques et magnétiques	en continu	sauf magnétisme: interrompu dans les girations
Carottages	8	Longueur totale : 56 m

Tableau 2.1: Bilan des données obtenues lors de la campagne MARADJA 2003.

Leurs caractéristiques techniques sont détaillées ci-après.

2.1.1.1. La bathymétrie

Les systèmes d'acquisition de bathymétrie multifaisceau furent de 2 types : Kongsberg Simrad EM300 ou EM1000 (Tableau 2.2), selon que le navire se trouvait en haut/moyen fond (bassin profond et pente) ou petit fond (plateau continental), respectivement.

Sondeur	EM 300	EM 1000
Constructeur	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)
Antennes	Planes horizontales	Circulaires
Plage de profondeur	20 – 4 000 m	0 – 1 500 m
Fréquence	32 kHz	95 kHz
Nombre de faisceaux	135	60
Ouverture angulaire	140°	150°
Largeur des faisceaux (émission x réception)	1 x 2°	3,3 x 3,3 °

Tableau 2.2 : Tableau des caractéristiques des deux sondeurs Ifremer utilisés lors de MARADJA 2003.

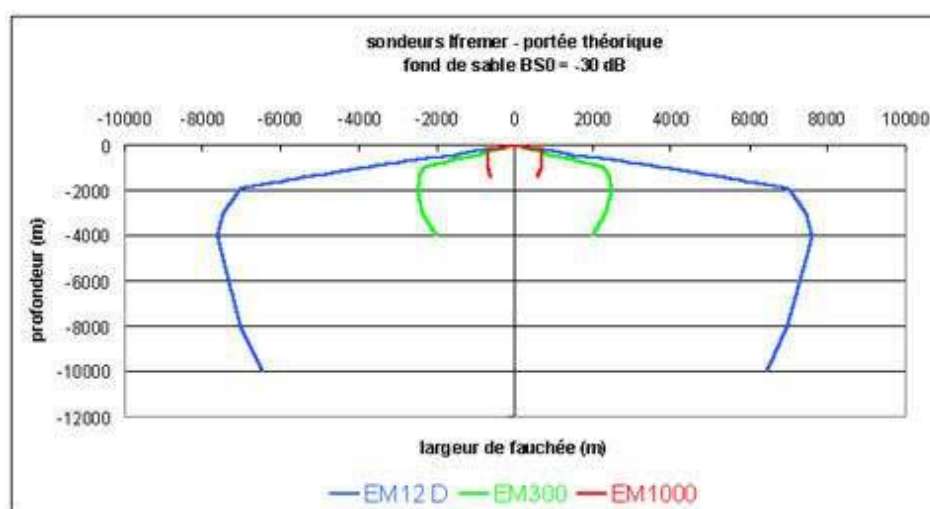


Figure 2.2 : Portée (largeur de la fauchée) des 3 sondeurs de l'Ifremer, l'EM12 en bleu, l'EM300 en vert, et l'EM1000 en rouge (<http://www.ifremer.fr>).

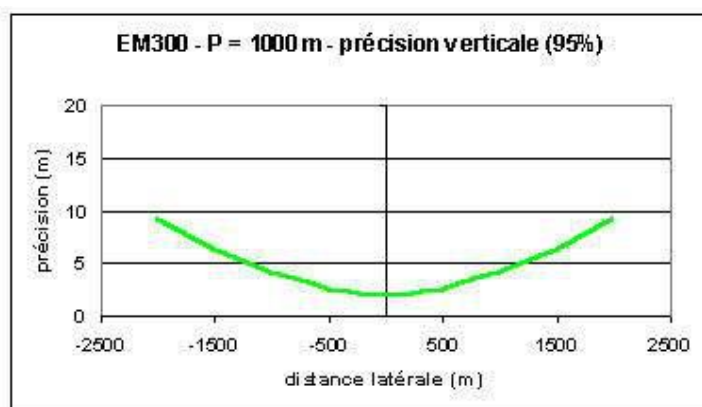


Figure 2.3 : Précision théorique verticale de l'EM300 en fonction de la distance latérale des faisceaux. Pour le faisceau vertical, la précision est de l'ordre de 2 m (<http://www.ifremer.fr>).

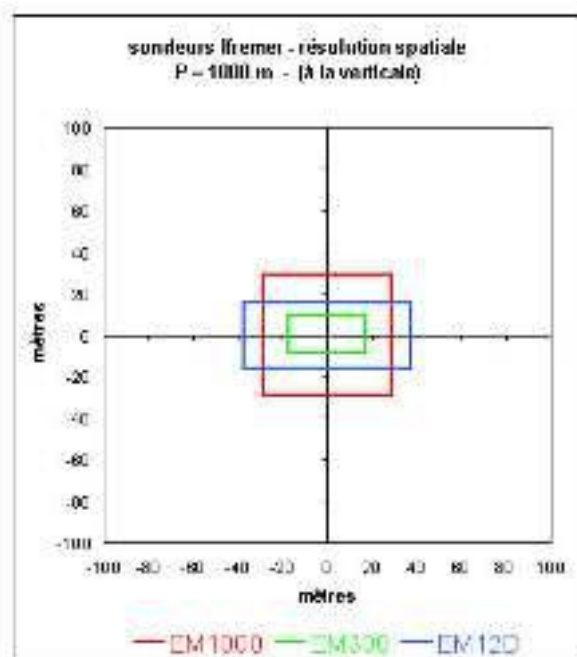


Figure 2.4 : Résolution théorique spatiale pour les différents sondeurs de l'Ifremer à une profondeur de 1000 m. A cette profondeur, l'EM300 a une résolution de 25-35 m. (<http://www.ifremer.fr>)

Ces sondeurs utilisent la technique des faisceaux croisés et leur portée peut aller jusqu'à 5 fois la profondeur d'eau. Pour l'EM300, le sondeur principalement utilisé pendant MARADJA 2003, elle est optimale (5000 m) pour des profondeurs de l'ordre de 1000 à 3000 m (Figure 2.2). Sa précision verticale peut atteindre 2 mètres pour le faisceau central (Figure 2.3) et sa résolution est au maximum ~25 mètres (Figure 2.4).

Ainsi, nous voyons qu'avec les données bathymétriques provenant de l'EM300 nous ne pourrions guère produire de Modèle Numérique de Terrain (MNT) avec une maille inférieure à 25 m sous peine de risque de suréchantillonnage, et par conséquent, pixellisation de l'image. Mais, grâce à une très bonne précision verticale, il est en théorie possible avec l'EM300 de distinguer des reliefs de quelques mètres de haut.

Un autre type de données fut acquis : il s'agit des données côtières, plus particulièrement de la baie de Bou Ismaïl à Dellys. Ces données n'étaient pas disponibles sous forme numérique, mais seulement sur d'anciennes cartes papier en courbes de niveau (au 1/150000) provenant de Leclaire (1972).

J'ai ainsi digitalisé ces cartes (principalement celles de la zone d'Alger) grâce à une table à digitaliser et au logiciel conçu par Jacques Malod (IUEM), DigitxyzUTM©. Les courbes de niveau étaient présentes tous les 10 m de 0 à 100 m de profondeur puis tous les 100 m de 100 à 1000 m.

Des données digitalisées à partir de cartes marines m'ont également été fournies par Hélène Hébert (CEA), en particulier pour la baie d'Alger.

L'ensemble de ces données obtenues à partir d'anciennes cartes digitalisées sont à utiliser avec grande précaution. Tout d'abord, les cartes d'origine ont été créées avec un nombre inconnu de sondes, et on peut supposer qu'une grande part d'interpolation a été nécessaire afin de dessiner les courbes de niveau, donc que leur précision est faible. De plus, les courbes de niveau étant au minimum tous les 10 m (sauf dans les données d'Hélène Hébert pour la baie d'Alger où les 3 premières courbes de niveau se situaient à 3, 5 puis 10 m), les variations de profondeur de moins de 10 m ne sont généralement pas visualisables. Enfin, lors de la digitalisation, nul n'est à l'abri d'une erreur de pointé, et des facteurs tels que l'épaisseur des courbes sur le papier et l'échelle de la carte ajoutent encore des imprécisions aux MNT obtenus. Des distorsions sont également possibles puisque les projections des cartes n'étaient pas indiquées, donc nous avons supposé que nous étions en projection Mercator, comme pour la plupart des anciennes cartes.

Pour conclure, ces données côtières, à cause de leur piètre résolution spatiale, sont essentiellement utiles pour la reconnaissance des traits structuraux généraux de la zone côtière, mais il nous est impossible de distinguer des détails inférieurs à 10 m de haut, alors que l'EM300 peut visualiser des reliefs de 2 m de haut.

2.1.1.2. La réflectivité

La réflectivité (ou imagerie) est obtenue grâce au sondeur multifaisceau (dans notre cas, EM300 et EM1000, mais je n'ai utilisé que les données de réflectivité de l'EM300 car ce sont celles qui concernent la pente et le bassin profond). Ces données de réflectivité locale représentent l'amplitude du signal reçu (en dB), et sont fonction du degré de dispersion que l'onde du multifaisceau subit lorsqu'elle rencontre le fond. Contrairement à la bathymétrie, la précision est meilleure aux faisceaux extrêmes qu'à la verticale du sondeur. La réflectivité donne donc des indications sur la nature du fond. Ainsi un fond à forte réflectivité correspond généralement à des fonds comportant des matériaux durs qui réfléchissent bien les ondes. Au contraire, un fond à faible réflectivité sera caractérisé par des matériaux hétérogènes, désorganisés, qui dispersent les ondes. Ainsi, les données de réflectivité seront très utiles pour la caractérisation des sédiments superficiels de par leur texture et leur nature.

Par contre, il faut être prudent car un signal réfléchi au voisinage de la verticale est très fort (spéculaire) mais il s'atténue en fonction de la distance. Donc un certain nombre de corrections seront nécessaires afin de s'affranchir des effets de l'angle variable de réception. La procédure sera détaillée au paragraphe 2.2.2.

2.1.1.3 La sismique-réflexion

Le système de sismique-réflexion utilisé est illustré ci-dessous (Figure 2.5). Le dispositif (Figure 2.6) consiste en un émetteur, des canons à air envoyant des ondes qui sont réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol puis récupérées par les récepteurs, les traces, positionnées à intervalles réguliers sur la flûte traînée derrière le bateau. Deux types de flûtes ont été utilisés, la première, pour la sismique dite « rapide », comporte 6 traces, et la seconde, 24 traces.

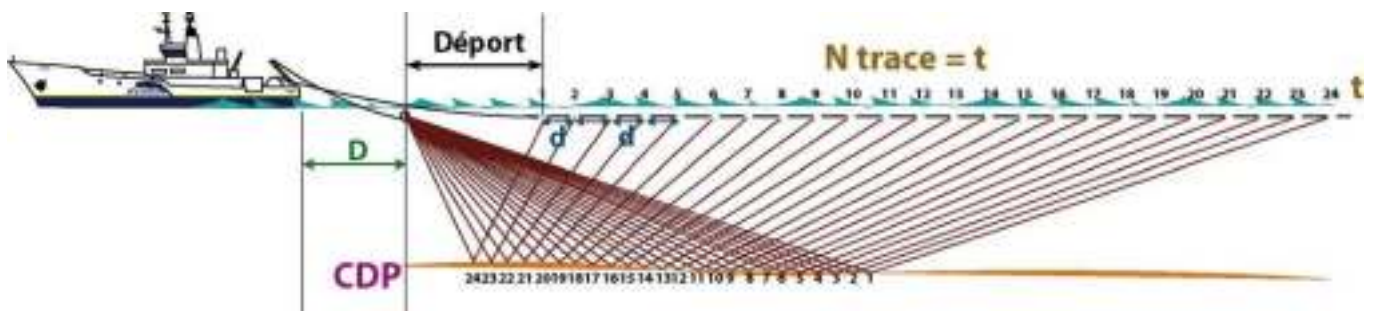


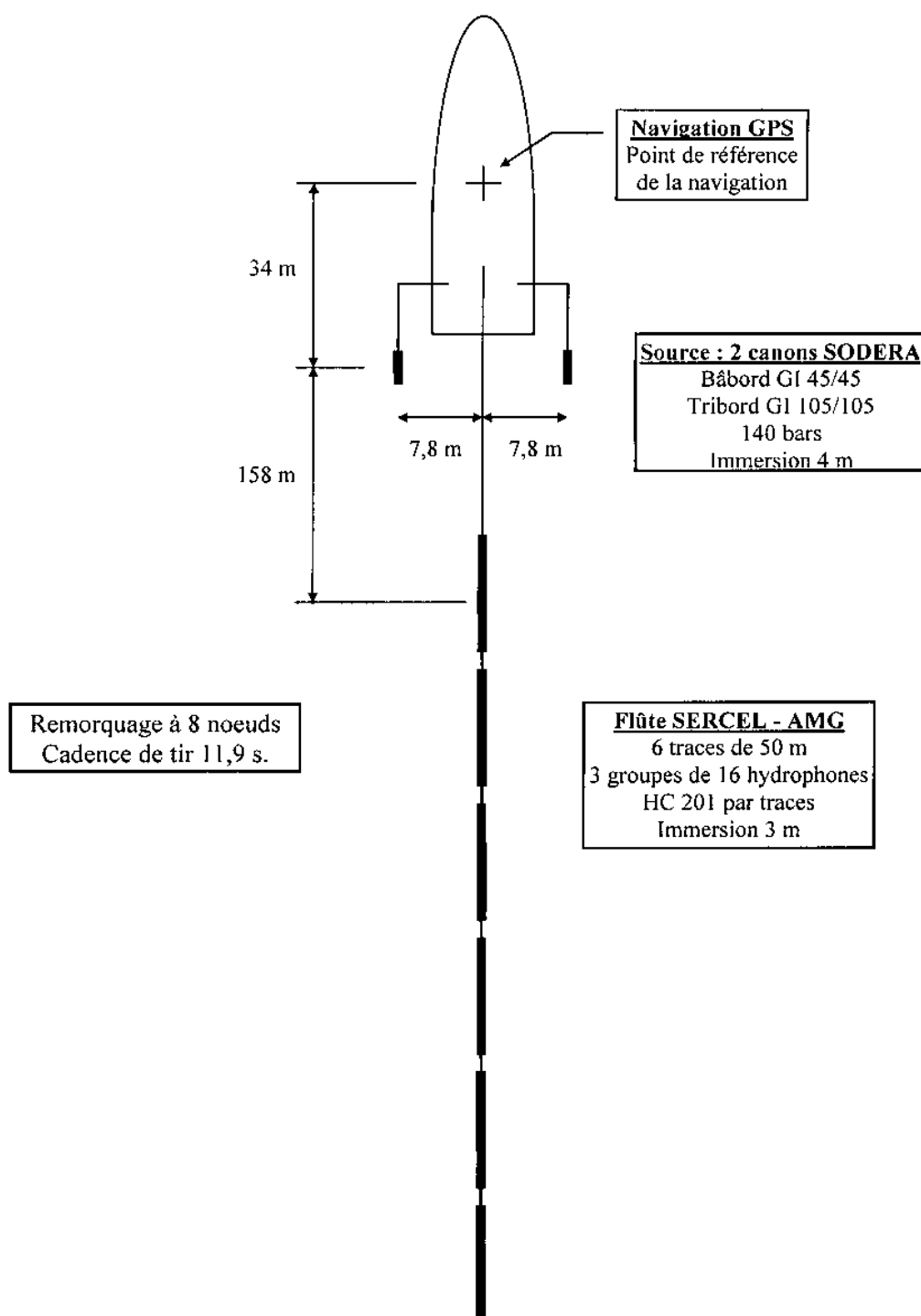
Figure 2.5 : Illustration du système de sismique-réflexion GENAVIR (ici 24-traces = haute résolution) (figure de David Graindorge) N : nombre de traces, D : distance entre tirs, d : distance entre traces

Déport : distance source – tir1, Couverture = $N*d / 2D$, $CDP = 2D/d(n-1) - t + (N + 1)$
 CDP : common dipping point ou point miroir commun. A chaque tir, les mêmes points sont couverts par une onde différente, d'où un meilleur rapport signal/bruit.

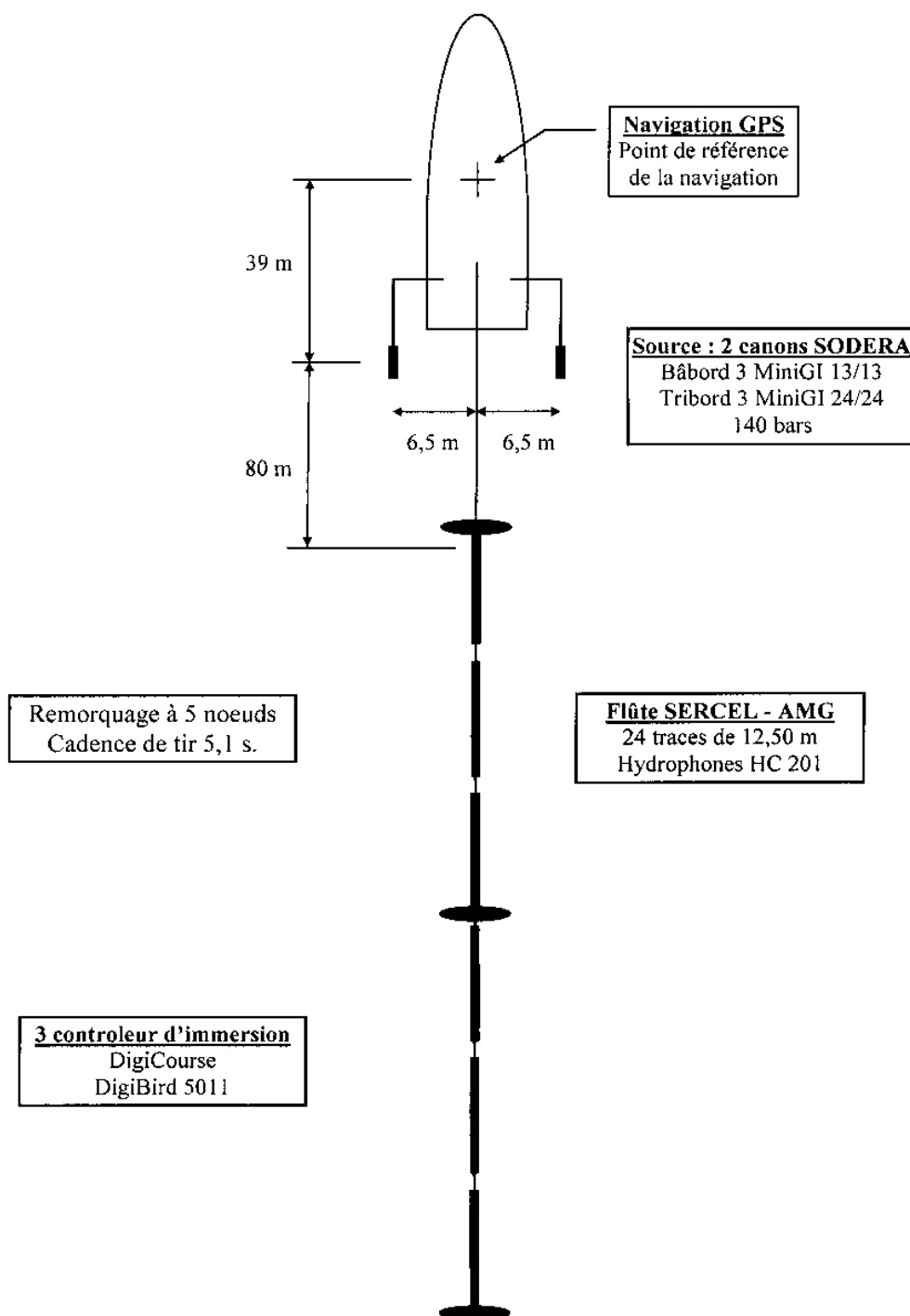
Le dispositif 24-traces utilisé lors de MARADJA 2003 permet une visualisation de très haute qualité des niveaux plio-quaternaires, mais la puissance des émetteurs n'était pas suffisante pour permettre la visualisation des réflecteurs sous les évaporites supérieures. Le marqueur sédimentaire que constitue la base du sel est donc presque toujours invisible avec ce type de sismique. En revanche, la sismique-réflexion 6-traces, qui procure une moins bonne résolution pour les niveaux superficiels, permet l'identification de niveaux sous le sel messinien, en l'occurrence les dépôts infra-messiniens et éventuellement le socle acoustique (voir 2.2.3), ce qui s'avèrera très utile dans l'identification de failles ou plis actifs.

Figure 2.6 (pages 73 et 74) : *Illustration de l'instrumentation utilisée pour la sismique-réflexion 6 traces (page 73) et 24-traces (page 74).*

GENAVIR - SISMIQUE RAPIDE - CONFIGURATION N/O LE SUROIT



**GENAVIR - SISMIQUE HR 24T -
CONFIGURATION N/O LE SUROIT
CAMPAGNE MARADJA 2003**



2.1.1.4 Le sondeur de sédiments Chirp

Le sondeur de sédiment (TRITON ELICS) est constitué d'un émetteur à fréquence modulable 2-5 kHz (mode Chirp), avec une puissance acoustique maximum de 216 dB. Le dispositif est fixe sous la coque du bateau. Il permet la visualisation des sédiments très superficiels (jusqu'à 150 m) avec une excellente résolution. Le logiciel Delph (Ifremer) a été utilisé à bord pour l'acquisition des données, et il a également été utilisé pour la transformation des fichiers bruts (.tra, .par) en SEGY.

Les données obtenues sont très lisibles pour les fonds plats, en revanche, lorsque la pente est forte, les données sont souvent inexploitable, même en recalant les délais sur le profil numérique SEGY.

Les données du sondeur de sédiments seront utilisées ici pour l'étude des processus (sédimentaires ou tectoniques) affectant les sédiments très récents.

2.1.1.5 Les carottages

Les carottages ont été effectués à l'aide d'un carottier Küllenberg, carottier gravitaire à piston. Ce type de carottier permet d'échantillonner jusqu'à 10 m de sédiment.

Nous avons obtenu 8 carottes dont les caractéristiques sont listées ci-après (Tableau 2.3) :

Dans cette étude les carottages ont essentiellement été utilisés pour le calibrage des faciès identifiés sur le Chirp et la caractérisation des processus sédimentaires correspondants.

Nom de la carotte	Longitude (deg. min.)	Latitude (deg. min.)	Longueur (m)	Localisation
KMDJ01	3° 43.01	37° 2.76	7.82	Boumerdès, pied de pente
KMDJ02	3° 31.49	36° 57.83	6.35	Boumerdès, pied de pente, sur un bassin perché
KMDJ03	3° 17.19	36° 56.88	3.72	Boumerdès, sur une terrasse du canyon d'Alger
KMDJ04	3° 42.53	37° 15.69	7.55	Boumerdès, bassin profond
KMDJ05	0° 2.04	36° 2.18	7.68	Plateau continental, baie d'Arzew
KMDJ06	0° 8.12	36° 17.60	8.18	Mostaganem, pied de pente
KMDJ07	0° 7.60	36° 32.42	6.37	Mostaganem, bassin profond
KMDJ08	0° 2.77	36° 21.97	7.64	Mostaganem, pied de pente

Tableau 2.3 : Localisation et longueur des carottes de la campagne MARADJA 2003.

2.1.1.6 Les données gravimétriques

Le gravimètre présent à bord était un gravimètre Bodenseewerk KSS31. C'est un gravimètre à ressort qui mesure le champ total de pesanteur. Les données ont été enregistrées par la centrale TERMES à bord du bateau donc furent disponibles au format TERMES (.gra). Les données brutes doivent ensuite

être transformées afin d'obtenir des anomalies gravimétriques. Cette procédure sera expliquée au paragraphe 2.2.4.

2.1.1.7 Les données magnétiques

Le magnétomètre était un magnétomètre à protons SeaSPY traîné à l'arrière du bateau. Sa résolution est de 0.001 nT, sa sensibilité de 0.015 nT.

Les données de magnétisme n'ont presque pas été utilisées pour cette étude, donc je ne détaillerai pas l'acquisition ni le traitement de ces données. Je dirai seulement que des cartes du champ magnétique total ont été produites à bord du navire et seront évoquées au paragraphe 3.1. J'ai également converti le champ magnétique total en anomalie magnétique, avec l'IGRF10, grâce à des scripts Fortran de Jean-Yves Royer (IUEM), ce qui m'a permis de conforter les observations faites d'après les cartes obtenues juste après la campagne.

2.1.2 Campagne MARADJA2/SAMRA

Cette campagne, qui eut lieu du 25 Octobre au 11 Décembre 2005 (séparée en 3 legs : du 25 Octobre au 2 Novembre, du 3 Novembre au 19 Novembre, et du 21 Novembre au 12 Décembre, Figure 2.1), fut menée avec le même navire (N/O Le Suroît) que MARADJA en 2003. Un certain nombre d'instruments utilisés furent donc les mêmes. De plus, lors du premier leg (ou leg 0), les essais techniques du SAR (système acoustique remorqué) eurent lieu, des OBS furent largués, et des mesures piézométriques ainsi que des carottages furent effectués. Je ne détaillerai pas ces différentes opérations car je n'utilise pas leurs résultats. Pendant le deuxième leg (ou leg 1), des carottages (Küllenberg (19 carottages soit 152.45 m de sédiments) et d'interface Ronenberg (20 carottages soit 7.56 m de sédiments)) et la mise en place de 6 piézomètres et 2 OBS furent effectués principalement sur la zone 3 de MARADJA 2003. De plus des profils SAR (815 km en 9 plongées) furent obtenus le long de structures stratégiquement choisies. Le sondeur de sédiments Chirp a fonctionné en continu. Lors du dernier leg (leg 2) (Tableau 2.4), le même dispositif instrumental que pour Maradja 2003 fut utilisé (bathymétrie multifaisceau EM300 et réflectivité associée, CHIRP 2-5 kHz, carottages Küllenberg, magnétomètre, sismique-réflexion). Seul le gravimètre n'était pas disponible. Le dispositif de sismique réflexion fut légèrement modifié. En effet, nous avons bénéficié de sismique-réflexion 24- et 72-traces, et le dispositif d'émission fut légèrement modifié afin de permettre une plus grande pénétration, notamment pour la sismique 24-traces.

Nature	Nombre	Remarques
Couverture bathymétrique multifaisceau EM300	~4200 km (continu), 87 profils	Une seule courte interruption
Sismique-réflexion rapide 24 traces	~4000 km (presque en continu)	2 brefs incidents (courte panne d'un canon en début de manip, filet de pêcheur en fin de manip), sans dommages ni conséquences
Sismique-réflexion de Haute Résolution (HR-2D)	~120 km	Nouveaux flotteurs et sources combinées 3 mini-GI + 2 GI
Carottages : 7 carottes Kullenberg, et 1 carotte d'interface	7 + 1	Carottes Kullenberg : ~8 m chacune Carotte d'interface : 1 m
Profils Chirp	~4000 km (continu)	Rejeu d'échelle sur 500 ms
Magnétisme	~3500 km (continu)	Retard à la mise en route en queue de flûte en raison d'un problème de mise en place du système de traction du magnétomètre

Tableau 2.4 : Tableau récapitulatif des données acquises lors du leg 2 de MARADJA2/SAMRA (extrait modifié de la fiche technique de fin de campagne).

Les instruments non décrits dans le paragraphe 2.1.1 et dont je vais utiliser les résultats sont donc explicités ci-après.

2.1.2.1 SAR

Ce système de sonar (Système Acoustique Remorqué) est tracté par le bateau à 100 m du fond (Figure 2.7). Ainsi, le signal est émis avec une incidence rasante, avec une fréquence de 170 kHz à bâbord et 190 kHz à tribord. De plus, 1 pixel correspond à 25 cm, ce qui permet une visualisation très précise des détails du fond marin, et en théorie, un escarpement de 1 m de haut, par exemple, devrait être identifiable. La portée théorique de chaque côté du sonar est de 500 m.

La réponse acoustique (l'intensité du signal) dépend de l'angle d'incidence, c'est-à-dire qu'elle est dépendante de la pente mais aussi de la rugosité du substratum, donc de la nature du fond. Les surfaces réfléchissantes (un relief, ou une surface rugueuse) apparaissent en sombre, alors que des surfaces planes ou insonifiées (« ombre » d'un relief) apparaissent en plus clair ou blanc.

En même temps que le sonar latéral, un sondeur de sédiment peut être utilisé. Celui-ci a une fréquence de 3.5 kHz et une pénétration maximale de 80 mètres, en fonction de la nature du fond marin.

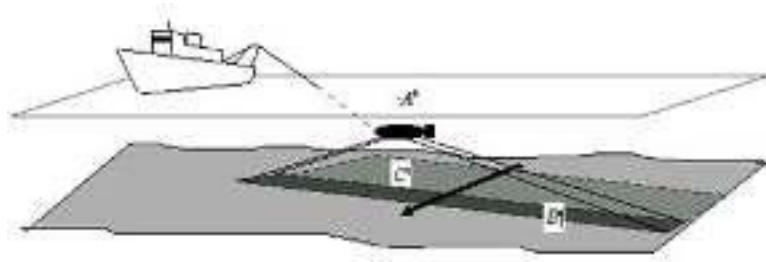


Figure 2.7 : Principe du sonar latéral (source : Ifremer) : A : poisson remorqué, B : surface insonifiée instantanée, C : surface couverte par les émissions précédentes.

2.1.2.2 Sismique 24- et 72-traces

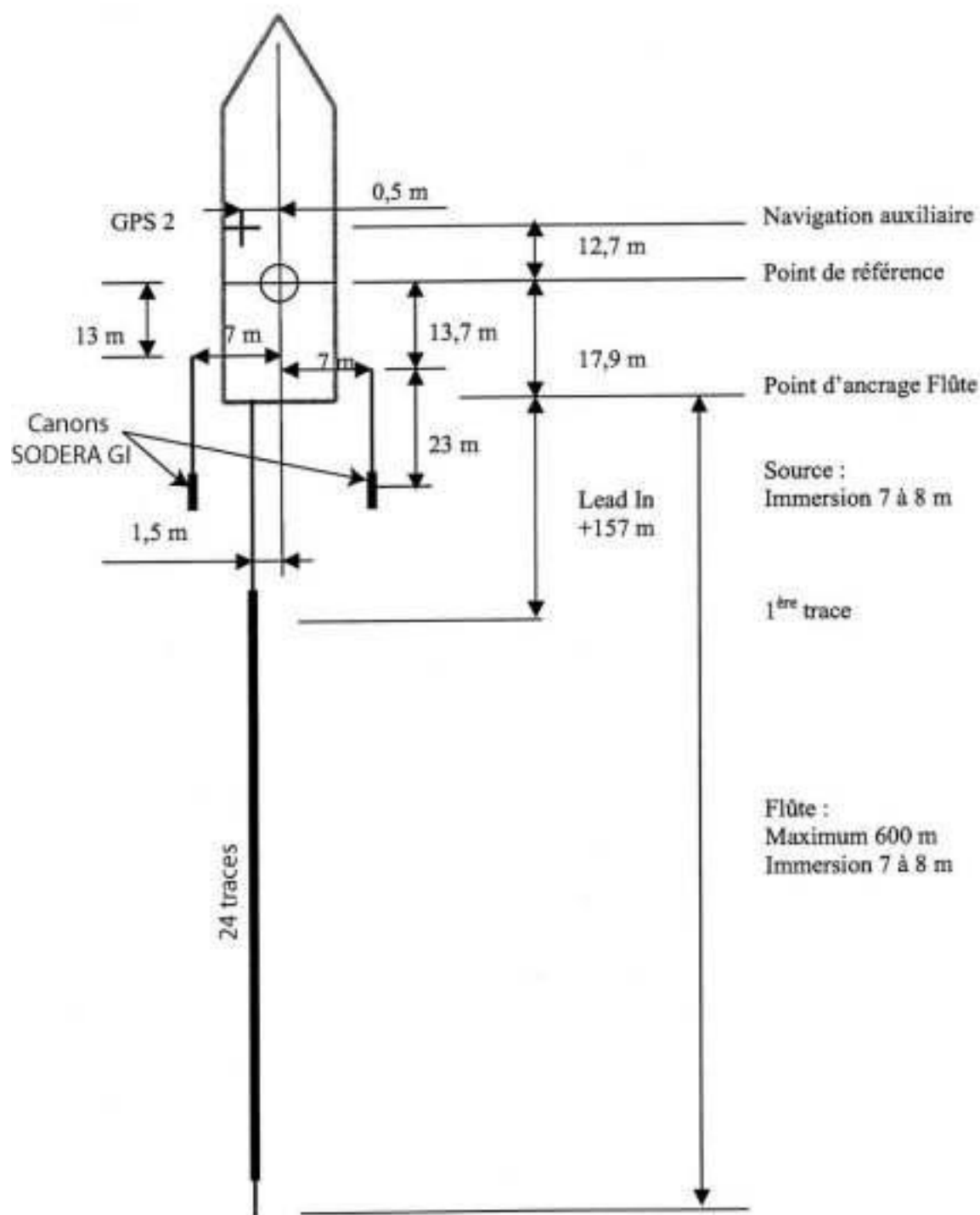
Le dispositif de sismique réflexion consiste toujours, comme pour MARADJA 2003, en des canons à air émetteurs ainsi qu'une flûte réceptrice. Pendant la campagne MARADJA2/SAMRA leg2, deux types de flûtes furent utilisés : une flûte de 24 traces (300 m) et une flûte de 72 traces (600 m). Pour la sismique 24 traces (Figure 2.8), 2 canons furent utilisés: 45/45 in³ à tribord, et 105/105 in³ à bâbord, alors que pour la sismique 72 traces (Figure 2.9), 5 canons furent employés: 2 canons GI (45/45 in³) à tribord, et 3 canons mini GI (35/35 in³) à bâbord. La fréquence utilisée pour la sismique 24-traces (dite "sismique rapide") était de 50-55 Hz, ce qui permit une résolution verticale de 5 m et une résolution horizontale de 25 m. Pour la sismique 72-traces (haute résolution), la fréquence était entre 50 et 250 Hz, fournissant ainsi une résolution verticale jusqu'à 2 m, et une résolution horizontale jusqu'à 10 m. Ici, la sismique 24-traces permet d'observer des réflecteurs jusque sous la base du sel, alors que la sismique 72-traces, de meilleure résolution en surface, pénètre moins.

Figure 2.8 (page suivante): Configuration de l'équipement de sismique-réflexion pour la sismique dite "rapide", soit 24-traces lors de MARADJA2.

Figure 2.9 (page 80): Configuration de l'équipement de sismique-réflexion pour la sismique haute résolution, soit 72-traces lors de MARADJA2.

MISSION MARADIA2 2005 N/O LE SUROIT

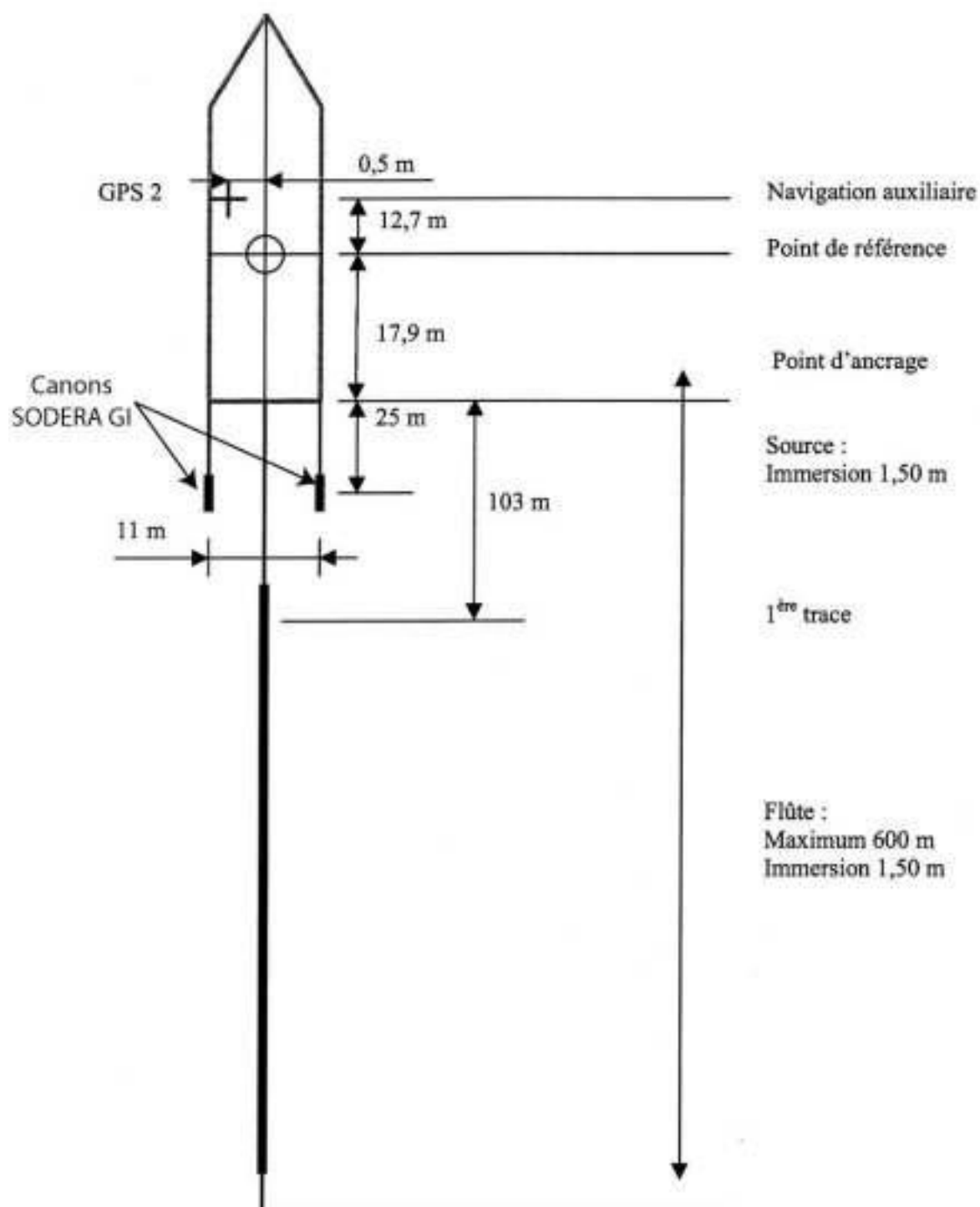
GÉOMÉTRIE DU SYSTÈME

Distance source - 1^{ère} trace : 140 m + Lead In

Lead In = Câble de tête

MISSION MARADIA2 2005 Sismique HR 2D 72 N/O LE SUROIT

GÉOMÉTRIE DU SYSTÈME



2.1.3 Campagne PRISMA

La campagne PRISMA (partie de la campagne PRIVILEGE) eut lieu du 29 Mai au 6 Juin 2004 avec le N/O Marion Dufresne (IPEV) le long de la marge africaine. Durant cette campagne, 4 carottes Calypso furent obtenues le long de la marge algérienne (Tableau 2.5) (Figure 2.1). La description lithographique des carottes fut effectuée à bord du bateau.

Nom de la carotte	Localisation (Lat/Long)	Longueur
MD04-2798	N37° 14,03' E3°44,94'	29,5 m
MD04-2799	N37° 7,37' E3°36,83'	25,5 m
MD04-2800	N37°2,02' E2° 30,00'	28,5 m
MD04-2801	N36°30,99' E0°30,03'	24,8 m

Tableau 2.5: Tableau indiquant la localisation et la longueur de chaque carotte prélevée lors de la mission PRISMA.

Le carottier Calypso est le seul carottier capable de prélever des carottes longues de 60 m (mais cette longueur est rarement atteinte, à cause des sédiments comportant souvent des zones plus consolidées, bloquant la progression du carottier). Son principe est illustré dans la figure suivante (Figure 2.10). L'intérêt de ce type de carottage est de pouvoir échantillonner de très longues carottes, dans notre cas, jusqu'à une trentaine de mètres de longueur.

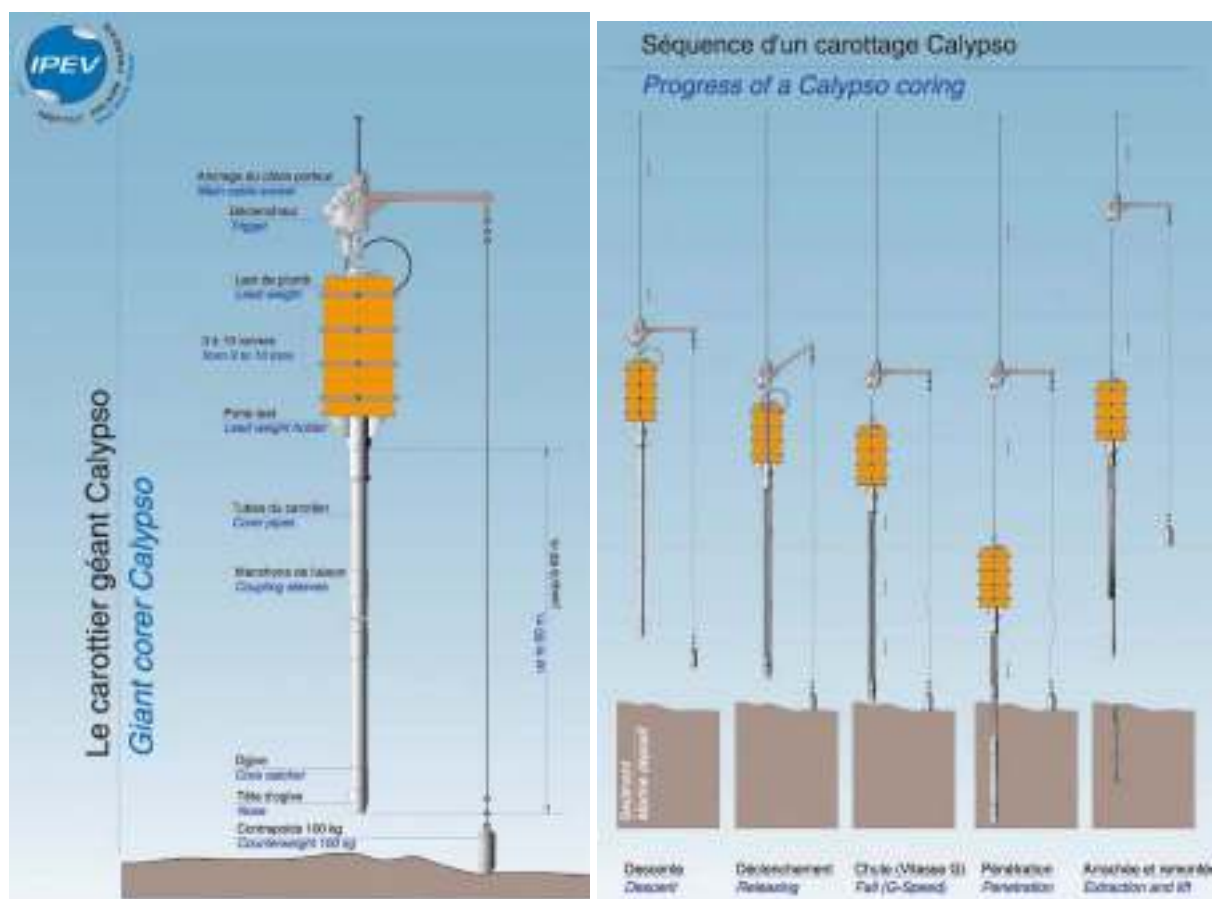


Figure 2.10 (page précédente) : Schéma illustrant la configuration du carottier Calypso (à gauche) et son principe (à droite).

2.1.4 Transits valorisés du Beautemps-Beaupré

En 2004, nous avons pu bénéficier de 2 transits valorisés de ce navire appartenant à la Marine Nationale le long de la marge algérienne, qui nous ont fourni de la bathymétrie multifaisceau (sondeur grands fonds Simrad EM120) sur 2 profils d'est en ouest au large de l'Algérie (Figure 2.1).

Le type de sondeur utilisé est doté de 192 faisceaux de $1 \times 1^\circ$ chacun, fonctionne à une fréquence de 12 kHz, sa largeur de fauchée est de 140° , sa précision verticale est de ~ 3 m à 3000 m de profondeur, et sa résolution est de 17 m à 1000 m de profondeur.

2.2. Méthodes utilisées

2.2.1 Traitement de la bathymétrie (multifaisceaux et digitalisations)

La bathymétrie provenant des campagnes Maradja 2003 et 2005 ainsi que des transits valorisés du Beautemps-Beaupré nous fut transmise sous forme de fichiers bruts au format Caraïbes (.so et .na, 1 par profil). L'import de ces données avec Caraïbes®, logiciel de traitement et visualisation de données marines Ifremer, nous fournit des fichiers .mbb et .nvi. Ces fichiers doivent être encore une fois modifiés, et découpés en profils, pour obtenir 1 fichier .xy par profil (ou .mbg, avec Caraïbes version 3) (Figure 2.11). Ces fichiers .xy sont des fichiers contenant les sondes brutes.

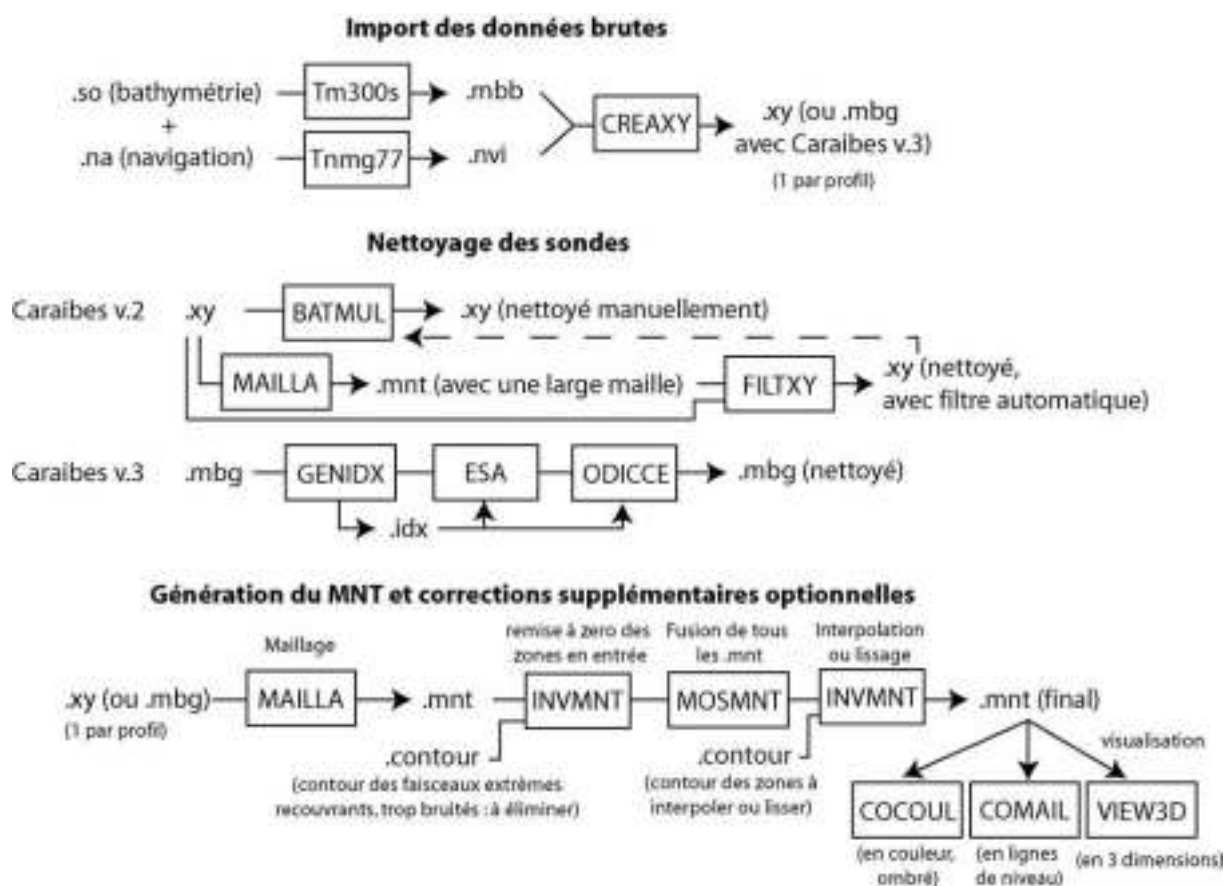


Figure 2.11 : Organigramme des principaux traitements Caraïbes® utilisés pour le traitement de la bathymétrie. Les rectangles correspondent aux modules Caraïbes utilisés.

Les fichiers des campagnes Maradja furent déjà nettoyés à bord ce qui nous a permis d'obtenir dès la fin des campagnes des modèles numériques de terrain (MNT) corrects au pas de 50 m. Cependant, pour une meilleure visualisation des détails, il nous a semblé bon d'obtenir un MNT à 25 m au moins pour la zone de Boumerdès, c'est-à-dire la ZC3 (Figure 2.1), zone d'étude prioritaire suite au séisme

du 21/5/2003. Pour cela, un nettoyage plus précis fut nécessaire. Une comparaison entre les différents types de filtrages disponibles fut effectuée. Le logiciel Caraibes disposait, au moment où l'on a commencé le traitement, de deux sortes de filtrages : le module Filtxy et le module Batmul. Pour l'utilisation du premier module, la création au préalable d'un premier MNT très lissé (par exemple au pas de 100 m) est nécessaire. A partir de ce MNT, on recrée un fichier de sondes (.xy) qui est comparé au fichier xy à nettoyer. On indique l'écart à ne pas dépasser, et le module supprime tous les points trop éloignés du MNT lissé. L'inconvénient de cette technique est que, en lissant le premier MNT de référence, des points aberrants sont moyennés (Figure 2.12), et quand on le compare au fichier à filtrer, le filtrage génère des suppressions de sondes abusives. Ceci nécessite donc un passage obligatoire par le module Batmul, pour rectifier ces suppressions abusives. On pourrait également indiquer un seuil plus faible, engendrant moins de suppression de sondes, mais alors certaines sondes aberrantes ne seraient plus supprimées. Comme il est très difficile de trouver le juste milieu, il est de toute façon indispensable de finir par le module Batmul.

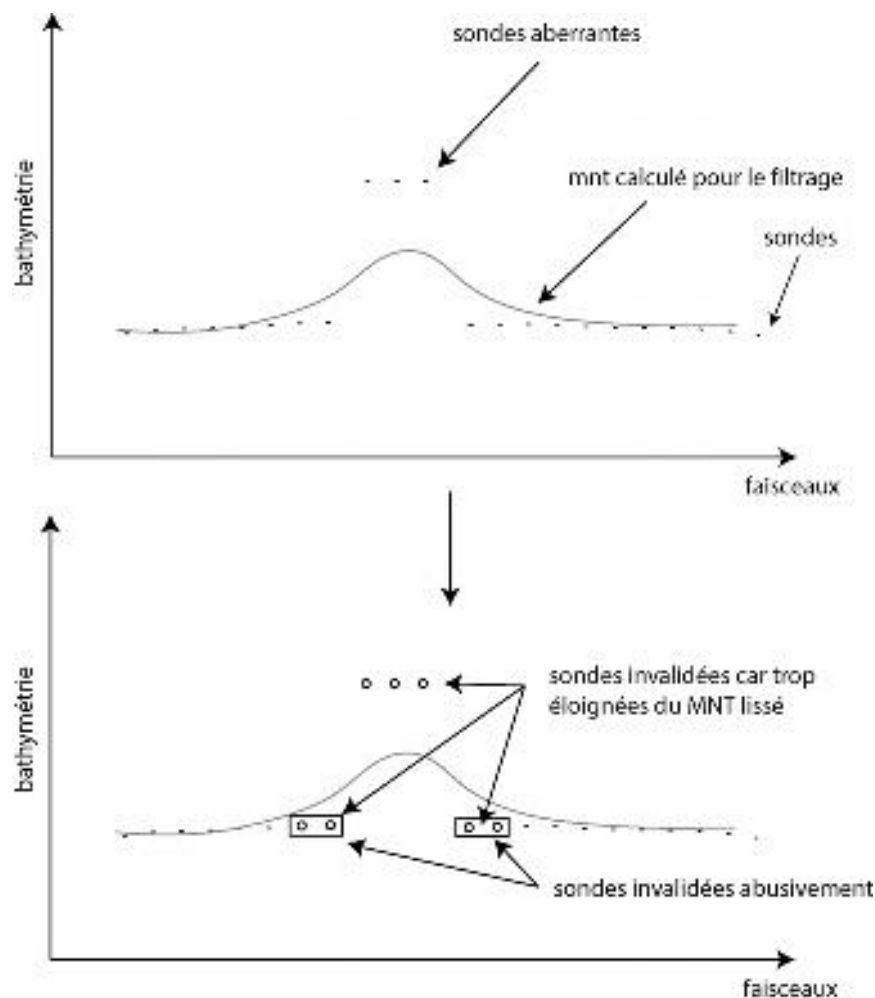


Figure 2.12: Schéma montrant le principe du filtrage Filtxy. La comparaison des ondes brutes avec un MNT lissé engendre l'invalidation abusive de sondes se trouvant à proximité des sondes aberrantes.

C'est ainsi que nous avons préféré utiliser directement le module Batmul (Figure 2.13), certes rébarbatif et long, mais nécessaire si l'on veut obtenir un MNT de qualité, puisque seul l'œil averti du géologue marin peut trancher sur la validité ou non d'une ou plusieurs sondes « anormales », et ainsi distinguer un vrai creux d'une valeur fausse du sondeur.

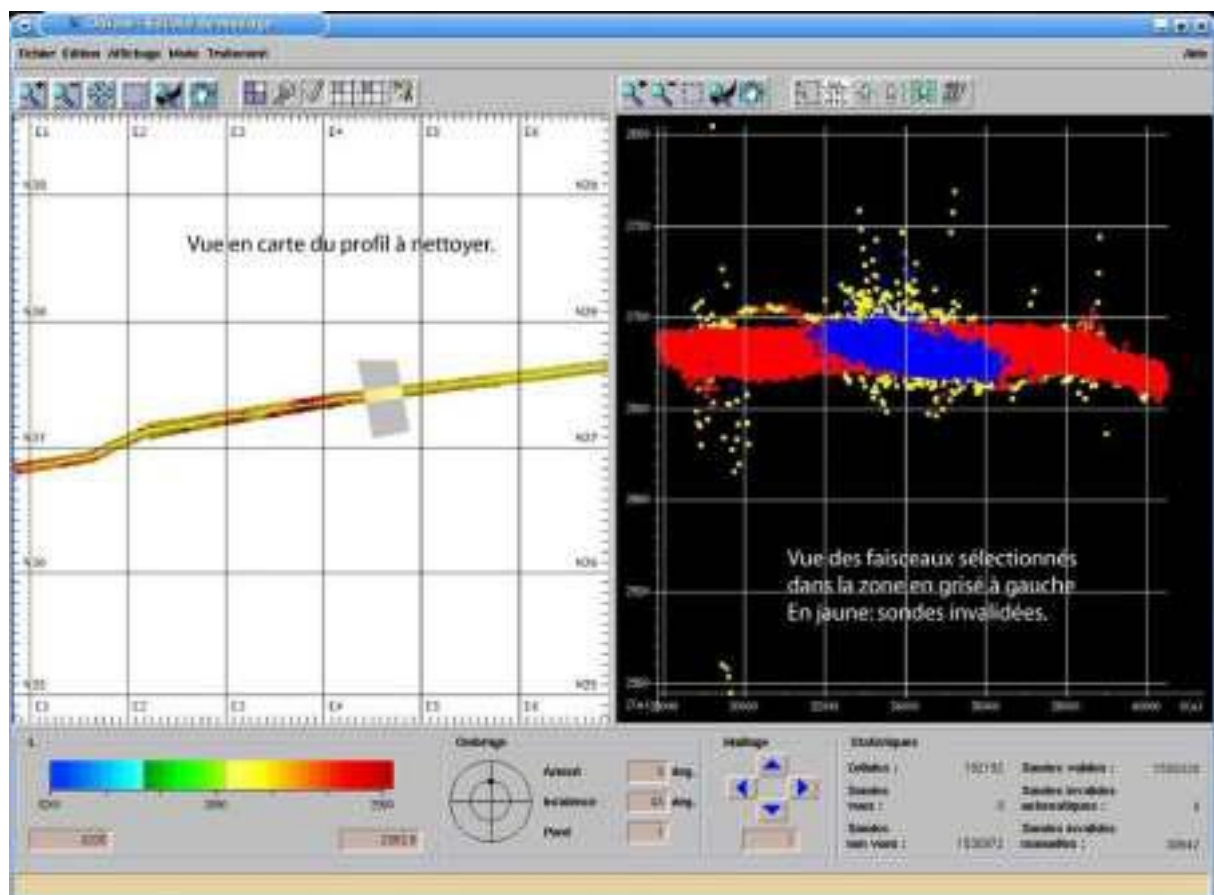
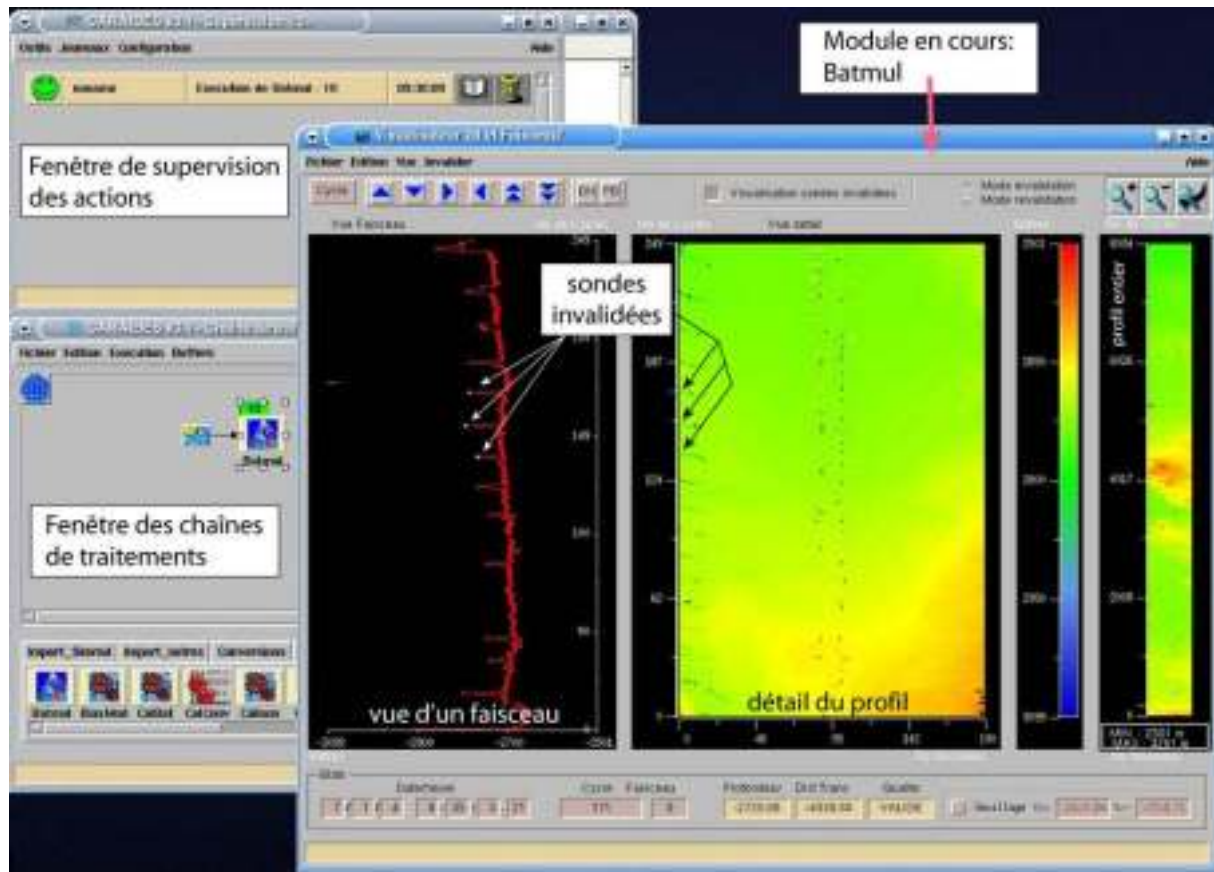
Pour effectuer ce long travail, la méthode et la chaîne de traitement à utiliser m'ont été apprises par Alain Normand (Ifremer), et j'ai pu bénéficier de l'aide d'Abdelaziz Kherroubi (CRAAG, Alger) pendant 2 mois au cours de l'année 2004. Début 2005, j'ai pu également finir les derniers profils restants grâce aux nouveaux modules de Caraibes v3.1 : Genidx, Esa et Odicce. Genidx crée seulement des fichiers d'indexation. C'est ESA qui, utilisant un algorithme complexe développé par le SHOM, basé sur la division de la surface en cellules, modélise le fond marin par groupe de cellules. Pour finir, Odicce (Figure 2.14) permet l'affichage des sondes en 1D, 2D, mais aussi 3D, et l'invalidation manuelle ou automatique de sondes. Ironie du sort, ces modules qui permettent un nettoyage plus précis que Filtxy, ainsi que le traitement de l'ensemble simultané des données de bathymétrie d'une mission entière, n'ont été acquis par le laboratoire que début 2005 alors qu'une grande majorité du nettoyage manuel avec Batmul avait déjà été effectuée.

Quoi qu'il en soit, nous avons obtenu des MNT (le module Mailla a été utilisé pour transformer les .mbg ou .xy en .mnt) nettoyés, un par profil, au pas de 25 m pour la zone ZC3 (zone d'Alger, Figure 2.1). L'obtention du MNT final a nécessité l'élimination des faisceaux extrêmes dans le cas où leur superposition, d'un profil à l'autre, entraînait un excès de bruit. Pour cela les modules utilisés étaient : Cocoul pour la génération de fichiers contour pour les zones à supprimer. La remise à zéro de ces zones se fit avec Invmnt, puis, une fois que l'opération a été effectuée sur tous les profils, on a pu les fusionner dans un même MNT avec Mosmnt.

Pour finir, un léger lissage (module Invmnt) des zones très bruitées (que Batmul n'a pas réussi à améliorer) fut effectué, ainsi qu'une interpolation pour boucher de très petits trous dans le MNT (Figure 2.11).

Figure 2.13 (page suivante, en haut): Fenêtres du logiciel Caraibes® montrant l'utilisation du module Batmul. Les sondes aberrantes (en blanc sur la vue en faisceau) sont invalidées manuellement.

Figure 2.14 (page suivante, en bas): Fenêtre du module Odicce de Caraibes v3.1. A gauche, on peut sélectionner une zone quelconque du profil, et nettoyer les sondes aberrantes de manière groupée sur tous les faisceaux en même temps, à droite. Le résultat de l'invalidation est immédiatement visible sur la carte à gauche. Il est également possible de représenter plusieurs profils en même temps et ainsi effectuer les invalidations en ayant les informations des profils adjacents ou sécants sur la même fenêtre (à droite).



Certains types de bruits n'ont pas totalement pu être éliminés, notamment le long des faisceaux extrêmes ou des faisceaux centraux. Un fort lissage aurait pu être appliqué, mais cela aurait pu entraîner la perte d'information, d'où la décision de conserver le MNT tel qu'il était. D'autre part, il est facile de distinguer ce bruit de véritables reliefs géologiques, puisqu'il suit parfaitement les trajets du bateau, donc il est facile d'en faire abstraction.

Pour conclure, le MNT au pas de 25 m a permis de visualiser de petits détails, notamment sur les pentes, comme le montre la Figure 2.15, ce qui s'est avéré très utile dans certaines zones comportant de faibles accidents, comme on pourra le voir dans le chapitre suivant.

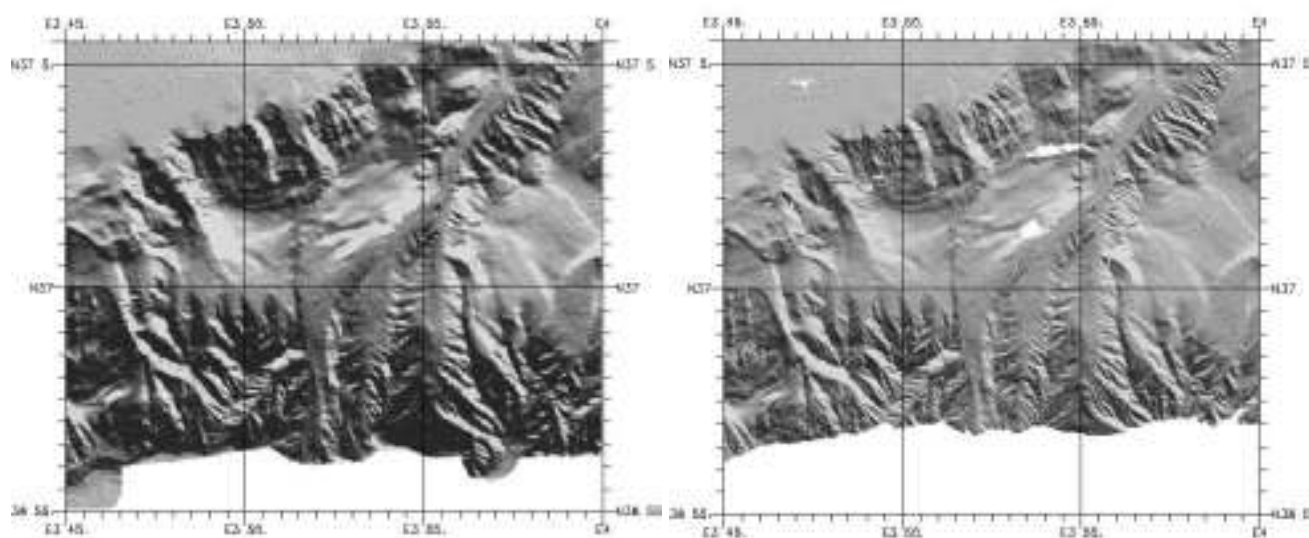


Figure 2.15 : *Comparaison entre le MNT obtenu à la fin de la campagne MARADJA au pas de 50 m (à gauche) et la même zone retraitée, au pas de 25 m (à droite). (Les 2 images ont le même ombrage)*

L'ensemble des MNT des différentes campagnes a ensuite été visualisé et concaténé soit avec Caraibes® (modules Cocoul ou Comail ou View3D), soit avec Surfer, soit avec ArcView 8.3. Si l'on compare la nouvelle carte obtenue (Figure 2.17) avec les anciennes cartes bathymétriques disponibles avant les campagnes MARADJA (Figure 2.16), on voit que l'apport est considérable, surtout au niveau des détails sur la pente, mais aussi des reliefs inconnus auparavant deviennent visibles en pied de pente et dans le bassin profond.

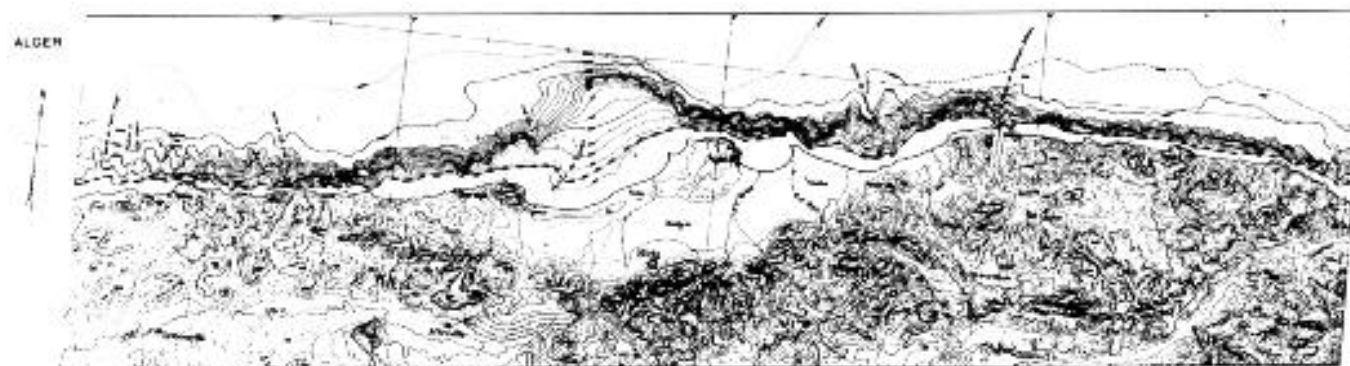


Figure 2.16 : Bathymétrie de la zone d'Alger disponible dans les années 50 (Rosfelder, 1955).

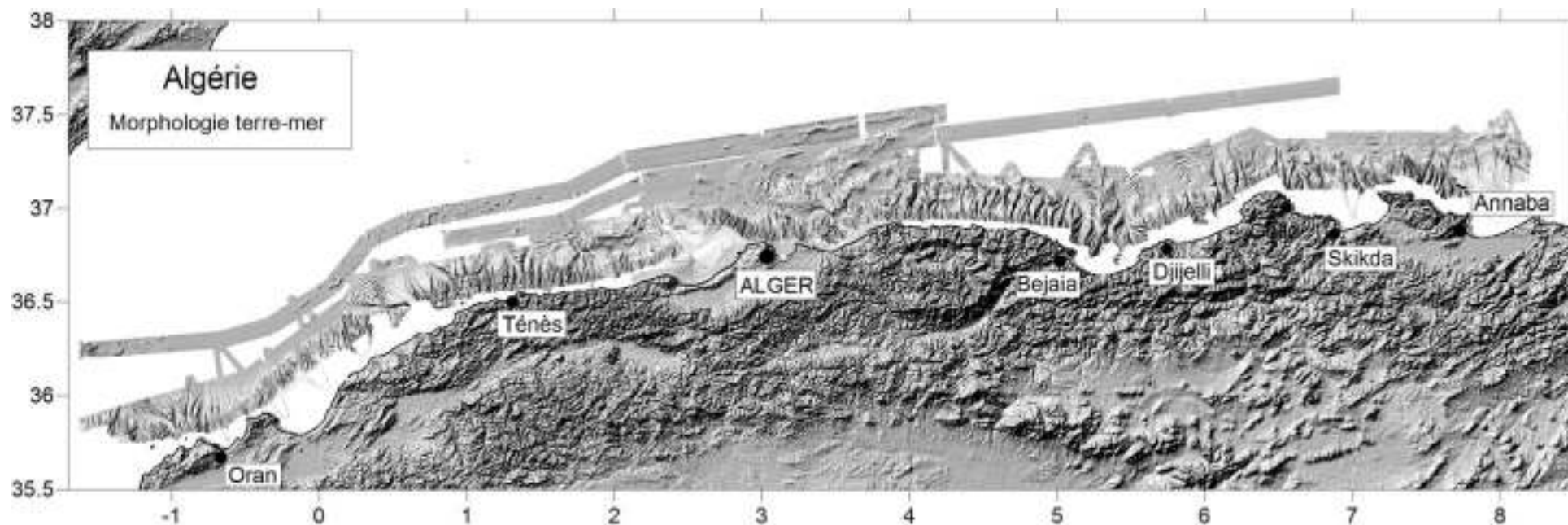


Figure 2.17 : Vision globale de la marge algérienne incluant les données satellitaires SRTM à terre et les différentes données marines haute résolution disponibles (MARADJA 2003, MARADJA2/SAMRA, transits valorisés du Beutemps-Beaupré, bathymétrie côtière des cartes de Leclaire, 1972) au pas de 100 m. Les différentes zones pourront être trouvées en format A4 dans les annexes.

2.2.2 Traitement de la réflectivité

Les données d'imagerie obtenues après la campagne se présentent sous forme de fichiers .IM et .im. Ces fichiers sont transformés en mosaïque grâce aux modules Epremo et Ereamo de Caraïbes®. On obtient une mosaïque brute .mos. Le module Analim permet de visualiser l'image et de rehausser son contraste.

Les données de réflectivité peuvent également subir divers traitements optionnels, toujours avec Caraïbes®, afin de corriger l'effet de spéculaire à la verticale du sondeur, ainsi que les différents gains d'antennes, les différents modes utilisés selon la profondeur (Modes « very shallow », « shallow », « Medium », « deep », « very deep » et « extra deep »), le coefficient d'absorption et égaliser la réflectivité latérale. Le résultat obtenu est appelé « Belle Image » (terme Ifremer spécifique au résultat de l'ensemble des traitements précédemment énumérés).

Ces traitements représentant une charge relativement importante de travail, je ne les ai appliqués qu'aux zones couvertes par Maradja 2003, les zones principalement investiguées dans ce travail. Leur principe et les principales procédures, élaborées par Eliane Le Drezen (Ifremer), sont résumés dans la Figure 2.18.

Il faut d'abord créer une mosaïque (avec Epremo et EreamoS) avec uniquement la couche « mode de fonctionnement du sondeur », afin de séparer les différentes zones de profondeur. Ensuite, il faut repérer des zones homogènes avec le moins d'information possible sur la mosaïque de réflectivité pour chaque mode de fonctionnement, et créer un fichier de découpe pour chaque zone. Il faut ensuite calculer les courbes de réflectivité angulaire pour chaque mode afin de corriger des différences de réflectivité latérales et de directivité des antennes. Pour cela, la création d'une image « rectiligne » pour chaque mode de fonctionnement est nécessaire (même procédure que pour créer une mosaïque, sauf que l'on choisit « image rectiligne » pour le type d'image en sortie, au lieu de « mosaïque ») et l'on remplace les valeurs par défaut Simrad dans le panneau des corrections (dans EreamoS) par « mesure physique » et « pas de compensation de la directivité des antennes. J'ai ensuite fourni les images obtenues à Jean-Marie Augustin (Ifremer) pour qu'il calcule les courbes de corrections par mode de fonctionnement. Grâce à son logiciel, il a généré 2 fichiers de correction (.rev).

On peut maintenant créer la Belle-image, avec, à nouveau Epremo puis EreamoS. De préférence il faut traiter séparément les profils de directions différentes. Les 2 fichiers de correction obtenus sont à entrer dans le panneau de paramètres de EreamoS pour le traitement de la réflectivité latérale et de la directivité des antennes. La gomme Ifremer est utilisée pour le traitement du spéculaire.

Enfin, pour fusionner les mosaïques obtenues pour les différents profils, le module Eintca est utilisé, puis une légère interpolation peut s'avérer utile pour combler les petits trous avec Efiltr. Les mosaïques que j'ai créées sont au pas de 25 m, ce qui est généralement un pas raisonnable pour des données de réflectivité de l'EM300.

D'autres fonctions, que je n'ai pas utilisées ou d'importance mineure, concernant le traitement de la réflectivité existent, mais je ne les ai pas détaillées ici, la totalité des fonctions disponibles sur Caraibes étant détaillée dans l'aide du logiciel. Les précisions et subtilités du traitement « Belle image » n'ont également pas été énumérées ici par souci d'alléger le texte, mais ils peuvent être demandés à Eliane Le Drezen (Ifremer).

Pour conclure, l'image finale obtenue (Figure 2.20) ne présente plus (autant) les artéfacts liés notamment au signal spéculaire à la verticale du bateau ou aux différents modes de fonctionnement du bateau, comme on pouvait les voir sur l'image avant le traitement (Figure 2.19). L'interprétation sera alors moins biaisée par ces différences artificielles de réflectivité, et le spéculaire, fortement atténué, si ce n'est supprimé, ne masque plus le signal.

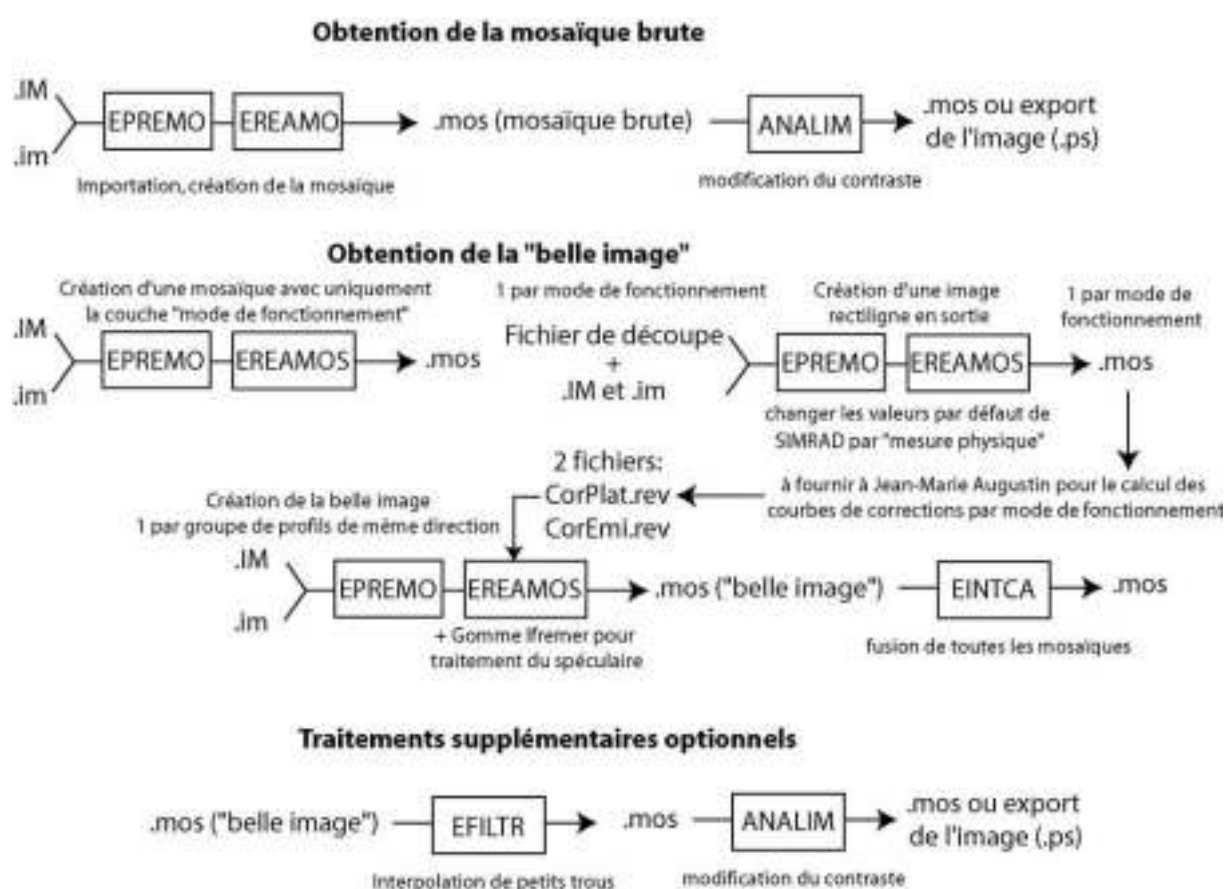
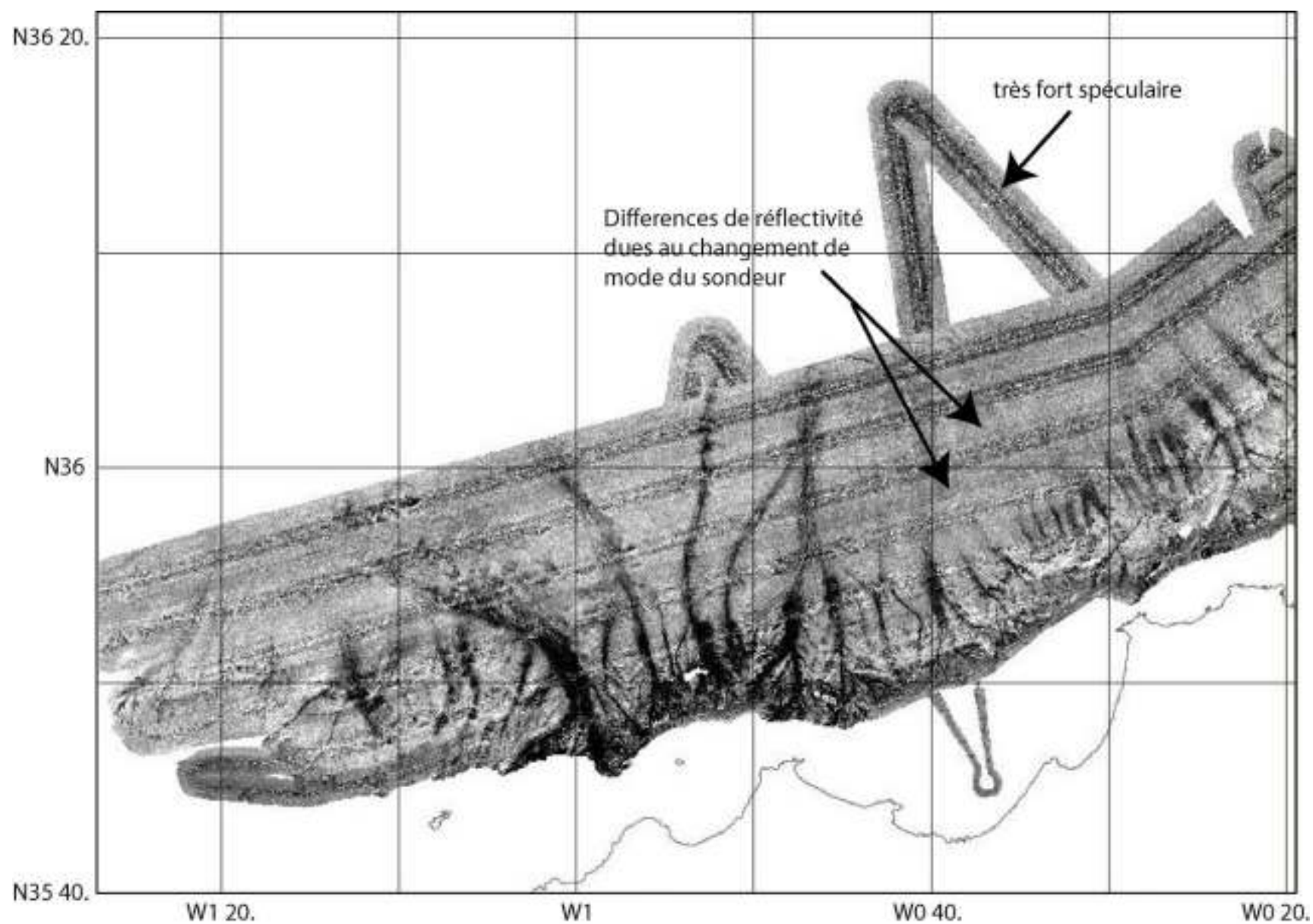
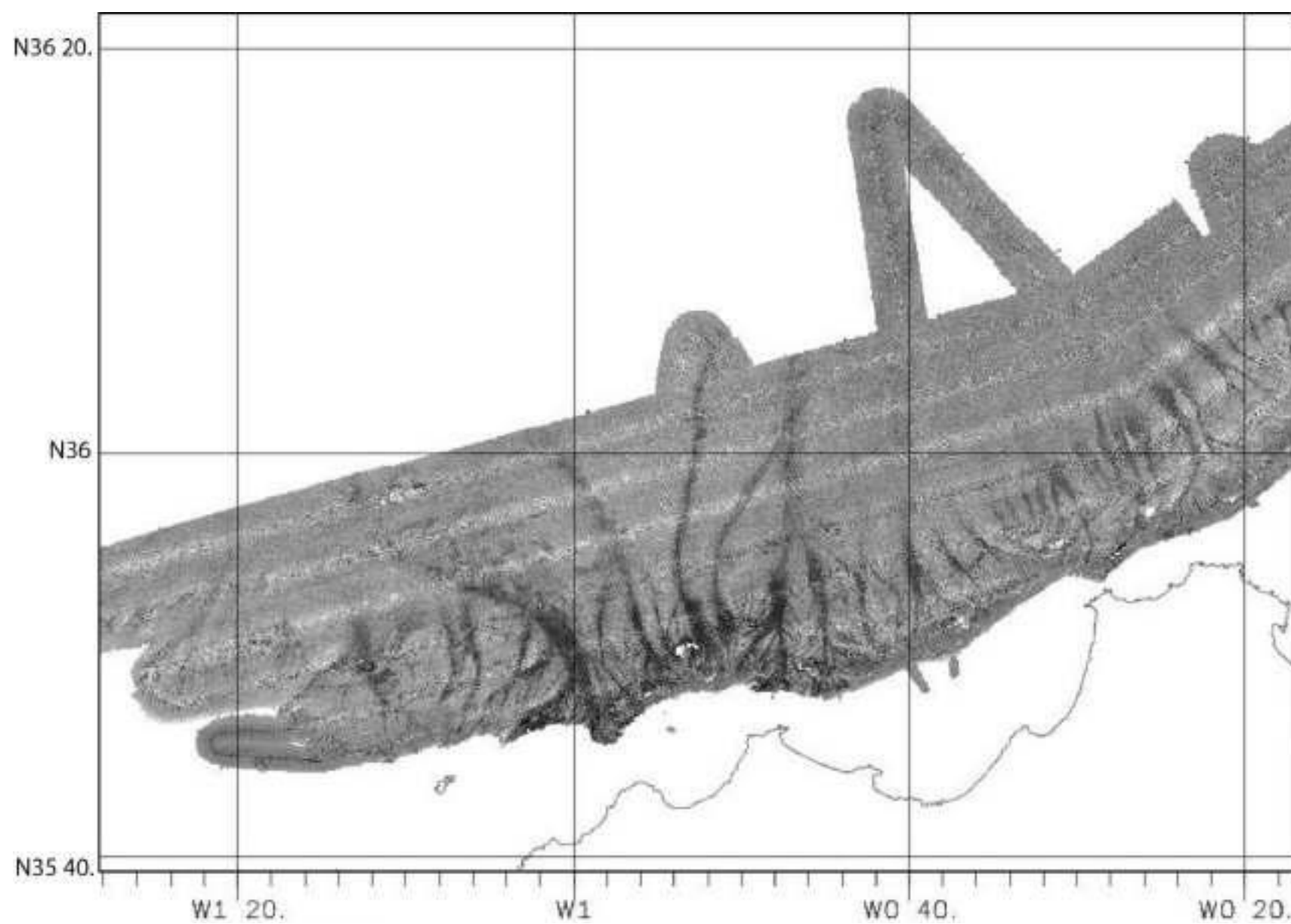


Figure 2.18 : Organigramme des principaux traitements appliqués sur les données de réflectivité. Les rectangles correspondent aux modules Caraibes utilisés.

Figure 2.19 (page 91): Exemple de carte de la réflectivité brute. Les flèches pointent des artéfacts qui peuvent troubler l'interprétation de ces cartes et qui doivent être corrigés en produisant une "Belle image".

Figure 2.20 (page 92): Carte de la même zone présentée en Figure 2.19, montrant le résultat du traitement "Belle-image". On voit que les différents artéfacts tels que le spéculaire et les variations de réflectivité dues au changement de mode du sondeur sont supprimés ou du moins très atténués.





2.2.3 Traitement de la sismique

Les données de sismique-réflexion de MARADJA 2003 ainsi que MARADJA2/SAMRA ont tout d'abord été obtenues au format SEG-D, qui a été transformé en SEG-Y par le personnel Genavir, à bord du navire. Ensuite, les profils ont été traités par Bernard Mercier de Lépinay (Géosciences Azur, Sophia-Antipolis), en majorité à bord du navire (avec également l'aide de David Graindorge (IUEM, Brest), à bord de Maradja2).

J'ai pu assister au déroulement de la procédure, durant un séjour à Sophia-Antipolis en 2005, pour certains profils qui nécessitaient un retraitement, et également lors de la campagne MARADJA2/SAMRA.

Les profils ont été sommés (= « stack ») et migrés grâce au logiciel Seismic Unix (SU).

Avant la sommation, les données brutes subissent quelques traitements comme un filtrage passe-bande pour améliorer le rapport signal/bruit.

La sommation consiste en l'ajout des sismogrammes de plusieurs traces d'un même point, ce qui permet une augmentation du rapport signal/bruit. Pour cela les traces sont d'abord triées en CMP ou points miroirs communs. Les CMP subissent une correction dynamique (NMO : Normal Move Out) qui permet de supprimer l'effet lié aux offsets (distance source-récepteur) différents des signaux arrivés sur un même CMP. Puis a lieu la sommation.

Ensuite, la migration fut effectuée avec la vitesse de l'eau, puisque nous ne connaissons pas les vitesses exactes dans chaque couche. La vitesse de l'eau fut prise à 1515 km/s grâce aux sondes SIPPICAN prélevées régulièrement lors de la campagne, qui permettent de connaître la température et la salinité de l'eau de mer et d'en déduire la vitesse du son dans l'eau. La migration restitue la vraie géométrie des réflecteurs et atténue les hyperboles liées aux points diffractants. Durant cette étape, un deuxième filtre passe-bande ainsi qu'un gain peuvent être appliqués.

Enfin, un « mute » permet de supprimer le bruit présent dans l'eau, et un gain (un gain AGC : automatic gain control, ou encore le gain JON) peut être appliqué pour améliorer la visibilité des réflecteurs profonds sur l'image finale.

Après ces différents traitements, on a considérablement augmenté la visibilité des réflecteurs en profondeur, et ceux-ci ont été replacés avec une géométrie plus correcte (Sans traitement et avec seulement la sommation : Figure 2.21a et b, après traitement : Figure 2.22). On n'a cependant pas appliqué de modèle précis de vitesses pour les couches en profondeur, donc dans le futur, il restera encore à produire des profils en profondeur et non en temps-double, ce qui rétablira la géométrie exacte des réflecteurs.

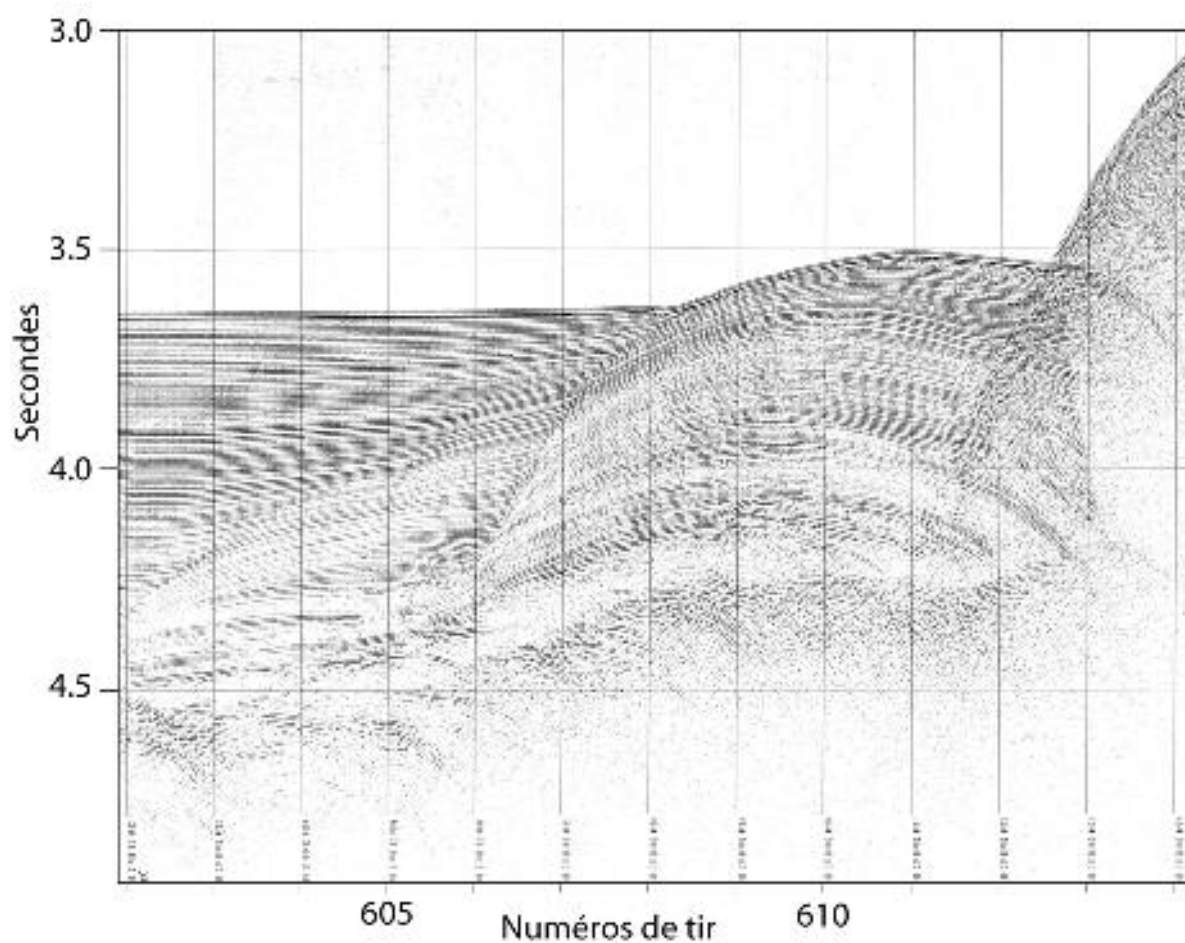


Figure 2.21a : Profil sismique (1 trace) n'ayant subi aucun traitement (sortie du bord). De nombreuses hyperboles altèrent la visibilité et la géométrie apparente des couches.

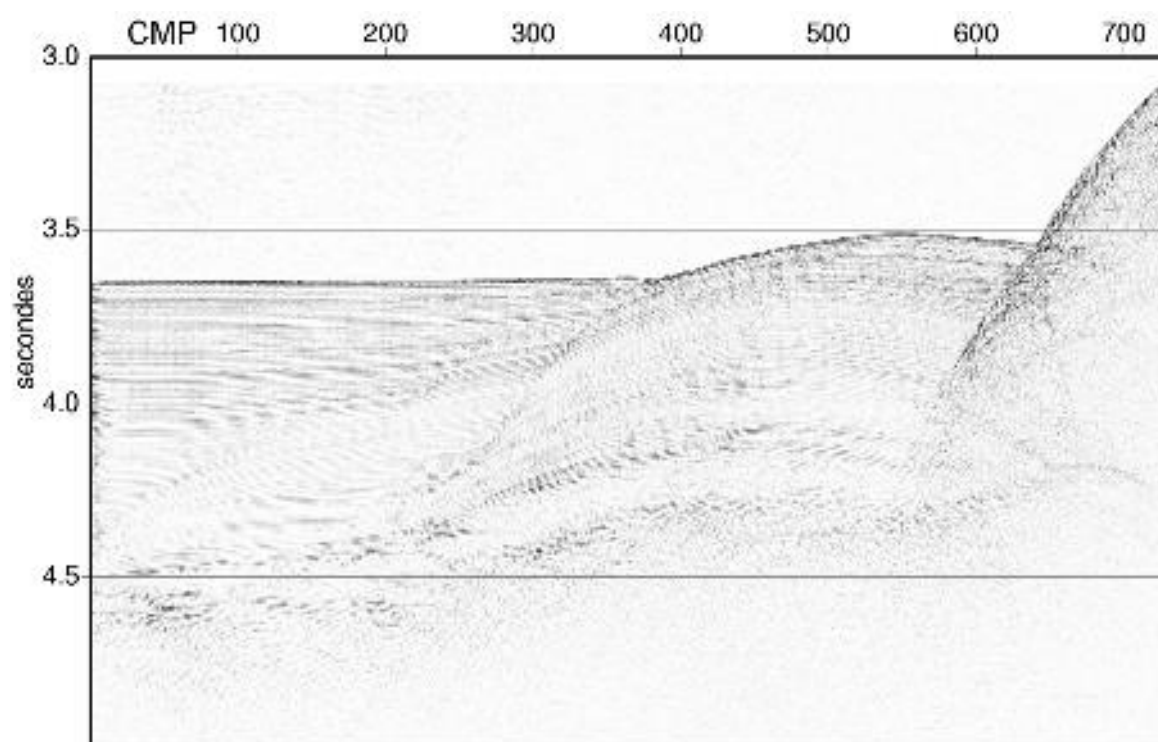


Figure 2.21b (page précédente) : Profil sismique ayant seulement subi la sommation, mais pas de migration, ni d'ajout de gain. On remarque en profondeur que de nombreuses hyperboles altèrent la visibilité et la géométrie apparente des couches.

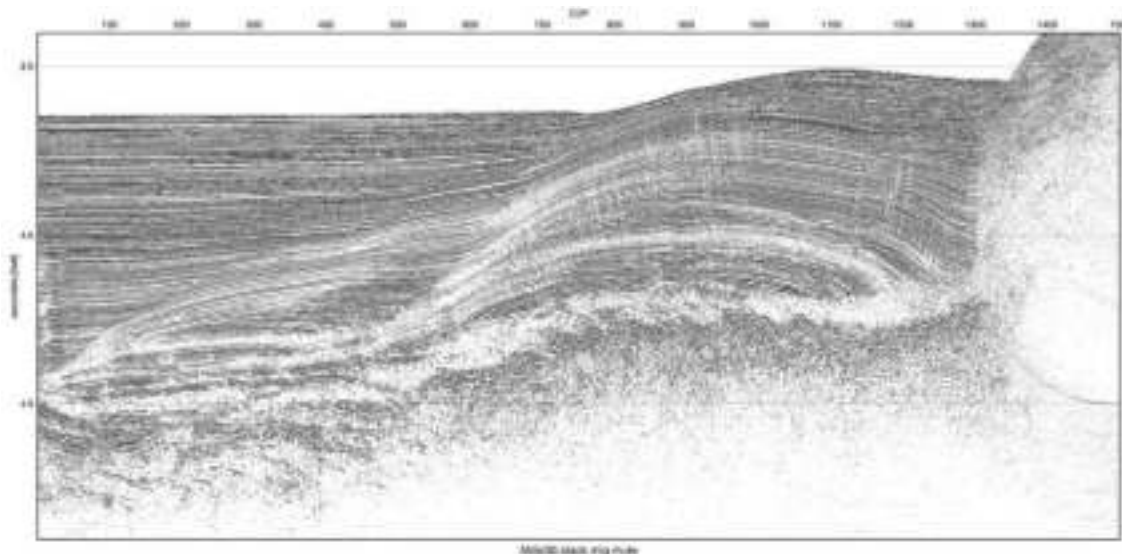


Figure 2.22 : Même profil sismique que figure 2.21 mais ayant subi la sommation, une migration à la vitesse de l'eau et un gain. On voit immédiatement l'effet de ces traitements sur la visibilité des réflecteurs en profondeur. Il n'y a plus d'hyperboles, et on distingue une nouvelle géométrie des réflecteurs.

Ces profils traités ont ensuite été visualisés avec SU, et une première série d'images a été produite par Bernard Mercier de Lépinay. Ce sont d'abord ces profils que j'ai interprétés sur papier. Puis, en 2005, le laboratoire a acquis le logiciel d'interprétation sismique Kingdom Suite©. C'est avec ce logiciel, permettant de nombreux filtrages et visualisations différentes (visualisation en amplitudes, en enveloppes, changements d'échelles de couleurs...), et notamment les recoupements entre profils, que j'ai interprété certains profils stratégiques le long de la marge (cf. Chapitre 3).

Concernant la différence de visualisation entre les profils 6-traces et 24-traces (ou 24-traces et 72-traces pour MARADJA2, respectivement), on remarque que le signal émis pour la 24-traces (sur MARADJA1) ou la 72-traces (sur MARADJA2) n'était pas assez fort pour pénétrer les sédiments profonds, ainsi, quel que soit le traitement, pour ces types de sismique, le réflecteur repère que constitue la base du sel est rarement observé, cependant le gain de résolution pour les sédiments plio-quaternaires est remarquable (Figure 2.23).

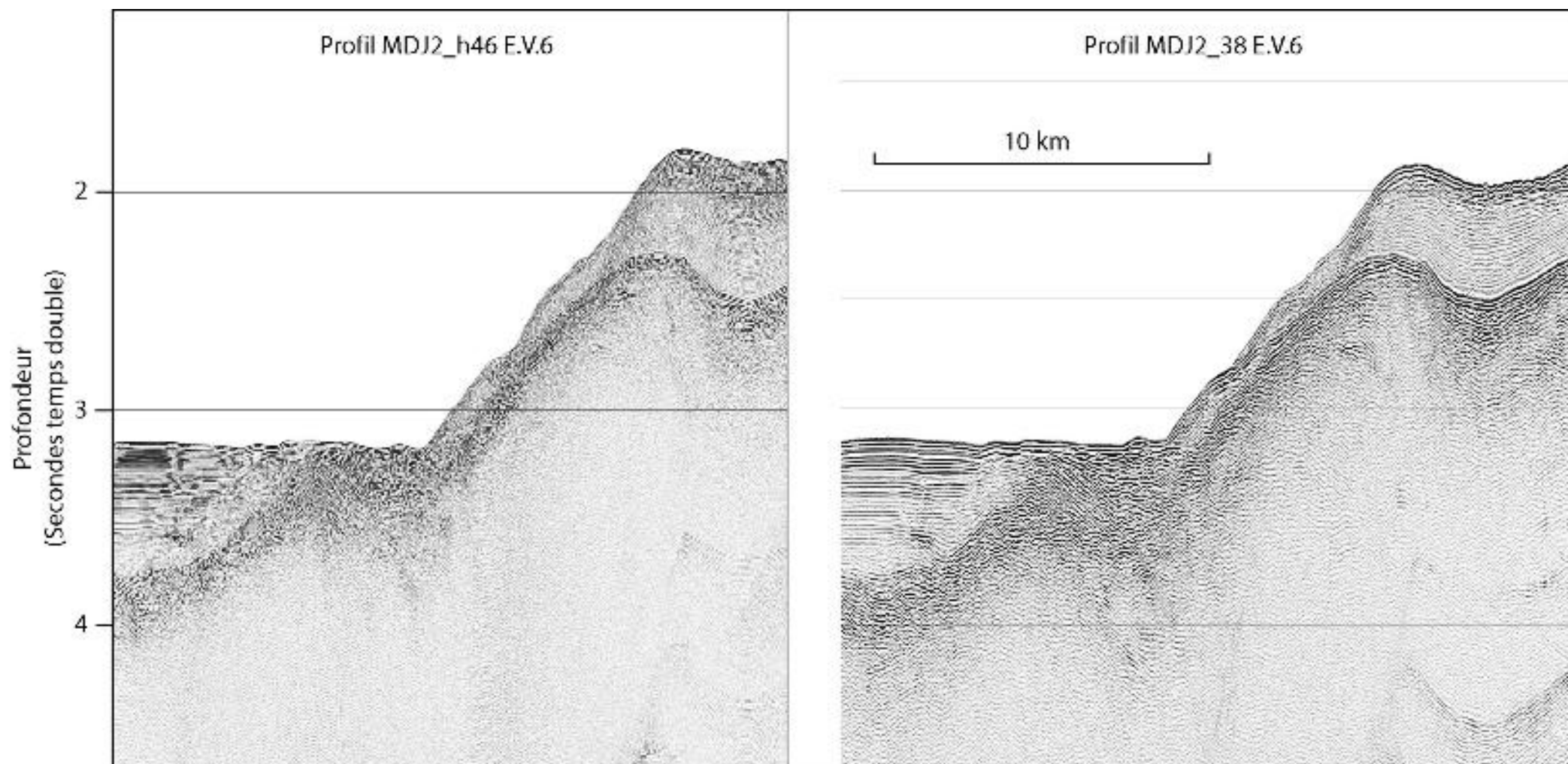


Figure 2.23: Figure comparative entre la sismique 24-traces de Maradja2 (à gauche) et la sismique 72-traces (à droite). Il s'agit de deux profils acquis au même endroit.

2.2.4 Traitement de la gravimétrie

Les données brutes obtenues après la mission se présentaient sous forme de 59 fichiers .gra. Ces données ont été dans un premier temps importées avec le logiciel Caraibes® (Ifremer) (module TerImp), pour donner un fichier .syn. Les données obtenues ont été calibrées et corrigées de la dérive instrumentale (en entrant des valeurs de calage obtenues avant le début de la mission ainsi que les coefficients d'étalonnage de l'allongement du ressort, disponibles auprès du personnel SISMER). Ainsi, les valeurs de gravité théorique, l'accélération d'Eotvos, ainsi que l'anomalie à l'air libre, entre autres, ont été obtenues.

Le logiciel permet également d'exporter les fichiers au format ascii, ce qui rend l'exploitation de ces données possible avec des logiciels tels que GMT. J'ai donc obtenu un fichier texte regroupant les anomalies à l'air libre pour la zone entière de la campagne, c'est-à-dire d'Oran à Dellys, transits vers Toulon et Alicante compris.

Les données mondiales Sandwell, provenant du site internet TOPEX, ont également été récupérées pour compléter notre jeu de données, à terre et en mer.

Dans un premier temps il a fallu effectuer une fusion de ces jeux de données avec GMT. Là où plusieurs jeux de données se chevauchent, la moyenne des points est calculée, et affectée à chaque point de la maille. Comme les données Maradja sont très denses là où elles existent, à ces endroits l'influence des données Sandwell est négligeable dans le calcul de la moyenne. L'apport de données précises pour la partie marine côtière (Maradja) a permis de corriger bon nombre d'erreurs au niveau de la côte, provenant des données mondiales.

Afin d'éliminer les artefacts dus à l'espacement entre les passages du bateau, il est nécessaire de prendre un pas de grille très lâche (0.002°), et si nécessaire d'appliquer la fonction « nearneighbor », ainsi qu'une forte tension (c'est-à-dire à quel point on « tend le drap » au dessus des points de données) lors de l'application de la commande « surface » (création de la grille .grd) pour ainsi lisser au maximum. Une fois cette grille de l'anomalie à l'air libre obtenue, il faut faire les corrections nécessaires pour obtenir l'anomalie de Bouguer.

La première étape est la correction de plateau. Cette correction a pour but d'éliminer les effets de la topographie.

On a tout d'abord eu besoin d'une grille de la topographie (marine et terrestre) au même pas que la gravimétrie. Mais, même au même pas que la gravimétrie, la bathymétrie ayant été échantillonnée à un pas beaucoup plus petit que la gravimétrie, il peut s'avérer nécessaire de faire un filtrage passe-bas pour éliminer les hautes fréquences. C'est ce qui a été fait ici.

Une fois cette grille de bathymétrie/topographie dégradée obtenue, il a fallu calculer la correction de plateau à appliquer à l'anomalie à l'air libre :

Correction de plateau : $\Delta g_{pl} = 2\pi G \Delta \rho$ avec, en mer : $\Delta \rho = \rho_{\text{croûte}} - \rho_{\text{eau}}$ et à terre : $\Delta \rho = \rho_{\text{croûte}}$

Et comme, en mer : $\Delta g_{\text{bouguer}} = \Delta g_{\text{fa}} + \Delta g_{\text{pl}}$ et à terre : $\Delta g_{\text{bouguer}} = \Delta g_{\text{fa}} + \Delta g_{\text{pl}}$, il est donc nécessaire de couper le fichier de bathymétrie pour séparer la bathymétrie de la topographie.

Grâce au module « grdclip » il est possible d'attribuer une valeur différente de densité pour chaque partie. On a considéré une densité de 2.8 g/cm^3 pour des profondeurs inférieures à -2300 m (on a donc considéré que le bassin profond était composé de croûte océanique), une densité de 2.7 g/cm^3 pour les altitudes supérieures à -2000 m (considéré comme la limite du pied de marge, et donc le pied de la marge continentale), et une zone de transition entre -2300 m et -2000 m , où les valeurs de densité seront étalées entre 2.7 et 2.8 g/cm^3 respectivement. On obtient une première grille.

En plus, pour considérer l'effet de la densité de l'eau, on a attribué une valeur 0 pour les zones à terre et une valeur 1 pour les zones en mer dans un fichier que l'on a ensuite soustrait à la grille précédemment obtenue. On a enfin obtenu la grille contenant la correction de plateau.

En soustrayant cette grille à la grille de l'anomalie à l'air libre, la grille de l'anomalie de Bouguer est obtenue.

Une correction supplémentaire, pour éliminer l'effet des épaisses couches de sédiments, est fortement conseillée. Comme sur nos profils sismiques le socle est rarement visualisé, il a été impossible de créer une carte des épaisseurs de sédiments grâce à nos données. Nous avons donc utilisé la carte de Réhault et al. (1984) digitalisée ainsi que quelques valeurs de nos profils sismiques transverses. La carte de Réhault et al. (1984) ayant été réalisée pour l'ensemble de la Méditerranée Occidentale avec une assez faible densité de profils sismiques, cette carte est probablement très lissée, et la correction des sédiments en résultant doit être prise avec précautions, et nécessitera probablement des améliorations dans le futur.

Par ailleurs, les données terrestres en Algérie ont été complétées grâce au Bureau Gravimétrique International (BGI) qui nous a fourni les anomalies de Bouguer disponibles (c'est à dire le long d'un maillage très lâche). Nous n'avons pas pu savoir quelles corrections avaient été appliquées (sédiments ? ou autres...) donc une fois de plus, les données à terre seront à utiliser avec beaucoup de précautions.

La deuxième étape fut la création de cartes d'anomalies isostatiques. Pour ce faire, il a d'abord fallu calculer une anomalie de Bouguer théorique supposant une isostasie locale. Pour cela plusieurs étapes furent nécessaires. Dans un premier temps la compensation de la topographie a été calculée, considérant la profondeur du Moho comme si tout était compensé localement (modèle d'Airy):

$$\Delta h = \text{topographie} * \rho_c / (\rho_m - \rho_c)$$

(ρ_c : densité de la croûte, ρ_m : densité du manteau = 3.2)

Mais il a également fallu tenir compte de la présence de l'eau, donc corriger la profondeur du Moho de la subsidence liée à l'épaisseur de la tranche d'eau :

$\Delta h = \text{bathymétrie (épaisseur de l'eau)} * \rho_{\text{eau}} / (\rho_m - \rho_c)$ (ρ_{eau} : densité de l'eau)

Puis, il a également fallu corriger de la subsidence liée à l'épaisseur des sédiments (on a considéré qu'une partie de la croûte est en fait composée de sédiments, de densité $\rho_{\text{sed}}=2.4$:

$$\rho_{\text{eau}} * e_{\text{eauinitiale}} + \rho_m * \Delta h = \rho_{\text{eau}} * e_{\text{eaufinale}} + \rho_{\text{sed}} * e_{\text{sed}}$$

Enfin, dans un troisième temps, cette anomalie de Bouguer théorique à la profondeur du Moho a été "prolongée jusqu'à la surface", car c'est à cette hauteur que toutes les mesures sont prises.

Une fois cette grille théorique obtenue, elle a été retranchée à la grille d'anomalie de Bouguer obtenue à l'étape précédente et la carte des anomalies isostatiques a été obtenue.

Il faudra être très prudent quant à l'interprétation des très petites longueurs d'ondes probablement liées à la topographie contenue dans l'anomalie de Bouguer mesurée à partir des données de la campagne MARADJA (beaucoup plus précise que l'anomalie théorique). Il faut également faire attention aux effets de bords : pour les éliminer, ou du moins les repousser hors de notre zone d'étude, il faudrait récupérer les données mondiales dans un plus large périmètre tout autour de notre zone d'étude. Ici, nous considérons que les effets de bords sont suffisamment éloignés de nos zones d'intérêt, donc nous garderons les limites qui suivent : 34 à 39°N de latitude et -3 à 10° de longitude.

Toutes ces cartes d'anomalies gravimétriques ou isostatiques seront étudiées au Chapitre 4 dans le cadre de l'étude de la flexion de la marge.

Chapitre 3.

Déformation récente et active, structures multi-échelles et enregistrement sédimentaire

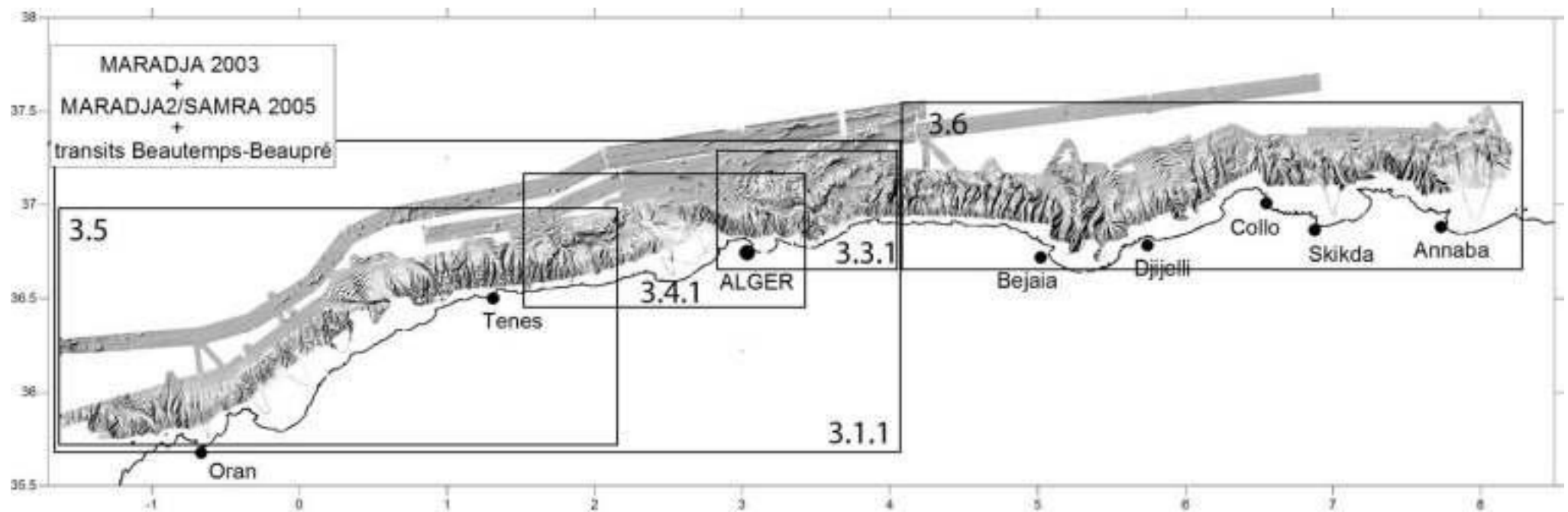


Figure 3.1 : Bathymétrie ombrée de l'ensemble des campagnes Maradja et transits du Beautemps-Beaupré disponibles. La localisation des zones d'études des paragraphes suivants est indiquée avec les numéros des paragraphes concernés

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, les principales caractéristiques morphologiques et structurales de l'ensemble de la marge algérienne couverte par les campagnes MARADJA et MARADJA2/SAMRA seront décrites (Figure 3.1). L'examen des structures tectoniques actives ou récentes sera aussi possible grâce à l'étude de la géométrie des sédiments superficiels ainsi que l'identification d'instabilités sédimentaires.

Le premier article a pour but de présenter les principaux résultats de la première campagne MARADJA d'un point de vue structural. Nous nous sommes penchés sur le problème de la continuité en mer de la suture zones internes – zones externes. La question de la réactivation de cette suture, et plus largement de la marge algérienne, est abordée, au vu des failles présumées actives qui ont été cartées tout le long de la marge. Nous avons également identifié des failles qui semblent avoir joué un rôle clé dans le passé; nous verrons donc quelles ont été les implications de ces failles dans l'évolution géodynamique de la marge ouest-algérienne au Miocène.

3.1.1 Article

L'article qui suit a été publié en 2006 aux Comptes Rendus Geosciences.

Geodynamics

Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise)

Anne Domzig^{a,*}, Karim Yelles^b, Charlotte Le Roy^c, Jacques Déverchère^a,
Jean-Pierre Bouillin^d, Rabah Bracène^e, Bernard Mercier de Lépinay^f, Pascal Le Roy^a,
Eric Calais^g, Abdelaziz Kherroubi^c, Virginie Gaullier^h, Bruno Savoyeⁱ, Henri Pauc^h

^a « Domaines océaniques »–IUEM, UMR6538, université de Bretagne occidentale, place Nicolas-Copernic, 29280 Plouzané, France

^b Centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique, BP 63, Bouzareah, Algeria

^c Chaire de géodynamique, Collège de France, Europôle de l'Arbois, bât. Le Trocadéro, aile sud, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, France

^d Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines (UMR 5025), université Joseph-Fourier, Grenoble-1, Maison des Géosciences,
1381, rue de la Piscine, domaine universitaire, 38400 Saint-Martin-d'Hères, France

^e Sonatrach Exploration, av. du 1^{er}-Novembre, Boumerdès, Algeria

^f Géosciences Azur, UMR CNRS 6526, 250, rue Albert-Einstein, bât. 4, 06560 Valbonne, France

^g Purdue University, 401 South Grant Street, West Lafayette, IN 47907-2024, USA

^h LEGEM, 52, av. Paul-Alduy, 66860 Perpignan cedex, France

ⁱ IFREMER, DRO–Géosciences marines, BP 70, 29280 Plouzané cedex, France

Received 4 October 2005; accepted after revision 8 November 2005

Available online 27 December 2005

Written on invitation of the Editorial Board

Abstract

We present new results from the MARADJA'03 cruise depicting the geological structures offshore central and western Algeria. Using swath bathymetry and seismic reflection data, we map and discuss the offshore limits of the Internal Zones corresponding to relics of the AlKaPeCa domain that drifted and collided the African plate during the Miocene. We identify large reverse faults and folds that reactivate part of these limits and are still active today. The morphology of the westernmost NE–SW margin suggests a former strike-slip activity accommodating a westward block translation responsible for the shift of the Internal Zones towards the Moroccan Rif. **To cite this article:** A. Domzig et al., *C. R. Geoscience* 338 (2006).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Résumé

À la recherche de la frontière miocène entre l'Afrique et l'Europe au large de l'Algérie occidentale (campagne Maradja'03). Nous présentons les résultats récents de la campagne MARADJA'03, qui visent à mettre en évidence les structures géologiques dans le domaine marin au nord-ouest de l'Algérie. Grâce aux données de bathymétrie multifaisceau et de sismique réflexion, nous cartographions et discutons les limites en mer des Zones internes correspondant aux reliques du domaine AlKaPeCa qui a dérivé, puis est entré en collision avec la plaque africaine au Miocène. De grandes failles inverses et plis, actifs dans le champ de contrainte actuel, réactivent certaines de ces limites. La marge ouest-algérienne, orientée NE–SW, indique la présence d'une ancienne activité en décrochement ayant accommodé la translation des Zones internes vers l'ouest. **Pour citer cet article :** A. Domzig et al., *C. R. Geoscience* 338 (2006).

* Corresponding author.

E-mail address: anne.domzig@sdt.univ-brest.fr (A. Domzig).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Keywords: Algerian margin; Internal Zones; Neotectonics; Tectonic evolution of the Mediterranean; Swath bathymetry; Seismic reflection

Mots-clés : Marge Algérienne ; Zones Internes ; Néotectonique ; Évolution tectonique du Bassin méditerranéen ; Bathymétrie multifaisceau ; Sismique réflexion

1. Introduction

Northern Africa is bounded by an Alpine-type orogen resulting from the subduction and closure of the Tethyan Ocean and from the interaction between the European and African plates [7]. This arcuate, almost continuous fold-and-thrust belt surrounds back-arc basins induced by the lateral development of two arcs (Gibraltar to the west, Calabria to the east). This back-arc extension started around 30–35 Ma ago [29,34]. From the Early Miocene, extension on the upper (European) plate resulted into the dispersal of the main parts of the Internal Zones of the belt, formerly belonging to the so-called AlKaPeCa domain (Al: Alboran, Ka: Kabylies, Pe: Peloritan, Ca: Calabria; [14]). Whereas the AlKaPeCa represents generally the forearc and accretionary prism separated from the European plate (together with Balearic, Corsica and Sardinia blocks), the Algerian and Alboran basins [7,20] are often interpreted as back-arc basins resulting from the subduction rollback towards the south, and later towards the west (e.g., [37] and references therein). The subduction is assumed to begin at ~16 Ma [39] and to be still active in Calabria, but also beneath Alboran [30]; however, this timing and the present-day rollback effect are debated.

Although there is a general agreement to consider that subduction has been the main driving mechanism controlling the evolution of extensional basins and orogenic arcs of the Western Mediterranean, several important questions remain open: (1) palinspastic restorations of the AlKaPeCa domain (e.g., [29,39,43]) suffer important limitations and differences owing to the poor control on the structural framework offshore; (2) it is unclear whether the segmentation of the internal massifs along the coast of Africa (Fig. 1) results from the late deformation of a transform-type palaeomargin, or is instead inherited from the Tethyan rifting [13]; (3) the study area is part of a wide zone of deformation reactivated under the present-day compressional stress field, but the amount, timing and style of faulting offshore, as well as the onshore-offshore partitioning of deformation, are unknown, although this area is predicted to undergo the highest fault slip rates in the Ibero-Maghrebian region [46] and has recently experienced a large-magnitude earthquake located offshore [8,22].

In this paper, we aim at bringing new insights into the space and time evolution of the scattered relics of the Internal Zones of the Maghrebien belt of central and western Algeria, and into its tectonic behaviour as part of the Africa–Europe present-day plate boundary. We will first attempt to define at best the limits of segments of Internal Zones offshore, then to characterize the tectonic structures responsible for their setting, and finally to identify those that are still active.

2. Geological setting

Northern Algeria displays a complex geological setting (Fig. 1). It is mainly made of a segment of the Alpine belt that runs from Gibraltar to Calabria. In Algeria, the main units of this belt, also called Maghrebides [5], have been described by Durand-Delga [24, 25] and Wildi [55]. In the south, the External Zones, also called the Tellian zones [55], have a width of a hundred kilometers. They are characterized by south- or southeast-verging Miocene folds and thrusts. The Tellian zones overthrust the Atlas foreland. Further north, two successive domains are overthrusting the External Zones from south to north, respectively: (1) the flyschs units (Massylian, Mauretanian, and Numidian), corresponding to sediments deposited in the Maghrebien Tethys that was later on subducted [12,18], and (2) the Internal Zones of the belt, made of an Hercynian or older basement and its sedimentary cover, the so-called ‘Dorsale calcaire’ [24]. Internal Zones form discontinuous massifs spread along the coast of central Algeria, namely from east to west: Lesser Kabylia, Great Kabylia, Algiers, Chenoua, and Cape Tenes Massifs (Fig. 1), from east to west. About 400 km west of Cape Tenes, they outcrop again in Morocco, in the Bokoya Massif and between Jebha and Ceuta (Fig. 1). Although the exact palaeogeography of these massifs within the AlKaPeCa domain is poorly constrained (see discussions in [12,29,39]) and part of the Tethyan ocean may have separated the AlKaPeCa from Europe (see discussion in [43], and [19]), we will assume here that they initially belonged to the European side of the Tethys, in a forearc position, close to the Balearic islands and Sardinia. The AlKaPeCa blocks separated from the European plate at the opening of the Algero-

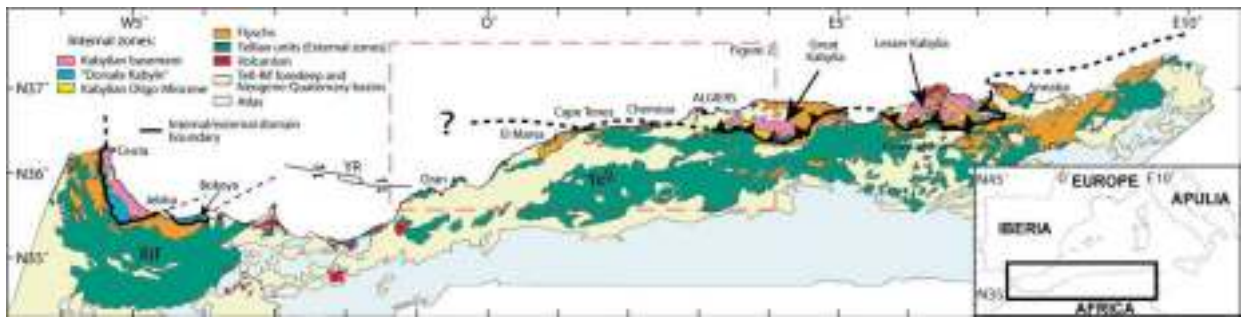


Fig. 1. Geological map of northern Africa, modified from [55]. YR: Yusuf ridge surrounded by the Yusuf fault (location from [20]). The black thick line represents the limit between the Internal and External domains as it was known before this study [33]. See text for explanations.

Fig. 1. Carte géologique du Nord de l'Afrique, modifiée d'après [55]. YR : Ride de Yusuf bordée par la faille de Yusuf (position d'après [20]). La ligne noire épaisse représente la limite entre les domaines interne et externe en l'état des connaissances avant cette étude [33]. Voir explications dans le texte.

Provençal back-arc basin (Early to Middle Miocene, e.g., [17]), then drifted to the south-east, and began to collide the African passive margin between 18–15 Ma ago ([37] and [27], respectively), possibly followed by a >560-km westward migration of the Gibraltar Arc after ~16 Ma [39]. However, the ages of these events still remain controversial, and the way the tectonic evolution of the area occurred is also highly debated. For instance, some palaeostresses reconstructions based on microfractures analysis also led to propose a major distensive period from Late Oligocene to Middle Miocene [2,3]. Other debates concern the large massifs of Kabylies, which are assumed to have undergone either an early frontal, north–south ([17,39] and references therein), or oblique, NW–SE [27,29] collision. Furthermore, large strike-slip zones [38] are believed to have segmented the Internal Zones and are supposed to extend offshore, but whether they are inherited from the palaeogeography of the northern palaeomargin of the Maghrebien Tethys [13] or whether they result from the development of a bookshelf faulting system in the Plio-Quaternary stress field [45], is unclear, due to the lack of accurate marine data.

In the following, we will assume a simplified evolution from a pre-Miocene period, where the strike-slip activity was dominant, and a post-Miocene one, characterized by compression, starting at around 8 Ma ago [6]. Nowadays, the convergence of the African plate towards the Eurasian plate is $\sim 5.1 \text{ mm yr}^{-1}$ in a N60°W direction [47] at the longitude of Algiers. Since the Quaternary, compressional structures on-land provide an approximate shortening rate of $1\text{--}2.3 \text{ mm yr}^{-1}$ for the Rif and Tell domains [42]. Therefore, an important part of the North African deformation (up to 50%) could be located offshore and further north on-land in the Betics. The May 21, 2003 Mw 6.8 Boumerdes earthquake [8]

has demonstrated the existence of active north-verging structures offshore that are indeed accommodating part of the convergence [21,22]. They also represent an important seismic hazard for the coastal cities of Algeria, including Algiers. Several other seismicity patterns further support this assessment (e.g., [57]). These reverse faults appear to have a vergence opposite to most of those of the main Miocene thrusts of the Tell–Atlas. This pattern may arise from a major change in the tectonic style of the region through the reactivation and inversion of previous tectonic structures of the Maghrebien belt and Mediterranean margins in the present-day NW–SE compressional system [53]. Indeed, stress conditions in the region have not always been steady: important changes of the tectonic regime occurred from Late Cretaceous to Early Oligocene [48,51], and the African plate motion varied during the last few Ma [16, 40]. Therefore, from our new dataset, we also aim at clarifying whether the current structural pattern is influenced by older (pre-Miocene and Miocene) inherited structures.

3. MARADJA cruise data

The MARADJA cruise took place on board the R/V *Le Suroît* (IFREMER) from 21 August to 18 September 2003. It has been scheduled in order to identify accurately the bathymetry and offshore structures from Oran to Dellys (Fig. 2). The area covered by the cruise was divided into three zones: from Dellys to Mt Chenoua, from Mt Chenoua to El Marsa, and finally from El Marsa to Oran (Fig. 2). We gathered more than 5000 km of seismics and continuous seafloor imagery, along 600 km of coastline, from Oran, to the west, to Dellys, to the east. The bathymetric and reflectivity data were obtained using a Kongsberg EM300 Simrad multibeam

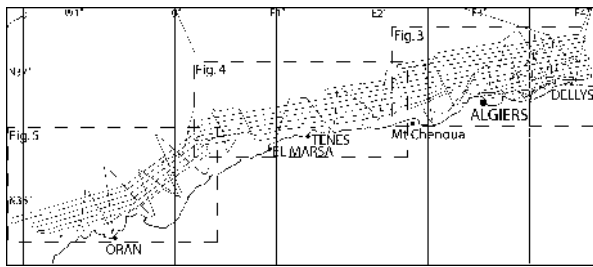


Fig. 2. Location of the ship tracks acquired during the MARADJA'2003 cruise.

Fig. 2. Plan de position de la campagne Maradja'2003.

echosounder (and EM1000 for the continental platform). Simrad EM300 is a 32-kHz multibeam system that allows for overall swath coverage of ~ 6 times water depth, increasing with depth to a maximum width of 5000 m at 1000 m. We have obtained a resolution of 15×35 m at 1000-m depth with a vertical accuracy from 2 m (central beam) to 10 m (lateral beam). Sound speed is estimated from regularly spaced velocity profiles for accurate depth conversions. The bathymetric and backscattering data have been processed with the CARAIBES[®] software (IFREMER). We produced a digital elevation model for the seafloor topography, with a resolution of 50 m for the regions of Oran and Tenes, and 25–35 m (depending on depth) for the Algiers zone. Two types of seismic reflection data were obtained, i.e. 6- or 24-channel seismics (4169 and 802 km of sections, respectively). The SU (Seismic Unix) CWP/SU software (Center of Wave Phenomena, Colorado School of Mines) was used for the stack and migration of the seismic data. In addition, a 2–5-kHz CHIRP sonar was used during the entire cruise, as well as a gravimeter and a magnetometer, and eight cores (56 m in total) were successfully obtained by a Küllenberg piston corer. For the purpose of studying the morphology of the seafloor and the structure of the margin, we will mostly use the results obtained from the bathymetric and seismic data, and describe the margin from east to west by dividing it into 3 main zones (Algiers, Tenes, and Oran, Fig. 2).

4. Algiers zone

Between Algiers and Dellys (Fig. 3), the continental platform is narrow (especially close to the Algiers massif where the slope is as steep as 15%), except in the bays, where it widens. Along the margin, our new bathymetric map reveals numerous canyons, generally presenting a network of tributaries. The two main ones are the Algiers canyon and the Dellys canyon [10]. The first one is a meandering canyon, formerly draining the

Isser River, according to the palaeo-location of the river [10], and presents signs of deviations (Fig. 3). The second one is rather straight, with several tributaries, and probably drains the Sebaou River. Some limited areas on the slope present a smoother topography, without any canyons (see s in Fig. 3). The continental slope east of Algiers is strongly irregular, with an intermediate flat of various width and a rather sinuous slope break (east–west, NE–SW and NW–SE segments). In this area, the margin does not exceed 20 km in width, and is depicting NE–SW slope breaks striking in a $N70^\circ$ mean direction, a direction already known on-land, through folds in Great Kabylia, for example, the ones in the Tizi-Ouzou basin (i.e. [50]). Two different types of slope breaks were identified: a rollover basin on the slope, formed on top of a listric normal fault, and a piggyback basin further down in the deep basin ([22]; Fig. 3), a simple sedimentary filling behind a blind thrust. These slope breaks result mostly from the Plio-Quaternary activity of deeper thrust ramps [22], one of them striking $\sim N70^\circ$ being assumed to connect at depth to the Boumerdes earthquake rupture (this strike corresponds to the one found by Delouis et al. [21], from seismological and geodetical observations). Folding affects the layers up to the top of the Quaternary layers (Fig. 3, seismic line 1), regardless of salt diapirism effects. We also identify east–west lineaments on the bathymetry in the deep basin. They may underline the presence of tenuous accidents, not necessarily active anymore, along which the salt extruded and formed salt walls (Fig. 3). West of Algiers, the slope changes to a $N115^\circ$ direction (again, a well known direction in Great Kabylia, [2]) as it encounters a large submarine bank (Khair al Din). As a consequence, the margin width increases up to 45 km north of Tipaza (Fig. 3).

The Khair al Din bank is an elongated high (500-m depth), previously roughly known (e.g., [38]), overhanging the deep basin as deep as 2700 m. On the eastern flank of the bank, the canyons are narrow, dense and straight, and look more like linear gullies. On its northwestern side, the slope break is striking $N70^\circ E$ and is very sharp. We identify there a deep-sea fan and an area without canyons, probably smoothed by sedimentary processes like slope instabilities. On the seismic line 2 (Fig. 3), active thrust faulting is suggested by the folding of the Plio-Quaternary sediments and numerous reverse faults distributed above the acoustic basement. In the deep basin, the main features are salt domes organized as walls of several kilometre length.

This main change of morphology between the western and eastern sides of Algiers may indicate that the Boumerdes area is composite: Kabylia Oligo-Miocene

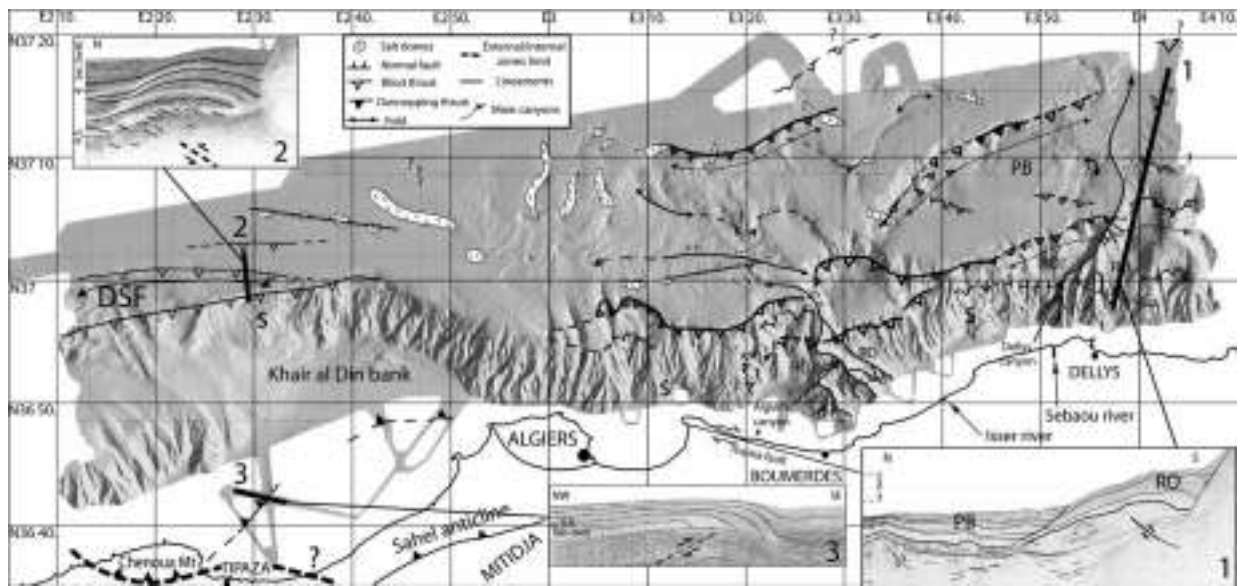


Fig. 3. Shaded bathymetric map (obtained from a 50-m DEM) of the Algiers region with the main geological features identified (salt domes, lineaments, main canyons, normal and thrust faults, and folds). Black thick lines: position of the time-migrated, stacked 6-channel seismic lines (vertical exaggeration: 4). **RO**: Rollover basin, **PB**: piggy back basin, **MS**: Messinian salt, **s**: areas with a smoother topography and less canyons, **DSF**: deep-sea fan. Dashed black thick lines: southern limit of the Internal Zones.

Fig. 3. Carte bathymétrique ombrée (obtenue par un MNT au pas de 50 m) de la région d'Alger, avec les principales structures géologiques identifiées (dômes de sel, linéaments, canyons principaux, failles normales et inverses, plis). Lignes noires épaisses : position des profils sismiques 6 traces sommés et migrés en temps (exagération verticale = 4). **RO** : Bassin en *rollover*, **PB** : bassin en *piggy-back*, **MS** : sel messinien, **s** : zones présentant une topographie plus lissée et moins de canyons, **DSF** : éventail sous-marin profond. Lignes épaisses en pointillé : limite sud des Zones Internes.

sediments or Flyschs units and some volcanic deposits can compose it, taking into account the continuity that should exist between known onshore outcrops in the Boumerdes-Dellys area [55] and offshore rocks. Conversely, the Khair al Din bank corresponds to a relic of the Kabylia basement, like the nearby Algiers massif (Fig. 6). The difference of lithology could also explain the difference of drainage pattern and faulting style along this part of the margin (i.e. several successive thrusts striking northeast and southwest across the margin east of Algiers, but only one major north-verging thrust striking N115° between Chenoua and Algiers).

On the southwestern end of Khair al Din, we identify the prolongation of a major tectonic feature, known on-land as the Chenoua anticline. This south-verging thrust fold (Fig. 3, Inset 3) has been seismically activated on both sides of the shoreline during the 29 October 1989 M_S : 6.0 reverse faulting event [41]. Thanks to four seismic lines crossing this structure (Fig. 2), we are able to map for the first time the eastern offshore prolongation of the Chenoua thrust fold (Fig. 3).

The main thrusts identified offshore the Algiers zone on the slope or in the deep basin (Fig. 3) have a northern vergence, therefore opposite to most tectonic features

found inland ([27,52] and references therein). For instance, the Sahel anticline and the Kabylies thrust front are controlled by north-dipping faults (e.g., [11,41]). The offshore thrusts may represent south-dipping back-thrusts recently formed (Plio-Quaternary) behind the main south-verging suture south of the Kabylies [22, 52]. It is believed that this suture zone formed at the end of the Kabylia collision with the African plate, during the Miocene. However, the position and geometry of the Sahel and Chenoua folds and thrusts relative to the main active thrust suggest that they represent backthrusts of the main south-dipping thrust found at the foot of the Khair Al Din Bank (Fig. 3).

5. Chenoua–Tenes zone

This zone is characterized by a linear and east–west-oriented continental slope (Fig. 4), which is also quite steep (10%) compared to other Western Mediterranean margins (e.g., [1,4,49]): in Cape Tenes, the cliffs almost overhang the abyssal plain. On the eastern side of the zone, we observe the westward end of the Khair al Din bank, also called the perched valley of Dahra [26], which progressively deepens along strike, and finally vanishes into the deep basin. This causes a sharp

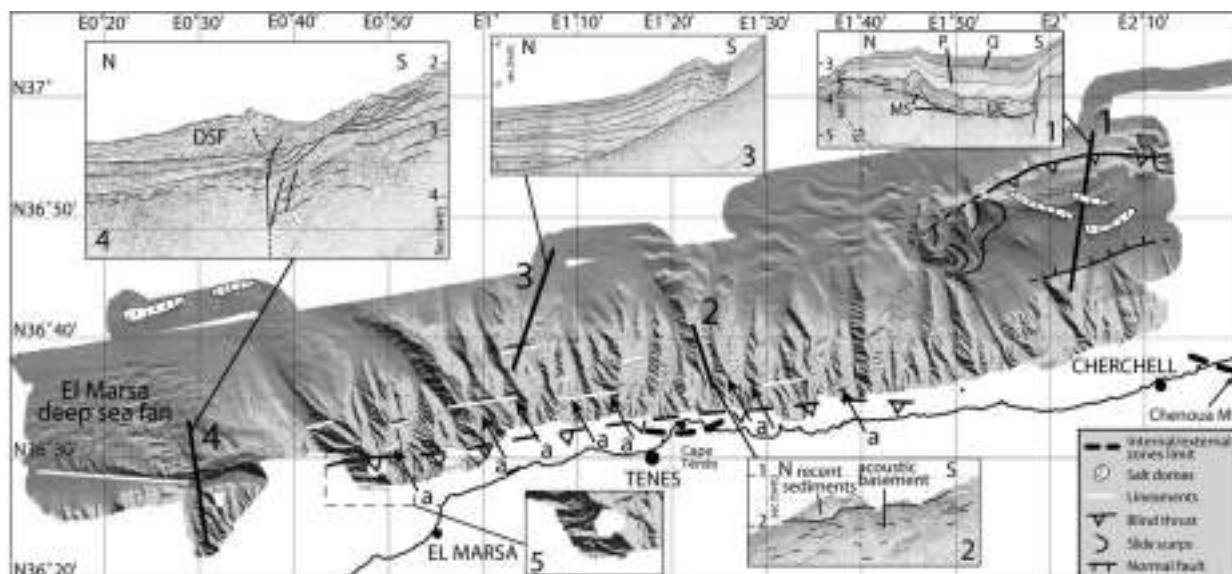


Fig. 4. Shaded bathymetric map (obtained from a 50-m DEM) of the Tenes region with the main geological features identified (salt domes, lineaments, normal and thrust faults, and slide scarps). Black thick lines: position of the time-migrated, stacked 6-channel seismic lines (vertical exaggeration: 4), **DSF**: deep-sea fan, **Q**: Quaternary, **P**: Pliocene, **UE**: upper evaporites, **MS**: Messinian salt, **a**: canyon deviations. Dashed black thick lines: southern limit of the Internal Zones. Dashed thin line: assumed fault zone, modified from [56] and our observations.

Fig. 4. Carte bathymétrique ombrée (obtenue par un MNT au pas de 50 m) de la région de Ténès, avec les principales structures géologiques identifiées (dômes de sel, linéaments, failles normales et inverses, et cicatrices d'arrachement). Lignes noires épaisses : position des profils sismiques 6 traces sommés et migrés en temps (exagération verticale = 4). **DSF** : éventail sous-marin profond, **Q** : Quaternaire, **P** : Pliocène, **UE** : évaporites supérieures, **MS** : sel messinien, **a** : déviations de canyons. Lignes épaisses en pointillés : limite sud des Zones Internes. Lignes noires fines en pointillés : zone de faille supposée, modifié d'après [56] et nos observations.

shrinkage of the margin length (37 km at E2° to 20 km at E1°45'). On the bank, the few canyons are shallow, and two large slide areas (Fig. 4) are located on the flanks of the perched valley. It appears that the entire Khair Al Din block is tilted, and that tilting is controlled by a blind thrust in the front, and accommodated by a normal fault in its back (Fig. 4, seismic line 1).

West of this block, the continental shelf is particularly narrow: the margin width changes from only 20 to 40 km from east to west. The seismic lines offshore Tenes (Fig. 2) depict an acoustically rough basement, very chaotic, sometimes locally folded, on the continental slope (Fig. 4, line 2). The numerous canyons strike generally north–south and depict linear and narrow paths. Furthermore, the crests between the canyons become sharp and the roughness of the topography increases. We interpret this morphology as an evidence for a resistant lithology. Many of the canyons present short along-strike shifts or steps in their bed topography that underline the presence of east–west faults (Fig. 4). On the lower part of the slope, the Pliocene reflectors are tilted towards the north (Fig. 4, seismic line 3). This tilting may be a consequence of several tectonic and or gravity-driven events. Firstly, the salt may have slid downslope: this retreat towards the deep

basin could have induced the southward tilting of Plio-Quaternary layers. Secondly, canyon-related sedimentary deposition would have been responsible for the fan architecture of the reflectors. Secondly, the margin has probably been uplifted (as described in the Tenes area [56]), which made the sedimentary layers slide toward the north, and may have triggered the opening of east–west fractures underlined by the east–west lineaments leaving imprints in the sediment layers above the bedrock (Fig. 4, Inset 3). Finally, the tilting of the Plio-Quaternary sediments is not sealed by an unconformity, so that the deformation must still be active. Indeed, a broad zone of north-verging faults and flexures has been predicted offshore along the margin, between El Marsa and Chenoua [56] (Fig. 4).

Finally, northwest of El Marsa, a large deep-sea fan with typical sedimentary waves (e.g., [44]) is found to mark the western end of this part of the margin. It is limited to the south by a linear east–west structure, ~22 km long, which controls the geometry of the Quaternary deep-sea fan, allowing for the northern levee to become dominant. As shown on the seismic line 4 (Fig. 4), the Plio-Quaternary canyon path lies upon a network of subvertical faults that could be associated with a strike-slip zone. We can follow the canyon almost up to the

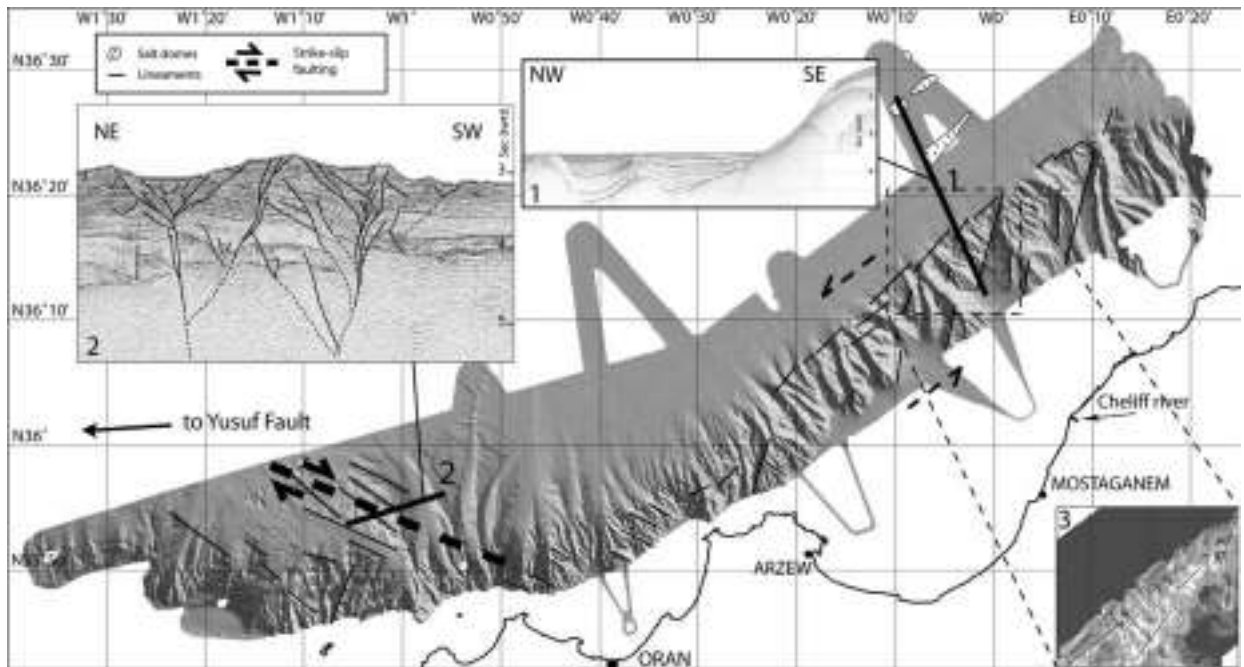


Fig. 5. Shaded bathymetric map (obtained from a 50-m DEM) of the Oran region with the main geological features identified (salt domes, lineaments, and strike-slip fault). Black thick lines: position of the time-migrated, stacked 6- and 24-channel seismic lines, for the seismic lines 2 and 1, respectively (vertical exaggeration: 4). Lower-right corner: slope map calculated from the 50-m DEM (slope increases from dark to white).

Fig. 5. Carte bathymétrique ombrée (obtenue par un MNT au pas de 50 m) de la région d'Oran, avec les principales structures géologiques identifiées (dômes de sel, linéaments, failles en décrochement). Lignes noires épaisses : position des profils sismiques 6 traces et 24 traces (profils 2 et 1 respectivement) sommés et migrés en temps (exagération verticale = 4). En bas à droite : carte de pentes, calculée à partir du MNT à 50 m (la pente augmente du foncé au clair).

coast (Inset 5, Fig. 4). Furthermore, we observe a drastic change in the acoustic basement facies below the deep-sea fan, on both sides of the fault system: north of it, we identify a chaotic and highly folded basement (similar to the basement facies found in front of Tenes), whereas to the south the basement is organized as discontinuous, weak reflectors (Inset 4, Fig. 4). This is an indication that the east–west fault zone limits two different geological units: (1) the smooth topography located south of the accident could be the surficial expression of the soft material from the Tellian units; (2) the rough basement, north-east of the accident, could represent the Palaeozoic Kabylia basement or the ‘Dorsale kabyle’ sediments, composed by carbonates and also found onshore at the southern flank of the Kabylia basement [14].

6. Oran zone

Further west, south of the previously described east–west accident, in the area extending from Oran to El Marsa (Fig. 5), a striking observation is the change of structural direction, from east–west to NE–SW. The continental platform appears to deepen continuously

from Arzew (200 m deep) to north of Mostaganem, where it reaches 800 m depth, on its edge. It is narrow in front of the capes (less than 10 km) and widens in the bays (up to 40 km). Between Oran and El Marsa, the continental slope is very steep (10 to 16%) and remarkably linear and narrow (in the area of Arzew, the bathymetry starts at 200 m upslope and suddenly falls at 2600-m depth about 10 km further downslope). It is cut by smooth and shallow canyons perpendicular to the coast, and remains rather linear. According to the smooth topography of the slope, we hypothesize that this part of the margin is made of the same geological units found nearby onland, i.e. the Tellian units composed mostly by soft marls or flysch nappes [55]. Therefore we propose that we enter here another geological domain belonging to the External Zones.

Between Oran and El Marsa, we observe some lineaments with a N10° trend and, at the foot of the Arzew–El Marsa linear slope, en echelon N45° trending lineaments. Both families of lineaments are clear on a slope map (Inset 3, Fig. 5). The N45° and N10° trending lineaments show the same right-stepping en echelon segmentation. They could be associated to strike-slip move-

ment. However, we do not see any evidence for active faulting on the seismic lines (Inset 1, Fig. 5, shows very horizontal reflectors, except where the salt forms domes, far in the deep basin) and this area is also seismically almost inactive. So it may have played a role only in the past and could be locked in the present-day stress field. The very linear shape of the margin in this area may be due to a former faulting activity along a palaeo-transform margin.

West of Oran, the margin depicts again a major change in strike and recovers a general east–west direction. Furthermore, variations in the slope morphology might indicate the presence of volcanic material, as it was described onshore in this region and in some offshore samplings [23,36]. West of Oran, on the bathymetry, we observe long NW–SE lineaments, with some of them presenting en echelon patterns. The study of our seismic lines shows that each lineament is correlated to a small fault. These faults form a network of fractures typical of flower structures (a negative, symmetric one, and another one, asymmetric). These two structures are probably rooted together on a deeper main fault (Inset 2, Fig. 5). This pattern indicates a dextral strike-slip motion with a normal component, probably corresponding to the eastern end of the Yusuf ridge [20]. Miocene volcanic activity [20,38] also underlines the presence of a faulted zone. Furthermore, there is evidence onland for dextral strike-slip motion [54] exactly in the prolongation of offshore structures.

As a whole, these observations are in agreement with structural observations [20], seismicity pattern and several fault plane solutions of earthquakes [9,31] indicative of a large strike-slip zone west of Oran, associated with the Yusuf ridge [20].

7. Discussion

7.1. Limits of the Internal Zones

From the observations described in the sections above, we propose a new geological map for the offshore domain (Fig. 6). Although we lack here deep coring, basement samplings and dense seismic reflection data in order to support our hypotheses, we attempt to relate the lithology offshore to the one onshore from the changes of geometry, morphology, bathymetry, roughness and seismic structures reported.

The contact between Internal and External Zones is clearly mapped west of El Marsa, along the east–west accident delimitating the southern end of the El Marsa deep-sea fan (Fig. 6). Elsewhere, we have used several geomorphic markers and changes in the roughness of

the bathymetry or seismic facies, together with geological evidence onland, in order to propose a connection of offshore domains either to the Internal Zones, External Zones, or the Algerian ‘oceanic-type’ crust of the deep basin. However, several limitations and doubts about the basement nature remain, that are discussed hereafter.

7.1.1. Contact between External and Internal Zones

Around the longitude E4°, the acoustic basement could be the Kabylia basement covered by the flyschs units that are also present on the southern facing coast. In this case, we cannot define clearly the exact boundaries of the flysch body, because the outcropping sediments are thick layers of Plio-Quaternary deposits, therefore hiding the basement lithology and smoothing the morphology. The same problem occurs between Oran and El Marsa: the flyschs as well as the Tellian units are present onshore between 0° and E1°, so we can suppose that they extend offshore. They are both made of soft material; therefore, we would need dredgings or corings to be able to distinguish them. Despite all these uncertainties of lithology, we can however say that the Internal Zones are present offshore from the Algiers region to El Marsa. In the Algiers zone, the boundary between Internal and External Zones lies probably below the Mitidja basin [33], whereas in the Tenes region it is probably near the coastline, on the continental shelf, out of our ship tracks. Finally, southwest of the El Marsa deep-sea fan, we enter the External domain.

7.1.2. Contact between Internal Zones and Neogene oceanic crust

The deep basin is filled by thick Neogene sediments, and its basement probably corresponds to the oceanic floor of the Algerian basin. From palinspastic reconstructions [29,39], the northern margin of the Internal Zones could be either a passive margin that separated the AlKaPeCa domain from Southern Europe at the first stage of drifting at ~23–16 Ma (Kabyliens), or a transform margin born during the westwards migration of the Alboran Arc, after 16 Ma. In the Algiers area, the domain at the foot of the margin is called ‘transitional zone’ [18] and is of unknown origin. We assume here that the continental domain approximately stops at the foot of the slope, therefore we place the northern end of the internal or external domains where the deep basin starts, i.e., in absence of any other constraints, approximately at the isobath 2600 m. We have checked that the northern limit of the internal domain proposed using this criteria is roughly correlated to a major magnetic anomaly [28,39], which is supposed to indicate the transition from continent to oceanic crust (Fig. 6). The magnetic

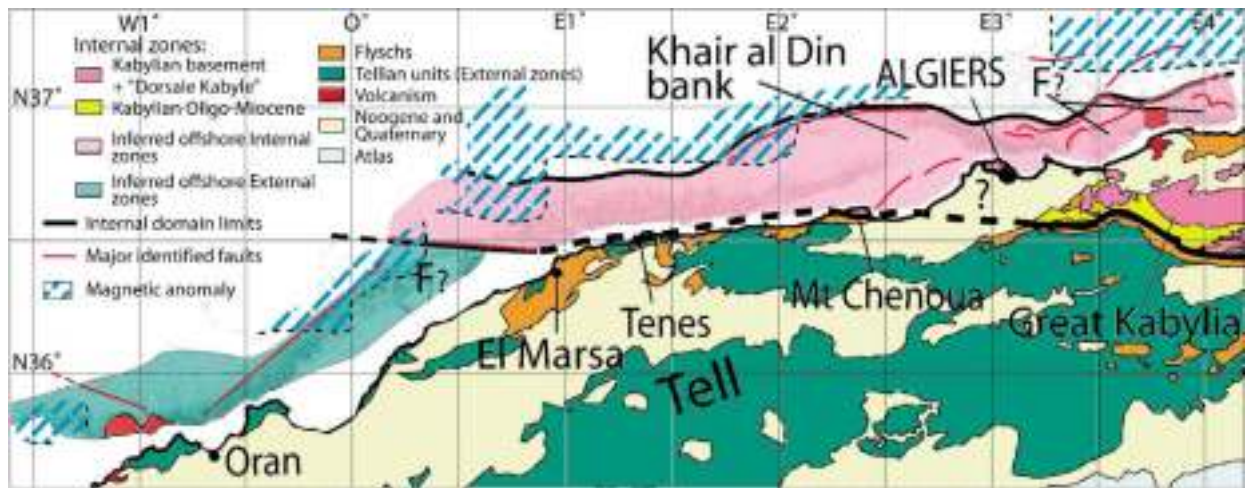


Fig. 6. Geological map of the Oran–Algiers area and limit between the internal and external zones inferred from the offshore observations of this study. East of Algiers, the assumed offshore internal domain could also represent part of flysch units overlying the basement ($F?$), and northeast of Oran, the External domain could also contain flysch units ($F?$), as it is observed on the facing coasts. Hachured lines: main magnetic anomaly after [28] (the dashed black thin lines represent the southern limit of their dataset).

Fig. 6. Carte géologique de la zone entre Oran et Alger montrant la limite entre les zones Externes et Internes déduites des observations en mer de cette étude. À l'est d'Alger, le domaine interne supposé pourrait aussi représenter une partie des unités de flyschs qui recouvrent le socle à terre (« $F?$ »), et au nord-est d'Oran, le domaine externe pourrait également contenir des flyschs (« $F?$ »), comme il en existe sur les côtes adjacentes. Hachures : principales anomalies magnétiques d'après [28] (les pointillés fins noirs représentent la limite sud des données).

data from Galdeano and Rossignol [28] do not cover the coastal part of the margin, but we have used our preliminary magnetic data to further strengthen the position of the anomalies in the vicinity of the margin.

7.2. Consequences on the tectonic evolution of northern Algeria

The Internal Zones appear to be narrow. Firstly, it should be emphasized that they appear to have been deeply eroded, so that only pieces of them are left. Secondly, they look like lenses in map view (two 'boudins' at longitudes $E0^{\circ}$ – 3° and $E3^{\circ}$ – 4° , and one necking level at longitude $E3^{\circ}$, in our study area). They have been described as 'megaboudins' in the Transmed Atlas [52]. Although preliminary, our observations favour the hypothesis of strike-slip fault systems which may have either originally shifted the northern margin of the Maghrebien Tethys in the Tenes–Algiers zone [13] or have accommodated the westwards migration of the Alboran Arc in the Oran–El Marsa zone, since we have found evidence for palaeo-strike-slip movements, especially in the zone between Arzew and El Marsa (see §5). Whether all the different blocks of the Internal Zones were initially separated, or whether they were torn apart later on, is still questionable. However, strike-slip motions are likely to have played a key role in the margin evolution, considering the numerous indications for transcurrent displacements (en echelon patterns, flower

structures, long and parallel lineaments, and steepness of the slope between Arzew and El Marsa).

Several kinematic models of the westernmost Mediterranean propose a more or less north–south collision of the AlKaPeCa blocks [17,23,27,43]. However, the trajectories are still poorly known and were probably complex – for instance, oblique with a clockwise rotation. Furthermore, a diachrony of collision from east to west is often suggested [29,39], which could explain the northeast-striking margin between Oran and $0^{\circ}10'E$ as a transform-type margin born after ~ 16 Ma to accommodate the westward migration of the eastern Alboran block.

The escarpments near the coast are rarely described, except at the foot of the slope west of Oran, recognized as the continuation of the Yusuf dextral strike-slip fault [38,45] (Fig. 5), and at the Thenia scarp, between Algiers and Boumerdes [10] (Fig. 3). NW–SE lineaments and vertical accidents (affecting Neogene sediments) in the seismic lines (see §5) clearly favour the continuity of the Yusuf ridge towards the east. We did not detect similar indications in the continuation of the Thenia fault: however, the margin east of the Khair-Al-Din bank depicts the same strike, suggesting a genetic link between these structures. Considering the existence of a large strike-slip corridor controlled mainly by the Nekor and Jebha faults in Morocco (e.g., [35,43]), we propose that a system of relay worked offshore during the Miocene,

the strike-slip movement occurring first on the Yusuf fault, and later on a system of SW–NE faults located near the Oranese margin accommodating the westward escape of the East Alboran block.

7.3. Reactivation of structures

The seismicity from the last three decades shows great changes from east (Algiers zone) to west (Oran zone) (e.g., [9]). The Algiers area is by far the most active. Nowadays, the major active faults depict compressional focal mechanisms, and these are a potential hazard for the coastal cities of Algeria. Only the SW–NE striking structures seem active in the present-day stress field, whereas NW–SE structures are apparently not. These latter ones were probably active under a different stress field. Some authors suggest the presence of active strike-slip faults along the Algerian margin [38,42]. However, according to the recent focal mechanisms and seismicity distribution, it appears that these faults have no clear activity today. They may have played an important role in the past (at least before the Quaternary, but probably before the beginning of the compressive stage of the margin, during the Miocene), and some of them favourably oriented could be reactivated as thrust faults in the present-day stress field. This could be the case of the Khair al Din reverse fault (Fig. 3). Conversely, the series of north-verging thrusts offshore Boumerdes are probably neoformed Plio-Quaternary structures [52], and correspond to the beginning of the margin inversion [22]. The Tenes area is slightly seismogenic, with small earthquakes that appear spread offshore, according to the NEIC catalogue of earthquakes from 1973 to present. Most large earthquakes occurred inland, and are associated to Tellian folds and thrusts, as for instance the M_w 7.3 El Asnam 1980 event.

Some other examples of more limited active features are found offshore. The fold at the eastern continuation of the Chenoua anticline is also active (Fig. 3), as shown by the Chenoua 1989 earthquake [41]. The accident limiting the South of the El Marsa deep-sea fan could be active too, since it is very linear and fresh: however, the sedimentary dynamics combined with an inherited structure could also explain this feature. By contrast, the offshore area between Oran and El Marsa is almost aseismic, and the bathymetry and the seismic lines did not show any sign of significant tectonic activity. However, the Palomares margin, conjugate of this part of the Algerian margin, depicts an active dextral strike-slip feature called the Carboneras–Palomares fault (e.g., [15, 32]). Both margins could correspond to a former large strike-slip corridor, which has accommodated the west-

wards motion of the East Alboran block [35,39]. These contrasting patterns of activity may arise from strain partitioning between the Betics and the Atlas domain: the southern part of the system could accommodate a part of the NW–SE component of convergence onland, in the Tellian folds and thrusts (e.g., Cheliff basin), whereas the inherited strike-slip system at the foot of the continental slope does not display a favourable dip to allow for a compressional reactivation.

8. Conclusion and perspectives

The Maradja'2003 cruise provides for the first time a detailed morphostructural database of the ~500-km-long Algerian margin from Dellys to Oran. From a preliminary interpretation of the new bathymetric maps and seismic sections obtained, we identify several tectonic features related to the main geological suture of North Africa in the Miocene (the 'Alboran-Kabylia collage') and to the coeval opening of the Algerian basin. We find several offshore markers of the boundary between the Internal Zones deriving from the AlKaPeCa microcontinent and the External and flysch domains, and propose a transition to the newly formed deep basin using bathymetry and magnetic anomalies. This allows us to infer that Internal Zones constitute the basement of most of the margin from Dellys to $0^{\circ}10'E$, getting narrower from east to west (from ~100 km to ~30 km), and then disappearing at the place where the margin changes strike (Fig. 6). Our observations in the Oran area are in line with several tectonic models [27,30,43] favouring a strong westward translation of the Alboran terrane, shaping the northern and southern margins of the East Alboran sea as transform segments through a westward rollback process. Active folding and faulting is widespread mostly at the outer and inner limits of the Internal Zones. Some old structures, inherited from the Miocene, certainly contributed to the current morphology of the margin. The steep margin between Arzew and El Marsa illustrates this former activity. In the present-day NW–SE stress field, during the Plio-Quaternary, new structures were formed, like the important east–west or NE–SW faults and folds around Algiers. The location of the seismic activity in the process of tectonic inversion of the margin is not necessarily around the old sutures. For instance, in the case of the former transform margin in the Oran region, the present deformation is located in the Cheliff area, further inland. Furthermore, the Plio-Quaternary tectonic style is totally different from the one during the Miocene. For instance, strike-slip activity along NW–SE or east–west

structures appears to be weak or absent, whereas reverse dip-slip faulting dominates.

The interpretation of the geological nature of the basement proposed in this paper is only preliminary. We acknowledge that several questions remain open concerning the exact nature, extent and structure of the off-shore domain: for instance, whether or not large strike-slip zones (part or not of large pull-apart basins [38]) torn the Internal Zones apart during their drift, or book-shelf faulting [42] plays a role in the last stages of deformation, cannot be assessed from our observations alone. Some other uncertainties still remain: for instance, the exact Internal/External Zones boundary between Tenes and Chenoua probably lies in the coastal zone, but is not properly depicted because not fully covered during our survey. Further cruises are therefore needed to complement this mapping, especially near the coastline. Sampling of the basement through coring, dredging and diving is also necessary in order to better assess our interpretation in most areas. It could for instance lead to a better understanding of the role played by the Yusuf ridge in the tectonic evolution of the area of Oran. Finally, future studies of the gravimetry and magnetic data, together with deep seismic sections, should also provide important insights on the transition from Internal Zones to the basement of the Algerian basin.

Acknowledgements

We wish to thank IFREMER and the crew of the R/V Le Suroît, led by Captain A. Werly for their support during the Maradja cruise. Thanks to R. Cagna for efficient and continuous onboard processing. This research was funded by the French ACI (*Action concertée incitative*) 'Risques naturels' programme ('Action spécifique Algérie'), ESF EUROMARGINS Programme (01-LEC-EMA22F Westmed Project) through 'GDR Marges' ('Instabilités gravitaires'), and the French–Algerian CMEP Project TASSILI No. 041MDU619. We are indebted to SHFN ('Service hydrographique des forces navales', Algeria) and to the Algerian State for allowing this study. We also thank D. Frizon de Lamotte, A. Boudiaf and J.-P. Gélard for helpful comment on the manuscript. Contribution No. 974 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France). Contribution No. 2087 of GDR 'Marges'.

References

- [1] J. Acosta, M. Canals, J. López-Martínez, A. Muñoz, P. Herranz, R. Urgeles, C. Palomo, J.L. Casamor, The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes, *Geomorphology* 49 (3–4) (2003) 177–204.
- [2] M.O. Aïte, Paléocontraintes post-collision identifiées dans le Néogène de Grande Kabylie (Algérie), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 320 (1995) 433–438.
- [3] M.O. Aïte, J.-P. Gélard, Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie), *Bull. Soc. géol. France* 168 (4) (1997) 423–436.
- [4] B. Alonso, G. Ercilla, Small turbidite systems in a complex tectonic setting (SW Mediterranean Sea): morphology and growth patterns, *Mar. Pet. Geol.* 19 (10) (2002) 1225–1240.
- [5] J. Aubouin, M. Durand-Delga (Eds.), *Aire méditerranéenne, Encyclopaedia universalis*, vol. 10, 1971, pp. 743–745.
- [6] R. Augier, L. Jolivet, C. Robin, Late Orogenic doming in the Eastern Betics: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis, *Tectonics* 24 (4) (2005) TC4003, doi:10.1029/2004TC001687.
- [7] J.-M. Auzende, J. Bonnin, J.-L. Olivet, The origin of the western Mediterranean Basin, *J. Geol. Soc. Lond.* 129 (1973) 607–620.
- [8] A. Ayadi, S. Maouche, A. Harbi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, F. Oussadou, A. Mahsas, D. Benouar, A. Heddar, Y. Rouchiche, A. Kherroubi, M. Frogneux, K. Lammali, F. Benhamouda, A. Sebaï, S. Bourouis, P.J. Alasset, A. Aoudia, Z. Cakir, M. Merahi, O. Nouar, A. Yelles, A. Bellik, P. Briole, O. Charade, F. Thouvenot, F. Semmane, A. Ferkoul, A. Deramchi, S.A. Haned, Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *EOS Trans. AGU* 84 (50) (2003) 561–568.
- [9] M. Bezzeghoud, E.R. Buforn, Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, $M_w = 4.8$), 1994 Alhoceima (Morocco, $M_w = 5.8$) and 1994 Mascara (Algeria, $M_w = 5.7$) earthquakes and seismotectonic implications, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (1999) 359–372.
- [10] A. Boudiaf, Étude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie), thèse d'État, Montpellier, 1996, 274 p.
- [11] A. Boudiaf, H. Philip, A. Coutelle, J.-F. Ritz, Découverte d'un chevauchement d'âge Quaternaire au sud de la Grande Kabylie (Algérie), *Geodin. Acta* 12 (2) (1999) 71–80.
- [12] J.-P. Bouillin, Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. géol. France* 8 (4) (1986) 547–558.
- [13] J.-P. Bouillin, La répartition des affleurements de la Dorsale kabyle: héritage d'une segmentation mésozoïque de la marge nord-téthysienne ?, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 315 (1992) 1127–1132.
- [14] J.-P. Bouillin, M. Durand-Delga, P. Olivier, Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: Distinctive features, genesis and development stages, in: F.C. Wezel (Ed.), *The Origin of Arcs*, *Dev. Geotectonics* 21 (1986) 281–304.
- [15] J.-C. Bousquet, Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain, *Tectonophysics* 52 (1979) 277–286.
- [16] E. Calais, C. DeMets, J.-M. Nocquet, Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia plate motion, *Earth Planet. Sci. Lett.* 216 (2003) 81–92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- [17] E. Carminati, M.J.R. Wortel, W. Spakman, R. Sabadini, The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.* 160 (1998) 651–665.
- [18] W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.A. Ziegler (Eds.), *The Transmed Atlas – The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Springer, Berlin, Heidelberg, 2004.
- [19] A. Chalouan, A. Michard, The Alpine Rif Belt (Morocco): a case of Mountain Building in a Subduction–Subduction–Transform Fault Triple Junction, *Pure Appl. Geophys.* 161 (2004) 489–519.
- [20] M.C. Comas, J.P. Platt, J.I. Soto, A.B. Watts, The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results,

- in: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results 161 (44) (1999) 555–580.
- [21] B. Delouis, M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, K. Yelles, Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.* 31 (2004) L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- [22] J. Déverchère, K. Yelles, A. Domzig, B. Mercier de Lépinay, J.-P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracène, E. Calais, B. Savoye, A. Kherroubi, P. Le Roy, H. Pauc, G. Dan, Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 *M*_w 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 32 (2005) L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- [23] S. Duggen, K. Hoernle, P. van den Bogaard, C. Harris, Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis, *Earth Planet. Sci. Lett.* 218 (2004) 91–108.
- [24] M. Durand-Delga, Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie, *Publ. Serv. géol. Algérie* 39 (1969) 89–131.
- [25] M. Durand-Delga, J.M. Fonboté, Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in: J. Aubouin, J. Debelmas, M. Lattreille (Eds.), *Géologie des chaînes alpines* issues de la Téthys, Colloque n° 5, 26^e Congrès géologique international, Paris, in: *Mém. BRGM*, 1980, pp. 67–85.
- [26] M. El Robrini, M. Genesseeux, A. Mauffret, Le séisme d'El Asnam (Algérie) 1980 et l'instabilité des pentes algériennes, *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.* 29 (2) (1985) 113–114.
- [27] D. Frizon de Lamotte, B. Saint Bezar, R. Bracène, E. Mercier, The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics* 19 (4) (2000) 740–761.
- [28] A. Galdeano, J.-C. Rossignol, Assemblage à altitude constante de cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée, *Bull. Soc. géol. France* 7 (1977) 461–468.
- [29] B. Gelabert, F. Sabat, A. Rodriguez-Perea, A new proposal for the Late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova* 14 (2002) 93–100.
- [30] M.-A. Gutscher, J. Malod, J.-P. Réhault, I. Contrucci, F. Klingelhöfer, L. Mendes-Victor, W. Spakman, Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology* 30 (2002) 1071–1074.
- [31] D. Hatzfeld, Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-maghrébine, thèse d'État, Grenoble, 1978, 281 p.
- [32] J.V.A. Keller, S.H. Hall, C.J. Dart, K.R. McClay, The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault SE Spain, *J. Geol. Soc. Lond.* 152 (1995) 339–351.
- [33] M. Kieken, Esquisse tectonique de l'Algérie, *Publ. de la Carte Géol., Alger*, 31, 1962, 16 p.
- [34] L. Jolivet, C. Faccenna, Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision, *Tectonics* 19 (6) (2000) 1095–1106.
- [35] D. Leblanc, P. Olivier, Role of strike-slip faults in the Betic-Rifan orogeny, *Tectonophysics* 101 (1984) 345–355.
- [36] L. Leclaire, Plateau continental nord-africain : nature de la couverture sédimentaire actuelle et récente, thèse d'État, Paris, 1970, 391 p.
- [37] L. Lonergan, N. White, Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics* 16 (1997) 504–522.
- [38] A. Mauffret, M. El-Robrini, M. Genesseeux, Indice de la compression récente en mer Méditerranée : un bassin losangique sur la marge nord-algérienne, *Bull. Soc. géol. France* 8 (6) (1987) 1195–1206.
- [39] A. Mauffret, D. Frizon de Lamotte, S. Lallemand, C. Gorini, A. Maillard, E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova* 16 (2004) 257–264.
- [40] S. McClusky, R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, A. Tealeb, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.* 155 (2003) 126–138.
- [41] M. Meghraoui, Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua–Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova* 3 (1990) 84–93.
- [42] M. Meghraoui, J.-L. Morel, J. Andrieux, M. Dahmani, Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent–continent, *Bull. Soc. géol. France* 167 (1) (1996) 141–157.
- [43] A. Michard, A. Chalouan, H. Feinberg, B. Goffé, R. Montigny, How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?, *Bull. Soc. géol. France* 173 (1) (2002) 3–15.
- [44] S. Migeon, B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J.-C. Faugères, O. Weber, Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction, *Mar. Pet. Geol.* 18 (2001) 179–208.
- [45] J.-L. Morel, M. Meghraoui, Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa–Eurasia plate boundary, *Geology* 24 (1996) 755–758.
- [46] A.M. Negrodo, P. Bird, C. Sanz de Galdeano, E. Bufo, Neotectonic modeling of the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 107 (B11) (2002) 2292, doi:10.1029/2001JB000743.
- [47] J.-M. Nocquet, E. Calais, Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.* 161 (2004) 661–681.
- [48] J.-L. Olivet, J. Bonnin, P. Beuzart, J.-M. Auzende, Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue, *Bull. Soc. géol. France* 7 (1982) 875–892.
- [49] G. Pautot, Cadre morphologique de la Baie des Anges. Modèle d'instabilité de pente continentale, *Oceanol. Acta* 4 (1981) 203–212.
- [50] D. Raymond, Évolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin, thèse d'État, université Paris-6, 1976, 152 p.
- [51] L.E. Ricou, Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia, *Geodin. Acta* 7 (1994) 169–218.
- [52] E. Roca, D. Frizon de Lamotte, A. Mauffret, R. Bracène, J. Vergès, N. Benaouali, M. Fernandez, J.A. Munoz, H. Zeyen, TRANSMED Transect II, in: W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.A. Ziegler (Eds.), *The Transmed Atlas – The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Springer, Berlin, Heidelberg, 2004.
- [53] D. Stich, C.J. Ammon, J. Morales, Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108 (B3) (2003) 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- [54] G. Thomas, Mise en évidence de décrochements dextres est-ouest d'âge Quaternaire en Algérie nord-occidentale, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 283 (1976) 893–896.
- [55] W. Wildi, La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 24 (1983) 201–297.
- [56] WCC (Woodward Clyde Consultants): 1984, Seismic microzonation of Ech-Cheliff region, Algeria. Report prepared for C.T.C., Algiers, 1, CTC, Algeria, 145 p.
- [57] K. Yelles, M. Derder, H. Djellit, A. Abtout, A. Boudiaf, Seismicity of the Algerian margin: origin and consequences, in: *Proc. 1st Int. Symp. Geophysics, Tanta, Egypt, 1999*, pp. 245–252.

3.1.2 Eléments de réflexion complémentaires sur la zone ouest-algérienne.

Nous possédons maintenant une vue d'ensemble des structures en mer d'Oran à l'est d'Alger ; on observe d'abord que la marge sous-marine nord-ouest algérienne est constituée d'une bande de déformation active compressive d'au moins 300 km de long, et large d'une cinquantaine de kilomètres. Son architecture est complexe, et les structures actives compressives disparaissent progressivement vers l'ouest pour laisser la place à partir de la longitude 1°E à des structures décrochantes (éventuellement, ou potentiellement actives ou anciennes). Cette répartition de la déformation doit être intégrée dans un cadre géographique plus large : on essaiera ainsi de savoir par la suite comment la déformation est répartie entre les marges ibériques et algériennes, et pourquoi il semble que la plus grande partie des failles actives de la marge algérienne est préférentiellement concentrée, apparemment, au large de la région d'Alger (entre Dellys et le Mont Chenoua).

Un autre résultat important de ce premier examen de la marge ouest-algérienne est que les failles actuellement actives ne semblent pas être directement liées à la suture des zones internes et externes : il s'agit pour l'essentiel de failles néoformées avec un pendage opposé à celui de cette suture.

Cet article apporte également des éléments sur l'évolution géodynamique de la partie ouest de la Méditerranée Occidentale : il semble que l'évolution du bassin algérien depuis le Miocène ait été contrôlée par de grandes failles décrochantes E-O à ENE-OSO, permettant la migration du bloc Alboran vers l'ouest.

Afin de développer les informations recueillies dans ce premier article, les structures liées à la néotectonique de la marge ouest-algérienne seront examinées à plusieurs échelles dans les paragraphes suivants (3.3 à 3.6). Tout d'abord, leur expression en surface dans la morphologie et la physiographie sera examinée, puis les indices de tectonique récente seront étudiés dans l'enregistrement sédimentaire. Parmi les indices de tectonique active, les sédiments très superficiels indiqueront la présence ou non d'instabilités sédimentaires associées aux failles supposées actives. Ensuite, nous utiliserons les profils sismiques qui permettent de visualiser le sous-sol jusqu'à 5-6 km sous le fond de la mer, et ainsi la déformation cumulée de l'activité long-terme des failles. C'est la géométrie des sédiments qui permettra de renseigner sur le type de tectonique et les différents styles de déformation, et éventuellement la géométrie des failles en profondeur. Nous verrons en détail les différentes zones couvertes par la campagne MARADJA 2003, mais aussi les secteurs clés de la campagne MARADJA2/SAMRA. Mais avant d'aborder les structures liées à la tectonique résultant de la convergence Afrique-Europe, nous allons d'abord décrire les structures liées à la tectonique salifère. Ceci est nécessaire afin de distinguer les déformations dues aux mouvements du sel de la « vraie » tectonique, engendrée par la convergence des plaques Afrique et Eurasie, et qui affecte toute la croûte, ou au moins les sédiments infra-salifères.

3.2 Tectonique salifère

Lors de la crise de salinité messinienne, à la fin du Miocène, une importante évaporation de la Méditerranée eut lieu, engendrant entre autres le dépôt de grandes quantités d'évaporites au fond du bassin méditerranéen (Hsü et al., 1978, Ryan et al., 1973). Parmi ces évaporites, le sel (principalement de la halite), presque omniprésent dans notre zone d'étude (en tout cas dans le bassin profond), est un matériau ductile, déformable, par opposition aux sédiments sus-jacents de la pile stratigraphique du bassin algérien (évaporites supérieures et Plio-quaternaire) qui présentent un comportement fragile. Le sel messinien a tendance à s'étaler sous son poids et à fluer sur sa base qui constitue une surface de décollement. Pour comprendre quelle part la tectonique salifère occupe dans notre contexte de tectonique compressive, il faut d'abord montrer quels sont les effets du sel dans des zones non perturbées, telles que les marges passives.

Les bassins des marges passives ne sont généralement jamais totalement plats, notamment à cause du rifting puis de la subsidence. Ainsi une très faible pente (moins de 2°) suffit à faire glisser sur la couche ductile de sel les sédiments superficiels vers le bassin. Ces mouvements créent un certain nombre de déformations et fracturations dans les couches sédimentaires fragiles sus-jacentes (Figure 3.2) (par exemple : Vendeville et Cobbold, 1987, Gaullier, 1993, Gaullier et Bellaiche, 1996, Fort et al., 2004, Brun et Fort, 2004, Vendeville, 2005).

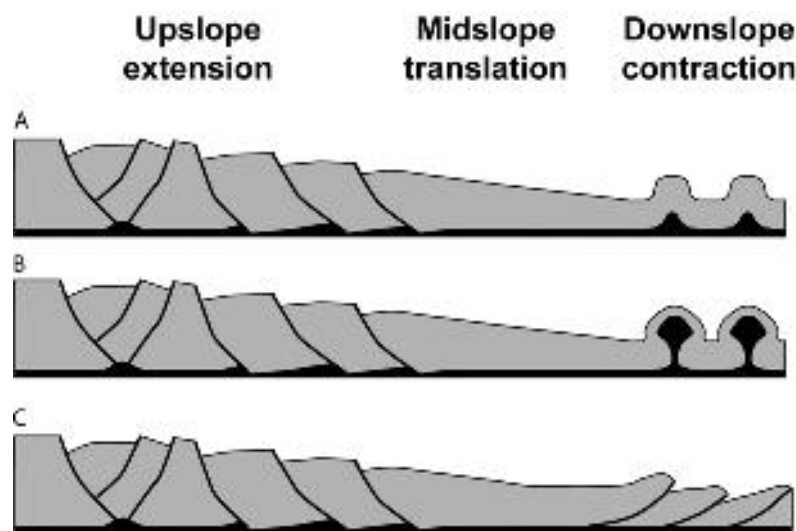


Figure 3.2 : (Vendeville, 2005) Différentes situations montrant les effets possibles de l'étalement par gravité de la couche fragile au-dessus d'une surface de décollement ductile légèrement pentée, le sel. *A* : extension en amont et formation d'anticlinaux salifères en aval. *B* : Extension en amont et formation de diapirs en aval. *C* : Extension en amont et chevauchements en aval.

En amont, on observe de la distension avec la formation de failles normales listriques à pendage vers le bassin. Sur ces failles listriques se forment des bassins sédimentaires en *rollover*. Des portions de couches immédiatement au-dessus du sel se trouvent parfois transportées sur le sel ; on les appelle des « radeaux » (= « rafts »). Ainsi, près de la marge, on trouve un domaine de blocs basculés, de grabens et de *rollovers*. Au contraire, plus loin dans le bassin, on observe des structures compressives, avec des plis, chevauchements, et des diapirs. Toute cette tectonique purement salifère ne concerne que les sédiments situés au-dessus de la base du sel. Il s'agit donc de « thin-skinned tectonics » ou tectonique superficielle, et la base du sel n'en est pas affectée puisque les failles sont enracinées sur cette surface de décollement. Il est important de noter qu'aucune tectonique crustale n'est requise pour créer ces structures.

Le glissement gravitaire vers le bassin profond n'est pas le seul processus qui permet le mouvement du sel vers le bassin profond. Les grands éventails détritiques messiniens au pied de la pente constituent une charge sédimentaire suffisamment importante pour expulser le sel plus loin dans le bassin (Figure 3.3, Loncke et al., 2006). Dans son mémoire de Master2 (Université de Bretagne Occidentale, Master Géosciences Océan), Alexis Capron a mis en évidence les relations entre d'importants corps détritiques en pied de pente liés à la crise de salinité messinienne et les autres unités évaporitiques le long de la marge algérienne (Capron, 2006). Une partie de ces dépôts détritiques est stratigraphiquement intercalée avec les évaporites supérieures, donc sur le sel (Figure 3.5). Or à ce niveau de la marge, le sel est généralement absent (il a flué latéralement ou au large) et il ne subsiste que sa « cicatrice », c'est-à-dire le réflecteur de sa base confondu avec le réflecteur de son sommet.

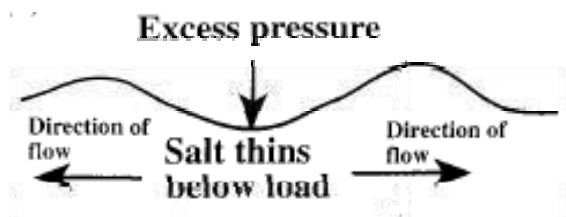


Figure 3.3 : Schéma illustrant le fluage latéral du sel lorsqu'un poids est exercé en un endroit de la pile sédimentaire.
(Waltham, 1997)

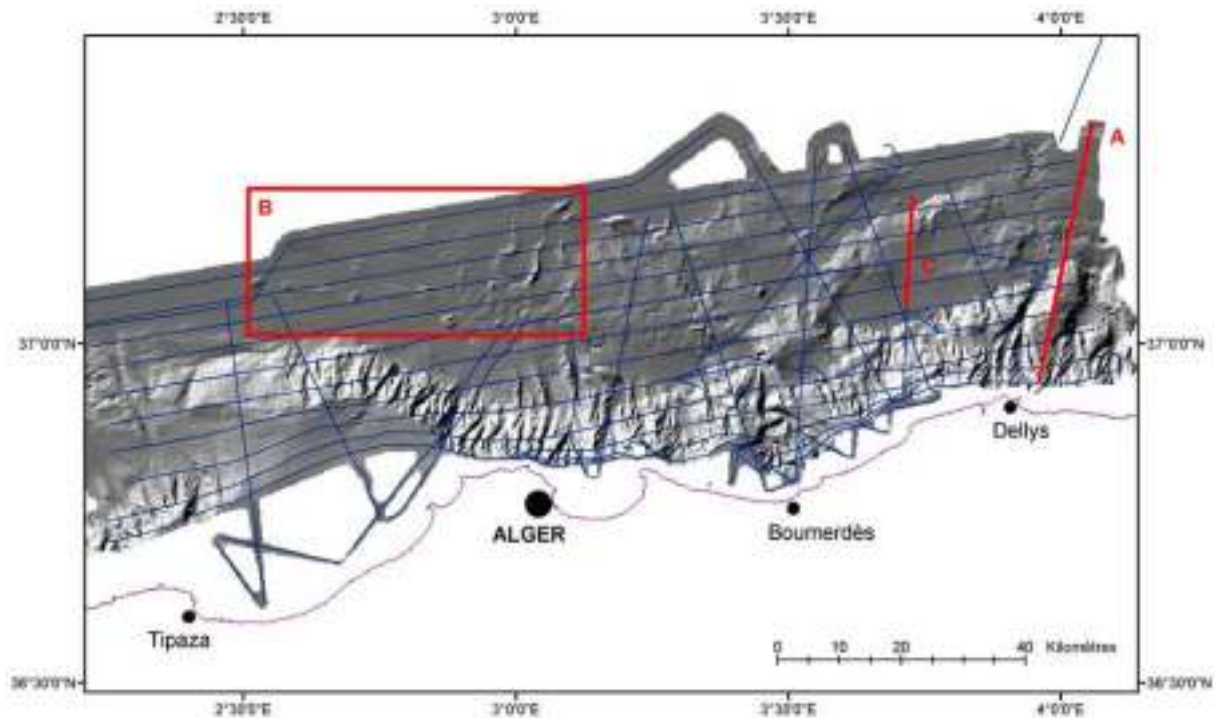


Figure 3.4 : MNT ombré de la zone d'Alger. Localisation des figures 3.5, 3.6 et 3.8 : A, B, et C, respectivement.

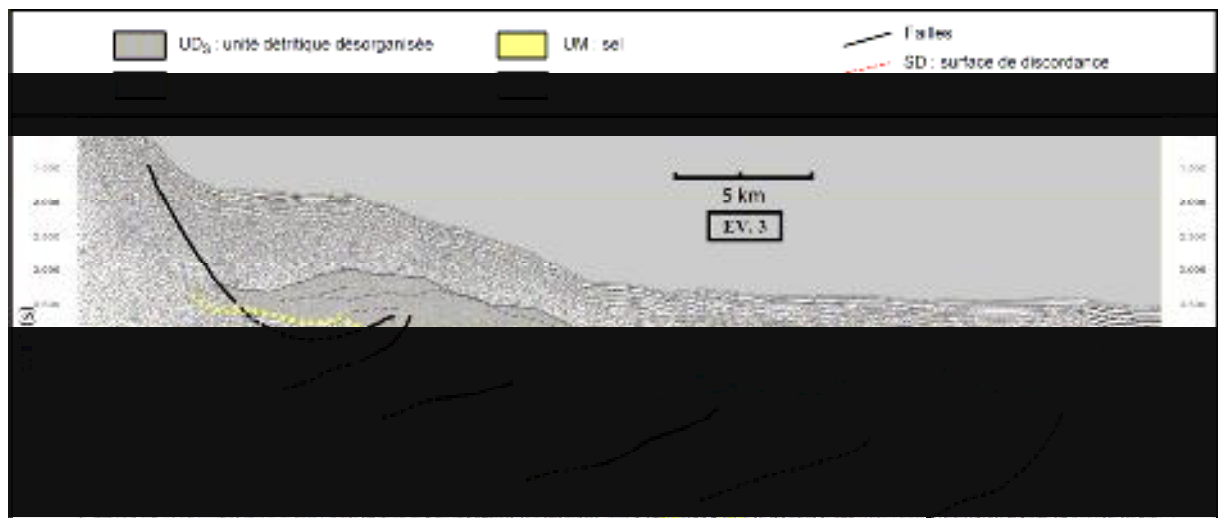


Figure 3.5 : Exemple de profil sismique 6-traces de la zone MARADJA 2003 (interprétation : Capron, 2006). Localisation sur figure 3.4 : A. On remarque l'intercalation des corps détritiques (UDs) au sein des évaporites supérieures (US). Sous ces corps détritiques, on voit seulement la surface basale du sel : tout le sel a été expulsé au large.

Dans le bassin profond, le sel forme des diapirs ou des rides de sel (Figure 3.6), c'est-à-dire qu'il a flué dans les sédiments sus-jacents de manière syn-sédimentaire. Il peut former différentes structures, comme indiqué sur la figure 3.6, telles que les grabens de crête, les rides annulaires et les mini-bassins polygonaux (Gauillier et Vendeville, 2005).

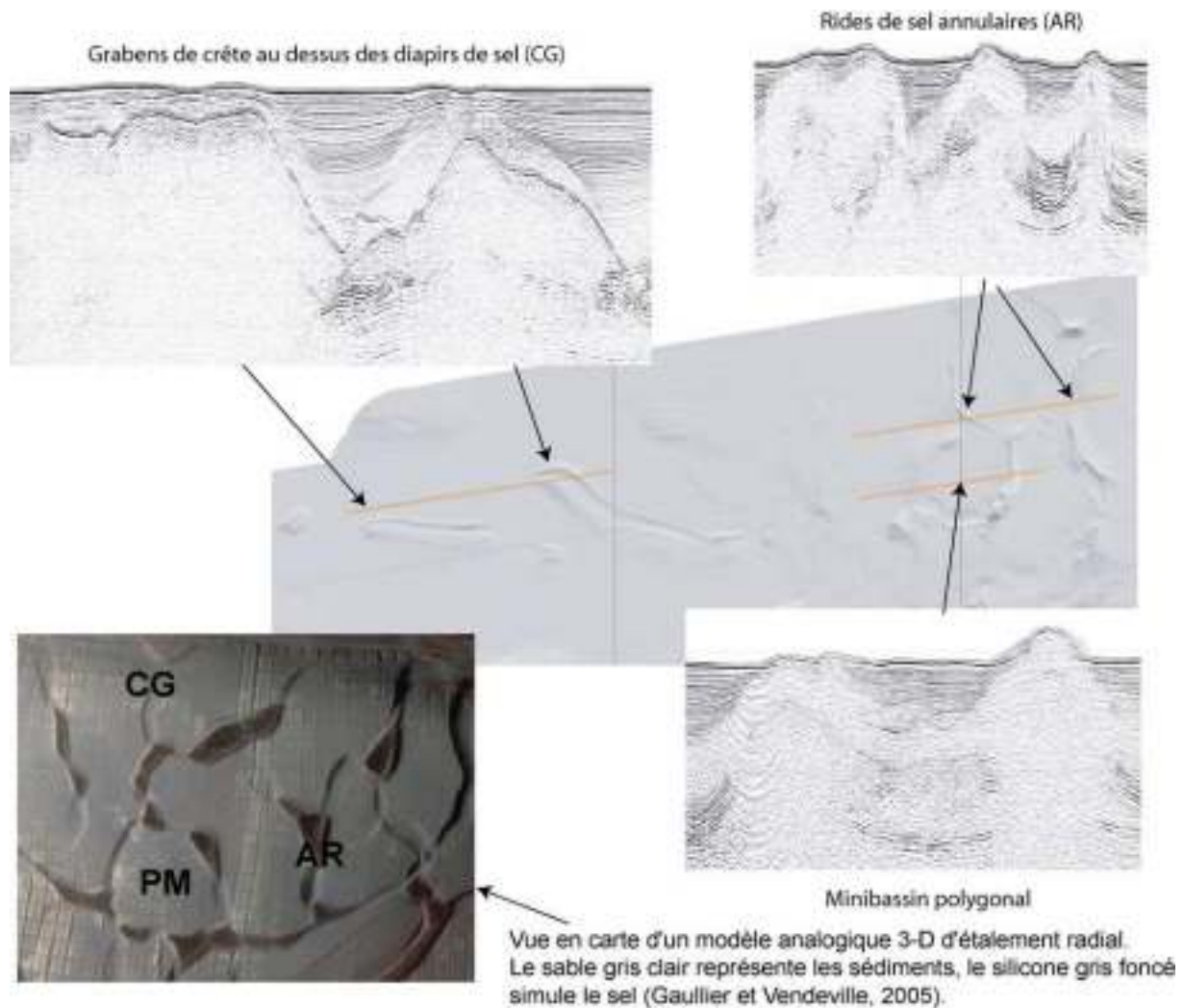


Figure 3.6 : (Gaullier et al., 2005) Structures d'origine purement salifère observées dans notre zone d'étude (grabens de crête, rides annulaires et mini-bassins polygonaux). Localisation sur Figure 3.4 : B. Les modèles analogiques (photo en bas à gauche) reproduisent très bien les structures observées.

Certains diapirs se forment dans un contexte extensif, au niveau des failles normales listriques qui génèrent des zones de faiblesse propices à la remontée de diapirs. D'autres se forment dans la zone d'accumulation du sel, plus loin dans le bassin, utilisant parfois les zones de faiblesses créées par les structures compressives superficielles créées par le glissement des séries superficielles sur le sel. Les diapirs se forment radialement et concentriquement autour d'une charge sédimentaire (Gaullier et Vendeville, 2005) et également parfois selon des directions structurales préexistantes telles que des anciennes failles transformantes (exemple du Golfe du Lion, Maillard et al., 2003).

Lorsque intervient la tectonique « thick-skin », c'est à dire la tectonique crustale avec des failles enracinées sous les niveaux de décollement, des interactions particulières avec l'halocinèse ont lieu. Par exemple, dans le cas de formation de plis ou chevauchements sous la base du sel, le sel sus-jacent

se retrouve soulevé et tend à fluer sur les côtés de l'anticlinal formé, pour ensuite créer des diapirs entre les anticlinaux. Il arrive aussi que le sel emprunte la zone de faiblesse créée par la faille inverse (Figure 3.7) créant ainsi un diapir juste au niveau de la faille (voir par exemple Bridge et al., 2005). Ainsi, il semble que toute discontinuité située sous la base du sel serait éventuellement propice au développement de diapirs salifères. On remarque également que les rides de sel sont généralement orientées perpendiculairement à la pente (c'est-à-dire à la contrainte) ce qui est en accord avec les modélisations.

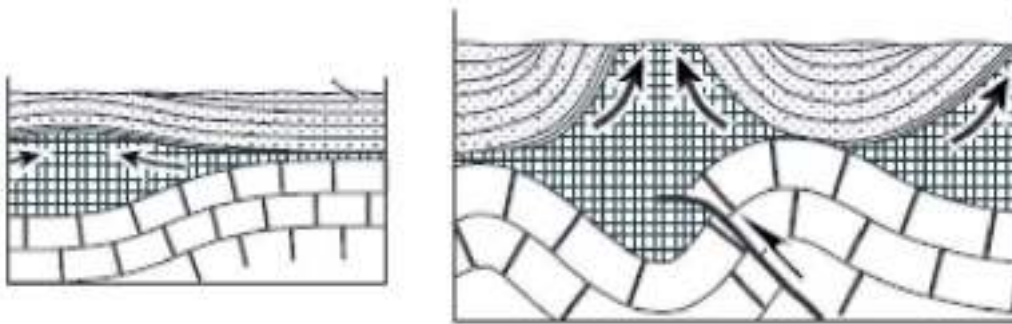


Figure 3.7 : Exemple d'interactions entre la tectonique crustale et l'halocinèse montrant deux étapes dans la formation de diapirs simultanément au développement de chevauchements (Sherkati et al., 2005). A gauche : Le sel qui a flué dans les synclinaux commence à former des diapirs. A droite : Développement de chevauchement et progression vers le haut des diapirs. Les flèches indiquent les directions de fluage du sel.

Les structures que nous décrivons plus en détail dans les paragraphes suivants ne peuvent pas être dues exclusivement à la tectonique salifère (même si le sel est responsable de nombreuses déformations dans notre zone d'étude) pour la simple raison que nous observons clairement des décalages de la base du sel elle-même et au-dessous de celle-ci (Figure 3.8).

De plus, si l'on observe une carte de profondeur de la base du sel (Figure 3.9), on constate que la zone à l'est d'Alger, où l'on trouve les failles et plis de Boumerdès, présente une base systématiquement surélevée en amont des chevauchements repérés, par rapport à la base du sel dans le bassin profond à l'ouest d'Alger, où il n'y a pas de faille active dans le bassin. Le fait que la base du sel soit déformée constitue l'une des preuves indubitables qu'une tectonique crustale affecte la région au large de Boumerdès par le biais de chevauchements globalement orientés parallèlement à la marge.

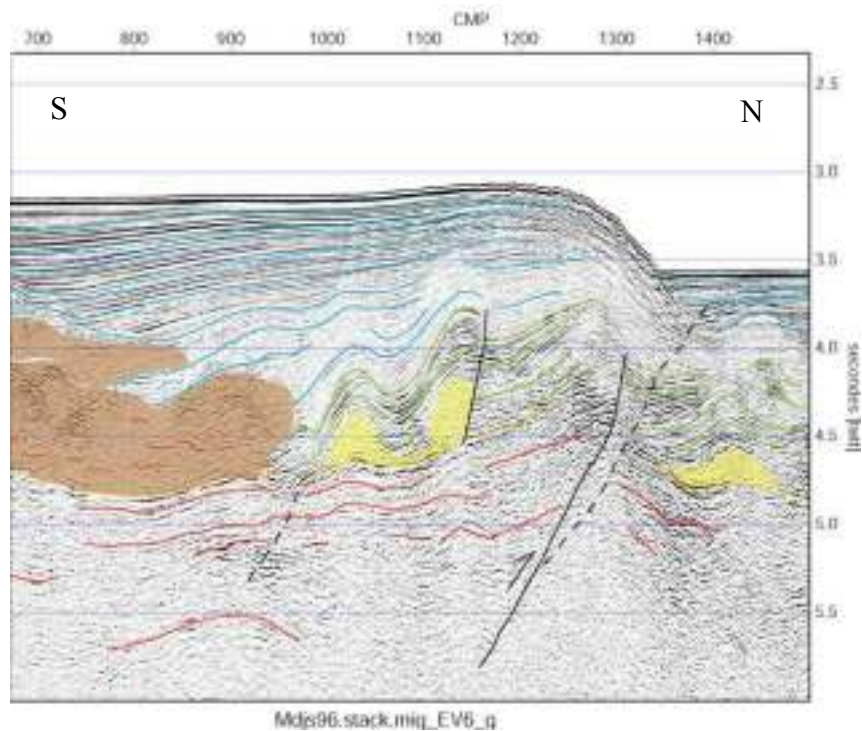


Figure 3.8 : Exemple de profil sismique Maradja montrant les décalages de la base du sel (en orange) ainsi que les déformations dans les séries infrasalifères (en rouge). Ici, la tectonique compressive bascule et soulève les séries évaporitiques (le sel en jaune, les évaporites supérieures en vert) et les séries plio-quaternaires (en bleu), ainsi que les corps détritiques (en marron). Localisation sur figure 3.4 : C.

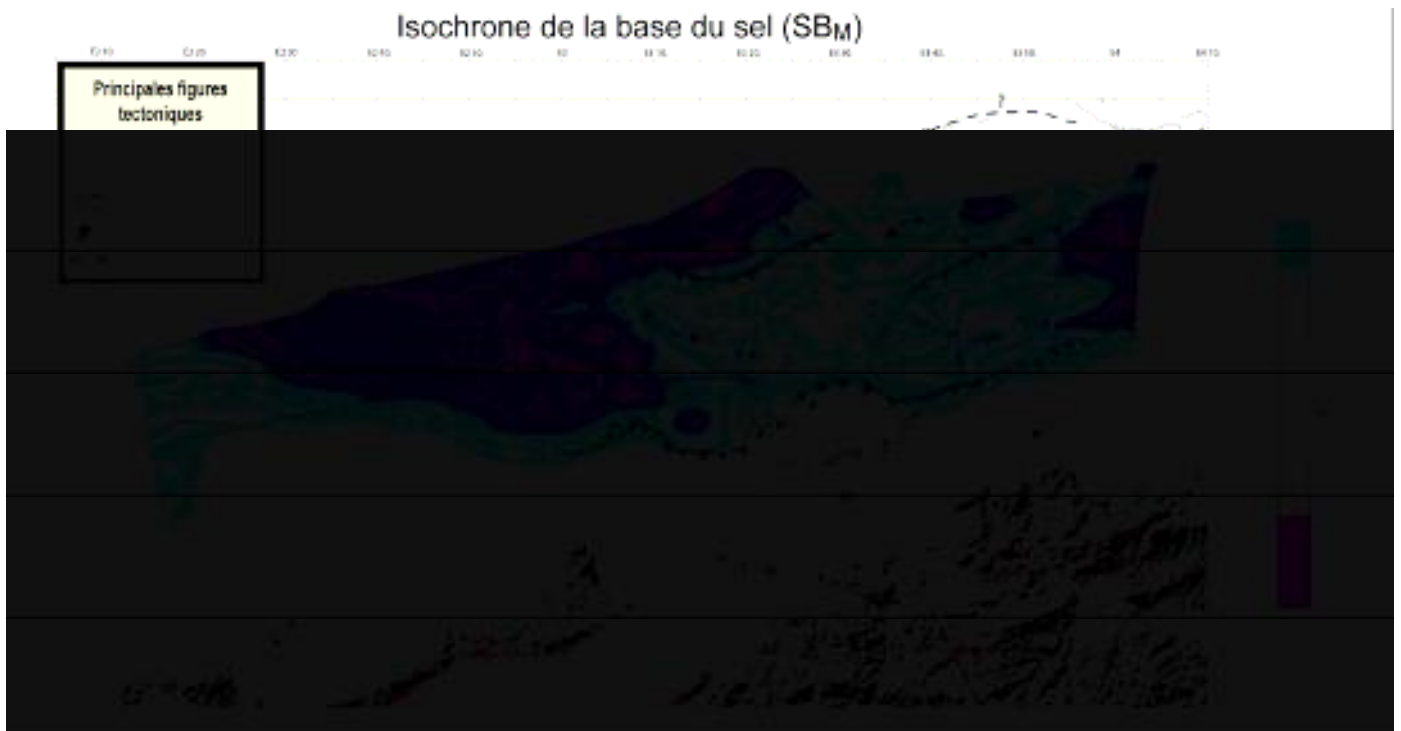


Figure 3.9 : Carte de profondeur de la base du sel en secondes temps double (Capron, 2006). Position des failles et plis d'après Déverchère et al., 2005, et Domzig et al., 2006.

D'autre part, si l'on observe une carte de profondeur du sommet du sel (Figure 3.10), on distingue deux domaines différents. Le premier, à l'ouest d'Alger, présente des diapirs (identifiés par des dômes, donc des diminutions locales importantes de la profondeur du toit du sel, et généralement forme de rides ou murs de sel) d'épaisseur importante, alors qu'à l'est d'Alger, les diapirs, moins nombreux, semblent moins développés (il y a donc une moins grande variation de profondeur entre le sommet des diapirs et la zone interdiapirs), et perturbés par la tectonique « infra-salifère », comme le montre la bonne correspondance entre les positions des structures actives identifiées dans Domzig et al., 2006, et les zones interdiapirs (où très souvent le toit et la base du sel sont confondus) particulièrement surélevées dans la partie à l'est d'Alger. On remarque également au large de Dellys que les diapirs ont tendance à s'aligner à proximité des failles.

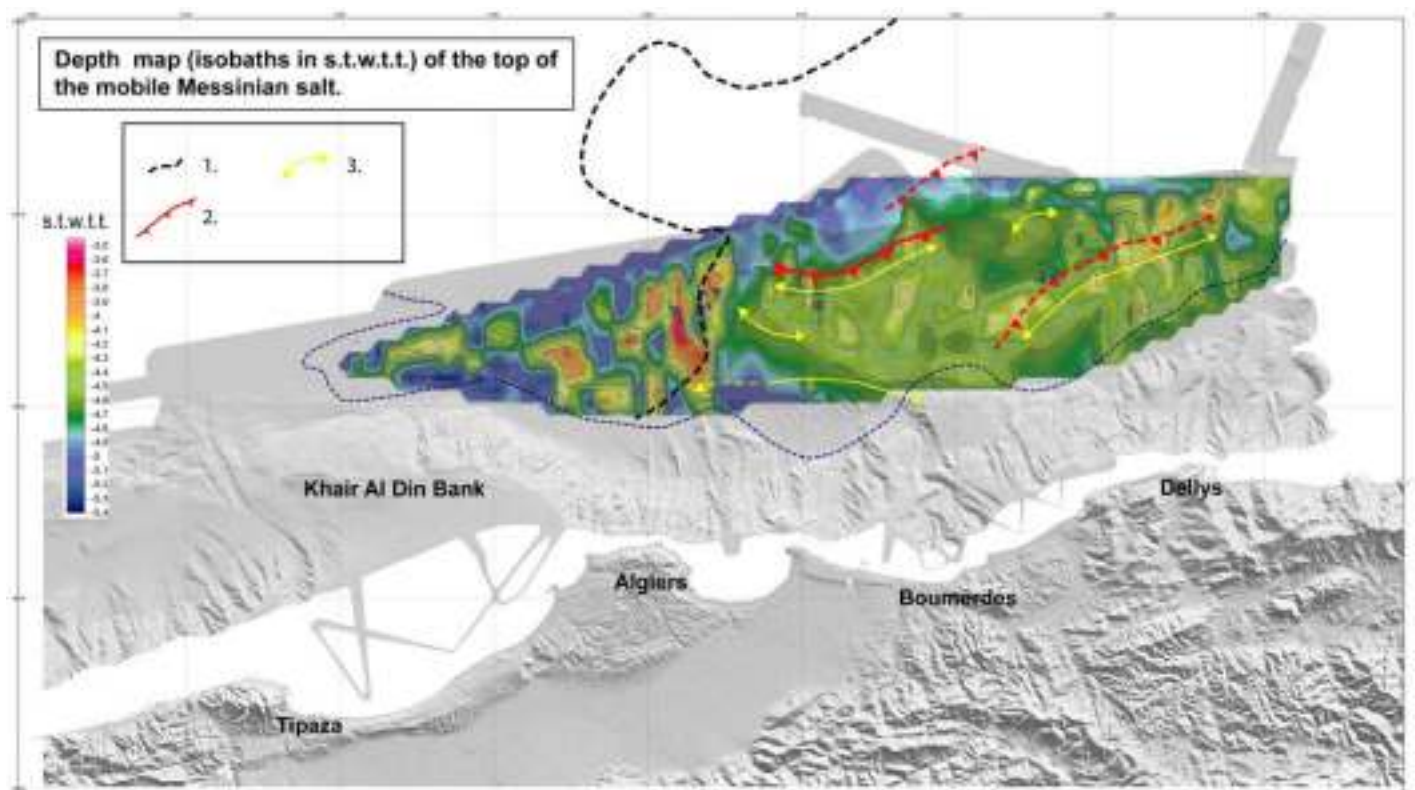


Figure 3.10 : Carte de profondeur (en secondes temps double) du sommet du sel (d'après Gaullier et al., 2005). Les diapirs apparaissent en rouge-orange (sommet du sel peu profond) alors que les zones interdiapirs sont en bleu-vert (sommet du sel plus profond = pas de diapir). 1 : Limite entre le bassin est de sel mince et le bassin ouest de sel épais (El Robrini, 1986), 2 : Faille inverse (Domzig et al., 2006), 3 : Axe anticlinal (Domzig et al., 2006)

Sur l'ensemble de notre zone d'étude (Figure 2.17), il est assez rare d'observer une tectonique purement salifère, pour la raison que nos données couvrent rarement une grande partie du bassin profond. Le meilleur exemple pour illustrer le rôle du sel dans la géométrie des sédiments est la zone d'Alger (par exemple Figures 3.9 et 3.10) qui présente à la fois une zone perturbée par la tectonique active (est d'Alger), et une zone non perturbée (ouest d'Alger) qui laisse la tectonique purement salifère s'exprimer. Dans les zones de Ténès et d'Oran, nous avons identifié quelques rides orientées

parallèlement à la marge, près de la limite de nos données. Mais grâce aux données des transits du Beautemps-Beaupré, il a été possible de voir que plus au large, de très nombreux diapirs percent le fond de la mer (Figure 2.17). Par contre, au large de la Grande Kabylie et jusqu'à Annaba, la tectonique salifère semble très peu exprimée. Cela peut signifier que les volumes de sel déposés initialement furent moindres, ou bien que le sel a flué hors de notre zone d'étude. Ainsi, ce retrait du sel aurait pu jouer un rôle dans un éventuel glissement ou *rollover* de la couverture sédimentaire. On verra plus précisément dans le paragraphe 3.5 si le sel joue un rôle dans la géométrie des sédiments plio-quaternaires dans ces régions, grâce notamment à l'étude des profils sismiques.

Maintenant que nous avons identifié les déformations de la pile sédimentaire typiquement attribuables au sel, nous allons à présent étudier les différentes zones d'intérêt le long de la marge algérienne d'un point de vue de la tectonique active crustale. Ainsi nous allons pouvoir caractériser l'importance de ces structures, de par leurs dimensions, et préciser la distribution et les vitesses de déformation le long de la marge. J'aborde cette thématique par zones successives, en commençant par la zone de Boumerdès, puis en allant vers l'ouest, et enfin en terminant par la marge est-algérienne.

3.3 Les plis-failles de Boumerdès

3.3.1 Article

Résumé en français:

Nous étudions le système de failles actives dans la zone du séisme de Boumerdès (Algérie) Mw: 6.9 de 2003, grâce aux données d'une campagne de bathymétrie multifaisceau et de sismique-réflexion. Une série de 5 "fault-propagation folds" principaux de ~20-35 km de long présente des escarpements cumulés proéminents sur la forte pente et dans le bassin profond. L'activité des failles crée des strates de croissance sur le dos du pli, donc des dépocentres plio-quaternaires sur les flancs proximaux des zones soulevées, dont un bassin en "rollover" sur la pente, et des bassins en "piggy-back" dans le bassin profond. La plupart des chevauchements sont exprimés sous la forme de plis près de la surface, et leur géométrie reflète une trajectoire de rampes et de replats. Nous trouvons que les deux surfaces de glissement principales du séisme de Boumerdès Mw 6.9 de 2003 sont corrélées spatialement avec deux escarpements cumulés segmentés identifiés sur la pente et au pied de la marge. La géométrie générale indique la prédominance de rétro-chevauchements impliquant le sous-charriage de la croûte océanique néogène.

Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake

J. Déverchère,¹ K. Yelles,² A. Domzig,¹ B. Mercier de Lépinay,³ J.-P. Bouillin,⁴ V. Gaullier,⁵ R. Bracène,⁶ E. Calais,⁷ B. Savoye,⁸ A. Kherroubi,² P. Le Roy,¹ H. Pauc,⁵ and G. Dan⁸

Received 30 September 2004; revised 13 December 2004; accepted 5 January 2005; published 23 February 2005.

[1] We investigate the active seismogenic fault system in the area of the 2003 Mw 6.9 Boumerdes earthquake, Algeria, from a high-resolution swath bathymetry and seismic survey. A series of 5 main fault-propagation folds ~ 20 – 35 km long leave prominent cumulative escarpments on the steep slope and in the deep basin. Fault activity creates Plio-Quaternary growth strata within uplifted areas such as a rollover basin on the slope and piggyback basins in the deep ocean. Most thrusts turn to fault-propagation folds at the sub-surface and depict ramp-flat trajectories. We find that the two main slip patches of the 2003 Mw 6.9 Boumerdes earthquake are spatially correlated to two segmented cumulative scarps recognized on the slope and at the foot of the margin. The overall geometry indicates the predominance of back thrusts implying underthrusting of the Neogene oceanic crust. **Citation:** Déverchère, J., et al. (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.

1. Introduction

[2] Seismic activity in the Western Mediterranean is concentrated in northern Africa, where GPS measurements suggest that most of the ~ 5 mm/yr oblique convergence ($\sim 50^\circ$) between the African and European plates is accommodated [Calais et al., 2003; Nocquet and Calais, 2004]. The October 1980, Ms 7.3 El Asnam and May 21, 2003, Mw 6.9 Boumerdes events are two well-documented examples of destructive earthquakes that struck northern Africa. Regional seismicity shows that strain is distributed over a broad area, from the Atlas front to the offshore margin

[Bufo et al., 1995]. This renders the identification of seismogenic faults a difficult, although essential, task for earthquake hazard assessment.

[3] Although historical and instrumental seismicity indicates significant activity offshore [e.g., Roussel, 1973; Ambraseys and Vogt, 1988; Yelles et al., 1999], little attention has yet been paid to potentially seismogenic structures along the Algerian margin until the 2003 Boumerdes earthquake [Yelles et al., 2003]. However, 2–3 mm/yr of shortening may occur offshore, since the Tell-Atlas systems should accommodate only about 50% of the total convergence between the African and Eurasian plates [Meghraoui and Doumaz, 1996]. We provide here the first detailed tectonic frame of the area offshore Boumerdes (Figure 1) deduced from high-resolution swath bathymetry and seismic reflection profiling acquired during the *Maradja* cruise, scheduled just prior to the May 2003 Boumerdes earthquake. We compare the offshore active structures with source studies of the Boumerdes earthquake, propose a possible location for the rupture area, and interpret the geomorphic structures considering the recent geodynamic evolution of the Algerian margin.

2. Geological and Tectonic Framework

[4] Tectonic studies in the Tell-Rif and Atlas domains show predominantly NE-SW trending folds and reverse faults defining a right-stepping pattern [e.g., Meghraoui et al., 1986; Morel and Meghraoui, 1996; Boudiaf et al., 1998]. This deformation system is a ~ 200 km wide Alpine-type orogen (Maghrebides) resulting from the opening and subduction of a Tethyan ocean [Auzende et al., 1973]. The region offshore Boumerdes, located offshore the internal zone of Great Kabylie, shows the transition from the continental crust of the Maghrebides hinterland to a newly formed oceanic domain, namely the Algerian basin, interpreted as an Oligocene back-arc basin born behind the Tethyan subduction [Frizon de Lamotte et al., 2000; Jolivet and Faccenna, 2000].

[5] Available focal mechanisms of earthquakes in the Tell domain depict mostly pure reverse faulting along NE-SW-trending planes, arguing for a $\sim$ SE-NW-directed compression [Bufo et al., 1995; Stich et al., 2003]. Both the 1980 El Asnam and 2003 Boumerdes events follow this pattern, but unlike the El Asnam event, the Boumerdes earthquake occurred on a south-dipping fault plane [Yelles et al., 2004, Figure 1]. According to Delouis et al. [2004], the 2003 rupture strikes 70° E and extends for ~ 55 km, with two main slip patches at depths ranging from 0 to 11 km. The

¹UMR 6538, CNRS, Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale–Institut Universitaire Européen de la Mer, Plouzané, France.

²Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Bouzareah, Algeria.

³UMR 6526, CNRS, Géosciences Azur, Valbonne, France.

⁴UMR 5025, CNRS, Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

⁵Laboratoire d'Etudes des GéoEnvironnements Marins, Université de Perpignan, France.

⁶SONATRACH–Centre de Recherche et Développement, Boumerdes, Algeria.

⁷Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, Indiana, USA.

⁸Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, Plouzané, France.

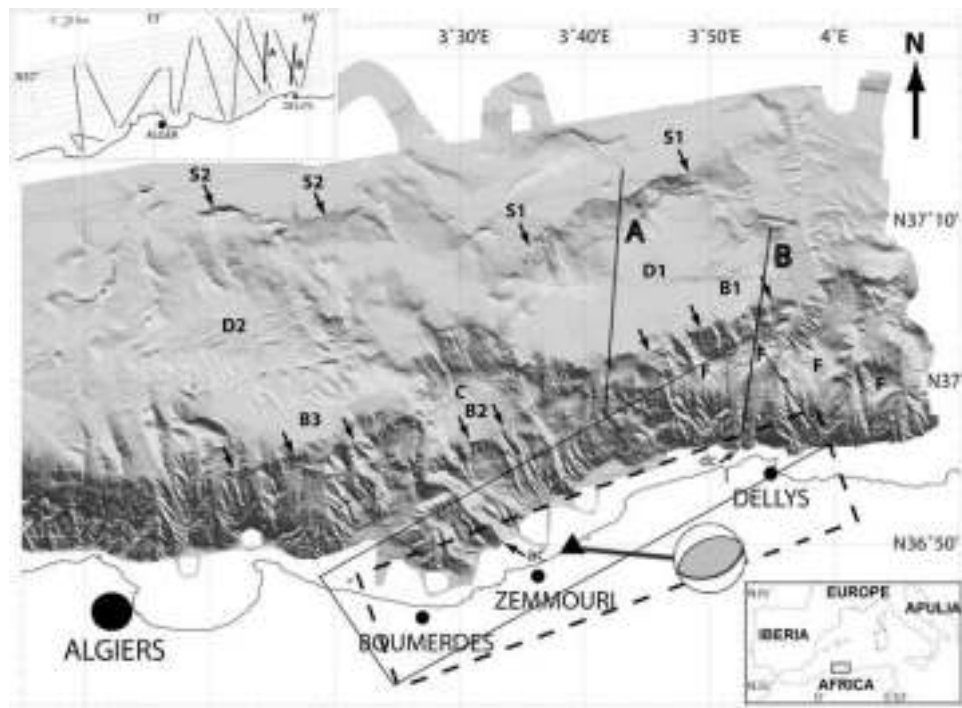


Figure 1. Shaded relief bathymetry from the *Maradja* cruise in Boumerdes region. Deep basin is at -2700 m depth. Epicentre (triangle), slip zone (dashed rectangle) and fault plane solution [bold] of the 2003 Boumerdes mainshock from *Delouis et al.* [2004], and rupture area [continuous parallelogram] from *Semmane et al.* [2005] are shown. Lower inset shows location of the study area. Upper inset shows seismic tracks acquired during the cruise. F: flat surface at mid-slope; C: circular surface in the lower slope; B: slope breaks 1, 2, 3 near the foot of the margin; S: curved scarps 1, 2 within the deep basin; D: uplifted domains 1, 2 in the deep basin. B1 and B2 are ~ 35 and ~ 20 km long, respectively. Note that Scarp B2 looks smoother than B1. Algiers (ac) and Dellys (dc) heads of canyons are shown by arrows. Lines A and B are positions of sections A and B (Figures 2 and 3).

most recent relocation of the events places the epicenter near the coastline (Figure 1).

3. Submarine Geomorphology Offshore the Boumerdes Area

[6] During the *Maradja* cruise (August–September 2003, R/V *Le Suroît*), a full coverage of the slope and basin off the Algiers region was obtained from continuous seafloor imagery (Kongsberg Simrad EM-300 echosounder), high-resolution seismic profiling (Chirp sonar, 6- and 24-multi-channel seismics) and corings. The EM-300 vertical accuracy ranges laterally from 2 m to 10 m. The 50 m digital elevation model (DEM) constructed (Figure 1) highlights the steep margin slope and basin escarpments offshore Boumerdes-Dellys. The most striking features of the submarine landscape are: (1) a mid-slope break with a flat surface F getting narrower from $4^{\circ}05'E$ to $3^{\circ}40'E$, followed westward (to $3^{\circ}20'E$) by a more gentle upper slope, and downslope by a circular surface C near $3^{\circ}30'E$; (2) three prominent slope breaks B striking $\sim 70^{\circ}E$ near the foot of the margin, averaging 25 km long each, and two main curved scarps S striking ~ 60 – $70^{\circ}E$ within the basin; (3) deeply incised, relatively straight canyons, with numerous tributaries upslope, turning to deflected drainages away from two main uplifted domains D in the deep basin; and (4) ridges and depressions often depicting en échelon

systems besides large depressions in the deep basin, together with isolated, arcuate ridges. This pattern highlights the importance of modern turbidite transport in the area, as demonstrated by the numerous deep-sea telecommunication

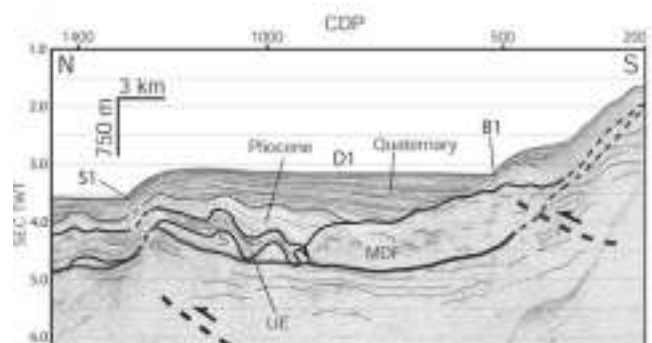


Figure 2. Time-migrated, stacked 6-channel seismic line A and its interpretative cross section showing cumulative wedge and progressive unconformity in the deep basin (see Figure 1 for location). S: salt; MDF: Messinian detritic fan; UE: Upper Evaporites (roof at ~ 5.3 Ma). S1 and B1 are scarps (Figure 1). Heavy dashed lines are thrust ramps inferred. Note that the UE layer has a roughly constant thickness, indicating that it predates tectonic activity.

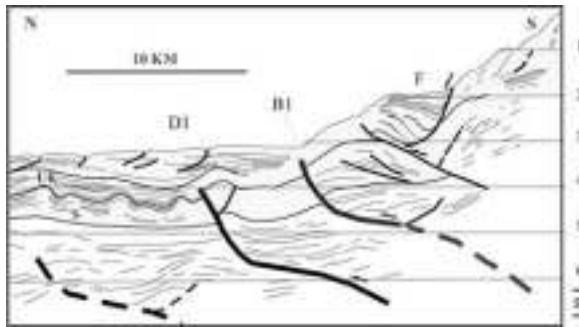


Figure 3. Line drawing based on multichannel seismic reflection line B (location on Figure 1), from a 2D 480-channel survey [Cope, 2003]. S: Messinian salt layer; UE: Upper Evaporite Layer.

cable failures following the 2003 earthquake [Ayadi *et al.*, 2003].

4. Structural and Stratigraphic Framework Offshore

[7] Seismic sources used together with the 6- and 24-channel streamers are a combination of 2 and 6 double-chamber gas-injection air-guns. As shown by a representative seismic section across the lower slope and deep basin (Figure 2), we find that the eastern uplifted domain (D1, Figure 1) is a wedged, piggyback basin where active growth strata develop above a thrust ramp rooted below the Messinian salt layer. This structure resembles a fault-propagation fold model, although the exact geometry is difficult to assess

because of limited penetration and salt diapirism. Curved scarp S1 (Figure 1) shows that aggradation is slower than the uplift rate of the fault-propagation fold. From the thickening of strata (Figure 2), we observe that tilting of Basin D1 begun within the Pliocene, increased during the Quaternary, and is still active. The height of the S1 scarp is ~ 400 m, indicating an uplift rate of at least ~ 0.2 mm/yr if we refer to the shift of the base of the salt layer. Data from a 2D multichannel seismic survey [Cope, 2003] further demonstrate the control exerted by two active ramps on the development of the flat surface F and the associated rollover basin (Figure 3). A buried anticline also appears to develop within the piggyback basin as a fault-propagation fold affecting the pre-salt Miocene deposits. Using all seismic lines (Figure 1), we map the lateral extent of the structures described above and construct an onshore/offshore tectonic sketch (Figure 4). We identify a rollover basin on the slope off Dellys-Boumerdes, and several piggyback basins controlled by ramps in the deep basin. Thrust fronts are generally blind and display widely overlapping curved segments. Salt diapirs and walls (Figure 4) and lateral levees of Dellys and Algiers canyons (Figure 1) are also evidenced. Large-scale folds recognized at various distances from the blind thrusts clearly influence the distribution of eroding turbidity channels (Figure 4).

5. Discussion and Conclusion

[8] Data collected during the *Maradja* cruise allow us to document rapidly filling basins that have recorded recent tectonic activity as evidenced by the deposition of growth strata in a narrow rollover on the slope and in wide piggyback basins within the deeper domain (Figure 4). Five

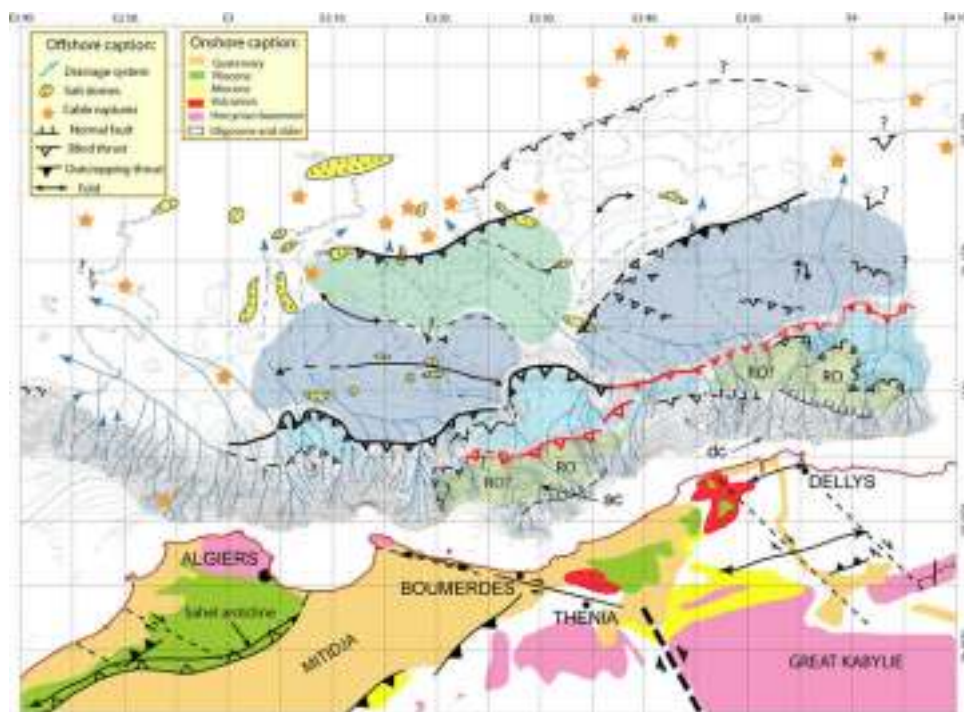


Figure 4. Morphotectonic map from data analysed in this study and onland geology [Boudiaf *et al.*, 1998; Ayadi *et al.*, 2003]. Red line is the proposed prolongation of the 2003 rupture determined by Delouis *et al.* [2004] to the seafloor, depicting two main segments [B1 and B2, Figure 1]. RO: Rollover basin. Coloured areas off RO are piggyback basins.

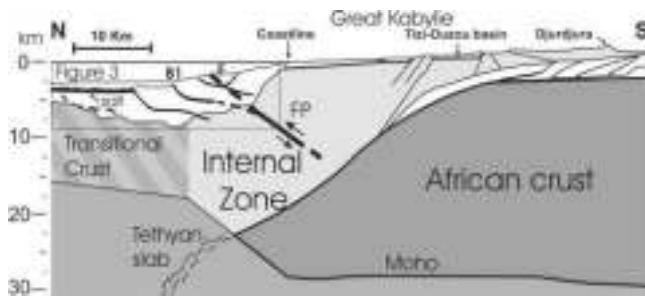


Figure 5. North-South tectonic cross section near $3^{\circ}50'E$ illustrating the spatial relationships between the 2003 fault rupture position (FP, bold line) inferred by *Delouis et al.* [2004] and the main faults identified on seismic line B (frame, see Figure 3). No vertical exaggeration. Depth conversion of the seismic line is made using velocities of 1.5 and 3 km/s for the sea floor and faults, respectively. Apparent dip of FP is taken as 38° . Background geological structure is inspired from *Roca et al.* [2004]. FP is drawn continuously in the depth range where aftershocks are clustered [*Bounif et al.*, 2004].

main south-dipping ramps (B1-2-3, S1-2, Figure 1) exert a strong control on the seafloor morphology and depositional patterns. Cumulative displacement on the ramps fades laterally, suggesting lateral propagation of blind thrusts and surface folds. From the limited vertical accuracy of our data, whether the Boumerdes earthquake rupture reached the seafloor is unclear. However, the two thrusts B1 and B2 documented here (Figure 1) match in along-strike position, length and direction the seismic rupture proposed by *Delouis et al.* [2004]: their shallower NE slip patch coincide with the ~ 35 km long fresher scarp B1 observed, which may indicate locally destabilised sediments triggered by the rupture, whereas their deeper slip patch matches the smoother ~ 20 km long B2 segment. The upward prolongations of the rupture planes as derived from land data [*Yelles et al.*, 2004; *Delouis et al.*, 2004; *Semmane et al.*, 2005] are located 5–15 km north of the shoreline (Figures 1 and 5), i.e., 1–10 km south of our mapped active segments. This apparent discrepancy between the modelled rupture plane upward prolongations and the outcropping scarps may arise from changes in the fault dip with depth, consistent with the flat-ramp pattern observed on seismic lines (Figures 2 and 3) and with the aftershock distribution [*Ayadi et al.*, 2003]. Figure 5 shows that the rupture plane as deduced by *Delouis et al.* [2004] connects nicely upwards (at ~ 7 km depth) to the active flat-ramp faults outcropping near the foot of the margin (Figure 3). Further detailed surveys near the presumably destabilized zones are needed to strengthen this hypothesis.

[9] The main development of growth strata (post-Pliocene) coincides with the last (Pleistocene) uplift of the Atlas system, which could sign a strong coupling between European and African plates related to the end of the Tethys subduction [*Frizon de Lamotte et al.*, 2000]. The active faults evidence the ongoing underthrusting of the Neogene oceanic domain below the Algerian margin, which might represent an incipient stage of subduction [*Auzende et al.*, 1975]. Beyond the tectonic implications, the recognition of active compressional deformation offshore Algeria has important implications on seismic hazard in Algiers region

[*Harbi et al.*, 2004] and requires more detailed offshore investigations.

[10] **Acknowledgments.** We thank the crew of the R/V *Le Suroit* and his captain A. Werly for efficient support during the *Maradja* cruise. Thanks to R. Cagna for onboard processing and to M. Barchi for helpful review. French ACI “Risques Naturels” Programme, CNRS-INSU, ESF EUROMARGINS 01-LEC-EMA22F Westmed Project - GDR Marges, and French-Algerian CMEP Project No. 041MDU619 funded this research. UMR 6538 contribution No. 938 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

References

- Ambraseys, N., and J. Vogt (1988), Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthquake Eng.*, **3**, 16–29.
- Auzende, J.-M., J. Bonnin, and J.-L. Olivet (1973), The origin of the western Mediterranean basin, *J. Geol. Soc. London*, **129**, 607–620.
- Auzende, J.-M., J. Bonnin, and J.-L. Olivet (1975), La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **17**, 486–495.
- Ayadi, A., et al. (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, **84**(50), 561, 568.
- Boudiaf, A., J.-F. Ritz, and H. Philip (1998), Drainage diversions as evidence of propagating active faults: Example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria, *Terra Nova*, **10**(5), 236–244.
- Bounif, A., et al. (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.
- Bufo, E., C. Sanz de Galdenao, and A. Udias (1995), Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region, *Tectonophysics*, **248**, 247–261.
- Calais, E., C. DeMets, and J. M. Nocquet (2003), Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia plate motion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 81–92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Cope, M. J. (2003), Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *First Break*, **21**, 37–42.
- Delouis, B., et al. (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- Frizon de Lamotte, D., B. Saint Bezar, R. Bracène, and E. Mercier (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the west Mediterranean, *Tectonics*, **19**, 740–761.
- Harbi, A., S. Maouche, A. Ayadi, D. Benouar, G. F. Panza, and H. Benhallou (2004), Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: A step towards microzonation, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 949–967, doi:10.1007/s00024-003-2502-1.
- Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, **19**, 1095–1106.
- Meghraoui, M., and F. Doumaz (1996), Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, **101**, 17,617–17,644.
- Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986), Seismotectonics of the lower Chéiff basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics*, **5**, 809–836.
- Morel, J.-L., and M. Meghraoui (1996), Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, **24**(8), 755–758.
- Nocquet, J. M., and E. Calais (2004), Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681, doi:10.1007/s00024-003-2468-z.
- Roca, E., D. Frizon de Lamotte, A. Mauffret, R. Bracène, J. Vergés, N. Benaouali, M. Fernandez, J.-A. Munoz, and H. Zeyen (2004), TRANSMED transect II, in *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region From Crust to Mantle* [CD-ROM], edited by W. Cavazza et al., Springer, New York.
- Roussel, J. (1973), Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie, 1716–1970, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, **64**(3), 11–227.
- Semmane, F., M. Campillo, and F. Cotton (2005), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01305, doi:10.1029/2004GL021268.
- Stich, D., C. J. Ammon, and J. Morales (2003), Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.*, **108**(B3), 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Yelles, K., M. Derder, H. Djellit, A. Abtout, and A. Boudiaf (1999), Seismicity of the Algerian margin: Origin and consequences, paper presented at 1st International Symposium on Geophysics, Int. Assoc. of Seismol. and Phys. of the Earth's Inter., Tanta, Egypt.
- Yelles, K., H. Djellit, and M. Hamdache (2003), The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May 21st, 2003 (Mw = 6.8), *CSEM/EMSC NewsL.*, **20**, 3–5.

- Yelles, K., K. Lammali, A. Mahsas, E. Calais, and P. Briole (2004), Coseismic deformation of the May 21st, 2003, $M_w = 6.8$ Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
-
- J.-P. Bouillin, UMR 5025, CNRS, LGCA, UJF, Maison des Géosciences, BP 53, F-38041 Grenoble, France.
- R. Bracène, SONATRACH-CRD, Avenue du Premier Novembre, 35000 Boumerdes, Algeria.
- E. Calais, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, IN 47907, USA.
- G. Dan and B. Savoye, IFREMER, F-29280 Plouzané, France.
- J. Déverchère, A. Domzig, and P. Le Roy, UMR 6538, CNRS, Domaines Océaniques, UBO-IUEM, Place N. Copernic, F-29280 Plouzané, France. (jacdev@univ-brest.fr)
- V. Gaullier and H. Pauc, LEGEM, Université de Perpignan, 52 avenue Paul Alduy, F-66860 Perpignan, France.
- A. Kherroubi and K. Yelles, CRAAG, Route de l'Observatoire, BP63, Bouzaréah, 16340 Algiers, Algeria.
- B. Mercier de Lépinay, UMR 6526, CNRS, Géosciences Azur, 250 rue A. Einstein, F-06560 Valbonne, France.

3.3.2 Compléments morpho-tectoniques

Comme nous l'avons montré dans l'article, cette partie de la marge, comprise entre Alger et Dellys, est caractérisée par plusieurs ruptures de pente (Figure 3.11) délimitant plusieurs bassins perchés progressivement soulevés par des failles inverses (Figure 3.12), donc avec des dépôts syntectoniques en éventail, le tout étant plus ou moins perturbé par le diapirisme et le fluage salifères. Ainsi nous avons identifié un "rollover" près de la pente, caractérisé par une rotation du bloc supérieur et la formation près de la pente d'une faille normale accommodant la rotation, et des "piggy-back" plus au large, ayant des dépôts syntectoniques en éventail, mais contrairement au *rollover*, reposant en *onlap* sur la pente, et ne subissant pas de rotation accommodée par une faille normale. De nouveaux éléments vont maintenant être développés afin d'étayer les arguments sur l'activité, la géométrie, et l'enracinement des ces failles, leur éventuel lien avec le séisme de Boumerdès, et aussi dans le but de renseigner sur les conséquences de cette déformation sur la morphologie et la déstabilisation des sédiments superficiels meubles.

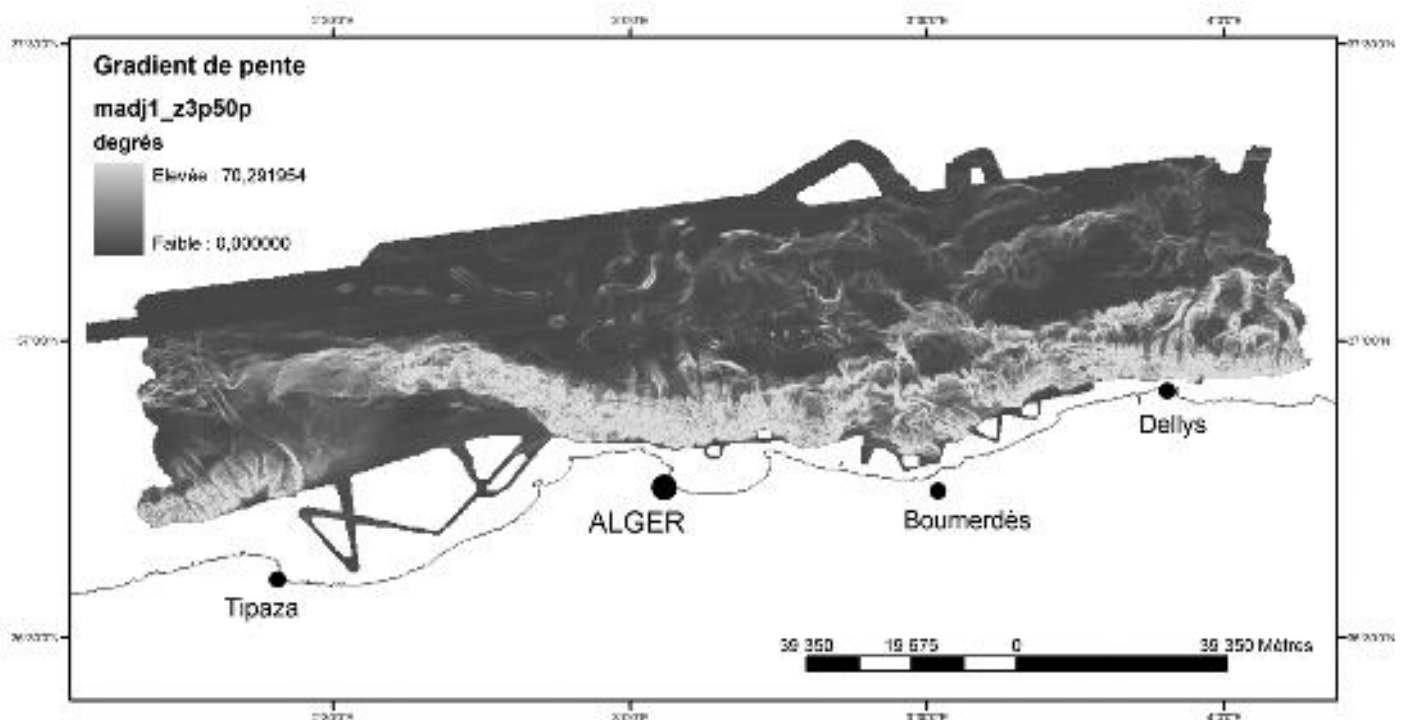
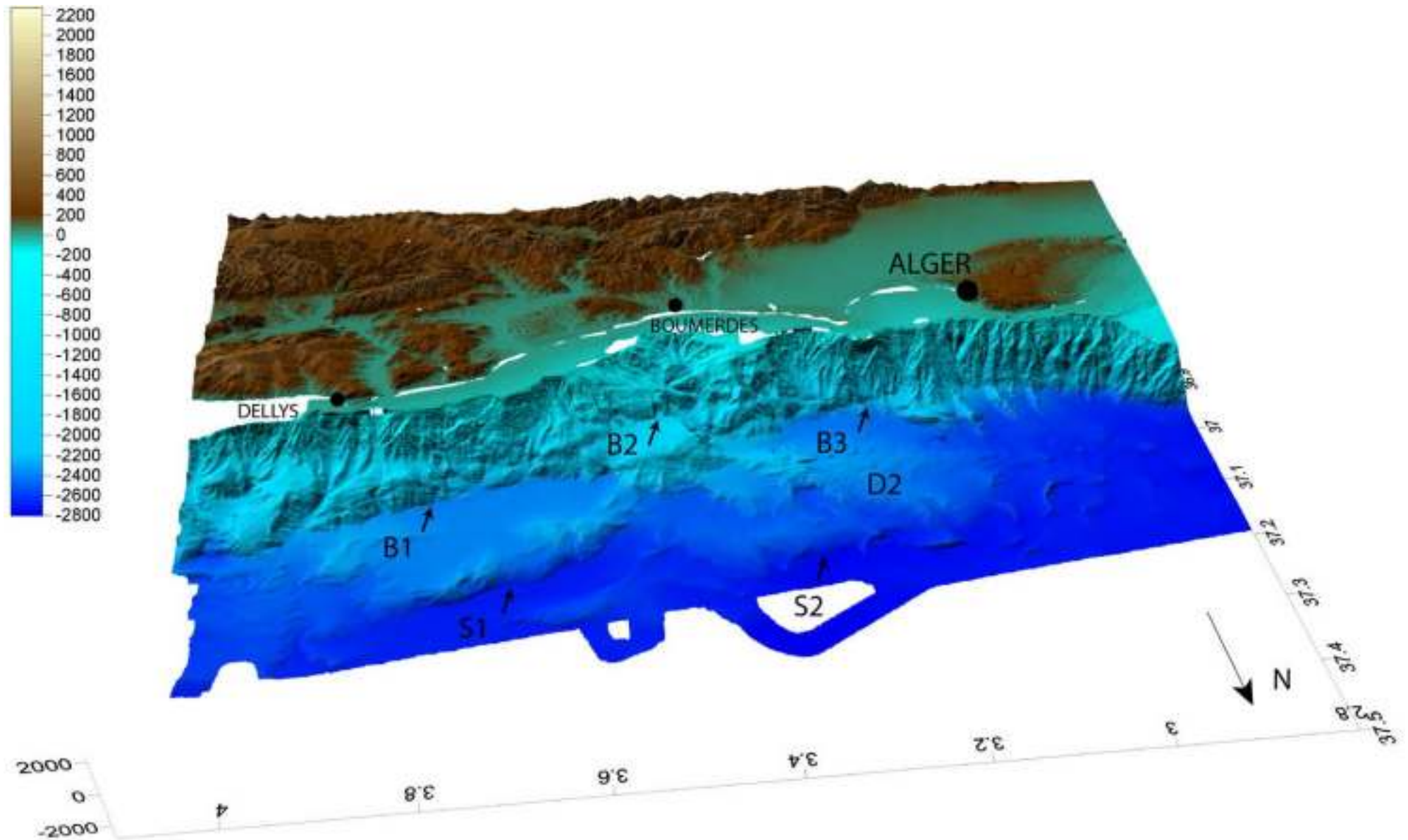


Figure 3.11 : Carte des gradients de pente de la région d'Alger. Les fortes pentes sont indiquées en clair et les zones planes en foncé. On aperçoit clairement les ruptures de pente contrôlée par les failles inverses identifiées dans Déverchère et al. (2005).

Figure 3.12 (page suivante) : Vue 3-D de la marge dans la région de Boumerdès. S1, S2, B1, B2, B3 : fronts chevauchants, D2 : anticlinal (d'après Déverchère et al., 2005)



3.3.2.1. Effets de la tectonique compressive sur les canyons

Des preuves de l'existence de failles inverses, qui ne peuvent pas être imputées à des failles normales, sont visibles dans la morphologie à travers plusieurs types d'objets géologiques. Parmi eux, les canyons constituent un bon moyen d'évaluation de la déformation de la marge, puisque leur cours est principalement guidé par la topographie de celle-ci, suivant les lignes de plus grande pente. En Méditerranée occidentale, les canyons quaternaires sont extrêmement marqués sur l'ensemble des marges (voir par exemple Bellaiche et al., 1989 pour le bassin nord-est, ou Acosta et al., 2002, pour la marge baléare). Ils traduisent la forte capacité d'incision des marges au cours du Quaternaire, qui est essentiellement sous le contrôle des variations eustatiques et tectoniques. Les canyons, de même que les rivières, présentent généralement, lorsqu'ils sont à l'équilibre, des profils topographiques concaves (voir par exemple, Strahler, 1952, Blum et Price, 1998, Mitchell, 2004). Toute forme convexe est synonyme d'un déséquilibre (perturbation d'un équilibre acquis ou profil d'équilibre non atteint). Ainsi, soit le canyon est très jeune et l'érosion n'a pas encore eu le temps d'aplanir son lit (profil d'équilibre), soit, ce qui serait plus probable dans notre cas, considérant le contexte tectonique de la zone, l'érosion du fond du canyon ne parvient plus (localement, à une longueur d'onde dépendant de la profondeur de l'accident tectonique) à surmonter la surrection due à la présence de failles inverses ou de plis (Figure 3.13). L'hypothèse que le canyon est très jeune peut être écartée car le canyon d'Alger présente plusieurs méandres très prononcés, ce qui fait de lui un des canyons à priori les plus matures de cette zone.

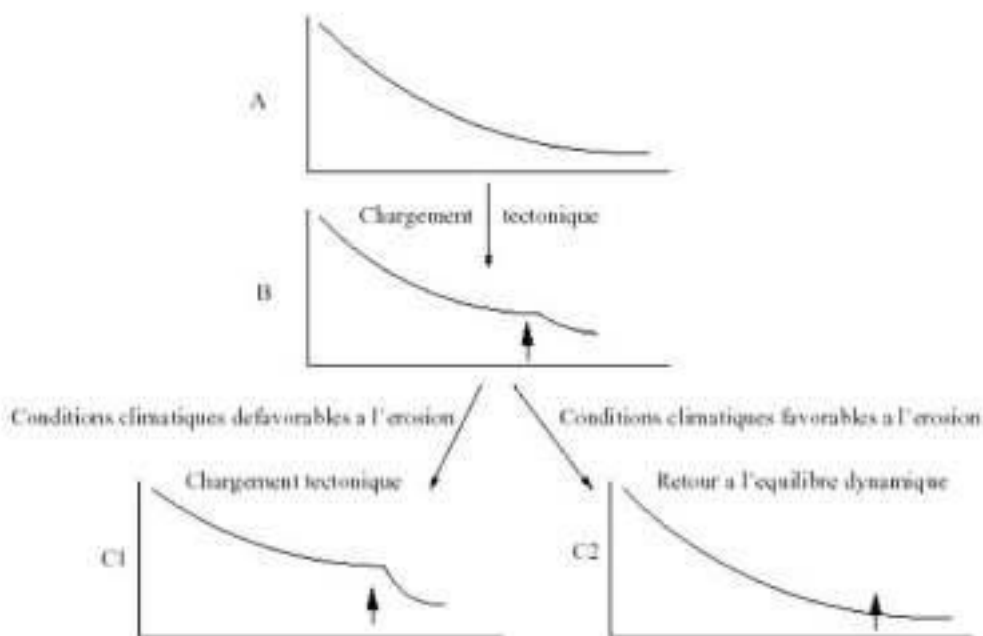


Figure 3.13 : Schéma simulant le cycle de l'érosion (Gargani, 2004). A : Profil longitudinal d'un fleuve à l'équilibre dynamique. B : Modification du profil longitudinal générée par la tectonique, sans érosion. C1 : Poursuite du chargement tectonique quand les conditions climatiques ne sont pas favorables à l'érosion. C2 : « Déchargement du profil longitudinal et retour à l'équilibre dynamique quand les conditions climatiques sont favorables à l'érosion.

Ainsi, si nous examinons la forme du fond de la branche est du canyon d'Alger, on peut observer une forme convexe nette à deux endroits dans la pente (flèches, Figure 3.14). Ces deux « bosses » sont justement légèrement en amont des endroits où le canyon recoupe des chevauchements aveugles que nous avons identifiés par l'analyse morphotectonique en carte. Cela signifierait donc que le bloc supérieur de ces failles inverses se soulève suffisamment rapidement pour que le canyon n'ait pas eu le temps d'éroder complètement le bloc soulevé. La position des anomalies topographiques légèrement en amont des failles peut être accentuée par l'érosion régressive qui fait « reculer » la rupture de pente liée au chevauchement (Mitchell, 2006).

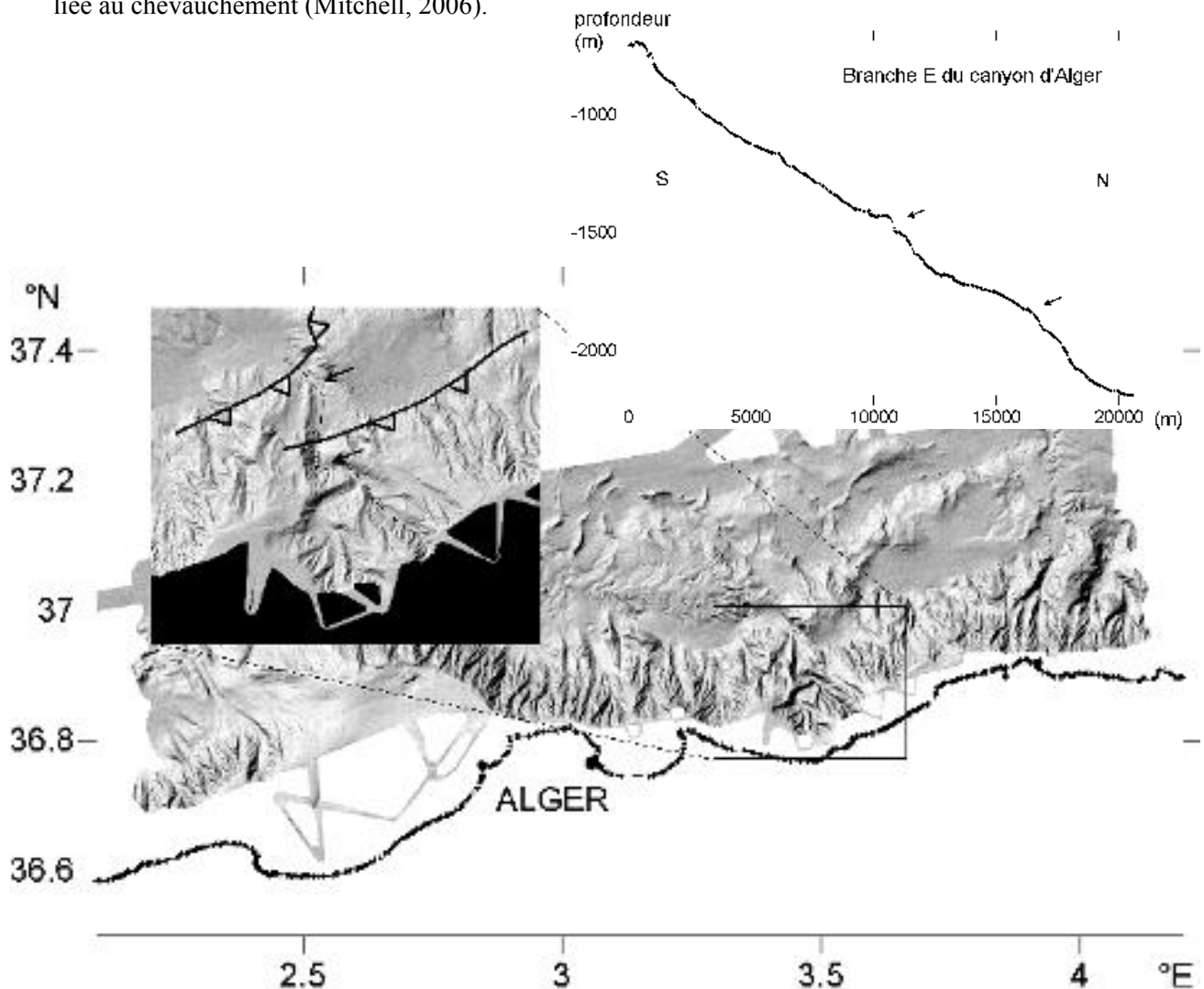


Figure 3.14 : Profil longitudinal de la branche est du canyon d'Alger. On remarque que les deux anomalies topographiques (convexes, flèches noires, situées respectivement à ~16 et ~23 km de la côte) sont situées juste en amont des failles inverses cartées d'après Déverchère et al., 2005 et Domzig et al., 2006), ce qui indiquerait un contrôle tectonique sur la morphologie du canyon. L'anomalie topographique à ~16 km de la côte correspond au front de faille supposé relié génétiquement à la rupture de Boumerdès par Déverchère et al. (2005).

On peut également tenter d'évaluer les effets de la tectonique sur les déviations des canyons. Comme on peut le voir sur la Figure 3.14, le canyon d'Alger présente de forts méandres juste en amont des

failles inverses cartées. Ceci suggère que le soulèvement au niveau de la faille la plus proche de la côte (dans l'encart) a provoqué la déviation du canyon. D'autres preuves de ces déviations sont visibles sur les cartes de réflectivité (Figure 3.15). Dans le cas du canyon d'Alger (en face de Zemmouri), on remarque que sa branche ouest présente une faible réflectivité, ce qui suggère qu'elle a été abandonnée. Ceci peut être expliqué par le fait que l'oued Isser, qui drainait ce canyon, a lui-même été dévié plusieurs fois vers l'est, durant le Plio-Quaternaire (Boudiaf, 1996), ce qui a entraîné un abandon progressif de l'alimentation de la branche ouest, et éventuellement aussi de la branche est plus récemment, étant donné les résultats provenant de la carotte échantillonnée sur une berge du canyon (KMDJ03, Figure 2.1), qui indiquent une très faible activité turbiditique (rares et très fines turbidites) voire une sédimentation hémipélagique dans la partie haute de la carotte, durant l'Holocène (Giresse et al., soumis).

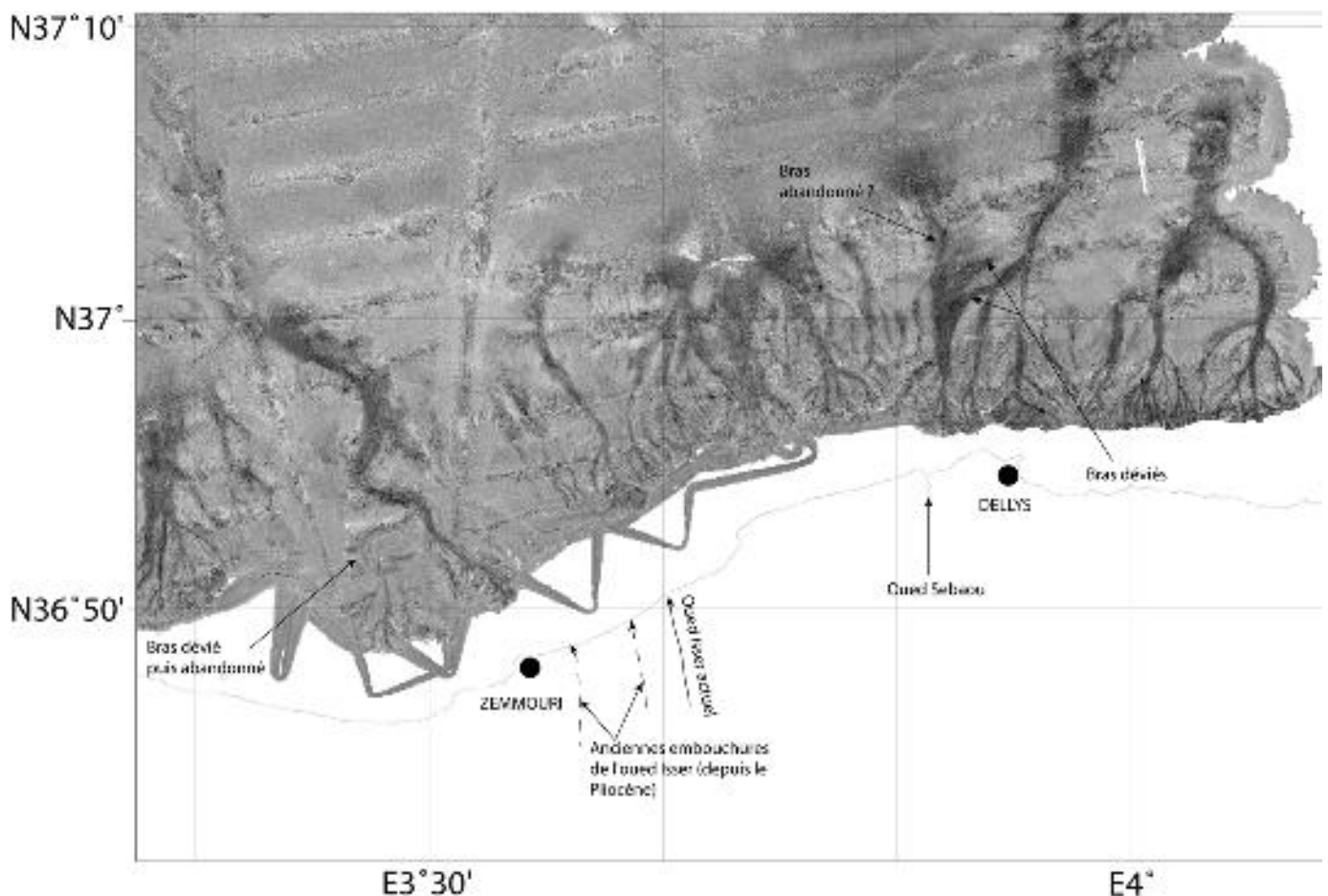


Figure 3.15 : Image de réflectivité (traitement Ifremer Belle-Image) de la zone au large entre Zemmouri et Dellys. Le caractère réflectif (sombre) indique un fond rugueux, et ainsi une activité relativement récente des canyons.

Si l'on observe le canyon en face de Dellys, on remarque que sa branche directement en face de l'oued Sebaou présente un signal de réflectivité plus diffus que sur la branche déviée vers l'est. Une fois de plus, on peut penser qu'il s'agit d'un cas de canyon soulevé par le jeu d'une faille inverse. Son cours

aurait ainsi été dévié vers l'est, comme l'atteste la plus forte réflectivité sur la branche orientée E-NE, attestant d'une activité récente du canyon.

3.3.2.2. *Corrélation entre les failles actives et la présence d'instabilités sédimentaires*

La tectonique active a également des effets sur la répartition et la quantité d'instabilités sédimentaires. Les données du sondeur de sédiment Chirp ont été utilisées afin d'identifier les produits des instabilités sédimentaires le long de la marge. Il a ainsi été possible de carter les différents faciès acoustiques identifiés (travail effectué en collaboration avec Gabriela Dan, doctorante Ifremer) (Figure 3.16). Le détail de la démarche ainsi que les descriptions approfondies des faciès sont identiques à ceux décrits dans l'article au paragraphe 3.5.2. qui présente ce travail pour les zones d'Oran et de Ténès. Des exemples de profils Chirp illustrant les faciès acoustiques pourront y être trouvés pour chaque type d'échofaciès.

Pour résumer les principales observations des écho-faciès sur la zone d'Alger, nous utilisons ici 15 types de faciès, résumés dans la légende de la Figure 3.16 :

L'étude détaillée de ces écho-faciès dans la zone d'Alger fait actuellement l'objet d'une autre étude (Dan et al., en préparation), aussi nous nous intéresserons seulement à la répartition des instabilités (Figure 3.16), et à leur relation avec les failles précédemment identifiées.

Les faciès lités correspondent en général à la sédimentation hémipélagique parfois entrecoupée de dépôts turbiditiques du bassin profond. Le faciès sourd est généralement associé aux transits des canyons, ainsi que le faciès chaotique, caractéristique des transits de sédiments grossiers. Les faciès transparents, quant à eux, représentent généralement des unités désorganisées, dans la plupart des cas des *debris flows*. Enfin, nous avons interprété les faciès transparents chaotiques ou lités chaotiques (B'1, B'2 et T2, et parfois aussi R2 suivant son contexte morphographique) comme des sédiments qui ont subi une désorganisation relative (mais pas totale, sinon ils apparaîtraient avec un faciès totalement transparent). Ceci peut être le résultat de l'action de secousses sismiques, ou encore de *slumping*. Sur la carte de répartition des écho-faciès, les nombreuses instabilités sédimentaires de petite taille seraient plutôt en faveur d'une forte influence tectonique sur leur fréquence et leur distribution géographique.

Figure 3.16 (page suivante, en haut) : Carte de répartition des écho-faciès de la zone d'Alger (Gaullier et al., 2004) avec les structures identifiées modifiées de Domzig et al., 2006. Légende : Faciès lités : Lité sombre B1, sa version avec une moins bonne visibilité B1a, et sa version chaotique B'1 ; Lité clair en surface B2, sa version avec une moins bonne visibilité B2a, et sa version chaotique B'2 ; Faciès transparents : transparent sur sourd T1 ; transparent chaotique T2 ; transparent sur lité T3 ; alternance de transparent et lité T4 ; corps transparent(s) enfoui(s) dans du lité T5 ; Faciès sourds (ou non pénétrants) : sourd R1 ; petites hyperboles ou très chaotique R2 ; sourd de pente, pas de lisibilité des données R3 ; Faciès de plate-forme CS1, caractérisés par un fort réflecteur du fond de l'eau (cf. 3.5.2).

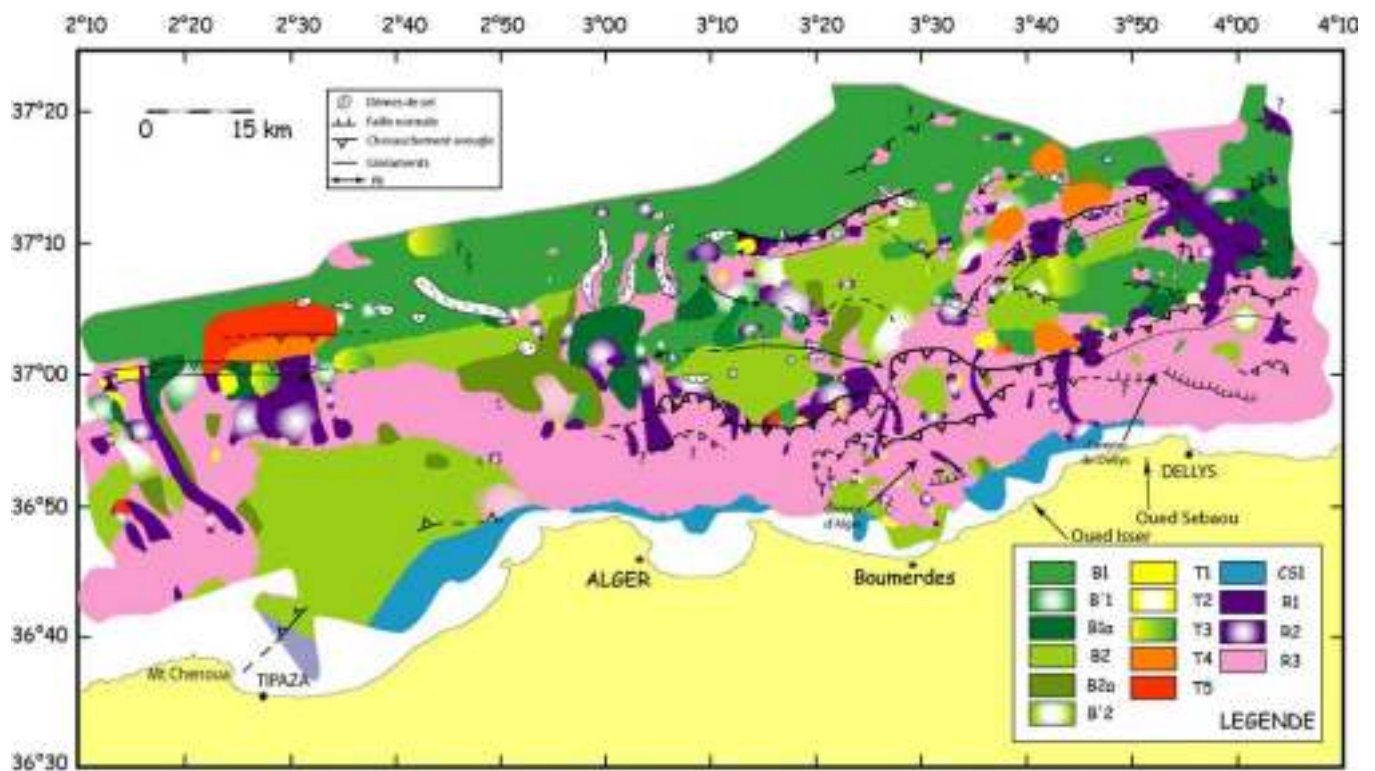


Figure 3.16 (en haut), Figure 3.17 (en bas)

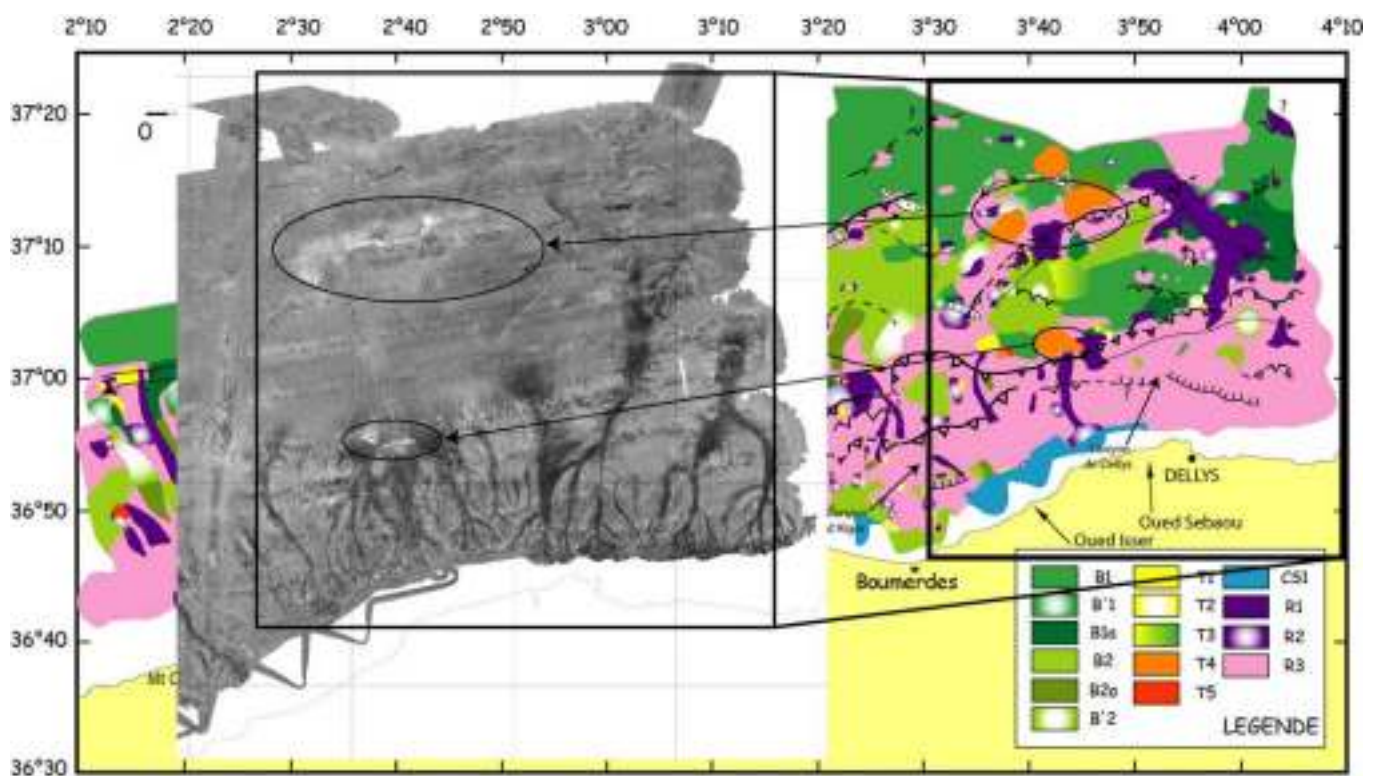


Figure 3.17 (page précédente, en bas) : Correspondance entre la réflectivité (traitement Belle-Image) et les écho-faciès. On remarque que le faciès transparent (T4), synonyme d'instabilités sédimentaires, généralement de type debris flow, correspond à une réflectivité faible (teinte claire sur l'image de réflectivité). On remarque également que ces instabilités sont associées à des escarpements (cumulés) très marqués dans la réflectivité, ayant une très faible réflectivité tout le long de leur base. Il s'agit éventuellement de petits glissements systématiques le long de l'escarpement qui n'ont pas pu être décelés par le Chirp.

Les faciès typiques d'instabilités sédimentaires (B'1, B'2, R2, ainsi que tous les T) se situent préférentiellement à proximité ou aux pieds des escarpements des failles actives cartées, ce qui appuie encore une fois l'hypothèse d'un fort contrôle tectonique. Les faciès transparents sont généralement bien corrélés avec une faible réflectivité (Figure 3.17). De plus, les deux grands chevauchements au large de Dellys (B1 et S1, Déverchère et al., 2005) présentent sur la réflectivité un escarpement très bien marqué apparemment très frais, et tout au long du pied de cet escarpement, de petits glissements, également très bien marqués (Figure 3.17).

Les données de Chirp et de réflectivité sont certes de bonne résolution, mais elles ne permettent pas de voir des objets plus petits que ~20 m. Pour cela, un outil encore plus précis, tel que le SAR, permet la visualisation d'objets de quelques mètres, voire moins d'un mètre de large, puisque 1 pixel correspond à 25 cm. Cet outil s'avère très utile pour pouvoir identifier éventuellement des fractures ou des escarpements frais avec de très petits décalages, ou bien de très petites instabilités sédimentaires.

3.3.2.3. Identification d'arrachements de très petite taille grâce au SAR

Grâce aux récentes données de SAR acquises lors de la campagne MARADJA2/SAMRA, nous avons pu observer des cicatrices d'arrachement (Figures 3.19, 3.20, 3.21) associées à ces escarpements ainsi que les produits de ces arrachements, à savoir notamment de gros blocs, parfois larges de plusieurs dizaines de mètres (jusqu'à 50 m) et apparemment de quelques mètres de haut.

L'image 1 (Figure 3.19) montre un exemple d'une loupe d'arrachement sur le segment de faille au nord-ouest de celui proposée comme responsable du séisme de Boumerdès (en rouge sur la Figure 3.18). Le matériel qui a été déstabilisé apparaît très clairement en blanc sur la réflectivité. Ce debris flow apparaît comme unique le long de ce segment de faille, comme l'atteste la réflectivité ainsi que les images SAR disponibles le long de l'escarpement. Au contraire, si l'on examine l'escarpement de faille en rouge de la Figure 3.18, de très nombreuses cicatrices d'arrachement ou des dislocations sont visibles, systématiquement et sur toute la longueur de l'escarpement, comme l'atteste notamment l'image 2 (Figure 3.20), située au pied d'un escarpement, et à l'abri des zones de transit de canyons. Les loupes d'arrachement montrent des formes assez anguleuses, en faveur d'une relative fraîcheur de ces arrachements. On voit également de grandes coulées de débris (Image 3, Figure 3.21) dans les zones de transit de canyons. Ces coulées ont transporté de très gros blocs, parfois jusqu'à plusieurs

dizaines de mètres de diamètre, eux aussi d'un aspect très rugueux, donc suggérant le caractère récent de ces événements.

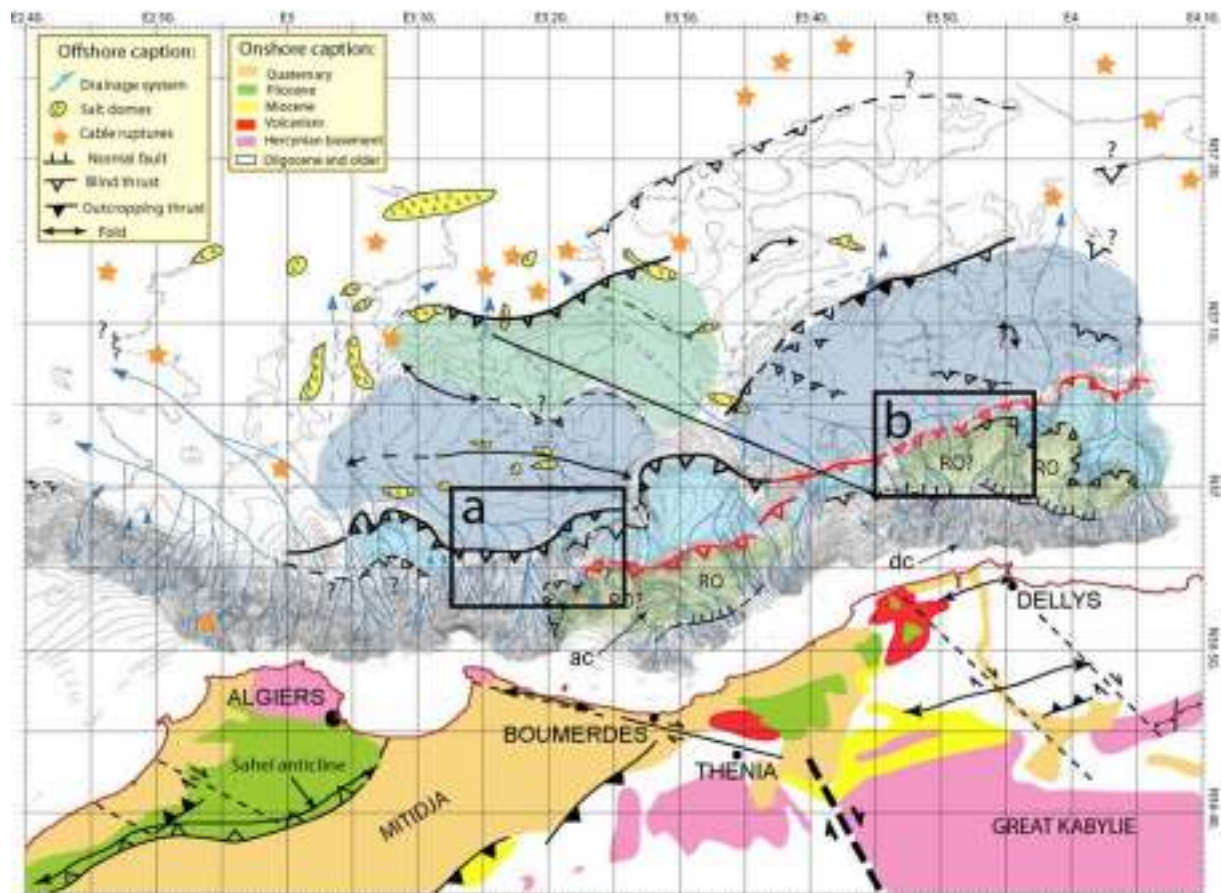


Figure 3.18 : Carte structurale de la zone d'Alger-Boumerdès (Déverchère et al., 2005) et position des encarts en haut des figures 3.19 et 3.20 (a et b, respectivement).

On arrive également à discerner les directions d'écoulement, matérialisées par des traînées plus sombres sur l'imagerie SAR (flèches rouges, Figure 3.21). Ces coulées de blocs apparemment relativement récentes indiqueraient la présence d'activité sédimentaire récente au débouché du canyon (en sombre sur l'image de réflectivité) qui traverse la boîte 3 (Figure 3.20 : encarts du haut).

Les cicatrices d'arrachement, d'apparence très fraîche, sont étonnamment bien alignées et omniprésentes le long de l'escarpement supposé ayant joué pendant le séisme de Boumerdès (carté en rouge, sur la figure 3.18). La présence d'autres indices (coulées de blocs) de remaniement sédimentaire apparemment récent sont aussi visibles le long du même escarpement.

Ainsi il n'est pas exclu que toutes ces instabilités sédimentaires, d'apparence très fraîche (et déjà mises en place en août 2003 car visibles sur la réflectivité de Maradja1) et alignées sur un escarpement d'origine tectonique, se soient déclenchées simultanément dans le temps, et qu'elles soient éventuellement liées au séisme de Boumerdès (dernier gros séisme avant la campagne MARADJA), même si des datations sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse.).

Ainsi nous observons plutôt des indices d'instabilités sédimentaires associées à des escarpements cumulés (formés sur le long terme), et pas nécessairement d'escarpements unitaires (résultant d'un seul séisme), qui, par ailleurs, sont très rares à observer sous la mer, en raison des processus d'érosion-sédimentation assez actifs qui remodelent sans cesse la marge (par exemple : Hodgson et Flint, 2005), de la faible induration (cohésion) des sédiments, et des difficultés d'observation à haute résolution. Il s'agirait donc plutôt de successions systématiques, le long des escarpements, de petits glissements d'une apparente fraîcheur, résultats d'instabilités sédimentaires, et non pas d'escarpements liés à l'émergence directe d'une faille. De plus, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, beaucoup de profils sismiques montrent toujours une continuité dans les réflecteurs de part et d'autre du pli (Figures 3.24, 3.25, 3.26, 3.27, 3.28) : il ne semble donc pas que la faille atteigne la surface.

D'autre part, en supposant que les fronts chevauchants sur une même longitude correspondent à des ramifications en surface d'une seule et même faille plus en profondeur (Déverchère et al., 2005), nous n'excluons pas que plusieurs fronts aient pu jouer lors du séisme de Boumerdès, dont les chevauchements identifiés au nord de l'escarpement B1 (Déverchère et al., 2005) (par exemple l'escarpement S1 dans Déverchère et al., 2005). Ainsi, le glissement sur la faille aurait pu être réparti en surface sur plusieurs rampes. Quoiqu'il en soit, le séisme de Boumerdès, étant donné sa forte magnitude, a probablement provoqué de nombreuses instabilités dans toute la région. Rappelons que des séismes de magnitude supérieure à 6 sont capables d'engendrer des instabilités sédimentaires à plus de 200 km de l'épicentre (cas des séismes de 1954 et 1980, voir El Robrini, 1986).

Ainsi, par l'examen des instabilités seules, il risque d'être difficile voire impossible de distinguer quel segment a fonctionné lors du séisme. Cependant, comme nous l'avons montré précédemment, le front carté en rouge (Figure 3.18) présente de nombreuses caractéristiques morphologiques, à savoir 1) de petits glissements (identifiés par les écho-faciès transparents, la faible réflectivité, et les loupes d'arrachements sur le SAR) alignés et nombreux (contrairement aux autres escarpements) le long du front carté en rouge (Figure 3.18), 2) des indices de coulées de blocs et transport sédimentaire récents 3) et l'apparente fraîcheur de ces instabilités. L'ensemble de ces arguments permettent de faire l'hypothèse que le segment carté en rouge (Déverchère et al., 2005) est bien l'expression en surface de l'activité de la faille qui a rompu en Mai 2003.

Certains auteurs ont prédit par la modélisation du plan de faille une émergence de la faille très près de la côte, entre 5 et 10 km au large (e.g. Bounif et al., 2004). Cependant, nos données ne permettent pas de valider cette hypothèse, aucun relief particulier pouvant correspondre à un escarpement cumulé de faille n'étant visible sur la bathymétrie du plateau continental (large d'environ 5 km) ni sur les 5 premiers kilomètres de pente (Figure 3.22).

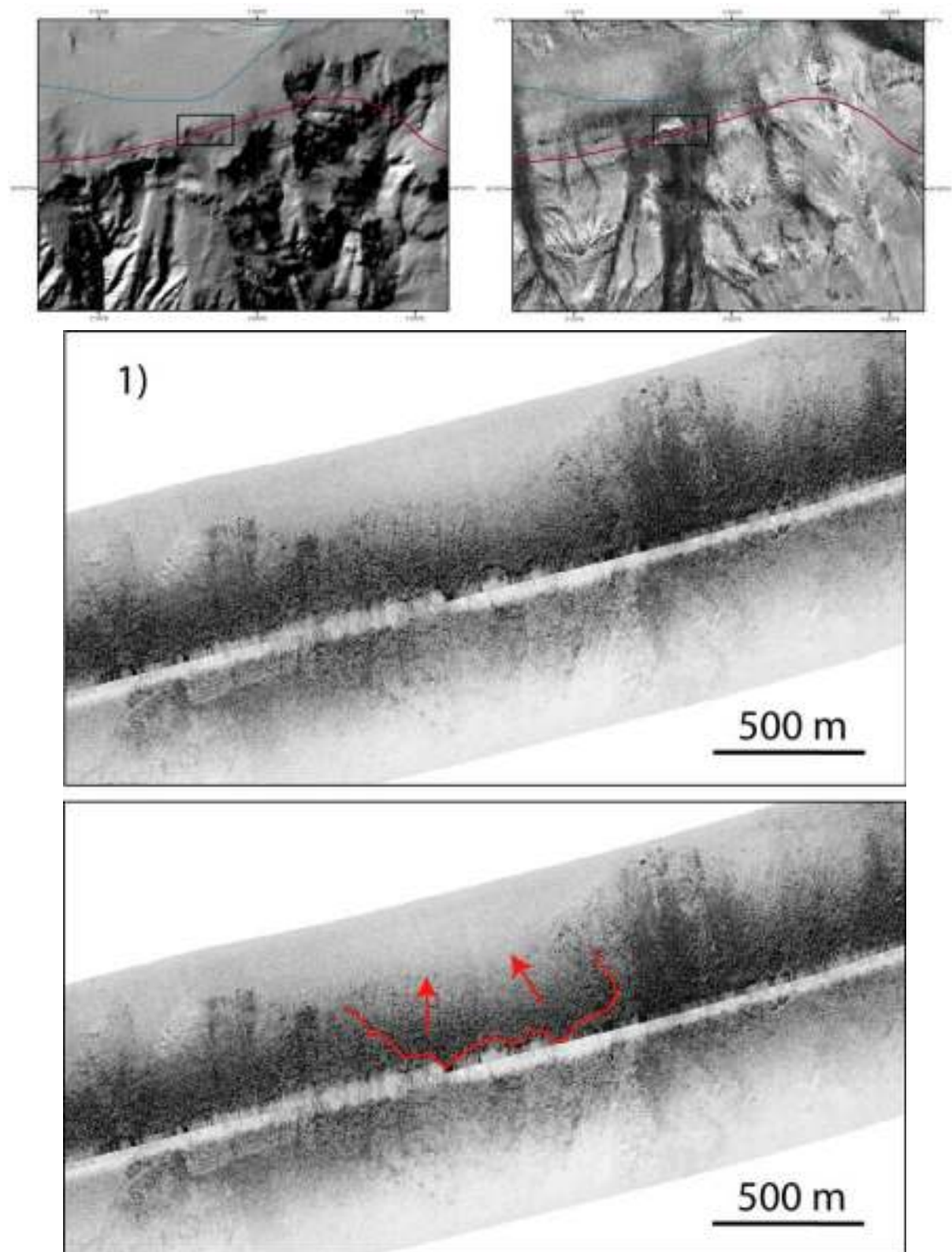


Figure 3.19 : Image 1 (localisation : a sur Figure 3.18) illustrant une cicatrice d'arrachement sur le segment à l'ouest du segment rouge sur la figure 3.18. Les deux cartes supérieures montrent le MNT ombré (à gauche) et la réflectivité (à droite) de la zone, avec le trajet du SAR (en bleu et rouge) et la position des extraits.

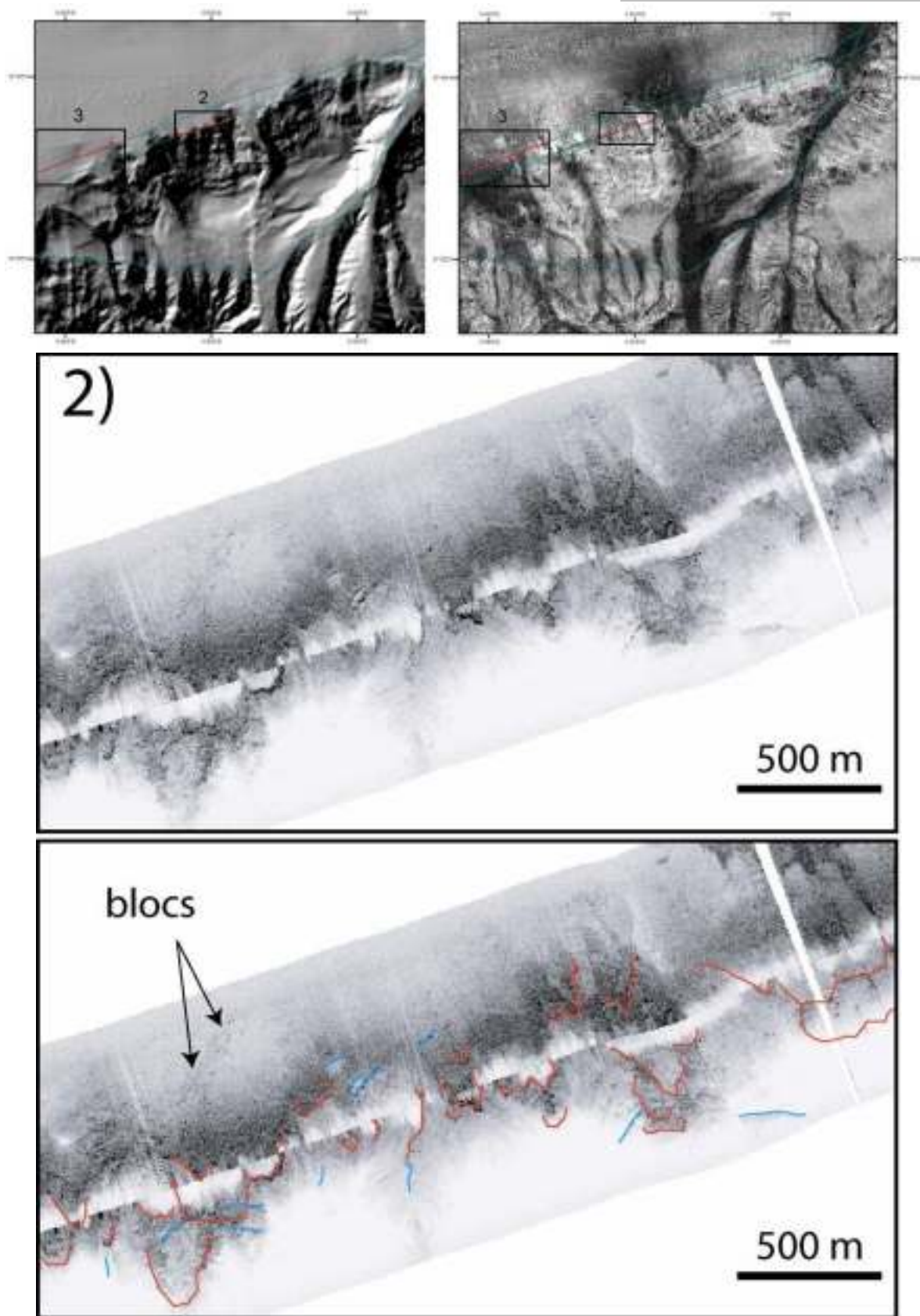


Figure 3.20 : Image 2 (localisation : b sur Figure 3.18) illustrant la succession de petites loupes d'arrachement tout le long de la faille cartée en rouge sur la figure 3.18. On distingue aussi quelques blocs glissés de quelques mètres de large. En bleu : accidents ne présentant pas de forme concave, comme les loupes d'arrachement. Les variations de réflectivité (zones sombres ou claires) reflètent des variations de nature de sédiments. Les deux cartes supérieures montrent le MNT ombré (à gauche) et la réflectivité (à droite) de la zone, avec le trajet du SAR (en bleu et rouge) et la position des extraits.

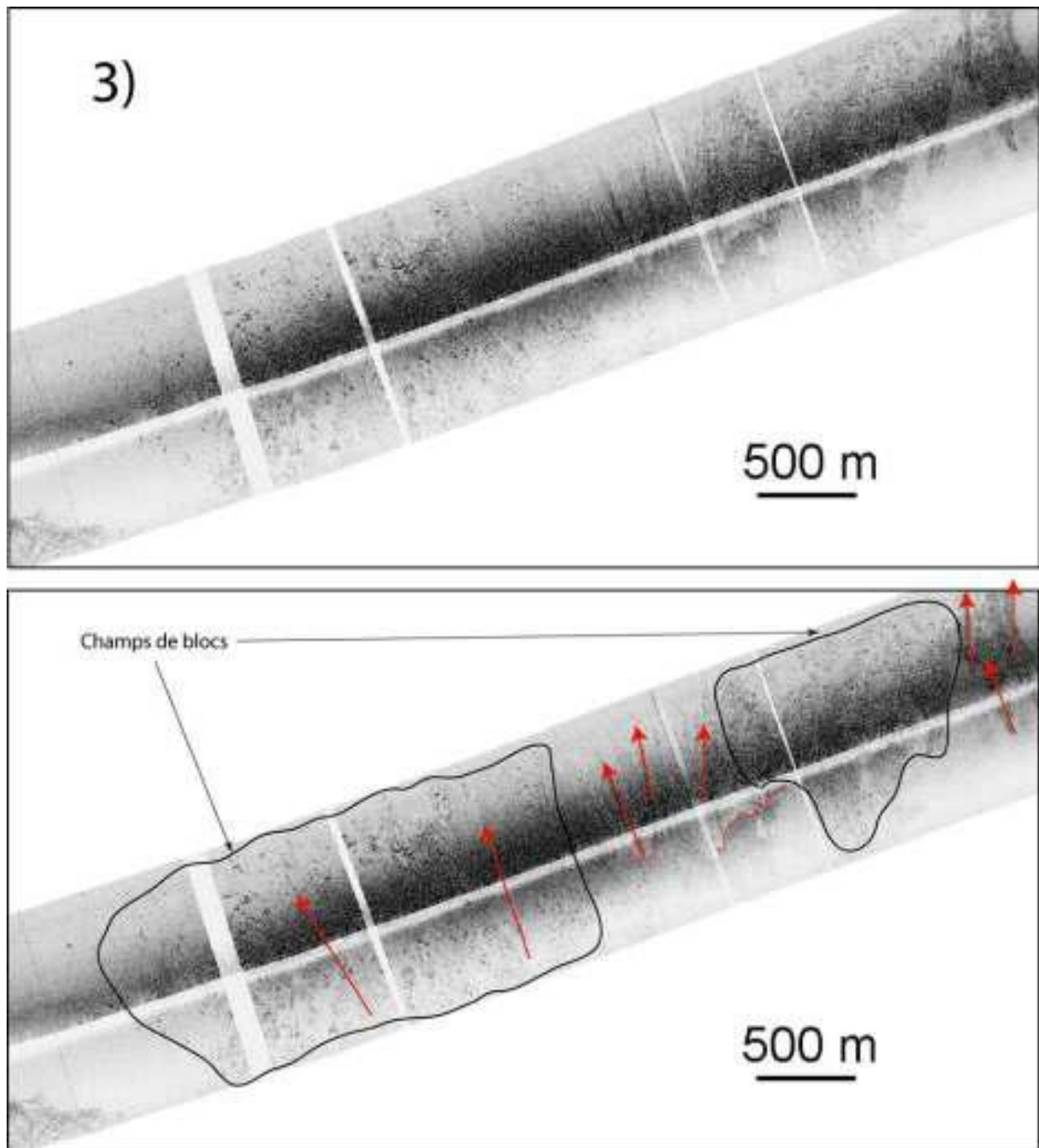


Figure 3.21 : Image 3 (localisation sur Figure 3.20) illustrant les coulées de débris à proximité de l'escarpement carté en rouge sur la figure 3.18. Flèches rouges : sillons d'érosion présentant une plus forte réflectivité (donc plus sombres).

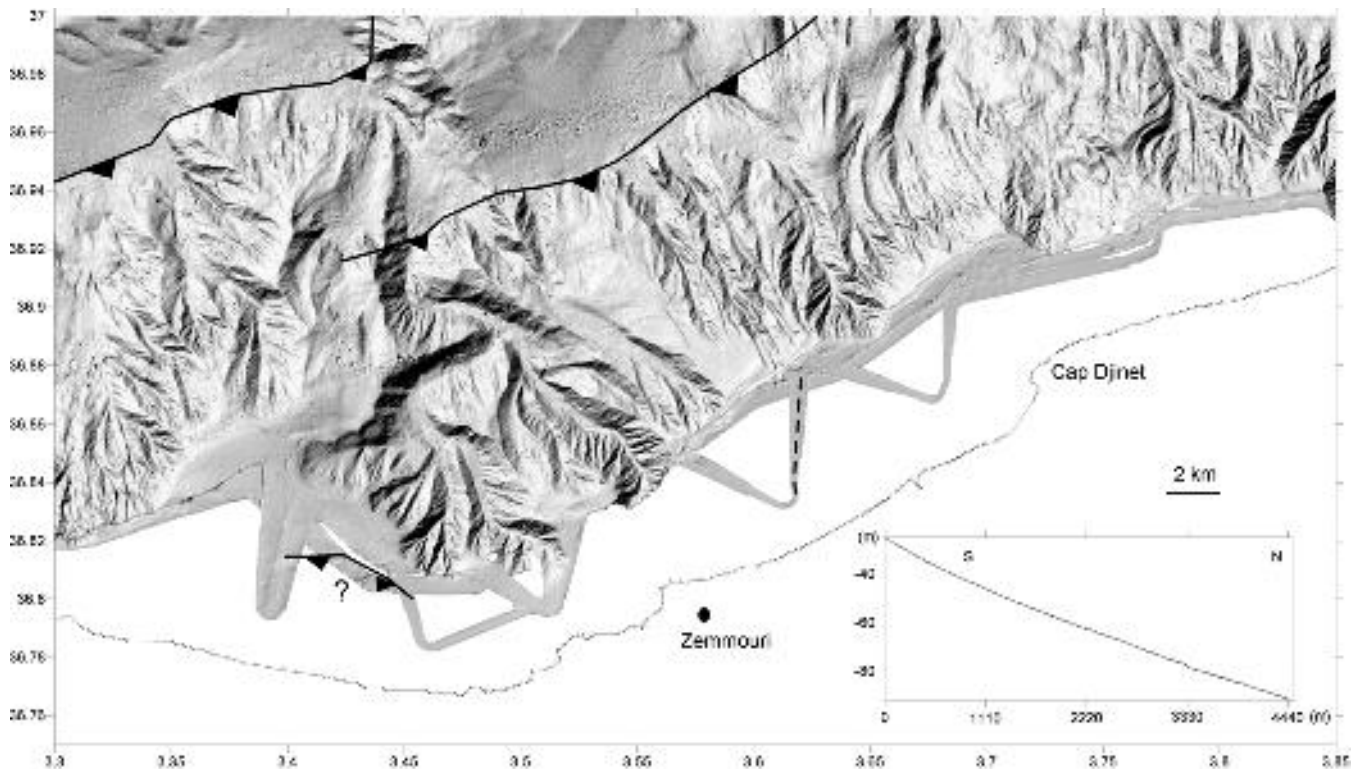


Figure 3.22 : Carte bathymétrique au pas de 25 m de la zone de Boumerdès, au niveau de la zone présumée de rupture du séisme de Mai 2003, avec les chevauchements identifiés à l'aide de nos profils sismiques. Le profil topographique à travers la plate-forme continentale (trait en pointillés) n'indique aucun escarpement cumulé près de la côte.

Ainsi, nous privilégions une transmission de la rupture vers une ou plusieurs rampes en direction large, comme semblent l'indiquer les caractéristiques morphologiques sur les escarpements au large. En effet, les indices de chevauchements près de la côte, à l'aplomb du plan de faille présumé (modélisé) sont très maigres. Seul un petit chevauchement a été identifié près du haut du canyon d'Alger (Figure 3.22) mais il ne semble pas se prolonger vers l'est, et ne peut ainsi pas correspondre à l'émergence de la faille de Boumerdès, comme nous le verrons plus tard à la Figure 3.33.

Les résultats préliminaires des datations effectuées sur les carottes MARADJA 2003 ne permettent pas de dire si les instabilités identifiées au large ont été provoquées par le séisme de Boumerdès. Cependant, de nouvelles datations sont en cours sur les carottes, plus nombreuses, récemment obtenues lors de la mission MARADJA2/SAMRA, et ces futurs résultats apporteront probablement de nouvelles informations sur les âges des glissements identifiés.

3.3.3 Compléments structuraux

3.3.3.1 Géométrie en profondeur des accidents au large de Boumerdès

Nous allons étudier quelques profils perpendiculaires à la marge (en rouge sur Figure 3.23), car il s'agit de la meilleure orientation des profils pour étudier des structures globalement orientées E-O à SO-NE, perpendiculairement au champ de contraintes actuel, comme nous avons pu le voir sur la bathymétrie, sur laquelle on peut suivre les escarpements cumulés des failles.

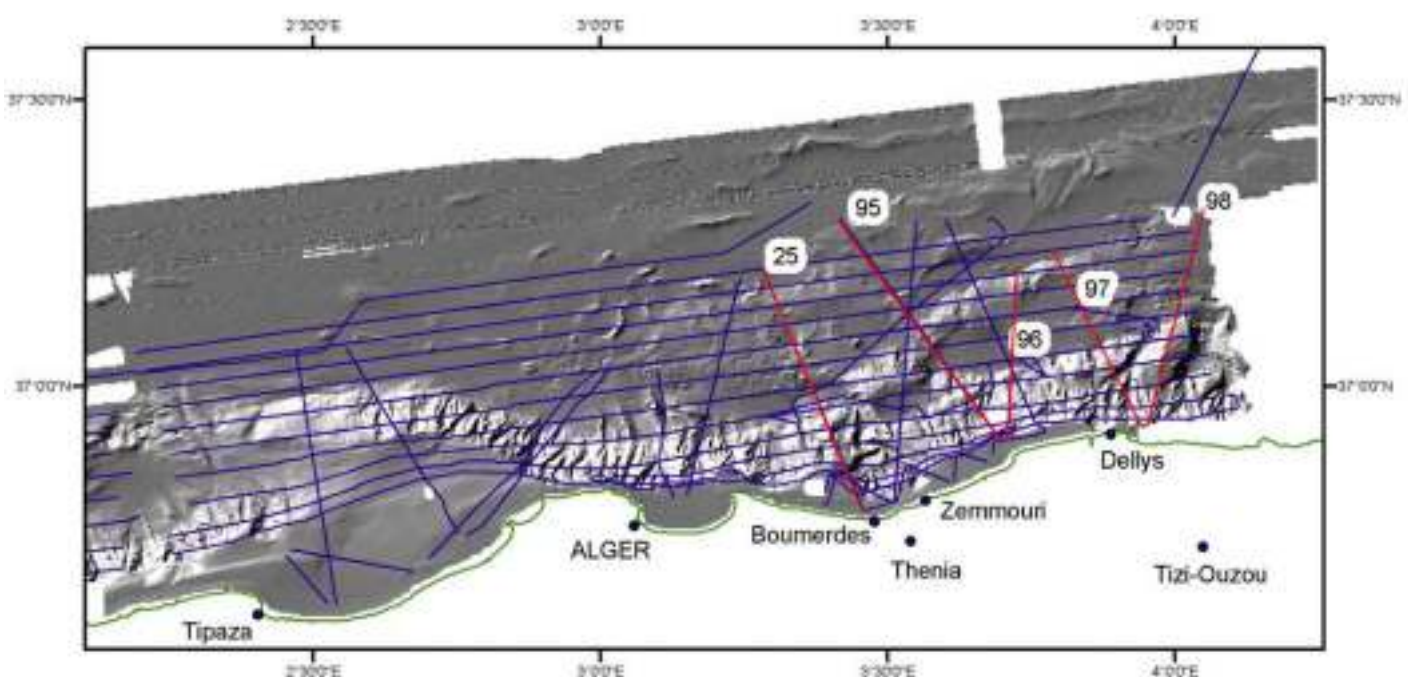


Figure 3.23 : Localisation des profils des figures 3.24 à 3.28 (en rouge).

Cependant, une des limitations au niveau de l'interprétation concerne le pendage des failles. En effet, à cause de la mauvaise lisibilité de nos profils en profondeur, il nous est impossible de voir les failles en profondeur, donc les seuls indices que nous avons sont la géométrie des sédiments superficiels, et éventuellement des décalages ou des plissements dans les sédiments infrasalifères.

Les pendages indiqués sont donc indicatifs et à prendre avec précaution. Notons qu'en raison de l'exagération verticale (dans l'eau) de 6 sur les profils, un pendage apparemment de 45° est en réalité aux alentours de 10°, et qu'un pendage réel de 45° aura l'apparence d'un pendage de 80° environ.

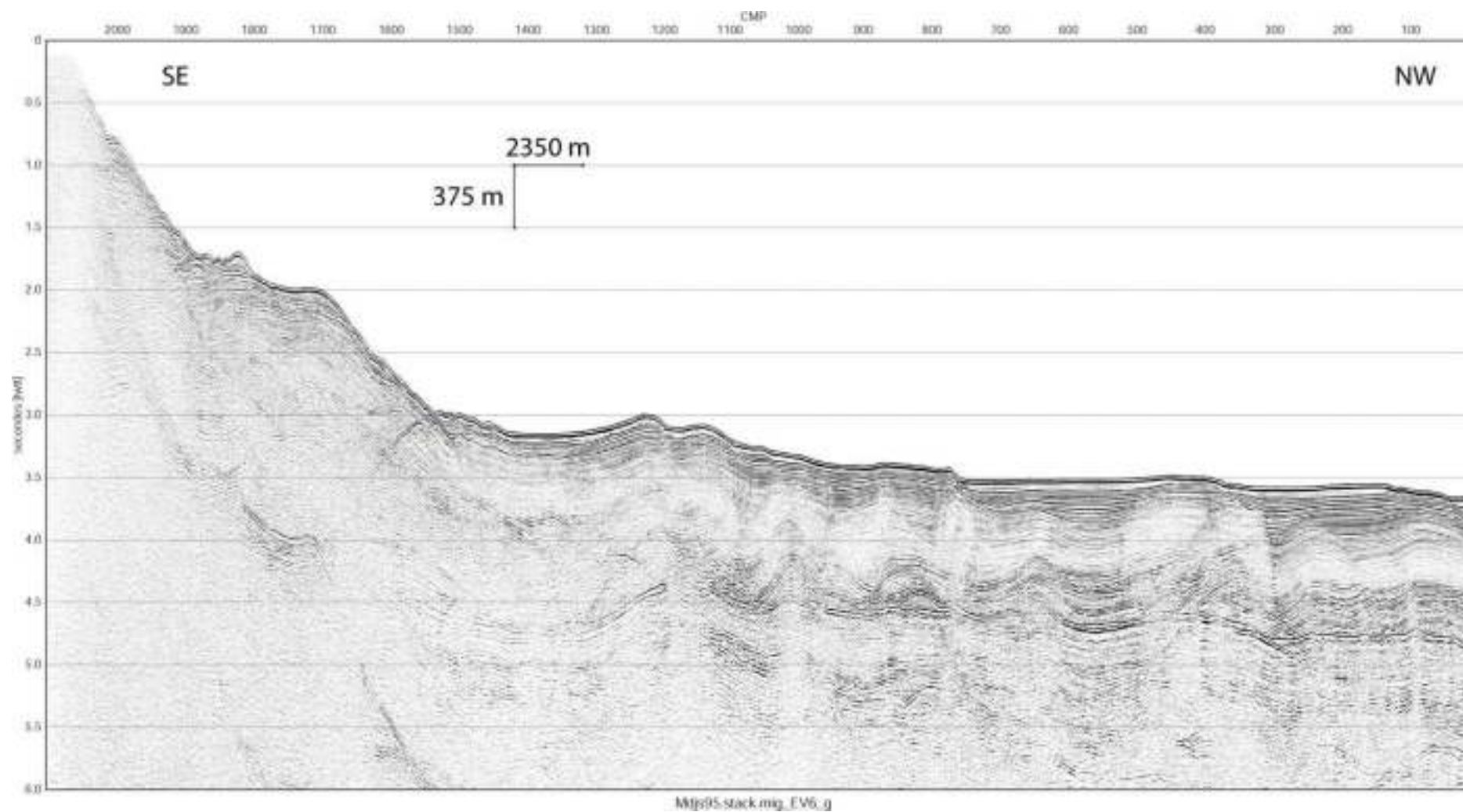


Figure 3.24a : Profil 6-traces n°95 de MARADJA 2003, exagération verticale de 6, non interprété.

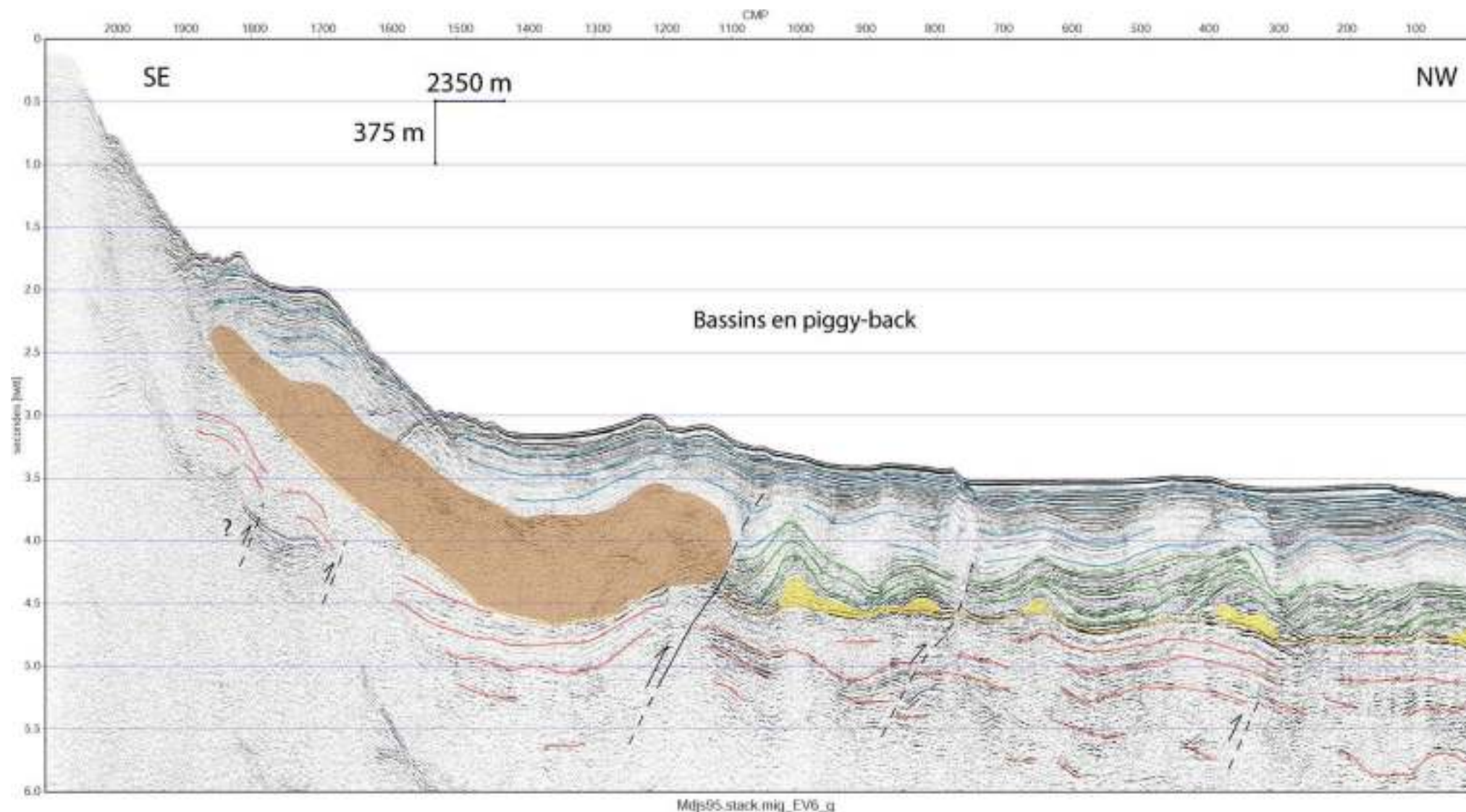


Figure 3.24b : Profil 6-traces n°95 de MARADJA 2003, exagération verticale de 6. En rouge : les séries sédimentaires infra-salifères. En orange : la base du sel messinien. En jaune : le sel messinien. En vert : les évaporites supérieures. En bleu : les sédiments plio-quaternaires. En marron : dépôts détritiques possiblement associés à la crise de salinité messinienne.

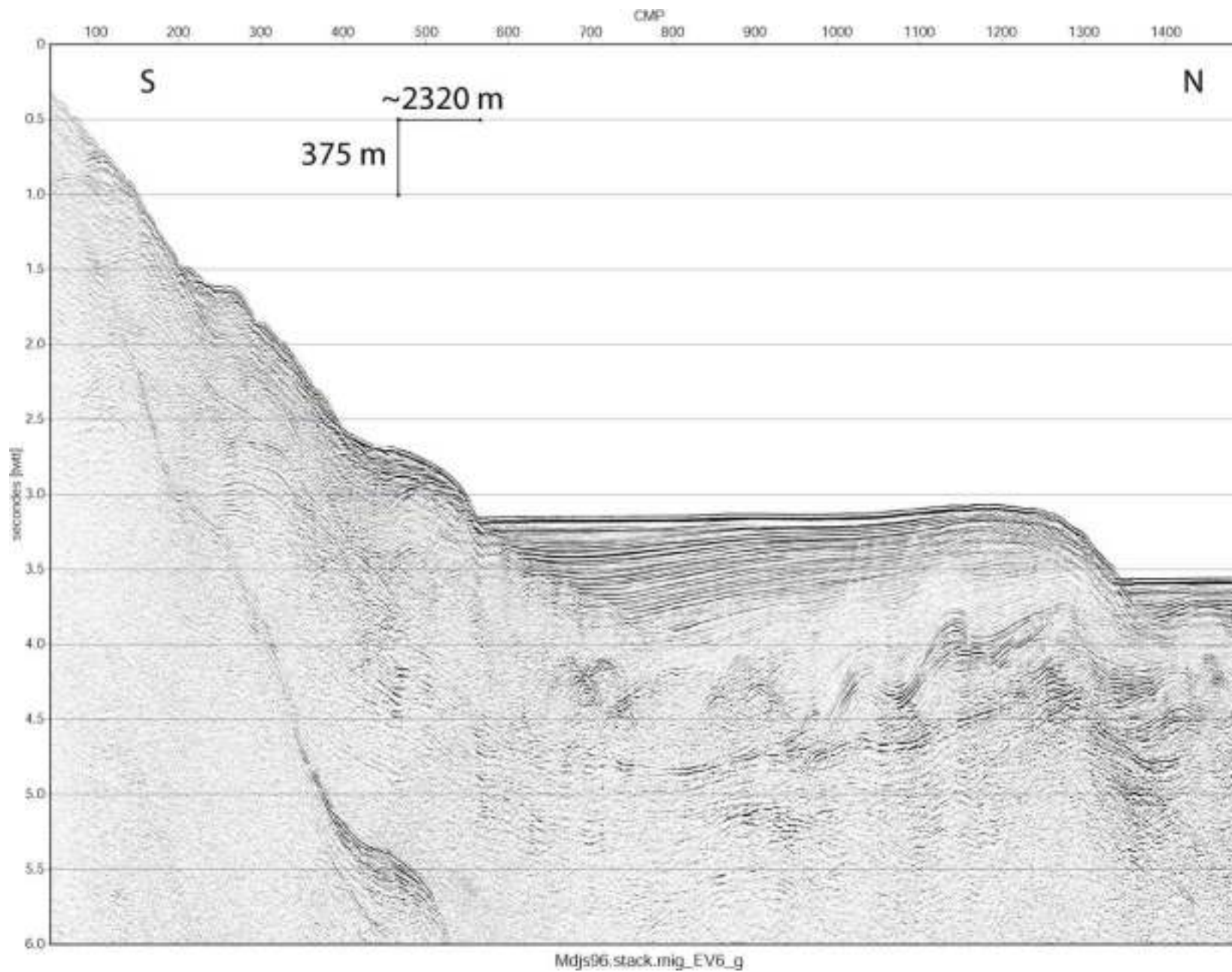


Figure 3.25a : Profil
6-traces n°96 de
MARADJA 2003,
exagération verticale
de 6, non interprété

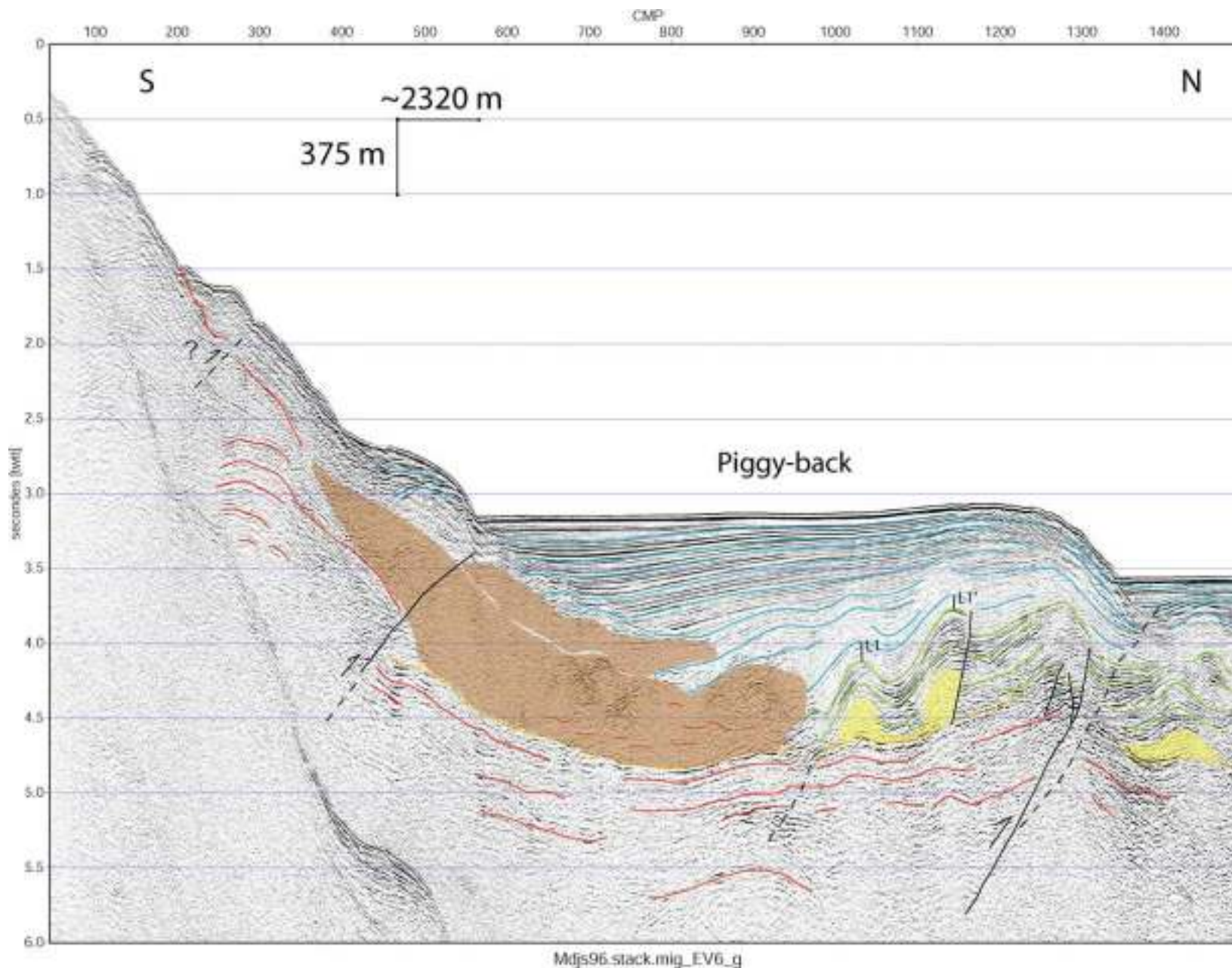


Figure 3.25b :
 Profil 6-traces n°96
 de MARADJA 2003,
 exagération verticale
 de 6. En rouge : les
 séries sédimentaires
 infra-salifères. En
 orange : la base du
 sel messinien. En
 jaune : le sel
 messinien. En vert :
 les évaporites
 supérieures. En bleu :
 les sédiments plio-
 quaternaires. En
 marron : dépôts
 détritiques
 possiblement associés
 à la crise de salinité
 messinienne.

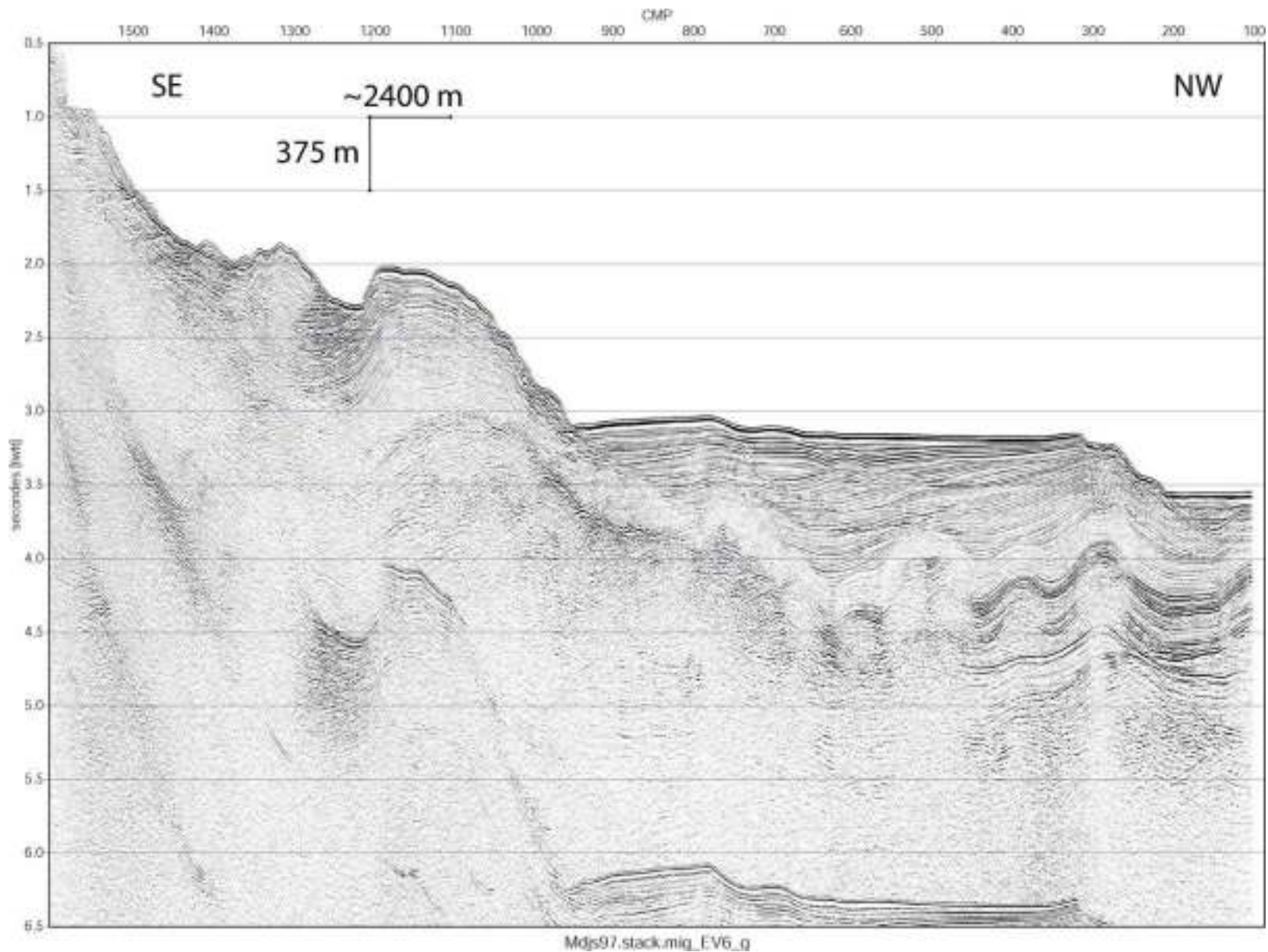


Figure 3.26a : Profil 6-traces n°97 de MARADJA 2003, exagération verticale de 6, non interprété

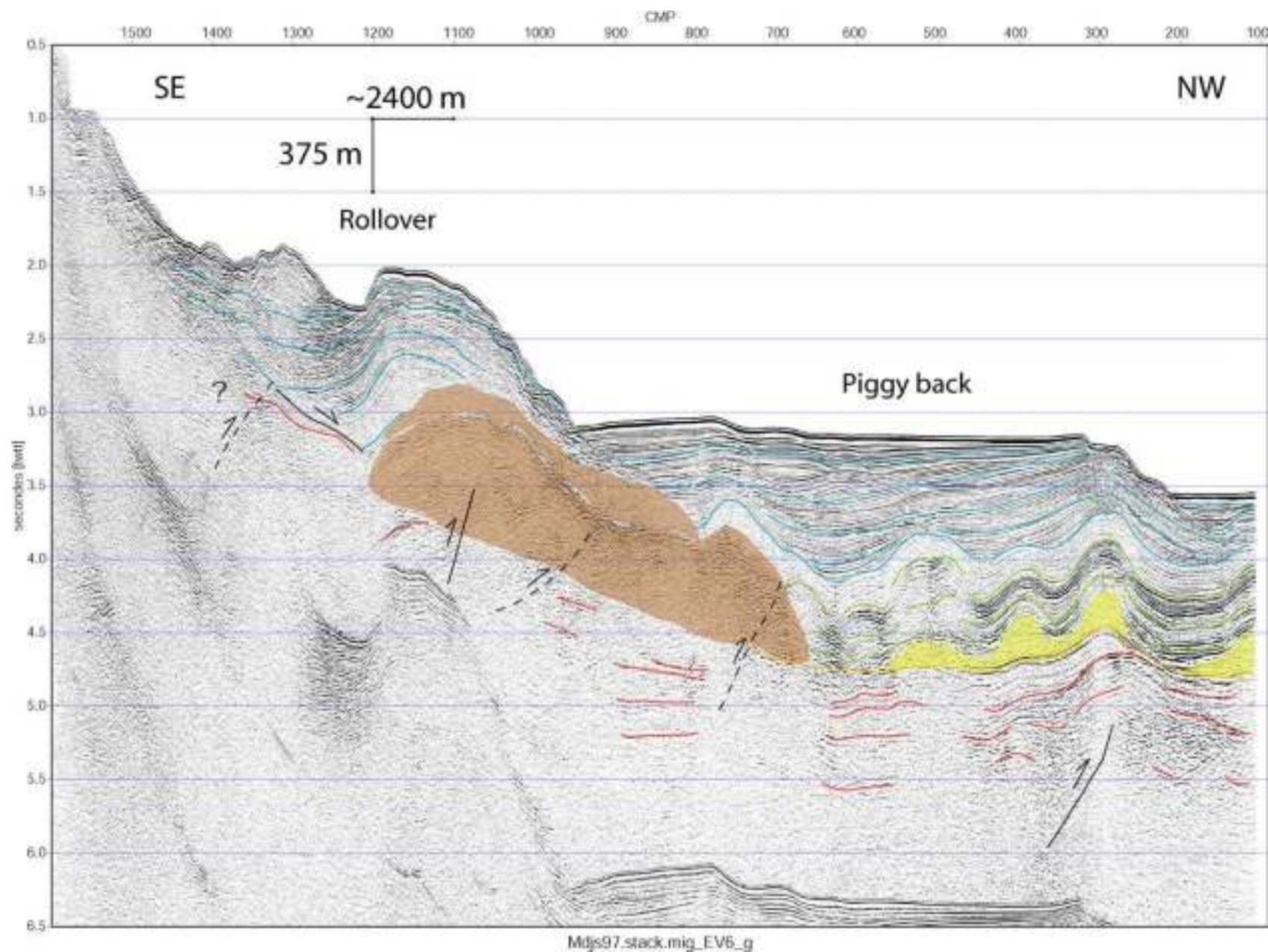


Figure 3.26b :
*Profil 6-traces n°97
 de MARADJA 2003,
 exagération
 verticale de 6. En
 rouge : les séries
 sédimentaires infra-
 salifères. En
 orange : la base du
 sel messinien. En
 jaune : le sel
 messinien. En vert :
 les évaporites
 supérieures. En
 bleu : les sédiments
 plio-quaternaires.
 En marron : dépôts
 détritiques
 possiblement
 associés à la crise
 de salinité
 messinienne.*

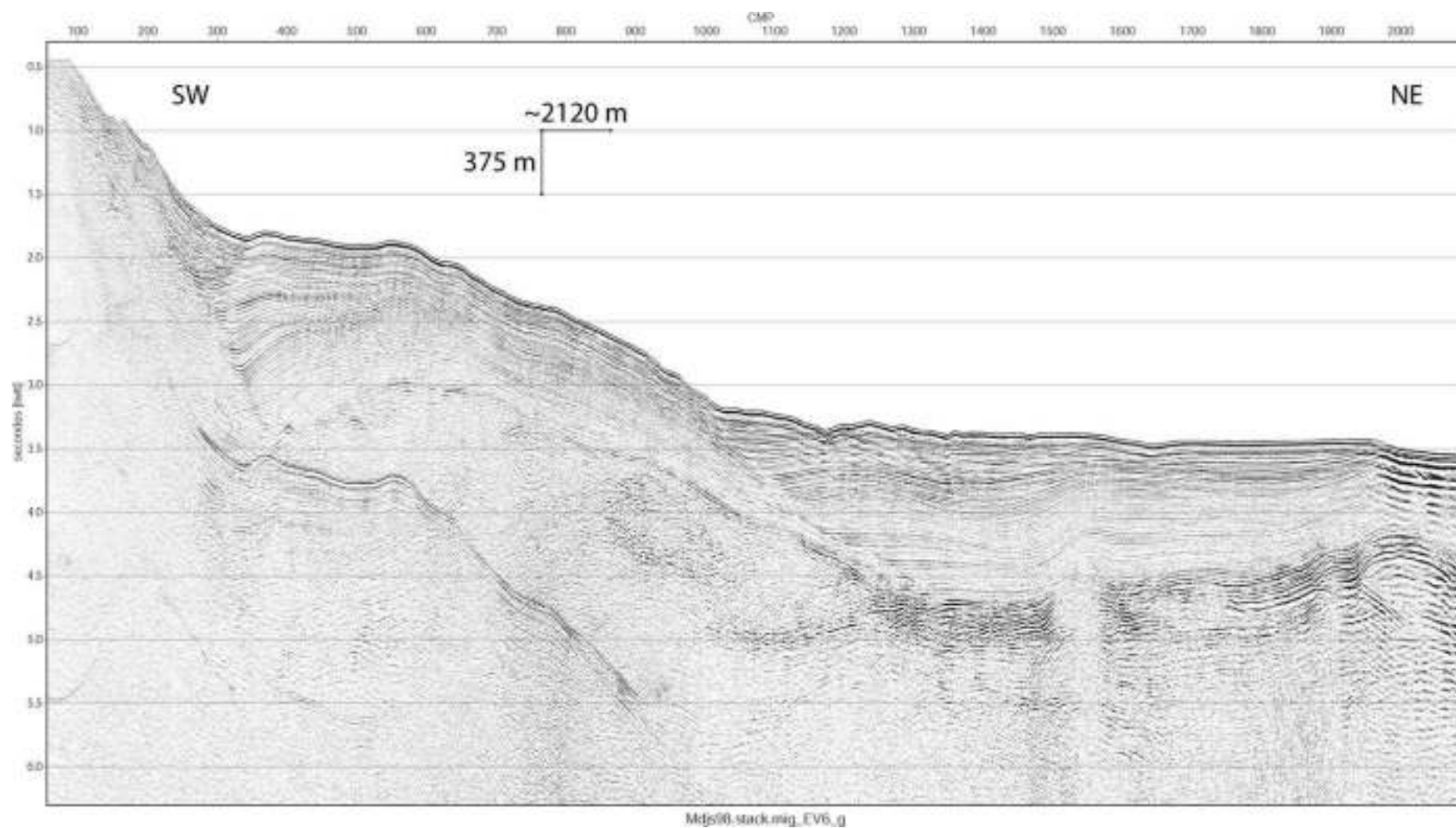


Figure 3.27a : Profil 6-traces n°98 de MARADJA 2003, exagération verticale de 6, non interprété.

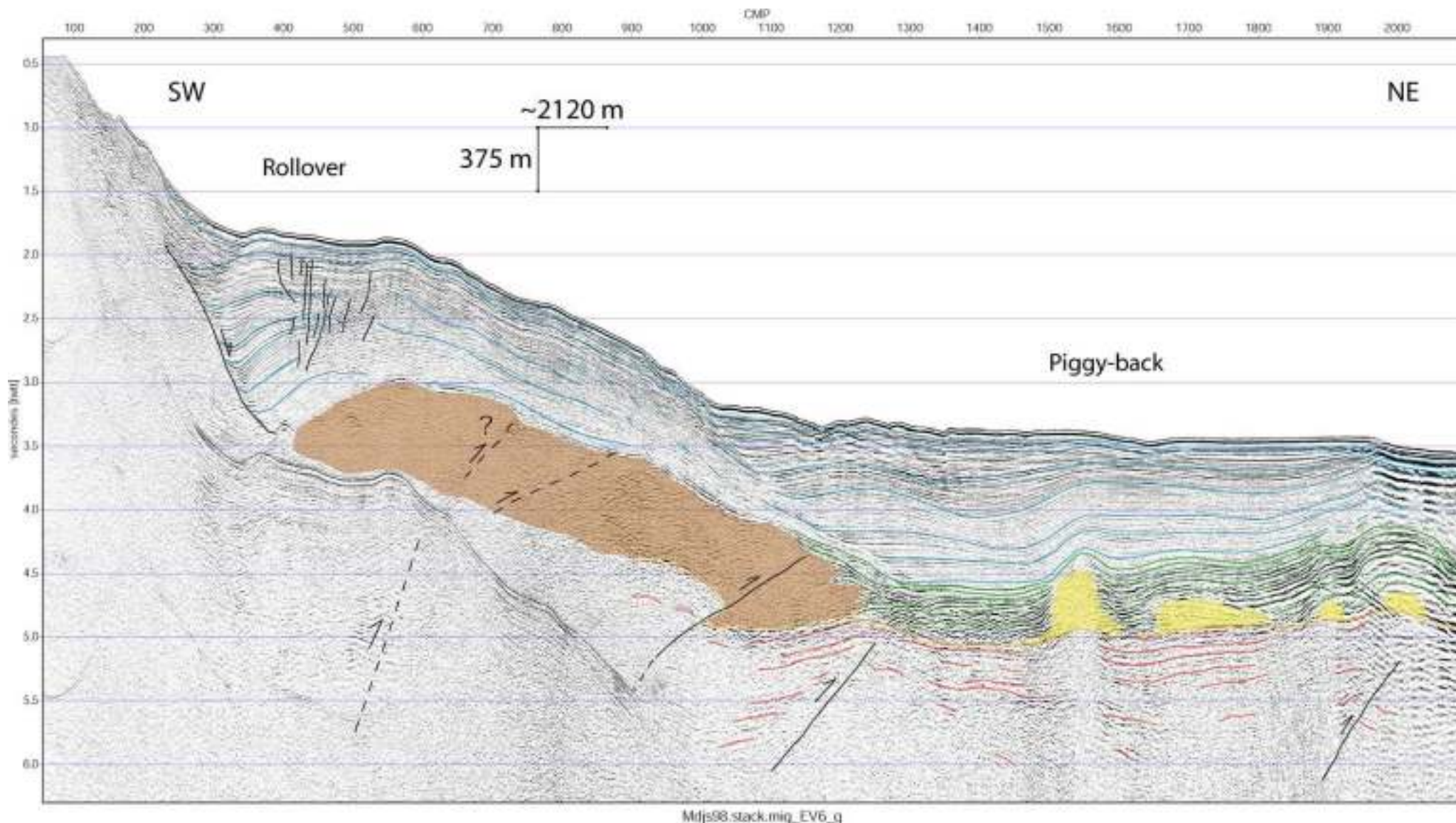


Figure 3.27b : Profil 6-traces n°98 de MARADJA 2003, exagération verticale de 6. En rouge : les séries sédimentaires infra-salifères. En orange : la base du sel messinien. En jaune : le sel messinien. En vert : les évaporites supérieures. En bleu : les sédiments plio-quaternaires. En marron : dépôts détritiques possiblement associés à la crise de salinité messinienne.

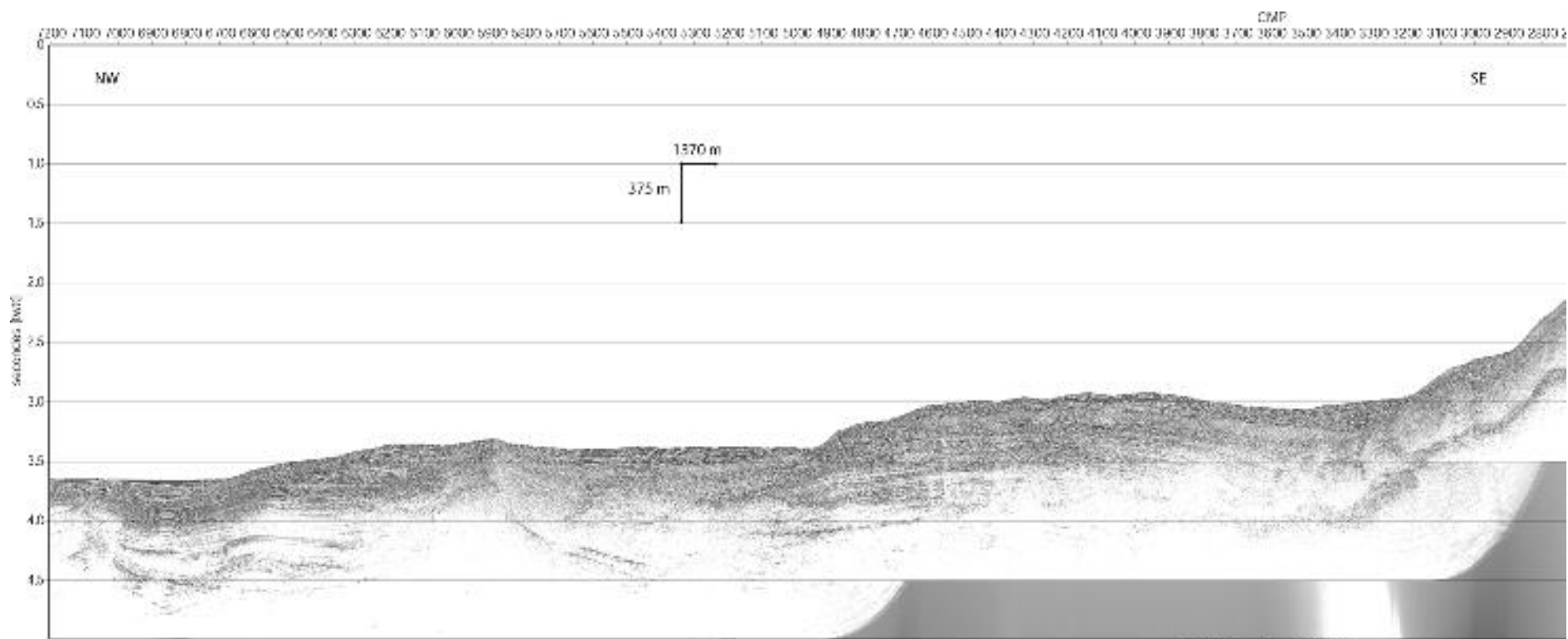
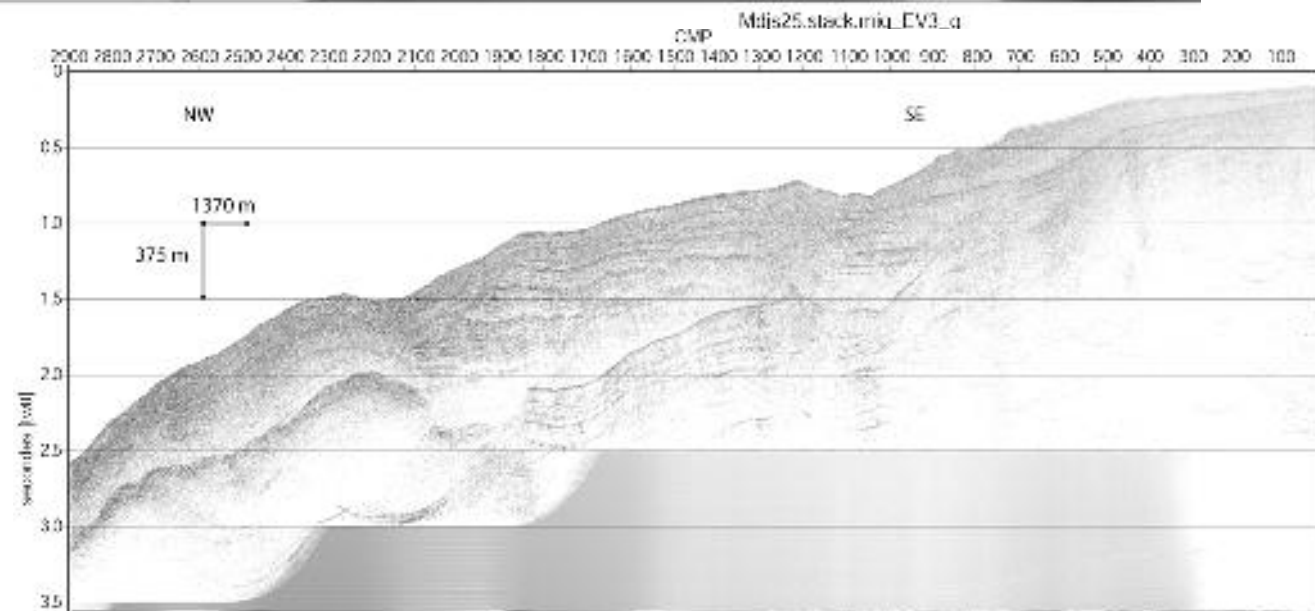


Figure 3.28a : Profil 24-traces n°25 de MARADJA 2003, exagération verticale de 3, non interprété.



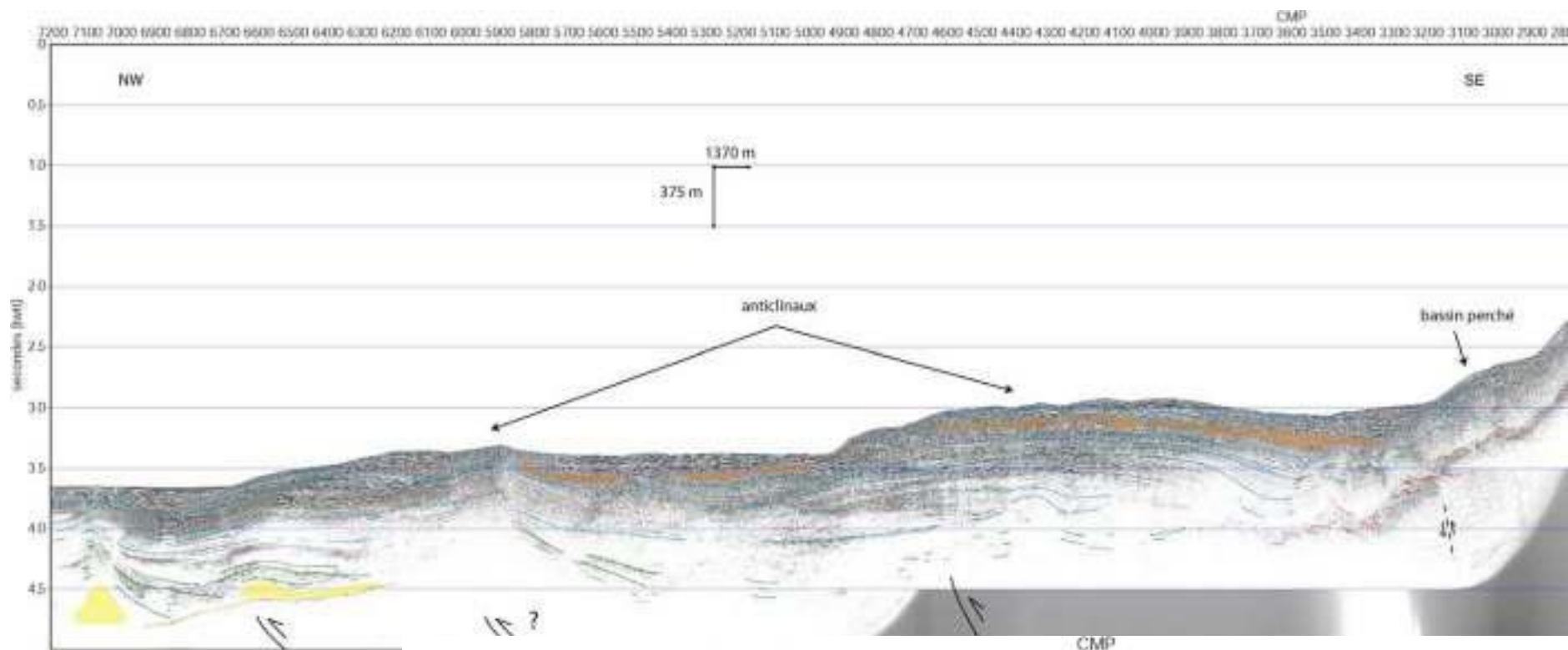
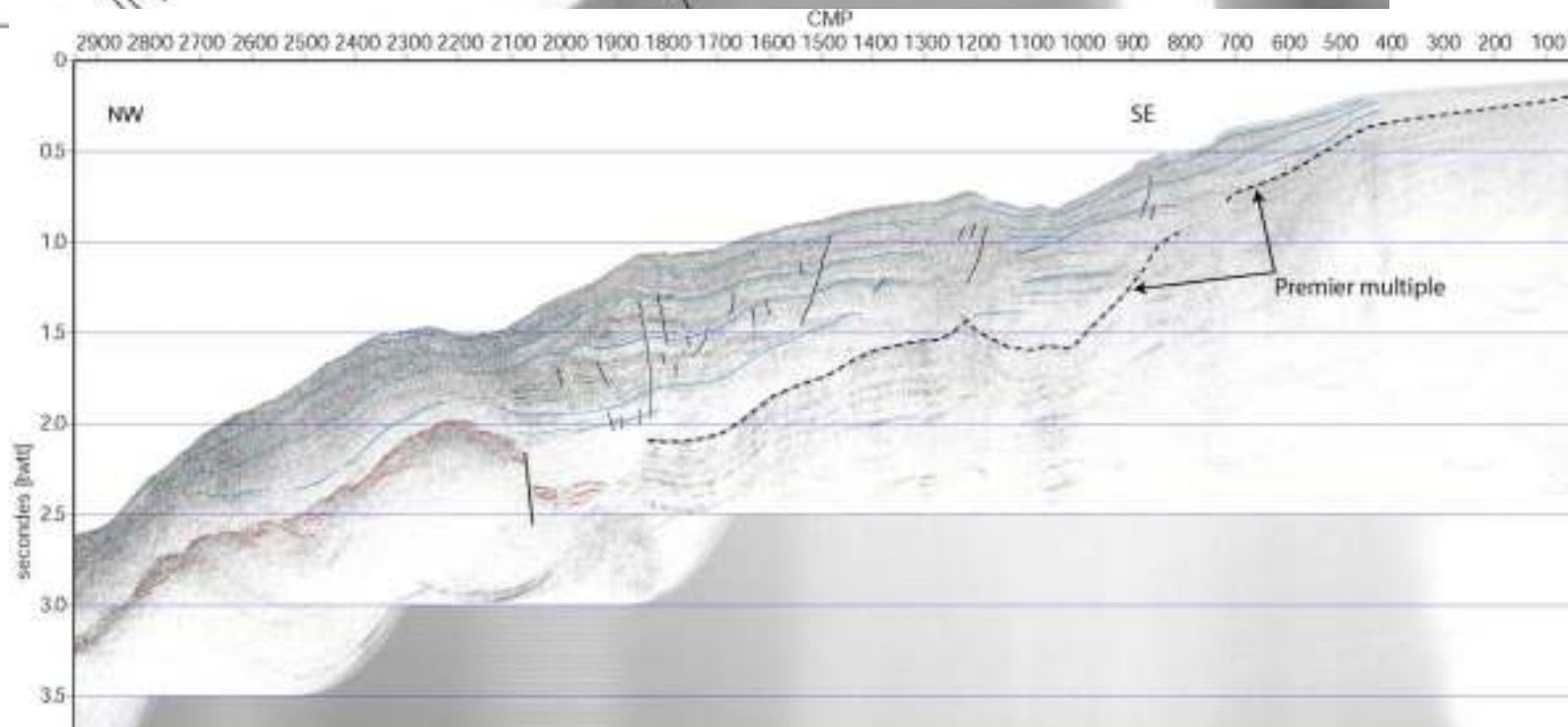


Figure 3.28b : Profil 24-traces n°25 de MARADJA 2003, exagération verticale de 3. En rouge : les séries sédimentaires infra-salifères ou le socle. En orange : la base du sel messinien. En jaune : le sel messinien. En vert : les évaporites supérieures. En bleu : les sédiments plio-quaternaires. En marron : dépôts détritiques.



En interprétant les profils sismiques le long de la marge, certains indices indubitables de la présence de failles inverses ont été observés. Malgré la faible pénétration de nos profils sismiques et le caractère assez diffractant des roches en profondeur, il a souvent été possible d'identifier des plis asymétriques associés à des décalages de réflecteurs infrasalifères, démontrant ainsi le jeu de failles inverses. Ces caractéristiques ne sont pas visibles dans le cas de failles normales. Ces décalages de blocs avaient déjà été observés grâce à d'anciennes lignes sismiques WesternGeco (Rabah Bracène, Sonatrach, communication personnelle, Cope, 2003) mais, comme il est très difficile, voire impossible de voir des surplombs au niveau des décalages, ces blocs avaient été interprétés comme contrôlés par des failles normales, par manque de reconnaissance des structures plissées (par exemple, Mauffret et al., 1992). Tenant compte de la profondeur relativement importante des structures plissées reconnues (atteignant au moins 6 km), il me paraît donc difficile d'expliquer l'ensemble de ces observations autrement que par un régime de déformation en raccourcissement. Des phénomènes purement gravitaires ou de failles de compensation devraient en effet impliquer un changement rapide du régime de déformation en profondeur.

Ainsi, je vais considérer que les structures actives observées sont toutes contrôlées par des failles inverses, et je vais me baser sur la géométrie des premiers kilomètres de sédiments afin d'étudier de manière indirecte les failles actives sous-jacentes.

3.3.3.2 Fonctionnement tectonique des bassins identifiés

L'examen des profils des figures 3.24 à 3.28 permet de mettre en évidence différentes géométries de bassins (« *piggy-back* » ou « *rollover* »).

Les plis observés présentent tous un flanc avant (flanc N-NO), ou « *forelimb* », plus abrupt que leur flanc arrière (flanc près de la pente), ou « *backlimb* », ce qui laisse penser que les structures présentes sur nos profils sont toutes des plis-failles à pendage sud. Ces plis-failles soulèvent de petits bassins, ce qui provoque le basculement progressif des séries sédimentaires sur le flanc arrière et donc un dépôt en éventail des séries, ce qui indique leur dépôt syntectonique. On appelle également ces dépôts des strates de croissance. Ces bassins soulevés présentent des géométries différentes :

- Les bassins en *piggy-back* sont des plis asymétriques présentant un flanc arrière relativement plat, qui se soulève progressivement et bascule les sédiments du petit bassin suspendu créé sur le dos du pli. Les plis des profils 95 et 96 (Figures 3.24 et 3.25) sont les seuls qui présentent un axe d'anticlinal très arrondi. Les autres *piggy-backs* (Figures 3.26, 3.27) présentent un axe de pli à géométrie relativement anguleuse. Certains plis les plus au large (N-NO) (Figures 3.24, 3.27) sont très peu marqués dans la topographie. Il pourrait donc s'agir de plis formés plus récemment que les plis proches de la côte. Deux autres hypothèses sont également possibles : leur vitesse de raccourcissement est moindre, ou bien la faille qui les contrôle est encore très profonde (ce qui serait cohérent avec un pli très jeune, si

l'on considère un pli de propagation de faille (« fault-propagation fold », voir Suppe et Medwedeff, 1990).

Une forte inflexion des sédiments vers le haut peut être constatée dans le cas des plis proches de la pente pour les profils 95, 97 et 98 (Figures 3.24, 3.26 et 3.27). Ceci pourrait être une indication en faveur d'un glissement sur la faille plus élevé que le taux de sédimentation.

- Les *rollovers* quant à eux s'étendent sur une plus courte distance transversale, ce qui suggère un pendage plus fort de la faille sous-jacente. Deux profils montrent clairement un *rollover* près de la pente, c'est-à-dire qu'il y a une rotation des sédiments sur un centre de rotation proche du centre du bassin et ainsi un affaissement des séries (limitées en amont par une faille listrique) près de la pente et soulèvement à l'avant du pli (Figures 3.26 et 3.27). Au contraire, pour les failles plus au large dans le bassin (Figures 3.25 à 3.27, ainsi que toutes les failles de la Figure 3.24), il n'y a pas de mouvement normal d'accommodation près de la pente, mais seulement un remplissage sédimentaire passif à l'arrière des plis.

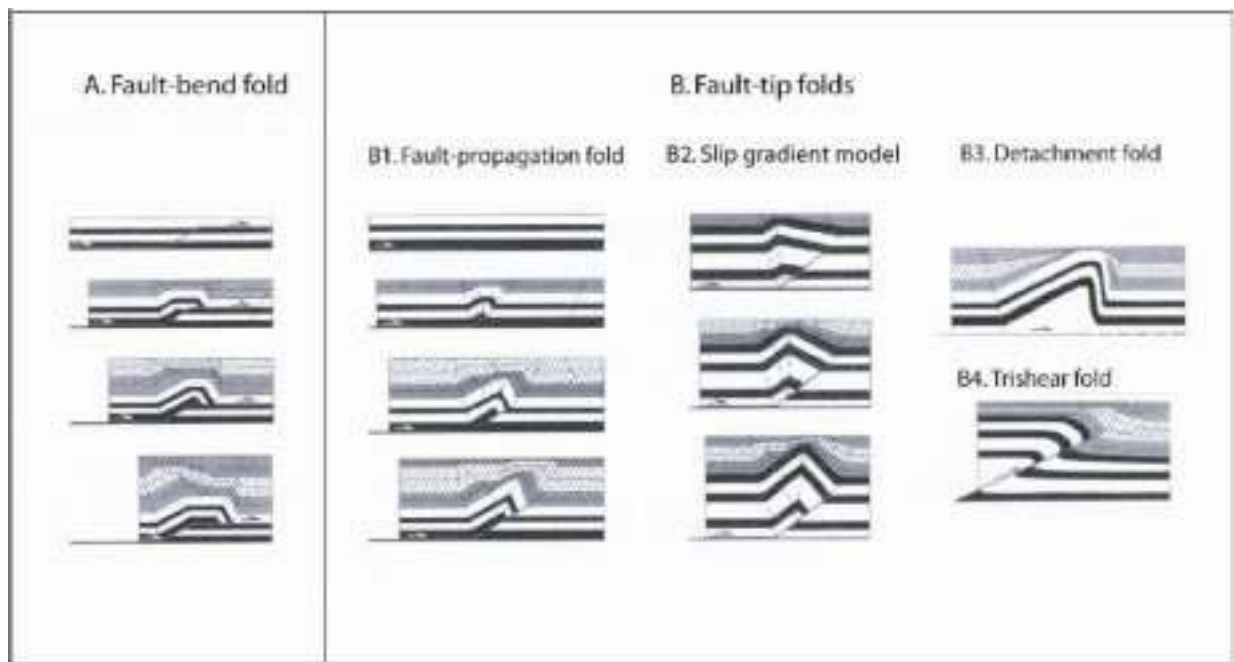


Figure 3.29 : A: pli de « fault-bend » (Suppe, 1983; Medwedeff et Suppe, 1997): transfert du glissement d'un niveau de détachement profond à un niveau moins profond avec conservation des épaisseurs et longueurs des lits. B : différentes géométries de plis se développant à l'extrémité d'une faille aveugle : B1 : modèle de pli de propagation de faille : conservation des épaisseurs et longueurs des lits (Suppe et Medwedeff, 1990; Mosar et Suppe, 1992). B2 : modèle "slip gradient" : pas de propagation de la faille, conservation des aires mais pas la longueur des lits (Wickham, 1995). B3 : pli de détachement: variations dans la longueur des lits et de l'angle du flanc avant du pli (Dahlstrom, 1990; Epard et Groshong, 1995; Mitra, 2003). B4 : pli en "trishear" : il existe une zone triangulaire où le cisaillement est distribué (Erslev, 1991; Allmendinger, 1998).

Plusieurs modèles de plis existent dans la littérature (Figure 3.29), tous décrivent des plis asymétriques. Mais d'après la géométrie des sédiments sur nos profils, et en l'absence de contraintes sur la géométrie des failles en profondeur, nous privilégions pour l'instant plutôt les modèles de type pli de propagation de faille ou pli en *trishear*, car nous n'observons pas de replat comme dans le cas du *fault-bend fold* ou de niveau de décollement comme pour *detachment fold*, et il ne semble pas qu'il y ait de changement de vergence des plis, comme dans l'évolution des plis de *slip gradient*.

Par la suite on utilisera par exemple le modèle de *trishear* pour illustrer les différentes géométries des structures observées sur la marge.

Pour expliquer la différence de géométrie entre *rollover* ou *piggy-back*, deux paramètres peuvent être testés : la vitesse de glissement sur la faille, qui par compétition avec la sédimentation, détermine en partie en partie la géométrie du bassin ; la géométrie de la structure active (pendage de la faille et déversement du pli), qui influencent évidemment la mise en place d'ensemble des sédiments déposés au-dessus d'elle.

Dans le premier cas, on imagine une vitesse de glissement inférieure à la vitesse de sédimentation (Figure 3.30). Le logiciel de modélisation de plis en « *trishear* » (Allmendinger, 1998) par R. Allmendinger (©Trishhear 4.5), permet de simuler cette situation. Le modèle de *trishear* implique une zone triangulaire de déformation répartie à l'extrémité de la faille.

Dans ce cas, on voit clairement que la sédimentation à l'arrière du pli (et également à l'avant) tend à aplanir complètement la topographie. Pour la plupart de nos profils, on voit que ce n'est pas le cas, car un fort relief subsiste. La sédimentation n'est donc pas suffisante pour masquer la tectonique. On peut toutefois remarquer que le relief est très atténué pour certains plis au large (Figures 3.24, 3.27), ce qui laisserait présumer une vitesse de déformation inférieure à celle des plis plus en amont.

Si l'on envisage le cas où le taux de sédimentation est bien inférieur à la vitesse de glissement sur la faille (Figure 3.31), un dénivelé apparaît entre le haut du pli et l'arrière. Une inflexion des sédiments a lieu sur le « *backlimb* », comme observé sur certains de nos profils (Figures 3.24, 3. 26 et 3.27). Mais ce n'est pas un critère suffisant pour expliquer un *rollover*.

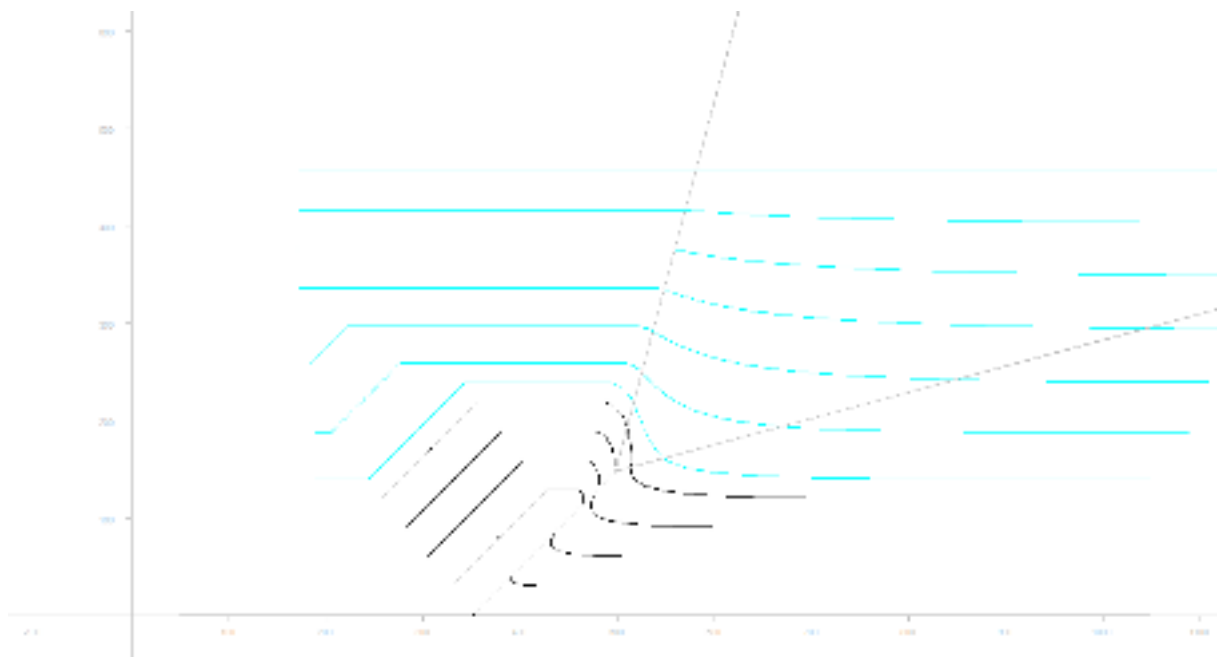


Figure 3.30 : Modèle (©Trishear 4.5) illustrant le cas où la vitesse de sédimentation surpasse la vitesse de glissement sur la faille. En bleu : sédiments syntectoniques. En gris : la zone de trishear. Ici, le pendage de la rampe est de 45° .

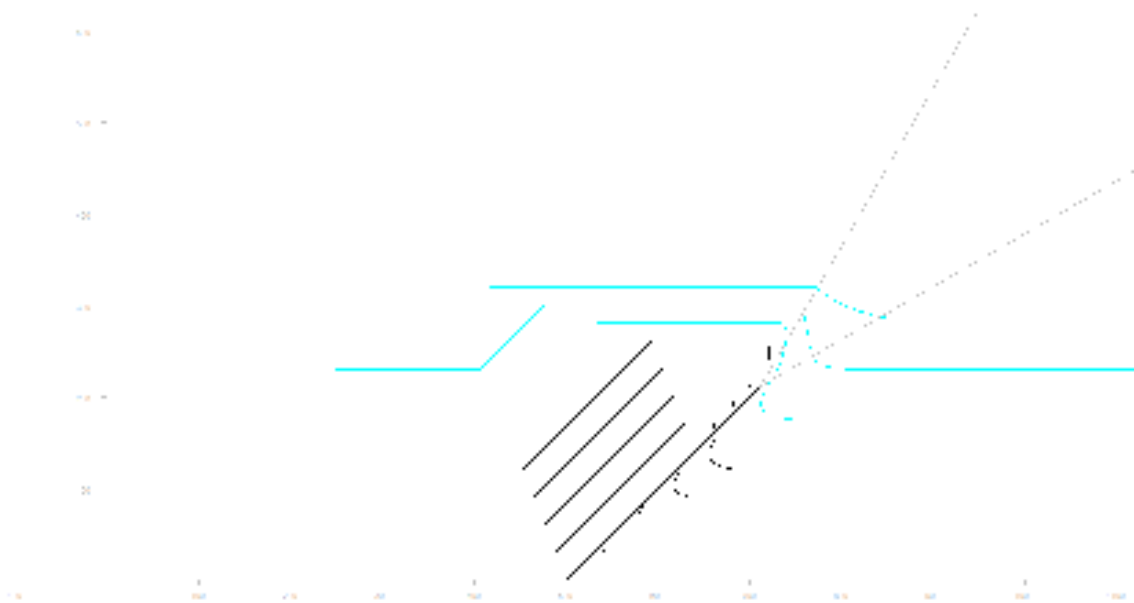


Figure 3.31 : Modèle (©Trishear 4.5) illustrant le cas où la vitesse de glissement sur la faille surpasse la vitesse de sédimentation. En bleu : sédiments syntectoniques. En noir : sédiments anté-déformation. En gris : zone de « trishear ».

Examinons maintenant le rôle potentiel de la géométrie de la faille.

Il a déjà été montré que plus la faille était raide, plus l'amplitude du pli était faible (Savage et Cooke, 2003). Ainsi, en appliquant cette observation aux plis des Figures 3.24 à 3.27, les plis présentant des *rollovers* seraient contrôlés par une faille à pendage plus fort que celle des plis avec bassins en *piggy-back*.

Si l'on considère un fort pendage sur une rampe assez longue et précédée d'un très court replat (Figure 3.32 à gauche), on remarque que le mouvement sur la faille provoque le basculement et le soulèvement des sédiments, et un vide à l'arrière du pli, impliquant un mouvement rotationnel des sédiments. Si un replat plus conséquent existe avec une rampe moins inclinée (Figure 3.32 à droite), les sédiments transitent horizontalement sur le replat (mouvement translationnel dominant), ne permettant pas à une faille normale d'apparaître de manière localisée près de la pente comme dans le cas du *rollover*. Une simple translation des sédiments a lieu, la déformation de surface plus en amont dépendant de la géométrie de la structure active vers la profondeur (pli-faille avec nouvelle rampe probable, si on prend en compte la géométrie du plan de faille du séisme de Boumerdès 2003, voir Figure 5 dans Déverchère et al., 2005).

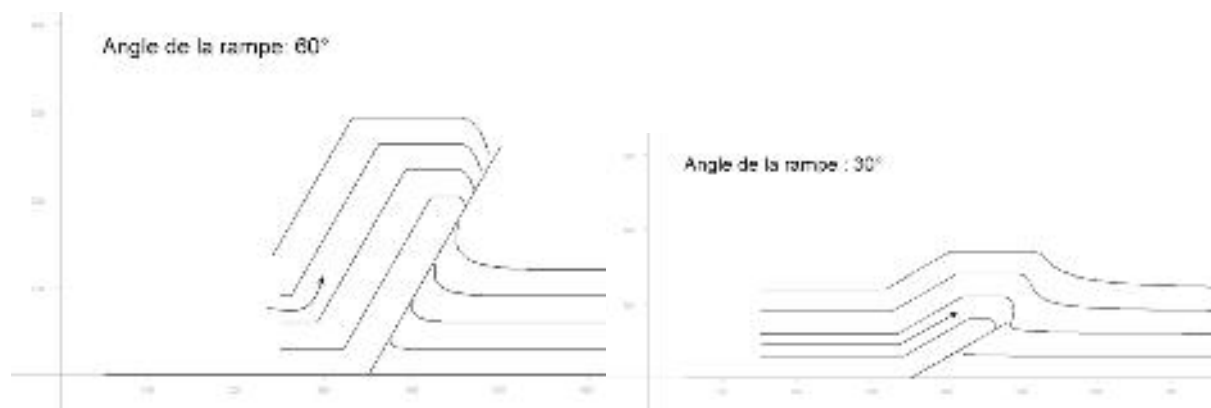


Figure 3.32 : Modèles (©Trishear 4.5) illustrant, à gauche, un cas avec une rampe à fort pendage (60°), et à droite : une rampe à pendage plus faible (30°) précédée d'un replat conséquent. Note : la sédimentation syntectonique dans ce modèle est négligée, ainsi que l'érosion sous-marine

Ceci suggérerait donc que les bassins en *rollover* sont contrôlés par une rampe assez raide, alors que les bassins en *piggy-back* seraient contrôlés par des failles à pendage plus faible et précédées par des replats importants (15 à 20 km). Dans ce cas, on peut même suggérer une ramification entre ces failles, si le replat rejoint la faille plus près de la pente.

Cette hypothèse est en partie vérifiée par les informations apportées par certains profils de sismique lourde pétrolière Sonatrach interprétés par Rabah Bracène (Sonatrach, Boumerdès) (Figure 3 dans Déverchère et al., 2005), où le *rollover* près de la pente est contrôlé par une rampe, alors que les *piggy-backs* plus loin dans le bassin sont contrôlés par des rampes précédées d'un long replat, lui-même raccordé à une faille plus profonde, telle que la faille de Boumerdès qui a été modélisée.

Si l'on utilise les résultats des modélisations du plan de faille (Delouis et al., 2004, Meghraoui et al., 2004, Yelles et al., 2004, Semmane et al., 2005), qui a rompu pendant le séisme de Boumerdès, ou de l'étude des répliques (Bounif et al., 2004) qui donnent un plan de faille à pendage de 40 à 50° , on peut replacer les plans modélisés sur un profil perpendiculaire à la faille (Figure 3.33).

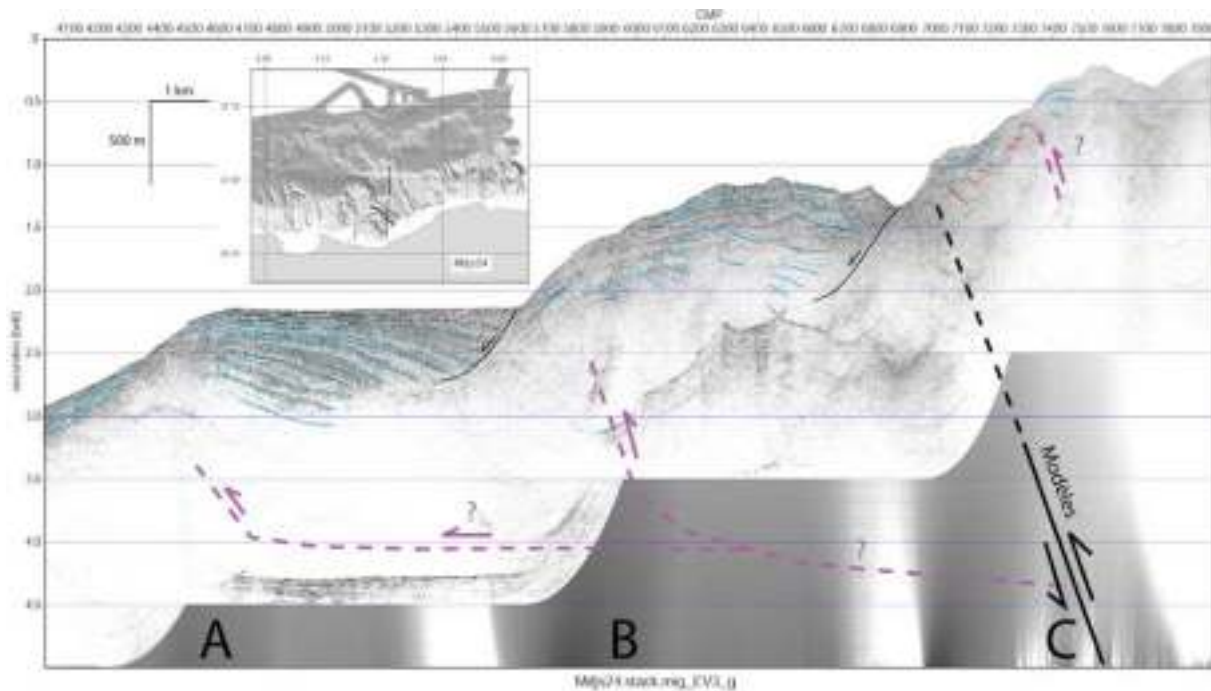


Figure 3.33 : Position du plan de faille qui a rompu le 21/5/2003 (en noir) (d'après les modèles) sur le profil sismique 24-traces n°24 (exagération verticale : 3) (position en encart). Prolongation en surface du plan de faille modélisé : en pointillés. On voit qu'au niveau où la faille devrait émerger, nous n'avons pas de structure active claire près de la surface. Ainsi nous devons suspecter une ramification en surface de plusieurs rampes et replats vers le bassin (en violet). Près de la côte, nous apercevons un petit bassin basculé, mais lorsque l'on regarde sa continuité latérale en carte (Figure 3.22), il ne peut pas s'agir d'un embranchement de la faille de Boumerdès, en raison de sa très faible longueur et de sa direction qui diffère de celle de Boumerdès. En bleu : sédiments plio-quadernaires ; en rouge : socle. A et B : position des fronts des bassins en piggy-back identifiés, C : position de la faille modélisée. Les distances AB et BC sont équivalentes et de l'ordre de 7 km.

On peut supposer que les structures actives identifiées sont éventuellement enracinées sur une même faille en profondeur, ce qui implique, pour les rampes au nord, qu'elles sont précédées de longs replats. Ces replats représenteraient des niveaux de décollement intracrustaux d'origine encore indéterminée. Nous n'avons pas de contraintes sur la profondeur de ces replats, ni sur leur longueur. Des essais de modélisations (Savage et Cooke, 2003) ont déjà tenté de retrouver la géométrie des rampes et des replats de la faille à partir de la géométrie du pli. Il s'avère souvent que plusieurs géométries sont possibles pour une géométrie. On se rend compte que beaucoup de paramètres autres que la profondeur du replat peuvent influencer sur la géométrie des bassins, comme la profondeur de l'extrémité de la faille, le pendage de la rampe donc l'endroit où le replat se transforme en rampe, et sa longueur. Dans le futur, des modélisations précises avec des logiciels plus complexes, incluant la sédimentation syntectonique en éventail, permettraient d'évaluer plus précisément les paramètres géométriques des failles.

D'un autre côté, l'examen approfondi d'autres profils pétroliers le long de la marge permettraient aussi d'apporter de nouvelles informations visuelles quant à la géométrie de ces failles en profondeur et leur

enracinement. Il est pour l'instant impossible de vérifier de façon visuelle directe dans la littérature existante (Cope, 2003, Mauffret et al., 1992, Mauffret, 2007) l'existence avérée de tels niveaux de décollements, qui sont plutôt déduits de l'enregistrement sédimentaire (comme dans notre étude).

Un dernier type de structures actives a été identifié dans le secteur de Boumerdès : il s'agit d'anticlinaux de grande longueur d'onde. Ils ont été identifiés sur les profils transverses à la marge entre le massif d'Alger et Boumerdès et reportés sur la carte structurale (Figure 4 de Déverchère et al., 2005). Le profil 25 (Figure 3.28) illustre bien ce dernier type de géométrie. La base du sel n'a malheureusement pas pu être identifiée sur toute la longueur de la section car il s'agissait de sismique 24-traces, moins pénétrante que la sismique 6-traces. Cependant, on remarque deux bombements de toute la pile sédimentaire visible dans le bassin (partie NO du profil) : ces bombements de grande longueur d'onde, larges d'un peu moins de 20 km, sont légèrement asymétriques avec un flanc raide vers le large, ce qui suggère qu'ils sont contrôlés en profondeur par une faille inverse à pendage vers le SE.

Le bombement de la base du sel est cependant visible sur les profils longitudinaux à la marge, et est repérable grâce à la carte de la base du sel (Figure 3.9)

Il n'est pas non plus exclu que ces anticlinaux soient des plis transportés sur des plats, comme c'est le cas pour certains plis dans l'Atlas tunisien (Outtani et al., 1995) (Figure 3.34) et comme certaines interprétations (Rabah Bracène, Sonatrach) des profils WesternGeco perpendiculaires à la marge algérienne le suggèrent.

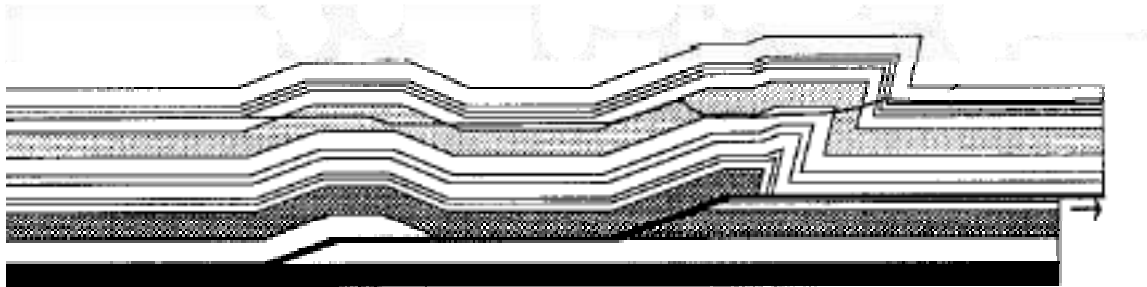


Figure 3.34 : Partie d'une coupe équilibrée à travers le front sud-atlasique, Outtani et al. (1995). Les plis sont des plis de rampes transportés sur des plats.

Plus au sud-est, au pied de pente, on rencontre un petit bassin suspendu (d'à peine 3 km de large), du même type que ceux identifiés sur les profils 95 à 98 (Figures 3.24 à 3.27), vraisemblablement contrôlé par une faille inverse en profondeur.

Enfin, en remontant la pente vers le sud-est, les sédiments reposent sur le socle acoustique et ne semblent pas enregistrer une activité tectonique récente ou active. Seules sont visibles de petites discontinuités liées soit à des remontées de fluides, soit à des réajustements locaux au sein de la pile sédimentaire. Par ailleurs, nous n'avons pas pu confirmer l'existence d'une faille N-S au droit de la baie d'Alger, comme suggéré par Mauffret (2007).

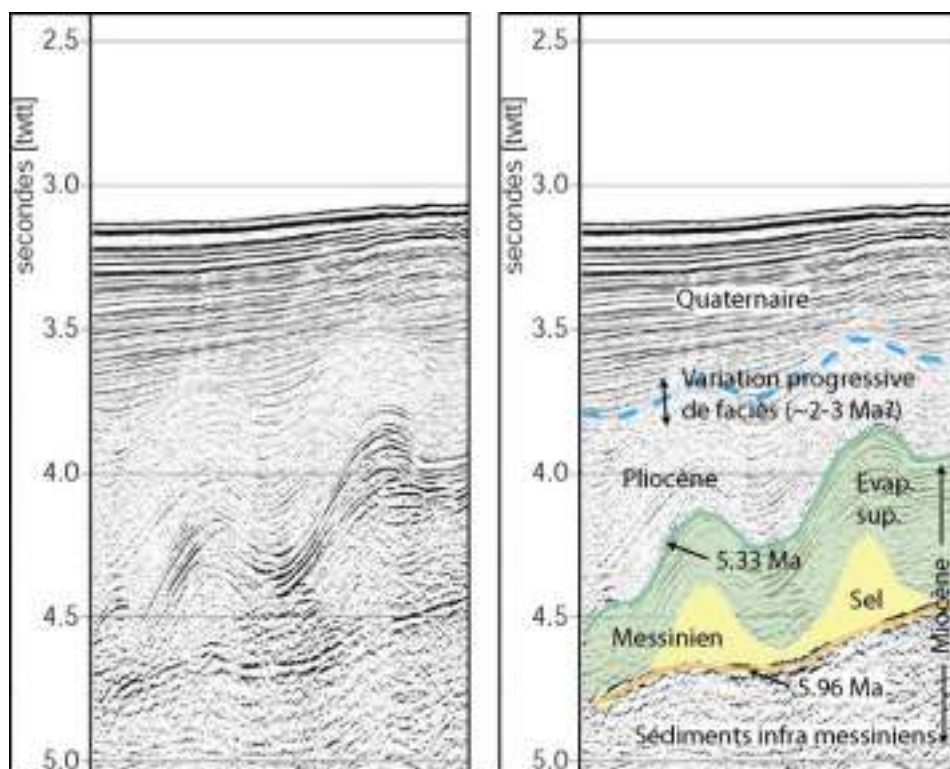
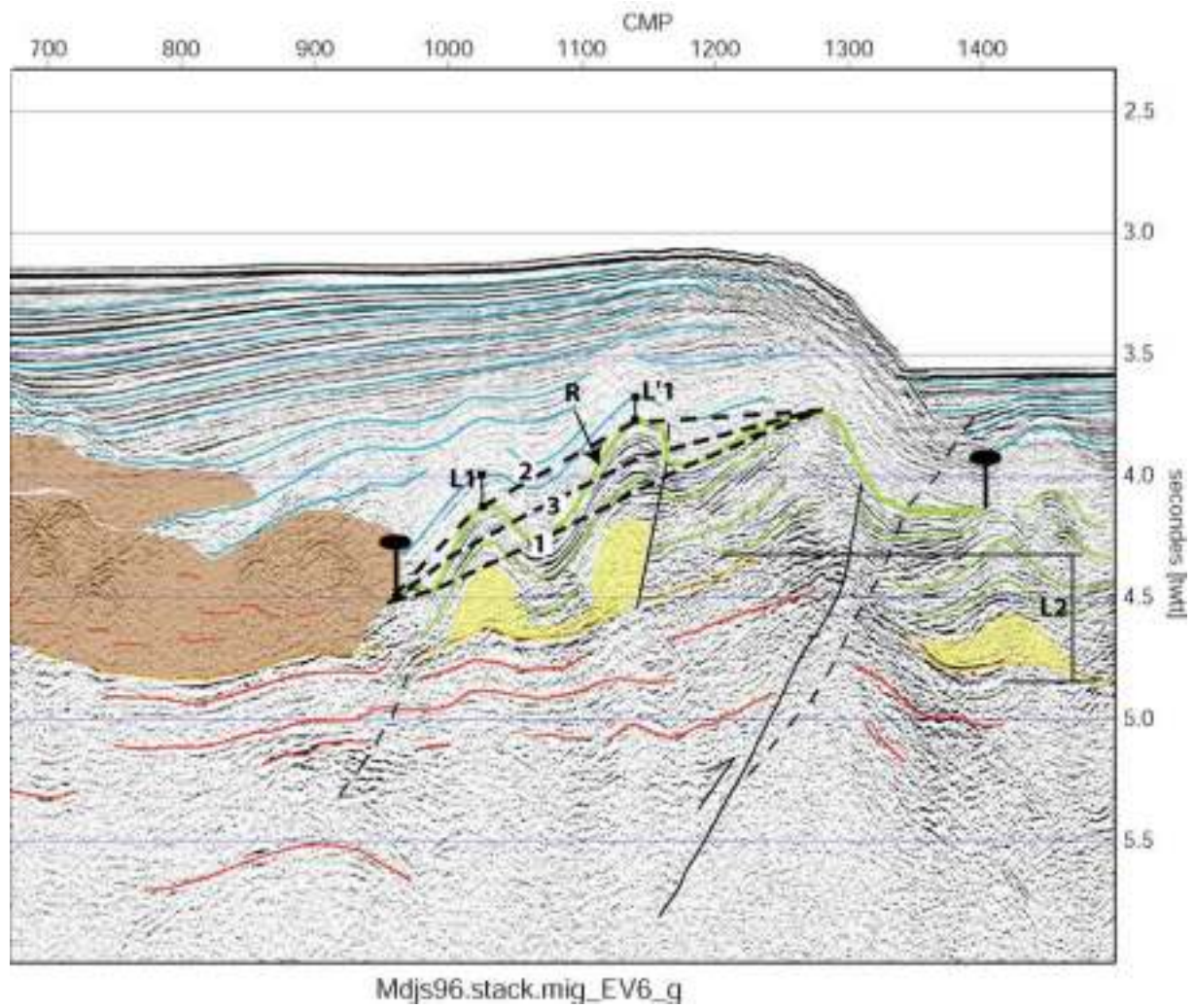
3.3.3.3 Quantification de la déformation

Nous avons vu au Chapitre 1 qu'il n'existait jusqu'alors aucune évaluation quantifiée de la part du rapprochement Afrique-Europe qui pourrait être accommodé au large de l'Algérie, alors même que des indices (sismologiques et géodésiques, notamment) d'une activité tectonique existent dans cette partie centrale de la marge au moins. Il est donc important de savoir si nous pouvons quantifier, même de manière grossière, via les indicateurs de surface dont nous disposons, les quantités de déformation (verticale ou horizontale), dater celle-ci, et enfin évaluer son évolution spatio-temporelle.

Des estimations de quantification du raccourcissement ou du soulèvement ont été effectuées sur quelques transects là où la qualité des profils sismiques les rendait possibles. Le calcul du raccourcissement fut possible sur les profils où une continuité des réflecteurs était bien visible sur tout le pli étudié et sans ambiguïtés. Ce calcul a pu notamment être effectué sur une structure dans la zone de Boumerdès, sur le profil MDJ96 (Figure 3.25), sur le pli dans le bassin profond (Figure 3.35). D'autre part, il fallait pouvoir identifier le réflecteur à partir duquel le raccourcissement avait commencé. Pour cela, il a été supposé que le raccourcissement avait commencé à partir du moment où les séries sédimentaires (syntectoniques) ont commencé à se déposer en éventail, épaissi près de la pente, les séries antérieures étant isopaques. Faute de datations précises, nous sommes contraints d'utiliser les changements de faciès de la série sédimentaire mio-plio-quaternaire pour pratiquer cette évaluation (Figure 3.36). D'après le forage 371 au large de Bejaia (Hsü et al., 1978) qui se situe non loin de nos lignes sismiques dans cette région, il a été possible de placer très grossièrement la limite Pliocène-Quaternaire au niveau du changement de faciès relativement transparent-assez réflectif. Cette limite n'a pas un âge bien contraint, et correspond probablement à un changement climatique, ayant eu lieu aux alentours de 2-3 Ma, qui engendra un changement de régime dans la sédimentation, avec un apport plus conséquent des canyons en turbidites (Marina Rabineau, communication personnelle). Pour les autres marqueurs (limite Miocène-Pliocène (=toit des évaporites supérieures), base du sel (=début de la crise de salinité messinienne)), ils correspondent à des âges précisément définis (par exemple : Gautier et al., 1994, Cunningham et al., 1997, Roger et al., 2000), et sont résumés dans la Figure 3.36.

Figure 3.35 (page suivante, en haut) : Profil sismique 96 6-traces utilisé pour le calcul de la vitesse de déformation sur ce pli. R : toit des évaporites supérieures (en vert), réflecteur utilisé pour le calcul du taux de raccourcissement (entre les deux « épingles »), L1 et L'1 : épaisseurs des sédiments immédiatement au-dessus du réflecteur R, L2 : décalage de la base du sel, 1, 2, et 3 : réflecteurs hypothétiques utilisés dans le calcul de la déformation, pour tenter de « gommer » l'effet des diapirs de sel.

Figure 3.36 (page suivante, en bas) : Séquence sédimentaire typique du bassin de la marge algérienne. Les âges connus des limites de faciès sont indiqués.



Dans le cas du pli le plus au nord du profil 96 (Figure 3.25b), les séries sur le flanc sud du pli semblent clairement déposées en éventail dès le Pliocène. Cette date de démarrage de la tectonique peut être discutée en raison de la présence des dômes de sel qui ont perturbé la sédimentation dès cette époque. Toutefois, si l'on considère les sommets des dômes de sel, on constate un relatif épaississement des sédiments directement au-dessus des évaporites supérieures, du nord vers le sud ($L1' < L1$, Figures 3.25b, 3.35). Sous le toit des évaporites supérieures les séries ne sont pas épaissies près de la pente. Ainsi, si cet épaississement près de la pente est synonyme de dépôt syntectonique, le réflecteur du toit des évaporites supérieures peut être choisi comme le marqueur du début de l'activité tectonique du pli. Il a également fallu tenir compte du diapirisme salifère qui perturbe la position initiale des horizons. Ainsi, pour s'affranchir des déformations d'origine salifère, il a fallu estimer la longueur initiale du réflecteur étudié. Pour cela, 3 hypothèses ont été faites quant à la position du toit des évaporites supérieures avant la formation des diapirs:

- (1) Pour le premier, nous avons considéré que le niveau des réflecteurs non diapirisés constituaient le niveau des réflecteurs avant qu'ils soient diapirisés. Cette hypothèse extrême est peu probable car elle considère que les diapirs se sont soulevés sans déplacement de sel des zones adjacentes.
- (2) L'autre calcul extrême a considéré un réflecteur « initial » (pré-diapirisme) passant par le sommet des diapirs. Cette hypothèse n'est pas non plus réaliste car elle suggère qu'il n'y a pas eu de soulèvement des séries par les diapirs mais seulement de l'affaissement entre ceux-ci.
- (3) Enfin nous avons considéré un réflecteur hypothétique passant au milieu des deux réflecteurs virtuels précédemment décrits. Cette hypothèse suggère qu'une partie du sel a flué et a migré vers les diapirs, créant un amincissement du niveau salifère entre les diapirs, et un épaississement au niveau des diapirs.

Ces hypothèses ont été utilisées pour calculer un intervalle d'incertitude sur une valeur moyenne. En considérant une conservation des longueurs durant la déformation, la longueur du réflecteur « déplié », entre les deux « épingles » (Figure 3.35), est mesurée et comparée à la longueur actuelle du réflecteur (distance horizontale sur le profil), et on obtient un raccourcissement sur ce pli de 6 +/- 1.5 %, soit un taux de raccourcissement de $3.6 \pm 1 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$. Si l'on considère que le réflecteur choisi pour le calcul correspond au sommet des évaporites supérieures, c'est-à-dire à la limite Messinien/Pliocène, et si l'on assimile l'âge du réflecteur au début de la formation du pli (ce qui est une hypothèse très maximaliste pour la déformation), soit 5.33 Ma, alors on peut estimer la vitesse de raccourcissement sur ce pli depuis le Pliocène à au moins $0.11 \pm 0.02 \text{ mm/an}$. Cette vitesse, qui ne concerne qu'une structure déformée unique, est donc une estimation minimale du taux de raccourcissement unitaire sur le long terme mais ne représente probablement pas correctement la valeur de la déformation sur le court terme.

Malheureusement, nous n'avons pas pu calculer le raccourcissement du réflecteur marquant le début de la tectonique pour les plis plus en amont, principalement à cause de la mauvaise visibilité des réflecteurs en profondeur. Cependant, si l'on extrapole le taux obtenu pour le pli étudié sur le profil 96 aux deux autres plis identifiés grâce à la bathymétrie et la sismique-réflexion à la même longitude, nous obtenons une vitesse estimée de raccourcissement de 0.33 ± 0.06 mm/an au total depuis le début du Pliocène, pour l'ensemble des structures marines observées à la longitude de Dellys.

Des évaluations complémentaires basées sur les taux de soulèvement de la base du sel ont conduit à des résultats similaires. En considérant que tout le rejet vertical du décalage de la base du sel est d'origine tectonique, on peut mesurer ce rejet (L2, Figure 3.35) et le diviser par l'âge présumé de début de la tectonique. Ainsi, la base du sel présente un décalage d'environ 500 m, soit une vitesse de soulèvement de ~ 0.09 mm/an si on considère un début de la tectonique à 5.33 Ma. Cette vitesse de soulèvement peut être convertie en vitesse de raccourcissement. En prenant une pente de 45° pour la faille, la vitesse de raccourcissement sera la même que la vitesse de soulèvement. Ce résultat est très dépendant des vitesses estimées du son dans les différentes couches traversées, et également de l'âge supposé du début de la déformation. Cependant, à titre indicatif, il permet de constater que ce résultat se situe dans les barres d'erreur du calcul précédent, basé sur le raccourcissement du réflecteur R, donc que la vitesse de raccourcissement, avec toutes les incertitudes qu'elle comporte, se situe bien dans cet ordre de grandeur.

Ainsi, si l'on se base sur le début de la tectonique au moment où les sédiments commencent à se déposer en éventail, il semble que les premiers indices de déformation se situent au début du Pliocène (profil 96, Figure 3.25) ou au milieu du Pliocène (profils 95, 97 et probablement 98 et 25, Figures 3.24, 3.26, 3.27 et 3.28). Cet âge est pour le moins approximatif car, dans le bassin profond, il faut aussi tenir compte du retrait du sel qui a pu également provoquer l'apparition de dépocentres près de la pente par le basculement en *rollover* des séries au-dessus du sel. Ce phénomène, difficile à évaluer, tend clairement à biaiser nos estimations de vitesse vers des valeurs faibles. Au phénomène de retrait du sel s'ajoutent aussi les processus de redistribution sédimentaires tels que les contourites et l'accumulation accrue en pied de pente, qui eux aussi tendent à épaissir les séries sédimentaires en pied de pente.

Quoi qu'il en soit, les sédiments très superficiels (les premiers réflecteurs juste sous le fond) semblent également basculés, ce qui suggère une activité tectonique de ces structures qui se poursuit durant le Quaternaire : en effet, le diapirisme ne peut généralement plus jouer significativement dans cette phase terminale, en raison de la faible épaisseur de la couche de sel. Ceci est clairement vérifié sur le profil 96, où les structures diapiriques sont progressivement scellées par les dépôts plio-quaternaires. Si l'on examine des profils Chirp de haute résolution (Figure 3.37), on remarque que même les premiers mètres de sédiments ne semblent pas combler passivement les reliefs formés par les plis, car nous n'observons pas d'onlaps bien marqués, donc le pli serait toujours actuellement en surrection.

Grâce aux premières datations sur les carottes Maradja, on sait que les premiers mètres (<10) de sédiments sont généralement âgés de moins de 10000 ans dans cette région (Giresse et al., soumis), ce qui indique que ces structures sont actives à l'échelle historique.

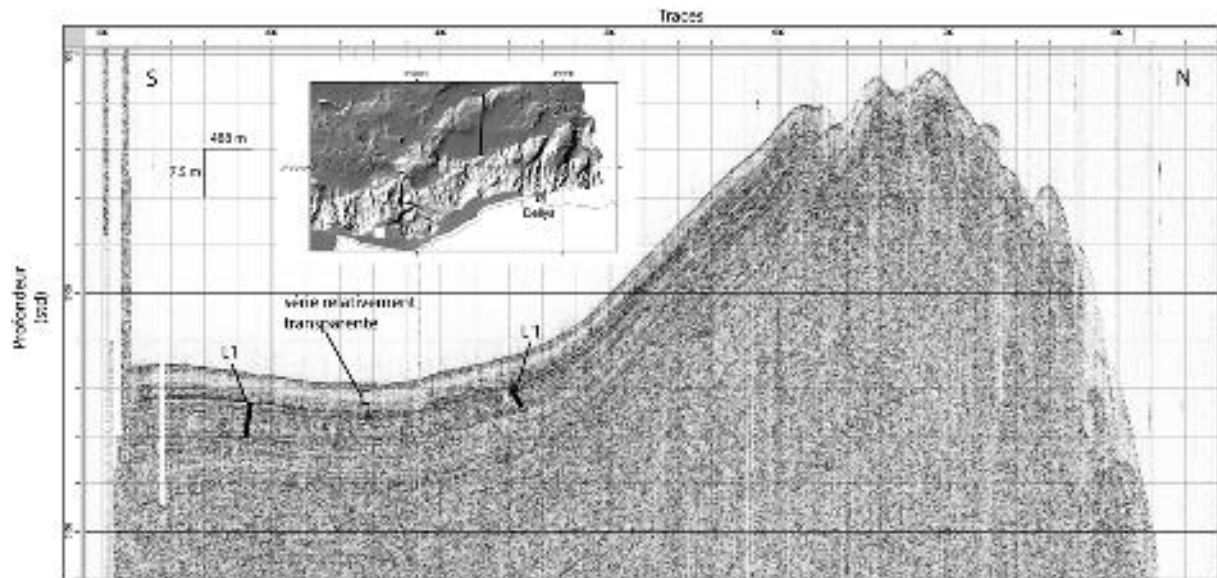


Figure 3.37 : Profil Chirp 96 (exagération verticale d'environ 65) montrant le pli immédiatement en amont de l'escarpement S1. On constate (sous la première strate transparente du fond, qui pourrait correspondre à une instabilité sédimentaire récente) un épaississement progressif des séries à l'arrière du pli ($L1 > L'1$), sur le dos du bassin en piggy-back, et un amincissement progressif vers le Nord, sans onlap franc, ce qui montre que le pli continue à fonctionner.

L'étape suivante dans l'étude de ces profils sismiques serait la conversion du temps en profondeur, afin de mieux contraindre la géométrie des couches profondes, et ainsi de préciser les valeurs de pendages et de longueurs des réflecteurs étudiés.

3.4 Les plis-failles de Khayr al Din

Nous avons vu précédemment les structures actives de la zone qui a été ébranlée lors du séisme de Boumerdès en Mai 2003. Cette zone n'est pourtant pas la seule de la région à avoir des failles potentiellement dangereuses pour les villes côtières, notamment la capitale. Comme cela a été esquissé dans l'article au paragraphe 3.1.1., une faille longue de ~80 km a été identifiée au pied du banc de Khayr al Din, au nord-ouest d'Alger. Aucun fort séisme n'a été enregistré dans ce secteur à l'ouest du secteur de Boumerdès. Il est donc primordial d'évaluer le potentiel sismogénique de ce secteur, d'une part en évaluant l'aléa lié à cette longue faille de pied de pente, mais également, d'autre part, en étudiant toutes les autres structures potentiellement actives sur le banc de Khayr al Din.

Un autre objectif sera de dresser un schéma tectonique complet pour ce secteur, qu'il faudra mettre en parallèle avec celui de la zone de Boumerdès, à l'est d'Alger afin de comprendre comment la déformation se répartit au large de l'Algérois.

3.4.1 Article

Cet article a été soumis au *Geophysical Journal International*.

Résumé en français.

Grâce à la sismicité historique, la région d'Alger (Nord de l'Algérie) était connue pour être sismiquement active avec des séismes récurrents de forte magnitude ($M > 6$). A cause de l'absence de bathymétrie haute résolution, les structures sous-marines étaient auparavant très mal connues. Grâce aux nouvelles données marines de la campagne MARADJA en 2003, la partie marine de la marge a été précisément cartographiée, et de nouvelles structures actives ont été identifiées. Un pli-faille quaternaire de 80 km de long s'étend au pied de la marge au large du nord-ouest d'Alger et représente la plus grande structure active de la zone. Il s'agit de la faille de Khayr al Din. Nous avons aussi carté pour la première fois une série de plis actifs en échelons recouvrants, dans la partie supérieure du banc de Khayr al Din, situés au large des structures déjà connues à terre : les anticlinaux du Chenoua et du Sahel. La plupart de ces failles représentent un véritable danger pour la région algéroise en termes d'aléa sismique mais aussi d'aléas géologiques comme les tsunamis, comme la plupart de ces failles présentent des dimensions et des taux de glissement significatifs. Le plus fort taux de raccourcissement horizontal long-terme est celui de la faille de Khayr al Din et est estimé à 0.41 ± 0.1 mm/an, avec une magnitude maximale de 7.3, ce qui fait de ce chevauchement l'une des structures avec un des plus forts potentiels sismogéniques de la région. Nous proposons un nouveau schéma tectonique pour la région d'Alger dans lequel les structures principales en mer à pendage vers le sud, de vergence opposée à celle de la plupart des chevauchements à terre, semblent actuellement

constituer le système de failles directrices principal, comme plus à l'est, dans la région de la rupture du séisme de Boumerdès (M 6.8) en 2003.

La générale apparente structure en pop-up des failles actives et récentes pourrait résulter en une migration progressive de la limite de plaques, de la fin-Miocène, avec une zone de suture à terre à pendage nord, au Quaternaire, avec la faille majeure de Khayr al Din en mer et à pendage sud.

Evidence for a large active fault offshore West Algiers, Algeria, and seismotectonic implications

Yelles A.K. (1), Domzig A. (2), Déverchère J. (3), Bracène R. (4), Mercier de Lépinay B. (5), Bertrand G. (6), Boudiaf A. (1), Winter T. (6), Kherroubi A. (1), Le Roy P. (3), Djellit H. (1)

(1) : Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, BP 63, Bouzareah, Algeria

(2) : Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, 2 rue de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes Cedex 3, France

(3) : IUEM, UMR6538 «Domaines Océaniques », Université de Bretagne Occidentale, place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

(4) : Sonatrach Exploration, avenue du 1^{er} Novembre, Boumerdès, Algeria

(5) : Géosciences Azur, UMR CNRS 6526, 250 rue Albert Einstein, bât. 4, 06560 Valbonne, France

(6) : BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

Corresponding author : Jacques Déverchère, email : jacdev@univ-brest.fr

Abstract

From historical seismicity, the Algiers region, northern Algeria, was known to be seismically active, with recurrent large ($M > 6$) recurrent earthquakes. Because of the lack of high-resolution bathymetry, the offshore structures were previously poorly known. Thanks to a new marine data base (MARADJA 2003 cruise), the offshore part of the margin is accurately mapped, and new active structures are identified. A 80 km-long fault-tip Quaternary fold extends at the foot of the margin off NW Algiers and represents the largest active structure of the area, namely the Khayr al Din fault. We also map for the first time a set of overlapping, en echelon active folds in the upper part of the Khayr al Din bank, located off previously known active structures on land, namely the Chenoua and the Sahel anticline. Most of these faults represent actually a threat for the Algiers region in terms of seismic hazard but also geological hazards, such as tsunamis, as most of them depicts significant dimensions and slip rates. The highest long-term horizontal shortening rate is found on the Khayr al Din fault and is estimated at 0.41 ± 0.1 mm/yr, with a maximal magnitude of 7.3, which provides one of the highest seismogenic potential in the region.

A new tectonic framework for the Algiers region is proposed, in which the main south-dipping offshore structure, of opposite vergence relative to most thrusts on land, appears to be nowadays the main driving fault system, as also found further east in the Boumerdès (M 6.8) 2003 rupture zone. The overall apparent pop-up structure of the recent and active faults may result from a progressive migration of the plate limit from the Late Miocene, north-dipping suture zone on land, to the Quaternary, south-dipping main Khayr al Din fault at sea.

Keywords: Algerian margin structure, Algiers region, compressive tectonics, active faults, seismic hazard, plate limit.

I Introduction

The Algiers region (North-central region of Algeria) (Figure 1) is located at the boundary between the African continent to the south and the Algero-Provencal basin to the north. This basin is thought to have been formed as a back-arc basin behind the subduction of the Tethyan ocean below the African plate during the Miocene (Auzende *et al.*, 1973; Réhault *et al.*, 1985; Roca *et al.*, 2004, and references therein). The Internal Zones of the belt drifted southward to finally collide the African plate ~18-15 Mys ago (e.g. Alvarez *et al.*, 1974; Cohen, 1980; Réhault *et al.*, 1984 and references therein; Vergés & Sabàt, 1999; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Roca *et al.*, 2004). Since that time, the margin has first undergone extension (e.g. Wildi, 1983), and more recently, compression (e.g. Stich *et al.*, 2003; Buform *et al.*, 2004), forming the Tellian and Atlas folds and thrusts. Nowadays, recent seismicity shows that the plate boundary involves a broad zone of deformation ~100 km wide, mostly the Tell (Buform *et al.*, 2004; Meghraoui, 1988), which includes the deep margin, the Internal and part of the External Zones. The convergence rate between the Eurasian and African continents is presently relatively low, i.e. about 5 mm/yr at the longitude of Algiers, and is oriented roughly NW-SE (e.g., Nocquet & Calais, 2004). This strain pattern is characterized by low to moderate seismicity and occasionally by large events, as for instance the El Asnam (1980) Mw 7.3 or Boumerdes (2003) Mw 6.8 events.

Until recently, most attention concerning earthquake hazard has focused onland, in the Tell-Atlas belt, especially after the occurrence of the 1980 El Asnam earthquake (Meghraoui, 1988; Aoudia & Meghraoui, 1995; Bezzeghoud & Buform, 1999; Morel & Meghraoui, 1996; Boudiaf, 1996). Highly populated regions as the Algiers area have been better studied, because of high exposure and hazard linked to the existence of several potentially critical seismogenic fault zones identified to the West (Chenoua, Sahel anticline, e.g. Meghraoui, 1991), South (Blida zone, Meghraoui, 1988; Ambraseys & Vogt, 1988), and East (Thenia Fault and southern Kabylia, Boudiaf *et al.*, 1998, 1999).

The main reason preventing from identifying active structures offshore is that no accurate knowledge of the seafloor morphology and shallow structures was available. However, several important past events, in particular the large historical earthquakes of January 2, 1365 (I=X) and February 3, (I=X), 1716, which strongly stroke the city of Algiers, and January 15, 1891 (I=XI), which strongly damaged the area of Gouraya, probably had epicentres located offshore, owing to the important water movements triggered and the known distribution of destruction reported (Rothé, 1950), or to the shore uplifts observed (Maouche, 2002). Therefore, the involvement of large offshore faults is required to produce such large intensities and effects, at least for some of

these events. Recently, the May 21st, 2003, Mw 6.8, Boumerdes earthquake (Figure 2) evidenced the presence of an active fault offshore eastern Algiers (Ayadi *et al.*, 2003; Yelles *et al.*, 2003; Déverchère *et al.*, 2005), which was previously unknown. Indeed, only indirect and inaccurate indications of faulting activity were available offshore (El Robrini, 1986; Yelles *et al.*, 1999) until August 2003, when the MARADJA (**MAR**ge **A**ctive de Al **DJ**Azair) survey was carried out along the central and western margin of Algeria. This sea cruise provided a new precise mapping of offshore structures between Oran and Algiers (Domzig *et al.*, 2006). Following the occurrence of the Boumerdes earthquake of May 21st, 2003, a new detailed bathymetric and structural mapping of the region offshore Boumerdes has been first presented (Déverchère *et al.*, 2005). However, because of the convergence rate in this region and the geometry of the plate limit, we suspect that other major faults capable of generating large seismic events may also exist northwest of Algiers, and may therefore be the seismogenic source for some of the reported large historical events. Domzig *et al.* (2006) provided the general structure of the margin from Oran to Algiers, describing only roughly the main features identified. This paper aims at focusing precisely on the active structures offshore NW and N Algiers and at integrating these new results within the tectonic framework of the Algiers region known onshore, in order to better assess the regional deformation of both land and marine domains, the style and geometry of the faults and folds observed, the timing and chronology of the recent strain pattern, and the associated seismic hazard.

II Geological and seismotectonic framework

The Algiers region lies at the limit between the External Zones, which are units of the Alpine belt belonging to the African plate, and the Internal Zones, which are part of the AlKaPeCa block (Bouillin, 1986), a domain formerly located in the forearc of the European plate (Early Eocene, see e/g. Mauffret *et al.*, 2004, and references therein). The Kabylies are forming two important blocks from this domain. Along the shoreline between Algiers and Tipaza (Figure 1), two prominent massifs belonging to the Kabylian Internal Zones dominate the topography : the Algiers massif, with a maximum elevation of approx. 350 m, and the Chenoua massif, located 60 km west of Algiers, with a maximum elevation of approx. 850 m. The Algiers massif, made of metamorphic rocks series (mainly, schists and gneiss), depicts several old thrust units but does not show any neotectonic activity. Conversely, the Chenoua massif made of Palaeozoic and Mesozoic series displays thrust sheets covered unconformably to the south by Neogene sediments, and is limited to the south by an active north-dipping thrust fault (Figure 2). To the East, the southern front of the

Kabylies forms a major north-dipping fault (Boudiaf *et al.*, 1999; Roca *et al.*, 2004), resulting into a major thrusting of the internal zones over the external zones.

The large Neogene Mitidja basin lies between the Kabylies and the Algiers massif (Figure 1). This basin was created during the Miocene period, after the setting of the Tell north-dipping nappes, and is filled with Neogene sediments (Glangeaud *et al.*, 1952). During the N-S distensive period which created this basin, some calc-alkaline volcanism also appeared around the Mitidja region (Figure 2). The normal faults limiting the Mitidja basin are apparently inverted through a N-S compression acting since the late Miocene (Boudiaf, 1996), as also shown by the focal mechanisms in the region (Figure 2; Stich *et al.*, 2003; Bufoin *et al.*, 2004). To the north, the Sahel anticline, overthrusting the Mitidja basin, constitutes one of the major active tectonic structures onland, extending over 70 km between Tipaza and Algiers (Meghraoui, 1988, 1991; Harbi *et al.*, 2004). This asymmetric, north-dipping anticline is supposed to be the location in the past of several large earthquakes (e.g. the 1924 May 10 event, Hée, 1925; Rothé, 1950). It constitutes an active fold with an average topographic offset of 200 m and a blind reverse fault delimitating its steep southern flank. On its northern flank, several marine Plio-Quaternary terraces were uplifted at a rate of up to 0.15 mm/yr (Maouche, 2002). According to Glangeaud (1932), compression in the Sahel occurred during the Plio-Quaternary. However, according to marine terraces datings, the onset of uplift may have taken place only during the Pleistocene (Meghraoui, 1991). Between the Sahel anticline and the Algiers massif, we also notice the presence of the Mahelma fault (Figure 2), a minor south-verging reverse fault (Boudiaf, 1996). All the faults in this coastal zone share the characteristic of being blind and are generally associated at the surface with an asymmetric fold. Further south, along the southern border of the Mitidja basin, several north-verging active faults mark the transition between the basin and the Tell Atlas (Boudiaf, 1996). One of them, the south-dipping Blida fault system (e.g., Meghraoui, 1988), generated the major Blida 1825 earthquake, killing almost 20,000 citizens (Ambraseys & Vogt, 1988). Further south, the Blidean Atlas, composed by folds and thrusts related to the setting of the Tellian nappes, during the collision between the AlKaPeCa block and the African plate, depicts a systematic southern vergence of the structures and a general thin-skinned tectonics (Glangeaud, 1932; Wildi, 1983; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Benaouali-Mebarek *et al.*, 2006). Finally, west of the Mitidja basin, several folds, also related to the Tellian nappes, constitute the highs facing the coast, west of Cherchell.

The recent earthquakes that occurred in the last decade in the Algiers region (among them: Oued Djer event, October 31st, 1988, M 5.4; Tipaza event, October 29th, 1989, M 6.0; Ain Benian September 4th, 1996, M: 5.7; Boumerdes event, May 21st, 2003, M 6.8) indicate through their focal mechanisms (Figure 2) that the region is under compression with a NNW-SSE directed stress field

(Groupe de Recherche Néotectonique, 1977; Stich *et al.*, 2003; Buform *et al.*, 2004). Other local (e.g., Aïte, 1995; Meghraoui, 1991) or regional studies (GPS, Nocquet & Calais, 2004; McClusky *et al.*, 2003; Fernandes *et al.*, 2003) confirm this regionally consistent trend.

To sum up, north of the Tellian nappes (mainly south-verging folds and thrusts), the tectonic framework of the region is characterized by a major south-verging thrust, which marks the limit between the Internal and External zones. All data available indicate that this geological contact may be deeply rooted (as shown in Roca *et al.*, 2004) and is probably still active (Boudiaf *et al.*, 1999). Additionally, synthetic folds and thrusts like the Sahel anticline or the Chenoua fold, also with a southern vergence, are found near this contact. One aim of this paper is to describe the offshore part of this system, as symmetrical features (north-verging faults), have been described further east, in the Boumerdes region (Déverchère *et al.*, 2005), north of the south-verging major thrust of the Kabylian front. A major challenge is to provide an offshore-onland view of this sismo-tectonic system. Finally, the relative importance of these recent faults still needs to be discussed (i.e, which ones are backthrusts and which ones are the principal faults) and their implications in terms of seismic hazard have to be considered.

III The Maradja survey

The MARADJA cruise (August 21 to September 18 2003) took place on board of the French (Ifremer) R/V Le Suroît and aimed firstly at obtaining a precise bathymetric map of the structures between Algiers and Oran (western Algeria). For this purpose, a Kongsberg EM300 Simrad multibeam echosounder (and EM1000 for the continental platform) for bathymetric and reflectivity data were used. Simrad EM300 is a 32-kHz multibeam system which allows for an overall swath coverage up to ~5 times water depth, increasing with depth to a maximum width of 5000 m at 1000 m. The reached resolution was of 15×35 m at 1000 m depth with a vertical accuracy from 2 m (central beam) to 10 m (lateral beam). Sound speed was estimated from regularly spaced velocity profiles for accurate depth conversions. The bathymetric and backscattering data have been processed with the Caribes® software (Ifremer). We produced a digital elevation model for the seafloor topography, with the resolution of 25-35 m (depending on depth) for the Algiers zone.

An other type of data used in this study is seismic reflection. Two types of seismic reflection data were obtained during the cruise, i.e. 6- or 24-channel seismics. The SU (Seismic Unix) CWP/SU software (Center of Wave Phenomena, Colorado School of Mines) was used for the stack and migration of the seismic data. The bathymetric and seismic data were used for the study of morphology and the structure of the seafloor (Déverchère *et al.*, 2005; Domzig *et al.*, 2006). In

addition, the 2-5 kHz CHIRP sonar data were used to characterise the shallow subsurface sediments. Beside the Maradja cruise data, we have also gathered coastal bathymetric data, which were digitalized from Leclaire (1970)'s bathymetric maps, and one 28 m long Calypso core from the PRISMA cruise in 2004 (Sultan *et al.*, 2004; see Figure 1 for location).

IV Morphologic and structural evidences for tectonic activity offshore Algiers

Between Algiers and the Chenoua massif (Figures 1 and 2), the Algerian margin depicts various morphologies with different directions that we will now describe. Off the Algiers bay, the margin is characterized by a roughly E-W direction. The platform is relatively wide (up to 11 km) and the slope is crosscut by several N-S narrow gullies. Few kilometres to the west, in front of the Bouzareah massif (Algiers), the plateau disappears and the direction of the margin turns abruptly from EW to NW-SE. In the Bou Ismail bay (30 km west from Algiers, Figure 1), the platform of the margin widens again owing to the presence of the Khayr al Din bank (45 km wide from Bou Ismail to the deep basin), and gently deepens westwards, to reach the basin with a global $\sim 2^\circ$ declivity. Near the Chenoua massif, a narrow platform appears again, and the transition to the basin is marked by three topographic breaks (Figure 1): a small one ("1", Figure 1) just a few kilometers from Mt Chenoua; a second one ("2", Figure 1), more abrupt, ending on the Khayr al Din bank; and a last one ("3", Figure 1), which is the transition between the Khayr al Din bank and the deep basin. In the region between the Chenoua massif and the Algiers bay, several active structures can be distinguished, which are analysed below.

IV-1 The Khayr al Din bank

The Khayr al Din bank (KADB) is a large prominent topographic high at ~ 800 m depth, overhanging the deep basin of about 1900 m at 20 nautical miles from the shoreline (Figure 1 and 2). Its lateral extension is about 80 km, from the front of the Algiers massif in the east, to the north of Cherchell (west of the Chenoua massif) and was firstly and briefly described by El Robrini (1986) as a recent tilted block of the margin. It depicts an overall E-W direction with a major change in an NW-SE direction in its eastern tip. In this area, the northern slope of the bank is abrupt ($\sim 15^\circ$) and cut by many gullies. This slope is particularly steep compared to other margins not affected by tectonics (Gulf of Lions or Balearic islands, for instance), which display slopes of $4-5^\circ$ or less. This difference could be attributed to a continuous Neogene uplift of the bank maintaining the high gradients of the slope. This point will be developed later (Part VII).

To the west, the bank changes its morphology - its slope is remarkably smooth, rejuvenated -, and it gradually deepens (from a few hundred m to 2500 m depth). Around 2.3°E, it is cut by a large canyon, the Chenoua canyon (c.c., Figure 1), which extends in the deep basin by a deep-sea fan. This canyon, striking NW-SE, is probably fed by sediments coming from the Mazafran river that cuts the Sahel anticline near Zeralda, and from the Nador river, which reaches the sea near the Tipaza village. In the far western end of the KADB, off Gouraya, at 1.9°E (Figure 1), the bank shows large slides ("S", Figure 1) and NW-SE trending fractures. In its lower part, the block is bordered to the south-west by a steep slope where the triangular chevrons in the bathymetry (Figure 1) between canyons suggest an apparent normal faulting (Domzig *et al.*, 2006), which seems connected to a NE-SW surface scarp further north-east (Figure 3). According to the seismic lines, this normal faulting corresponds rather to the sliding of the Plio-Quaternary cover towards the deep basin as no step in the basement is identified.

Along the northern border of the bank, one can remark the presence of an E-W alignment of pockmarks (upper inset in Figure 3). Pockmarks are generally the surface expression of fluids circulation, possibly associated with faults (Hovland & Judd, 1988). In our case, the identified pockmarks, some of them several hundreds of meters wide, are clearly associated with small faults just south of the major slope break, as shown on a seismic cross-section (Figure 4), forming a slight topographic low. These minor faults are possibly associated to fractures within the bank, or simply fluid escapes with no tectonic displacement. This along-strike low remains all along the top of the bank, on the rim of the slope break (Figure 3). On the seismic section (Figure 4), this topographic low corresponds at depth to a sharp stop of the reflectors, which may be caused by a vertical fault shifting the basement. However, the activity of this fault and its significance (gravity-driven scarp? Normal fault accommodating internal deformation ?) are unclear. Many other smaller pockmarks (several tens of meters in diameter) are evidenced on the 25 m resolution DEM all over the bank, but the resolution of seismic data does not allow a clear identification of the corresponding fluid escape paths.

As also evidenced on this seismic cross-section, the Quaternary sediments are trapped on this bank, between the basement high to the north and the continental shelf to the south. Sediments are not deposited subhorizontally: in the northern part of the seismic line, they show both progressive tilting and thinning towards the north, which indicates a slow relative uplift through time. This differential motion suggests the presence of a system of ramp-and-flat at depth with a southern dip, which uplifts the basement. Additionally, small minor faults in the bank may accommodate part of this deformation and could be responsible for the formation of the pockmarks fields (Figure 3).

IV-2 The Khayr al Din fault-related fold

The foot of the Khayr al Din bank is marked by the presence of a large, asymmetric fold visible on both the bathymetry and the seismic lines (Figures 1, 3, 5 and 6, and Figure 4 of Domzig *et al.*, 2006). It is about 5 km wide, and about 100 m high at the longitude of Tipaza. On a seismic section (Figure 5), the compressive bulge at the foot of the slope also presents proto-faults (fractures in the Plio-Quaternary cover without significant shifts) in the overlying growth strata. This fold is asymmetric: it depicts a steeper northern flank (backlimb), which favours a probable control by a reverse fault dipping southward underneath the bank. Although the fault remains blind, the slicing of the lower Pliocene (and possibly the Messinian Upper Evaporites) layers (Figure 5) is a strong evidence for an active thrust fault close to the surface and dipping to the south beneath the continent. The fold seems to be propagating to the north, as we identify a slight and buried folding seaward from the main fold. Although Messinian salt migration may have occurred seawards, this later process is unable to explain either the overall bulge shape of the structure in map view and cross section, or the shifts observed in the infra-Pliocene units.

The compressive bulge at the foot of the Khayr al Din bank is clearly identified on the bathymetric map from the longitude of the Chenoua massif up to 2°E longitude and presents a slightly arcuate shape (Figures 1 and 3). If we consider that the fault lies there and extends along the northern flank of the bank (from 1.8°E to 2.6°E), it implies an approximate surface length of 80 km of the active fault. Indeed, Sonatrach seismic lines and our own seismic data (Figure 6) confirm the presence of a large reverse fault all along the bank. Following empirical relationships from Wells & Coppersmith (1994), such a structure would be theoretically able to generate earthquakes of magnitude up to 7.32 ± 0.28 , which represents a serious threat for nearby cities like Algiers. Over the long term, this fault would be responsible for the progressive large-scale uplifting of the northern end (“nose”) of the Khayr al Din Bank, which is considered here as a previous tilted block of the Neogene passive margin.

From the profile shown on Figure 5 and the architecture of growth strata, it appears more likely that this fold results from fault-tip folding (i.e., folding at the tip of a blind thrust) rather than fault-bend folding (Suppe, 1983), because there is apparently no transfer of slip from a deeper to a shallower detachment level near the surface. If this is true, it would indicate that this structure is linked to a relatively immature fault. However, it is not straightforward to determine whether this tip-fault folding corresponds to a specific model, such as: (1) a fault-propagation fold, which assumes conservation of bed length and thickness (Suppe & Medwedeff, 1990), (2) a slip gradient

fold, which does not require fault propagation and assumes conservation of area but not of bed length (Wickham, 1995), (3) a detachment fold, which assumes a changing bed length and forelimb angle (Dahlstrom, 1990), or (4) a trishear fold; which assumes a triangular shaped zone of distributed shear (Allmendinger, 1998). It is beyond the scope of this paper to discriminate between these models, because of the lack of geometrical constraints at depth. In the following, we will merely neglect internal deformation of the beds (a case that corresponds to models 1 and 4), so that using a specific pre-growth strata as a measure of shortening rate will provide a minimum value on this rate.

Furthermore, the thickness variations of the sequences on both flanks of the fold suggests that the incremental folding was carried at different rates through time. Indeed, the layers below the pointed reflector (reflector R on Figure 5) are almost isopach across the fold, which implies that tectonic uplift was not effective at that time (pre-growth or pre-tectonic strata). Conversely, the more recent layers above depict a clear fan shape deposition pattern close to the foot of the slope, which indicates syn-tectonic growth strata and a local subsidence on the backlimb of the fold which is still active today (Figure 5). Using the reflector R (Figure 5) as a marker of the onset of main tectonic deformation, we may estimate the shortening rate across the fold. Dividing its length by the present-day horizontal distance across the fold, we obtain a shortening factor of 4 ± 0.5 %. Using the mean Upper Quaternary sedimentation rates found at the foot of the slope in nearby regions (West of Tenes, and Algiers), 0.5 mm/yr (Giresse *et al.*, 2005; Giresse *et al.*, submitted), we estimate an age of 1.15 ± 0.3 Ma for this reflector, taking into account uncertainty on velocity (e.g. Réhault *et al.*, 1984). This age fits well with the position of the R reflector, located within a layer characterized by a typical Quaternary facies (Réhault *et al.*, 1984). Consequently, we obtain a strain rate of $1.2 \pm 0.47 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ and a horizontal shortening rate of 0.41 ± 0.10 mm/yr for this fold, over this period. If we assume that the folding is entirely driven at depth by a single fault and that the long term strain rate (> 1 Myr) computed here is the similar at shorter time scale, we obtain a slip rate (considering a mean dip for the fault of $47 \pm 7^\circ$, by analogy with the nearby fault activated during the 2003 Boumerdes earthquake, see e.g. Bounif *et al.*, 2004; Delouis *et al.*, 2004; Meghraoui *et al.*, 2004; Yelles *et al.*, 2004) of 0.6 ± 0.1 mm/yr.

Two other indicators of recent to active tectonics along this oceanward side of the Khayr al Din bank have been found:

(1) At the foot of the KAD bank, we have identified a large mass-wasting deposit : the Prisma MD04-2800 core (Figure 1) and the Chirp data have revealed a debris flow from 9 to 17 m depth (Sultan *et al.*, 2004). Assuming that this mass-wasting deposit has been triggered by an earthquake

(further paleoseismological work is needed to confirm this) and considering sedimentation rates between 0.35 and 0.63 mm/yr for this region, using the rates obtained for adjacent regions such as the feet of the slopes off Mostaganem and Boumerdes (Giresse *et al.*, submitted), a seismic event possibly generated by one of the major structures of the Algiers region occurred between 25,714 and 14,285 yrs ago. These ages have probably large uncertainties as the only sedimentation rates available are the one, obtained from cores offshore Boumerdes and Mostaganem. Dating on cores at the foot of the Khayr al Din bank could further constrain this result. Furthermore, looking at the 6-channel seismic line (Figure 5), we have identified deeper and recurrent large disorganized deposits (grey layers, Figure 5) which may correspond to other large instability deposits. These observations favour a tectonic control on these instabilities, with long recurrence intervals (consistent with the slow shortening rates of the region);

(2) two topographic sections along the Chenoua canyon and a small gully east of it show that these canyons have not reached their equilibrium, as revealed by the locally convex shape of their slopes (a and b, Figure 7). This can also be an indication for active tectonics, - as evidenced elsewhere (e.g. Mitchell, 2006) -, e.g. a thrust fault at depth, located in the lower slope, that uplifts the bank at a more rapid rate than the erosion, so that the topographic anomaly remains. On the profiles, the observed bulges could correspond to topographic anomalies of ~100 m. These could be the surface expression of short active thrust branches from faults located underneath the bank and that split into several segments close to the surface. If we assume a tectonic origin, Point a (Figure 7) could represent an eastward prolongation of the Khayr al Din fault, whereas Point b (Figure 7) could be an upward segment of the Khayr al Din fault.

On a 3D bathymetric view (Figure 3), many lineaments are visible across the slope. Most of them are oblique to the slope but some of them follow the trend of the shelf break or the fold axis. These lineaments could correspond either to lithological contrasts or to structural (inherited or active) features. Whatever their origin, the displacements that we may infer from them are quite weak compared to the ones inferred from the Khayr al Din fold.

In summary, several important indications for reverse faulting activity have been found on the oceanward side of the Khayr al Din bank. The main fault (with largest displacement) seem to be located at the foot of the bank, as illustrated by a fold with a cumulative uplift of ~100 m (Figure 5). Although we were not able to image the fault, the geometry of the sediments above the bank and the position of the basement indicate that it may have several branches organised in flats and ramps, as also found in the Boumerdes area, west of Algiers (Déverchère *et al.*, 2005). Further

arguments are also found through the several breaks recognized on the slope, or through the differential uplift accompanied with minor steep faults at the top of the bank.

In addition, from its geographical location, this major fault is potentially the fault responsible for the Gouraya 1891 (I=XI) earthquake.

IV-3 The Chenoua and Ain Benian fault systems

On October 29th 1989, a magnitude 6.0 earthquake occurred in the Mont Chenoua - Tipaza region (Figure 2), followed by many aftershocks, including a magnitude 4.7 event on February 9, 1990. The study of the main shock (Meghraoui, 1991) and the distribution of the aftershocks (Harbi *et al.*, 2004) shows that the 1990 earthquake sequence extended offshore towards the NE with a plane dipping to the NW, and underlines two distinct NE-SW seismogenic faults 8 km apart (Figure 8; Sebaï, 1997; Harbi *et al.*, 2004). Harbi *et al.* (2004) propose that this behaviour can be explained by a single fault with a variable dip, both clusters corresponding to 60°-NW-dipping ramps separated by a flat.

During the Maradja cruise, three seismic lines were carried out in the Tipaza bay, allowing to crosscut the active structures potentially associated to these earthquakes. On the bathymetry map and the seismic sections (Figure 8, a), near the top of the Khayr al Din bank, an active fold that corresponds to the northern prolongation of the Chenoua fold is clearly identified. The asymmetry of the fold suggests the presence of an underlying NW-dipping fault. This NE-SW trending fold has a lateral extension of about 30 km. North of the Chenoua Mount, a slight slope break is identified on coastal bathymetric data (which are of poor resolution and must be considered cautiously). It may not correspond to the expression of tectonic activity but rather to some sedimentary processes linked to a continental shelf edge prism forming a tangential clinoform (Figure 8, a), north of CMP 1500.

In the eastern part of the Bou Ismail bay, off the city of Ain Benian, a magnitude 5.7 earthquake occurred on September 4th, 1996 (Figure 2). Seismological studies (Yelles *et al.*, 1997) have assumed that the seismic event was triggered by a NE-SW active structure close to the shoreline. Analyses of two seismic lines (among them: Figure 8, b) of the Maradja survey show that in this area, the Quaternary series display an asymmetric folding that could be controlled by a thrust fault dipping towards the north-west. Offshore studies by Glangeaud *et al.* (1967) also confirmed the presence of a Plio-Quaternary anticline. The ALG1 drilling (Figure 2), located on this anticline, shows a very thin Pliocene cover (~65 m) and ~1050 m of Miocene sediments, to finally reach pre-Langhian volcanic tuffs (Buroillet *et al.*, 1978). It shows that the Quaternary sediments are absent on the shelf and that Pliocene layers are continuously eroded as evidenced on the seismic line

(Figure 8, b). This observation strongly supports a recent tectonic uplift of this part of the shelf, which is at least partly related to the activity of the two folds mapped here. According to the bathymetry, the Ain Benian fold (b on Figure 8) would have a length of 25 km in the bay of Bou Ismail, where only several minor earthquakes were recorded in the instrumental period. Considering the distribution of the aftershocks of the 1990 Tipaza earthquake (Harbi *et al.*, 2004), the eastern swarm of aftershocks could also correspond to the Ain Benian fold-fault. Actually, the direction and dip of the aftershock cluster proposed by Sebaï (1997) and Maouche (2002) correspond nicely to the ones identified in our study for the Ain Benian fold.

IV-4 The offshore prolongation of the Thenia fault

The eastern abrupt flank of the Khayr al Din bank outlines a major change in the margin direction, from E-W to NW-SE. This zone could be related to the seismic source of the magnitude 4.1 earthquake of January 28th 1961. According to Boudiaf (1996), this earthquake was compressive, but no focal mechanism is available. In this area, which follows roughly the same trend as the onland Thenia fault (Boudiaf, 1996), we distinguish several small linear canyons. On a slope map and on topographic profiles, we do not evidence a clear, fresh scarp along the foot of the margin there, but instead short NW-SE lineaments and steps spread on the slope (lower inset, Figure 3). The topographic breaks follow generally a WNW-ESE strike and reach up to ~100-150 m high, but it is unclear whether they result from tectonic processes or from lithological changes. Whatever the case, our observations do not provide a strong evidence for an offshore tectonic activity in the prolongation of the Thenia fault. However, one must remind that the relatively large sedimentation rates in the area of the bay of Algiers may overcome the slip rates of slow faults, as expected in the case of the Thenia fault (Boudiaf, 1996; Boudiaf *et al.*, 1998). In conclusion, the activity of this part of the slope is unclear. The slight topographic anomalies identified do not depict a continuous trend and may correspond to structural heritage or, more preferably, to very slow and short fault segments, possibly accommodating the slight differential movement between the region of Boumerdes and the Khayr al Din Bank.

V Onland topography

The DEM of the Mitidja basin (Figure 1) shows its extension along a NE-SW direction, similar to other Neogene basins of northern Algeria. The two internal massifs of Algiers and Chenoua appear as the most important highs north of the Mitidja basin.

The Sahel anticline bordering the northern limit of the basin culminates at an altitude of 250 m. It is crosscut by several transverse structures such as the Mahelma fault. Near Algiers, the direction of the Sahel changes from NE-SW to E-W. The Sahel anticline was the location of several moderate seismic events during the last decades as the one of November 5th, 1924 M:4.9 (Hée, 1924; Rothé, 1950) and the one of December 7th, 1983 M: 4.5. Other minor earthquakes are frequently recorded along this active structure (Figure 2).

Marine terraces, in coastal areas, form at sea level and are therefore good horizontal markers of vertical displacements. They can evidence, after corrections for sea level variations, possible tectonic uplift. The coastal area between Tipaza and Ain Benian shows several well developed abrasion marine terraces that are located between the offshore Khayr al Din and the onshore Sahel faults. They form stairs-like topography with younger terraces close to the sea level and older ones uphill. Meghraoui *et al.* (1996) calculated, for the Tyrrhenian terrace (5e highstand), uplift rates of 0.13 and 0.11 mm/yr in the Algiers and Tipaza areas respectively. According to the identification of this same terrace by Saoudi (1989), its uplift rate ranges from 0.19 mm/yr near Ain Benian to approximately zero near Bou-Ismaïl and Berard (-0.04 and -0.03 mm/yr respectively, considering a +6 m 5e sea level, as did Meghraoui *et al.*, 1996). These values suggest that uplift is rather moderate close to the Sahel fault but tends to increase northward.

Terraces have been uplifted, depending on their precise location, by vertical displacements on one, the other, or both the Sahel and Khayr al Din faults. Comparing uplift rates of marine terraces to their position relative to both the Sahel and Khayr al Din faults should allow one to infer, at least qualitatively, ratio of vertical slip rates on the two faults. In this regard, slip rate seems to be faster along the Khayr al Din fault as uplift rates of the Tyrrhenian terrace increase northward, away from the Sahel fault.

This assumption is confirmed by the first order topography that shows qualitatively the tectonic signal generated by each fault : a N-S topographic profile across the Bouzareah massif and Sahel fault (Figure 9b) evidences the two topographic signals of distinct wavelengths. The short wavelength southern topography is the Sahel anticline that grew in response to slip along the Sahel fault; the long wavelength northern topography is the Bouzareah massif, which uplift maybe reflects slip on the offshore Khayr al Din fault or the other faults offshore Algiers. These observations are also visible on a regional topographic profile across the Algiers massif and the Khayr al Din bank (Figure 9a).

Although very preliminary, these observations suggest vertical slip rates along the Khayr al Din fault at least similar to the Sahel fault and probably higher. They now need to be quantified by precisely mapping, identifying and dating marine terraces between Ain Benian and Tipaza.

VI Consequences for seismic hazard in the Algiers region

In coastal areas such as the Algiers Wilaya, seismic hazard assessments have to consider both onshore and offshore seismogenic sources. Previous studies have suggested possible sources offshore the Algiers region. In a probabilistic seismic hazard assessment of the Algiers region, Geomatrix (1998), for instance, considered two offshore seismic source zones: the continental shelf/slope area and the deep Mediterranean, with maximum magnitudes of 6.75 (0.2 probability), 7.0 (0.6 prob.) or 7.25 (0.2 prob.). However, lack of data on these sources prevent from reliable estimates of their seismogenic capability and associated hazard. Data from the MARADJA cruise fill this gap by allowing to identify potentially critical seismogenic structures and to precise their seismotectonic characteristics (geometry, style of faulting, slip rates) and the seismic hazard that they may generate.

Empirical relationships from Wells & Coppersmith (1994) are useful tools to link moment magnitude and geometry of the rupture. Using their relationships that link moment magnitude to surface rupture length for reverse faults, we deduce that the Khayr al Din fault is theoretically able to produce earthquakes with maximum magnitude $M_w 7.32 \pm 0.28$. According to the relationship that link average displacement to moment magnitude for all faults (Wells & Coppersmith, 1994), such an earthquake would produce average displacement of 1.78 ± 1.65 m. If we consider the slip rate calculated in section IV-2 (i.e. 0.60 ± 0.23 mm/yr), the minimum return interval of such an event would be 2870 ± 2661 years.

Similarly, the Sahel fault would theoretically be able to produce earthquakes with maximum magnitude $M_w 7.25 \pm 0.28$ that would produce average displacement of 1.59 ± 1.48 m. Considering uplift of Plio-Quaternary terraces on the Sahel anticline at a rate of 0.15 mm/yr (Maouche, 2002) and a reasonable dip of 45° , slip rate on the Sahel fault would be 0.21 mm/yr (Figure 10). Minimum return interval of a $M_w 7.25$ event would then be 7571 ± 7047 years. Although associated to very large uncertainties, these values show, at least qualitatively, that the Khayr al Din fault may generate strong earthquakes at higher rate than the Sahel fault.

Because of its geometry and south-eastward dip, the Khayr al Din fault can generate earthquakes which epicentres could be located close to- or even beneath the western shore of the Algiers urban area or farther west. Similarly, the Sahel fault would generate earthquakes which epicentres would be located close to- or beneath the western part of Algiers urban area or farther west. Both seismic sources are able to produce relatively similar maximum PGAs, up to approximately 0.5-0.6 g in the Algiers Wilaya (without considering possible site effects). The difference would be that return

period could be shorter for the Khayr al Din fault with regard to its faster slip rate, which possibly makes it the most critical structure, in terms of seismic hazards in the Algiers region.

We should not forget, however, that the proposed magnitudes are maximum theoretical values which consider that all cumulated strain is released by strong earthquakes (i.e. no microseismicity or aseismic creeping). Further studies of seismic cycles on these structures would be required to precise this point. Still, despite very large uncertainties, these values show that the Khayr al Din fault represents a serious threat for the Algiers urban area. They suggest that seismic hazard generated by the Khayr al Din fault may even be higher than by the Sahel fault, which was previously considered as one of the most critical seismogenic structure for the Algiers area : possible magnitudes on the Khayr al Din fault are slightly higher (as may consequently be signal durations), with shorter return intervals (i.e. faster slip rate) and, because of its southeastward dip, it can generate events which epicentres could be close to the western extension of the Algiers urban area.

VII Synthesis and discussion: A new structural framework for the area

A first tectonic framework of the Algiers region has been previously discussed by Boudiaf (1996), based on remote sensing studies. He outlined the importance of the active structures with a southward vergence, which are located onshore, as the Sahel anticline. However, in this study, using morphological and structural data including now both offshore and onshore domains (Figure 10), we find that the most important tectonic feature, from its length, is the south-dipping E-W Khayr al Din blind thrust fault. Indeed, this structure located about 40 km from the shoreline has an apparent length of about 80 km from Cherchell to Algiers, and therefore represents the largest tectonic feature identified in the area. Using the progressive wedge-shape pattern observed on the fold above this structure and the geometry of the continuous pre-tectonic strata (Figure 5), a long-term horizontal shortening rate of 0.41 ± 0.10 mm/yr has been obtained. This rate is much higher than the horizontal rates calculated for the Chenoua fold (0.14 ± 0.25 mm/yr, after Meghraoui, 1991) and the Sahel anticline (0.16 mm/yr, after Saoudi, 1989). Assuming a dip of $\sim 47^\circ$ for the Khayr al Din fault, the resulting slip rate would be ~ 0.6 mm/yr, which suggests a high seismogenic potential compared to the other faults of the area. Therefore we must expect the recurrence of strong earthquakes associated with this fault.

Considering that recent kinematic studies in North Africa (e.g., Nocquet & Calais, 2004; Serpelloni *et al.*, in press) propose a shortening rate across the NNW/SSE Eurasia-Africa plate boundary of 5–6 mm/yr at the longitude of Algiers. From available neotectonic studies, 1.0–2.3 mm/yr could be

accommodated during the Quaternary across the Tell-Atlas (Meghraoui *et al.*, 1996), therefore we may expect at least 2.7 mm/yr left for the accommodation by active structures offshore Algeria. On the other hand, a recent GPS profile from Nubia to Iberia in the Algiers area reveals that 1.6 ± 0.6 mm/yr of horizontal shortening in the relative plate convergence strike may occur offshore (Serpelloni *et al.*, in press). Although these rates are poorly constrained, we therefore expect a substantial amount of shortening (between 1.0 and 2.7 mm/yr) being accommodated by offshore structures on the Algerian margin. As we find a shortening rate of ~ 0.4 mm/yr for the Khayr al Din fold, we propose that about one fourth of the ~ 1.6 mm/yr found by Serpelloni *et al.* (in press) is taking up on the single Khayr al Din fault, the remaining being accommodated within the Khayr al Din bank and over other unknown offshore structures, further north.

Back towards the continent, the Chenoua and the Ain Benian faults located offshore on the continental platform with a NE-SW direction, which appear to be also neoformed structures, represent minor thrusts by their length but also by their shortening/uplift rates. Therefore they should only generate relatively moderate ($M < 6$) earthquakes. They lay in an en echelon pattern with a relatively large overlap, parallel to the Sahel anticline (Figure 10). They all have a southern vergence, and may be related to the ancient Internal/External zones suture (Figure 11).

As a whole, the fault geometry and kinematics proposed here (Figures 10 and 11) are strikingly different from previous interpretations. (1) Firstly, we did not observe a significant role of strike-slip or normal faults at the tip of or across the Khayr al Din fault, as proposed by Mauffret (2007): for instance, the NW-SE Thenia fault and its offshore prolongation do not clearly demonstrate recent tectonic movement. We therefore consider this fault zone as a previous transfer structure of the margin, which depicts in the recent stress field a series of weakly active short segments, therefore constituting a wide relay zone which progressively accommodates the relative movements between the Boumerdes-Zemmouri fault zone and the Khayr al Din main fault (Figure 10). Secondly, the dips and relative importance of the faults mapped here (Figure 11) clearly discard the proposition from Yielding *et al.* (1989) of a simple inversion of previous normal faults of the margin: instead, we propose that the two main slope breaks observed along both sides of the Khayr al Din bank (Figures 1 and 9) are dead normal faults of a tilted block, and that the recent stress field determines the progressive focussing of strain at the foot of the margin, resulting into the birth and growth of the Khayr al Din fault, of opposite vergence to the old normal faults. Therefore, this fault represents a neoformed structure, behind the suture of Internal and External zones now probably less active, in a backthrust position (Figure 11). This geometry is slightly different from the one reported in the 2003 Mw 6.8 Boumerdes earthquake area, where a

succession of ramps and flats have been reported (Déverchère *et al.*, 2005). The relative steepness of the slope breaks observed in the Khayr al Din area (see IV-1) may be caused by a steepening of normal faults within the new compressional stress field. In our interpretation, the apparent pop-up aspect of the overall structure (Figure 11; Déverchère *et al.*, 2005; Mauffret, 2007) merely results from a progressive swap of the plate limit from the Late Miocene, north-dipping suture zone located onshore, towards the Quaternary, south-dipping main Khayr al Din fault located offshore.

Finally, we underline that until now, there was no clear evidence for a correlation between major historical earthquakes and active structures, despite the evidence for tsunamis associated with the 1365 and 1716 events, or shore uplift associated with the 1891 Gouraya event. Thanks to the new offshore data presented here, we have identified one fault large enough to be potentially responsible for these large past earthquakes: the Khayr al Din fault, although more data are needed to demonstrate the causal links between these events and the large fold observed at the foot of the slope, and to address its recurrency and short-term rates.

VIII Conclusions

The data collected during the Maradja 2003 survey allow us to improve our understanding of the effect of the collision between the African and Eurasian plates, demonstrating that the Algerian margin is the location of active deformation processes, expressed offshore by north-verging faults. This major offshore shortening occurs mostly at the foot of the slope and uplifts the continental domain, as demonstrated by the topographic and structural features presented in this study. The seismic activity generated by the offshore active faults could also be responsible for the tsunamis recorded in the past in this region.

West of Algiers, the Khayr al Din bank constitutes a relic of the Kabylia basement, and shows local internal fracturation and deformation. At its top, two active folds (Ain Benian and Chenoua), both north-verging, have been evidenced. These folds were the location of moderate earthquakes in the past (like the 1989 Chenoua M:6.0, or the 1996 Ain Benian M:5.7 events), thus providing direct evidence for fault-controlled folds. However, the largest active fault of the region is the fault-tip fold located at the foot of the Khayr al Din bank, which, by its length (80 km), constitutes a new major threat for the Algiers region, as earthquakes of magnitude 7.3 could be generated by this structure. The past destructive earthquakes of 1365, 1716 or 1891 might have been generated on this structure. In addition, other geohazards, like tsunamis and turbidity currents, associated with this fault must also be considered, and would need further studies.

The discovery of such a large fault at the foot of the margin requires an update of the general tectonic framework of the region. Actually, the Khayr al Din fault, which has a northern vergence – opposite to the one of the Internal Zones/External Zones suture – from its length and position, relatively to the other faults of the area, should be the major fault of the region, the others being backthrusts, or at least more superficial thrusts (Figure 11). Therefore, we propose that we are witnessing the onset of a new tectonic pattern, through the play of a Quaternary major fault system verging to the north at the foot of the margin, a process which suggests the very first stage of a subduction initiation.

Acknowledgments:

This work is funded by the French ACI (Action concertée incitative) "Risques naturels" programme ('Action spécifique Algérie'), ESF Euromargins program (01-LEC-EMA22F Westmed project) and the French-Algerian CMEP project TASSILI No. 041MDU619. We thank Frank H. (Bert) Swan from Geomatrix (Oakland, California) for helpful comments.

References

- Aïte, M.O., 1995. Paléocontraintes post-collision identifiées dans le Néogène de Grande Kabylie (Algérie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**(II a), 433-438.
- Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds, *Tectonics*, **17**(4), 640-656.
- Alvarez, W., Coccozza, T. & Wezel, F.C., 1974. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature*, **248**, 309-314.
- Ambraseys, N.N. & Vogt, J., 1988. Material for the investigations of the seismicity of the region of Algiers, *European Earthquake Engineering*, **3**, 16-29.
- Aoudia, A. & Meghraoui, M., 1995. Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.08.1922 (Ms=5.9), *Tectonophysics*, **248**, 263-276.
- Auzende, J.-M., Bonnin, J. & Olivet, J.L., 1973. The origin of the western Mediterranean basin, *Journ. Geol. Soc. London*, **129**, 607-620.
- Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., Mahsas, A., Benouar, D., Heddar, A., Rouchiche, Y., Kherroubi, A., Frogneux, M., Lammali, K., Benhamouda, F., Sebaï, A., Bourouis, S., Alasset, P.J., Aoudia, A., Cakir, Z., Merah, M., Nouar, O., Yelles, A., Bellik, A., Briole, P., Charade, O., Thouvenot, F., Semmane, F., Ferkoul, A., Deramchi, A. & Haned, S.A., 2003. Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, **84**(50), 561-568.

- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.-L., Sassi, W. & Roure F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience*, **338**, 115-125.
- Bezzeghoud, M., and Buform, E.R., 1999. Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, Mw=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw=5.8) and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 359-372.
- Boudiaf, A., 1996. Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie), *PhD thesis*, University of Montpellier, p. 274.
- Boudiaf, A., Ritz, J-F. & Philip, H., 1998. Drainage diversions as evidence of propagating active faults: Example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria, *Terra Nova*, **10**, 236-244.
- Boudiaf, A., Philip, H., Coutelle, A. & Ritz, J-F., 1999. Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au sud de la grande Kabylie (Algérie), *Geodynamica Acta*, **12**(2), 71-80.
- Bouillin, J.-P., 1986. Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8**(4), 547-558.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P.-J., Kherroubi, A., Ousadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S. & Maouche, S., 2004. The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19606 doi:10.1029/2004GL020586.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A. & Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications, *Pure Appl. Geophys*, **161**, 623-646.
- Burollet, P.F., Said, A. & Trouve, P., 1978. Slim holes drilled on the Algerian shelf. *Reports Deep-sea drilling Project*, Washington, **42**, II, 1181-1184.
- Cohen, C.R., 1980. Plate-tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics*, **68**, 283-311.
- Dahlstrom, C.D.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding, *AAPG Bulletin*, **74**(3), 336-344.
- Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F. & Yelles, K., 2004. Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. & Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B. & Pauc, H., 2006.

- Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *C. R. Geoscience*, **338**, 80-91.
- El Robrini, M., 1986. Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation, *PhD thesis*, University of Paris IV, p. 164.
- Fernandes, R.M.S., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M.J.R., Spakman, W. & Govers R., 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(16), 1828, doi:10.1029/2003GL017089.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, **19**(4), 740-761.
- GEOMATRIX (1998), Probabilistic seismic hazard assessment of the Algiers region. Consultants, Inc.: UNCH project n°ALG/92/003, *Technical report submitted to united nations center for human settlements*, Nairobi, Kenya, 53 pp.
- Giresse, P., Pauc, H., Savoye, B., Dan, G., Déverchère, J., Gaullier, V. & the Maradja scientific party, 2005. Sediment accumulation rates and gravity-induced processes evidenced offshore Algeria from coring results (Maradja cruise), *EGU Vienna*, EGU05-A-07849.
- Giresse, P., Pauc, H. & the Maradja Shipboard Scientific Party, Depositional settings of gravity-flow deposits on the western Algerian margin, submitted to *Marine and Petroleum Geology*.
- Glangeaud, L., 1932. Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^e série, n°8., 617 p.
- Glangeaud, L., Aymé, A., Mattauer, M. & Muraour, P., 1952. Histoire géologique de la province d'Alger. *XIX Congrès Géologique International, Monographies régionales*, 1^{ère} série, Alger, n°25.
- Glangeaud, L., Alinat, J., Agarate, C., Leenhardt, O. & Pautot, G., 1967. Les phénomènes pontoplio-quaternaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I, *C. R. Acad. Sci. Paris (D)*, **264**, 208-211.
- Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977. L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **19**(3), 575-614.
- Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., Benouar, D., Panza, G.F. & Benhallou, H., 2004. Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: A step towards microzonation, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 949–967.
- Hée, A., 1924. Note sur le tremblement de terre du 5 Novembre, *Annuaire Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, **2**, 95-98.
- Hée, A., 1925. La fréquence des tremblements de Terre en Algérie 1911-1924, *Monogr. Bur. Centr. Seismol. Inter.*, série B (2), 111-154.

- Hovland, M. & Judd, J., 1988. Seabed Pockmarks and Seepages: Impact on Geology, Biology and Marine Environment, **293**, Graham and Trotman, London, pp. 565.
- Leclaire, L., 1970. Plateau continental nord-africain: nature de la couverture sédimentaire actuelle et récente, *Thèse d'Etat*, University of Paris, p. 391.
- Maouche, S., 2002. Etude sismotectonique de l'Algérois et des zones limitrophes de Cherchell-Gouraya, *Magister thesis*, USTHB Alger, 130 p.
- Mauffret, A., 2007. The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) plate, *Tectonophysics*, **429**(1-2), 21-44.
- 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.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, **155**, 126-138.
- Meghraoui, M., 1988. Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. *Thèse d'Etat*, Université Paris Sud, Orsay, 356 p.
- Meghraoui, M., 1991. Blind reverse faulting associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 27/10/1989, *Terra Nova*, **3**, 84– 93.
- Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J. & Dahmani, M., 1996. Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **167**(1), 141-157.
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaï, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. & Benhamouda, F., 2004. Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Mitchell, N.C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons., *Geol. Soc. Am. Bull.*, **118**, 589-605.
- Morel, J.-L. & Meghraoui, M., 1996. Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, **24**, 755-758.
- Nocquet, J.-M. & Calais, E., 2004. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681.
- Réhault, J.P., Boillot, G. & Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean Basin geological evolution, *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.
- Réhault, J.-P., Boillot, G. & Mauffret, A., 1985. The Western Mediterranean Basin, in *Geological evolution of the Mediterranean Basin*, pp. 101-129, eds D.J. Stanley & F.-C. Wezel, Springer-Verlag.

- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Munoz, J. A. & Zeyen, H., 2004. TRANSMED Transect II, in, *The Transmed Atlas – The Mediterranean Region from crust to Mantle*, eds W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Rothé, J. P., 1950. Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte Geol. Algerie Geophys.*, **3**, 3–40.
- Saoudi, N., 1989. Pliocène et Pléistocène inférieur et moyen du Sahel occidental d'Alger. Entreprise Nationale du Livre, Alger.
- Sebaï, A., 1997. Analyse sismologique des séismes récents du Sahel d'Alger, *Magister Thesis*, IST-USTHB, Alger, p. 178.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P., Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, in press.
- Stich, D., Ammon, C. J. & Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.*, **108**(B3), 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Sultan, N., Dan, G. & the PRISMA team, 2004. PRISMA cruise report. IFREMER.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding, *Am. J. Sci.*, **283**(7), 684-721.
- Suppe, J. & Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclog. Geol. Helv.*, **83**(3), 409-454.
- Vergés, J. & Sàbat, F., 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa, in, *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **156**, pp. 63-80, eds Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Seranne, M., Geological Society of London, UK.
- Wells, L.D. & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *B. Seismol. Soc. Am.*, **84**(4), 974–1002.
- Wickham, J., 1995. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost-Hills, California (USA), *J. Struct. Geol.*, **17**(9), 1293-1302.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, **24**, 201-297.
- Yelles, K., Djellit, H., Derder, M.E.M., Abtout, A. & Bououis, S., 1997. The Ain Benian fault: A new active coastal fault revealed by the Algiers September 4th, 1996 earthquake, *IASPEI*, Thessalonik, Greece, August, 18-28.

- Yelles, K., Derder, M., Djellit, H., Abtout, A. & Boudiaf, A., 1999. Seismicity of the Algerian margin: origin and consequences, *Proceedings of the 1st International Symposium on Geophysics*, Tanta, Egypt, 245-252.
- Yelles, A.K., Djellit, H. & Hamdache, M., 2003. The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May, 21st, 2003 (Mw:6.8), *CSEM lett.*, **20**, 1-3.
- Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E. & Briole, P., 2004. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G.C.P. & Hatzfeld, D., 1989. Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J. Int.*, **99**, 761–788.

Figure captions

Figure 1: DEM (100 m resolution) of the Algiers region including both offshore (MARADJA data) and onshore (SRTM data) domains. Coastal bathymetry, when available, is extracted from Leclaire, 1970. A.M: Algiers massif, C.C: Chenoua canyon, C.M.: Chenoua massif, KADB: Khayr al Din bank, O.M. : Oued Mazafran, O.N. : Oued Nador, S.A. : Sahel anticline, Th. A.: Thenia anticline, S: slides, 1, 2 and 3: slope breaks
The positions of the seismic lines from Figure 4, 5, 6 and 9a are indicated.
core: position of the Calypso core taken during the PRISMA 2004 cruise.

Figure 2: Tectonic framework of the Algiers region (offshore east of Algiers: Déverchère *et al.*, 2005). Seismicity (in moment magnitude): CRAAG catalogue from year 412 to October 2006 + Stich *et al.*, 2003 + Harvard CMT catalogue. BF: Blida fault, ThF: Thenia fault, MF: Mahelma fault, SA : Sahel anticline, X: Kabylia Internal metamorphic rocks, F: Flyschs, omk: Kabylia Oligo-Miocene, c: Cretaceous, m: Miocene, q: Quaternary, p: Pliocene, v: volcanism. The cluster of events located near the shoreline east of ThF corresponds to the westernmost part of aftershocks triggered by the 2003 Mw 6.8 Boumerdès earthquake. Focal mechanisms: 31/10/88: from Harvard-CMT; 10/29/89: from USGS; 4/9/96: from IAG; 21/5/03: from Harvard-CMT, relocated by Bounif *et al.* (2004).

Figure 3: 3D shaded bathymetric map (25 m resolution DEM) of the Khayr al Din bank showing a zoom in the pockmarks field (top inset) and on the lineaments along the NW-SE slope. In red, the general tectonic structures as well as the lineaments and slides observed on the bank. a and b: location of the bulges observed in figure 7.

Figure 4: Seismic cross-section (24-channel) across the Khayr al Din bank (for position, see Figure 1) showing the fracturation of the bank associated with pockmarks, as well as the sedimentary infill on top of the bank. Vertical exaggeration: 6.

Figure 5: (modified from Domzig *et al.*, 2006) Multichannel seismic line from MARADJA'2003 cruise (for position, see Figure 1) with a vertical exaggeration of 4. Compressive bulge at the foot of the margin shows vertical proto-faults in its middle (thin black lines) and slicing of the lower layer. In grey: supposed ancient mass-waste deposits at the foot of the slope. R: the reflector used for the shortening rate calculation, referred in text. a: non-interpreted section, b: interpreted section.

Figure 6: Multichannel seismic line (MARADJA'2003, MDJS92) across the western part of the Khayr al Din bank showing that the uplift and tilt of the bank is controlled at depth by a blind and south-dipping thrust. See position of line on Figure 1.

Figure 7: Topographic cross sections across canyons on the Khayr al Din bank. Their convex shape shows that the canyons have not reached their equilibrium, which suggests the role of a tectonic uplift on a thrust fault located close to the surface. The top of the bulges are noted "a" and "b" on the cross-sections and on the corresponding location on the map.

Figure 8: Morphological map of the Tipaza-Algiers area, and seismic cross sections (vertical exaggeration = 3) across the offshore part of the Chenoua fold (a) and the Ain Benian fold (b). The dotted lines are the mean axes of the three clusters of events revealed during the Mont Chenoua (1989) (in yellow) and Tipaza (1990) events (Meghraoui, 1991; Sebaï, 1997; Maouche, 2002) (in red). The black dots correspond to the anticlines axis, which is roughly at the location of the ALG1 borehole for seismic line (b).

Figure 9: Topographic profiles: (a) across the margin (location on Figure 1), showing slope breaks and fault positions; and (b) across the Algiers massif and Sahel anticline, showing two topographic signals of distinct wavelength. The short wavelength topography to the south is the Sahel anticline uplifted by the Sahel fault; the long wavelength topography to the north is the Bouzareah massif probably uplifted by the offshore Khayr al Din fault.

Figure 10: General marine and onland tectonic framework of the Algiers region. The arrow with the circle represents the direction of convergence from Africa towards Europe (Nocquet & Calais, 2004). L = length of the fault, s = horizontal shortening rate of the fault from bibliography (onland and coastal faults) or from seismic profiles (KDF: Khayr al Din fault). MAF = Mahelma fault. ThF: Thenia fault. BF: Blida fault. SF: Sahel fault. A.B.F.: Ain Benian fault. CF: Chenoua fault.

Figure 11: 3D view of the marine and terrestrial DEMs showing our interpretation of the tectonic framework and fault geometry at depth in the offshore/onshore Algiers region. The black dashed line (suture zone) is assumed to be mostly inactive (see text for details). KADB: Khayr al Din bank, KADF: Khayr al Din fault, Th.F.: Thenia fault, A.M.: Algiers Massif, S.A.: Sahel Anticline, S.F.: Sahel fault, C.M.: Chenoua Mount, C.F.: Chenoua fault, B.F.: Blida fault, IZ: Internal Zones, EZ: External Zones

FIGURES

Figure1:

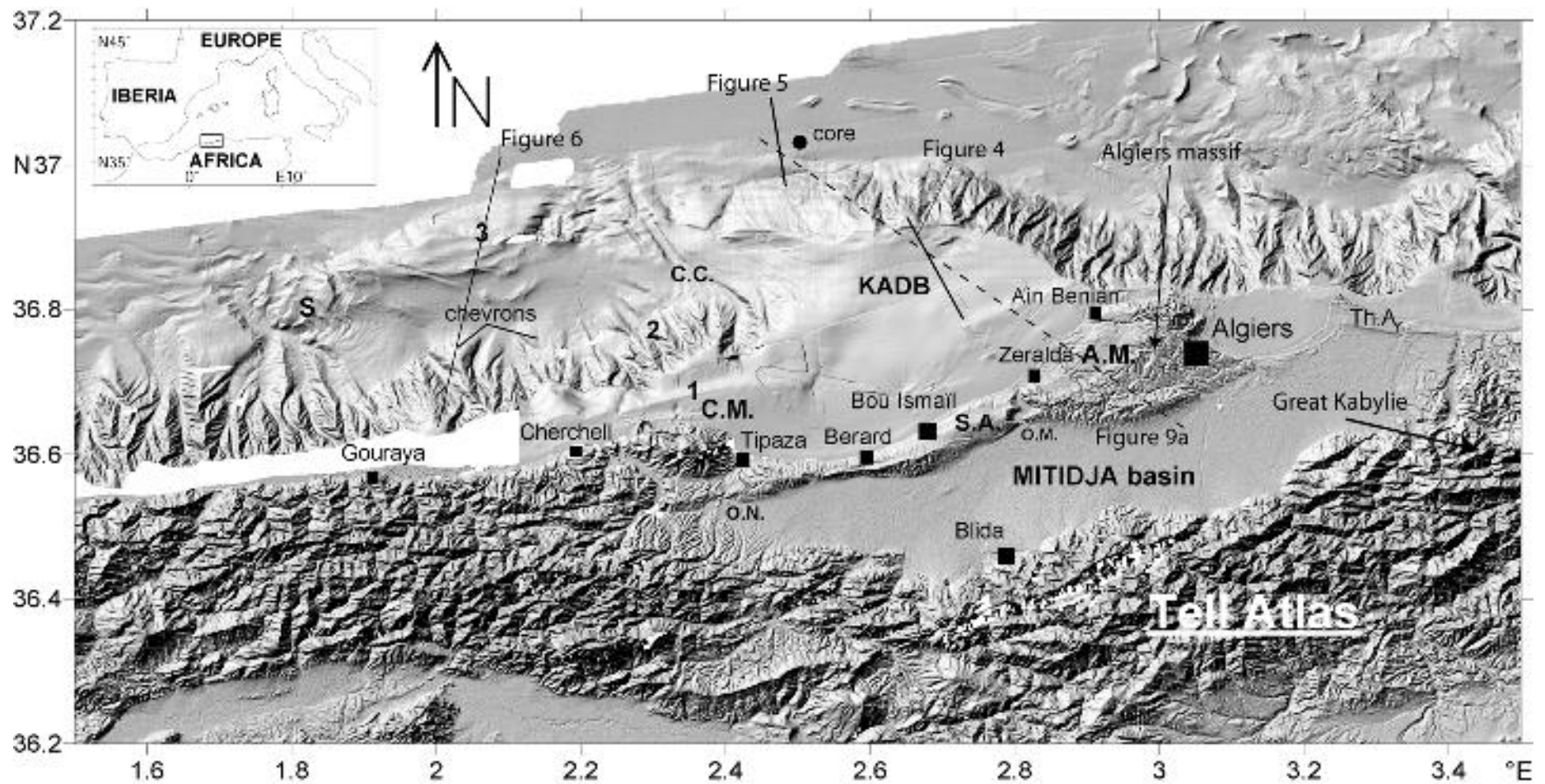


Figure 2:

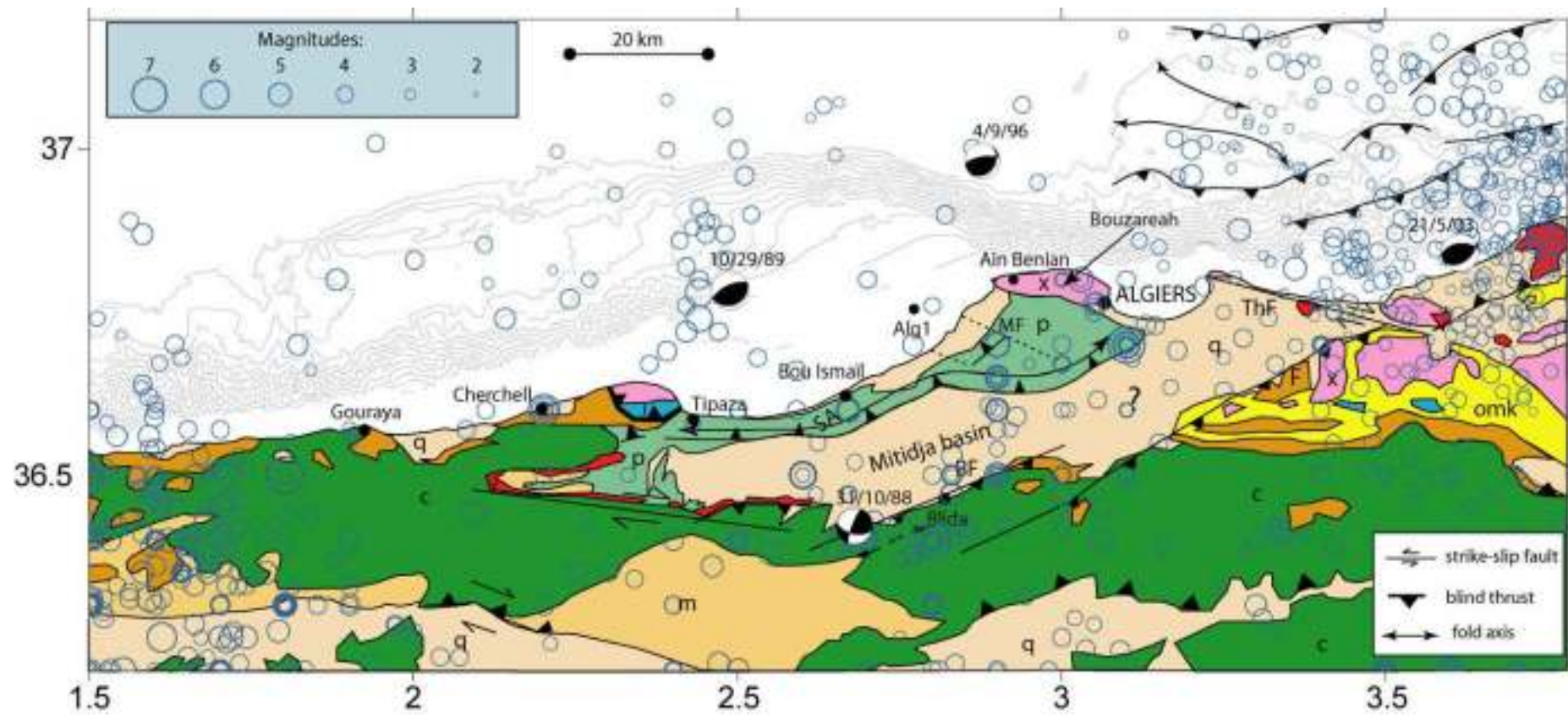


Figure 3:

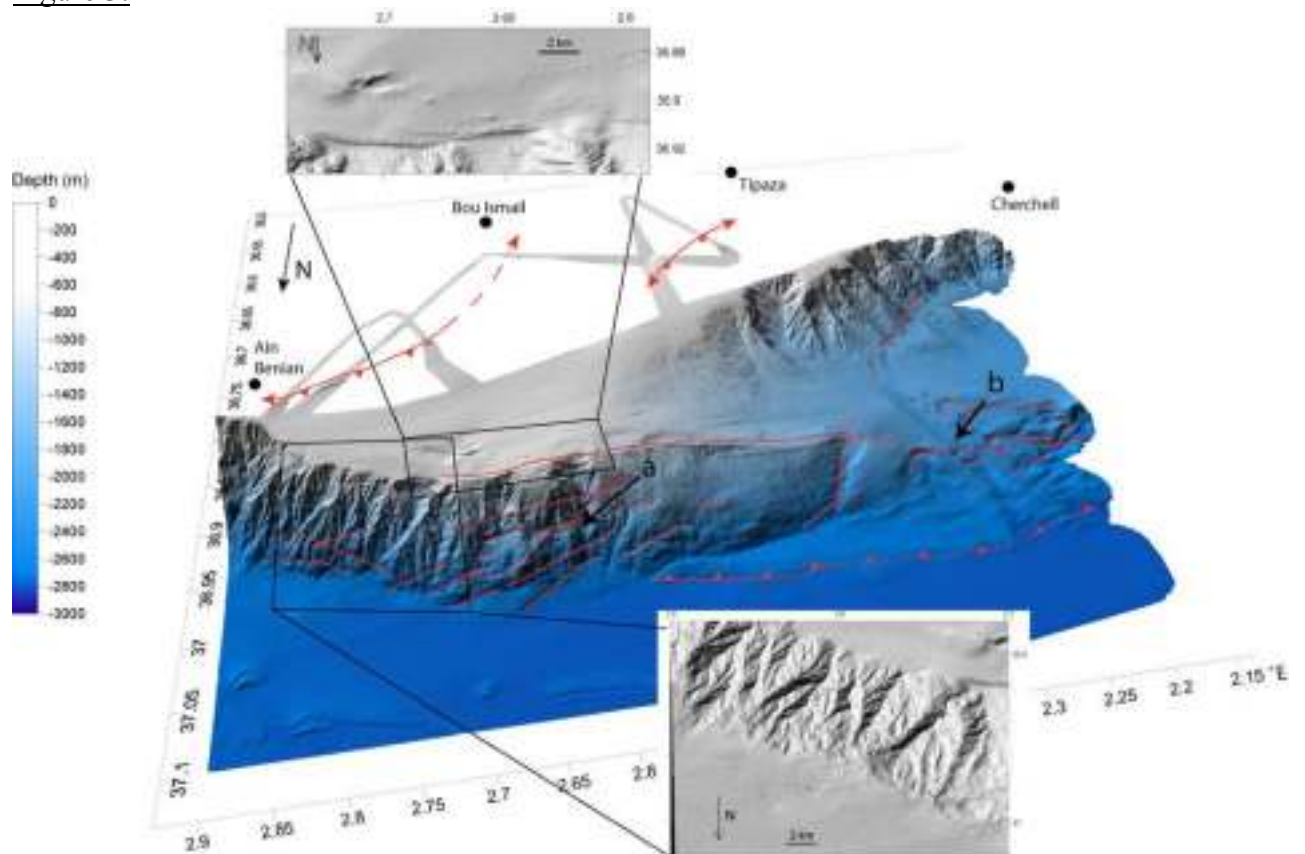


Figure 4:

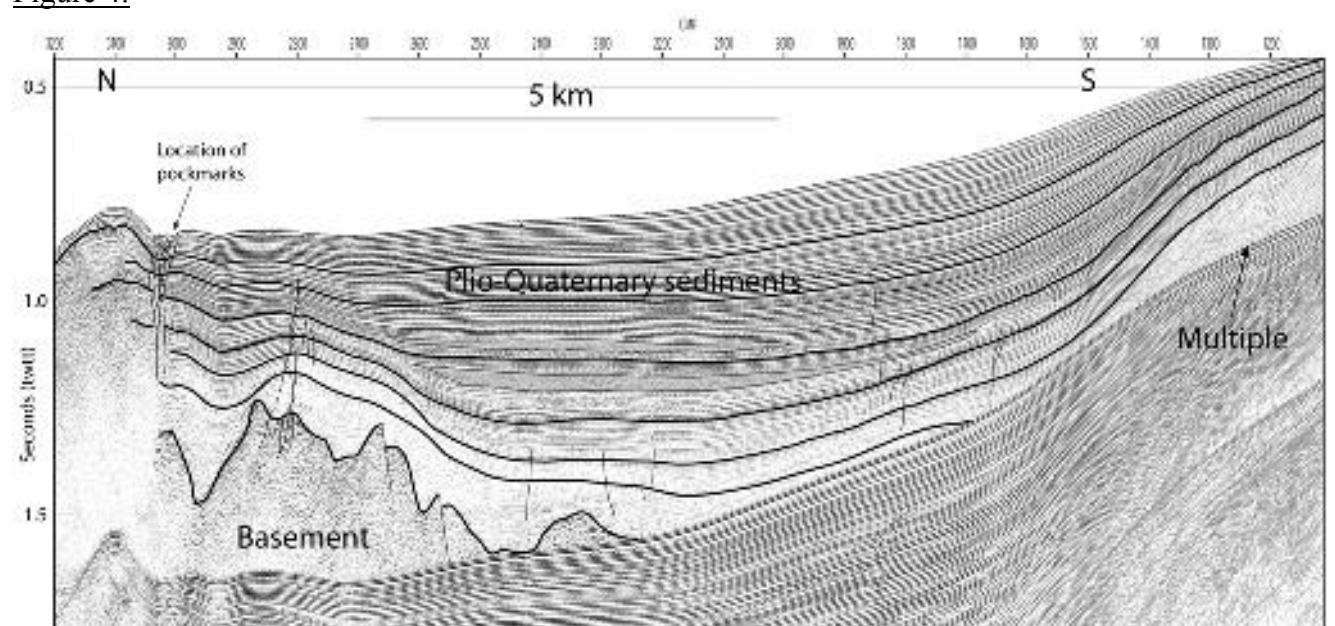


Figure 5:

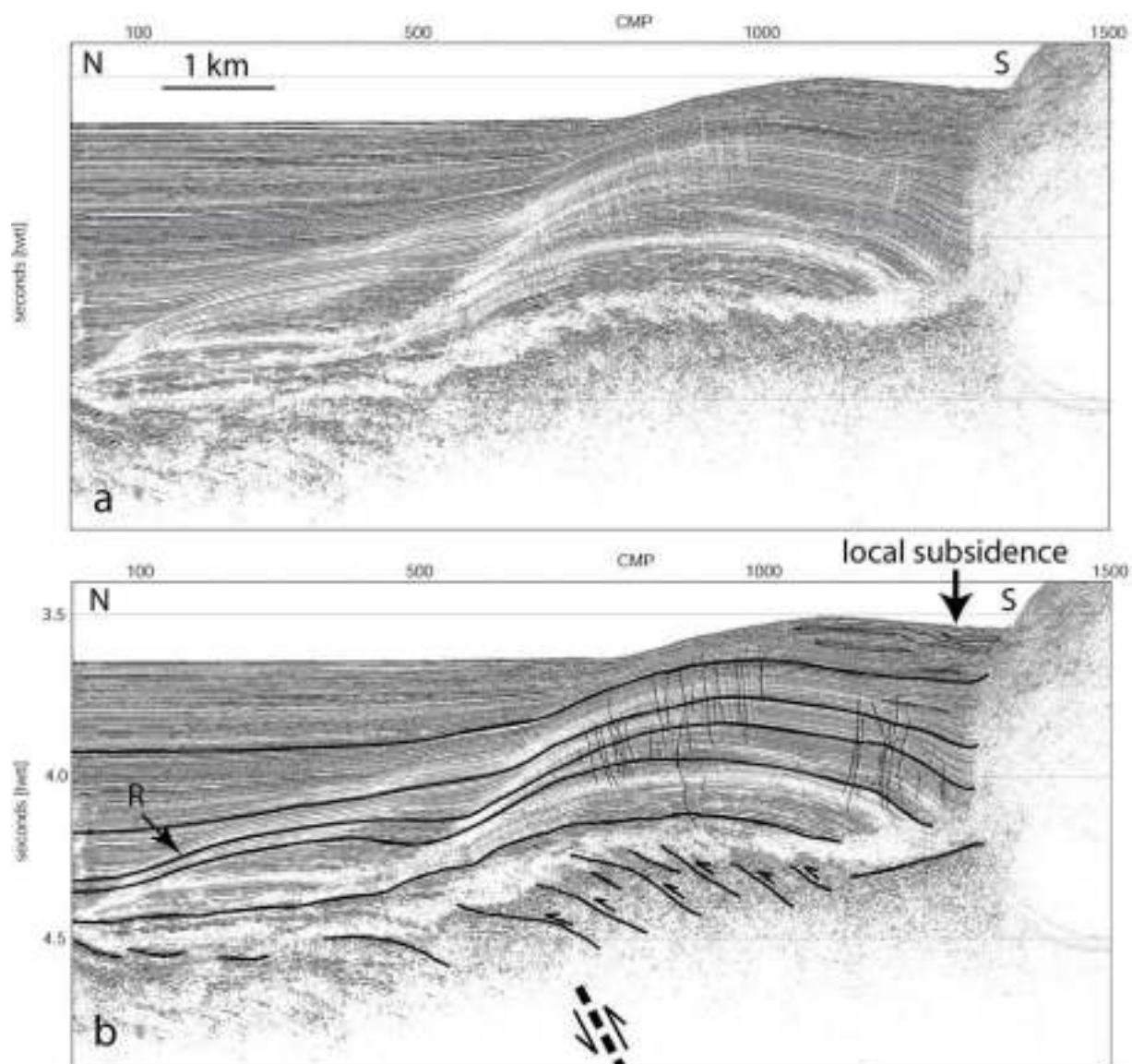


Figure 6:

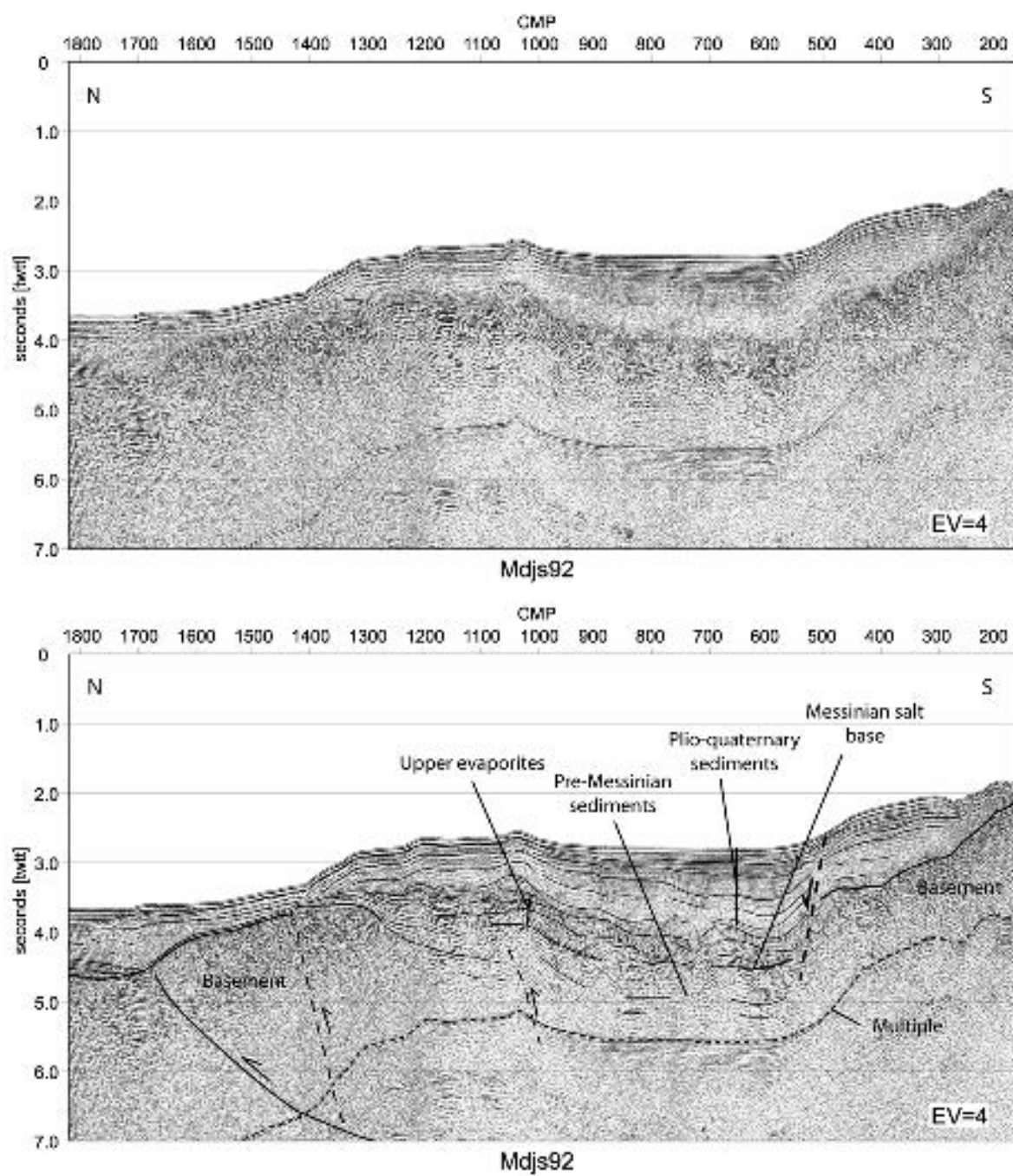


Figure 7:

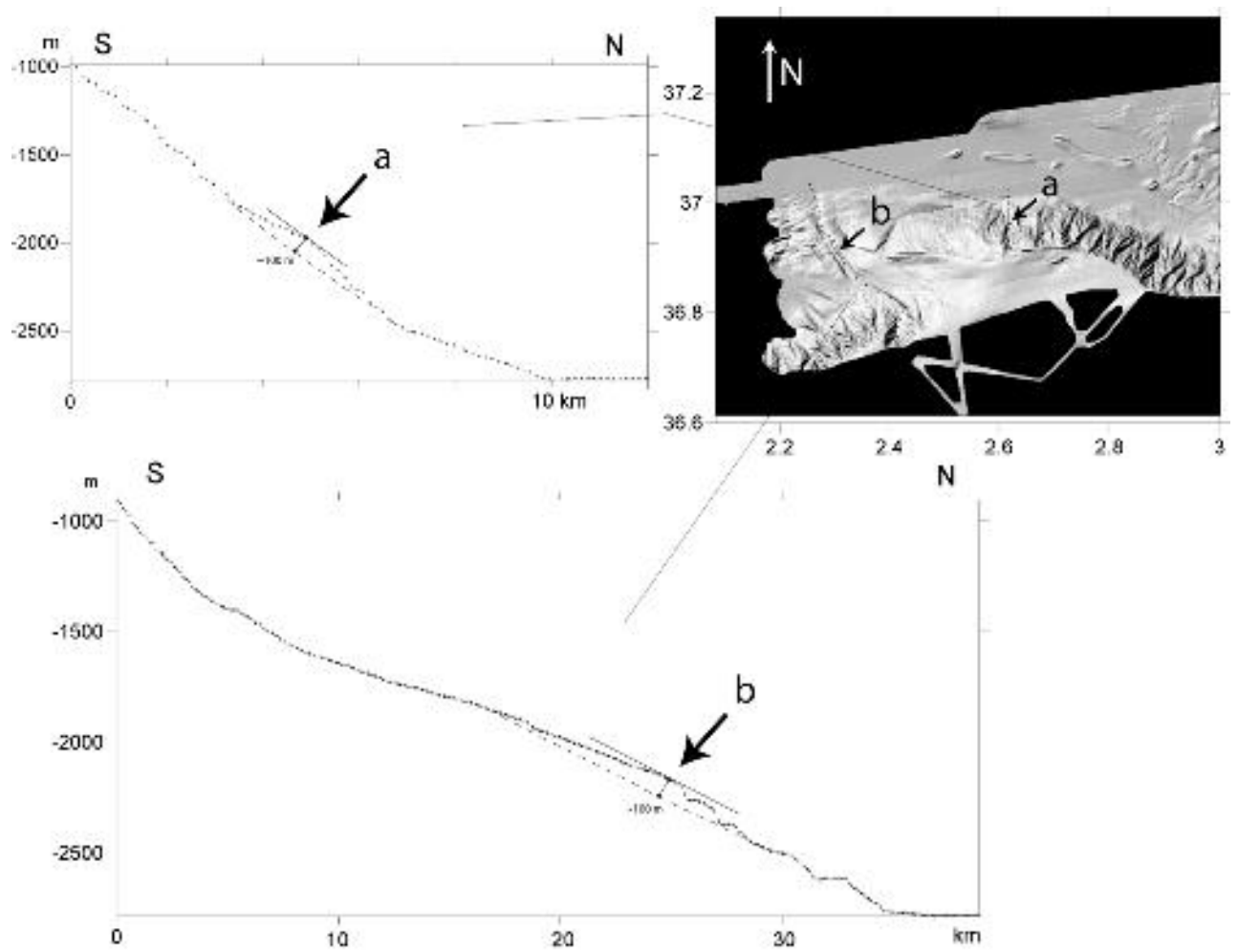


Figure 8:

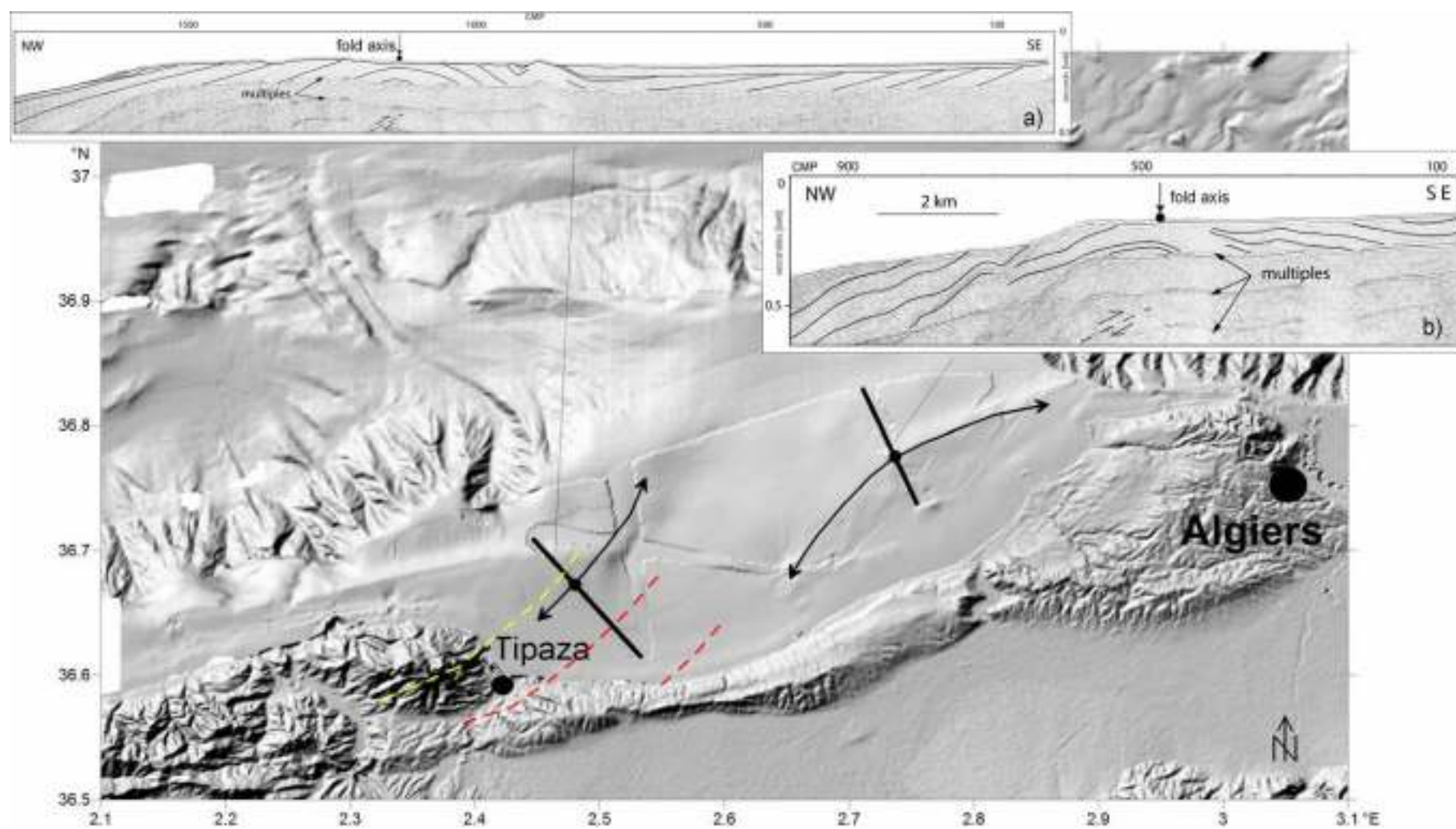


Figure 9a:

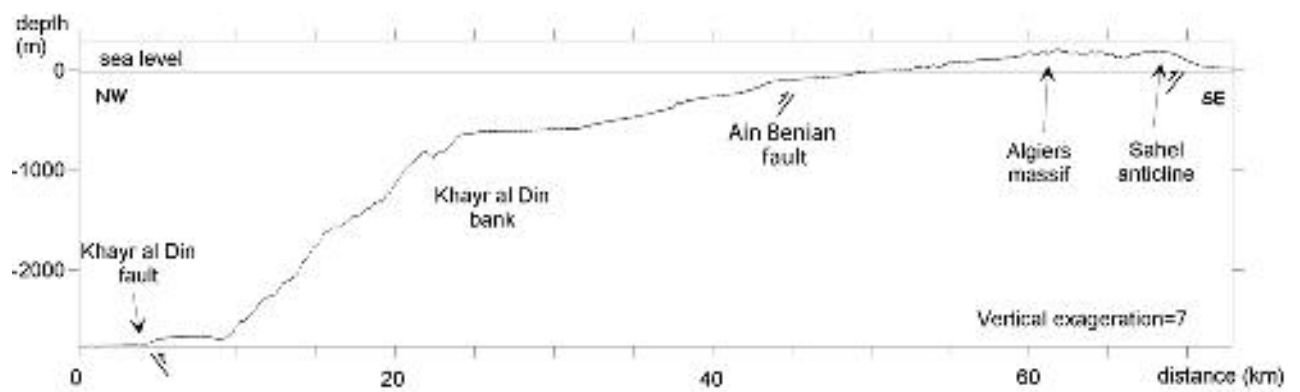


Figure 9b:

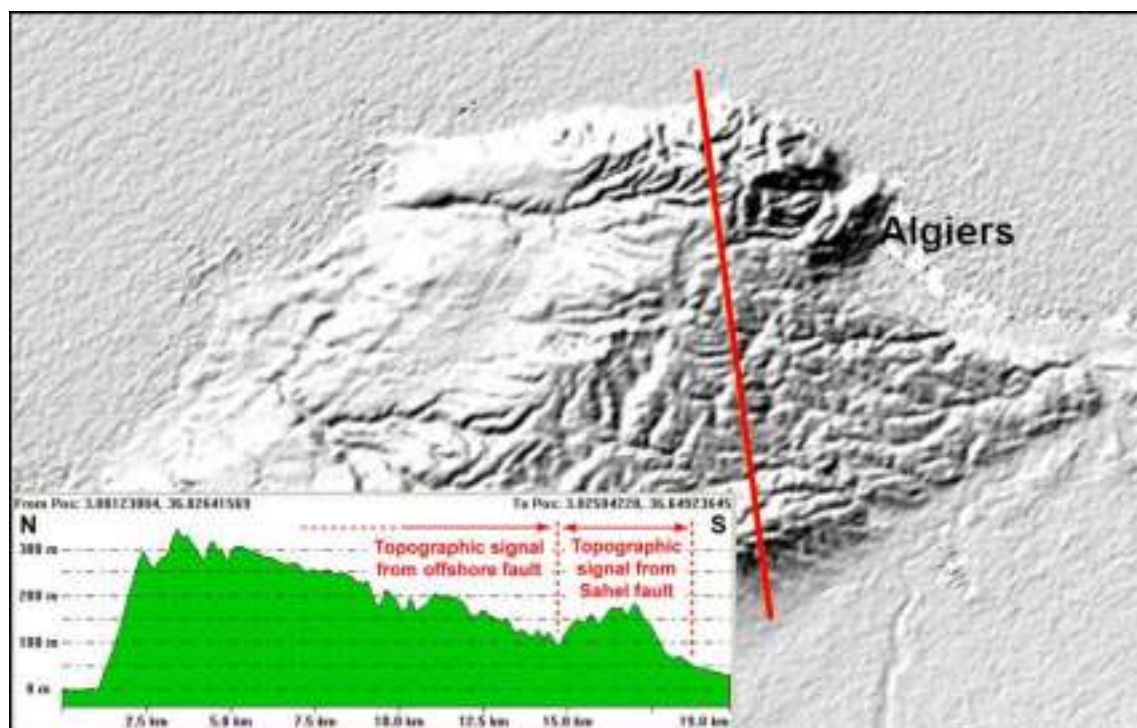


Figure 10:

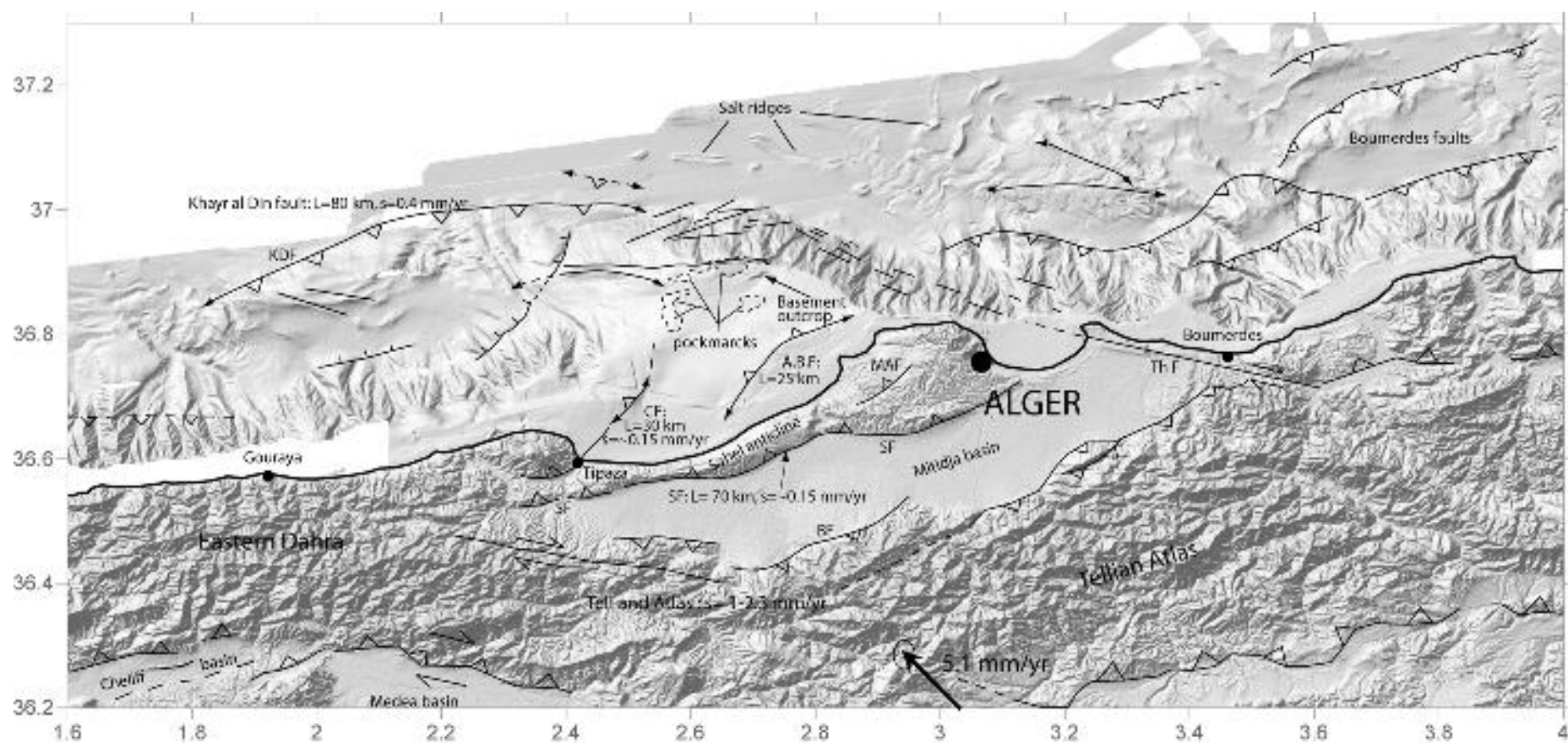
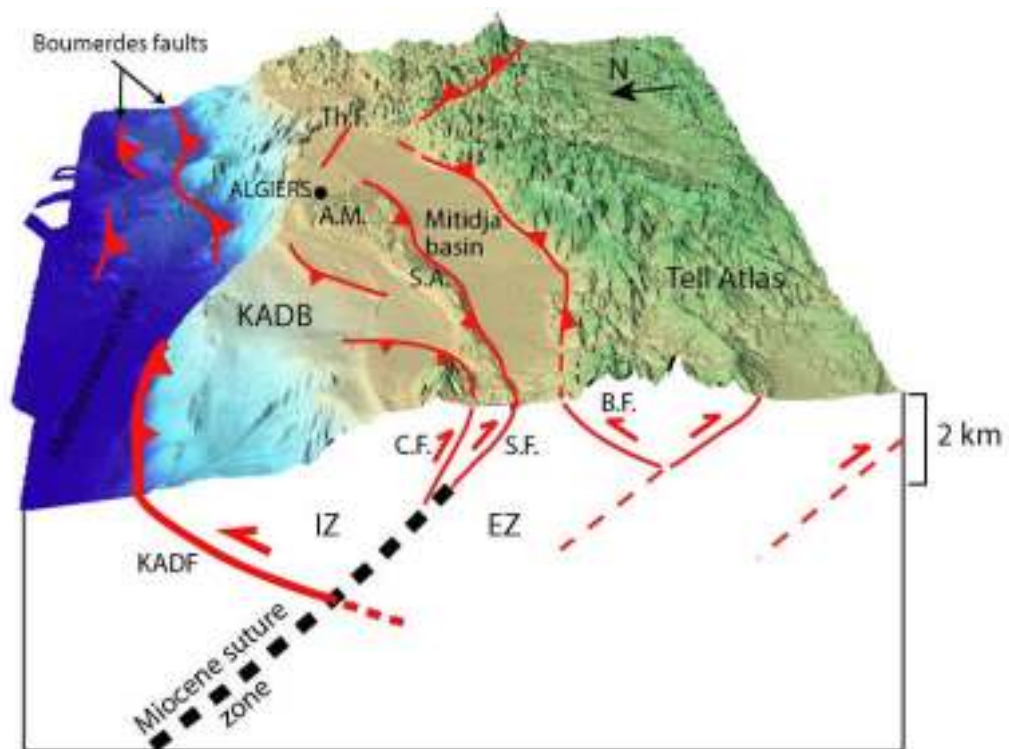


Figure 11:



3.4.2 Considérations complémentaires

Les failles qui ont été décrites et étudiées dans l'article précédent se situent à l'ouest d'Alger, juste à l'ouest des plis-failles de Boumerdès. Dans le bassin, la configuration des deux zones est assez différente : ainsi, au niveau du banc de Khayr al Din, relique probable d'un bloc basculé du rifting, une seule grande faille est visible dans le bassin, contrairement à la zone de Boumerdès. Cette faille présente un taux de raccourcissement horizontal, estimé à environ 0.4 mm/an sur le long terme, c'est-à-dire depuis à peu près le début du Quaternaire, soit 0.6 ± 0.1 mm/an de glissement sur la faille. Bien que de grandes marges d'erreur subsistent dans ces estimations, cette vitesse est nettement plus élevée comparée aux structures plus en amont, sur le plateau, qui auraient chacune des vitesses de raccourcissement plutôt aux environs de 0.2 mm/an d'après la littérature (par exemple : Saoudi, 1989, Meghraoui et al., 1996).

Je tente ici brièvement de faire le lien avec les structures actives dans le bassin et sur la pente au large de Boumerdès. Au vu de la bathymétrie, il serait tentant de placer une grande faille décrochante au large en continuité avec la faille de Thénia, ce que proposent certains auteurs (e.g., Mauffret et al., 1987 ; Morel et Meghraoui, 1996). En effet, s'il y avait une seule faille à l'ouest d'Alger et une seule faille à l'est d'Alger, le mouvement différentiel entre les deux systèmes serait suffisamment important pour générer une faille décrochante entre les deux structures actives. Cependant, ici, nous avons vu précédemment que le mouvement à l'est d'Alger est réparti sur plusieurs structures successives dans le bassin, disposées en parallèle (Figure 3.38). Ainsi, au niveau de la « prolongation en mer » de la faille de Thénia, seules de petites portions de failles sont susceptibles d'accommoder le mouvement différentiel entre les deux zones, de par la disposition géométrique d'ensemble (Figure 3.38). En conséquence, une grande faille décrochante active dans ce secteur ne semble pas être nécessaire et sa présence n'est pas avérée sur l'imagerie de surface dont nous disposons.

La carte (Figure 3.38) indique les zones où l'on devrait trouver un mouvement différentiel (en bleu), correspondant à l'ajustement tectonique entre les secteurs de Boumerdès et Khayr al Din. Or, dans ces zones, des linéaments NO-SE sont systématiquement repérables. Il s'agit de segments relativement courts, répartis sur une certaine largeur (jusqu'à 7-8 km), et non pas une seule faille bien individualisée. Ainsi il est peu probable que ces segments NO-SE en mer soient susceptibles de générer de forts séismes.

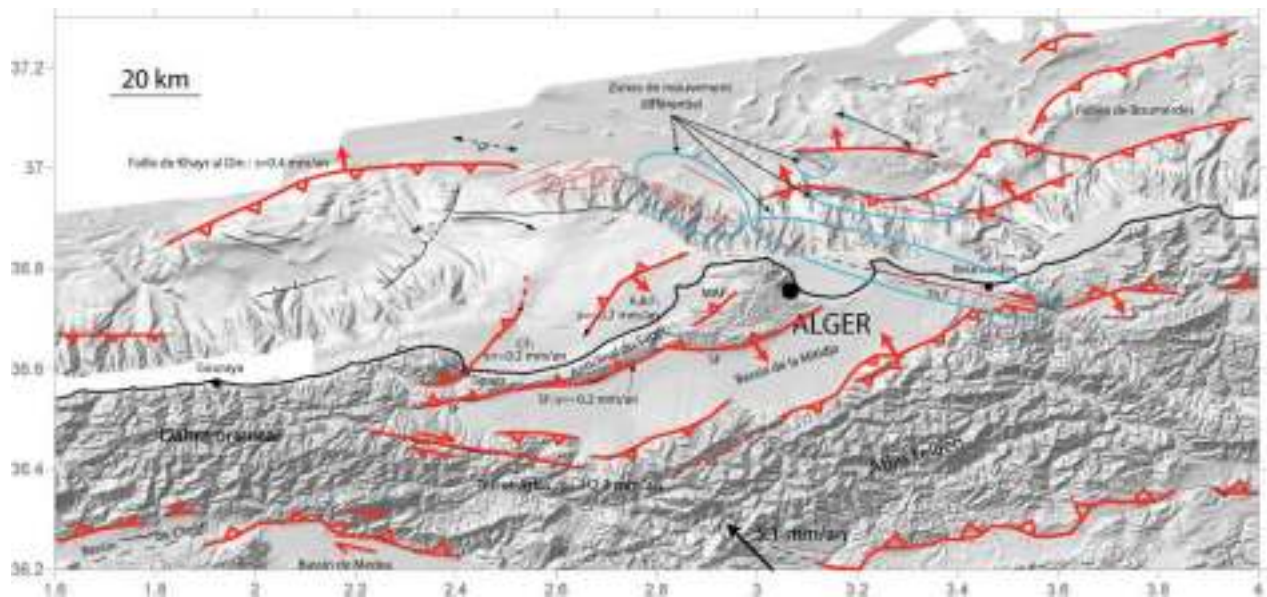


Figure 3.38 : Carte des structures actives de la région d'Alger (modifié de Yelles et al. , soumis). En rouge, les principales failles ou plis de part et d'autre de la « prolongation en mer » de la faille de Thénia (ThF). Les flèches rouges indiquent grossièrement la direction de mouvement sur les failles. Les ellipses bleues indiquent la présence de courts segments dans le prolongement de la faille de Thénia. CF : Faille du Chenoua, SF : Faille du Sahel, MAF : Faille de Mahelma, A.B.F : Faille d'Ain Benian. Certains taux de raccourcissement sur les failles sont aussi indiqués (s).

D'autre part, il est possible que la déformation ait commencé plus précocement au large de Boumerdès, comme l'atteste le profil 96 (voir discussion ci-dessus et Figure 3.25), à savoir peut-être au début du Pliocène, alors que le pli au pied de Khayr al Din a clairement commencé à fonctionner plutôt au Quaternaire, au-dessus de la transition de faciès (faciès turbiditique / faciès plus transparent) supposé comme approximativement à la limite Pliocène-Quaternaire.

Ainsi, lorsqu'au Pliocène, la déformation s'accommodait plutôt à terre ou éventuellement sur la plateforme continentale à l'ouest d'Alger, la marge sous-marine aurait déjà commencé à se déformer à l'est, dans la région de Boumerdès.

3.5 La zone d'Oran à Ténès

3.5.1 Compléments à l'article du paragraphe 3.1.1.

Les principales structures et caractéristiques morphologiques de la marge ouest-algérienne ont été exposées dans l'article en introduction de ce chapitre. Nous allons maintenant voir les compléments que l'on peut y apporter, d'un point de vue de la déformation néotectonique. En effet, cette zone présente des indices morpho-structuraux d'activité tectonique assez difficiles à caractériser. Nous allons examiner certains points qui méritent des précisions morpho-structurales et nous verrons l'apport de données de plus haute résolution telles que le Chirp.

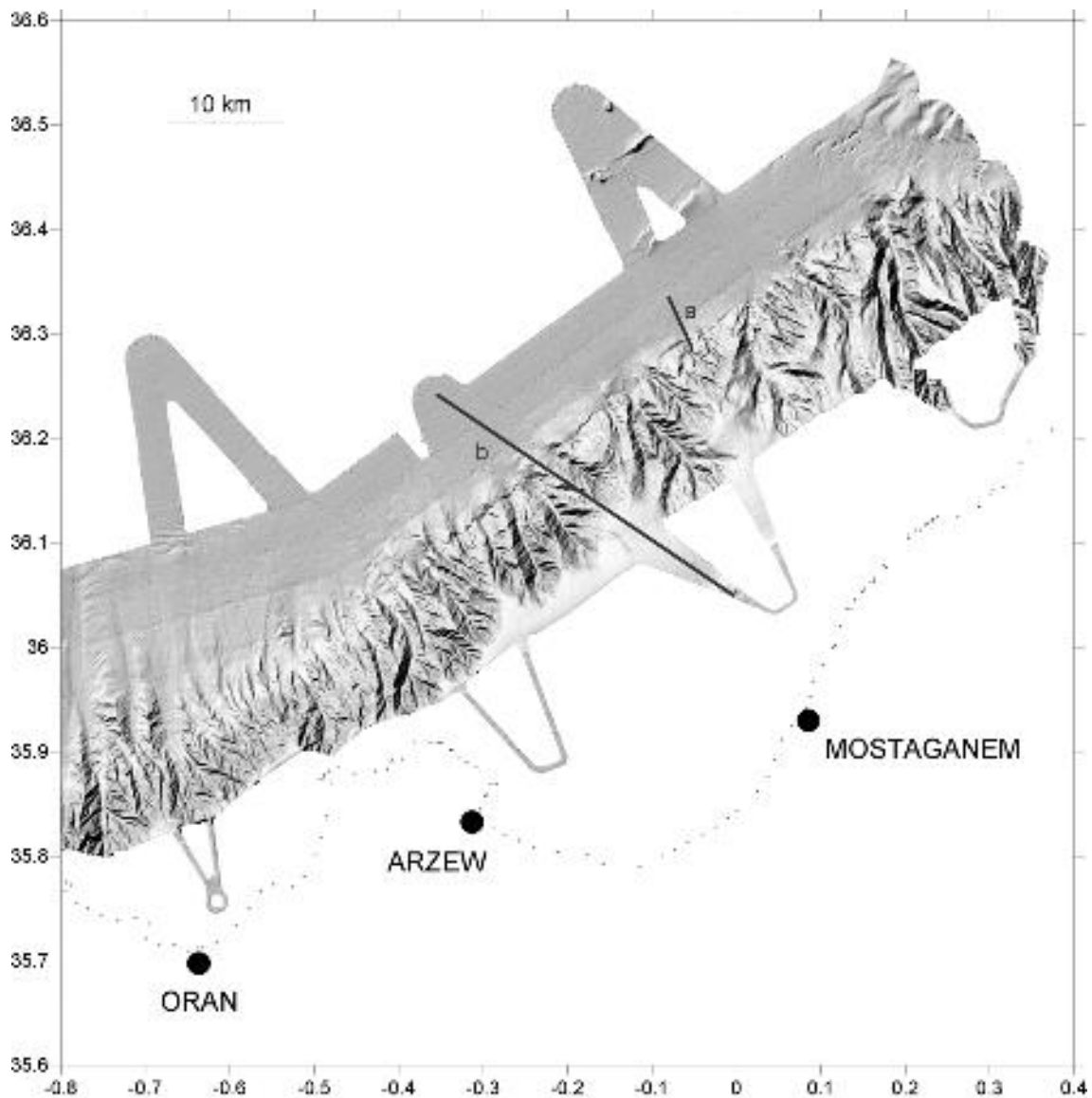


Figure 3.39 : MNT ombré de la zone comportant des linéaments, au large de Mostaganem.
a : localisation du profil Chirp en Figure 3.40, *b* : localisation du profil 24-traces en Figure 3.41.

Dans un article récemment publié (Mauffret, 2007), il a été suggéré qu'un décrochevauchement se situait en pied de pente, d'Oran jusqu'au large d'El Marsa (nord-est de Mostaganem). Dans l'encart 1 de la figure 5 de l'article Domzig et al., 2006 (paragraphe 3.1), on aurait éventuellement pu penser que de légers plissements (non salifères) s'étaient formés près de la pente, en profondeur. Cependant, dans les limites de résolution de nos profils, il semblait que ces plis étaient totalement scellés par la sédimentation récente. Pour confirmer ceci, j'ai examiné des profils Chirp recoupant le pied de marge. Comme le montre le profil Figure 3.40, aucune trace flagrante de déformation compressive active n'est visible en pied de pente. Seuls un *debris flow* (transparent sur le profil Chirp) et de petites vagues sédimentaires, peut-être d'origine hydrodynamique, sont présents. Bien que l'on ne puisse pas exclure la présence de structures décrochantes (mais si elle(s) existe(nt), elles sont actuellement peu ou pas actives), il ne semble pas y avoir de structure tectonique importante et actuellement active dans ce secteur, contrairement à ce que propose Mauffret, 2007.

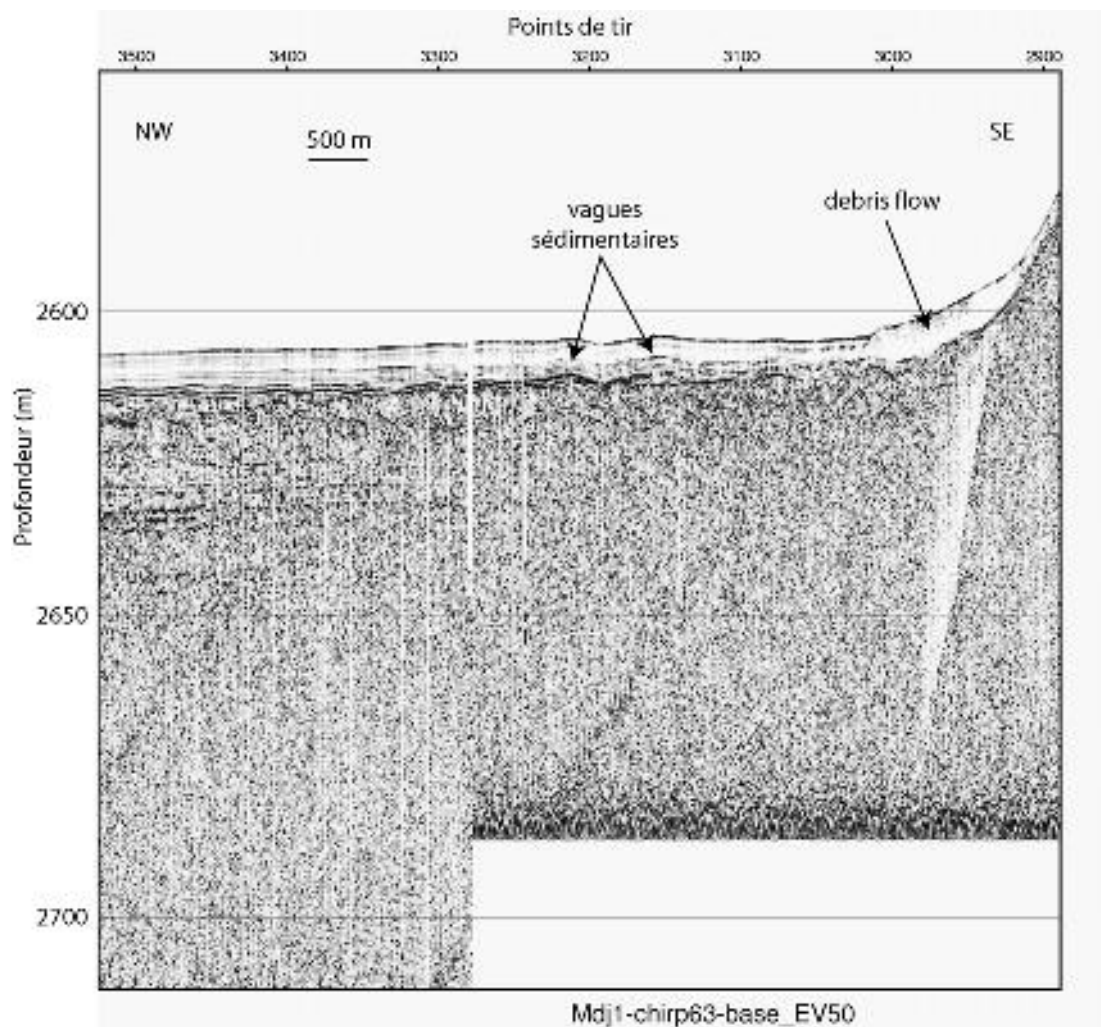
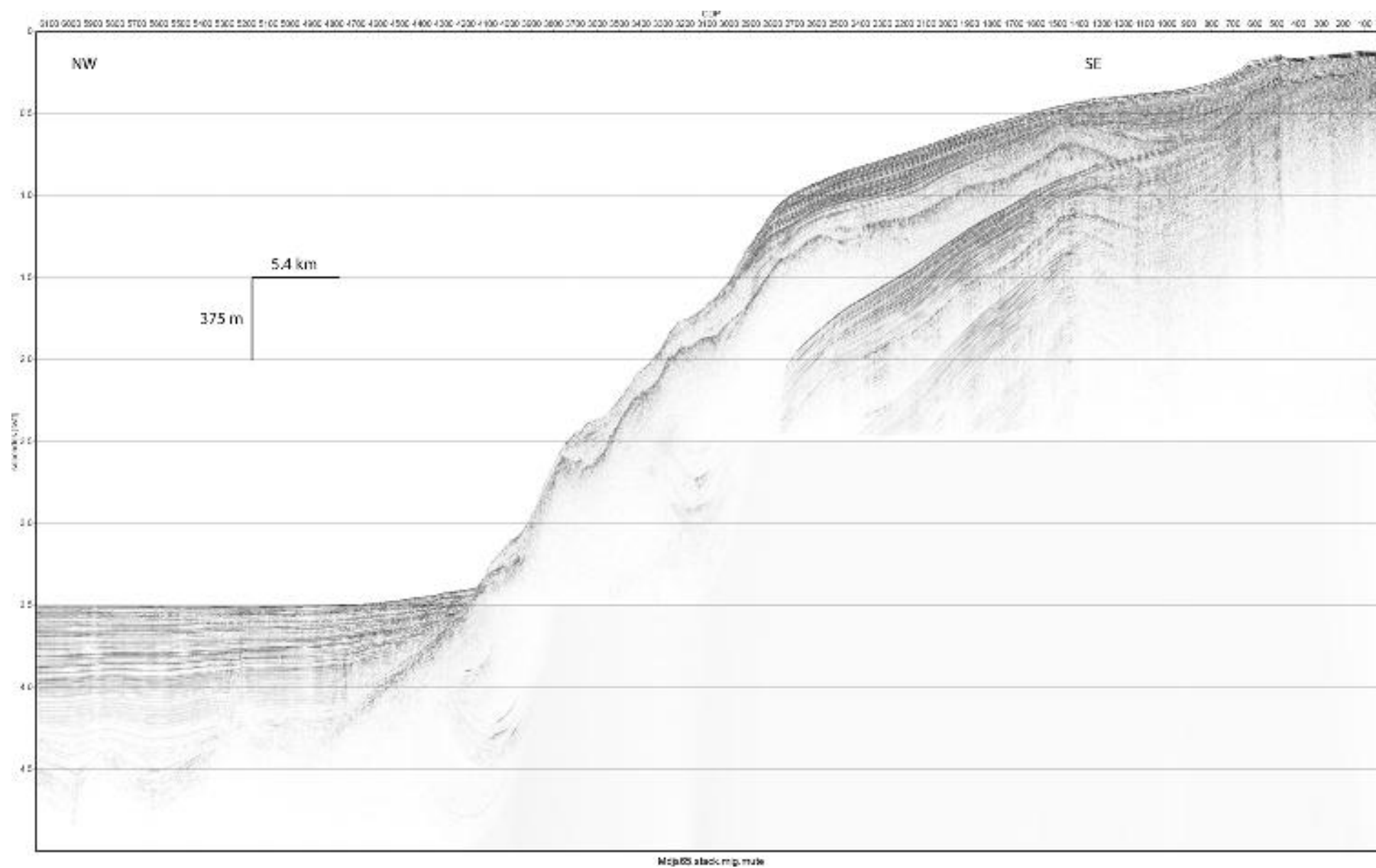


Figure 3.40 : Extrait du profil Chirp 63 (localisation : Figure 3.39) (figure de Bernard Mercier de Lépinay, Geoazur Sophia-Antipolis). Exagération verticale : 50. Les traînées blanches ou noires sont des artéfacts.



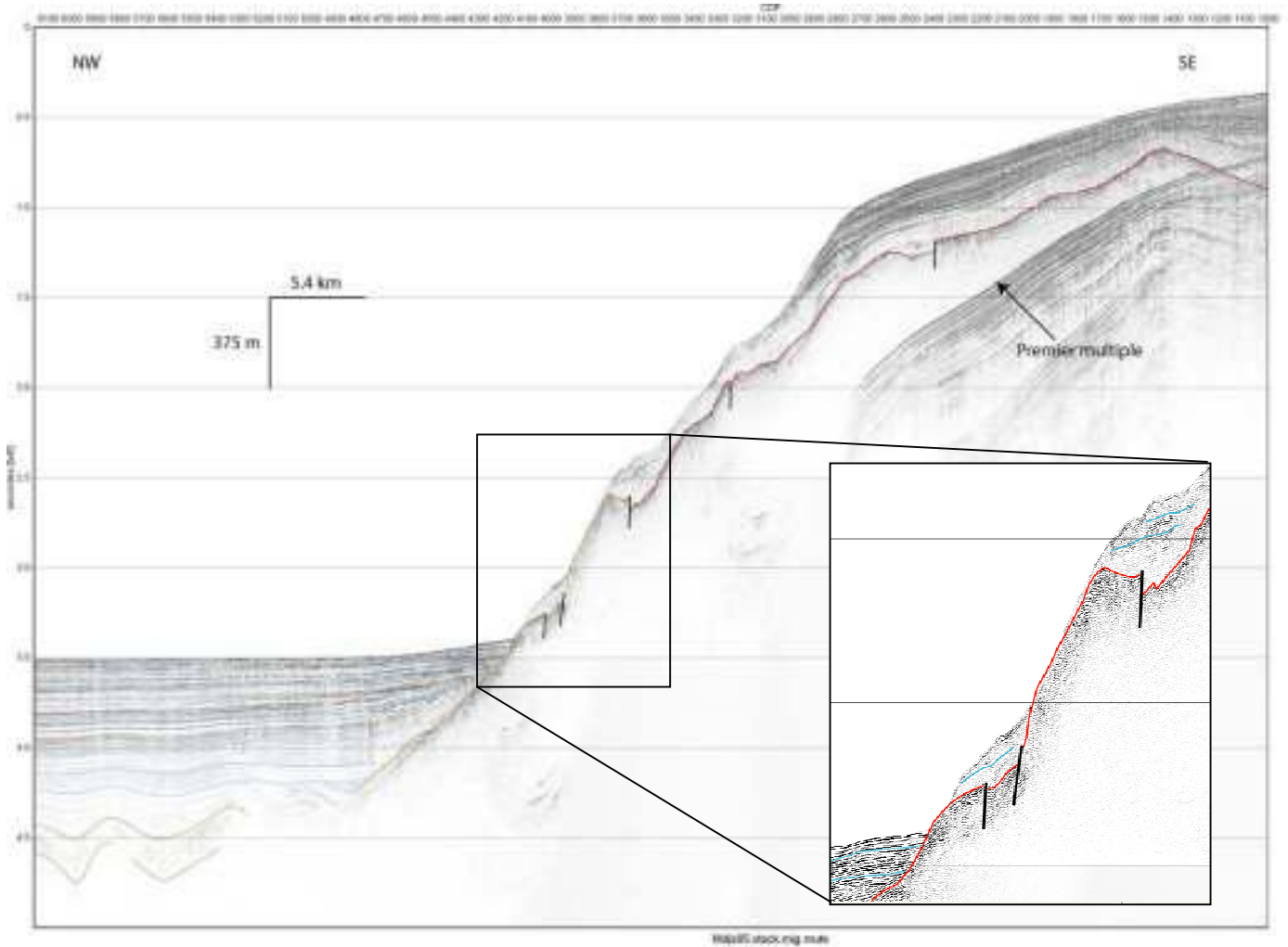


Figure 3.41 : Profil (b sur Figure 3.39) sismique 24-traces n°65 à travers la paleo-zone transformante au large de Mostaganem (page précédente : non-interprété). E.V. :6. En vert : évaporites supérieures, en bleu : sédiments plio-quaternaires, en rouge : socle acoustique.

Quant aux linéaments identifiés dans la pente au large de Mostaganem, correspondent-ils à de la déformation active ? Après examen des profils perpendiculaires à la pente, il s'avère que le socle acoustique présente de nombreuses fractures, relativement verticales (Figure 3.41, zoom). Ces fractures ne semblent plus actives actuellement car les sédiments qui les recouvrent n'ont apparemment pas subi de perturbation ou de basculement.

Ainsi, je suggère qu'il s'agisse d'un héritage structural lié à l'histoire de la marge, à savoir les reliques de la zone transformante, qui a permis la migration du bloc Alboran vers l'ouest (Domzig et al., 2006), non actif dans le champ de contraintes actuel.

Un autre point de l'article au paragraphe 3.1 nécessite des précisions : il s'agit des structures dans la pente au large de Ténès. Nous avons vu sur la Figure 4 de l'article que les sédiments semblent être « redressés » (basculés à contre-pente) sur la pente. Le profil choisi (3) était volontairement hors de la zone de vagues sédimentaires qui perturberaient l'interprétation du point de vue tectonique. Bien que

l'on ne puisse pas exclure des phénomènes sédimentaires de type contourites, il pourrait en fait s'agir d'un redressement de la marge contrôlé par une grande faille inverse trop profonde pour être visible sur nos profils. De plus, si cette faille est très récente, il est normal que la déformation cumulée ne soit pas assez importante pour être visible en surface. Si cette faille existe, elle serait par ailleurs une des candidates potentielles pour être la faille responsable du séisme de Gouraya en 1891 (intensité XI) (Yelles et al., soumis), séisme pour lequel aucune faille n'a encore été associée (cf. 1.3.1.).

Quant aux linéaments est-ouest, en l'absence de structures visibles dans le socle, il pourrait s'agir de zones de faiblesse à partir desquelles la pile sédimentaire glisse vers le large. En revanche, si ces linéaments sont ancrés sur des structures du socle, il doit s'agir de reliques de failles décrochantes car aucun décalage vertical dans le socle n'est visible sur nos profils. Peut-être qu'avec une sismique plus pénétrante, il serait possible de distinguer des changements brusques de faciès dans le socle apparemment diffractant sur nos profils, qui indiqueraient donc la présence de failles transformantes.

Nous allons maintenant voir le rôle que jouent les processus sédimentaires dans les zones au large de Ténès et Oran, et quelles sont leurs interactions avec la tectonique et la sismicité de la région.

3.5.2 Article

Résumé en français :

La marge ouest-algérienne (de la frontière marocaine à l'est de Ténès), au sud du bassin algéro-provençal, Méditerranée Occidentale, présente peu de failles actives au large, principalement des failles décrochantes, avec une sismicité rare à modérée, et généralement de très fortes pentes ($>16^\circ$). Dans le but d'étudier les différents processus qui influencent le dépôt des sédiments en mer, la répartition des sédiments est étudiée le long de cette partie de la marge, grâce à l'utilisation de la bathymétrie EM300, la réflectivité, les données du sondeur de sédiments Chirp et 4 carottes Küllenberg de la campagne MARADJA 2003. Les écho-faciès sont classés en 15 catégories en fonction de leur faciès acoustique, et finalement associés à un processus sédimentaire, en utilisant la bibliographie, l'analyse des carottes, et la bathymétrie de l'EM300. Les cartes obtenues sont interprétées à la vue du contexte sismotectonique. Il apparaît que la tectonique active joue probablement un rôle significatif dans cette partie de la marge qui présente peu de failles actives en mer mais une forte et relativement fréquente sismicité à terre. La distribution des processus d'instabilités sédimentaires est particulière : elle se caractérise par un grand nombre de petits *debris flows* tout le long de la marge en pied de pente. Ceci indique un rôle possible de séismes récurrents. Cependant, la tectonique active n'est pas le seul processus qui influence la répartition des différents types de dépôts : en particulier, les fleuves déchargeant brutalement de plus ou moins grandes quantités de sédiments et les caractéristiques géomorphologiques de la marge semblent également jouer un rôle très important.

ARTICLE SOUMIS A MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY**Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes), Western Mediterranean**

Domzig A. *(1), Gaullier V. (2), Giresse P. (2), Pauc H. (2), Savoye B. (3), Déverchère J. (2).

(1) UMR6538 Domaines Océaniques, IUEM – Technopole Brest Iroise, Place Nicolas Copernic, 29280 PLOUZANE (France)

(2) LEGEM, Université de Perpignan Via Domitia, 52 avenue Paul Alduy, 66860 PERPIGNAN (France).

(3) IFREMER, Département Géosciences Marines, BP 70, 29280 PLOUZANE (France)

*Corresponding author : Tel.: +33 298498747, fax: +33 298498760, E-mail address: anne.domzig@sdt.univ-brest.fr

Abstract

The westernmost Algerian margin, south of the Algero-Provençal basin, Western Mediterranean, presents few offshore active faults, mainly of strike-slip type, together with a moderate to rare seismicity and generally very steep slopes ($>16^\circ$). In order to study the different processes influencing the sediment deposition offshore, the sediment pattern is studied along this part of the margin using EM300 bathymetry, backscattering imagery, CHIRP echosounder data and 4 Küllenberg cores from the MARADJA 2003 cruise. The echo-types are classified into 15 categories, according to their subbottom acoustic facies, and each one finally associated to a sedimentary process, using bibliography, core analyses, and swath bathymetry data. The obtained processes maps are interpreted in view of the tectonic and seismologic context of the area. It appears that active tectonics play probably a significant role in this part of the margin which presents few active faults offshore but also a strong and relatively frequent seismicity onland. The general pattern of the distribution of mass-wasting deposits is particular – i.e. many but small debris flows all along the margin -, and indicates a probable role of recurrent earthquake shakings. However, active tectonics are not the only factor influencing the deposition pattern: in particular, the rivers sediment discharge fluxes and the geomorphologic characteristics of the margin seem to be very important too.

Keywords: instabilities, Algerian margin, sedimentary processes.

1. Aims of this study

The western Algerian margin is located in the Western Mediterranean, southward of the Algero-Provençal basin, and at the eastern limit of the Alboran Sea. Before 2003, almost no data were available for the offshore part of Algeria. The oceanographic cruise MARADJA, carried on the Algerian margin in August-September 2003, allowed the identification of the main morphological characteristics of the slope and the deep basin. However, no study had identified the gravity sedimentation along this margin yet. By using the data from the MARADJA cruise 2003 (Figure 1), i.e. Chirp data set, high resolution bathymetry and backscattering and several cores, this paper aims at studying the sediment deposition patterns and the corresponding sedimentary processes along the margin. In this study we look at the high-resolution 2-5 kHz Chirp echograms from the Maradja 2003 cruise in order to identify the different types of echo-characters and build distribution maps. Then, we attempt to associate the different types of echo-characters to sedimentary processes, by using the results from the study of the different geophysical and geomorphological data sets from the Maradja 2003 cruise, and especially the cores. In this paper, only the area between W1°40' and E2°15' (western part of the Algerian margin) will be studied, whereas the central-eastern zone (Algiers) will be discussed in a separate paper (Dan et al., in prep.) owing to the need to emphasize the effects of the recent Boumerdes earthquake (Mw: 6.9) that affected the Algiers region in May 2003 (Ayadi et al., 2003).

Preliminary results of the Maradja 2003 cruise showed two different tectonic styles from east to west: whereas the eastern Algerian margin (mainly from Tenes to the Tunisian border, Domzig et al., 2006, Yelles et al., 2006) depicts purely compressive finite strain (series of thrusts identified, Déverchère et al., 2005, Domzig et al., 2006) and seismic activity, the western margin (mainly from Oran to Tenes) presents a pattern of strike-slip structures (one paleo-transform fault off Arzew and an active ridge in the deep basin off Oran, see Domzig et al., 2006). Apparently, the zone between Oran and Tenes has not experienced large earthquakes offshore, at least in the instrumental period, and the most active regions seem to be onland from reports of neotectonic studies and earthquake catalogue (see a review in Yelles-Chauche et al., 2006). However, it is worth trying to estimate the relative part of tectonic activity in the depositional processes, and checking whether the heterogeneous sediment deposition pattern is related to local tectonics. We will also seek for other factors, like the morphology of the margin or hydrodynamic processes, which may influence the sedimentary processes along the margin.

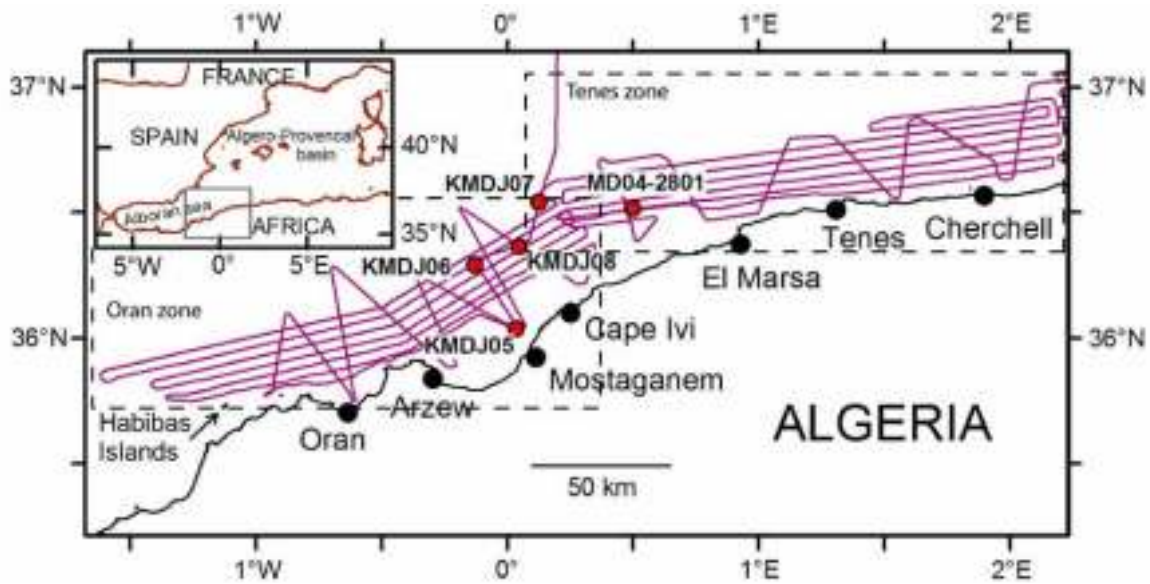


Figure 1 : Location of the study area and ship tracks of the Maradja 2003 cruise during which have been acquired the EM300 and CHIRP echosounder data. KMDJ05, 06, 07 and 08: position of the MARADJA 2003 Küllenberg corings, MD04-2801: position of the PRISMA cruise Calypso core.

2. Geodynamical and tectonic context

Northern Algeria is a composite margin with a complex Cenozoic geodynamical history. It is thought that a piece of European continent (“AlKaPeCa”, for Alboran, Kabylia, Peloritan, and Calabria, Bouillin, 1986) detached and migrated towards the South-East at the early to middle Miocene. This drift was enabled by the subduction of the old Tethyan ocean and the opening of the back-arc Algero-Provençal basin. In the study area, the Kabylia block collided the African plate between 18-15 Ma ago (Frizon de Lamotte et al., 2000, Lonergan and White, 1997), in a roughly N-S direction, and constitutes now a piece of the “Internal zones” (Figure 2). Whereas the collision was probably more or less frontal in North-central Algeria, a westward shift occurred towards Alboran, offsetting some parts of the Internal Zones towards the west, like the Bokoya and Jebha massifs in the Rif.



Figure 2 : Synthesis of the main geological units of the Maghreb chain, northern Algeria, modified from Domzig et al. 2006. The arrow shows the present plate convergence direction between Africa and Eurasia according to Nocquet and Calais, 2004. The light grey circles show the seismicity from 1973 to present from the NEIC catalog.

The way this evolution happened is still controversial; however, Domzig et al. (2006) have shown that some important strike-slip activity must have occurred along the western Algerian margin, off Arzew. Recent GPS measurements evidence an Africa-Eurasia convergence of ~ 5.1 mm/yr in a N60°W direction at the longitude of Algiers (Nocquet and Calais, 2004). The present-day seismic activity and the recent new tectonic maps of the region (Déverchère et al., 2005, Domzig et al., 2006) show a progressive change from east, characterized by active NW-verging thrusts, to west, seismically less active, but showing E-W strike-slip features offshore. However, several large earthquakes occurred onland in this latter area, as for instance the El Asnam and Orleansville earthquakes, respectively 10/10/1980, Mw: 7.1 and 9/9/1954, Mw: 6.7 (Bezzeghoud et al., 1995), or the Ain Temouchent event (22/12/1999, Mw: 5.7, Yelles-Chaouche et al., 2004), for the Oran region, evidencing a combination of reverse and strike-slip faulting. Many of these earthquakes are known to have triggered tsunamis and/or large submarine landslides or turbiditic currents (i.e. Orleansville earthquake, Heezen and Ewing, 1955). We therefore suspect that tectonics influence the sedimentary processes, and not only in the Algiers region, which is well known as a seismically active area since the occurrence of the 2003 Mw 6.8 Boumerdes earthquake (Ayadi et al., 2003).

3. Sedimentological context

Northern Algeria is mainly composed by an orogen, the Maghrebien belt (Figure 2), which can be described from south to north by: (1) the external domain, also called the Tellian units, with folds and thrusts verging to the south, composed of sedimentary units (mainly marls and limestones); (2) the flysch nappes which thrust the External zones and are former sediments of the Maghrebien Tethys ocean that has been subducted later on; (3) the Internal domain, composed of hard Hercynian basement sometimes associated with its sedimentary cover, the “Dorsale Kabyle”, which are relics of the AlKaPeCa domain.

According to Domzig et al. (2006), the acoustic basement offshore Oran is composed of Tellian units or flysch units. Some volcanic material is also found near the Habibas Islands and represents the offshore prolongation of recent volcanic activity found on land (Louni-Hacini et al., 1995). Conversely, the offshore part of Tenes is probably composed mostly of Kabylean basement.

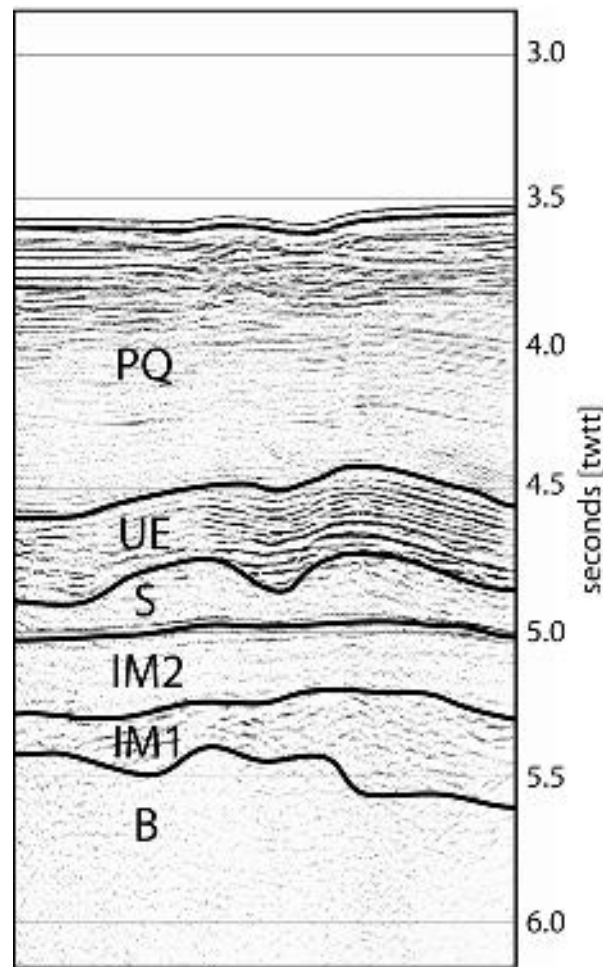


Figure 3 : 6-channel seismic reflection section in the deep basin showing the typical seismic stratigraphy in the region.

PQ: Plio-Quaternary, UE: Upper Evaporites, S: Mobile Messinian Salt, IM1 and IM2: Infra-Salt series, B: basement.

On top of these basements of different origins, the typical seismic stratigraphy of the Algerian margin has been described for long (Figure 3, Auzende, 1978, for the Algero-Provencal basin, or Réhault et al., 1984, for the stratigraphy of the whole Western Mediterranean which is similar). Miocene infra-salt series (IM1 and IM2) are lying on the basement (B). The salt layer (S), mainly halite, and Upper Evaporites (UE) are then deposited, resulting from the Messinian salinity crisis between 5.96 and 5.32 Ma (Ryan et al., 1973, Rouchy, 2001). This crisis was materialized by a drop of the sea level, which induced a high erosion of the margin, and the deposit of large quantities of evaporites in the basin. After the Pliocene reflooding, the Pliocene to Quaternary sediments (PQ) are deposited.

The surface sediments have different compositions: according to Leclaire (1970), the Dahra continental slope is composed of muds with some gravel layers, whereas the deep basin is composed of turbidite and hemipelagic deposits. The Arzew bay (Figure 4) is composed of material coming from

the Cheliff and Macta rivers. The Oran bay is composed of grey marls with sandy layers, the same as the neighbouring coast. North of the Dahra mountains, the continental platform is generally rocky. The drainage system onland is rather seldom (few large rivers, i.e. mostly the Cheliff river, Figure 4); however, several small “oueds”) often have an episodic torrential behaviour. In addition, the sedimentary cover on the slope is not very important along the margin, but more important deposition in front of the main rivers is likely.

4. Data set

The MARADJA cruise took place aboard the R/V “Suroît” (Ifremer) from August 21 to September 18, 2003. It has been scheduled in order to identify accurately the bathymetry and offshore sub-surface structures from Oran to Dellys. In this paper, we focus on the 2 following zones: from Cherchell to El Marsa (Tenes zone) and from El Marsa to Oran (Oran zone) (Figure 1). Continuous bathymetric and backscattering data using a Kongsberg EM300 Simrad multibeam echosounder (and EM1000 for the continental platform) have been obtained. Simrad EM300 is a 32-kHz multibeam system, which allows for a swath coverage of ~5 times water depth, increasing with depth to a maximum width of 5000 m at 1000 m. The horizontal resolution for the bathymetry is of 15×35 m at 1000 m depth with a vertical accuracy from 2 m (central beam) to 10 m (lateral beam). Sound speed has been estimated from regularly spaced velocity profiles for accurate depth conversions. The bathymetric and backscattering data have been processed with the Caraibes® software (Ifremer). We produced a digital elevation model for the seafloor topography, with a resolution of 50 m for the regions of Oran and Tenes. The backscattering data have been processed in order to reduce the noise of the central beam. The effects of the different sounder modes have been corrected, using the Caraibes® software. We have obtained maps with a 25 m pixel resolution for the regions of Oran and Tenes. Additionally, two types of seismic reflection data were obtained, i.e. 6- and 24-channel seismics. They helped us to image deep structures and to build tectonic maps for the region (Déverchère et al., 2005, Domzig et al., 2006). A 2-5 kHz CHIRP echo-sounder was also used during the entire cruise: the echograms were used to draw echo-character distribution maps in order to identify the near-bottom sediments pattern in the study area and then the main depositional processes. It provides an accurate image of the 150 first meters of sediments at best, the softer the sediment the best the penetration. Finally, four cores (KMDJ05, 06, 07, 08, ~7 m each) were successfully obtained in the study zone by a Küllenberg piston corer.

5. Methods

The study of the Chirp profiles enables to identify the acoustic characteristics of the near-bottom sediments, related to sediment types and sedimentary processes (Damuth 1980a, 1994).

In order to identify the sedimentary processes responsible for the near-bottom sedimentation, several steps are required. First, the different echo-types observed on the data set are listed and classified. Then, using this classification, the distribution of the different echo-types is reported along each ship track. Then, the data needed to be interpolated between the lines, which are spaced of about ~10 km. For this, the bathymetric and the backscattering maps were used in order to follow as accurately as possible the contours of the sedimentary deposits, for example debris flows, and therefore constrain our interpretations. However, many E-W linear (ship track directions) patches are visible, because the interpolation between the lines was not always possible, as no correspondence was sometimes found on bathymetry or backscattering maps.

The correlations with EM300 data also helped to understand what processes are responsible for each echo-type. This will be detailed later. In order to associate accurately each sedimentary processes to each echo-type, the echogramms were also correlated with the sequences identified on the cores available for the region. Finally a relationship between the echo-types and the processes acting in the area has been obtained.

Specific analyses have been realized on the cores. High-resolution digital photographs and X-rays radiographs were used to reveal internal structures. According to the lithological changes, samples were taken at 1-10 cm variable intervals, and analysed by standard methods: measurements of water content, wet-sieving through a 315 μm and a 40 μm mesh, calcimetry and microscopic study of microfaunal and mineralogical sand contents. These analyses were focused on the characteristic components of sand to identify depositional mechanisms (i.e. gravity versus hemipelagic sedimentation) and sediment origin (allochtony or autochtony). Coarser sediment fractions were examined under a binocular microscope and the abundance of several markers was recognised through various tracers of coastal low-stand deposits originating from the shelf break: preserved tests of coastal bottom foraminifers (*Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina*), evolved glauconitic grains or oxidised debris. The general lithostratigraphic interpretation was supported by 10 accelerator mass spectrometry (AMS) datings of selected pelagic foraminifers. Measurements were done at Poznam-Radiocarbon Laboratory. Relative accumulation rates were estimated through the well-dated layers.

6. Results

6.1. Physiography of the margin

Our study area corresponds to a zone offshore between W1°30' (West of Oran) and 2°10' (Cherchell), on a width of approximately 40 km. It has been divided into two zones, respectively the Oran (from W1°30' to E0°20') and Tenes (from E0°10' and E2°10') zones (Figure 1), for the convenience of the paper and also to produce detailed maps.

Oran:

Here (Figure 4), the mean distance between the continental platform and the deep basin is less than 20 km. The continental platform appears to continuously deepen from Arzew (200 m deep) to the north of Mostaganem, where it reaches 800 m depth on its edges. The platform is narrow in front of the capes (less than 10 km) and widens in the bays (up to 40 km in the Arzew bay). The margin between W1°30' and E0°20' presents rather linear slopes cut by numerous canyons. This abrupt and very steep (~16% declivity) slope (Figure 5) is thought to be a former transform margin (Domzig et al., 2006). This former strike-slip activity is thought to be associated with the Miocene westward shift of the Alboran block. We could wonder if there are some relics of tectonic activity, because the foot of the margin is particularly linear and well marked, but there is no evidence for sub-surface breaks or fault activity at depth, and the local seismicity seems very scarce. NE of Arzew, the canyons are mostly perpendicular to the slope, and generally present several small tributaries. However, only one major river (the Chelif) on the facing coast is feeding this part of the margin. Therefore, many of the canyons were probably formed at older times, possibly during the sea level drop of the Messinian salinity crisis or during Quaternary low stands of the sea level, and nowadays only few of them appear to be still active, according to the reflectivity pattern observed (Figure 6).

The morphology of the canyons on the slope between Arzew and El Marsa (eastern part of the Figure 4) is rather smooth : canyons do not deeply incise the slope, and they abruptly stop at the foot of the margin. West of Arzew, the margin takes a E-W direction, and the canyons, which show a sharper morphology in some places, continue further in the deep basin and seem more developed than the canyons on the slope between Arzew and Mostaganem. It is thought that some volcanic outcrops exist in this area (Leclaire, 1970), which would explain heterogeneous morphologies within the slope. The basin west of Oran is shallower (~2400 m) and is mainly filled by the material drained by the large canyons there. These canyons are cut by NW-SE structures, which were interpreted, thanks to the MARADJA 6-channel seismic lines, as branches of a flower structure associated to the eastern prolongation of the strike-slip Yusuf fault (Domzig et al., 2006). In one of these branches, the southern

and most important one, lies a canyon (the "canyon des moules", El Robrini, 1986; Figure 4) which takes a ESE-WNW direction.

The deep basin lies at ~2700 m from offshore Oran to El Marsa, whereas west of Oran, the continental rise, made of canyon build ups, continues farther in the basin. Few salt ridges are outcropping at 65 km from the coast, offshore cape Ivi. They present a SW/NE direction, parallel to the slope.

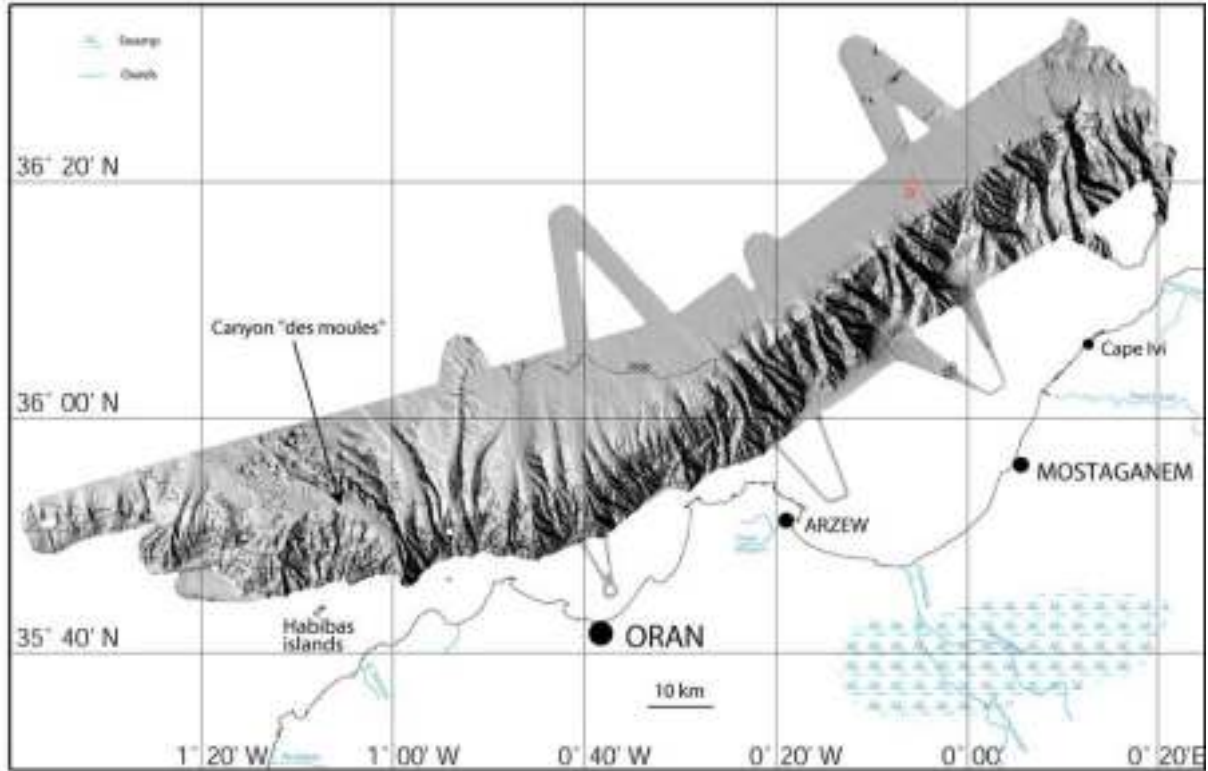


Figure 4: Shaded bathymetry (50 m resolution DEM) with contour lines (every 400 m) of the Oran zone. See location on figure 1.

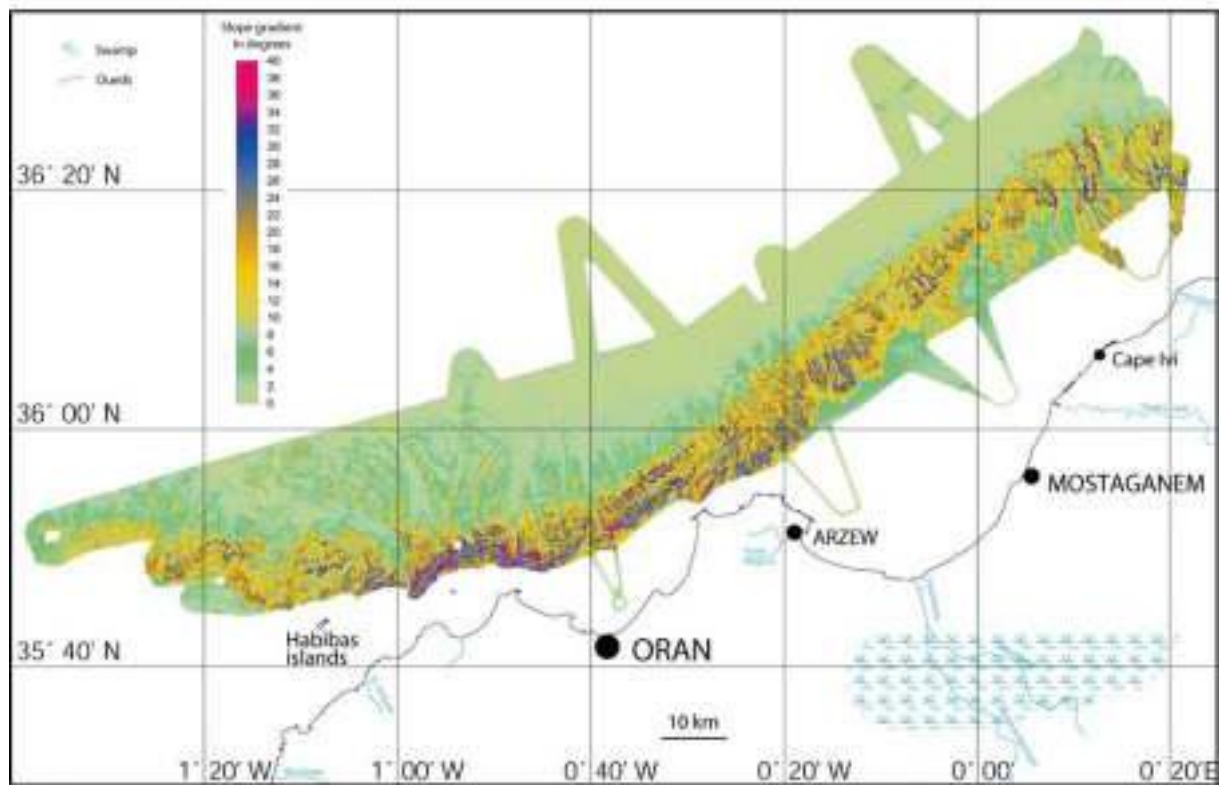


Figure 5: Slope gradient map of the zone of Oran. Values are in degrees.

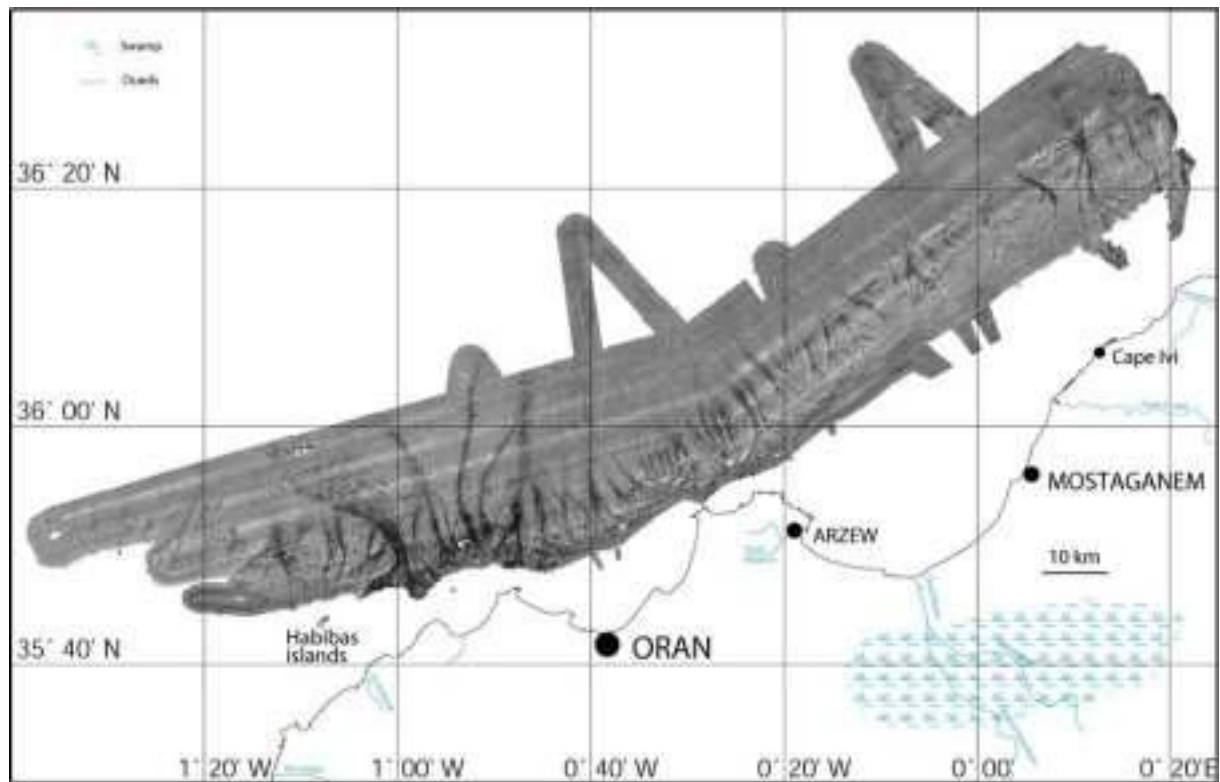


Figure 6: Backscattering imagery (Ifremer's "belle image" corrections) of the zone of Oran.

Tenes:

This part of the margin is oriented E-W (Figure 7). The continental platform is almost absent. The margin widens from 20 km to 40 km, from east to west, between E1°50' and E0°50'. The continental slope is particularly linear and rather steep (10% declivity, Figure 8). The canyons form a dense network of linear canyons perpendicular to the coast and are generally composed of several tributaries. Their crests are sharp, and their abrupt flanks present sometimes slopes of more than 40% (Figure 8). The canyons seem still active, as suggested by the high reflectivity in their axes (Figure 9).

East of E1°50', after a first slope break 20 km from the coast, we face the western end of the Khayr al Din bank (Figure 7). The bank is limited to the north by a south-dipping thrust, and by an accommodating normal fault south of it (Domzig et al., 2006). The bank deepens westward (from 2000 m to 2500 m depth), and gently sinks towards the deep basin around 1°50'. Its western side seems strongly destabilized, and presents a small deep sea fan on its north-western flank. West of it, in the deep basin, we observe roughly E-W oriented sediment waves probably formed by the action of deep currents. Further west, our data set terminates at the foot of the slope, and does not enable us to get information on the deep basin sediments.

North-east of El Marsa, we observe some meandering canyons. Their deviations are located along straight E-W lineaments which appear to be “topographic steps”, which could suggest that they are caused by faults (Domzig et al., 2006), but it could also correspond to detachments and sliding towards the basin of the sedimentary cover, as no evidence for discontinuities in the basement are identified.

At the western end of the Tenes map, we face many roughly E-W oriented sedimentary waves which form a highly developed deep-sea fan, 40 km long and 20 km wide, limited to the east by the Khadra canyon. The Kramis canyon, which is feeding this deep sea fan, is oriented E-W, and only its northern levee is developed. As shown by Domzig et al. (2006), this canyon is currently set on top of a E-W strike-slip fault. However, this fault does not seem to be active anymore in the Quaternary. Upslope, the canyon divides into two branches, one having an E-W direction and the other one a N-S direction. In front of the N/S branch of the canyon, the sediment waves of the fan are higher (more than 100 m high) than the surrounding sediment waves (less than 100 m high). North of the deep-sea fan, in the deep basin we identify some E-W outcropping salt ridges, and presenting crestal grabens.

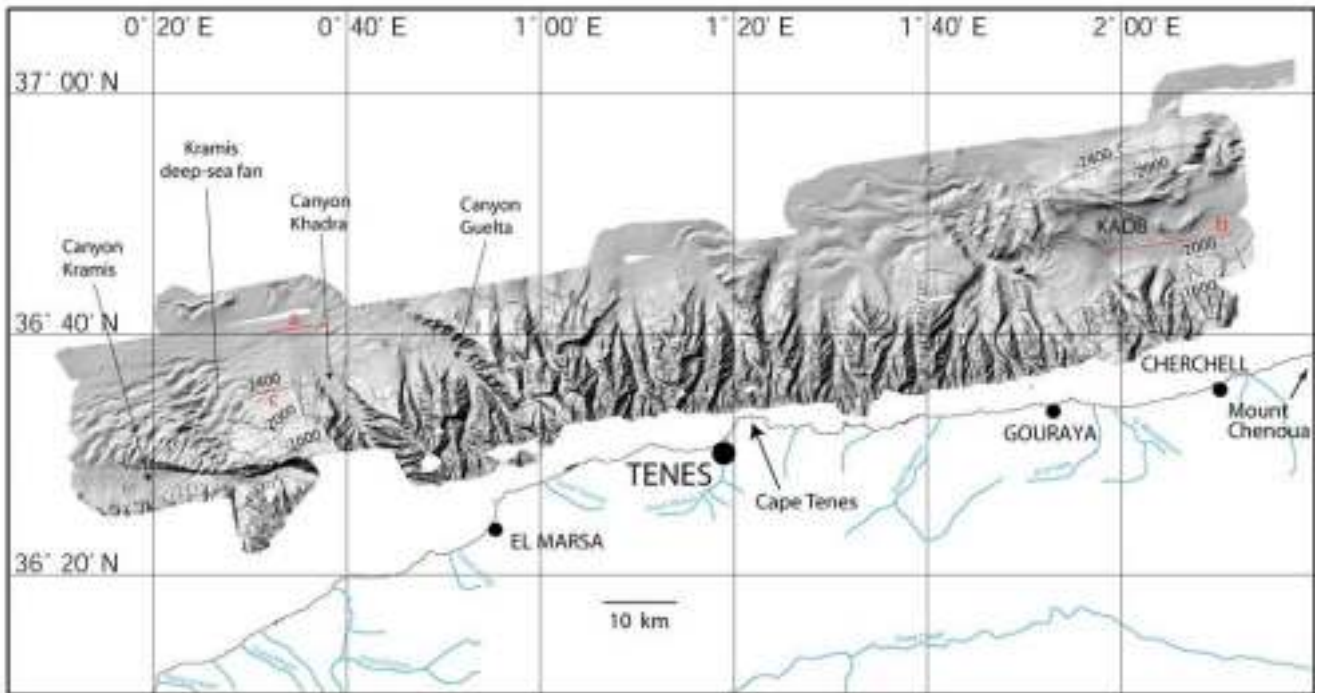


Figure 7: Shaded bathymetry (50 m resolution DEM) with contour lines (every 400 m) of the Tenes zone. KADB: Khayr al Din bank. The names of the canyons are from El Robrini, 1987.

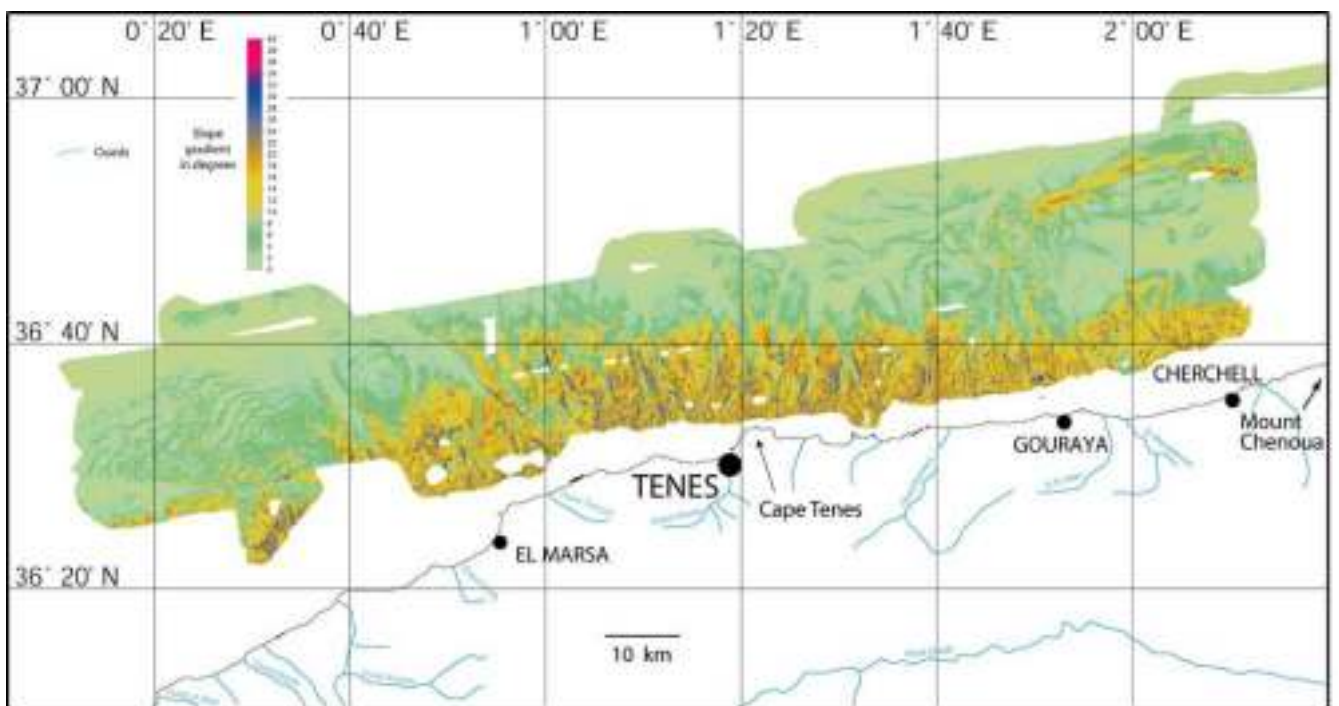


Figure 8: Slope gradient map of the zone of Tenes. Values are in degrees.

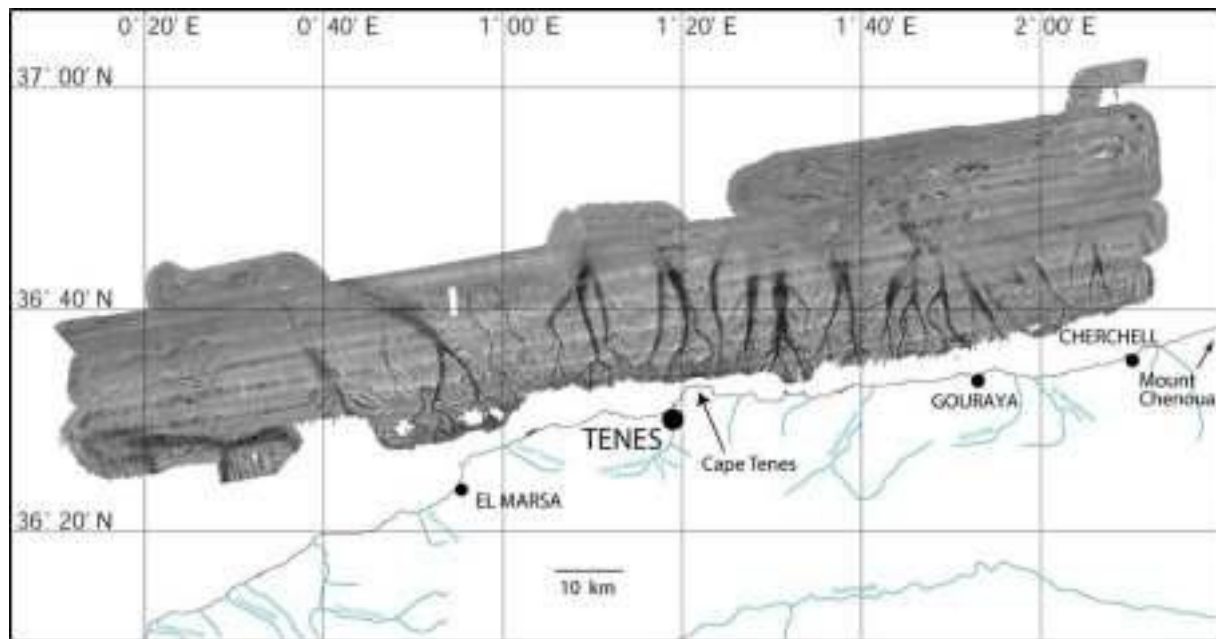
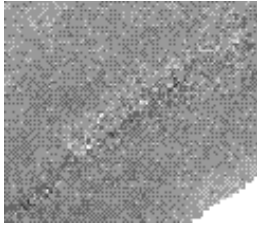
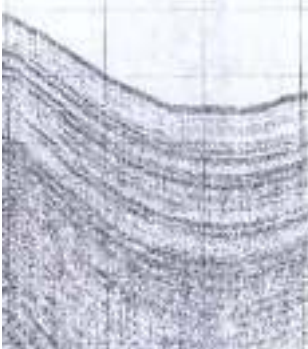
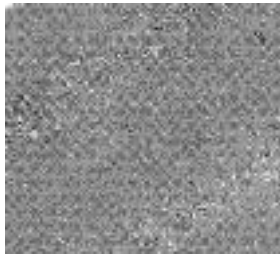
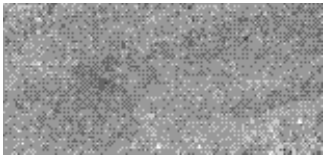
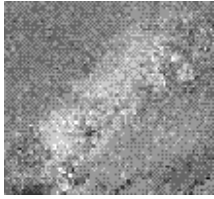
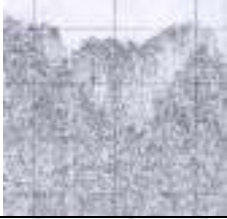
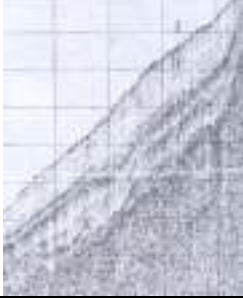
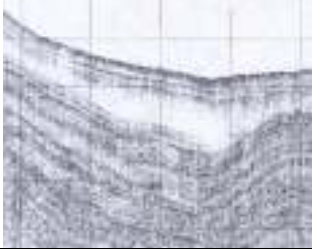


Figure 9: Backscattering imagery (Ifremer's "belle image" corrections) of the zone of Tenes.

6.2. Echo-types: classification and signification

The echo-characters observed in the study area are classified in 14 different types, within 4 broad categories respectively, the bedded type, the transparent type, the non-penetrative type, and the continental platform type (Table 1).

Broad category	Echo-type	Typical section	Associated backscattering
Bedded B	Bedded B1		
	Bedded lighter at the top B2		
	Chaotic bedded B3		
	Chaotic bedded lighter at the top B4		
Transparent T	Transparent on bedded T1		

	Transparent on rugged T2		
	Chaotic transparent T3		No typical backscattering
	Alternations of transparent and bedded T4		No typical backscattering
	Transparent buried in bedded layers T5		See bedded echo-types backscattering
	Transparent buried in rugged T6		See rugged echo-types backscattering
	Chaotic transparent buried T7		See chaotic echo-types backscattering

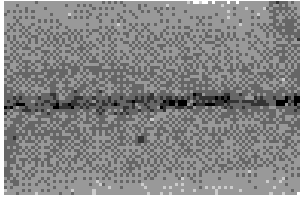
Non-penetrative R	Rugged R1		
	Small hyperbolic or chaotic R2		
	Large hyperbolic R3		No typical backscattering
Continental platform C	Transparent on rugged C1		
	Bedded on rugged C2		
	Rugged C3		

Table 1: Different categories of echo-types identified in this study and their corresponding backscattering signal, when possible.

Bedded echo-types

The typical bedded echo-type is an alternation of parallel continuous thin high- and low-energy reflectors. For these echo-types, the penetration of the Chirp is generally highest : up to 150 m. Two variants exist: a more reflective one (B1), and a bedded type with more transparent surficial layers (B2).

According to the literature, the B1 and B2 echo-types generally correspond to alternations of muddy/silty (hemipelagic) and coarser (turbidites) deposits (i.e. Damuth, 1980a). Sometimes it is directly correlated with sedimentary levees, which may actually represent overbank deposits of turbidity currents (Damuth, 1980a) or layers of muds interbedded with silts, as it has been identified in the Gulf of Lion (Gauillier and Bellaiche, 1998). It has also been sometimes attributed to pelagic or hemipelagic sediments (Le Cann, 1987; Pratson and Laine, 1989; Yoon et al., 1996). The B2 echo-type mainly occurs on the continental slope: it seems to be only due to the difference of incidence of the sounder signal that produces a darker result on the slope and a light bedded for the flat basin. However, this pattern could also correspond to different types of sediments on the slope or in the deep basin. This echo-type is also observed in other zones where the same echo-sounder has been used (i.e. Tahchi et al., submitted to this volume, Dan et al., in prep.).

When these echo-types present undulations or chaos in the layering (but layering is still visible), they are classified in the “chaotic bedded”(B3) or “chaotic bedded light at the top”(B4) echo-types. When the layers undulate, and when these echo-types are located near a channel, we can suppose that they correspond to sedimentary channel deposits, forming small dunes at the surface. Otherwise, these undulating bedforms can be small-scale sediment waves created by contour currents (Heezen et al., 1966, Hollister et al., 1974) or creep deposits (Syvitski et al., 1987, Lee and Chough, 2001). Unfortunately, we did not identify regular undulations in our chaotic bedded echo-type, therefore we must find another cause for the formation of our observed chaotic bedded echo-types. The degree of disorganisation of the bedding can increase when this echo-type stands for deformed turbidites (Damuth, 1980b) or slumping (Embley and Jacobi, 1977, Chough et al., 1985, Pratson and Laine, 1989; Damuth, 1994). The discontinuous character on the bedding could also correspond to coarser turbidity flows (Mear, 1984).

Transparent echo-types

Seven different types of transparent echo-characters are distinguished : the transparent on bedded (T1), the transparent on rugged (T2), the chaotic transparent (T3), the alternation of transparent and bedded (T4), and the buried transparent facies (T5 (transparent buried in bedded facies), T6 (transparent buried in rough facies), and T7 (the chaotic version of T5 or T6)). The transparent on bedded (T1) shows a homogenous transparent anisopach lens lying on (or truncating) regular and non-disturbed bedded sediments. The base of the lens is generally erosive. The transparent on rugged (T2) also

shows an anisopach transparent layer, but it is lying on a rugged non-penetrative sediment (with no sign of layering). The chaotic transparent echo-type (T3) includes all the echo-types with a transparent lens at the top lying on chaotic sediments (no clear layering, but neither totally rugged nor transparent). Sometimes the whole sedimentary pile (transparent facies and below) shows signs of disturbance and the surface is irregular. The T4 echo-type corresponds to transparent lenses on top of each other, separated by parallel (or subparallel) bedding. Finally, T5 includes the transparent anisopach layers buried into bedded echo-facies, T6, the transparent layers buried in rough facies, and T7 all the buried transparent facies that present a chaotic organisation.

In general, the transparency is due either to the disorganisation of the bedding with incorporation of water during the sediment transport, or simply to the original absence of organisation in the sediment. These echo-characters generally represent the acoustic expression of mass-movement deposits (debris flows, mud flows) (Embley, 1976, 1980; Jacobi, 1976; Damuth 1980b, Damuth et al., 1983). The processes involved can be slope avalanches, slumps, canyon flanks or levees destabilisations, or salt diapirs destabilisations (see examples in Gaullier et Bellaiche, 1998). The hypothesis that these echo-types can also correspond to hemipelagic deposit has been mentioned in Loncke et al. (2002), but generally, the physiographic position, the erosive base and the fact that the transparent lenses are anisopach can help to identify the sedimentary process as a mass-waste process.

When several transparent lenses are separated with regular bedding (T4 or T5), it corresponds generally to interlayered debrites (transparent masses) and turbidites or hemipelagites (bedded layers) (Embley, 1976; Chough et al., 1997).

Non-penetrative echo-types

We found three different types of echo-characters: the rugged echo-type (R1), the small hyperbolic echo-type (R2) and large hyperbolae (R3). The rugged echo-type R1 presents a smooth and very reflective surface. We cannot distinguish any structure below the surface, and it appears homogeneously dark. This echo-type is generally located in the axis of the submarine canyons, which corresponds to particularly hard seafloor (highly eroded) covered with heterogeneous and coarse-grained turbidite deposits (Damuth, 1975).

The small hyperbolic rugged echo-type R2 is almost the same as the previous echo-type in the sense that we cannot distinguish any structure at depth. However, the surface is sometimes characterized by small hyperbolae. We also included in this category all the echo-types that we cannot put in any other categories and present signs of high chaos, no real layering, nor transparent bodies. In other studies, this type corresponds to rough seafloor covered with coarse sediments like large rafted blocks or mass wasting deposits (Damuth, 1975, Jacobi, 1976, Le Cann, 1987), also called debrites (Nardin et al., 1979; Damuth et Embley, 1981; Lee et al., 1999).

In addition to these two previous echo-types, there is the large hyperbolae echo-type R3, which corresponds to high slope areas where the echo-sounder is unable to penetrate; therefore we have considered it as areas with no data.

Continental platform echo-characters

They are distinct from the previous categories because of the highly reflective / sharp seafloor bottom echo. They are always observed on the continental platform with water depth less than 200 m. There are three types of continental platform echo-types: the transparent on rugged (C1), the bedded on rugged (C2), and the rugged (C3). The transparent on rugged shows a transparent layer covering a rugged paleotopography. The bedded on rugged shows very thin and horizontal layering on top of a paleotopography (rugged). Furthermore, the rugged echo-type shows a very homogenous dark facies, together with a highly reflective seafloor bottom reflector.

Ambiguities within different echo-types

The attribution of one of the previously cited echo-types to an acoustic signature is not always straightforward. In particular, the difference between a small hyperbolic and transparent chaotic is often almost inexistent. Sometimes, when the chaotic transparent (T3) is very chaotic, it is very difficult to distinguish a clear transparent lens from small hyperbolae (R2). In the same way, the chaotic bedded (B3) is sometimes so chaotic that it is tempting to classify it into the “chaotic” echo-type (R2). Actually, it might also represent a bedded sediment but only with a higher degree of disturbance. Sometimes we also observe a progressive transition from one echo-type to another (Figure 10)

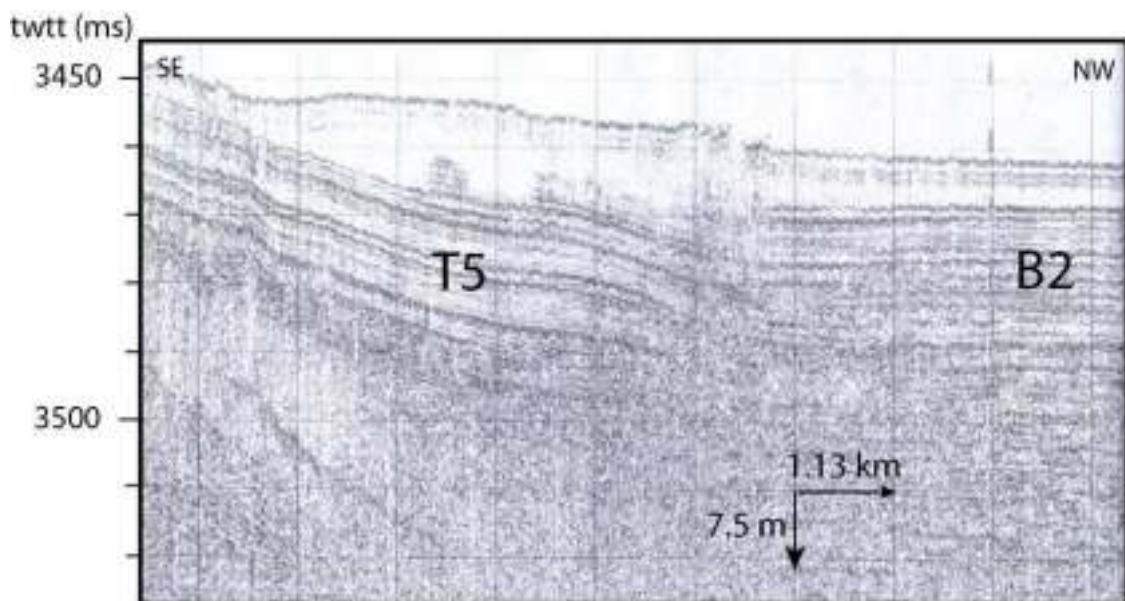


Figure 10: Echogramm illustrating a progressive lateral variation of echo-types : From T5 (left) to B2 (right). For location, see figure 4, a.

Another ambiguity often encountered is that some apparently transparent bodies might be the acoustic signature of a slightly disorganized light-at-the-top bedded echo-type, because they are continuous on a ship track. So it is hard to classify this pattern in the chaotic bedded category (B3) or in the transparent on bedded (T1), because we do not really see any chaotic reflectors or signs of deformation in it. Sometimes the ambiguity comes from the resolution of our echo-sounder: the bedding is so thin that in the whole, the top layers seem transparent. An example of a lateral variation of echo-character is presented on Figure 10. It shows the same initial layering, which has been shaken (disorganized bedding) at different degrees along the Chirp line.

Correlation between imagery and echo-types

We could correlate different echo-types with a backscattering signature (Table 1, Figures 6 and 9). First, the continental echo-types present a very homogeneous backscattering pattern, maybe a little more reflective than the one of the B2 echo-type, which is relatively similar. Secondly, the B2 echo-type shows a medium reflectivity, but with more noise than for the continental platform, which gives a mottled grey appearance. The transparent lenses at the surface generally present a low reflectivity value. The R1 rugged echo-type, generally in the canyons beds, is typically characterized by a high reflectivity, which permits an easy identification of the canyons paths. The chaotic echo-types present various backscattering values, and a chaotic pattern (light and dark patches) is often visible on the backscattering maps. The chaotic transparent (T3) or chaotic bedded (B3 and B4) often present lighter and smoother backscattering than the chaotic (R2) (Table 1).

6.3. Regional distribution of echo-types

The obtained echo-types distribution maps are shown in Figure 11 and Figure 12 for Oran and Tenes, respectively. All the echo-types described below are listed in Table 1 with their occurrence and the associated sedimentary processes proposed for our study zone are listed in Table 2.

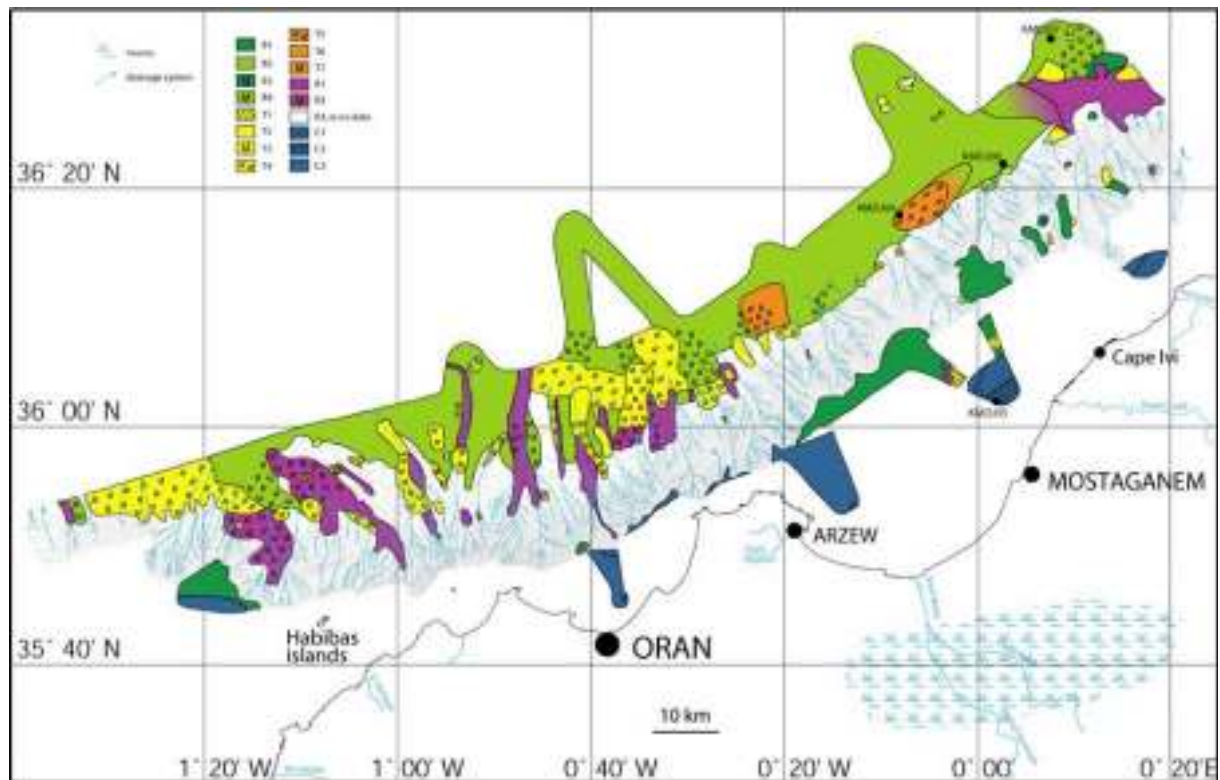


Figure 11: Echo-character distribution map of the Oran zone.

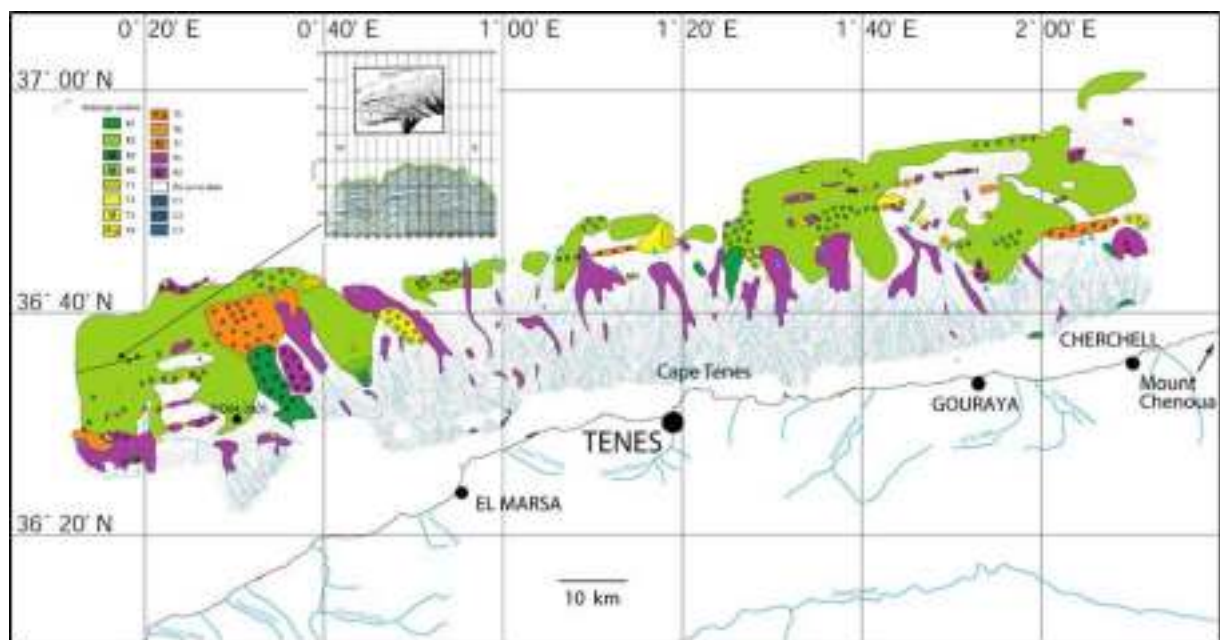


Figure 12: Echo-character distribution map of the Tenes zone. Inset: echogram located on the Kramis deep-sea fan showing the B2 echotype presenting undulations (Barjavel, 2006).

Echo-type	Occurrence	Sedimentary processes
Bedded B1	Deep basin	Hemipelagic and/or turbidites
Bedded B2	Upslope or on topographic highs away from canyons	Hemipelagic
Rugged R1	Canyons axes	Turbidity currents
	Away from canyons	Mass-wasting or deep currents
Transparent echo-types T1, T2, T4, T5, T6, T7	Canyons flanks	Canyon flank destabilisations
	Foot of the slope	Mass-wasting deposits
	Salt domes flanks	Salt dome flank destabilisations
	Deep-sea fan	Levees destabilisations
	Downslope canyons	Turbidity currents deposits
Chaotic bedded B3, B4	Mid-slope	Destabilised sediments
	Foot of the slope	Mass-wasting deposits
	Deep sea fan, canyons walls	Turbidites
	Deep basin, areas not connected with canyons systems	Bottom currents or tectonic
Chaotic transparent T3	Downslope canyons	Turbidites or mass-wasting, or disturbed hemipelagic sediment
	Canyons flanks	Canyons flanks destabilisation
Chaotic R2	Canyons axes or away from canyons	Turbidity currents or mass-wasting deposits
Rugged platform echo-type C3	Continental platform	Outcropping bedrock, no deposition, or rough material
Transparent on rugged and bedded on rugged platform echo-type C1, C2	Continental platform, next to a river supplying sediments	River discharge

Table 2: Locations of occurrence for the different echo-types, and the associated sedimentary processes deduced from the different correlations (see text).

- **The B1 bedded echo-type** is found in the slope, preferably on its upper part, on flat areas. It is almost absent in the Tenes zone, but is found in several areas in Oran (offshore Mostaganem and next to the Habibas islands), just at the transition between the continental platform and the steep slope (external continental platform).

- Generally, the **B2 echo-type** lies in the deep basin, in the non disturbed areas. It is found all along the Tenes margin, between the disturbed areas (Figure 5). The scarcity of this echo-type offshore between El Marsa and Oran is probably due to the lack of data in the deep basin. In the Oran area it is widely found offshore Mostaganem, and is less importantly represented offshore Oran (Figure 6). This echo-type, when it is located in the deep basin, corresponds probably to superpositions of hemipelagic sediments and thin turbidity currents deposits, due to the proximity of all the canyons on the slope. However, when this echo-type is situated on a topographic high, or away from the canyons influence, it must be only hemipelagic sediments.

The B2 echotype located on the Kramis fan presents large wavelength undulations, as shown on the inset, Figure 12.

- **The transparent echo-types** are generally found at the proximity of the foot of slopes, but they may also be seen at mid-slope, on canyons flanks. In the Tenes zone, this echo-type is scattered in very few places, whereas in the Oran zone it is identified over large areas, especially between Oran and Arzew, and NW of the Habibas Islands, but also next to salt domes. Surprisingly, we also find this echo-type on the continental platform, next to the Cheliff river. The buried transparent echo-types are found only in two places in the Oran area, at the foot of the slope (Figure 10), but are found in several places in the Tenes zone: around the El Marsa deep sea fan (Figure 13a), offshore Cape Tenes, and offshore Cherchell (Figure 13b), all in the deep basin, next to the slope foot. The transparent at the surface as well as the buried transparent echo-types correspond to mass deposits such as debris flows when they are located at the foot of a slope. They can be also associated with local destabilisations such as on canyons flanks, on deep sea fan levees and on salt domes flanks (for example the ones north of Mostaganem). The large transparent deposits north of Oran, or NW of the Habibas Islands are not likely to be linked to local slide deposits, but rather to turbidity currents, because they are located immediately downslope of active canyons (their dark reflectivity indicates a relatively recent activity). The largest slides we have observed in our study zone, if they are slides, do not exceed 20 km long for 10 km wide.

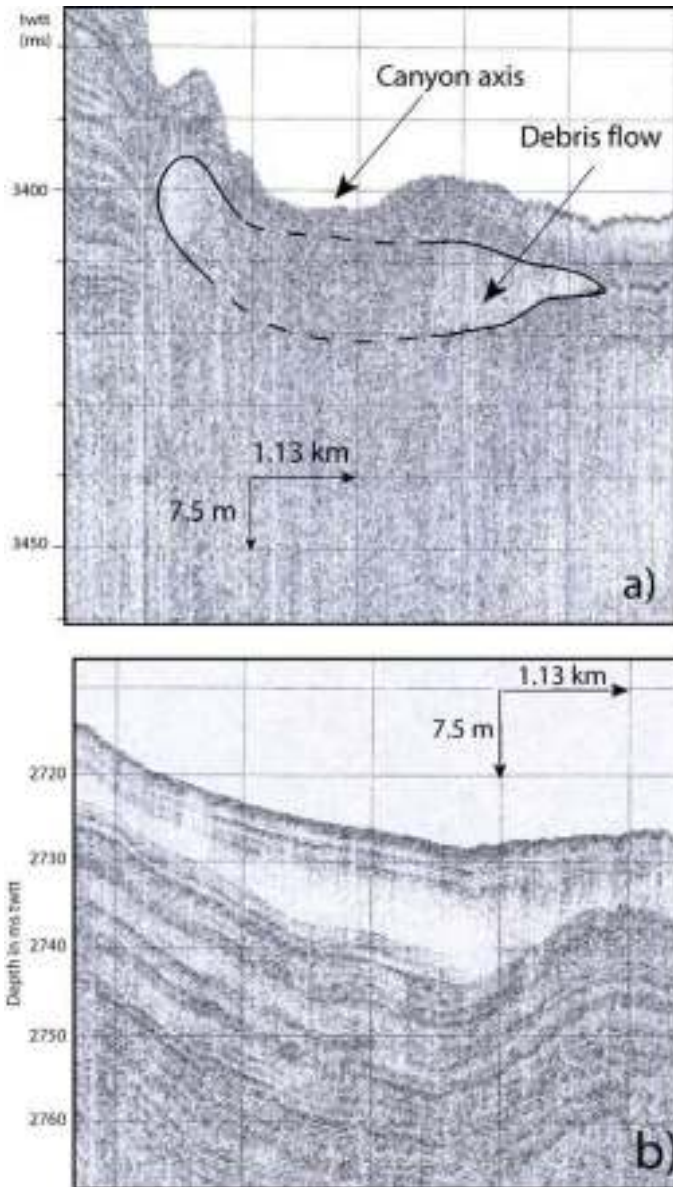


Figure 13: a: Echogramm illustrating a transparent lens buried into rugged echo-facies. We observe that below the canyon axis, the subsurface is totally masked, because the seafloor is so rough that the echo-sounder is unable to penetrate.

b: Echogramm illustrating a transparent anisopach layer buried between undisturbed bedding. Location of these two sections: see figure 7, a and b respectively.

- **The rugged echo-type** is characteristic of active canyons paths, because of the high reflective properties of the eroded rocks in the canyons beds. This echo-type is found all along the Tenes margin, over the many canyons of this zone. In the Oran zone, it is striking to observe that this echo-type is only found between the Habibas Islands and Arzew, and at the north-eastern end of the map. This might indicate that the canyons on linear slopes offshore Mostaganem are not active anymore (as it is already suggested by the relatively low reflectivity), even if we must take into account that the Chirp lines were not usable there because of the high slope. As the rugged (R1) echo-type is almost exclusively situated in canyons beds, it confirms the erosional action of the draining paths and the presence of gravels and sand, i.e. coarse sediments in the canyons. However, this echo-type is also found in the deep-sea fan of El Marsa, in several places next to the sliding area west of Khayr al Din, and on the continental platform next to the Dahra river. These occurrences cannot be explained by the drainage system. Therefore, they are maybe rough areas representing eroded slide scarps, or simply

deposits of very rough sediments, due to mass-wasting deposits or bottom currents (example: NW of Gouraya).

- The **chaotic echo-types** are generally scattered on the deep basin, preferably not far from canyons, or faults, but we find it also in odd places like on the continental platform (next to the Cheliff river). The chaotic bedded (B3) is likely to represent disturbed sediments. This perturbation can be of several origins. First, the turbidity currents can act to disorganize the sediments, especially in the following areas where this echo-type is present (deep-sea fan of El Marsa; the west of Khayr al Din; the sides of canyons). However, some areas are not linked with canyons, like the north of Khayr al Din, and the areas upslope of the canyons. The first ones might correspond to sediments disturbed by tectonics or bottom currents (see Control parameters), and the second ones to slope destabilisations, which might result in a slump, like it is observed NW of El Marsa (Figure 14). Other examples of this echo-type are found at the foot of the slope. In this case, the associated process is more likely a slide or mass wasting.

The chaotic transparent (T3) echo-type is found downslope canyons (example: NW of the Habibas islands) or on canyons flanks. For the first one, the mass-wasting deposit or turbidity deposit are likely (especially when the transparent lens is anisopach and erodes the sediment below), whereas for the second one, canyons flanks destabilisation is the most likely explanation. However, as it has been explained in the “ambiguities within the echo-types” paragraph, the transparent chaotic is maybe only a more disturbed version of the light bedded. Therefore, it may correspond to disturbed hemipelagic sediments.

The chaotic echo-type (R2) is almost always found in canyons axis, preferably downslope. This is in favour of a rough turbidites deposits or mass-wasting deposits.

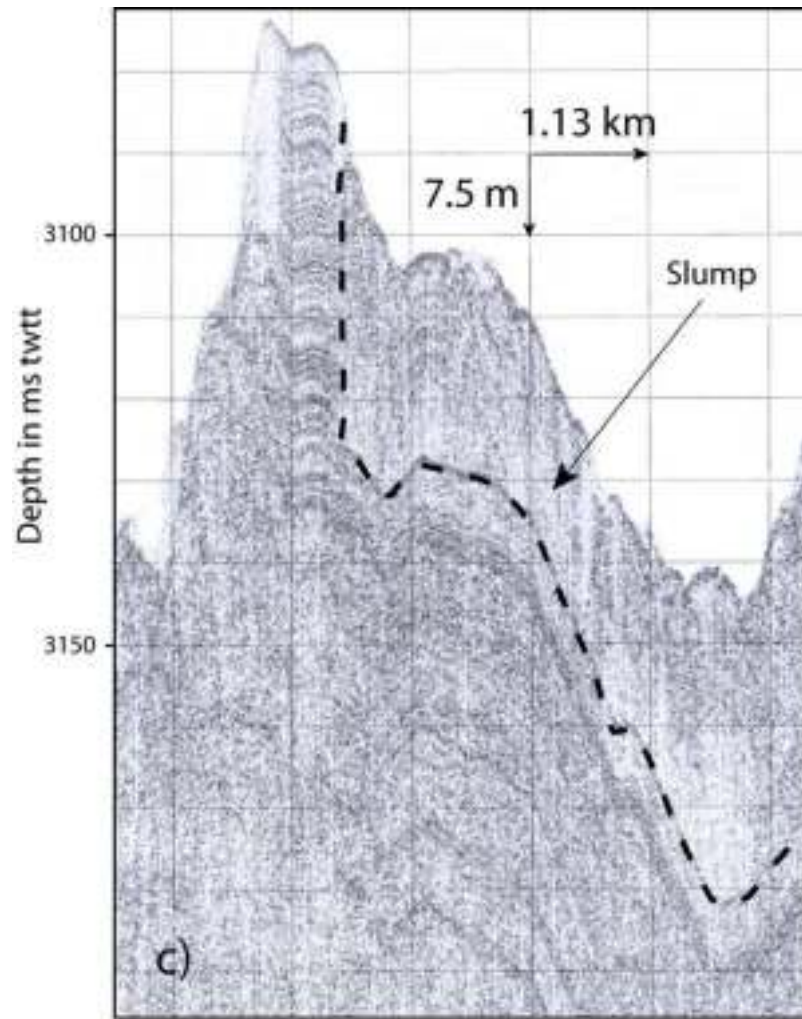


Figure 14: Echogramm illustrating a slump (chaotic bedded on top of a undisturbed bedded echo-type) on a flank of the El Marsa deep sea fan. For location see Figure 7, c.

- Finally, the **continental platform echo-types** are located, as their name suggests it, on the continental shelf. It is almost absent of the Tenes area, because our data do not include continental platform, but it is well identified in the Oran region, in the gulfs of Arzew and Oran. The rugged continental platform echo-type (C3) is the most widely found, but some patches of transparent on rugged and bedded on rugged continental platform echo-types (C1 and C2) are also found, especially at the mouth of the Cheliff river. Finally, the rugged platform echo-type (C3) corresponds to outcropping bedrock (example: NE of Arzew), and therefore to a zone of non-deposition. The place where we identified transparent or bedded platform echo-types (C1 and C2) is next to the Cheliff river, north of Mostaganem. These echo-types may reflect the accumulation of the river sediments on the bedrock.

6.4. Sediment cores

In order to tentatively convert the echo-types map into a map of sedimentary processes, results from the available cores for the study zone have been compared with the corresponding echo-types identified on CHIRP profiles (Table 3).

Core	Core content	Corresponding echotype	Corresponding sedimentary processes
KMDJ05	Dark grey and slightly organic mud frequently interrupted by black thin laminae of sand and organic matter	C2	Fluvial deposits + littoral currents+ hemipelagic sedimentation
KMDJ06	Homogeneous muds with few thin turbiditic layers at the top, more frequent in depth	T1	Hemipelagic sedimentation + turbidites (more frequent in depth)
KMDJ07	Muds containing thick and coarse turbidites, more frequent at depth	B2	Hemipelagic +turbidites
KMDJ08	Muds containing an upward decreasing frequency of turbidites	B2	Hemipelagic +turbidites

Table 3: Contents of the cores available in the study area, with their corresponding echo-types and sedimentary processes.

- **KMDJ05 core**, a 7.68-m long core, was collected at 75 m water depth in the middle part of the narrow shelf off the Cheliff River mouth. Its first purpose was to record the direct river input of the Cheliff overflows. The deposits consist mostly of dark grey and slightly organic mud. This commonly very sand-poor accumulation is frequently interrupted by black thin laminae, <1-cm thick with both higher organic matter and sand contents (Figure 15). In these thin laminae attributed to recurrent Cheliff River overflows, sand contents are less than 10% of the entire sediment. However, taking into account the general bedded echo-types of this upper mud unit, more sandy laminae are presumed in the shoreward lateral facies. The core penetrated through some 10 cm of the top of the underlying more transparent echo-type: it is a coarse and shelly deposit including >70% sand. This sand contains reworked shallow-marine faunas; it is relatively well-sorted with abundant mollusc boring in many of the very well rounded shell fragments, showing that they resided for at least some time in the littoral zone. This deposit gives evidence of a step of the last transgression dated at 9780 yr BP. Another darker bedded echo-type was recorded on the Chirp line (Figure 15) capping directly the rugged echo-type of the metamorphic bedrock (see arrow on Figure 15). This older accumulation is presumed to correspond to the indurate grey-blue muds related to the transgressive tract of isotopic stage 3. This

same facies was found included in the debris-flow of the lower slope core (KMDJ01) of the Algiers margin (Giresse et al., 2006, and this volume).

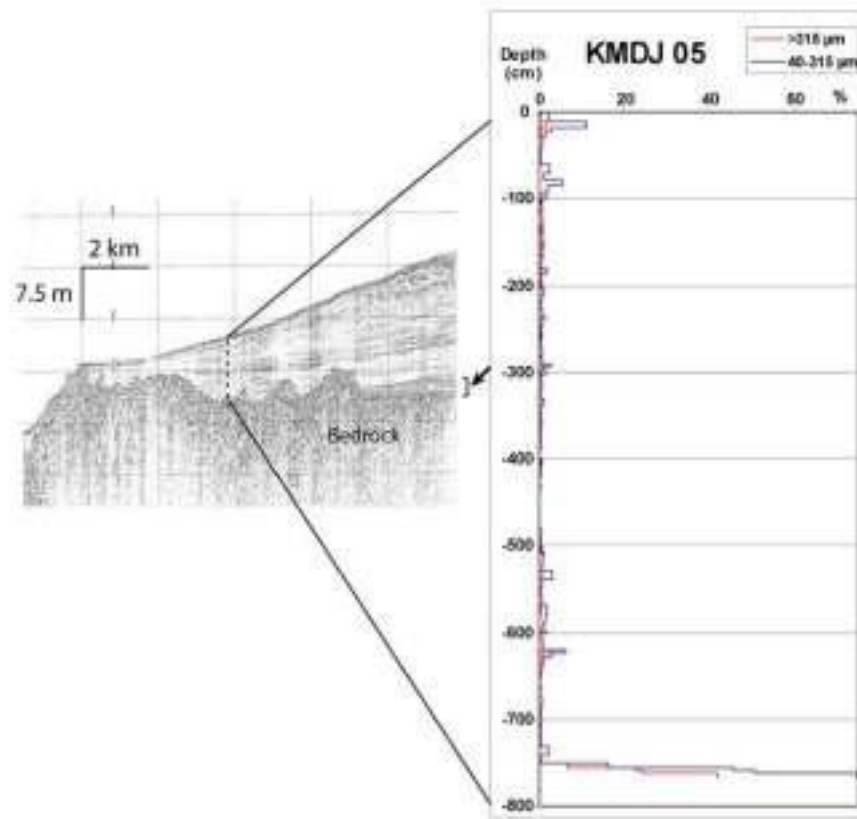


Figure 15: Chirp section at the location of core KMDJ05, and its corresponding granulometry (in red, the coarser fraction, in grey the finer fraction).

- **KMDJ06 core**, 8.18 m in length, was collected in 2651 m water depth on the floor of the foot slope off Cape Ivi, i.e., a little east of the Cheliff River mouth. The site lies down a well-incised submarine valley. Metallic grey colour throughout the entire sedimentary column indicates the abundant iron sulphides derived from Neogene flysch units outcropping in the Cheliff River catchment. The upper 6 meters appear as fairly homogeneous grey beige muds with thin turbiditic layers whereas the lowermost two meters include thicker and coarser turbidite intervals (Figure 16). The major turbidite is recorded between 6.70 and 6.30 m below sea floor (bsf) with a sand content rising up 90%wt. The thickest turbidites (6.50, 3.75, 3.00 mbsf) exhibit a normal grading. Some small cm-scale schistous debris are included in the sandy bases of turbiditic sequence but their occurrence, even in the interbedded hemipelagites, indicate recurrent transport by density cascading. Average carbonate contents rise near 30%wt with some peaks up to 40%wt and indicate a positive correlation with sand content of the coarse bases of turbidite. Generally, *E. crispum*, *A. beccarii* as *Quinqueloculina* are scattered within the sedimentary column and appear irregularly in the turbidite sequences, but there is an upward decreasing trend similar to turbidite emplacement frequency.

Three ^{14}C ages were obtained: 12780 yr BP at 8.00-7.91 mbsf, 12380 yr BP at 5.59-5.51 mbsf and, 10120 yr BP at 2.12-2.01 mbsf, indicating a marked decrease of the sediment accumulation rate during the Holocene. Two intervals of slowing down accumulation rates are identified between 5.20 and 3.20 mbsf and in the uppermost metre through moderate to intense bioturbation.

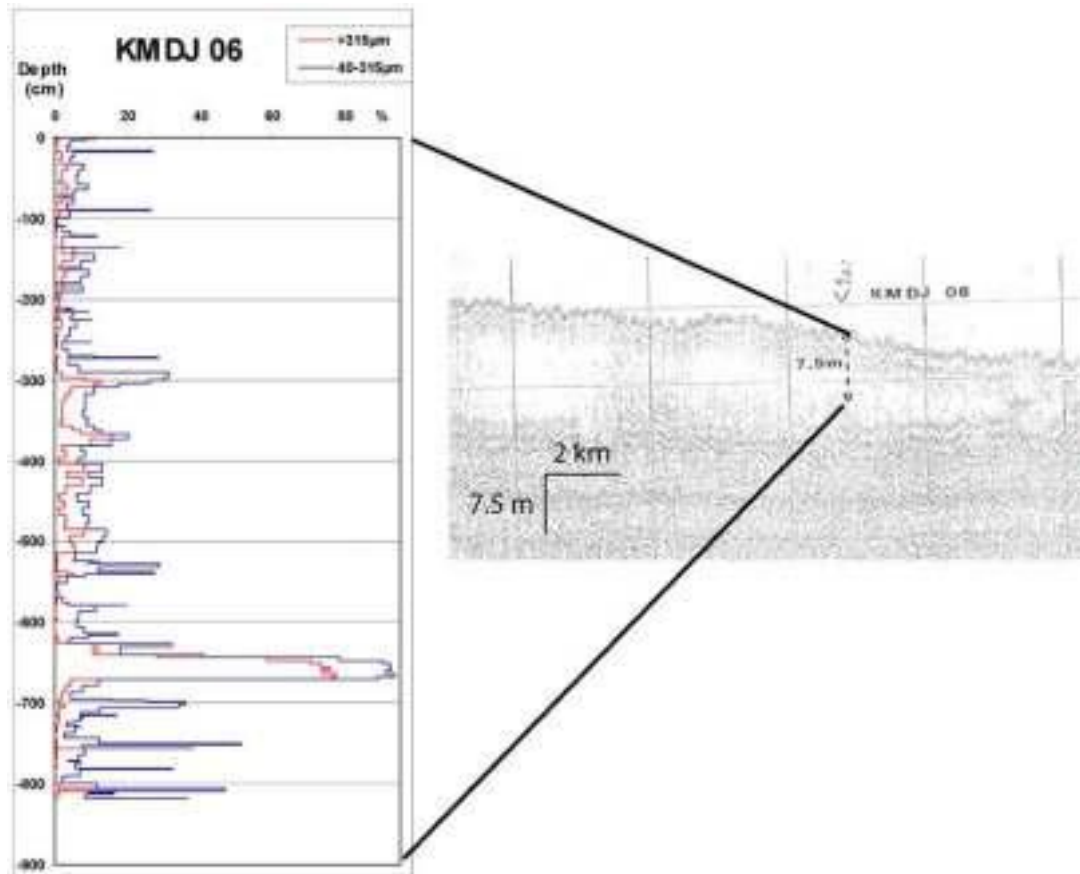


Figure 16: Chirp section at the location of core KMDJ06 and its corresponding granulometry (in red, the coarser fraction, in grey the finer fraction).

The higher turbidite frequency within the lower part of this core corresponds to the top of the very well expressed bedding on the Chirp. The overlying transparent sedimentary body corresponds to a proximate pinching out (Figure 16) of the debris flow identified on the Chirp. Finally, the fine overlying bedded echo-character corresponds to the hemipelagic mud with scarce thin turbidites deposits.

- **KMDJ07 core**, with 2631 m water depth, is the most remote site from the shore of this studied margin. This 6.37-m long core was collected down of the deep-sea fan of El Marsa. Thick and coarse turbidites were identified all along the section, even if both their emplacement frequency, their thickness and their coarseness appear to diminish through the upper 2/3 of the core section (Figure 17). Most of these turbidite sequences are highly sandy over several centimetres thick: 28 cm above 6.32 mbsf, 2-3 cm above 4.99 mbsf, 30 cm above 4.32 mbsf, 4 cm above 3.98 mbsf, 4 cm above 1.88 mbsf. The grey beige muds show the same metallic shade induced by iron sulphides. Each sequence is

underlined by an upward colour grading: dark grey, medium grey, pale grey and, beige to ochre. The top of these sequences was frequently truncated during the deposition of the next sandy layer. The correlation between CaCO_3 and sand contents is non-existent because the coarsest beds include more siliceous pebbles than shell debris. On the basis of the presumed strong erosional processes, the markers of the provenance from the shelf edge are verified only irregularly. Three radiocarbon ages are available: 12290 yr BP at 5.89-5.86 mbsf, 12960 yr BP at 3.97-3.91 mbsf, and 3950 yr BP at 1.03-1.02 mbsf. The two nearly similar ages measured between 13000 and 12000 yr BP indicate, with errors due to hand-picked reworked foraminifers, an active accumulation during the late Pleistocene and a slower accumulation during the Holocene. This section remote from the main slope of the margin shows a frequency of gravity-induced events higher than near the foot of the slope; it is suggested that this site collected various turbidite inputs from various highs of the slope. Once again this nearly permanent gravitary, deposition tends to decrease during the Holocene interval, the echo-character belongs to the lighter at the top bedded echo-type (Figure 17).

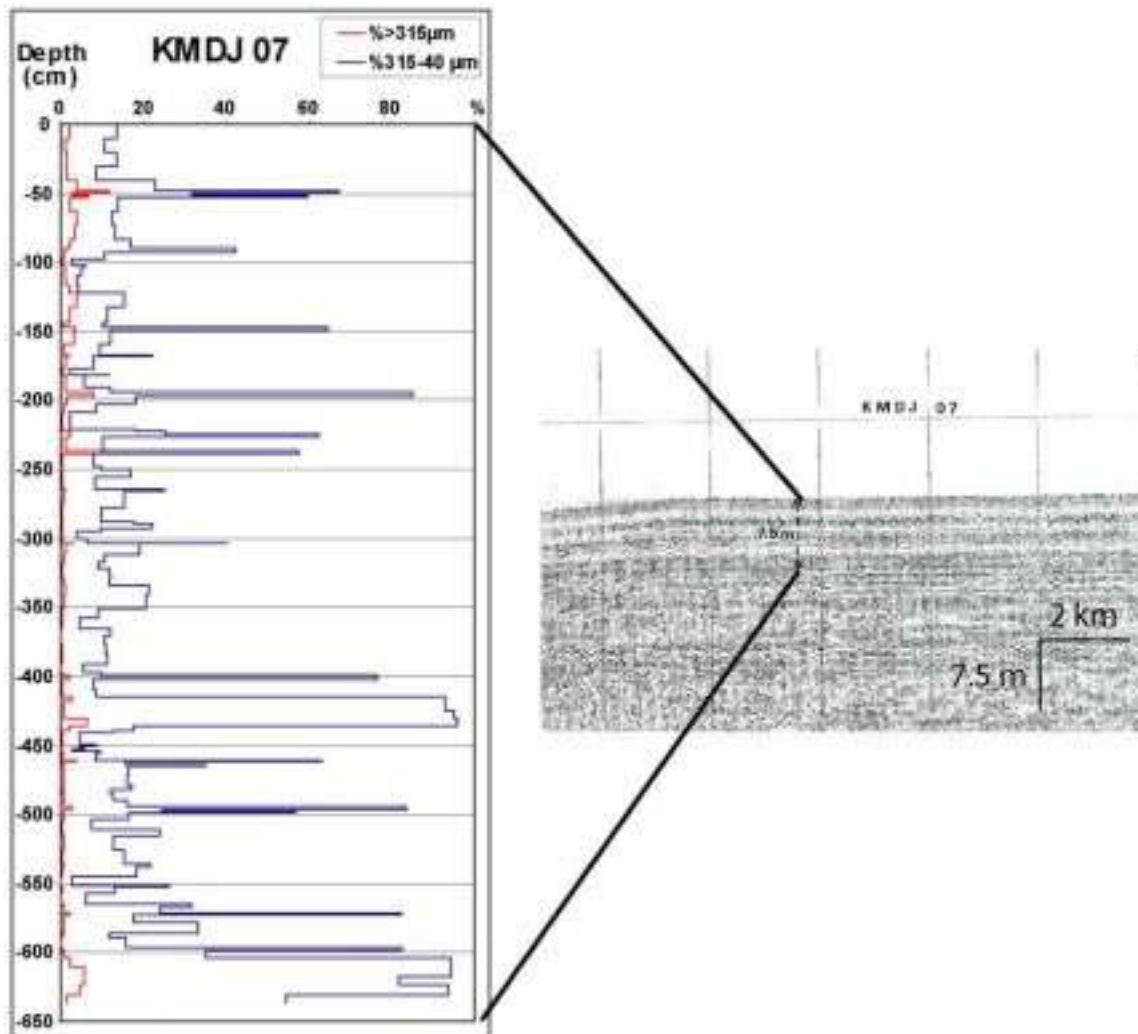


Figure 17: Chirp section at the location of core KMDJ07 and its corresponding granulometry (in red, the coarser fraction, in grey the finer fraction).

- **KMDJ08** core has its sampling site located at the foot of a slope, in an area lower down several submarine valleys and a very narrow shelf (<20 km-wide). The 7.64 m-long core was collected at 2631-m water depth. The section shows a series of grey beige muds with irregular sand percentages and with the characteristic metallic grey of this area. However, this sedimentary column displays more irregular sand percentages; some 20 turbiditic beds were counted (Figure 18). As in KMDJ06, emplacement frequency of sand-based turbidites is significantly higher through the lowermost 2 m of the section. The thickest turbidites exhibit a fining-up grading at 2.10, 3.10, 5.80, and 7.00 mbsf. The continuum of fine-grained turbidite is expressed by colour grading through C-D Bouma divisions. Two radiocarbon ages were measured 13470 yr BP at 7.35-7.40 mbsf (near the base of the section) and 4460 yr BP at 1.41-1.51 mbsf. Once more, these two ages lead to evidence a slightly more active accumulation during the late Pleistocene and decreasing sedimentation rate during the Holocene. This trend seems strongly dependent on the upward decreasing frequency of turbidite accumulation.

The coarser beds of the turbidite include calcareous bioclasts associated with weathered debris of schist and sandstone. Shallow bottom foraminifers follow a consistent relationship and indicate sand-base layer of each turbidite. The higher emplacement frequency of turbidite during the sea level change than during the last high-stand is corroborated by the echo-types record. A dark bedded echo-type is registered, with place to place, a more transparent superficial layer (Figure 18) (Echotype “bedded light at the top”). If this succession emphasises once more the upward decrease of the gravity-driven processes, these processes were probably enhanced in regard of the extremely narrow marine shelf and the oversteepening of its edge.

Additionally to the Maradja cores, in 2004, a Calypso core (25 m) was taken on a levee of the El Marsa deep-sea fan at a depth of 2067 m, during the PRISMA cruise on the R/V Marion Dufresne. Surprisingly, the 10 first meters were only composed of homogeneous silty mud (Sultan et al., 2004). This suggests that this part of the fan has not been fed by turbidites for a long time, and that this mud corresponds to hemipelagic sedimentation, or that this part of the fan only gets the finer fraction of the turbidites. Further studies (like granulometry and datations, as well as the study of the new data from Maradja2 2005 cruise) still need to be conducted for a better understanding of this deep sea fan.

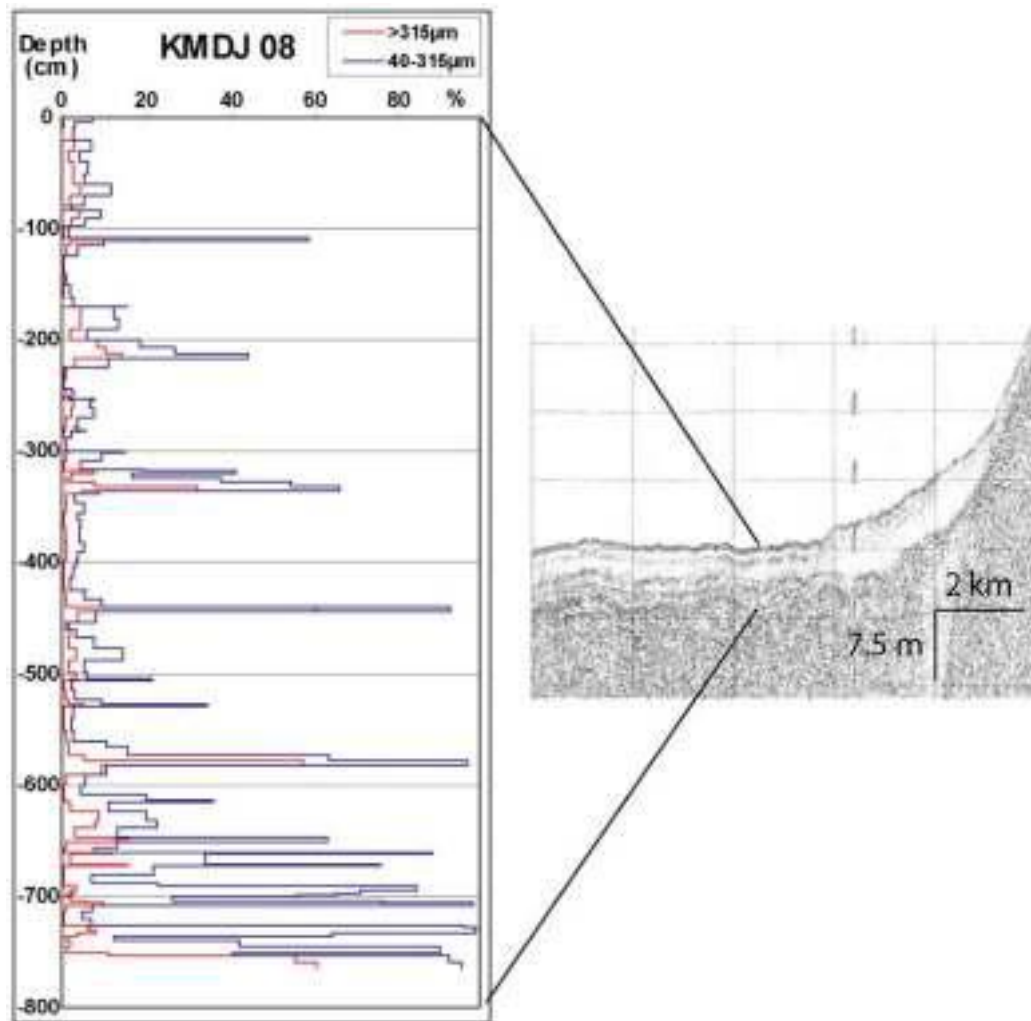


Figure 18: Chirp section at the location of core KMDJ08 and its corresponding granulometry (in red, the coarser fraction, in grey the finer fraction).

6.5. Involved sedimentary processes and control parameters

The correlation between the bathymetric and backscattering data, the Chirp profiles and the sediment cores allowed to propose two maps of the main sedimentary processes involved in the study area (Figures 19 and 20).

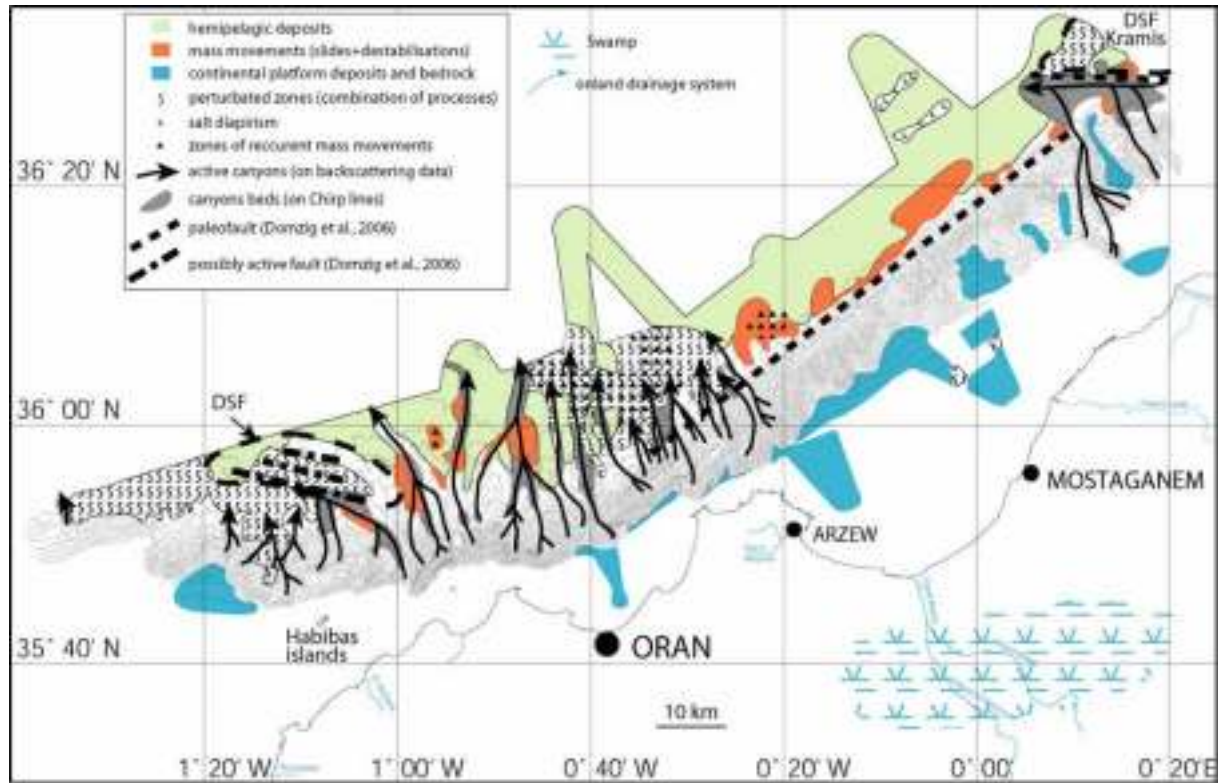


Figure 19 : Map of the sedimentary processes identified in the zone of Oran. See text for explanations.

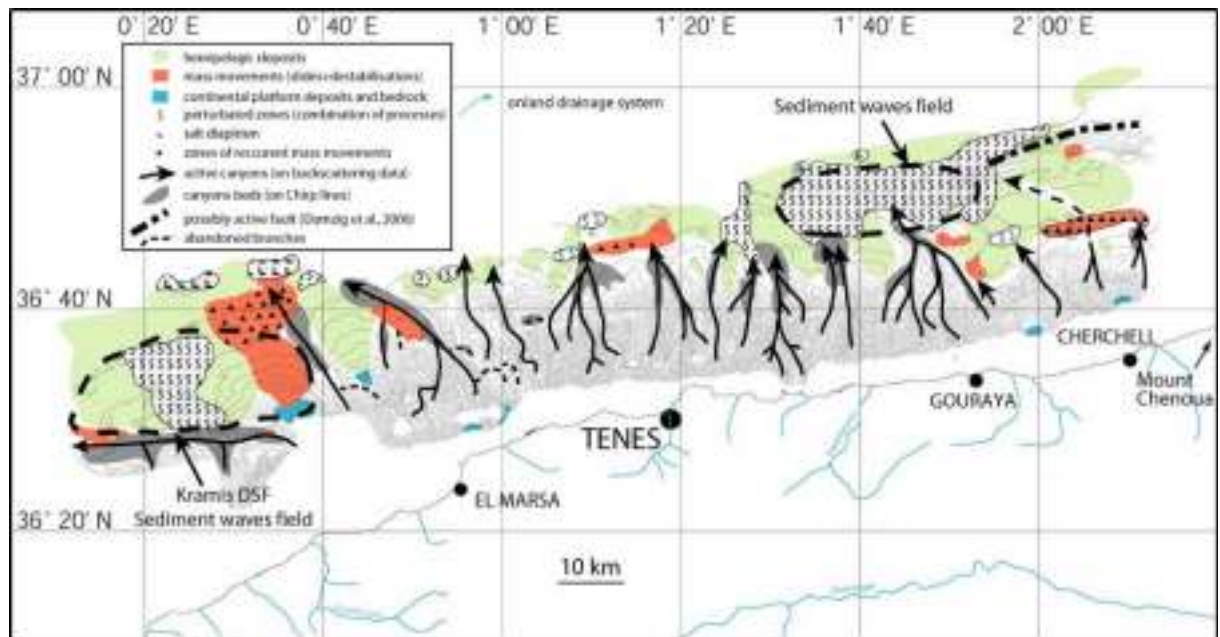


Figure 20: Map of the sedimentary processes identified in the zone of Tenes. See text for explanations.

In the Oran zone, the deep basin is characterized by hemipelagic sediments, except where salt diapirs outcrop, which create local destabilisations. Mass-wasting deposits are located at the foot of the slope or on canyons flanks. The continental platform deposits are exclusively found on the continental

platform. We identified large zones of highly disturbed sediments. The western one is located on the deep sea fan of the canyon “des moules”, north of the Habibas islands. In addition to hydrodynamic processes such as turbidity currents, the area is probably also affected by tectonics, as series of WNW-ESE strike slip faults exist in the deep-sea fan (Figure 19). The second large disturbed area is north of Oran, where many active canyons end up. This suggests a strong influence of turbidity currents remobilising the sediments. In the same area, the mass deposits show clear evidences for recurrence. At the far north-east of the map, we see a part of the Kramis deep sea fan, also showing disturbed sediments. We observe the whole sedimentary structure on the second map (Figure 20), the Tenes zone. The fan is limited to the south by a canyon. On the northern flank, we located mass-deposits. The northern levee is mainly composed by sediment waves, showing a bedded echotype coherent with the deposition of the fine part of overflowing turbidites, eventually interbedded with hemipelagic sedimentation. However, two zones on the deep-sea fan show strong perturbations in the sedimentation: the first one, in the middle, corresponds probably to an (or several) overflow event (possibly during the Orleansville earthquake, El Robrini et al., 1985) coming from the N/S branch of the Kramis canyon, which eroded and disorganized the sediments across the deep-sea fan. In the eastern part of the fan, a large slide corridor is identified. The echo-sounder showed a recent slump, but they are also signs of recurrent mass-deposits at the same place. Elsewhere, the mass-deposits are rather in the canyons flanks or at the foot of slopes. There are also sporadic small disturbed zones offshore Tenes, and two salt ridges responsible for small local sediment destabilisations. A second large field of sediment waves, characterized by a very bad penetration and identification of echo-types, is located offshore Gouraya, at the western end of the Khayr al din bank. Some canyons are ending on this zone, but the sediment waves are located over a large area. Therefore, we could consider several acting processes for this case. Actually, the Khayr al in fault is just east of the disturbed zone, so that we could consider a role of tectonics. Furthermore, we could also consider the effect of strong bottom currents enhancing the sediments reorganisation.

We will now examine the different parameters that could influence the distribution of the identified sedimentary processes.

Control parameters (sedimentary or tectonic)

- Role of the slope values (Figures 5 and 8)

For the zone of Tenes, the regional declivity is about 16-19% and the canyons are widespread. The instabilities are found all along the slope, but do not depict a large size. The larger ones are indeed located at the foot of relatively less steeper slopes (north-west of El Marsa deep-sea fan (slope gradient $<10^\circ$), north of Cherchell (slope gradient $<20^\circ$)). Therefore there is no clear relation between the slope (regional or local) and the occurrence of instabilities.

In the zone of Oran, the highest slopes (up to 40° of slope gradient) are between Oran and Arzew, and also seem to have large instabilities at their foot. The most active canyons are located in this area according to the backscattering map. Therefore, the role of the slope is probably partial for this sector. However, west of Oran and north of Mostaganem, where the slopes are less important (less than 20°, or up to 30° for canyons flanks, Figure 5), we also identify large instabilities. So we must consider other possible causes for the triggering of the instabilities.

- Role of active tectonics and seismicity.

If we compare our echo-types distribution maps with the structural maps published in Domzig et al. (2006), we note that some areas of large instabilities are located on faulted zones. In particular, the zone NW of the Habibas Islands is located on the system of the strike-slip Yusuf fault. The activity of the fault may be responsible for the transparent and chaotic echo-types.

For the Tenes area, it is not so clear because an active fault is supposed to lie under the margin, all along the coast. The instabilities in the sectors of El Marsa deep sea fan or Khayr al Din are more likely linked to the sedimentary activity (deep sea fan, currents). However, the bedded chaotic echo-type found north of the Khayr al Din scarp as well as the transparent echo-types found at the foot of the supposed normal fault could be linked to the activity of the faults delimitating the Khayr al Din block.

When we superpose the epicentres from 1973 to present on top of the instabilities (we considered the transparent at the surface and the buried transparent echo-types varieties), no clear relation is found with the distribution of the instabilities. Actually, it seems that the highly seismic zones present less instabilities. However, we must add that earthquakes with a magnitude of 6 or greater can destabilize sediments 200 km away from the epicentres (El Robrini, 1986). Additionally, only the very recent seismicity is plotted. Therefore it does not represent the period over which the identified instabilities have been deposited. So, we must be very cautious in our interpretations. In all cases, this map shows that the margin is very often shaken, so the earthquakes must be considered as a important potential triggering factor for the instabilities.

- Role of salt tectonics :

Another type of triggering factor that must be mentioned is the outcropping of the salt diapirs. On our maps, we identified in several places some salt diapirs with instabilities on their sides. This implies that the flanks of the diapirs are destabilised and can create slides at local scales.

- Role of currents

Some studies have shown that the main current (the Algerian current, 200-400 m thick) is coming from Gibraltar and flows along-slope from West to East and is rather superficial. In addition to this

current, some mesoscale cyclonic or anticyclonic eddies (100-200 km diameter) form sometimes along the coast, causing westward flows, and can create upwellings or downwellings, that convect fresh material down to the bottom with a velocity of 0.05 m/s (Van Haren et al., 2006). As we are interested in the eventual role of currents in the deep basin bottom sedimentation, we must consider what happens at depths of 2000-3000m. According to Millot et al. (1997), at 2000 m depth, the main currents are eastward and up to 4 cm/s. But according to Obaton et al. (2000), it is not clear whether or not the eddies events affect layers deeper than 1000 m. However, other studies (i.e.: Howe et al., 2006) have shown sediment waves similar to ours (crests parallel to the slope), that were associated with bottom currents. In these studies, these features present parallel continuous reflectors, which is consistent with our observations in several places. However, we must be aware that some of the observed sediment waves may be related either to turbidites or to currents. On our map we did not distinguish the two possibilities, however we superimposed the identified deep-sea fans.

7. Discussion

In total we have identified more than 860 km² of slid sediments corresponding to the transparent anisopach facies, buried or at the surface. The majority of the instabilities have a surface of 10 km² or less, and the biggest one presents an area of 85 km². As we are not always able to identify all the corresponding slide scarps on the slope, and because of the relatively low density of our Chirp lines, we cannot obtain an accurate 3D view of the shape of the transparent bodies, so we must make some assumptions to calculate their volumes. For example, we can assume that the slides have the shape of an ellipsoid, therefore their volume would be $\frac{4}{3} \cdot \pi \cdot a \cdot b \cdot c$ (with a being the large semi-axis, b the medium semi-axis and c the small semi-axis of the ellipsoid), or $\text{surface} \cdot \frac{4c}{3}$. If we take the example of the largest slide, assuming $c=7\text{m}$, we obtain a volume of 0.8 km³.

Compared to other regions, especially non-seismic margins, or margins with less important slopes (like the Nile, or Gulf of Lions, Figure 21), this lack of large instabilities is remarkable. So we can wonder what explains this small amount of destabilised sediments.

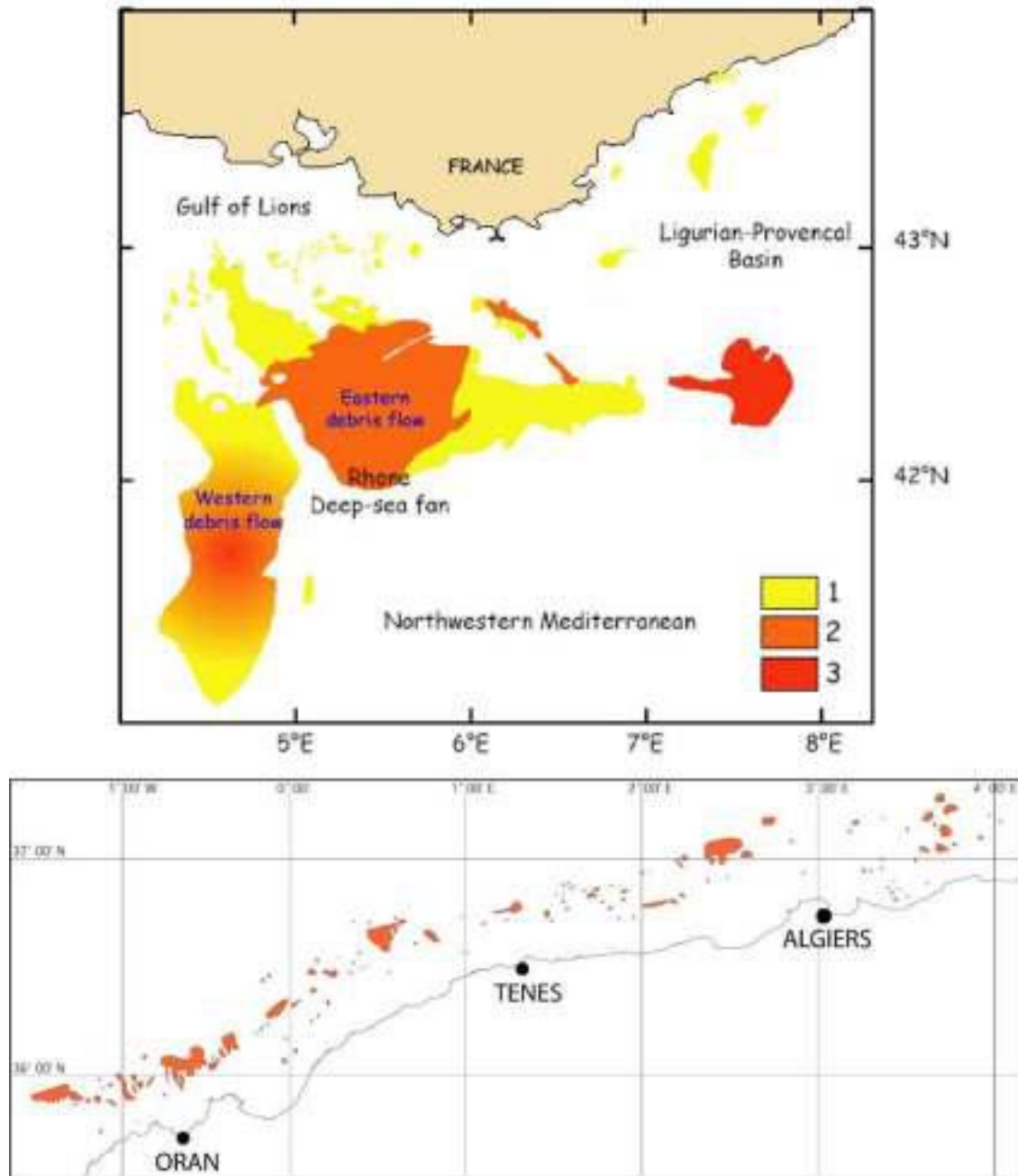


Figure 21: Maps of the recent mass-movement deposits in the Gulf of Lions (top) (1: Partially transparent echo-character, 2: wholly transparent echo-character, 3: buried transparent echo-character. Vendeville and Gaullier, 2003, modified from Gaullier and Bellaiche, 1998) and on the Algerian margin (bottom), at the same scale. Data for the Algiers region: Gaullier et al., 2004. Data for the Oran and Tenes zones: this study.

If we take into account the high slopes, the frequent earthquakes in the region and the high particle fluxes/ high sedimentary yields of the oueds draining the region, one could expect large amounts of destabilised sediments. However, this is not the case. One first hypothesis we can make to explain this is that the sediment load is not sufficient to allow large amounts of sedimentary instabilities. This has been shown by Leclaire (1970) for the region of Tenes, where many places offshore were dredged of

the continental slope, and often showed an outcropping basement. This might be explained by the small amount of rivers bringing sediments into the sea, or the steep slopes ($> 15\%$) and the frequent absence of continental platform (especially in the Tenes area) that do not facilitate the sediment accumulation. Therefore, only small amounts of sediment would slide in the deep basin, thus explaining the presence of only small sized instabilities deposits. The second hypothesis is that this part of the margin is often shaken. Therefore, it does not leave enough time to allow large amounts of sediments to accumulate, so when the slope is destabilized, only small slides occur, which could be not detectable with our Chirp sounder.

It is well known that earthquakes trigger turbidity currents able to break submarine cables; this is what happened during the Orleansville earthquake (Heezen et Ewing, 1955) and the Boumerdes earthquake (Ayadi et al., 2003). So we can suggest that the sediments remobilised during a big earthquake flow very far in the deep basin, which would explain why we do not find large debris flows at the foot of the slope. We should expect the sediments to be found far in the deep basin (out of our data set). Maybe the steepness of the slopes favours the high energy turbidity currents, dispersing the sediments far in the deep basin. If we look at the historical and instrumental seismicity, the margin has already experienced many large earthquakes which is known to have triggered landslides onland but probably also on the continental slope (El Robrini, 1986). For instance, the Bou Maad (mountains east of Tenes) northern slope experienced an I=X earthquake on January 15, 1891, and in general, the Tenes region is known to have been the place of several large events (Intensity VI to X) during the second half of the 19th century. This is also in favour of the presence of recurrent mass-flow deposits, as we observe in several places in our study zone.

However, these zones of recurrent mass-flow deposits are not necessarily located next to faults, but can be associated with upslope local high fluvial sedimentary fluxes or zones of unconsolidated sediments. The active fault zones can be characterized by local debris flows (transparent anisopach facies), sometimes recurrent, but mainly by chaotic echotypes, which correspond to locally disorganized, but not remobilised, sediments.

The volumes of destabilized sediments in the study area seems considerably smaller than the other slides known to have triggered tsunamis, for example in Puerto Rico ($>5 \text{ km}^2$, ten Brink et al., 2006). However, in some places smaller volumes (e.g. 0.2 km^3 , Californian margin, Fisher et al., 2005) were enough to trigger moderate tsunamis ($\sim 2 \text{ m}$ run up, Borrero et al., 2001). Therefore, finer tsunami modelling (i.e. taking into account the bathymetry, and calculating precisely the volumes of the slides) is needed if we want to better assess the tsunami hazard associated with submarine slides on this particular Algerian slope.

8. Conclusions and perspectives.

The main sedimentary processes identified in the study zone are principally hemipelagic deposition in the deep basin, except where salt diapirs outcrop, where some instabilities are identified. Mass-deposits such as slides are located on canyons flanks. Other large zones of disturbed sediments are evidenced and are generally associated to turbidity paths, but the perturbations can have another origin, like bottom currents or tectonics. We have seen that the relation between faulted zones and instabilities is not always straightforward. The active faults zones are generally surrounded by instabilities, but instabilities are not only located next to faults. A major reason for this is that the seismicity is diffuse over the whole area, and the important onland seismicity (with strong events like the M 7.3 El Asnam earthquake) is known to be able to trigger instabilities far away offshore. However, a major factor influencing the distribution of the different echo-types is the morphology of the margin, in particular the presence or not of scarps and canyons. For instance, the transparent echotypes are preferentially found at the foot of the slope. Around known faulted zones, the sediment seems to be disturbed and shows rather chaotic echotypes. Conversely, a chaotic echotype, according to the context, can also be obtained with other sources of disturbance, like sedimentary processes (turbidites, slumps) not necessarily earthquake-triggered. Some zones are the location of recurrent mass-wasting deposits. In addition, the relatively small size of these deposits (compared to non-seismic regions) can be partly explained by the frequent seismicity in the region, which does not enable the upslope margin to accumulate great amounts of sediments. These arguments favour a significant role of active tectonics in this zone, therefore we suggest that the instabilities of purely gravitary origin are relatively rare. However, we have shown that even if the size of the identified slides are relatively small, the few bigger ones are potentially able to trigger a tsunami. A finer study, including tsunami modelling and the integration of new data, such as the MARADJA2 2005 SAR and Chirp data, is now required to assess the tsunami hazard for the western Mediterranean coasts.

In other perspectives, a comparison with the Algiers zone, which was recently the location of many offshore earthquakes, among them the destructive M:6.8 21/5/2003 Boumerdes earthquake, but also strong historical earthquakes, would give information about the role of the frequency and “strength” of seismicity, for similar zones with approximately the same type of fluvial outputs and sedimentation rate.

Acknowledgements:

We thank Eliane Le Drezen and Jean-Marie Augustin (Ifremer) for their help in the processing of the “belle-image” backscattering data, and Renaud Cagna for the onboard processing of the bathymetry DEM. This research is funded by the GDR Marges (‘Instabilités gravitaires’), ESF EUROMARGINS (Westmed project), and the French ACI ‘Risques naturels’. Contribution n° XXX of the IUEM, Contribution n° XXX of GDR Marges.

References

- Auzende, J.M., 1978. Histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale. Thèse de doctorat, Paris VII, 152 pp.
- Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., Mahsas, A., Benouar, D., Heddar, A., Rouchiche, Y., Kherroubi, A., Frogneux, M., Lammali, K., Benhamouda, F., Sebaï, A., Bourouis, S., Alasset, P.J., Aoudia, A., Cakir, Z., Merahi, M., Nouar, O., Yelles, A., Bellik, A., Briole, P., Charade, O., Thouvenot, F., Semmane, F., Ferkoul, A., Deramchi, A., Haned, S.A., 2003. Strong Algerian earthquake strikes near capital city. *Eos Trans. AGU*, 84 (50), 561-568.
- Barjavel, G., 2006. Découverte d'un fan actif très atypique sur la marge ouest algérienne : le fan Kramis. Rapport de Master2, Université de Lille, 54 pp.
- Bezzeghoud, M., Dimitrov, D., Ruegg, J.C., Lammali, K., 1995. Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements. *Tectonophysics*, 249, 249-266.
- Borrero, J.C., Dolan, J.F., Synolakis, C.E., 2001. Tsunamis within the eastern Santa Barbara Channel. *Geophys. Res. Lett.* 28(4), 643-646.
- Bouillin, J.-P., 1986. Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 t.II, 4, 547-558.
- Chough, S.K., Mosher, D.C., Srivastava, S.P., 1985. Ocean Drilling Program (ODP) site survey (Hudson 84630) in the Labrador Sea : 3.5 kHz profiles, *Geol. Surv. Can. Paper*, 85-1B, 33-41.
- Chough, S.K., Lee, S.H., Kim, J.W., Park, S.C., Yoo, D.G., Han, H.S., Yoon, S.H., Oh, S.B., Kim, Y.B., Back, G.G., 1997. Chirp (2-7 kHz) echo-characters in the Ulleung Basin. *Geosci. J.*, 1, 143-153.
- Damuth, J.E., 1975. Echo-character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar. Geol.*, 18, 17-45.
- Damuth, J.E., 1980a. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near bottom sedimentation processes in the deep sea: a review. *Mar. Geol.* 24, 73-95.
- Damuth, J.E., 1980b. Quaternary sedimentation processes in the South China Basin as revealed by echo-character mapping and piston-core studies: The Tectonic and Geologic evolution of southeast Asian Seas and Islands, *Geophysical Monograph*, 23, AGU, p.105-125.
- Damuth, J.E., 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Mar. Petrol. Geol.*, 11(3), 320-346.
- Damuth, J.E., Embley, R.W., 1981. Mass-transport processes on Amazon Cone: western equatorial Atlantic. *AAPG Bulletin*, 65, 629-643.
- Damuth, J.E., Jacobi, R.D., Hayes, D.E., 1983. Sedimentation processes in the northwestern Pacific Basin revealed by echo-character mapping studies. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 381-395.
- Dan, G., Savoye, B., Cattaneo, A., Gaullier, V., Déverchère, J., Yelles, K., and Maradja 2003 team, Recent sedimentary patterns on the Algerian margin (Algiers area, southwestern Mediterranean). In preparation.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophy. Res. Lett.*, 32, L04311, doi : 10.1029/2004GL021646.
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H., 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *C. R. Geoscience*, 338, 80-91.
- El Robrini, M., Genesseeux, M., Mauffret, A., 1985. Consequences of the El-Asnam Earthquakes : turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean). *Geo-Mar. Lett.*, 5, 171-176.

- El Robrini, M., 1986. Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de doctorat, Paris VI, 164 pp.
- Embley, R.W., Jacobi, R.D., 1977. Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. *Mar. Geotechnol.*, 2, 205-228.
- Embley, R.W., 1976. New evidence for occurrence of debris-flow deposits in the deep-sea. *Geology*, 4, 371-374.
- Embley, R.W., 1980. The role of mass-transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. *Marine Geology*, 38, 23-50.
- Fisher, M.A., Normark, W. R., Greene, H.G., Lee, H.J., Sliter, R.W., 2005. Geology and tsunamigenic potential of submarine landslides in Santa Barbara Channel, Southern California. *Marine Geology*, 224, 1-22.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- Gaullier, V., Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, north-western Mediterranean basin. *AAPG Bulletin*, 82, 1140-1155.
- Gaullier, V., Savoye, B., Domzig, A., Déverchère, J., and the Maradja team, 2004. Depositional patterns off Algeria from echo-character mapping (MARADJA 2003 cruise) : Possible links with the recent and historical earthquakes. EGU Nice, EGU04-A-06232.
- Giresse, P., Pauc, H., Savoye, B., Dan, G., Déverchère, J., Yelles, K., Gaullier, V., and the MARADJA shipboard party, 2006. Depositional settings of gravity-flow deposits on the western Algerian margin. EGU Vienna, EGU06-A-06088.
- Giresse, P., Pauc, H., and the MARADJA Shipboard party. Depositional settings of gravity-flow deposits on the western Algerian margin. *Mar. Petrol. Geol.*, submitted to this volume.
- Heezen, B. C., Ewing, M., 1955. Orléansville earthquake and turbidity currents. *AAPG Bulletin*, 39(12), 2505-2514.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D., Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152, 502-508.
- Hollister, C.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P.F., 1974. Current-controlled abyssal sedimentation: Samoan Passage, equatorial west Pacific. *Journal of Geology*, 82, 275-300.
- Howe, J.A., Stoker, M.S., Masson, D.G., Pudsey, C.J., Morris, P., Larter, R.D., Bulat, J., 2006. Seabed morphology and the bottom-current pathways around Rosemary Bank seamount, northern Rockall Trough, North Atlantic. *Mar. Petrol. Geol.*, 23, 165-181.
- Jacobi, R.D., 1976. Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. *Mar. Geol.*, 22, 157-173.
- Le Cann, C., 1987. Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique. Conséquences géodynamiques. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 296 pp.
- Leclaire, L., 1970. La sédimentation Holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléare (précontinent algérien). Thèse d'Etat, Paris, 391 pp.
- Lee, S.H., Chough, S.K., Back, G.C., Kim, Y.B., Sung, B.S., 1999. Gradual downslope change in high-resolution acoustic characters and geometry of large-scale submarine debris lobes in Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), Korea. *Geo-Mar. Lett.*, 19, 254-261.
- Lee, S.H., Chough, S.K., 2001. High-resolution (2-7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the Korea Plateau, East Sea. *Sedimentology*, 48, 629-644.
- Loncke, L., Gaullier, V., Bellaiche, G., Mascle, J., 2002. Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping. *AAPG Bulletin*, 86(7), 1165-1186.
- Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.

- Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation ^{40}K – ^{40}Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin en Oranie au Miocène supérieur, C. R. Acad. Sci. Paris, série Ila 321, 975–982.
- Méar, Y., 1984. Séquences et unités sédimentaires du glaciaire rhodanien (Méditerranée Occidentale). Thèse de 3^e cycle, Université de Perpignan, 214 pp.
- Millot, C., Benzohra M., Taupier-Letage I., 1997. Circulation off Algeria inferred from the Médiprod-5 current meters. Deep sea research I, 44, 1467-1495.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., Edwards, B.D., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: *Geology of Continental Slopes* (ed. by L.J. Doyle and O.H. Pilkey). Spec. Publs. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 27, 61-73.
- Nocquet, J.-M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. Pure appl. Geophys., 161, 661-681
- Obaton, D., Millot, C., Chabert D'Hières, G., Taupier-Letage, I., 2000. The Algerian current : comparisons between in situ and laboratory data sets. Deep-sea Research I, 47, 2159-2190.
- Pratson, L.F., Laine, E.P., 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the MidEast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo-character. Mar. Geol., 89, 87-126.
- Réhault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean Basin, geological evolution. Marine Geology, 55, 447-477.
- Rouchy, J.-M., 2001. Le fonctionnement des bassins évaporitiques. Geochronique 80, 14.
- Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., et al., 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., **13**, 1447 pp.
- Sultan, N., Dan, G., and the PRISMA team, PRISMA cruise report, 2004.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C., Skei, J.M., 1987. Fjords: Processes and products. Springer-Verlag, New York, 379 pp.
- Tahchi, E., Hübscher, C., Courp, T., Maillard, A., Benkhelil, J., Mass wasting and drift deposition at the easternmost Cyprus arc off Syria. Mar. Petrol. Geol., submitted to this issue.
- ten Brink, U.S., Geist, E.L., Andrews, B.D., 2006. Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico. Geophys. Res. Lett., 33, L11307, doi:10.1029/2006GL026125.
- Van Haren, H., Millot, C., Taupier-Letage, I., 2006. Fast deep sinking in Mediterranean eddies. Geophys. Res. Lett., 33, L04606, doi:10.1029/2005GL025367.
- Vendeville, B., Gaullier, V., 2003. Role of pore-fluid pressure and slope angle in triggering submarine mass movements: Natural examples and pilot experimental models. First International Symposium on Submarine Mass Movements and their consequences. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06 - 11 April, Geophysical Research Abstracts (CD-Rom), Volume 5, ISSN : 1029-7006, Abstract Number : EAE03-A-09682.
- Yelles, A., and the Maradja2 team, 2006. A morphotectonic overview of the deforming seaward boundary of the Africa-Europe convergence zone off Algeria, from Oran to Annaba. EGU Vienna, EGU06-A-06147.
- Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Bezzeghoud, M., Buform, E., 2004. The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999. Pure appl. Geophys., 161, 607-621.
- Yelles-Chaouche, A.K., Boudiaf, A., Djellit, H., and Bracène, R., 2006. La tectonique active de la région nord-algérienne, C. R. Geoscience, 338, 126–139.
- Yoon, S.H., Lee, H.J., Han, S.J., Kim, S.R., 1996. Quaternary sedimentary processes on the east Korean continental slope. J. Geol. Soc. Korea, 32, 250-266.

3.6 Les plis-failles de Dellys à Annaba

La zone étudiée à présent (Figure 3.42) correspond à la zone couverte par le leg 2 de la campagne MARADJA2/SAMRA en Novembre-Décembre 2005 (Figure 2.1).

Nous allons étudier les secteurs situés entre l'est de Dellys et l'ouest d'Annaba.

Ce secteur comprend notamment le prolongement en mer du massif de la Grande Kabylie, et la zone de rupture présumée du séisme de Djidjelli de 1856. De plus, ce secteur présente un intérêt car les modèles de cinématique et les mesures GPS prédisent une vitesse de convergence plus rapide sur la marge est-algérienne comparée à la marge ouest. Il est donc à prévoir que de nombreuses structures actives sont également présentes en mer sur cette partie de la marge.

Les données sur cette partie de la marge ont été acquises tardivement dans ma thèse, donc je ne montrerai que la bathymétrie ainsi que des profils représentatifs par secteur. L'exploitation de ces données représente donc des résultats préliminaires, qui, cependant, donnent une bonne vision d'ensemble de la morpho-structure et de la tectonique le long de cette partie de la marge.

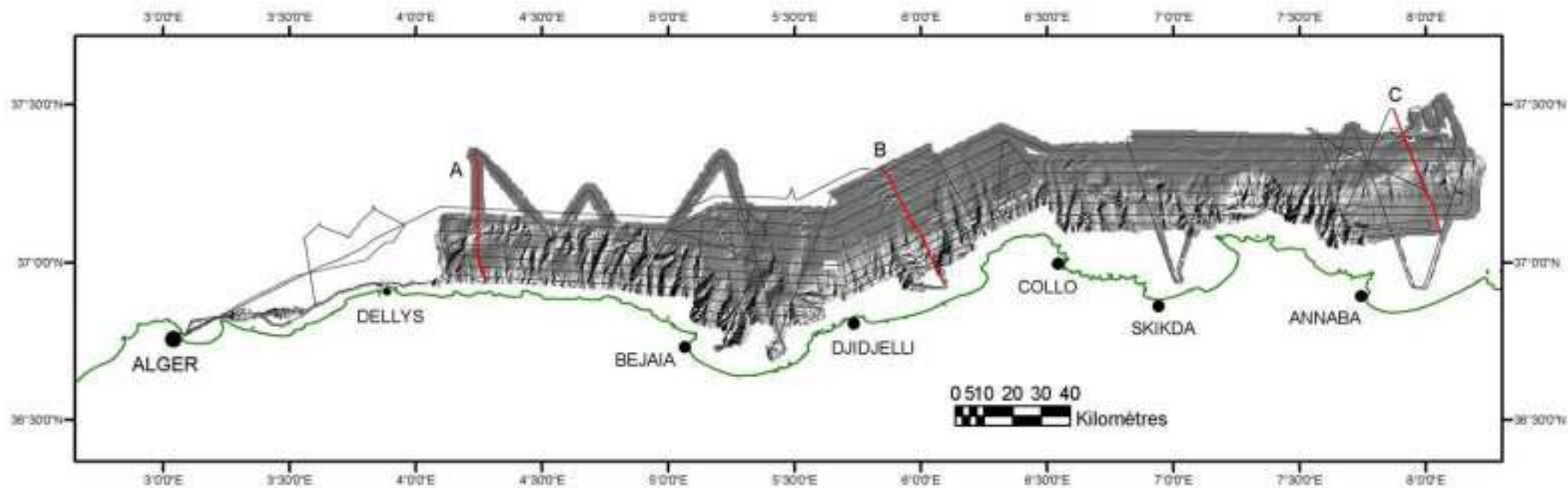


Figure 3.42 : Carte bathymétrique ombrée (MNT au pas de 50 m à partir des données de la campagne MARADJA2/SAMRA) de la zone de Dellys à Annaba. En rouge, localisation des profils sismiques A, B et C (Figures 3.45, 3.47 et 3.51 respectivement).



3.6.1. De Dellys à Bejaia

Entre Dellys et Bejaia (Figure 3.43), la plate-forme très étroite (<10 km) présente une première rupture de pente donnant sur un bassin perché formant un replat (RO sur Figure 3.44) qui s'étend jusqu'à 25 km au large. Ce replat est très entaillé par de larges canyons assez larges et profonds et présentant des déviations anormales à l'amont d'un second escarpement marqué, qui limite le bassin perché au nord. Cette seconde rupture de pente est globalement orientée E-O mais présente des alignements structuraux dans les directions ONO-ESE et OSO-ENE.

Au débouché des canyons, dans le bassin profond, à 30-35 km de la côte, on trouve des surfaces bombées (B sur figures 3.43 et 3.44) alignées sur la direction OSO-ENE (Figure 3.44), direction proche de celle des plis-failles de la région de Boumerdès. A l'est, en face de la baie de Bejaia, on retrouve un imposant édifice sédimentaire orienté NNO-SSE qui semble débiter très près de la côte, en raison de l'absence de plate-forme continentale. Ce système est marqué par 2 principaux canyons, dont l'un à l'ouest draine très probablement la Soummam, grand fleuve qui correspond au bassin-versant de la Grande Kabylie et qui a son débouché au niveau de Bejaia.

Quelques profils sismiques traversent le bassin perché au large de la Grande Kabylie : j'ai choisi le profil 75 (A sur Figure 3.42, Figure 3.45) qui est un bon exemple illustrant les deux styles de structures inverses actives dans cette région. Globalement, on retrouve le même style tectonique qu'à l'ouest, dans la région de Boumerdès (par exemple Figure 3.27), c'est-à-dire un bassin perché près de la pente contrôlé par une faille inverse à pendage sud qui entraîne un basculement des séries avec la création d'un bassin en *rollover* limité près de la pente par une faille normale d'accommodation.

Plus au nord, à 7-8 km de cette faille inverse, nous distinguons un petit pli très faiblement exprimé (B sur Figure 3.43), ce qui pourrait être un critère pour un début de fonctionnement très tardif ou bien pour des taux très faibles de déformation à ce niveau de la structure. En effet, nous nous trouvons à l'extrémité est de la faille de Boumerdès (en rouge sur la figure 4 de l'article Déverchère et al., 2005), peut-être sur un autre segment plus oriental de cette faille, et il serait logique que la déformation s'atténue aux extrémités de la structure et qu'elle soit prise en relais par d'autres structures : ici en l'occurrence, la faille du bassin perché, plus près de la pente.

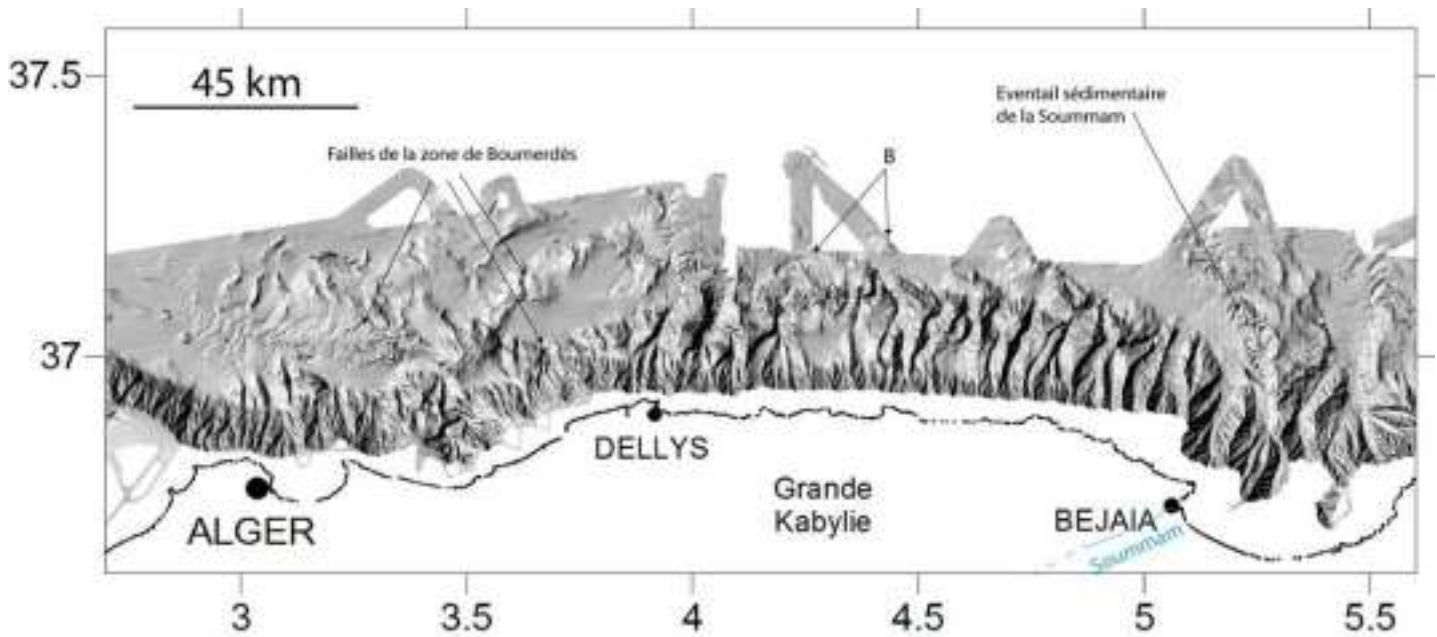


Figure 3.43 : Bathymétrie ombrée entre Alger et Bejaia. Nous nous situons au niveau de l'extension en mer de la Grande Kabylie. B : bombements anticlinaux, voir texte.

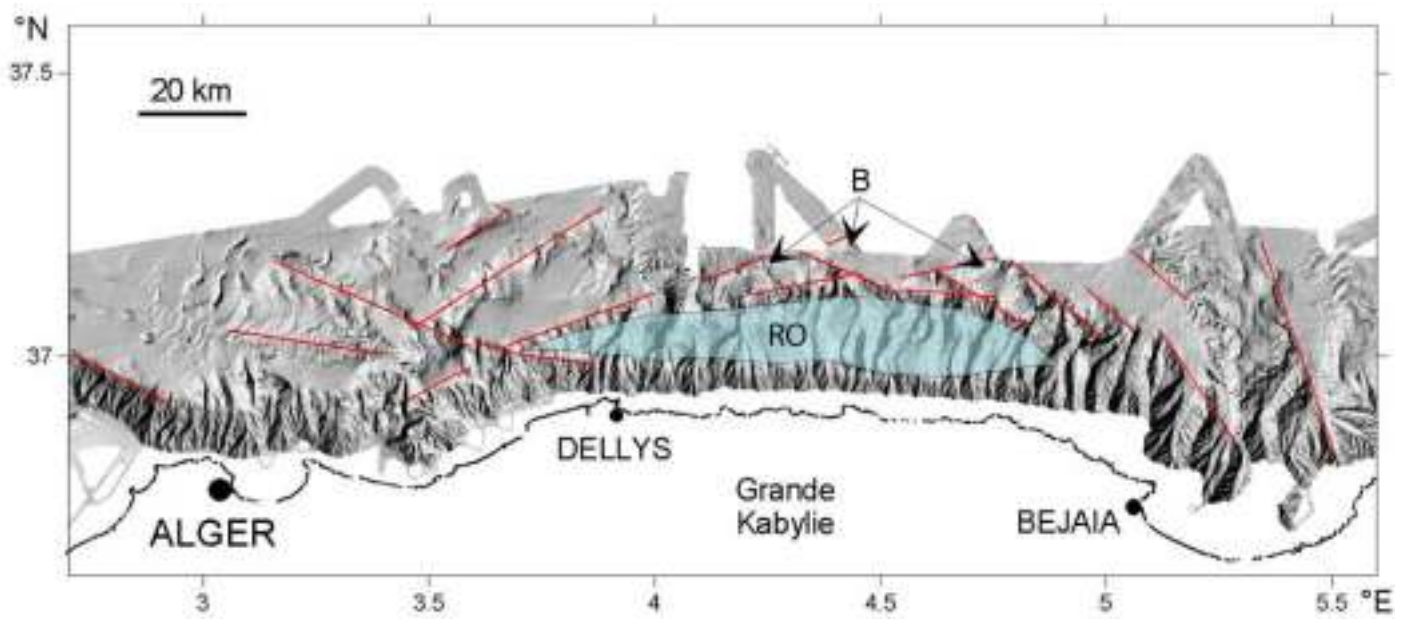


Figure 3.44 : Bathymétrie ombrée entre Alger et Bejaia indiquant les principales directions structurales. Ces linéaments ne correspondent pas tous à des failles actives mais peuvent être liés à de l'héritage structural. B : bombements anticlinaux en pied de pente. RO : bassin perché en rollover.

D'après les premiers dépôts en éventail, le début du raccourcissement daterait plutôt de début à mi-Quaternaire, si l'on considère que le changement de faciès clair-foncé au sein du Plio-Quaternaire correspond très approximativement à la limite Pliocène-Quaternaire, comme il a été possible d'estimer d'après le forage DSDP 371 (Hsü et al., 1978) qui se situe à proximité de nos lignes sismiques au large de Bejaia.

Si tel est le cas, on doit alors envisager que, par un effet géométrique et de part leur position relative, les segments de failles à l'ouest de la Grande Kabylie en échelon et, en avant par rapport aux autres segments à l'est, accommodent les premiers la convergence Afrique-Europe. Il est aussi possible qu'il y ait eu une mauvaise appréciation de la chronologie des déformations sur le secteur de Boumerdès, par des effets de mouvements de sel plus importants ou de remplissage sédimentaire plus actif (drainage plus important en amont), amenant à faire apparaître au Pliocène un « coin » sédimentaire.

Ce début de compression très tardif (Quaternaire) sur la faille contrôlant le grand bassin perché au large de la Kabylie pourrait être mieux contraint par l'étude des lits de canyons déviés. Comme on l'a vu, les canyons traversant ce bassin perché présentent presque systématiquement des déviations aux abords de la rupture de pente, suggérant des captures par basculement de blocs. Dans le futur, il serait donc intéressant d'étudier précisément la stratigraphie, et l'évolution dans le temps et l'espace des lits de canyons, sur les profils sismiques longitudinaux, afin de déterminer à partir de quel moment le réseau de drainage a commencé à être perturbé par la tectonique active.

Etant donnée la faible pénétration de nos profils sismiques en profondeur et le caractère diffractant des séries au pied de pente, il nous est impossible de distinguer clairement des plans de faille. Ainsi, les pendages indiqués sont mal contraints. Cependant, considérant la géométrie des différents bassins perchés (et présence ou non de *rollover*), et les arguments évoqués au paragraphe 3.3, on peut penser qu'ici aussi nous sommes en présence d'une structure active du type de celle décrite au large de Boumerdès, à savoir des rampes, probablement aveugles, assez raides émergeant au pied de la marge, entraînant la formation d'un bassin principal en *rollover*, puis, éventuellement ramifiées sur cette rampe, des replats prolongés vers le large (7-8 km) par d'autres rampes, formant des bassins en *piggy-back* marqués dans la topographie par les bourrelets identifiés par un B (Figure 3.43, 3.44).

Deux caractéristiques importantes sont à souligner : (1) le bassin en *rollover*, quasi continu depuis l'Ouest de Boumerdès jusqu'à Béjaïa, atteint une largeur maximale (15 km) dans la partie centrale (4.2°E – 4.8°E) ; et (2) il suivrait grossièrement la bordure du massif de Grande Kabylie, passant d'ouest en est à des directions NE-SO puis E-O puis NO-SE. Cette structure est donc absolument majeure et « signe » structuralement le soulèvement tectonique actif du massif de Grande Kabylie par un mécanisme de chevauchement à pendage SE à S.

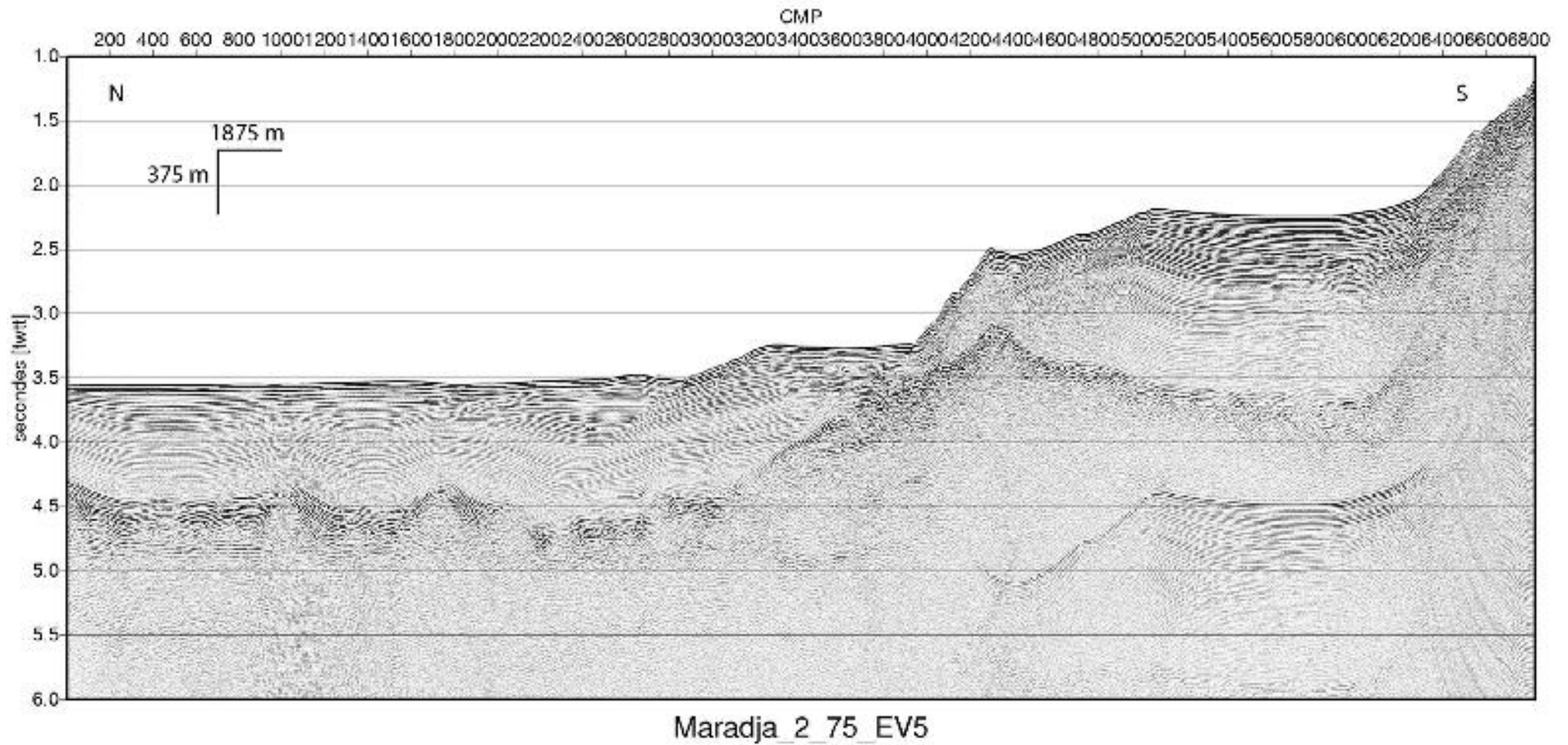


Figure 3.45a : Profil sismique 24-traces (A, figure 3.42) (exagération verticale : 5) perpendiculaire à la marge, au large de la Grande Kabylie.

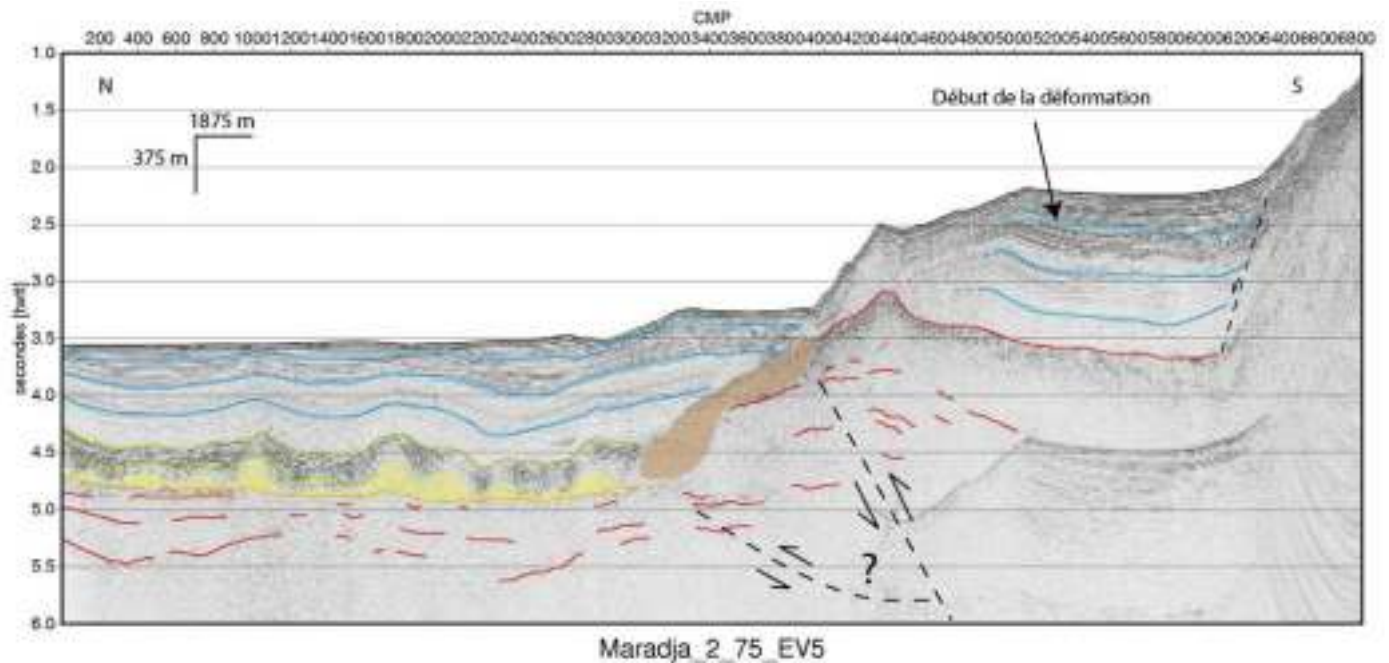


Figure 3.45b : Profil sismique 24-traces (A, figure 3.42) (exagération verticale : 5) perpendiculaire à la marge, au large de la Grande Kabylie. En rouge : socle acoustique ou dépôts sédimentaires infra-salifères, orange : base du sel, jaune : sel messinien, vert : évaporites supérieures, marron : corps détritiques possiblement liés à la crise de salinité messinienne, bleu : sédiments plio-quatérnaires. Le réflecteur séparant les dépôts anté-tectoniques des dépôts syntectoniques et en éventail est indiqué par une flèche.

3.6.2. Le secteur de Djijelli – Collo

Comme il a été développé à la section 1.3.1, ce secteur fut le théâtre de deux très violents séismes les 21 et 22 Août 1856 tous deux suivis d'un tsunami. De nombreux indices font penser que la faille responsable était en mer.

En étudiant la bathymétrie (Figures 3.46 et 3.48), on observe une marge assez abrupte, caractérisée par une quasi-absence de plate-forme continentale et un bassin profond de 2400-2600 m à une vingtaine de kilomètres de la côte. Les canyons sont très courts au large de Djidjelli alors qu'ils se prolongent dans le bassin profond, au large du massif de Collo. Ces longs canyons (bien visibles en sombre sur la Figure 3.46) sont déviés. On remarque également de nombreuses vagues sédimentaires dans le bassin profond. Enfin, une observation très importante est la présence d'un escarpement marqué en pied de pente, de quelques dizaines voire une centaine de mètres de haut par endroits (Figure 3.46), de 15 km à 30 km de la côte, d'est en ouest, qui est retrouvé de part et d'autre des canyons au nord-est de Djidjelli.

Nous allons maintenant examiner un profil perpendiculaire à la marge et immédiatement adjacent à cette rupture de pente : le profil 83 (Figure 3.47).

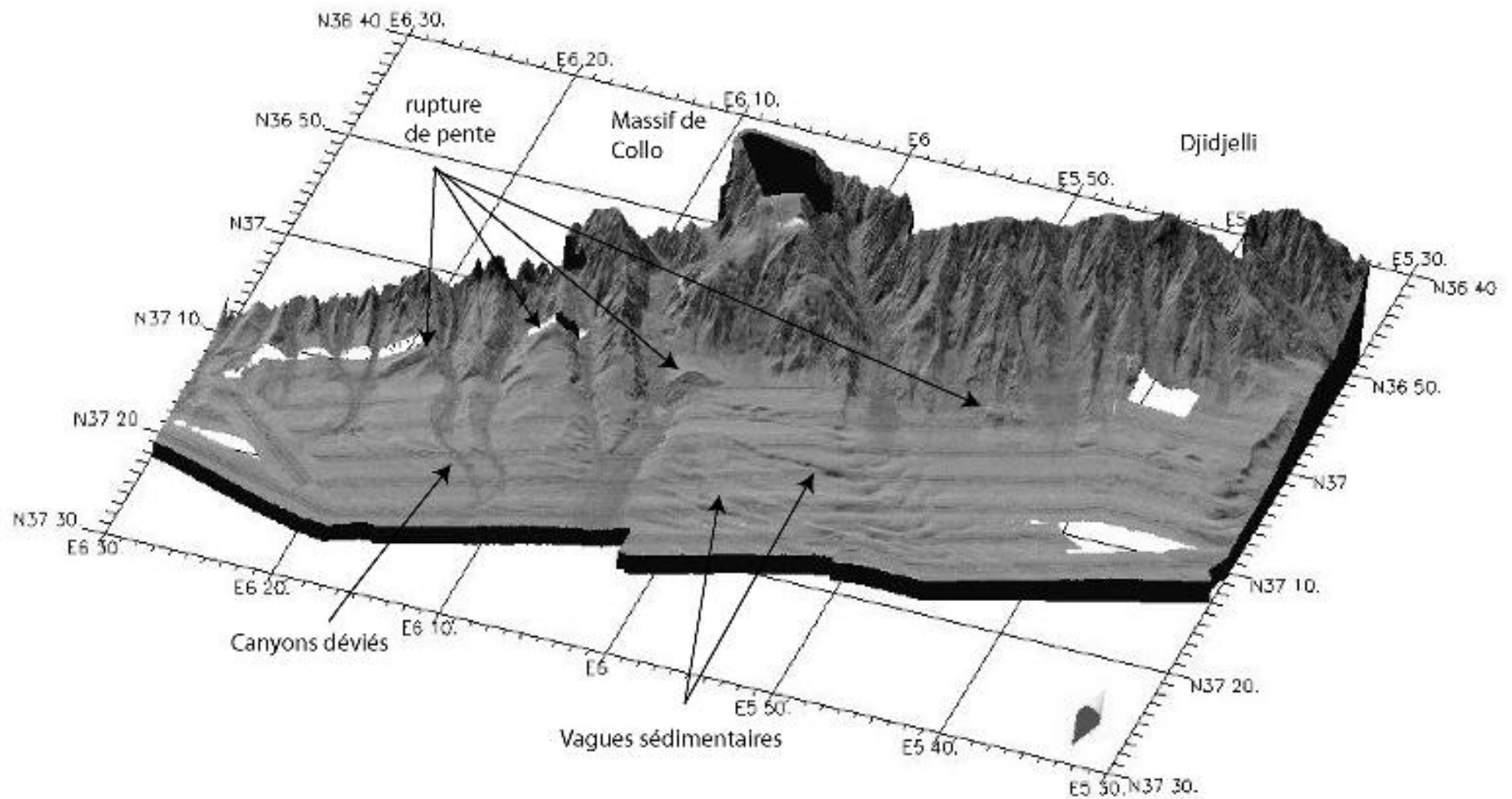


Figure 3.46 : Vue 3D du MNT de la région de Djidjelli avec la réflectivité superposée (forte réflectivité en foncé, faible réflectivité en clair). Le côté noir de la boussole indique le nord.

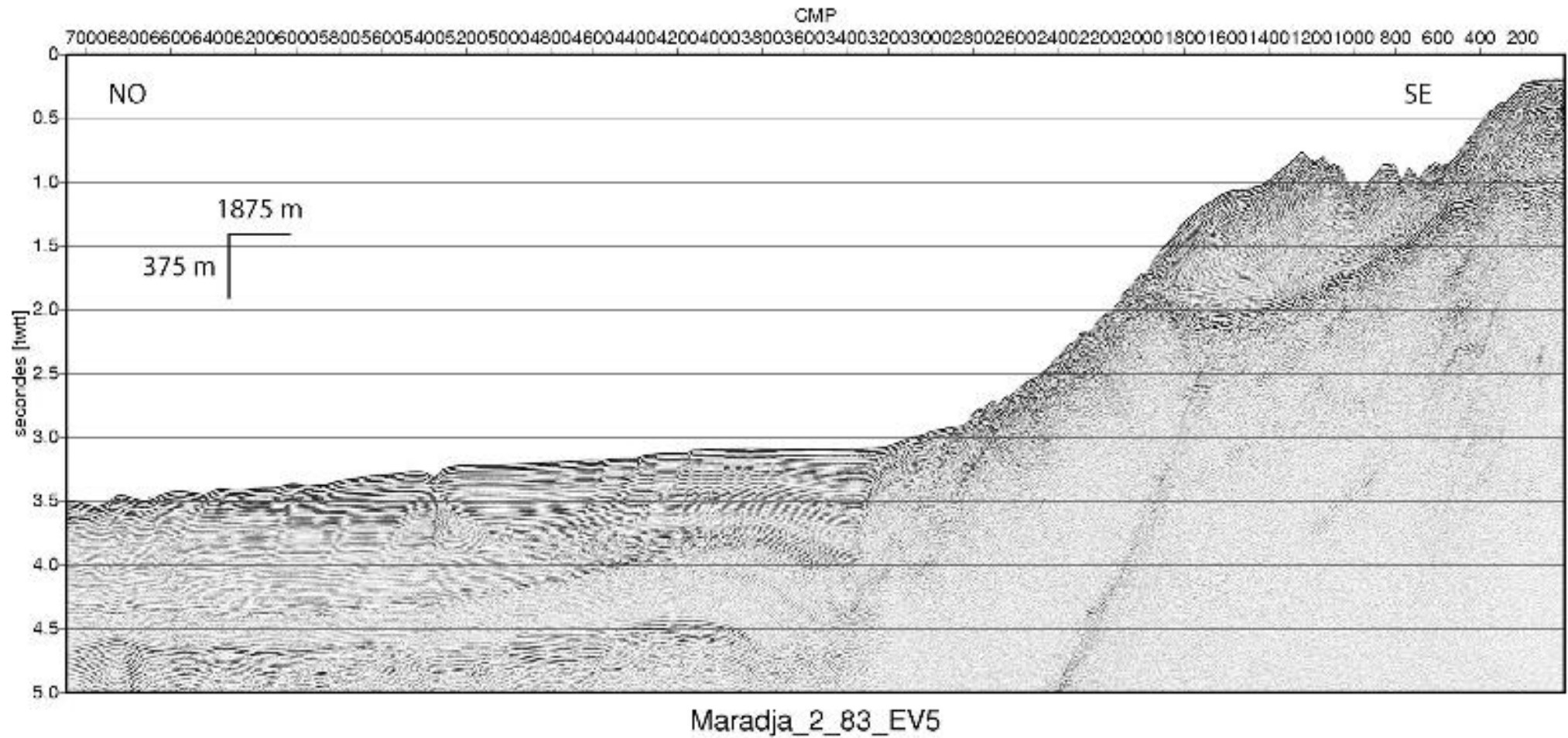


Figure 3.47a : Profil sismique 24-traces (B, Figure 3.42) n° 83 (exagération verticale : 5), perpendiculaire à la marge, au nord-est de Djidjelli.

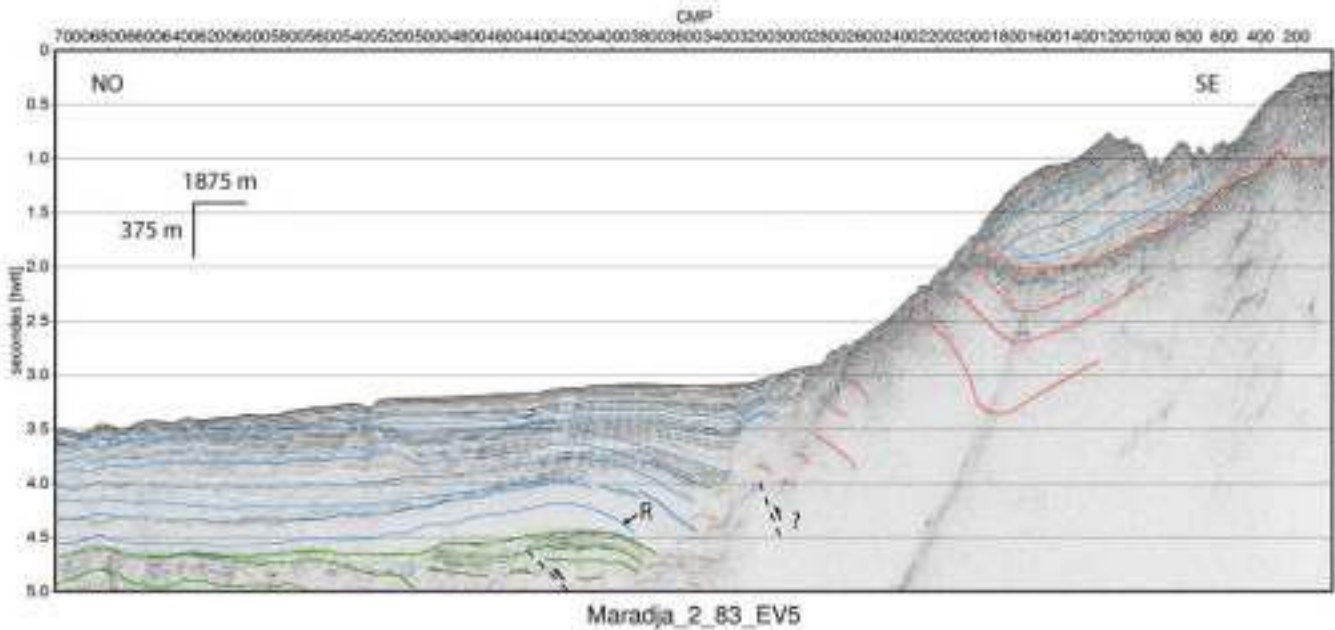


Figure 3.47b : Profil sismique 24-traces (B, Figure 3.42) n° 83 (exagération verticale : 5), perpendiculaire à la marge, au nord-est de Djidjelli. En rouge : socle acoustique ou dépôts sédimentaires infra-salifères, vert : évaporites supérieures, marron : corps détritiques possiblement liés à la crise de salinité messinienne, bleu : sédiments plio-quadernaires. Le réflecteur séparant les dépôts anté-tectoniques des dépôts syntectoniques et en éventail est indiqué :R.

Le profil sismique en Figure 3.47 indique, en amont, un socle plissé recouvert de sédiments plio-quadernaires apparemment non perturbés par de la tectonique récente. La pente est assez abrupte, avec un dénivelé de $\sim 10^\circ$. Dans la pente on distingue un petit pli qui indiquerait une faille inverse sous-jacente. Au pied du bassin, on observe une forme anticlinale peu marquée dans la topographie, mais bien visible sur les profils sismiques (Figure 3.47) dans les sédiments plio-quadernaires, avec des séries en éventail près de la pente. Elle a une longueur d'onde d'une dizaine de kilomètres. Cette forme est-elle liée à des phénomènes sédimentaires ou de la tectonique active ? Plus loin dans le bassin, la sédimentation superficielle est affectée de vagues sédimentaires, probablement dues à des phénomènes hydrodynamiques (courants marins, ou courants de turbidité). Ces vagues ont une longueur d'onde d'environ 1 kilomètre, une longueur d'onde bien inférieure à celle de la forme anticlinale en pied de pente. Malheureusement nous ne pouvons pas voir les réflecteurs sous 5 secondes temps-double, mais il semble que les évaporites supérieures présentent des interruptions et des décalages au sein de leurs réflecteurs, ce qui serait en faveur de la présence d'une faille inverse en profondeur, qui est aussi à l'origine de l'anticlinal.

Nous allons maintenant nous intéresser à la possible zone de rupture du séisme de Djidjelli en 1856. Sur le profil 83 (Figure 3.47), d'après les sédiments plio-quadernaires plissés et basculés, on distingue la présence probable de 2 failles inverses, relativement proches (~ 7 km) sur ce transect. Grâce à

l'étude des autres profils sismiques de la zone (Figure 3.42), un troisième puis un quatrième segment ont également pu être identifiés à l'ouest des deux précédents, tous disposés en échelons plus ou moins recouvrants (Figure 3.48). Ces différents segments de failles ne font apparemment guère plus de 30-40 km (sauf si le segment le plus au nord se poursuit en dehors de notre couverture bathymétrique et sismique), ce qui est a priori suffisant pour générer un séisme de magnitude 5.6 (Magnitude estimée par Harbi, 2001) d'après les relations de Wells et Coppersmith, 1994. Ainsi on peut proposer qu'au moins deux des segments identifiés auraient pu jouer lors du « double » séisme de 1856, c'est-à-dire 2 segments en échelon qui auraient tous deux rompu à 1 jour d'intervalle. Il reste à savoir lesquels auraient rompu, et lesquels ne l'ont pas encore fait. Dans le futur, un examen détaillé des lignes du sondeur de sédiment Chirp, des ruptures « fraîches » ou des instabilités sédimentaires, mais aussi une analyse de carottages, pourront aider à répondre à cette question et à conforter cette interprétation préliminaire.

Grâce à la ligne sismique 83 (Figure 3.47), la vitesse de raccourcissement sur le pli identifié en pied de pente a pu être estimée. L'âge du réflecteur utilisé pour le calcul (marqué R sur la Figure 3.47), qui limite approximativement les dépôts anté-tectoniques (isopaques) des dépôts syntectoniques (en éventail) pour le pli en pied de pente, a été évalué à 2-3 Ma, car il se situe clairement avant le changement de faciès qui a lieu approximativement à la limite Quaternaire-Pliocène. En mesurant sa longueur initiale (« déplié ») et en la comparant à sa longueur finale, des estimations de quantité et vitesse de raccourcissement minimale peuvent être obtenues. Le pourcentage de déformation estimé par cette méthode s'élève à $1.6 \pm 0.2 \%$, ce qui donne un taux de raccourcissement depuis le dépôt de l'horizon R de $2.1 \pm 0.7 * 10^{-16} \text{ s}^{-1}$, donc une vitesse de raccourcissement de $0.14 \pm 0.04 \text{ mm/an}$. Ce chiffre est très similaire aux valeurs obtenues pour les structures observées plus à l'ouest, vers Boumerdès. De plus, dans la région de Djidjelli, la déformation aurait également débuté pendant le Plio-Quaternaire, mais ici clairement après le début du Pliocène, et très probablement aux alentours de 2 à 3 Ma. Des forages seraient nécessaires pour contraindre cet âge de début de la déformation, ou du moins des datations sur les carottes disponibles dans la région afin de connaître les taux de sédimentation précis dans cette zone.

Pour conclure, nous observons dans le secteur de Djidjelli un nouveau style de la déformation, avec des plis assez discrets dans la topographie, contrôlés par des failles actives en échelon en pied de pente, à environ 30 km de la côte, avec une orientation OSO-ENE (Figure 3.48). La géométrie des failles pourrait être la même que dans le secteur de Boumerdès près de la pente (rampe unique près de la pente). Cependant les plis et les *rollovers* sont très peu développés, peut-être à cause d'un début de tectonique plus tardif, ou bien en raison de vitesses de glissement sur faille assez similaires aux vitesses de sédimentation, ne permettant donc pas le développement de *rollovers*, en théorie associés avec les rampes près de la pente (comme dans le secteur de Boumerdès).

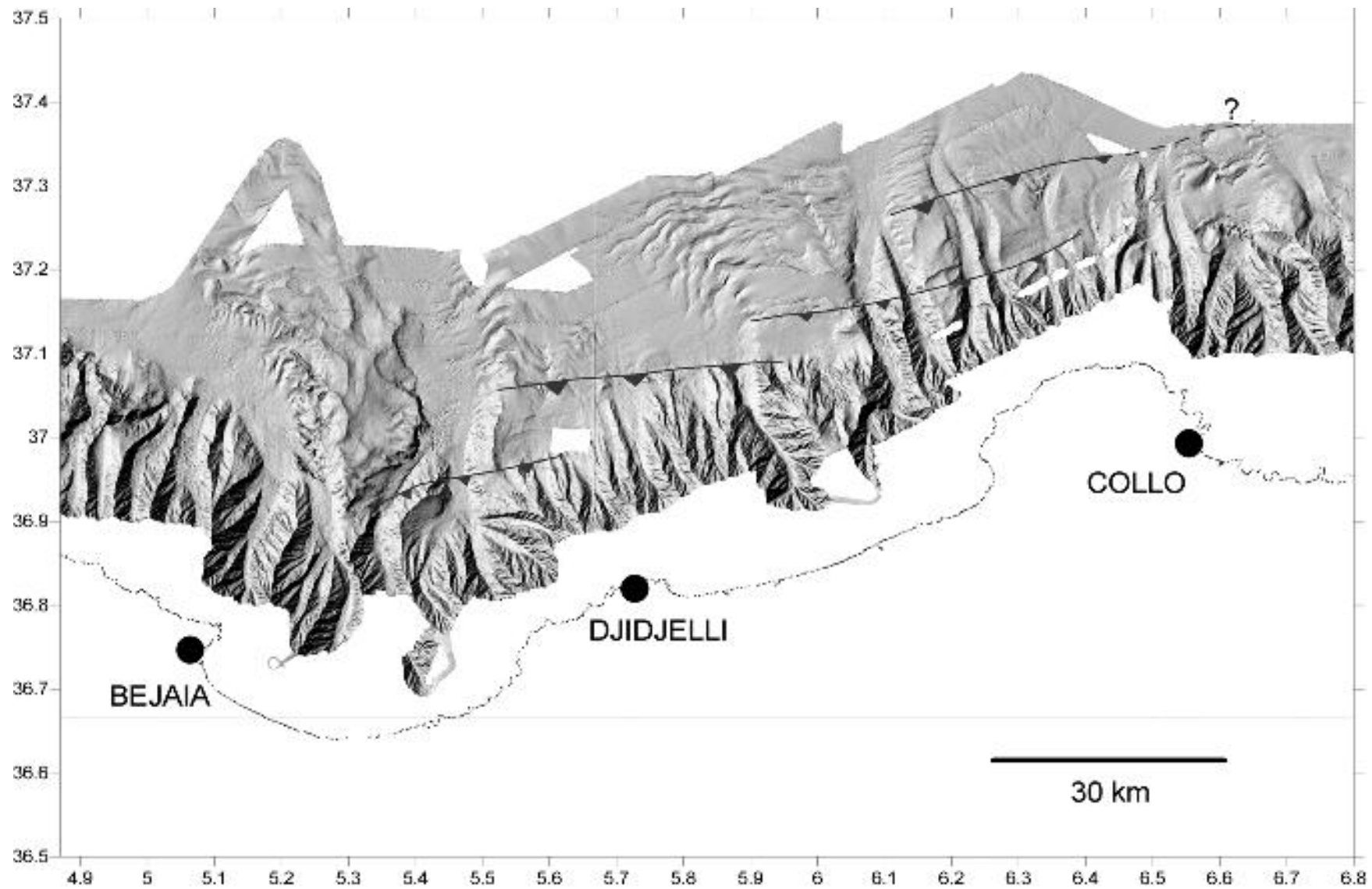


Figure 3.48 : Bathymétrie ombrée du secteur de Djidjelli avec les structures présumées actives (chevauchements).

3.6.3. Le secteur de Skikda-Annaba

Le secteur de Skikda et Annaba (Figures 3.49, 3.50) présente deux plates-formes continentales bien développées, dans les baies de Skikda et Annaba. Entre ces deux plate-formes, on observe un secteur très entaillé par les canyons, et un dôme arrondi, en continuité avec la pointe du Cap de Fer, constituée d'une intrusion magmatique, d'âge Miocène moyen (Wildi, 1983). En terminaison de plate-forme, la rupture de pente, d'environ 7° au large d'Annaba, et un peu plus accidentée au large de Skikda, est remarquablement rectiligne. Dans le bassin au large d'Annaba, on observe, à l'est, des formes anticlinales marquées à 10 km du pied de pente et ~ 60 km de la côte (Figure 3.49), et, à l'ouest, un bassin perché large de 12 km près de la pente situé à ~ 40 km de la côte (Figure 3.50), orientés parallèlement à la marge.

Au large de Skikda, deux ruptures de pente en pied de marge, jusqu'à 200 m de dénivelé, sont visibles à environ 35 km de la côte (Figure 3.50). Plus au large, un bourrelet anticlinal de quelques kilomètres de long, est aussi visible à près de 40 km de la côte (Figure 3.49). Mon objectif dans cette partie est de déterminer par les profils sismiques si ces structures observées dans la bathymétrie sont liées à une activité tectonique récente et/ou active.

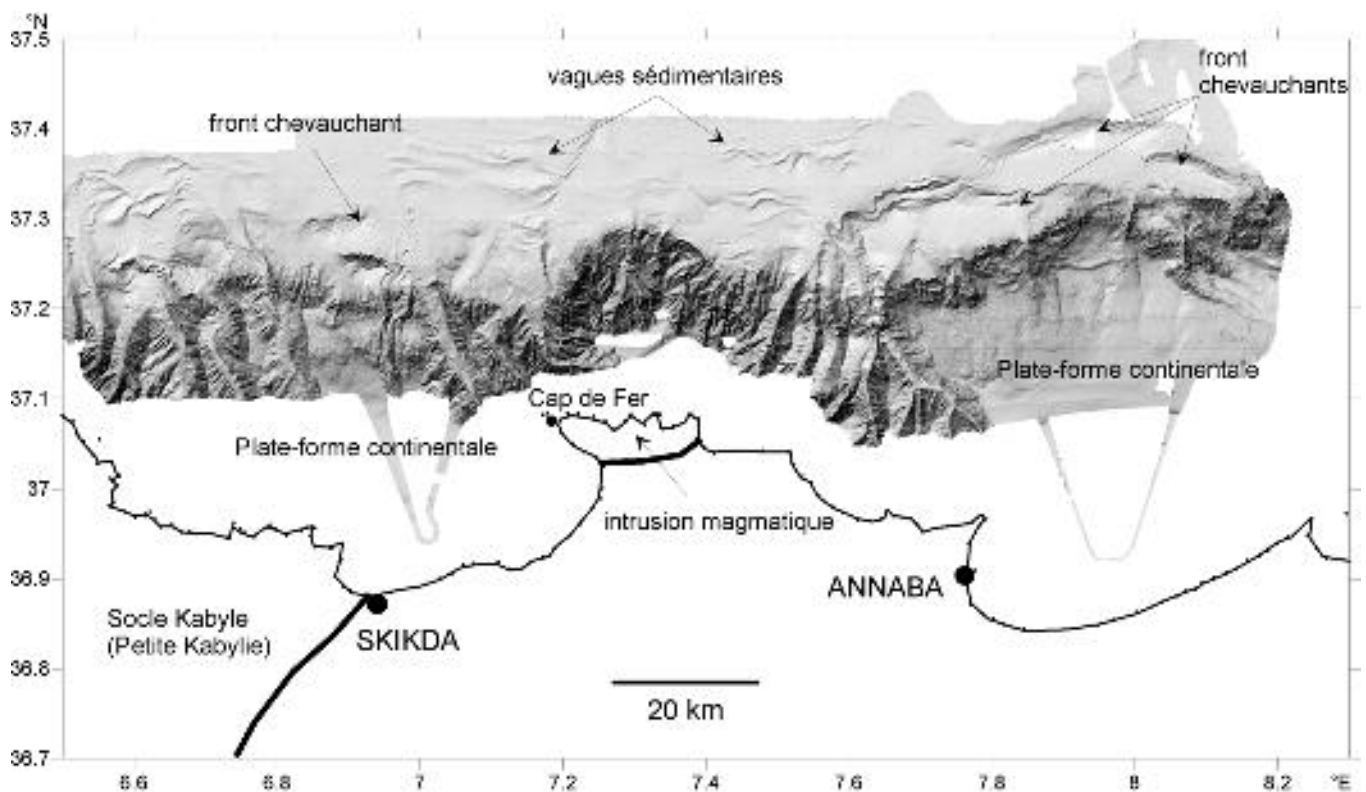


Figure 3.49 : MNT ombré (éclairage du sud-est) de la région de Skikda et Annaba montrant les principales structures visibles en mer. A terre, les limites du socle cristallin kabyle et de l'intrusion magmatique du Cap de Fer sont indiquées en trait gras.

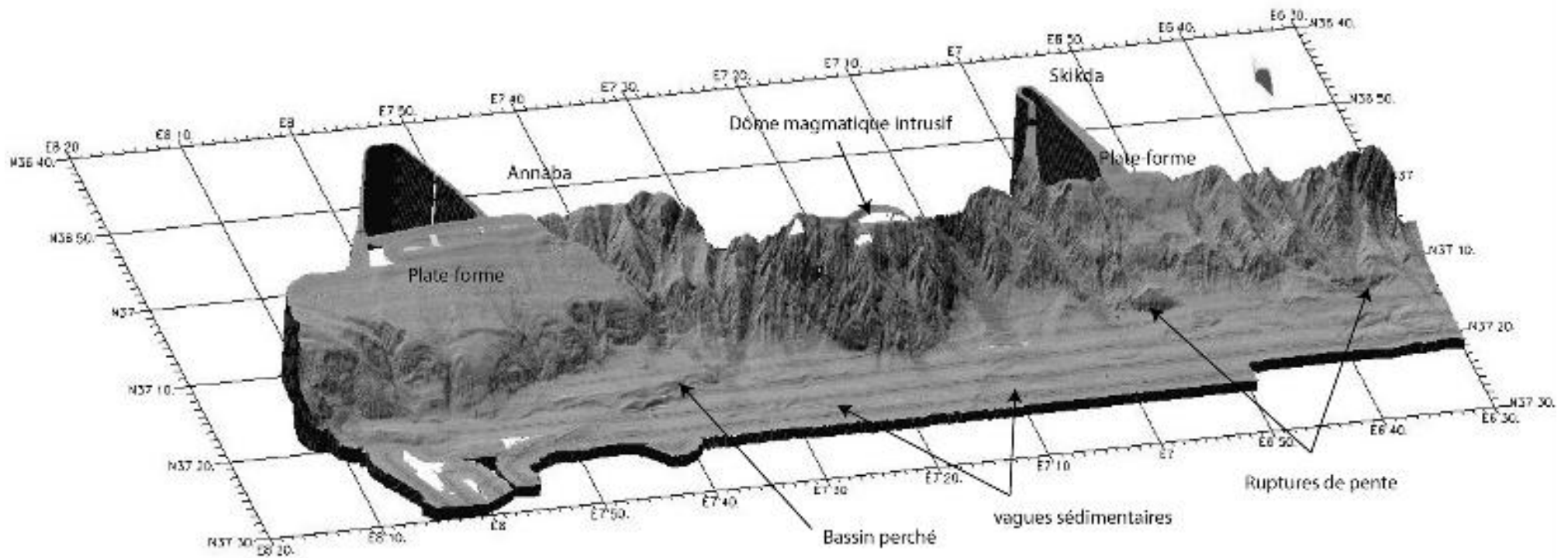


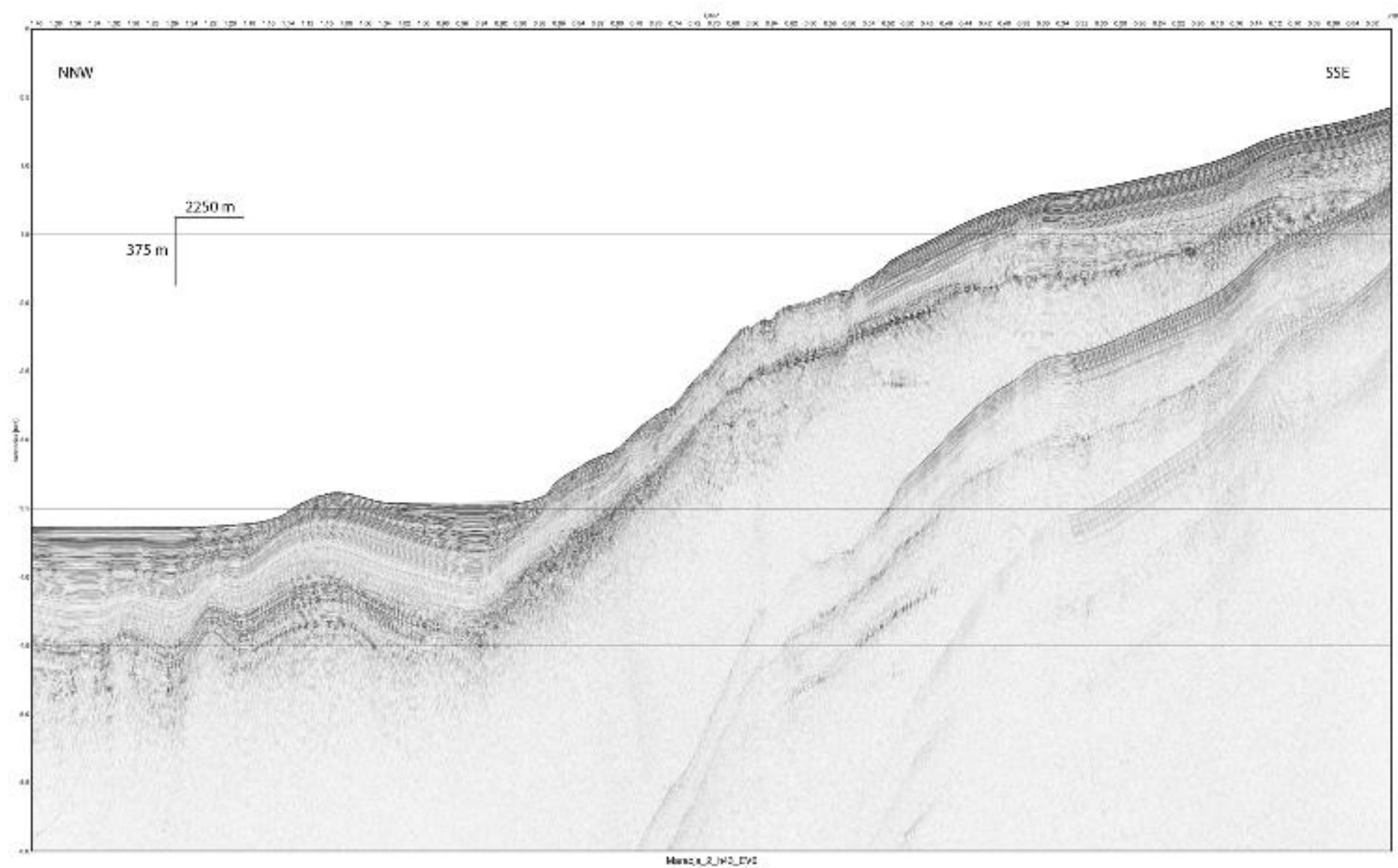
Figure 3.50 : Vue 3D du MNT ombré au large de Skikda et Annaba avec la réflectivité superposée (en sombre : forte réflectivité, en clair : faible réflectivité). Le côté noir de la boussole indique le nord.

Les profils sismiques recoupant les structures identifiées sur la bathymétrie (par exemple Figure 3.51), montrent que la plate-forme est constituée d'anciens plis recouverts par des sédiments plio-quaternaires non perturbés. Dans le bassin, en revanche, des plis sont situés à proximité de la pente. Ce schéma pour la région d'Annaba est similaire à celle de Skikda. La rupture de pente observée au large de Skikda (Figure 3.50) pourrait quant à elle peut-être correspondre à la faille normale qui accommode le mouvement en aval du front chevauchant identifié (Figures 3.49, 3.51), mais une plus grande quantité de profils transverses à la marge serait nécessaire pour déterminer son origine. En effet, le dénivelé paraît plutôt important comparé à la quantité de soulèvement générée par le pli en aval, donc il faudrait peut-être chercher une autre explication. Au vu des directions structurales très marquées et des canyons déviés dans la pente au large de Skikda, il n'est pas non plus exclu de trouver d'autres failles actives à ce niveau.

Dans le cas du profil 43 au large d'Annaba (Figure 3.51), on peut voir que le pli en pied de pente ne peut pas être dû à de la tectonique salifère car : (1) il est de plus grande longueur d'onde que les dômes de sel adjacents et son amplitude est bien plus importante, (2) les dômes de sel adjacents semblent perturbés et pincés par la présence de ce pli à côté d'eux, (3) le pli est clairement asymétrique, avec un flanc nord plus abrupt. Ainsi, nous proposons qu'une faille inverse est située sous ce pli.

Ce pli est actuellement toujours actif comme le montrent les profils Chirp (Figure 3.52) sur lesquels on voit un basculement des séries les plus récentes et des fractures et plissements dans les sédiments les plus superficiels.

Tout comme dans le cas du pli en pied de banc de Khayr al Din, il est difficile de préciser, faute de vision en profondeur, par quel type de faille (géométrie, pendage) il peut être contrôlé. Nous pouvons néanmoins effectuer un calcul de la vitesse minimale de raccourcissement sur ce pli, de la même manière que pour le secteur de Djidjelli ou Boumerdès, en faisant l'hypothèse d'un pli-faille en propagation ou en '*trishear*'. Nous avons tout d'abord déterminé le moment de début de la compression sur ce pli. Il est marqué par le réflecteur R (Figure 3.51), qui limite les séries isopaques ($L1=L1'$) des séries anisopaques (syntectoniques, $L2 \neq L2'$). Ce réflecteur marque grossièrement le changement de faciès près de la limite Pliocène-Quaternaire. Cependant, comme il subsiste une large incertitude sur l'âge de ce réflecteur, nous effectuerons plusieurs calculs en testant plusieurs âges pour le réflecteur R. Nous avons donc mesuré la longueur du réflecteur R « déplié », et comparé celle-ci à sa longueur finale (L'). Nous obtenons 3.9% de déformation sur ce pli, soit un taux de déformation de $6.8 \pm 0.5 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$, si l'on prend en compte un âge du réflecteur R entre 1.8 et 3 Ma. Ainsi on obtient une vitesse de $0.261 \pm 0.065 \text{ mm/an}$ depuis le début du Quaternaire sur ce pli.



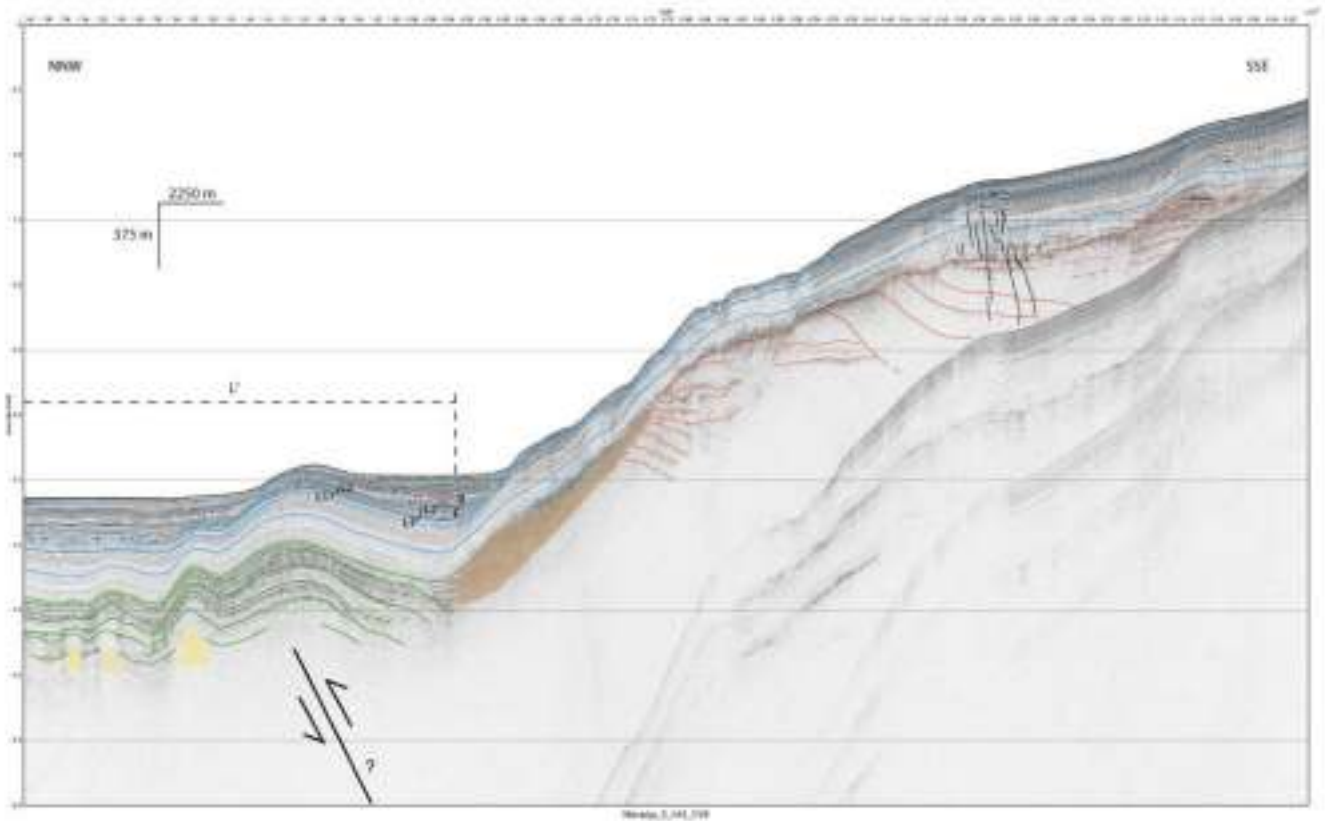


Figure 3.51 : Profil sismique 72-traces n°43 au large d'Annaba (C sur Figure 3.42) (page précédente : non interprété, ci-dessus : interprété) (Exagération verticale : 6). L' : longueur finale du réflecteur R. C'est cette longueur qui a été « dépliée » pour le calcul du taux de déformation.

Ce chiffre est un peu plus élevé que pour le pli au large de Djidjelli, ce qui est cohérent avec le fait qu'il est mieux exprimé dans la morphologie que ce dernier, mais ceci est peut-être aussi contrôlé par le fait que les deux plis n'ont pas commencé à se déformer au même moment. Il faut aussi noter que les séries avant le réflecteur R (Figure 3.51) ne sont pas toutes rigoureusement isopaques, surtout dans les évaporites supérieures. Il faut bien sûr prendre en compte les mouvements du sel qui ont dû avoir lieu après son dépôt, mais il n'est pas non plus exclu que quelques épisodes de tectonique compressive aient eu lieu pendant cette période anté-pliocène. Ainsi, il se peut que des changements de vitesses de raccourcissement aient eu lieu, signant une évolution polyphasée de cette reprise en compression.

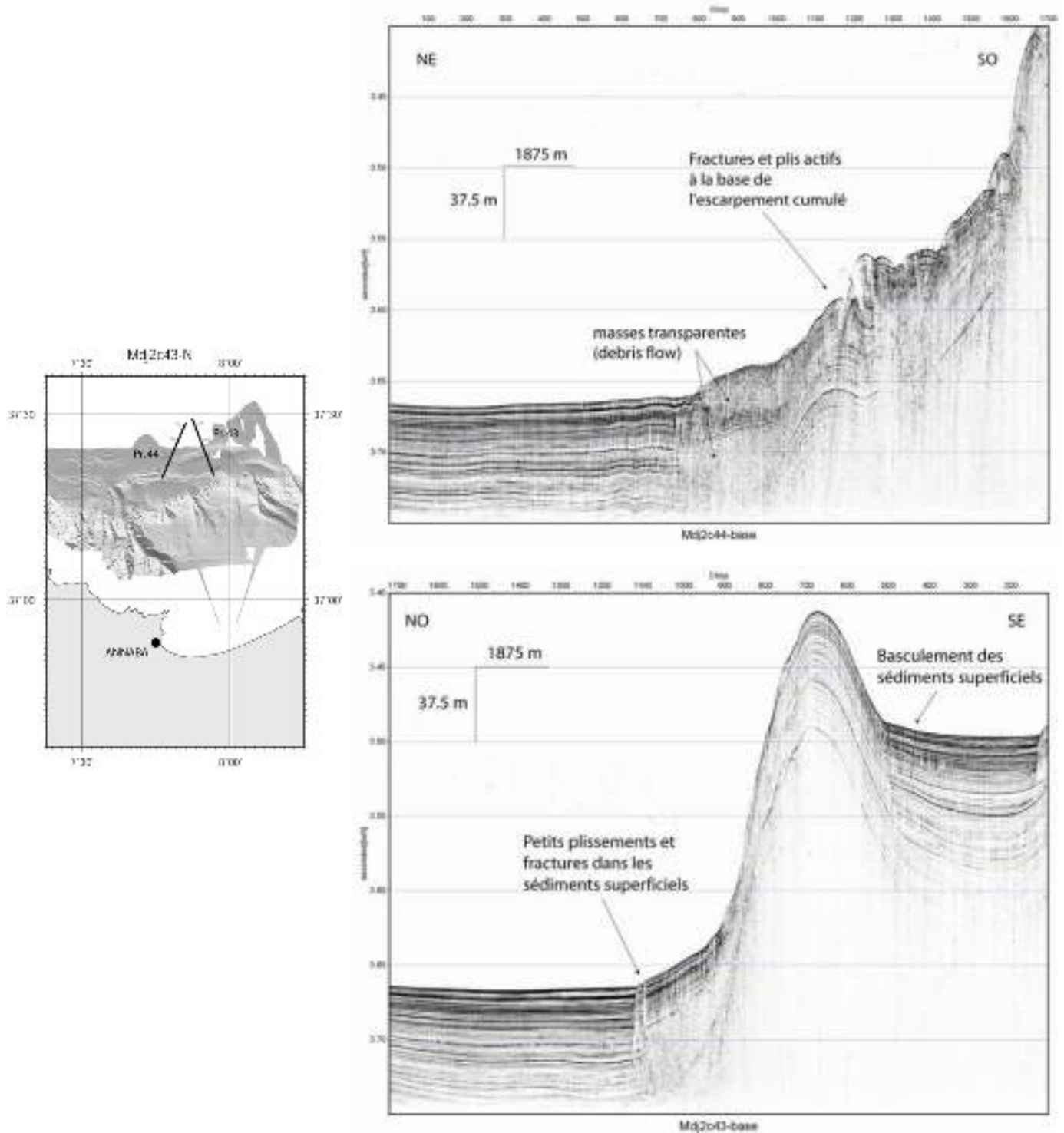


Figure 3.52 : Sections Chirp (exagération verticale : 50)(figures de Bernard Mercier de Lépinay, Géoazur Sophia-Antipolis) illustrant la géométrie des sédiments superficiels, et en particulier les plis et fractures présents au pied des fronts chevauchants identifiés grâce à la sismique 24 et 72-traces, ainsi que le basculement des séries sur le dos de l'anticlinal, attestant de l'activité actuelle des chevauchements.

3.6.4. Synthèse de la néotectonique sur la marge est-algérienne

Nous avons vu qu'une fois de plus, la déformation récente et active se manifeste au voisinage du pied de pente sous forme de plis-failles, en dépit du fait que les profils sismiques permettent rarement une visualisation des réflecteurs sous le sel. Des données de sismique lourde plus pénétrante permettraient de mieux identifier les réflecteurs profonds, et ainsi l'enracinement des failles et la géométrie en profondeur des plis. Pour l'instant, nous pouvons supposer que les failles en pied de pente ont une géométrie en rampe, et sont probablement assez raides étant donné la plus faible longueur d'onde des plis comparée aux plis dans le bassin au large de Boumerdès, qui ont probablement une géométrie en rampe et replat (de type 'fault-propagation fold', voir Suppe et Medwedeff, 1990). Néanmoins, il n'est pas exclu que certains plis naissent par mouvements sur des replats près de la surface (de type 'fault-bend folding', voir Suppe, 1983). Un autre élément nouveau est que dans certains cas, il a été possible de mettre en évidence des dislocations (ruptures) à l'échelle de quelques mètres sur les flancs externes de ces plis.

Pour conclure, grâce aux profils sismiques de la campagne Maradja2/Samra en 2005, il a été possible de dresser une carte structurale préliminaire de la marge sous-marine est-algérienne (Figure 3.53). De nombreuses incertitudes subsistent sur la dimension spatiale et la géométrie en profondeur des plis-failles, notamment à cause du fait que les profils transverses aux structures étaient relativement peu nombreux. Ainsi, il a souvent été difficile de déterminer l'extension latérale des failles et plis, ce qui a été aggravé par la présence dans la bathymétrie de vagues sédimentaires et de larges canyons très actifs, recouvrant ou érodant tout décalage causé par la tectonique. Les zones immédiatement au large de Collo et du Cap de Fer, ainsi que celle des canyons au débouché de la Soummam sont particulièrement difficiles à observer. Elles s'avèrent pourtant très importantes pour la compréhension de la répartition de la déformation, et pour expliquer comment la déformation est relayée d'une part entre les structures au large de la Grande Kabylie et la zone au large de Djidjelli, d'autre part, entre les plis-failles au large de Djidjelli et ceux au large de Skikda, et, finalement entre les régions au large de Skikda et d'Annaba.

En résumé, nous identifions pour la première fois un réseau de failles inverses en échelons recouvrants, exprimées en surface par des plis asymétriques, plus ou moins bien exprimés dans la topographie. Ces failles sont toutes à pendage sud, et certaines contrôlent le soulèvement d'un bassin suspendu en *rollover* (au large de la Grande Kabylie, du massif de Collo et de Skikda) avec une faille normale à l'arrière du pli qui accommode le basculement du bassin. A l'ouest, au large de la Grande Kabylie, la direction structurale dominante est encore la direction SO-NE, typique des plis au large de Boumerdès ; plus à l'est, les plis-failles prennent progressivement une orientation globalement est-ouest.

La découverte de tous ces nouveaux fronts chevauchants actifs, donc potentiellement sismiquement dangereux, sur la marge sous-marine est-algérienne, met en évidence le besoin de réévaluation de l'aléa sismique à ce niveau de la marge. Une étude sur la base de profils de sismique lourde permettrait de mieux estimer la connexion entre ces failles déjà repérées et d'évaluer alors la dimension (en longueur et largeur) de ces zones sismogènes, et ainsi leur magnitudes maximum associées. Des études plus précises sur les données de subsurface telles que le Chirp et les carottes, permettraient de renseigner sur la présence ou non d'instabilités sédimentaires liées à des séismes historiques, éventuellement de dater ces instabilités, et peut-être ainsi d'estimer des temps de récurrence sur ces failles, apparemment très longs puisque aucun grand séisme ne s'est produit sur toute cette partie est de la marge depuis 1856 (et depuis plusieurs siècles au moins dans la région d'Annaba, où aucun grand séisme historique n'est rapporté).

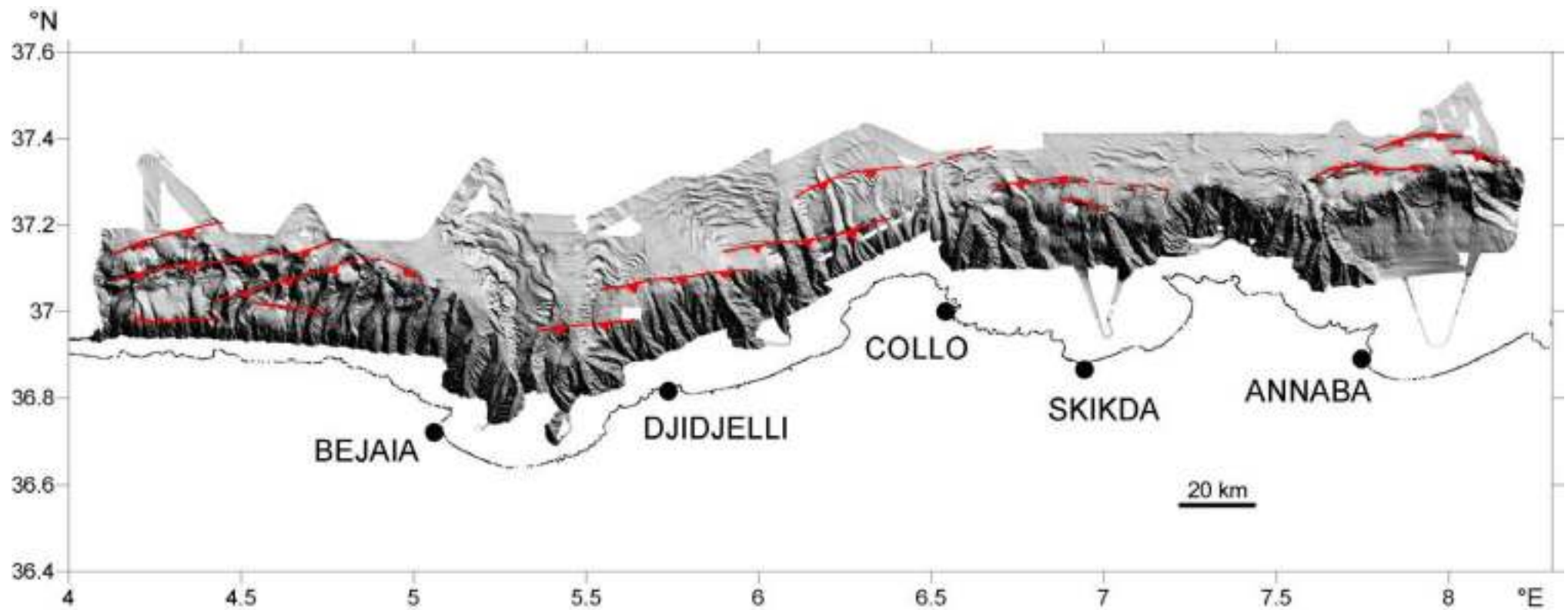


Figure 3.53 : Schéma tectonique préliminaire de la marge sous-marine est-algérienne.

3.7 Bilan – Conclusions sur la morpho-structure et la déformation active et récente de la marge algérienne.

3.7.1 Bilan sur le style et l'évolution de la déformation

Nous avons vu que tout au long de la marge algérienne on trouve deux principales « signatures » tectoniques récentes (Figure 3.54) : (1) A l'ouest, de la frontière marocaine à El Marsa, on repère une « signature » tectonique décrochante, qui semble active seulement à l'ouest d'Oran, dans le prolongement de la ride de Yusuf, et se manifeste notamment par une ancienne marge transformante, au large d'Arzew, de plus de 80 km de long (apparemment inactive, donc non représentée sur la Figure 3.54) ; (2) à l'est de Ténès, apparaît une zone en compression discontinue, représentée par de nombreux segments actifs souvent en recouvrement partiel, orientés NE-SO à E-O, de longueur variant entre 15 et 90 km. Ces accidents produisent la formation de structures récurrentes, à savoir : (a) un bassin perché en *rollover* sur la pente, par le jeu d'une rampe à relativement fort pendage vers le sud (comportant éventuellement un replat, comme c'est probablement le cas pour la faille de Boumerdès, puisque l'on n'observe pas d'émergence directe d'un front chevauchant immédiatement au-dessus de la faille modélisée) et/ou (b) un ou plusieurs bassins en *piggy-back*, par le jeu de rampes précédées de longs replats (jusqu'à 15-20 km de large) plus au large (Figure 3.55). De grandes incertitudes subsistent sur la dimension et la géométrie en profondeur de ces structures dans les endroits où nos profils sismiques se font rares, mais aussi au nord de la zone couverte par MARADJA2, et nécessiteront de futures campagnes océanographiques, car il est très probable que d'autres plis-failles se trouvent plus au large, comme on a pu le voir dans la zone de Boumerdès. Cette approche marine de la déformation apparaît comme fondamentale pour pouvoir évaluer correctement les taux de déformation à travers la marge et la chaîne alpine maghrébide, et ainsi connaître plus précisément la part de la convergence Afrique-Europe accommodée sur la marge sous-marine algérienne.

L'autre aspect du problème concerne l'évolution spatio-temporelle de la déformation compressive : d'après la forme des coins sédimentaires formés au dos des plis, et en dépit des incertitudes liées à l'absence de calage long terme sur les profils, faute de forages, elle semble avoir commencé au cours du Pliocène dans les zones allant d'Alger à Djidjelli, alors qu'elle serait clairement plus tardive (début du Quaternaire) à l'est, du côté de Skikda et d'Annaba et à l'ouest d'Alger, au pied du banc de Khayr al Din. Les vitesses minimales long terme de raccourcissement horizontal sur chacun des plis-failles identifiés sont comprises entre 0.1 et 0.4 mm/an suivant les endroits. Toutes les caractéristiques des plis ou failles repérés dans les paragraphes précédents sont résumées dans le Tableau 3.1.

Dans le prochain chapitre, nous allons finalement étudier les implications mécaniques à l'échelle lithosphérique qu'apportent ces nouvelles informations dans le cadre général du bassin algérien, et nous interroger sur les processus qui contrôlent cette tectonique. Pourquoi la déformation (compression) actuelle est-elle située sur cette marge, et pourquoi à cet endroit de la marge africaine ? Quelle évolution future de la marge peut-on entrevoir ?

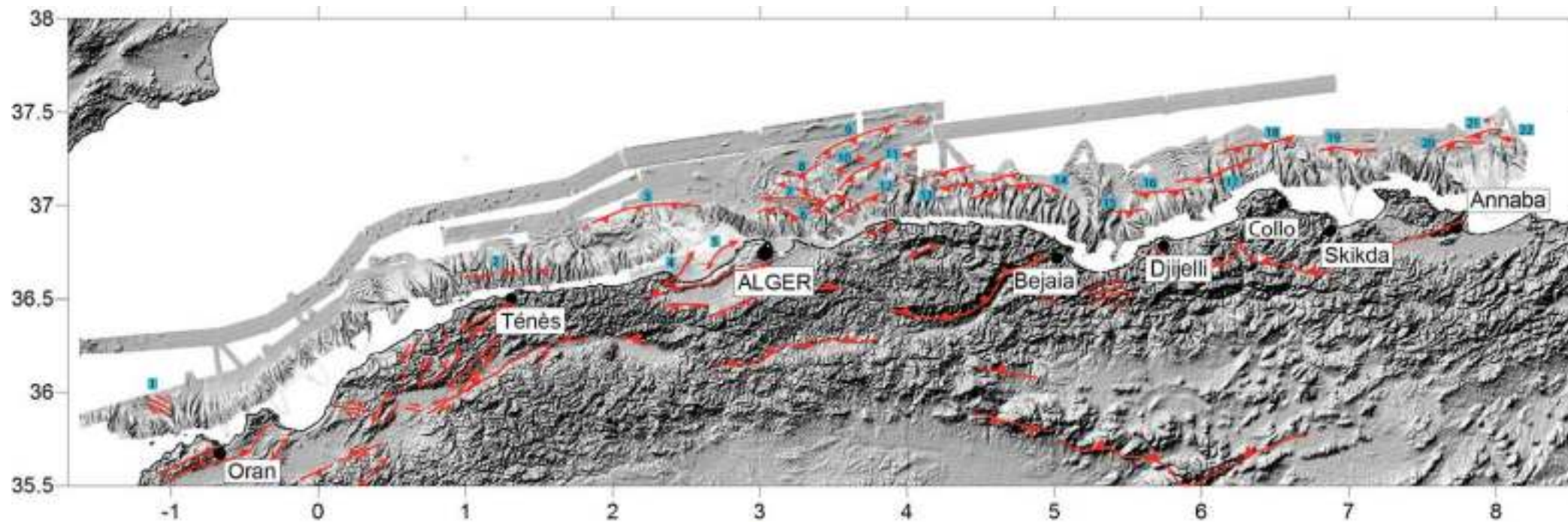


Figure 3.54 : Modèle numérique de terrain ombré terre-mer synthétisant les principales structures actives le long de la côte algérienne et au large. Les numéros indiquent les failles du Tableau 3.1.

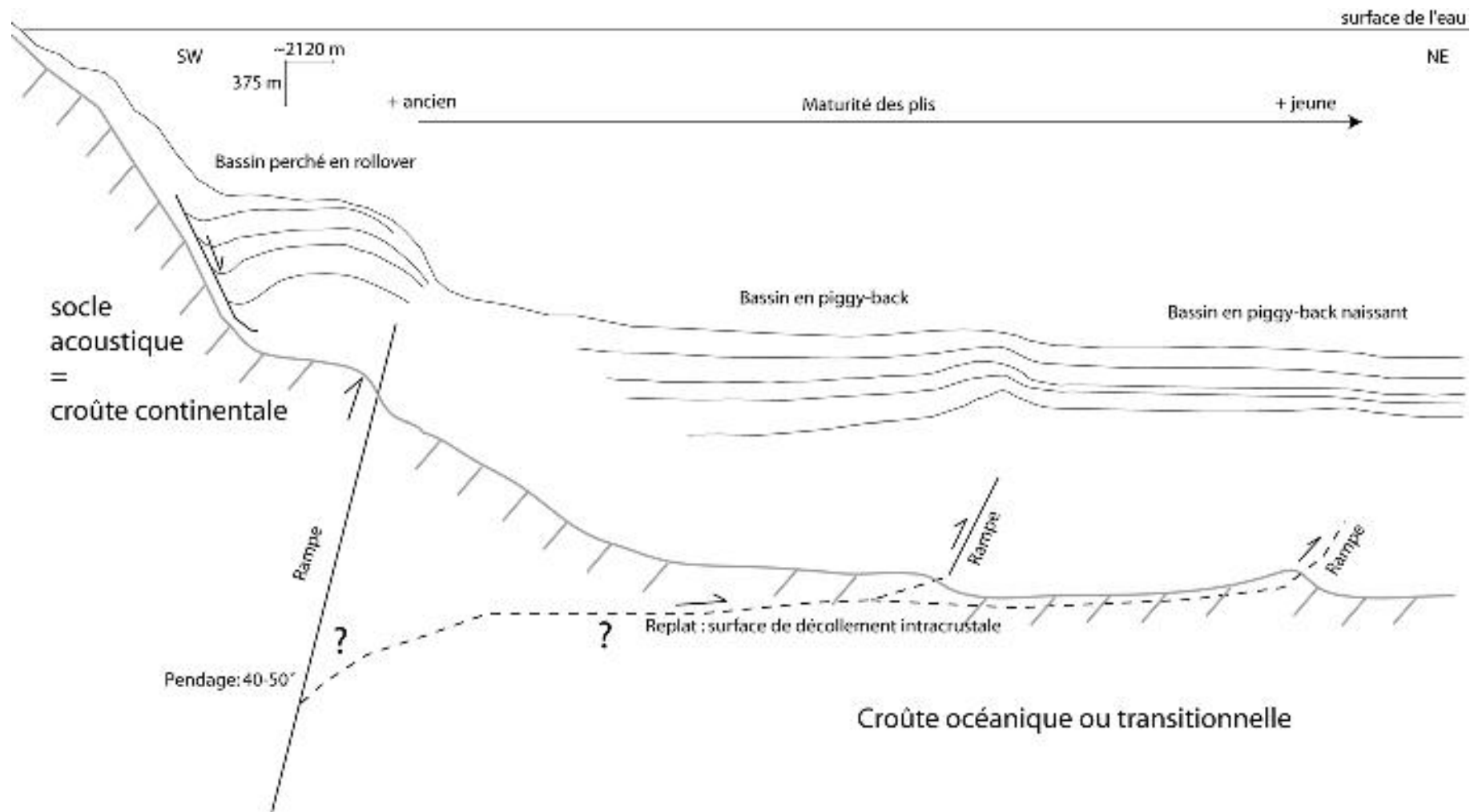


Figure 3.55 : Proposition de schéma structural typique de la marge centre-est algérienne. On distingue un bassin perché en rollover sur la pente, et dans le bassin un ou plusieurs bassins en piggy-back plus ou moins développés suivant le ratio vitesse de glissement sur la faille/vitesse de sédimentation, mais aussi suivant leur début de formation plus ou moins récent. Il est proposé que les rampes au large soient enracinées sur des replats, qui sont reliés en amont avec la faille principale en pied de pente. Il n'existe cependant pour l'instant pas de contraintes sur la profondeur du replat, ni sur la géométrie des failles en profondeur.

N° de la faille	Type de faille	Direction et pendage	Description de la structure tectono-sédimentaire	Longueur de la faille	Largeur maxi du bassin soulevé ou de la structure	Distance à la côte	Géométrie suggérée de la faille	Début de la déformation sur la structure	Vitesse de raccourcissement long-terme	Magnitude maximale
1	décrochante	N115° Pendage vertical	Structure en fleur négative	>15 km (partie visible sur nos profils)	11 km	18-35 km	verticale	?	?	6 ?
2	inverse	N85° Pendage :?	Non visible	Jusqu'à 90 km	?	<10 km ?	?	?	0.3 +/- 0.2 mm/an	~7.4
3	inverse	N80° Pendage S	Pli asymétrique	80 km	6 km	32-48 km	Rampe	1.15 +/- 0.3 Ma	0.4 +/- 0.1 mm/an	7.32 +/-0.28
4	inverse	N45° Pendage NO	Pli asymétrique	25 km	8 km	0-25 km	?	?	~0.2 mm/an	~6.57
5	inverse	N45° Pendage NO	Pli asymétrique	25 km	5 km	3-10 km	?	?	~0.2 mm/an	~6.57
6	inverse	~N80° Pendage S	Bassin perché	45 km	13 km	14-28 km	Rampe	?	0.3 +/- 0.2 mm/an	~6.95
7	inverse	N100° Pendage S	Double pli	35 km	19 km	25-35 km	?	Fin Pliocène – début Quaternaire ?	?	~6.79
8	inverse	N75° Pendage S	Bassin piggy-back	20 km	10 km	~40 km	Rampe et replat	Fin Pliocène – début Quaternaire ?	0.3 +/- 0.2 mm/an	~6.42
9	inverse	N70° Pendage SSE	Bassin piggy-back	55 km	20 km	53-54 km	Rampe et replat	?	0.3 +/- 0.2 mm/an	~7.08
10	inverse	N60° Pendage SSE	Pli asymétrique	15 km	4 km	40 km	?	?	?	~6.24
11	inverse	N65° Pendage SSE	Bassin piggy-back	50 km	18 km	33 km	Rampe et replat	~5.33 Ma ? (maxi)	0.3 +/- 0.2 mm/an	~7.02
12	inverse	N70° Pendage 47+/-7° SSE	Bassin perché en rollover	(50-55 km :rupture du 21/5/03) 90 km	15 km	16-35 km	Rampe	?	~0.2 mm/an	~7.4
13	inverse	N80° Pendage SSE	Bassin perché en rollover	60 km	15 km	18-25 km	Rampe	Milieu du quaternaire?	?	~7.14
14	inverse	N85° Pendage SSE	Bassin perché en rollover	55 km	15 km	15-26 km	Rampe	Quaternaire?	?	~7.08
15	inverse	N90° Pendage S	Pli asymétrique profond peu exprimé	25 km	10 km	~20 km	Rampe	? fin Quaternaire ?	?	~6.57
16	inverse	N85° Pendage S	Pli asymétrique profond peu exprimé	35 km	12 km	~30 km	Rampe	?	?	~6.79
17	inverse	N70° Pendage SSE	Pli asymétrique profond peu exprimé	45 km	7 km	~30 km	Rampe	Pliocène Entre 2 et 3 Ma ?	0.14 +/- 0.04 mm/an	~6.95
18	inverse	N80° Pendage SSE	Pli asymétrique profond peu exprimé	45 km	10 km	~25 km	Rampe	Pliocène?	?	~6.95
19	inverse	N95° Pendage SSO	Pli asymétrique profond peu exprimé	40 km	7 km ?	~40 km	Rampe	Quaternaire?	?	~6.87
20	inverse	N85° Pendage SSE	Bassin perché, pli asymétrique	35 km	12 km	30-40 km	Rampe	Début Quaternaire?	?	~6.79
21	inverse	N75° Pendage SSE	Bassin piggy-back	20 km	8 km	~61 km	Rampe et replat?	Début Quaternaire ? Entre 1.8 et 3 Ma	0.261 +/- 0.065 mm/an	~6.43
22	inverse	N95° Pendage SSO	Pli asymétrique	15 km	5 km	45-54 km	Rampe	Début Quaternaire ?	?	~6.24

Tableau 3.1 : Tableau résumant les principales caractéristiques des failles de la Figure 3.44. Les vitesses de raccourcissement sont tirées soit de cette étude, soit de l'étude d'aléa résumée dans l'article Yelles et al. au paragraphe 3.4.1. soit de la bibliographie. Les magnitudes maximales ont été estimées à l'aide des relations de Wells et Coppersmith, 1994.

3.7.2 Liens entre l'expression morphologique de la marge, la géologie et la tectonique

Nous avons vu lors des paragraphes précédents que la morphologie de la pente était fortement influencée par la tectonique, mais également par les processus sédimentaires, et la géologie du substratum.

La tectonique remodèle la morphologie par la création de bassins perchés, en *piggy-back* ou *rollover*, dans le bassin jusqu'à 50 km au large, ou sur la pente. Elle permet aussi la déviation des canyons et autres petites ravines. Les canyons situés dans des endroits soulevés par la tectonique apparaissent la plupart du temps sinueux ou fortement perturbés dans leur morphologie.

La tectonique permet aussi de focaliser les instabilités sédimentaires, qui sont préférentiellement situées au niveau des escarpements, généralement créés par la tectonique.

Elle favorise également l'accumulation de sédiments dans les creux générés par le soulèvement des bassins en *piggy-back* ou *rollover*, créant ainsi des dépocentres en pied de pente.

Les zones clairement influencées par la tectonique sont le secteur de Ténès, toute la région d'Alger jusqu'à Bejaia, puis de Djidjelli à Annaba (bien que de façon moins prononcée).

Par ailleurs, d'autres zones sont clairement influencées par le système de drainage, avec de grands canyons. Il s'agit de la zone à l'ouest d'Oran, de toute la zone d'El Marsa à Cherchell, le secteur de Bejaia, mais également de l'ouest de Collo à l'est de Skikda. Il est surprenant de constater que le lien avec les grands réseaux fluviaux à terre est souvent inexistant.

Pour reprendre les exemples des zones de Ténès et Oran (cf. 3.5.2), la pente en face de la baie d'Arzew est singulièrement dépourvue de grands canyons actifs, et plutôt contrôlée par l'érosion régressive et de petits glissements, alors qu'à terre, on est en face de l'un des plus grands fleuves d'Algérie, de part son réseau de drainage et sa longueur, le Chelif. La présence de la plate-forme continentale joue probablement un rôle dans le piégeage des sédiments venant du continent, et l'atténuation de l'énergie venant du fleuve. C'est donc probablement aussi le cas pour les zones qui présentent une plate-forme continentale développée, comme la baie de Bou-Ismaïl (cf. 3.4.1) et la baie d'Annaba (cf. 3.6.3).

Au contraire, des zones sans plate-forme continentale avec des montagnes directement à l'aplomb, et, à terre, seulement de petits oueds longs d'à peine quelques kilomètres, telles que la zone de Ténès, ont un système de canyons très incisés très développé et apparemment très actif.

Nous avons également vu que la géologie du substratum joue un rôle important dans l'expression morphologique de la marge, et plus particulièrement dans celle de la pente et de la géométrie des

canyons (cf. 3.1.1) Lorsque que le substratum est assez meuble, - par exemple des flyschs, par opposition à des terrains métamorphiques - , la pente présente une morphologie plus « douce » avec des reliefs assez lissés. Au contraire, lorsque les terrains sont plus indurés (massifs plutoniques miocènes ou socle cristallophyllien), la morphologie est plus anguleuse. Ceci nous a permis d'extrapoler la géologie connue à terre et d'attribuer une géologie présumée en mer (cf. 3.1.1 et 3.6). La présence de dômes magmatiques est également très remarquable. Ils se matérialisent par des formes rondes, peu incisées par des canyons. C'est le cas de la prolongation en mer du Cap de Fer, au nord-ouest d'Annaba, et probablement aussi du secteur juste à l'ouest d'Oran.

La présence de ces massifs cristallins ou plutoniques très résistants jouent un rôle sur la valeur de la pente : ils sont toujours accompagnés de pentes raides. De plus, ces massifs sont plus résistants que la lithologie environnante (calcaires, flyschs...) et jouent donc possiblement le rôle d'indenteur. Ceci est particulièrement visible au niveau de Khayr al Din ou de la région au large de la Grande Kabylie. Ces massifs cristallins ne subissent actuellement pas de raccourcissement majeur, par contre, des plis se forment au large, au pied de ces massifs.

Chapitre 4.

Implications sur les mécanismes de la déformation de la marge algérienne

4.1 Distribution de la déformation active

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la grande majorité des failles au nord de l'Algérie sont des failles inverses à pendage sud, principalement situées en pied de pente. Rappelons que la marge algérienne, ou plus précisément la marge nord du bloc AlKaPeCa, était jusqu'à présent en position de marge passive (à l'est et au centre) ou transformante (à l'ouest), depuis l'ouverture du bassin algérien, même s'il est difficile de connaître précisément le degré d'obliquité des différents blocs lors de leur accréation au continent africain et la cinématique d'ouverture du bassin algérien et de la mer d'Alboran (voir par exemple Bouillin, 1986, et Mauffret et al., 2004). Or nos données révèlent indubitablement actuellement une reprise en compression significative de la marge entre Ténès et la frontière tunisienne, donc dans la partie où la divergence a probablement été dominante, d'après les reconstructions cinématiques (e.g. Schettino et Turco, 2006, et Figure 1.10).

Différentes questions d'ordre géodynamique vont guider l'analyse dans ce chapitre :

Premièrement, quelle quantité de raccourcissement est accommodée sur la marge centre et est algérienne, et pourquoi la déformation est-elle située à cet endroit ? Et deuxièmement, pourquoi n'observe-t-on pas de plis ou failles à l'ouest de Ténès, portion de marge pourtant orientée perpendiculairement au champ de contraintes ?

4.1.1 Quantité de déformation au niveau de la frontière de plaques

Les modèles de plaques globaux type NUVEL1A prédisent des vitesses de convergence (long terme) au nord de l'Algérie centrale de l'ordre de 6.1 mm/an (Demets et al., 1990), alors que des études basées sur des mesures GPS obtiennent des vitesses (court terme) de l'ordre de 5.1 mm/an à la longitude d'Alger (Nocquet et Calais, 2004). La différence entre les modèles court terme (GPS) et les modèles type NUVEL est possiblement due au ralentissement de la remontée de l'Afrique, peut-être à cause de la collision continent-continent qui a actuellement lieu (Calais et al., 2003).

Les études utilisant la somme des moments sismiques issus des mécanismes au foyer, prédisent des vitesses de 2.7 mm/an pour la région entre Oran et Alger (Bufo et al., 2004). Plus récemment, des études basées sur les tenseurs de contraintes des séismes et les données GPS fournissent aussi des vitesses de l'ordre de 3 mm/an (Stich et al., 2006) (ou 2.7 à 3.9 mm/an, Serpelloni et al., sous presse, Figure 4.1) qui sont accommodées sur la marge algérienne.

D'autres études ont modélisé la néotectonique de la région ibéro-maghrébine (Negredo et al., 2002 ; Jimenez-Munt et Negredo, 2003), et estiment les vitesses de glissement sur les failles. Au nord de l'Algérie, les vitesses sont comprises entre 1.7 et 5.9 mm/an d'ouest en est. Il faut remarquer que ces modèles regroupent toutes les structures connues à l'époque en un chevauchement unique dans le Tell.

Sur la marge est-ibérique, les vitesses sont inférieures à 1 mm/an. Enfin, à l'ouest, le régime tectonique change et l'on passe d'un régime compressif à du décrochement.

Ainsi, on s'aperçoit que malgré les grandes variations de vitesses de raccourcissement suivant les méthodes utilisées, il semble que la marge algérienne (sous-marine ainsi que la bordure méridionale jusqu'à l'Atlas) centre et est accommode une très grande partie, voire la totalité de la convergence Afrique-Europe, alors qu'à l'ouest, la déformation est répartie entre les Bétiques et le Tell.

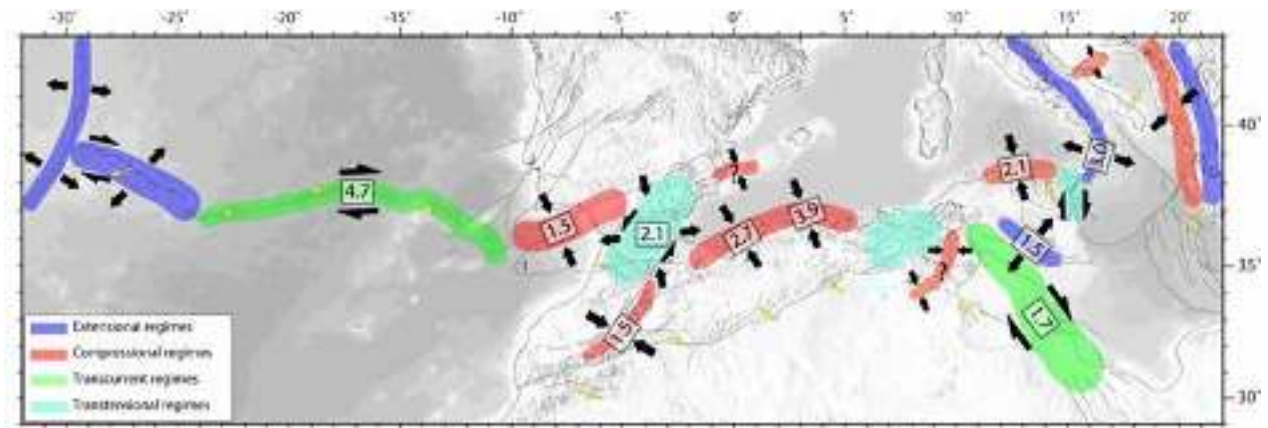


Figure 4.1 : Principaux régimes cinématiques et tectoniques de la limite de plaque Nubie-Eurasie (Serpelloni et al., sous presse). Les vitesses de déformation sont exprimées en mm/an.

Il faut être très prudent lorsque l'on compare les valeurs estimées par nos méthodes en mer avec les vitesses prédites par les modèles décrits ci-dessus, car les mesures ne concernent pas les mêmes laps de temps. Les données GPS sont recueillies depuis une dizaine d'années, les études utilisant les mécanismes au foyer et la sismicité sont basées sur les derniers 30 ans, et les modèles type NUVEL se basent sur des anomalies magnétiques, donc depuis les ~3 derniers Ma (pour NUVEL1A). Dans nos calculs sur les plis de la marge algérienne, nous ne pouvons qu'évaluer les vitesses long-terme, depuis le Plio-Quaternaire, mais nous n'avons pas la résolution ni les données pour pouvoir calculer des variations de vitesses de déformation dans le temps, au sein des séries sédimentaires, en partie à cause du taux de sédimentation qui est très probablement lui-même aussi variable au cours du temps. Par ailleurs nous avons vu que notre approche quantitative tend à sous-estimer les taux réels et aussi à ignorer, faute de couverture spatiale suffisante, d'autres secteurs en déformation. Cependant, il nous semble important, en dépit de ces limites, de tenter de les comparer, sous réserve d'un minimum de précautions.

Nous allons d'abord voir les différences entre ces vitesses prédites et celles mesurées le long de la frontière de plaques, et ainsi déterminer au mieux comment se répartit la déformation, et où se situe finalement la limite de plaques.

En reprenant les estimations obtenues dans le chapitre précédent, on peut additionner les vitesses obtenues sur chaque pli-faille identifié sur une droite de même direction que la direction de convergence relative (Figure 4.2). C'est sur ces chiffres que l'on se basera par la suite.

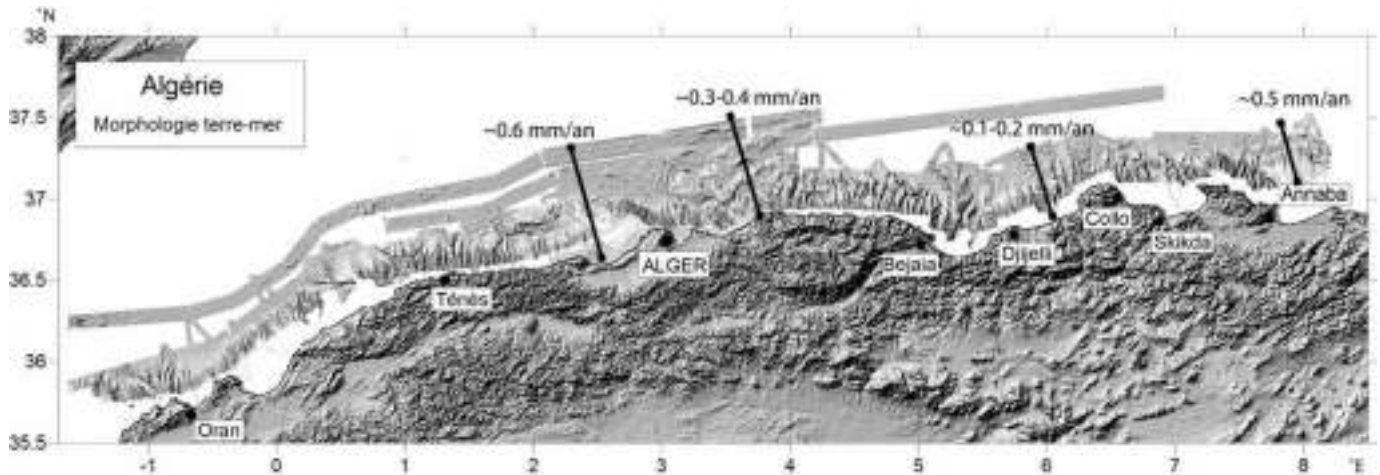


Figure 4.2 : Carte résumant les vitesses de raccourcissement long-terme obtenues grâce à nos calculs sur les profils sismiques, sur des transects le long de la marge algérienne à travers les structures compressives actives connues.

- Plis de la région d'Alger

Dans la région de Boumerdès, on peut estimer que l'ensemble des plis sous-marins connus accommodent au total 0.3-0.4 mm/an, sur un transect de même direction que le champ de contraintes. Il en est de même pour le pli en pied de pente du banc de Khayr al Din (~0.4 mm/an). Ces valeurs sont probablement minimales car elles ne prennent en compte que les structures visibles sur nos profils, et il est probable que d'autres structures se trouvent plus loin au large, et/ou qu'une partie de la déformation soit accommodée par des structures peu ou pas visibles sur nos profils (déformation interne dans les plis, non prise en compte, petits décalages non résolus sur les profils, ou des plis de très faible amplitude). D'autre part, ces valeurs ont été calculées à partir d'âges de début de la déformation compris entre 5.33 Ma et 1.8 Ma suivant les endroits, qui sont peut-être des âges surestimés en raison de processus de redistribution sédimentaires en pied de marge non pris en compte, faute de contraintes (voir Chapitre 3). Il s'agit donc de vitesses de raccourcissement long-terme, très dépendantes de l'âge considéré pour le début de la déformation.

Des études d'aléa, basées sur des compilations d'observations régionales sur le continent (soulèvements, plissements, étude de terrasses marines, études de paléosismicité (Swan, 1988, Meghraoui, 1988)), prévoient des vitesses de glissement sur les failles entre 4 et 10 fois plus élevées à court terme qu'à long terme. Si l'on applique cette hypothèse sur les résultats de nos calculs du raccourcissement sur les failles, des vitesses long-terme de 0.3 à 0.4 mm/an correspondraient alors à

des valeurs de raccourcissement court-terme entre 1.2 (au minimum) et 4.0 mm/an (au maximum), pour l'ensemble des failles en mer du secteur d'Alger.

Ces vitesses, qui comportent de grandes incertitudes, sont du même ordre de grandeur et tout à fait comparables aux valeurs obtenues par les modélisations basées sur des données GPS ou des séismes (2.7-3.9 mm/an (marge algérienne) : Serpelloni et al., sous presse, 5.1 mm/an (convergence Afrique-Europe à la longitude d'Alger) : Nocquet et Calais, 2004, 4.7-5.8 mm/an (marge algérienne) : Jimenez-Munt et Negredo, 2003).

Si ces valeurs obtenues (1.2 à 4.0 mm/an) s'avèrent correctes, les plis en pied de pente de la marge sous-marine dans la région d'Alger pourraient accommoder de ~25% à près de 80% de la convergence Afrique/Europe à cette longitude.

Quant à la marge opposée, la marge baléaire, elle semble ne présenter aucune sismicité et aucune structure active pouvant accommoder le raccourcissement.

De larges incertitudes subsistent donc, mais néanmoins, on peut considérer qu'une partie significative de la déformation en raccourcissement sur la marge est accommodée en mer (peut-être près de la moitié), en pied de pente au large d'Alger.

- Zones de Djidjelli à Annaba

D'après nos profils sismiques, ces zones montrent des vitesses de raccourcissement long-terme relativement faibles, entre 0.1 et 0.5 (d'ouest en est) mm/an (Figure 4.2). Il est très probable que ces taux soient sous-estimés (surtout au large de Djidjelli) car les données de la campagne MARADJA2 couvrent une zone moins large que lors de la campagne MARADJA, si bien qu'il se peut que toutes les structures actives au large n'aient pas encore été identifiées. Donc on peut s'attendre à ce qu'une plus grande partie de la convergence Afrique-Europe soit accommodée à ce niveau de la marge, sans qu'il soit possible de le préciser pour l'instant.

Toutes les modélisations cinématiques du rapprochement Afrique-Europe indiquent une augmentation de la vitesse de convergence vers l'est. On doit alors se poser la question : où cette déformation est-elle accommodée ? Dans le bassin algérien, en vis-à-vis de la marge algérienne, ou sur la marge des Baléares, aucune déformation claire n'a lieu. Plus loin au nord, dans les Pyrénées, la déformation est négligeable (<0.5 mm/an, et il s'agit plutôt de mécanismes au foyer en extension, Nocquet et Calais, 2004). Toute la convergence doit donc logiquement être absorbée en Algérie. A terre, la quantité de déformation est très mal contrainte, mais on peut supposer qu'une partie doit être accommodée à la limite sud de la Petite Kabylie et dans le Tell et l'Aurès (Figure 4.3). En mer, de futures campagnes permettront de compléter la cartographie plus au large, éventuellement de détecter de nouvelles structures actives, et ainsi de mieux déterminer la quantité de raccourcissement accommodée en mer.

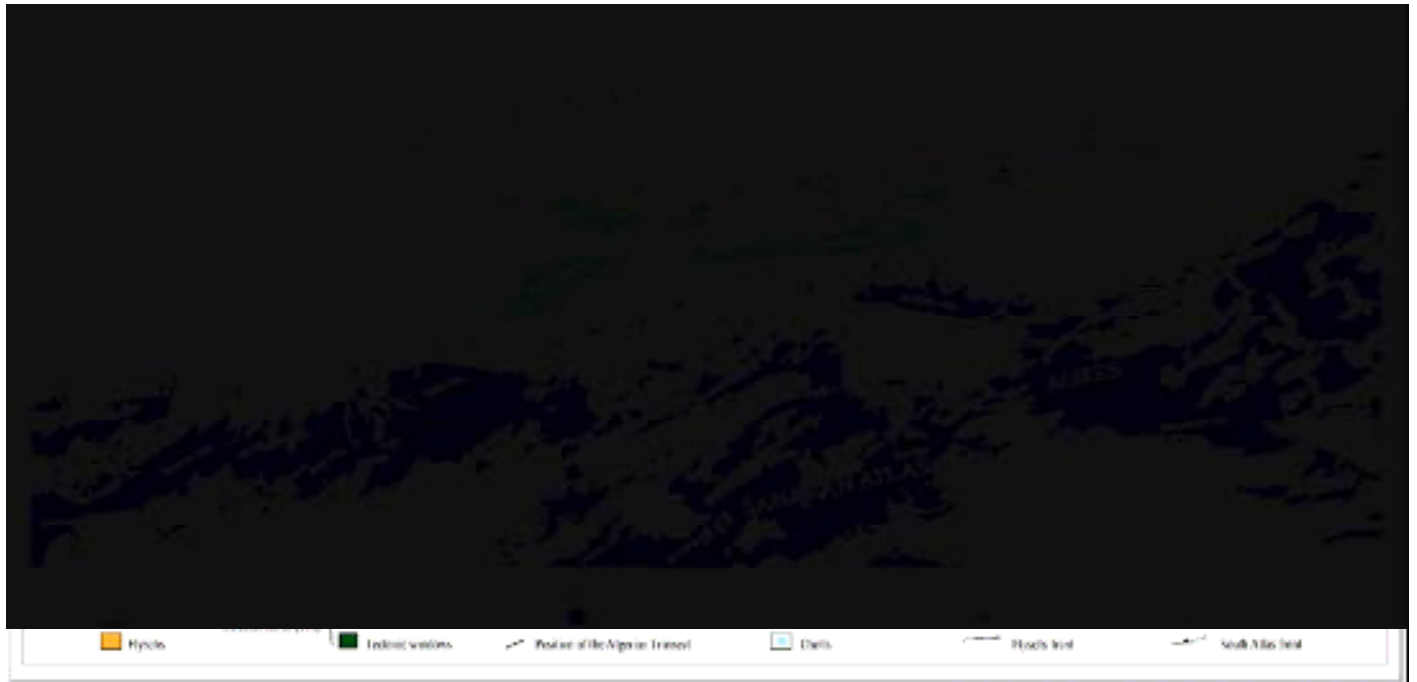


Figure 4.3 : Carte structurale du nord de l'Algérie (Benaouali-Mebarek et al., 2006).

- Zone entre Ténès et Oran

Nous n'avons pas pu calculer de vitesses de raccourcissement sur cette partie de la marge, car aucune structure active n'est clairement identifiée en mer. On sait en revanche qu'à terre, de nombreuses structures compressives et actives sont présentes. Meghraoui et al. (1996) ont estimé un taux de raccourcissement de 2.2 mm/an dans le Cheliff Oriental. Les modélisations de Jimenez-Munt et Negrodo (2003) prédisent de 1.7 à 4.7 mm/an sur cette partie de la marge et Serpelloni et al., sous presse, 2.7 mm/an (Figure 4.1).

En vis-à-vis, sur la marge ibérique, des signes de compression sont visibles sur les marges sous-marines de Cartagène à Almeria sous forme de chevauchements aveugles, un peu du même type que les chevauchements observés au pied de la marge algérienne (Comas, 2006), mais de vitesses de glissement inconnues. Il y a également de la compression à terre, notamment au niveau de la faille d'Alhama de Murcia, sur laquelle 0.05-0.48 mm/an sont accommodés (Masana et al., 2004). Ces vitesses ont été extrapolées pour les 2 autres failles majeures à terre (Carrascoy-Palomares et Crevillente) sur un transect NNO-SSE dans ce secteur des Bétiques Est (Masana et al., 2004) : ainsi peut-on envisager que les Bétiques à ce niveau accommodent de 0.15 à 1.44 mm/an.

Or la vitesse totale de convergence à cette longitude est plutôt située aux alentours de 4-4.5 mm/an (Nocquet et Calais, 2004, McClusky et al., 2003). Ainsi il semblerait que la déformation soit répartie de manière assez homogène entre la marge ibérique (sous-marine et à terre) et la marge algérienne (à terre). Il resterait donc une infime, voire aucune déformation à accommoder sur la marge sous-marine

algérienne, ce qui est en accord avec l'absence de structure compressive en pied de pente algérienne entre Oran et Ténès.

Plus à l'ouest, on rencontre la faille de Yusuf (Alvarez-Marron, 1999), qui a été identifiée comme une faille décrochante dextre (Mauffret et al., 1987, Domzig et al., 2006). Il est donc probable que cette faille transfère la déformation directement dans le Tell, puisqu'une prolongation de ce décrochement a été cartée à terre entre Oran et Arzew (Thomas, 1976).

Revenons-en brièvement à la pente continentale abrupte et très linéaire entre Oran et El Marsa. Il a été suggéré au paragraphe 3.5 que cette portion de la marge était une relique d'une zone transformante, qui a permis la migration du bloc Alboran vers l'ouest. Il pourrait en fait s'agir de ce qui a été appelé une « STEP fault » ou « Subduction-Transform Edge Propagator » par Govers et Wortel (2005) (Figure 4.4). Ces auteurs avaient d'ailleurs déjà prédit l'existence d'une ancienne « STEP fault » dans cette zone (Figure 4.5). Ce type de structure transformante particulière correspond à la zone où le roll-back du slab déchire la lithosphère entre la plaque continentale et la plaque océanique en subduction (Figure 4.4). Ainsi, la marge entre Oran et El Marsa aurait subi une déchirure NE-SO à cause du retrait du slab vers Gibraltar, laissant cette partie de la marge avec une morphologie linéaire et une pente très abrupte.

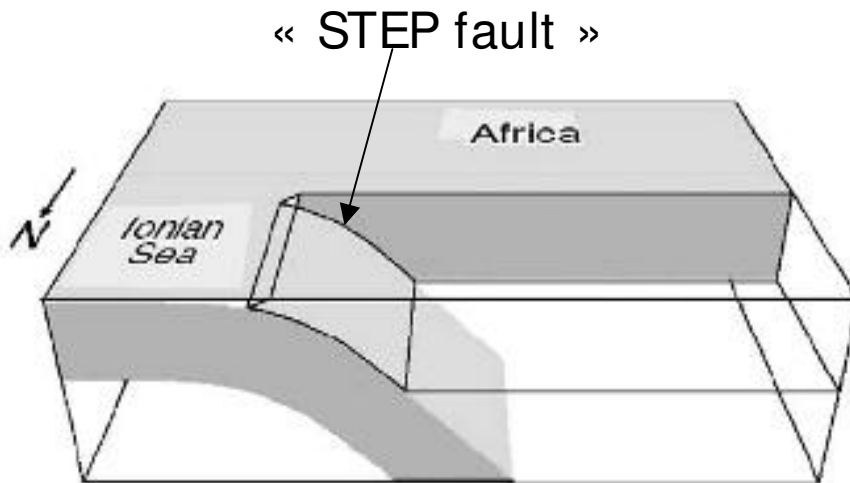


Figure 4.4 : Schéma 3D illustrant une « STEP fault » au niveau de la zone de subduction ionienne. (Govers et Wortel, 2005).

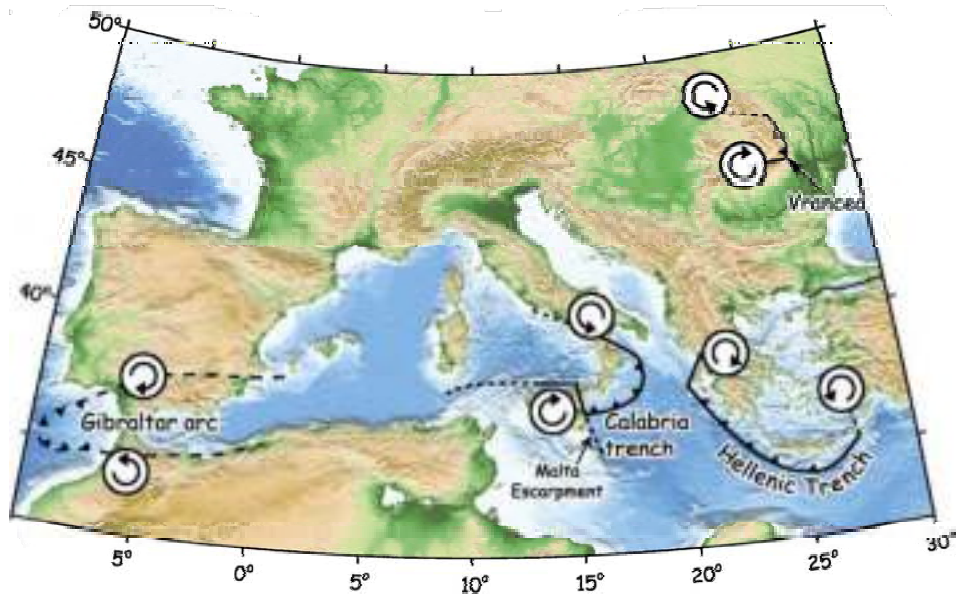


Figure 4.5 : Emplacement actuel ou passé de « STEP faults » (Govers et Wortel, 2005) en Méditerranée Occidentale.

4.1.2 Causes possibles de la répartition de la déformation compressive

Tout d'abord, on remarque que la déformation compressive, lorsqu'elle est présente, se situe toujours aux alentours des marges, soit à terre, soit en mer, en pied de pente. Aucune déformation n'est visible au milieu du bassin profond, que ce soit par l'activité de grands séismes ou par les structures de subsurface connues, ce qui tranche avec la zone de déformation située à l'ouest de Gibraltar. Ceci est explicable par le fait qu'en général, les contraintes s'accumulent là où il existe déjà des discontinuités ou des zones de faiblesse. Le pied de pente est également propice au développement de failles, car le fort dénivelé entre l'océan et le continent contribue à localiser les contraintes en pied de pente, de par les forces de volume (Mart et al., 2005).

Néanmoins, on peut se demander pourquoi il n'y a très peu de sismicité récemment enregistrée sur la marge baléare, de l'est des îles Baléares à Alicante : comment expliquer que la déformation se situe surtout au nord de l'Algérie et non pas également au niveau de cette marge ?

Pour tenter de répondre à cette question, nous devons prendre en compte les différences structurales entre ces deux marges. Elles ont à priori la même configuration car elles sont les marges conjuguées résultant de l'ouverture du bassin algérien. Cependant, comparée à la marge algérienne, la marge baléare présente une pente moyenne moins forte et un dénivelé plus faible à travers la marge (Figure 4.6) : alors que la marge algérienne est l'une des plus abruptes de Méditerranée occidentale avec des pentes régionales entre 10 et 16° (20° par endroits), la marge baléare présente des pentes de seulement 6.5-7.9° (Acosta et al., 2002).

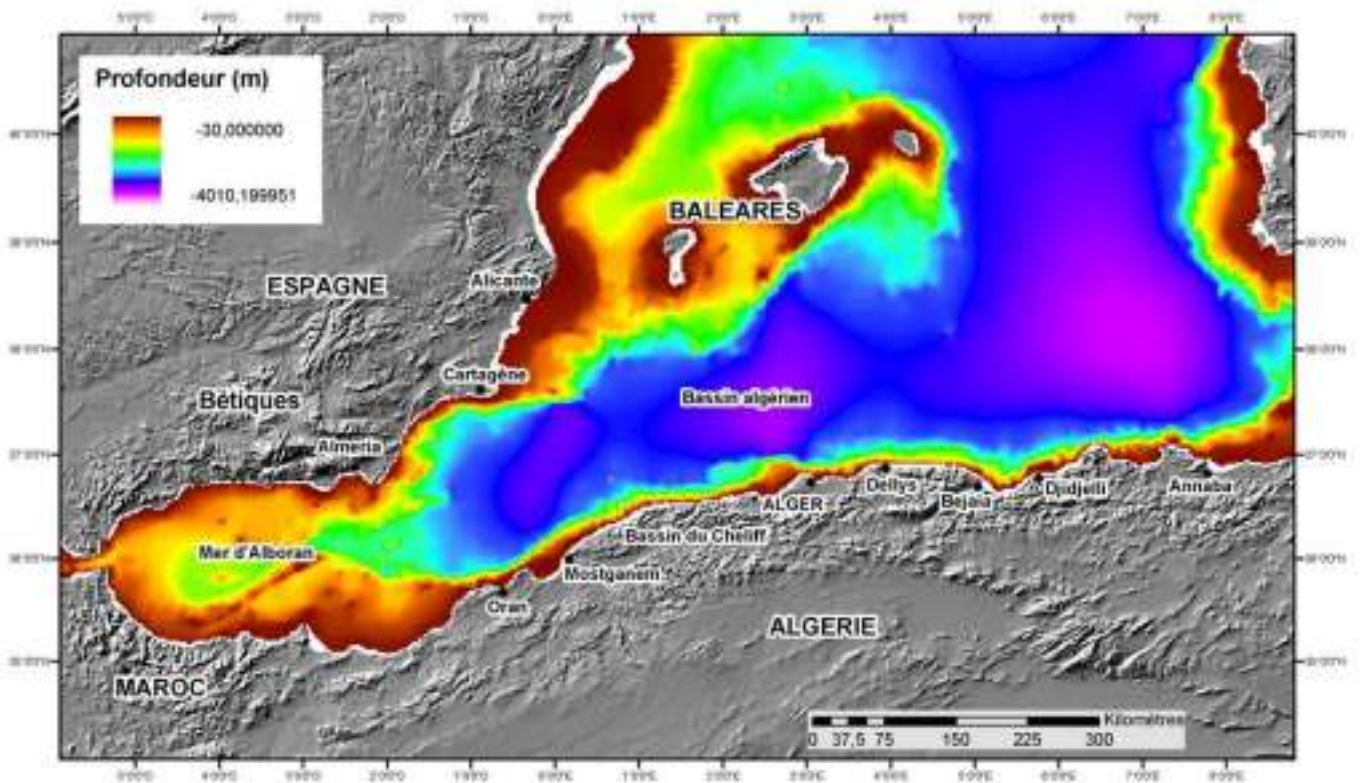


Figure 4.6 : Topographie et bathymétrie de la zone ibéro-maghrébine et du bassin algérien-mer d'Alboran. La marge est-ibérique et des Baléares représenterait la marge conjuguée de la marge algérienne.

D'autre part, les forts reliefs en bordure côtière algérienne produisent un dénivelé de près de 3500 m sur une largeur de marge de seulement 20-30 km parfois, alors que la marge baléare n'atteint que ~2700 m de dénivelé sur une distance d'une centaine de kilomètres. Le fort dénivelé de la pente algérienne contribuerait donc à localiser les contraintes en pied de marge. Ainsi, le pied de pente de la marge algérienne serait un lieu plus propice pour la formation de structures compressives. Ajoutons que la marge algérienne a également subi une subduction et un collage des zones internes contre la plaque Afrique, c'est-à-dire qu'il y avait là préexistence de discontinuités héritées, ce qui peut s'avérer déterminant pour une réactivation de la marge à cet endroit. Nous étudierons plus loin quelles peuvent être les conséquences d'une telle configuration dans l'évolution future de la marge.

De manière similaire, on peut chercher à expliquer pourquoi une déformation compressive tend apparemment à se localiser sur la marge ibérique et non pas sur la marge ouest-algérienne.

Une hypothèse pour expliquer l'absence de chevauchements au pied de la marge d'Oran-Mostaganem est basée sur la présence de l'ancienne marge transformante le long de la pente. Ainsi, une faille verticale existerait le long de cette marge. Cette verticalité est peu propice à une réactivation en faille inverse, et le raccourcissement se fera préférentiellement sur des zones offrant une résistance moindre, ou ayant un héritage géologique différent, marqué par exemple par un fort épaissement crustal,

comme c'est le cas pour la chaîne bétique. Ainsi, la déformation est accommodée préférentiellement sur la marge opposée, mais aussi à terre dans la région oranaise, qui, comme on l'a vu dans les chapitres précédents, comporte de nombreux plis NE-SO, et est sujette à de violents séismes.

Plus loin à l'ouest, on sort du domaine compressif (Figure 4.7) : la composante décrochante du rapprochement Afrique-Europe devient ici plus importante, et l'on trouve effectivement des failles transpressives ou décrochantes bien exprimées, telles que la faille de Yusuf, et encore plus à l'ouest, les structures de la zone décrochante est-bétique (Eastern Betic Shear Zone), telles que la faille de Carboneras (Gracia et al., 2006). Les directions de décrochement (dextre dans les directions ESE-ONO, et sénestre dans les directions SO-NE) sont en accord avec le champ de contraintes actuel, et indiqueraient une « expulsion » du bassin est-Alboran vers le nord-est et le sud-est (Figure 4.8).

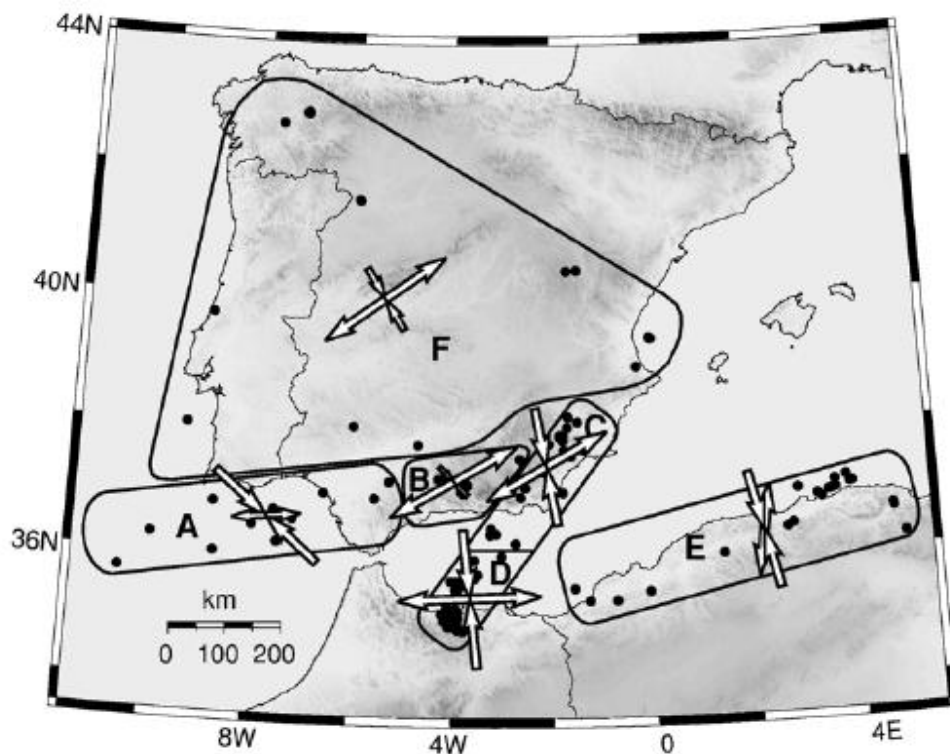


Figure 4.7 : Tenseurs de contraintes pour la région ibéro-maghrébine (Stich et al., 2006). Plusieurs domaines géotectoniques, caractérisés par des styles de failles différents, sont mis en valeur. Les épicentres utilisés pour la détermination des tenseurs de contraintes sont indiqués par des points noirs.

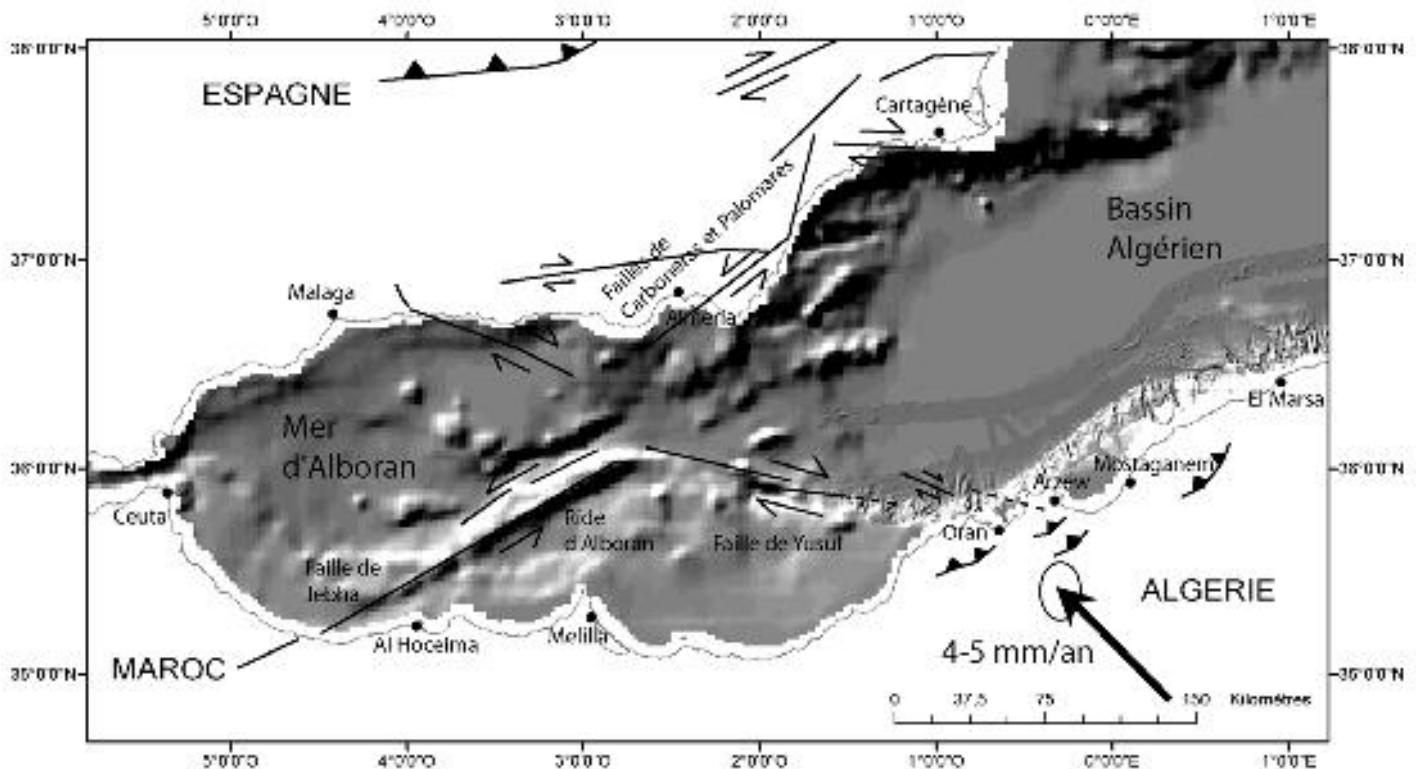


Figure 4.8 : Schéma structural simplifié de la mer d'Alboran et du bassin ouest algérien (modifié de Comas et al., 1999, Masana et al., 2004, Domzig et al., 2006, et Gracia et al., 2006). La flèche indique la direction de convergence, avec la vitesse de convergence approximative à cette longitude.

4.1.3 Evolution spatio-temporelle de la déformation compressive

Dans le bassin d'Alboran, on est passé d'un contexte extensif à compressif vers le début du Tortonien (Comas et al., 1999) ou même avant (voir références dans Woodside et Maldonado, 1992), et un épisode compressif est visible dans les Bétiques au Tortonien supérieur (Weijermars et al., 1985, Martinez-Martinez et al., 2002 et 2004, Augier et al., 2005). Puis les premières inversions de failles normales dans le bassin d'Alboran sont datées de la fin du Tortonien (Comas et al., 1999). La formation de plis dans le bassin d'Alboran semble quant à elle plus tardive, à partir du début du Pliocène (Comas et al., 1999). Il semble donc que les plis aient commencé leur formation au même moment sur la marge ibérique et sur la marge algérienne, puisque les plis que nous avons étudiés au NE d'Alger semblent également avoir commencé leur développement plutôt au début du Pliocène. Comas (2006) indique que les structures actives sont plus jeunes à l'est qu'à l'ouest, sur la marge SE ibérique. Sur la marge algérienne, nous observons également une compression plus jeune sur les plis à l'est, au large de Djidjelli et d'Annaba. Ceci suggère donc une progression de la déformation d'ouest en est. La reprise en compression (ou plutôt le démarrage de l'inversion globale) en pied de marge coïncide aussi avec la formation des chevauchements hors séquence depuis le Miocène terminal jusqu'à l'actuel, dans le Tell externe et l'Atlas (Benaouali-Mebarek et al., 2006) après la rupture de la

plaque plongeante de la subduction de la Téthys. Au Quaternaire, un second événement tectonique intervient dans l'Atlas (Benaouali-Mebarek et al., 2006). Cet événement est plus ou moins contemporain de la formation des plis quaternaires sur la marge est-algérienne mais également dans le Tell. Ainsi, on observe un fonctionnement simultané des chevauchements à pendage sud, en mer, et de ceux à pendage nord, dans le Tell et l'Atlas, donnant à la zone côtière algérienne l'allure d'un immense « pop-up » (Benaouali-Mebarek et al., 2006) large d'une centaine de kilomètres environ. Pour mener une analyse plus approfondie de cette évolution et de ses causes, il faudrait pouvoir effectuer des datations précises de ces épisodes tectoniques, afin de savoir si, à une plus petite échelle de temps, il y a eu des épisodes de quiescence sur l'une ou l'autre de ces zones, permettant à des chevauchements d'une autre zone de prendre la déformation en relais. Néanmoins, il me semble possible de proposer d'explorer un mécanisme explicatif de la déformation observée par le biais des anomalies gravimétriques et de leur modélisation en flexion. Cette notion avait d'ailleurs été évoquée dès le milieu des années 1970 par Auzende et al. (1975).

4.2 Modèle de déformation de la marge

Afin d'étudier les mécanismes lithosphériques qui peuvent influencer la déformation de la marge, nous allons étudier les données de gravimétrie disponibles pour la zone d'étude. Des épaissements de la pile sédimentaire en pied de pente avaient déjà été identifiés (Réhault et al., 1984), et laissaient présupposer la présence d'un bassin flexural en pied de pente, témoin d'un ploiement de la lithosphère à cet endroit. Nous avons effectué des modélisations 2D de la flexion afin de déterminer si la marge subit ou non une flexion, et si on peut envisager un début de subduction, comme le proposait Auzende et al. (1975).

4.2.1 Une marge non équilibrée isostatiquement

Les données de gravimétrie ont subi diverses corrections détaillées au Chapitre 2, et nous avons obtenu des cartes d'anomalies à l'air libre (Figure 4.9), d'anomalies de Bouguer (Figure 4.10), ainsi qu'une carte d'anomalies isostatiques (Figure 4.12) pour la marge algérienne des longitudes -3° à 10°E . Le modèle de densité utilisé est indiqué sur la Figure 4.11.

En observant les cartes d'anomalies à l'air libre (Figure 4.9), on remarque immédiatement la forte anomalie négative en pied de pente tout le long de la marge algérienne. L'anomalie atteint les -100 mGal, surtout le long de la marge centrale, notamment au large de Ténès, Alger et Djidjelli. En vis-à-vis de cette forte anomalie négative, à terre, on trouve une forte anomalie positive, jusqu'à $+120$ mGal, principalement centrée sur les Kabylies.

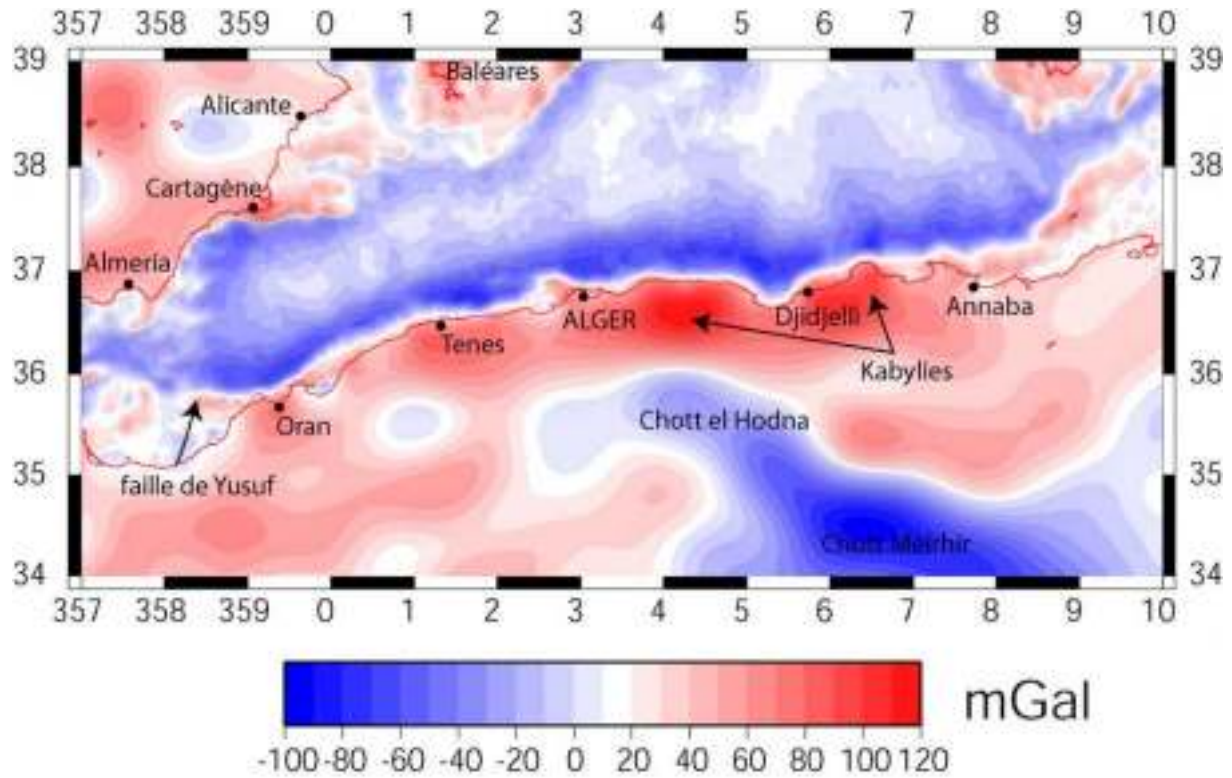


Figure 4.9 : Carte des anomalies à l'air libre de la marge algérienne à partir des données mondiales dérivées de l'altimétrie satellitaire et des données MARADJA 2003.

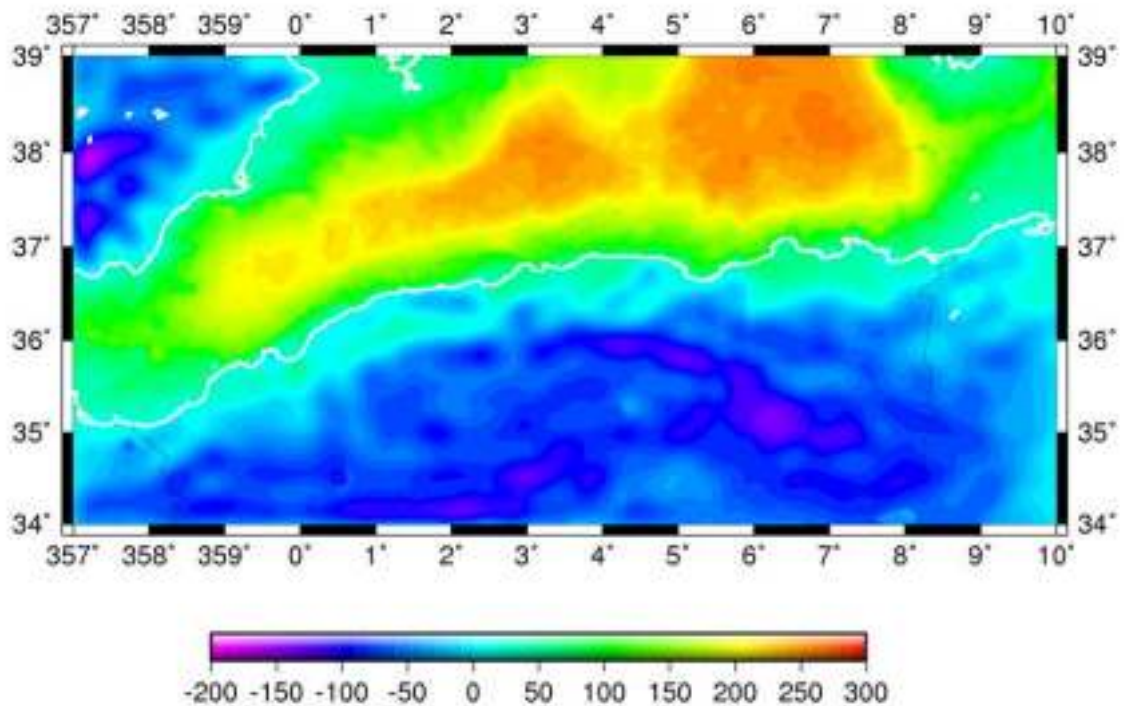


Figure 4.10 : Carte des anomalies de Bouguer le long de la marge algérienne. Aux données précédemment utilisées pour la carte d'anomalies à l'air libre, on a ajouté des données d'anomalies de Bouguer provenant du BGI (Bureau Gravimétrique International) pour la partie terrestre algérienne.

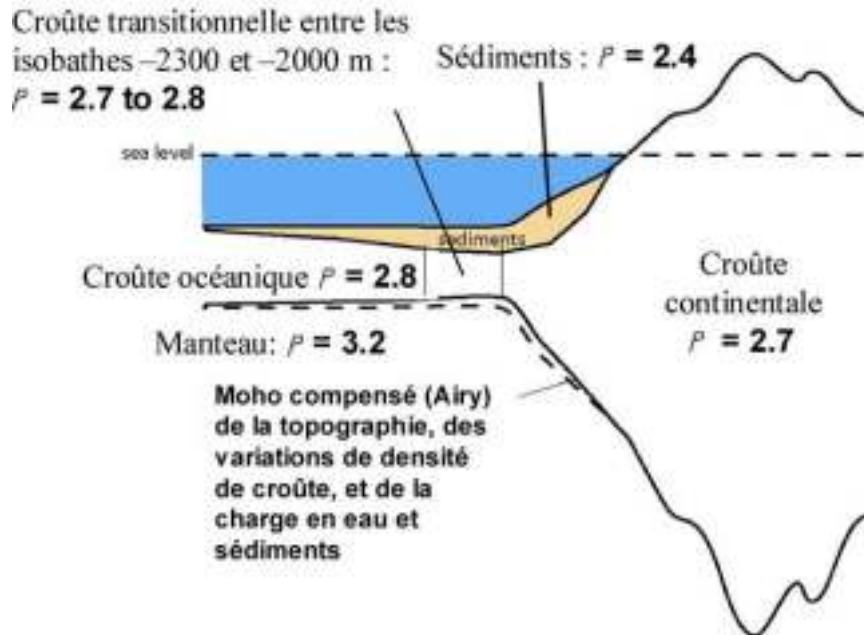


Figure 4.11 :
Modèle de densité utilisé pour le calcul des anomalies isostatiques.

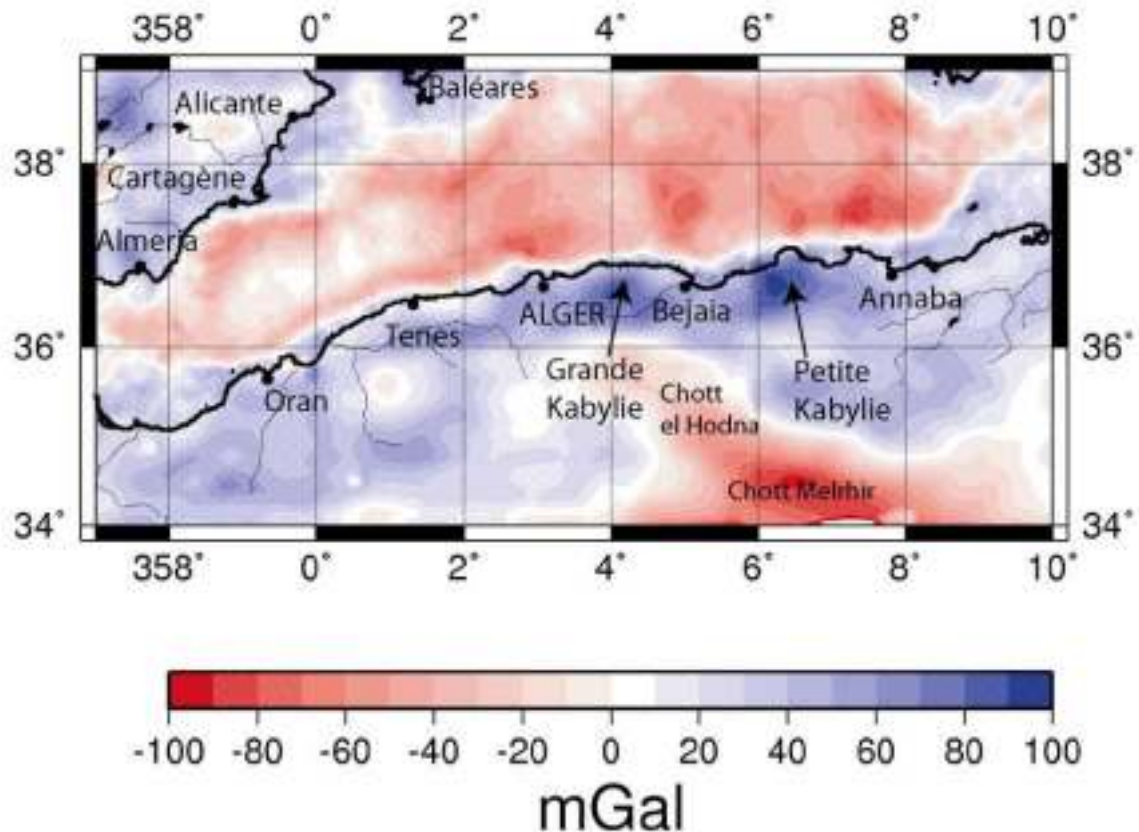


Figure 4.12 : Carte des anomalies isostatiques le long de la marge algérienne. A l'anomalie de Bouguer observée a été retranchée l'anomalie de Bouguer calculée comme si toute la topographie était isostatiquement compensée localement selon le modèle d'Airy. Les densités utilisées sont : sédiments : 2.4, croûte continentale: 2.7, croûte océanique: 2.8, manteau: 3.2, croûte transitionnelle entre les isobathes -2300 et -2000 m avec une densité variant de 2.7 à 2.8.

On peut également remarquer qu'en pied de pente des autres marges autour du bassin algérien, l'anomalie négative est beaucoup moins marquée (sauf peut-être au large de la chaîne Bétique) et n'atteint en général que des valeurs de l'ordre de 40-60 mGal. Les plus fortes valeurs sont enregistrées au large de Cartagène.

Globalement, les continents présentent plutôt des anomalies à l'air libre positives alors que le domaine marin présente des anomalies négatives. Ainsi, le domaine d'Alboran, dont nous ne voyons que la partie est ici, semblerait davantage continental puisque ses anomalies à l'air libre oscillent autour de 0 ou sont même positives, notamment au niveau de la ride de Yusuf.

On remarque aussi une forte anomalie négative à l'intérieur des terres en Algérie, qui semble liée aux bassins des Chotts (des lacs salés desséchés).

La carte des anomalies isostatiques (= anomalie de Bouguer observée – anomalie de Bouguer calculée en supposant l'équilibre isostatique « local » selon Airy) du bassin algérien (Figure 4.12) indique que le bassin présente des anomalies négatives, plus prononcées le long des marges, et plus particulièrement au large d'Alger, Bejaia, et Annaba, où elle peut atteindre la valeur de -100 mGal.

Au contraire, à terre, les anomalies isostatiques sont généralement positives (entre 0 et +50 mGal) et peuvent atteindre +100 mGal dans les Kabylies. Seule les plaines des Chotts présentent une très forte anomalie négative à terre, indiquant probablement un déséquilibre isostatique lié à de la subsidence à ce niveau.

Dans tous les cas, ceci indique que la région n'est pas encore à l'équilibre isostatique. Les montagnes (en l'occurrence les Kabylies) présentent une anomalie positive car leurs reliefs sont sous-compensés : si l'on néglige au premier ordre les variations de densité, ceci peut être expliqué par un Moho plus élevé que prévu par le modèle de compensation locale (la racine crustale ne compense pas la topographie élevée). On peut alors penser que les Kabylies ne se sont toujours pas équilibrées depuis leur surrection. A l'inverse, pour le bassin méditerranéen, l'anomalie isostatique négative indique une surcompensation, c'est-à-dire que le bassin est plus léger que ce que le modèle d'Airy prédit. De manière similaire, on peut expliquer ceci par une subsidence importante qui ferait que le Moho est plus profond que prévu par un modèle de compensation locale. Il faut donc identifier le phénomène qui amènerait le Moho à se trouver plus profond qu'il ne « devrait », en pied de marge, ceci de manière quasi systématique sur plus de 1000 km (Figure 4.12), avec cette longueur d'onde caractéristique.

4.2.2 Etude de la flexion de la marge

Afin d'étudier l'origine des fortes anomalies présentées dans les paragraphes précédents, nous avons modélisé la flexure de la marge. Pour cela, un code de modélisation de flexure élastique (modifié de E. Burov par Carole Petit) a été utilisé. Comme nous ne possédons pas de données précises sur la rhéologie des plaques dans ce secteur, nous considérons dans un premier temps un modèle assez

simple de plaque élastique avec une plaque d'épaisseur élastique (Te) constante. A une extrémité de cette plaque sont appliquées diverses forces (Figure 4.13) : un moment de courbure (Mo) et une force verticale. Nous faisons varier ces paramètres afin de reproduire le plus précisément l'anomalie de Bouguer mesurée. Ainsi il sera possible de déterminer au premier ordre quelles forces subit la limite océan-continent au large de l'Algérie.

Nous faisons également plusieurs tests avec des épaisseurs élastiques différentes. Il est également possible d'introduire une discontinuité dans la plaque (ce qui peut paraître logique compte tenu du passage d'une lithosphère continentale à océanique), et d'attribuer des paramètres différents aux deux parties de la plaque ainsi créées.

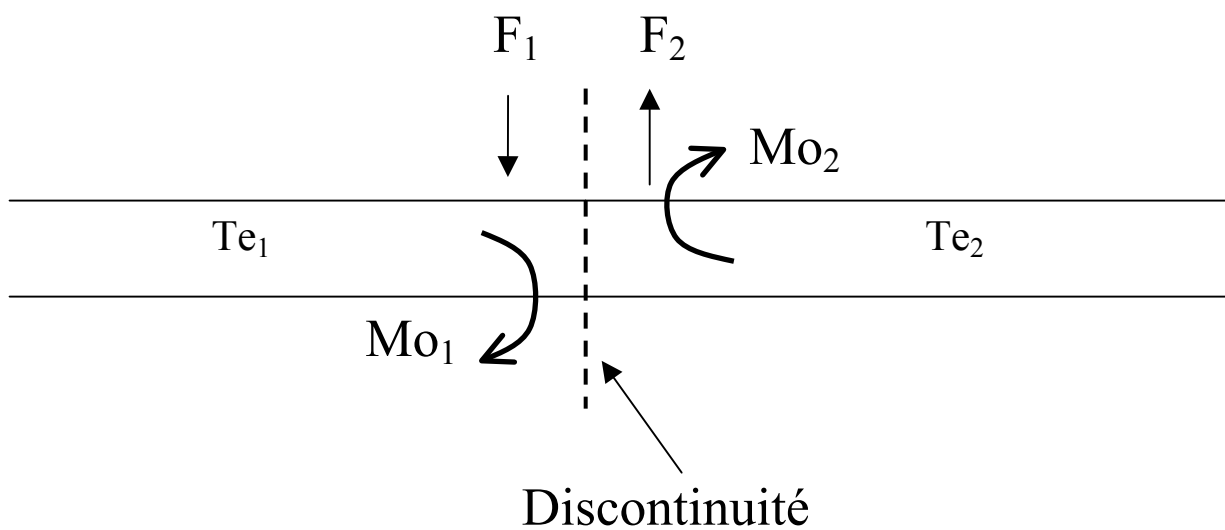
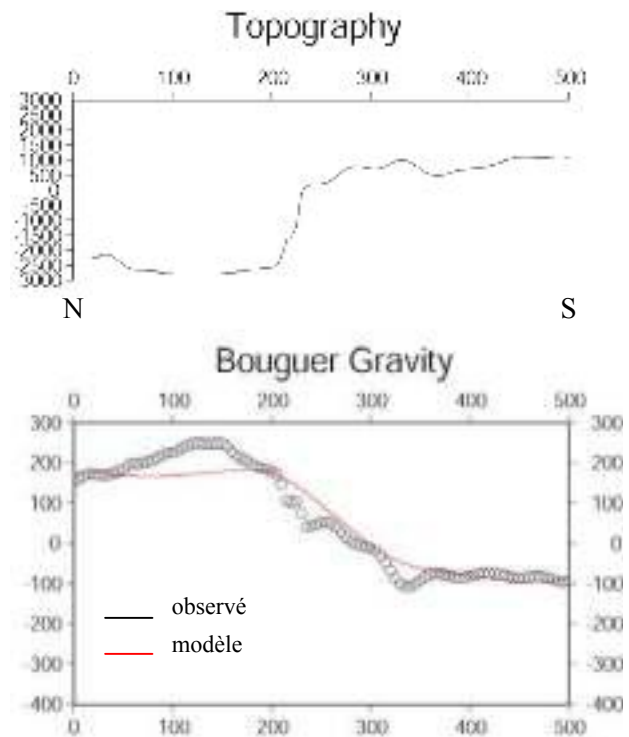


Figure 4.13 : Schéma illustrant les différentes forces appliquées (Mo : moment de courbure, F : force verticale) au modèle de plaque élastique d'épaisseur Te . On a également la possibilité d'ajouter éventuellement une discontinuité dans la plaque.

Le premier test effectué (Figure 4.14) considère une plaque continue d'épaisseur élastique 9 km, sur laquelle aucune force n'est appliquée. On constate alors que l'anomalie de Bouguer modélisée ne correspond pas à celle observée au niveau du bombement de la courbe de l'anomalie de Bouguer dans le bassin, ainsi qu'au niveau de ressauts dans le signal gravimétrique au niveau du continent. Le bombement dans le bassin indique donc une probable flexure du bassin, et l'ajout de forces dans le système est nécessaire afin de modéliser cette anomalie. D'autre part, afin de modéliser les anomalies au niveau du continent, nous allons maintenant utiliser un modèle de plaque discontinue.

Figure 4.14 :

Modélisation de l'anomalie de Bouguer obtenue pour une plaque continue d'épaisseur élastique 9 km. Aucune force n'est ajoutée au système. On voit que l'on ne reproduit pas l'anomalie positive dans le bassin, ni les anomalies au niveau du continent.



Le premier exemple est un profil traversant le bassin algérien au niveau de la longitude E3° (Figure 4.15). Nous pouvons utiliser des profils nord-sud car ils sont approximativement parallèles aux structures actives identifiées en mer.

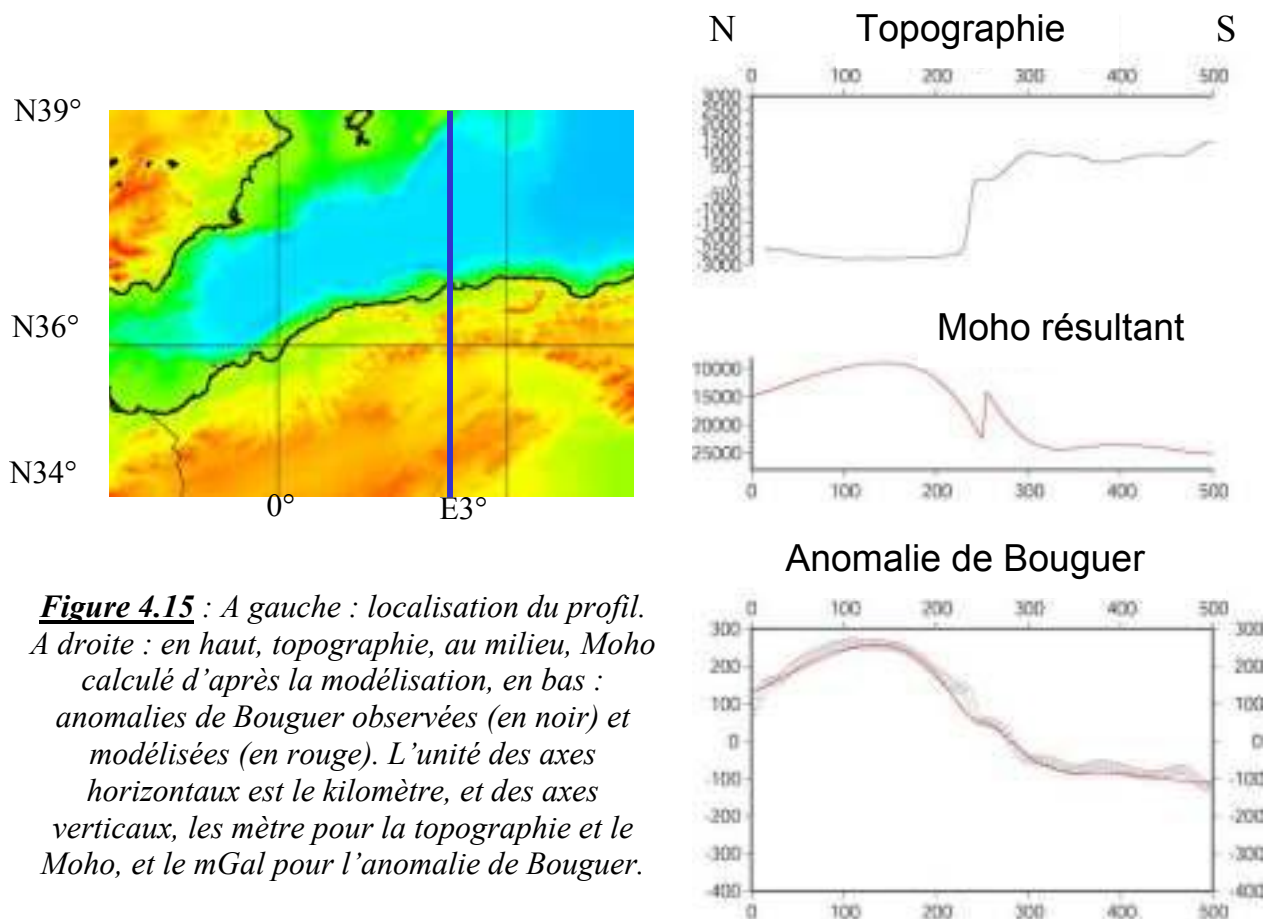


Figure 4.15 : A gauche : localisation du profil. A droite : en haut, topographie, au milieu, Moho calculé d'après la modélisation, en bas : anomalies de Bouguer observées (en noir) et modélisées (en rouge). L'unité des axes horizontaux est le kilomètre, et des axes verticaux, les mètre pour la topographie et le Moho, et le mGal pour l'anomalie de Bouguer.

Cette fois, les paramètres permettant une meilleure modélisation sont de $9 \pm 2 \cdot 10^{16}$ N pour le moment et aucune force verticale, pour la plaque océanique, et $-0.7 \pm 0.2 \cdot 10^{12}$ N/m en force verticale et pas de moment, pour la plaque continentale. Le bombement flexural d'une longueur d'onde d'environ 200 km est alors reproduit de manière satisfaisante, ainsi que le ressaut dans l'anomalie de Bouguer mesurée aux alentours du kilomètre 250. Ceci est cohérent avec la présence d'une flexion de la lithosphère océanique dans le bassin algérien. Cela signifie également que la plaque est discontinue. Sur la Figure 4.15, le Moho résultant est indiqué sur le graphique du milieu. Il s'avère qu'il présente un décalage de l'ordre de 10 km environ au kilomètre 260.

Une modélisation sur un deuxième profil (E4°) montre des résultats similaires (Figure 4.16). Les modélisations (sur ces deux profils) sont les meilleures pour des plaques (océanique et continentale) avec une épaisseur élastique de 11 ± 3 km. Ce résultat est très similaire aux valeurs obtenues par Van der Beek et Cloetingh (1992) pour les Bétiques, à savoir des épaisseurs élastiques de 10 ± 5 km. Ceci dénote la relative « jeunesse » de ces lithosphères. Dans le cas de la modélisation sur le profil E4°, les forces appliquées sont : $5 \pm 2 \cdot 10^{16}$ N pour le moment et aucune force verticale, pour la plaque océanique, et $-5.5 \pm 0.7 \cdot 10^{16}$ N/m en moment et pas de force verticale, pour la plaque continentale.

Une fois de plus on arrive bien à rendre compte du bombement de grande longueur d'onde observé sur l'anomalie de Bouguer dans le bassin, mais les anomalies de petite longueur d'onde sur le continent ne sont pas bien modélisées. La tentative de modéliser ces anomalies, éventuellement liées à des données de mauvaise qualité à terre (dont l'absence de correction des épaisseurs sédimentaires), a probablement biaisé les valeurs des forces obtenues. Cependant, on remarque encore une fois que le Moho est décalé de plusieurs kilomètres (ici, de l'ordre de 20 km, mais cette valeur est à considérer avec beaucoup de précaution étant donné que les forces appliquées du côté de la plaque continentale sont mal contraintes), indépendamment de la variation progressive d'épaisseur de la croûte liée au passage du domaine océanique au domaine continental.

Il nous faut nous interroger sur la signification physique de cette discontinuité. Les résultats de la modélisation indiquent un déplacement du Moho aux alentours du kilomètre 260-270 sur notre profil de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Ce déplacement du Moho a justement lieu vers la transition entre la plaque continentale et la plaque océanique (Figure 4.17).

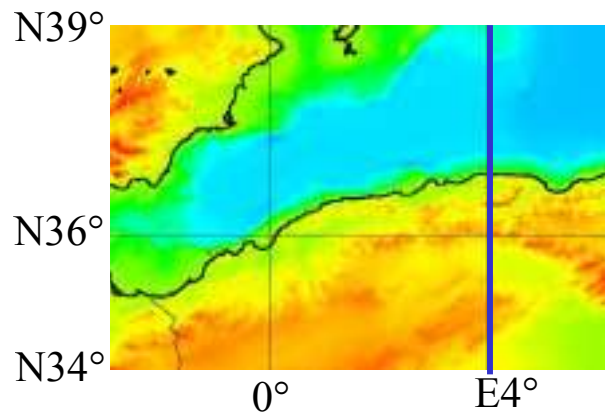
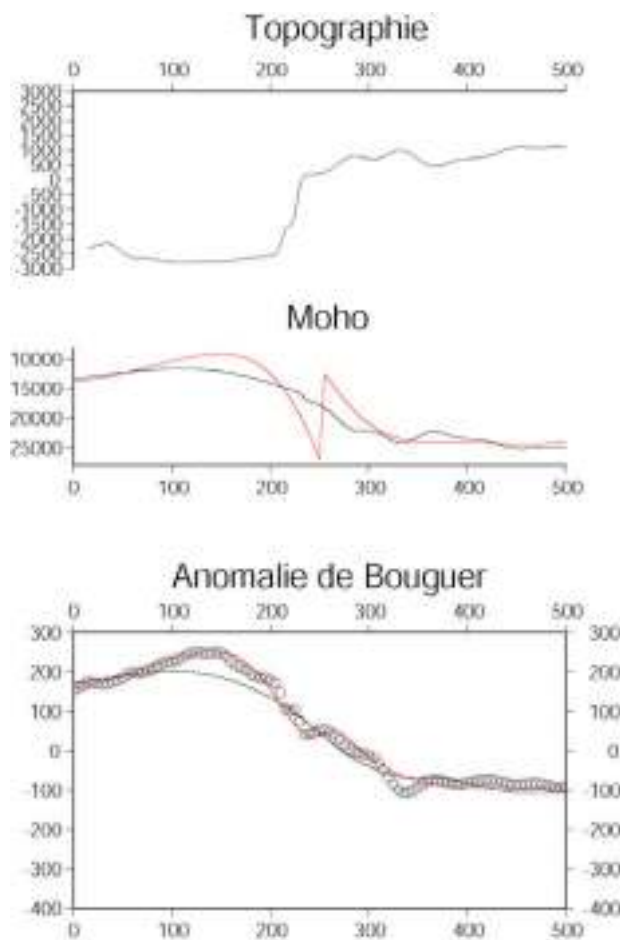


Figure 4.16 : A gauche : exemple de modélisation le long du méridien E4° : en haut, topographie, au milieu Moho modélisé (en rouge) et Moho si tout était compensé localement isostatiquement (selon Airy) (en noir), en bas, anomalies de Bouguer mesurées (cercles noirs), modélisées (en rouge), et anomalies de Bouguer si tout était compensé localement (selon Airy) (courbe noire) . A droite : localisation du profil. Le nord est à gauche.

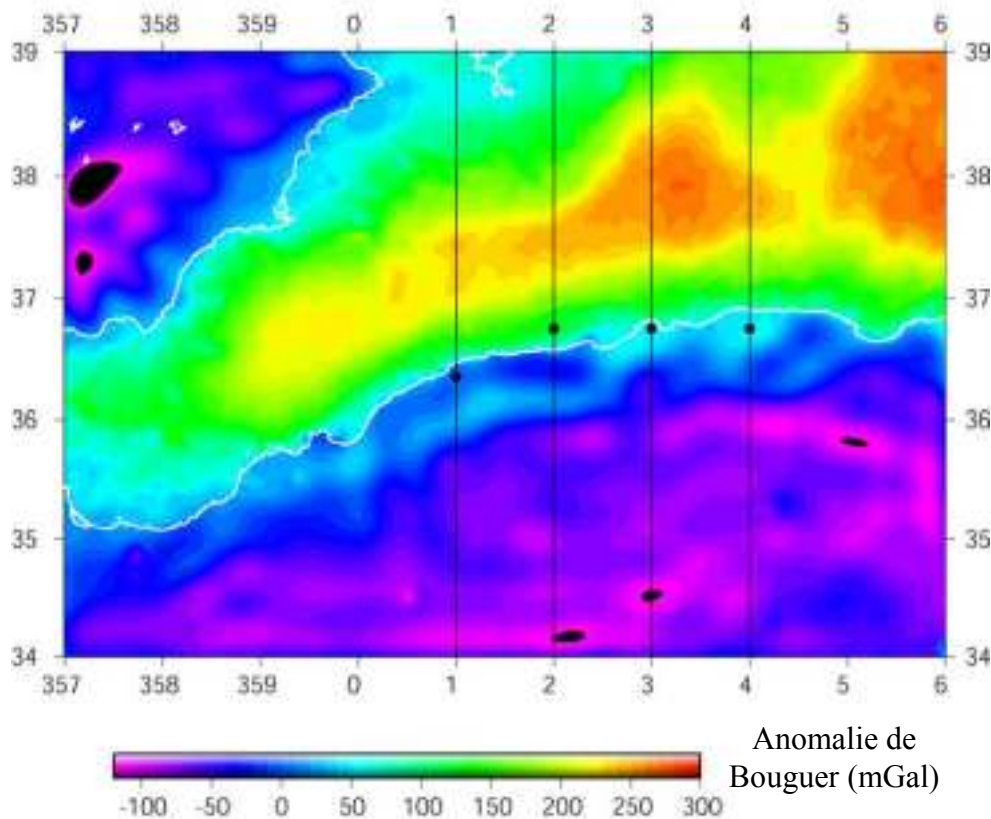


Figure 4.17 : Projection sur la carte d'anomalies de Bouguer de la position de la discontinuité du Moho obtenue par les modélisations effectuées sur quelques profils le long de la marge.

Je propose que ce décalage du Moho soit en réalité un déplacement cumulé depuis le début de la déformation au pied de la marge. Ainsi, si l'on considère un début de tectonique au Pliocène (~ 5.33 Ma) avec une vitesse long-terme de ~ 0.5 mm/an sur les plis sous-marins au pied de la marge algérienne, on obtient un raccourcissement de la marge sous-marine depuis le Pliocène de seulement ~ 2.7 km. Cette valeur est entachée de larges incertitudes, d'une part au niveau du début du raccourcissement, mais aussi de la vitesse de glissement. Si l'on considère par ailleurs la déformation à terre, on obtient alors, en considérant un raccourcissement de 3 à 5 mm/an (Nocquet et Calais, 2004, Stich et al., 2006), un raccourcissement compris entre 16.0 et 26.6 km. Ainsi, pour une valeur hypothétique de raccourcissement approximée à 20 km depuis le Pliocène, si l'on considère un plan de faille recoupant toute la croûte à $\sim 45^\circ$ (Figure 4.18), le Moho se serait effectivement enfoncé verticalement d'une quinzaine de kilomètres au maximum (en supposant une localisation de la déformation cumulée sur ce contact), ce qui est grossièrement en bon accord avec les résultats de cette modélisation gravimétrique de la flexion. Il serait intéressant de confronter cette hypothèse avec les localisations en profondeur des hypocentres des séismes dans cette région.

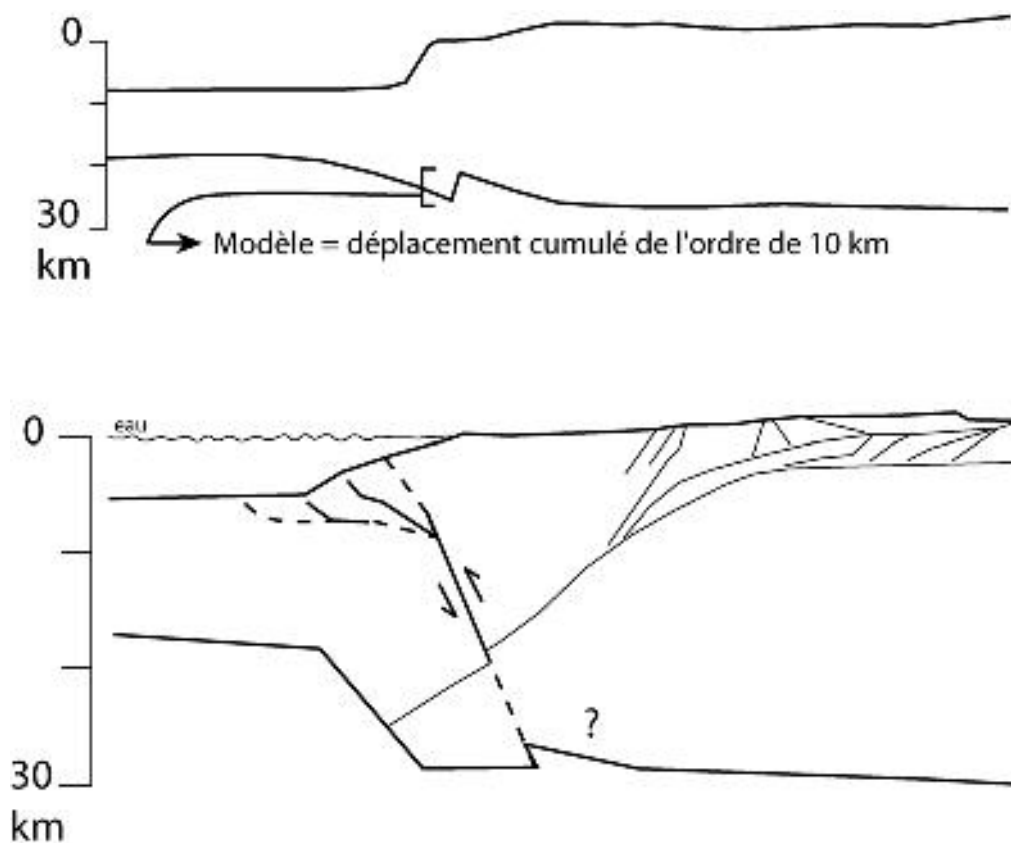


Figure 4.18 : Schéma expliquant, d'une part, le décalage du Moho au niveau de la limite océan-continent obtenu par modélisation gravimétrique (en haut), et, d'autre part, la formation de failles néoformées par rapport à l'ancienne suture Zones Internes – Zones Externes à pendage vers la mer. On suppose que les nouvelles failles inverses sont enracinées en profondeur sur une faille traversant toute la croûte et décalant le Moho.

Il faut noter que ces résultats préliminaires argumentent pour la première fois les preuves d'une flexion de la marge, ainsi que l'existence d'une discontinuité et d'un décalage du Moho en profondeur. Cependant, il faudra maintenant utiliser des modèles de plaques plus complexes, tels que des modèles visco-élastiques, afin de recréer le plus précisément possible les conditions réelles de la déformation et de mieux contraindre quantitativement ces résultats préliminaires obtenus.

Nous concluons donc que le bassin algérien subit le long de sa bordure sud une flexion de grande longueur d'onde, et que le Moho est probablement décalé d'une dizaine, voire d'une vingtaine de kilomètres au niveau de la frontière de plaques actuelle, plutôt sous le continent. Nous allons maintenant examiner quelles forces seraient susceptibles d'être à l'origine de ces structures compressives, et si une initiation de subduction est envisageable.

4.2.3 Origine des forces

Les forces généralement présentes au niveau des marges passives sont la poussée des dorsales, la subsidence de la plaque relative au refroidissement de celle-ci, et le poids des sédiments sur la plaque océanique.

On pensait généralement qu'il suffisait que ces trois forces s'appliquent sur une vieille lithosphère océanique pour pouvoir initier une subduction sous le continent. Cependant, des observations de subductions qui impliquent des lithosphères relativement jeunes (Jarrard, 1986) ont semé le doute sur l'applicabilité des modèles classiques.

En observant des marges passives « classiques », de type Atlantique, on se rend compte que de la sismicité est présente sur tout le pourtour du bassin, en pied de pente continentale (Figure 4.19). Sur certaines marges passives anciennes (marges du Brésil, de la Norvège, de l'Afrique occidentale ...), beaucoup de failles inverses produisant de petits séismes commencent même à être répertoriées au pied de la marge, à la limite continent-océan (Leroy et al., 2004).

Le pied de pente semble donc être l'endroit privilégié pour l'apparition de contraintes plus élevées menant à une réactivation progressive de la marge passive.

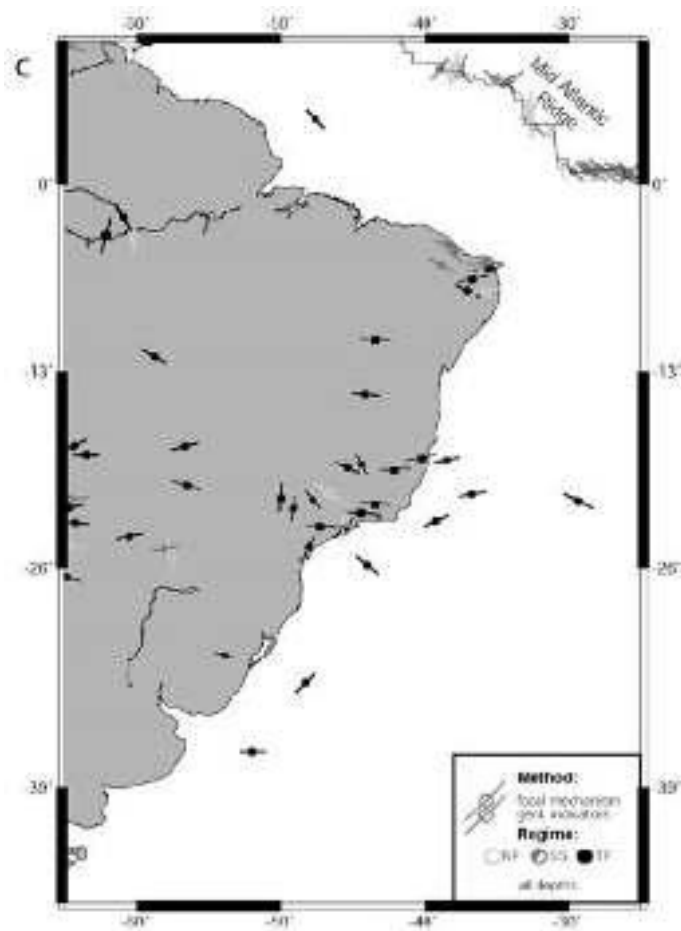


Figure 4.19 : Principales contraintes horizontales sur la marge brésilienne à partir d'indicateurs géologiques (carrés) et de mécanismes au foyer (cercles). NF : failles normales, TF : failles inverses, SS : décrochement. (Leroy, 2004)

Plusieurs forces peuvent expliquer l'apparition de structures compressives en pied de marge, à la limite continent-océan, particulièrement au niveau des zones présentant de fortes variations de densités (d'autant plus fortes que la plaque océanique est ancienne) et de nature de croûte, de part et d'autre de la limite océan-continent, prédisposant à un découplage lithosphérique à cet endroit :

- Le poids des sédiments, qui sont en théorie plus épais près de la marge : cet excès de poids tend à enfoncer la plaque océanique par rapport à la plaque continentale, ce qui renforce les tensions entre les deux plaques.
- La flottabilité négative, qui intervient lorsque la plaque a atteint sa stabilité thermique, ce qui ne se produit généralement pas avant 80 Ma (Cloos, 1993).
- Le rebond isostatique engendré par la dénudation par érosion de la marge continentale (Gilchrist et Summerfield, 1990), qui permet également d'augmenter les forces verticales appliquées à la limite continent-océan.
- Le dénivelé entre l'océan et le continent, qui favorise aussi la formation de contraintes verticales par la différence de forces de volume, et peut jouer un rôle sur la compression à ce niveau (McKenzie, 1977).
- Eventuellement, la compression horizontale (convergence de plaques, ridge push).

Tous ces facteurs peuvent idéalement être réunis à des degrés divers pour initier une subduction.

Au contraire, un certain nombre de forces empêchent la plaque océanique de subduire : ainsi, d'après Mueller et Phillips (1991), la flexion (résistance flexurale) fait partie des forces qui empêchent la plaque de subduire, car elle « retient » la plaque océanique contre la lithosphère continentale. Il faut aussi considérer la résistance de friction de la plaque océanique contre la plaque continentale. Gurnis et al. (2004) indiquent que les forces de résistance augmentent considérablement (atteignant $2 \text{ à } 3 \times 10^{12} \text{ N/m}$, puis diminuant fortement dès que l'épaisseur totale de la plaque est fracturée) lorsque la plaque commence à se plier, ce qui serait donc le cas de la marge algérienne. La question est donc : est-ce que cette force de résistance pourra être dépassée afin d'initier la subduction ?

Examinons maintenant les facteurs en jeu sur la marge algérienne :

- il n'y a pas de dorsale active dans le bassin algérien, donc le seul mouvement horizontal existant est la relativement lente convergence Afrique-Europe, de $\sim 5 \text{ mm/an}$.
- Il y a de fortes variations de topographie de part et d'autre de la marge (dénivelé d'environ 3500 m sur à peine une centaine de kilomètres).
- A cela s'ajoute probablement un rebond isostatique lié à l'érosion des reliefs côtiers d'Algérie, ce qui augmente encore les contraintes verticales à la limite océan-continent.
- La plaque océanique est jeune, donc assez peu rigide (épaisseur élastique de $11 \pm 3 \text{ km}$).
- Elle subit actuellement une flexion de grande longueur d'onde dans le bassin algérien au pied de la marge.
- La marge étant assez jeune, l'épaisseur de sédiments en pied de marge est assez faible ($< 6 \text{ km}$).

En réalité, on doit se demander quelles seraient les forces qui provoqueraient l'enfoncement de 120 premiers kilomètres de lithosphère océanique en subduction, car au-delà de 120 km, la subduction s'auto-entretient, par le phénomène de « *slab pull* » (McKenzie, 1977). Donc d'après les études de modélisation, peut-on envisager un début de subduction d'ici quelques millions d'années ?

Concernant les forces verticales, la flottabilité négative serait une des forces qui aiderait l'initiation de la subduction. Or la plaque océanique est très jeune, donc peu encline à plonger spontanément, contrairement aux lithosphères très anciennes, donc plus denses. D'après Cloetingh et al. (1982), la force engendrée par la charge sédimentaire est la plus importante. Les forces provenant de la tectonique des plaques seraient de moindre importance. Toujours d'après ces auteurs, la stratification rhéologique est aussi très importante car elle permet la concentration des contraintes dans la partie superficielle de la plaque océanique, qui est mécaniquement la plus forte. Cette concentration est accrue lorsque la charge sédimentaire maximum est atteinte (par exemple 10 km de sédiments pour une plaque de 20 Ma), ce qui peut entraîner la cassure de la plaque. Ainsi, il est en théorie possible qu'une subduction soit initiée sur des plaques jeunes, à condition qu'il y ait une charge sédimentaire

maximale. Ensuite, plus la plaque vieillit, moins elle est gravitairement stable, ce qui favorise l'enclenchement de la subduction. Mais en général cela ne suffit pas. La présence de discontinuités ou de zones de faiblesse préexistantes, telles qu'une zone transformante oblique à la direction de convergence, une ancienne zone de subduction, ou une ride d'accrétion, est un facteur favorisant fortement l'initiation de subduction (Cloetingh et al., 1982, Toth et Gurnis, 1998).

Du côté des forces horizontales qui peuvent aider le début de subduction sur la marge algérienne, on remarque l'absence de poussée de la dorsale (« ridge push ») car il n'y a plus de ride d'accrétion active dans le bassin algérien. La vitesse de convergence est également très importante. Certains auteurs (McKenzie, 1977) ont suggéré qu'il fallait qu'elle soit au minimum de 1.3 cm/an afin que l'anomalie thermique du panneau plongeant persiste sans se diffuser. Dans le cas de la marge algérienne, nous sommes loin d'une telle vitesse de convergence. D'après Toth et Gurnis (1998), la vitesse de la plaque qui subducte peut être au départ très faible (9 mm/an) et augmente au fur et à mesure que la plaque plongeante se développe. Mais, si au bout de 20 Ma, la vitesse de convergence n'a pas atteint 10 mm/an, ces auteurs pensent que la subduction n'aura pas lieu et a peu de chances de se faire plus tard. Nous verrons dans le paragraphe suivant si d'autres facteurs peuvent tout de même induire un début de subduction.

D'après des modélisations analogiques (Mart et al., 2005), les facteurs les plus importants dans l'initiation de la subduction sont les variations latérales de densité et des variations topographiques importantes entre les lithosphères continentales et océaniques. Il faut aussi prendre en compte beaucoup d'autres paramètres relatifs à la rhéologie des plaques et du manteau sous-jacent (Billen et Hirth, 2005), mais nous n'avons actuellement pas de contraintes sur ces paramètres : des études seront nécessaires dans le futur pour évaluer leur rôle dans une éventuelle initiation de subduction sur la marge algérienne.

Pour conclure, il semble que la marge algérienne n'en soit qu'au stade de l'accumulation des contraintes en pied de pente. Les failles se forment petit à petit, fragilisant la plaque océanique. La plaque se raccourcissant, elle s'épaissit localement, et la plaque supérieure se soulève. Pour l'instant, les forces de flexion de la plaque océanique sont trop élevées pour permettre la subduction. Mais si la vitesse de convergence augmente, ou si la diffusivité thermique n'inhibe pas le plongement de la plaque, alors on pourrait assister à un début de subduction dans quelques millions d'années.

4.2.4 Conclusion : Une initiation de la subduction ? Comparaison avec d'autres zones

Les anomalies gravimétriques observées sur la marge algérienne ne sont pas typiques d'une zone de subduction, mais la configuration du système est relativement similaire (Figures 4.20 et 4.21).

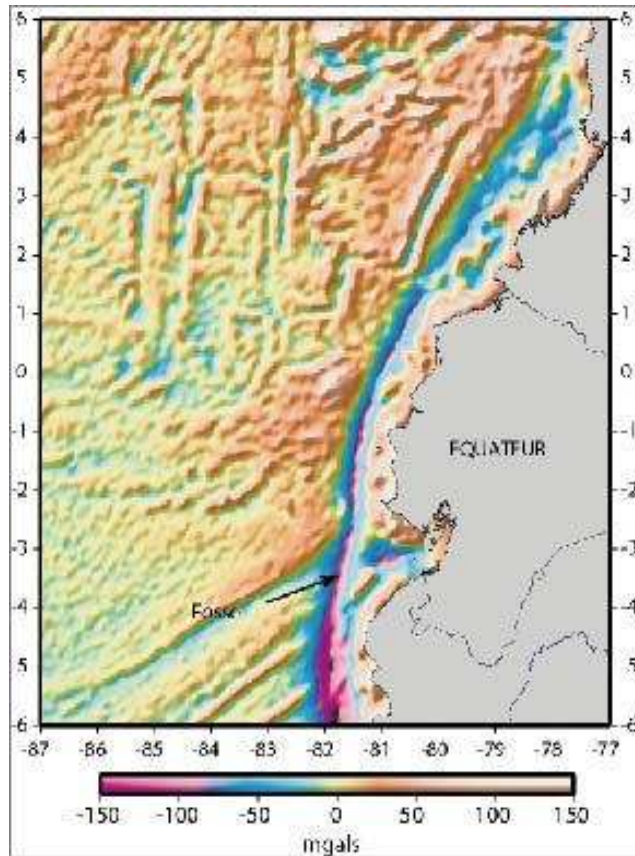


Figure 4.20 : Anomalie à l'air libre dérivée de l'altimétrie satellitaire au niveau de la marge sous-marine équatoriale. Les anomalies au niveau de la fosse atteignent -200 mGals et l'anomalie associée au bombement externe est d'environ $+50$ mGals. Au contraire, l'arc présente des anomalies fortement positives, de l'ordre de $+200$ mGals.

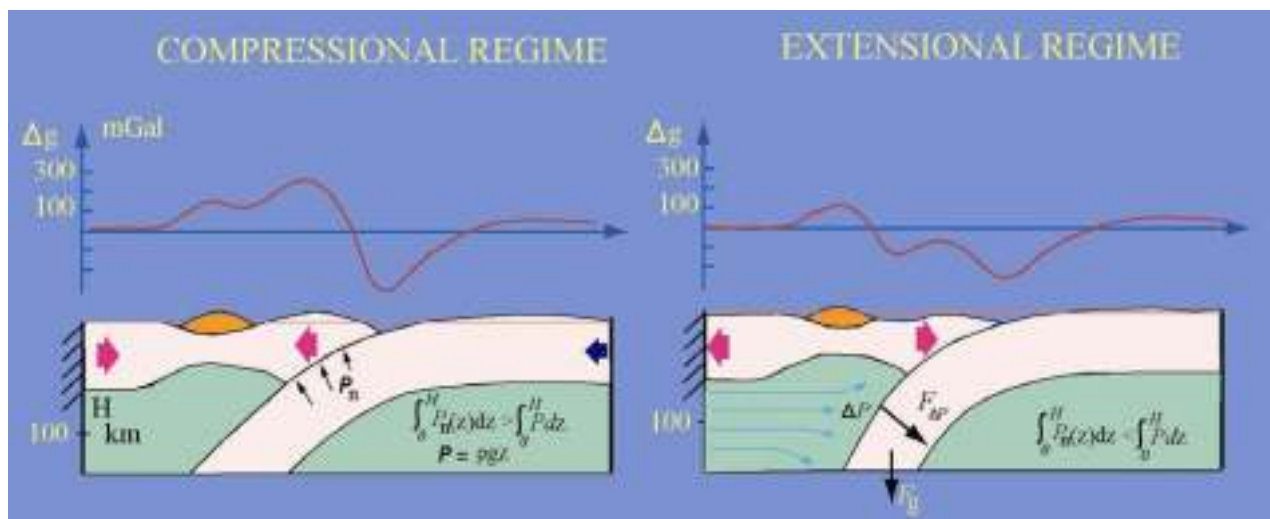


Figure 4.21 : Schéma montrant deux régimes de subduction océanique (Shemenda, 1985 et 1993). A gauche, le régime compressif, à droite, un régime extensif créant un bassin arrière-arc. Dans tous les cas on observe des anomalies à l'air libre supérieures à -200 mGal au niveau de la fosse.

En effet, les anomalies à l'air libre maximum observées en pied de pente ou sur les reliefs à terre ne sont pas supérieures à 120 mGals en valeur absolue, alors que les marges en subduction peuvent présenter des anomalies supérieures à 200 mGal en valeur absolue, au niveau de la fosse ou de l'arc. Au niveau du bombement lithosphérique dans le bassin, en Algérie l'anomalie à l'air libre ne dépasse pas 20 mGal, alors que pour une subduction mature, le bombement externe montre une anomalie à l'air libre de l'ordre de 50 mGals.

Ainsi, l'Algérie est encore loin d'un stade de subduction « établi », ou en régime permanent. Cependant, les principales caractéristiques de sa marge, à savoir une forte anomalie à l'air libre négative en pied de pente, une autre positive sur la côte, et enfin une anomalie positive de plus grande longueur d'onde, mais encore de faible amplitude, dans le bassin légèrement flexuré, sont des indices « profonds » en faveur d'une initiation de ce phénomène. Notons également qu'aucun plan de Benioff n'est visible, les séismes étant tous superficiels (hypocentres <30 km) : il est donc clair qu'aucune subduction réelle n'a commencé sur la marge. Cependant, il est probable que nous observons les prémices d'une réactivation d'une marge passive.

De nombreuses zones sur la planète présentent soit des signes de réactivation en compression (pour des marges passives), ce qui a parfois été interprété comme des initiations de subduction. Pour conclure, je vais comparer certaines de ces zones avec la marge algérienne afin d'évaluer ses « chances » d'initiation de subduction.

Tout d'abord, plusieurs marges passives présentent des indices de récents chevauchements. Parmi ces marges passives, on trouve en Méditerranée la marge ligure, sur laquelle on trouve aussi de fortes anomalies gravimétriques et des chevauchements à pendage vers le continent, très similaires en apparence aux chevauchements de la marge algérienne. Cependant, d'après Bigot-Cormier et al. (2004), il semblerait qu'il s'agisse d'anciennes failles crustales réactivées, provoquant par ailleurs la rotation de bassins perchés et le soulèvement et la réactivation d'anciens blocs basculés du rifting. Sur la marge algérienne, il ne semble pas que d'anciennes structures soient réactivées.

Dans la thèse de Leroy (2004), un certain nombre de marges passives sont étudiées, dont les marges angolaise, brésilienne et norvégienne. Ces marges présentent toutes des indices de réactivation en compression. Il s'agit soit de mécanismes au foyer en compression, soit de la présence de chevauchements en pied de pente ou à terre à proximité de la côte, mais principalement à des endroits où la différence topographique entre l'océan et le continent est forte. On observe généralement la réactivation de structures préexistantes, telles que les failles normales provenant du rifting. Dans le cas de la marge algérienne, il ne semble pas que les failles observées soient en relation avec les anciennes failles normales des blocs basculés du rifting. Au contraire, il semble qu'elles soient totalement néoformées.

Dans d'autres cas, l'initiation de la subduction se met en place sur des discontinuités existantes telles que des rides océaniques ou des rides transformantes. C'est le cas de la marge sud de Nouvelle Zélande (Collot et al., 1995) au niveau de la ride de Puysegur, ou de la zone de fracture d'Izu-Bonin-Mariana ou la fosse de Yap au sud des Mariannes (Gurnis et al., 2004 ; Lee, 2004). Il faut aussi noter que des subductions s'initient sur des zones de subduction éteintes. C'est le cas de l'initiation de subduction de Tonga-Kermadec (Gurnis et al., 2004).

Dans le cas de la marge algérienne, aucune discontinuité favorisant la création de failles à pendage vers le continent n'était présente. Au contraire, la seule structure préexistante était la subduction fossile de la Téthys avec une plaque plongeante à pendage nord, c'est-à-dire opposé aux pendages actuels. De plus, les failles identifiées ne peuvent pas être liées aux anciennes failles normales du rifting, car elles sont de vergences opposées. Donc il nous faut rechercher d'autres exemples dans le monde éventuellement comparables.

L'exemple de l'initiation de subduction dans le bassin arrière-arc du Japon (Figure 4.22), au nord de Honshu (Seno et Egushi, 1983, Nakamura, 1983, Kobayashi, 1983, Tamaki et Honza, 1985) est peut-être comparable à la marge algérienne, dans le sens où il s'agit également d'une réactivation en compression d'un bassin arrière-arc, depuis le Pliocène, c'est-à-dire à peu près au même moment que la marge algérienne. Les anomalies à l'air libre obtenues sur la marge japonaise atteignent au maximum une cinquantaine de mGals en valeur absolue, ce qui est même inférieur aux valeurs sur la marge algérienne. Par contre, la vitesse de convergence entre les plaques est bien supérieure, à savoir plus d'1 cm/an (Minster et Jordan, 1978).

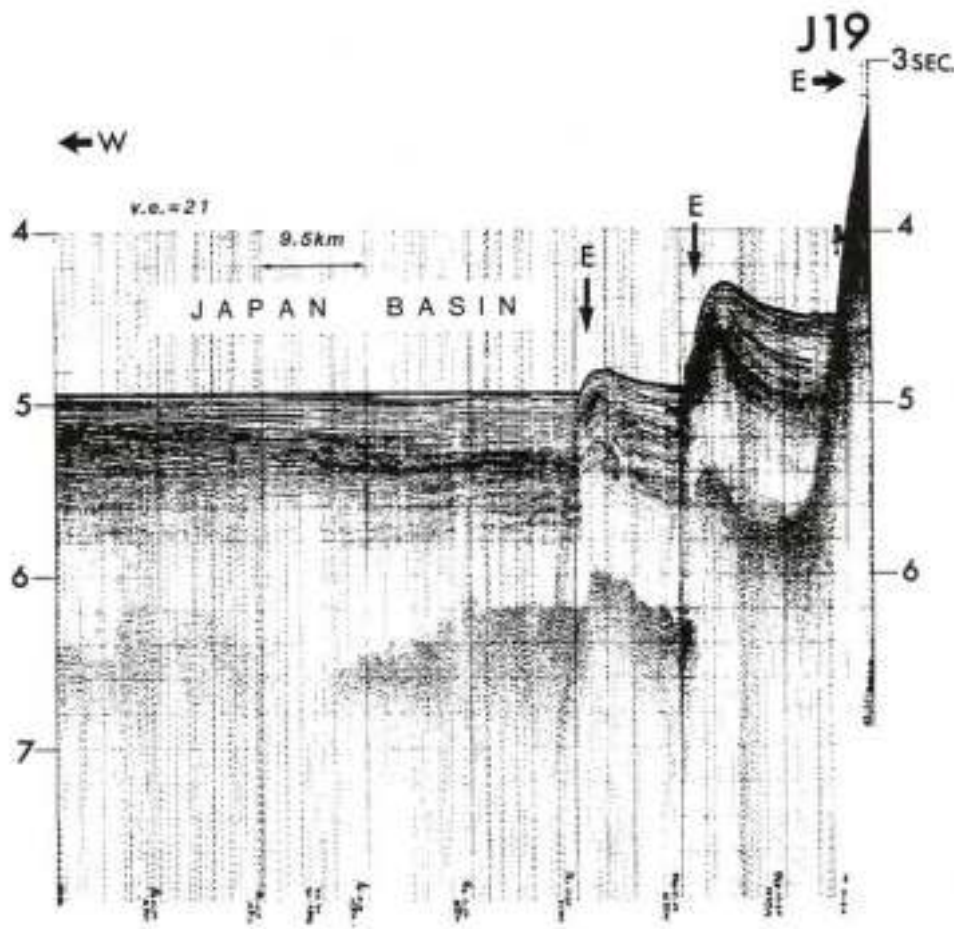


Figure 4.22 : Profil sismique (exagération verticale : 21) dans le bassin du Japon au nord de Honshu. Les chevauchements à pendage vers le continent ont été interprétés comme le signe d'une initiation de subduction (Tamaki et Honza, 1985).

On peut également comparer la marge algérienne avec la marge du Liban, sur laquelle certaines structures en mer sont très similaires à ce que nous avons observé sur la marge algérienne (Figure 4.23) avec cependant un degré moindre de maturité, puisque la plupart des plis de la marge libanaise sont très peu développés (Carton, 2005). A cet endroit, la vitesse de convergence entre la microplaque du Sinaï et la plaque arabique est de 3-4.3 mm/an (Daëron, 2005), c'est-à-dire très comparable à celle de la marge algérienne. La croûte est probablement océanique et ancienne (110-140 Ma (Dercourt et al., 1986, Ricou, 1995)) avec 8 km de sédiments Ben-Avraham, 2002), ce qui diffère de la marge algérienne qui est très jeune comparativement, et avec peu de sédiments. Il n'y a pas de fosse de subduction, et il semble donc que l'on soit devant un exemple de réactivation d'ancienne marge passive (Carton, 2005).

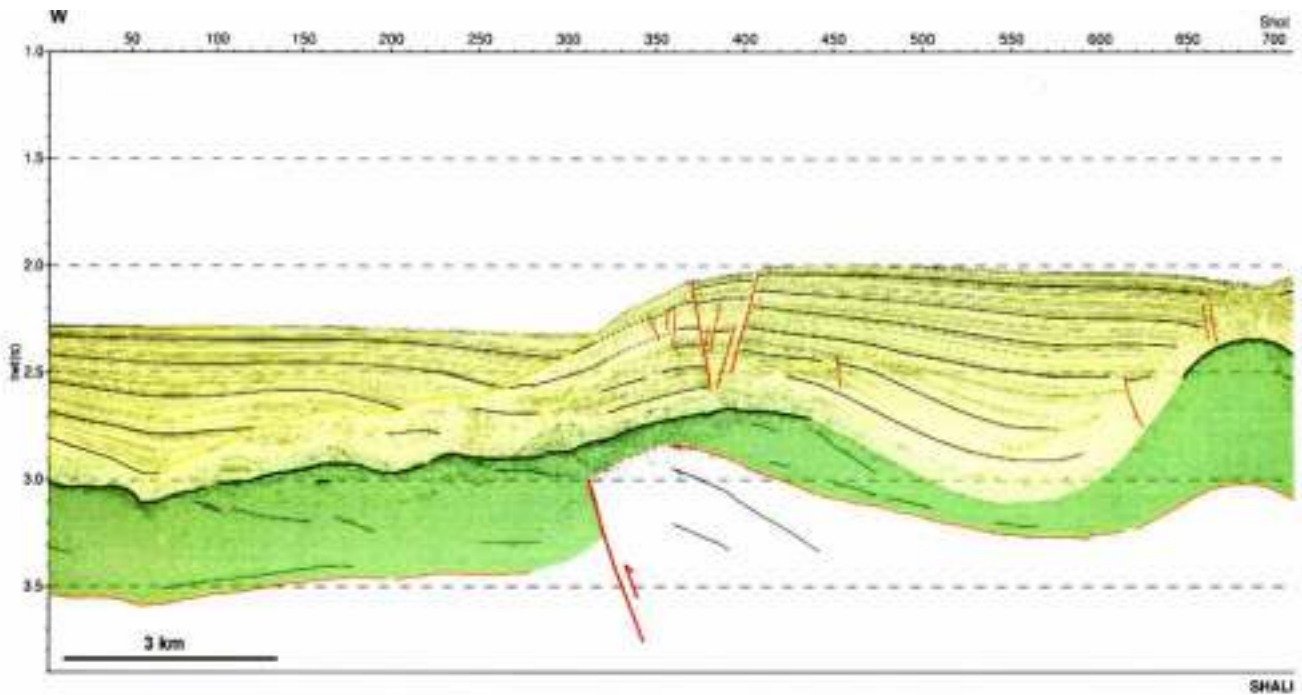


Figure 4.23 : Exemple de chevauchement sur la marge libanaise (Carton, 2005). Les bassins en piggy-back ont la même allure que ceux au large de la marge algérienne. Dans le cas de la marge libanaise, une initiation de subduction a été proposée (Carton, 2005).

Cependant, sur la marge libanaise, la zone de raccourcissement est très localisée, et une évolution en une subduction est peu probable latéralement puisque la compression est liée au fonctionnement du système de failles décrochantes continentales et loin de la transition océan-continent (Carton, 2005). Ainsi, les deux marges sont apparemment actuellement dans une situation similaire (structures actives semblables, mêmes pendage et situation physiographique), en dépit de ces différences. Mais, de par son contexte géographique et sa continuité longitudinale (plus de 1000 km de long), la marge algérienne serait la plus susceptible des deux d'évoluer plus tard en subduction.

La marge algérienne est située au niveau d'une suture d'une ancienne subduction à pendage nord. Cependant, les chevauchements néo-formés ont un pendage sud. Ceci suggérerait une initiation de subduction avec inversion de polarité. Un exemple similaire d'inversion de polarité est visible sur le flanc sud des îles Salomon (Cooper et Taylor, 1985, Taira et al., 2004). Une telle inversion se produit lorsque la première subduction est bloquée par la collision d'un « obstacle », tel que l'épais plateau d'Ontong Java, dans le cas de l'arc des Salomon, ou des Kabylies, dans le cas de la marge algérienne. Comme la convergence continue, une nouvelle zone de faiblesse se crée à l'arrière de l'ancienne subduction, et cette fois, c'est le bassin arrière-arc, moins résistant, qui va subduire sous l'ancien arc. Ce type de subduction est classé dans les zones de subduction à nucléation induite (INSZ, Stern, 2004), par opposition aux zones de subduction à nucléation spontanée (SNSZ) (Figure 4.24). D'après Stern (2004), comme les bassins arrière-arc sont plus jeunes et ont un régime thermique plus élevés, ils sont aussi peu épais et plus fragiles, donc il est plus facile d'initier une subduction dans cet

environnement, et une moins forte compression est alors requise. On peut même s'attendre à un début de subduction immédiatement après l'arrêt de la première subduction, comme cela semble être le cas pour l'arc de Salomon.

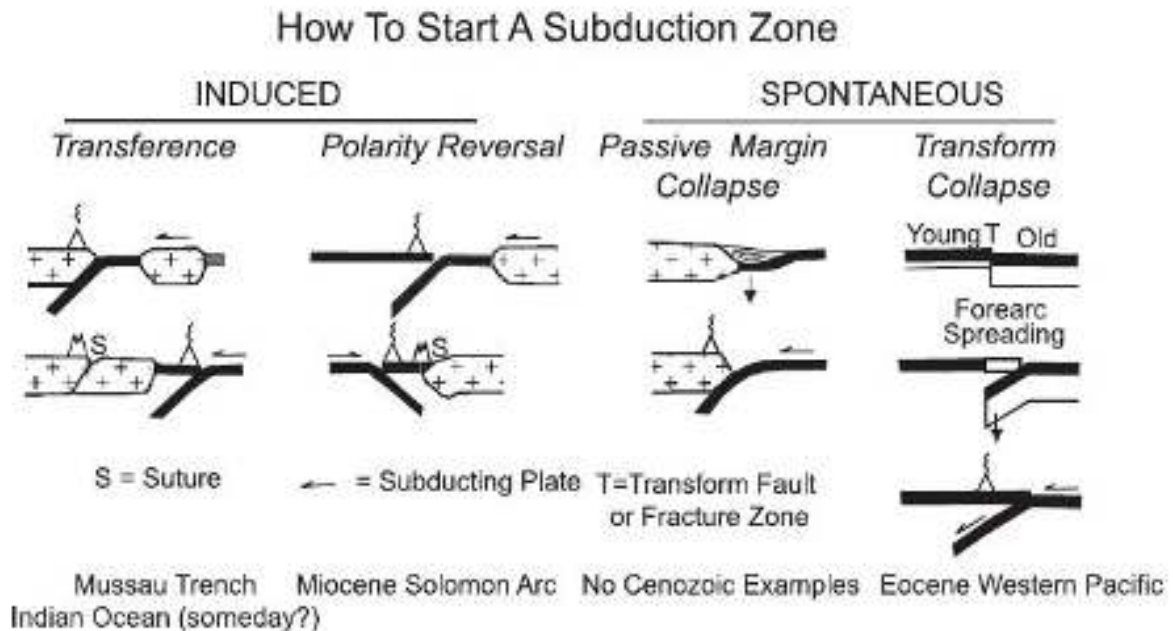


Figure 4.24 : Grandes classes, sous-classes et exemples de début de formation de subductions (Stern, 2004). La subduction de la marge algérienne, en admettant qu'elle s'initie, ferait partie des subductions induites à changement de polarité (deuxième exemple en partant de la gauche).

Ainsi, on peut s'attendre à un début de subduction tout le long de l'ancienne suture de la fermeture de l'océan Téthys. Mais cette nouvelle subduction, si elle s'initie un jour, est plus favorablement encline à s'initier sur la marge algérienne centre et est, là où les structures compressives sont déjà en place. Le facteur le plus limitant reste la faible vitesse de convergence, peu favorable à l'enclenchement d'une subduction, d'après ce qu'indiquent la plupart des résultats des modélisations. Plus à l'est et sur la marge espagnole qui présente aussi de récentes structures compressives à vergence vers le continent et une forte anomalie négative en pied de marge, peu de conditions aussi favorables sont réunies pour une initiation de subduction : d'une part, la vitesse de convergence Afrique-Europe est plus faible vers l'est et en plus partagée entre la marge ibérique et la marge algérienne à terre, et d'autre part, la croûte du bassin d'Alboran n'est probablement pas océanique, donc il sera encore plus difficile de la faire passer en subduction. Ainsi, il est peu probable qu'une subduction s'initie sur la marge ibérique.

Chapitre 5.

Conclusions et perspectives

5.1 Conclusions générales

Ce travail assez exploratoire, étant donné l'absence de données morphologiques de haute résolution sur la marge algérienne avant 2003, avait pour but de renseigner sur l'expression morpho-structurale de la déformation active et récente de la marge algérienne, située en bordure d'une grande limite de plaque actuelle, et d'éclairer sur les modalités de l'évolution passée, présente et future de cette ancienne marge passive. Pour cela, une étude morpho-structurale a été menée à différentes échelles (de plusieurs dizaines de kilomètres à quelques mètres) sur les différentes zones d'intérêt le long de la marge. Ceci a permis de mettre en évidence un tout nouveau réseau de failles actives en mer et de procéder à une première évaluation des conséquences de cette tectonique active sur la sédimentation (profonde et de surface) et sur les processus sédimentaires récents. Il a également été possible d'évaluer la quantité de raccourcissement sur les structures actives identifiées, ce qui a été intégré dans le cadre de la Méditerranée Occidentale. La marge a aussi été étudiée à l'échelle lithosphérique, afin de déterminer son degré d'inversion.

5.1.1. Style et répartition de la déformation

Pour résumer les différents styles de tectonique rencontrés le long de la marge algérienne, on peut la diviser en deux grands secteurs. A l'ouest de Ténès, on retrouve plutôt des preuves d'activité décrochante, ancienne ou récente : (1) d'ouest en est, on rencontre, à l'ouest d'Arzew, une structure en fleur active, probablement reliée (en échelon) plus à l'ouest à la faille de Yusuf, une faille décrochante dextre. (2) Plus à l'est, le pied de pente abrupt au large de Mostaganem représente sans doute une ancienne marge transformante, témoin relique de la migration du bloc Alboran vers l'ouest. Il ne semble toutefois pas que cette structure soit actuellement active. Au large de la région de Ténès, il se peut qu'il y ait eu aussi du décrochement, comme l'attestent des indices morphologiques tels que de nombreux linéaments est-ouest. Cependant, actuellement, la marge se soulève, et de nombreux indices morpho-structuraux et sismologiques font plutôt penser que la compression est le mécanisme majeur dans ce secteur. D'ailleurs, plus à l'est, à partir de Cherchell, on ne retrouve presque plus d'indices de décrochement, à part pour accommoder par endroits le déplacement différentiel entre deux chevauchements. Ainsi, les structures les plus présentes sur la marge centre et est algérienne sont des chevauchements aveugles à pendage sud, généralement en pied de pente, ou sur la pente, et d'orientation SO-NE à E-O. Ces chevauchements se présentent souvent en échelons plus ou moins recouvrants, en particulier sur la marge est-algérienne. Ils forment des bassins perchés et des anticlinaux. Dans le chapitre 3, les *rollovers* ont été distingués des bassins en *piggy-back*, par la géométrie des sédiments syntectoniques. Entre Bejaia et Annaba, la tectonique est un peu moins

marquée dans la topographie (car plus récente) que dans le secteur de Boumerdès, mais on retrouve encore le même style de plis.

Quoiqu'il en soit, ces nouveaux résultats invalident en partie les anciens modèles de la marge qui décrivaient une marge transpressive, avec la présence de grandes failles décrochantes actives le long de la marge (par exemple : Mauffret et al., 1987 ; Morel et Meghraoui, 1996). En fait, il s'avère que ces structures décrochantes actuellement actives ne sont exclusivement présentes qu'à l'ouest d'Oran. Ailleurs, la déformation active est clairement compressive, et la composante décrochante, si elle existe, est négligeable, ou très faiblement exprimée.

La déformation néotectonique à la transition océan-continent est concentrée sur au maximum une soixantaine de kilomètres. Cette déformation compressive a commencé en mer, sur la marge centre- et est-algérienne au début du Quaternaire, ou peut-être un peu avant, durant le Pliocène, par endroits. Il n'est pas exclu que les plis aient subi une déformation polyphasée, mais sans l'aide de datations précises des horizons, il est impossible de connaître l'histoire exacte de cette évolution des plis. La vitesse de déformation long-terme, sur tous les plis à travers la marge le long d'une coupe N-S, est comprise, suivant les endroits, entre 0.1 et 0.6 mm/an, en sachant qu'il s'agit probablement de vitesses minimales, pour les raisons évoquées dans les 2 chapitres précédents.

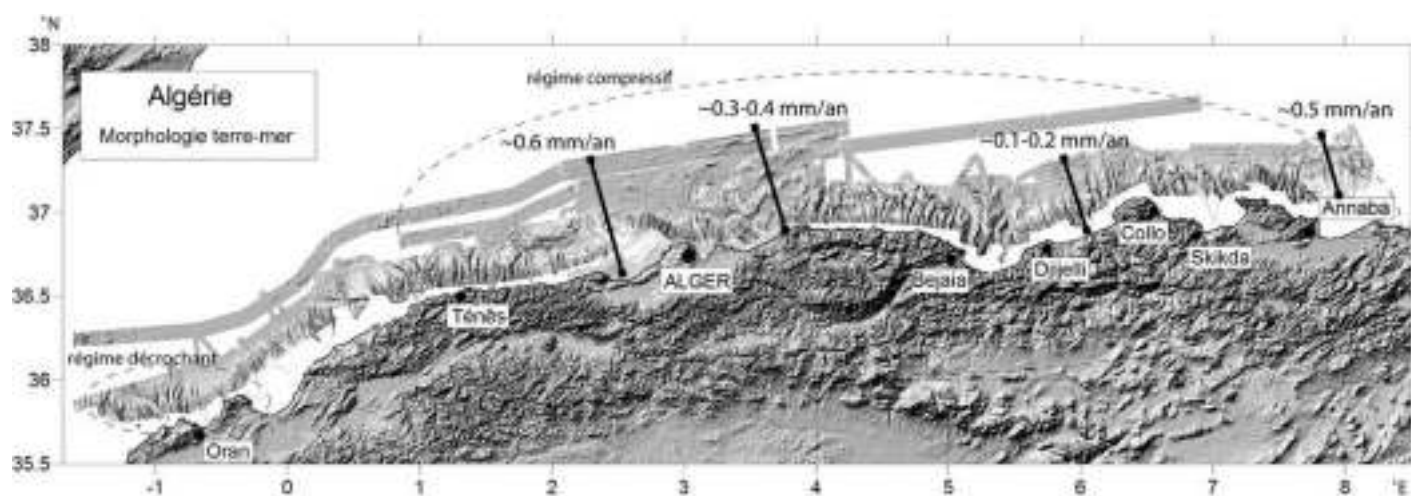


Figure 5.1 : Carte bathymétrique et topographique de la marge algérienne, avec les différents régimes tectoniques, et les vitesses long-terme calculées le long de la marge.

Ces vitesses sont représentatives d'une déformation long-terme, et ne peuvent pas être directement comparées aux vitesses de convergence obtenues par le GPS. Certaines estimations de vitesses de glissement sur des failles à terre (cf. 4.1.1) montrent que les vitesses court terme sont souvent plus fortes que les vitesses long-terme d'un facteur 4 à 10. Si l'on applique ceci aux failles en mer, on obtient alors des vitesses court-terme pour l'ensemble des failles localisées en pied de pente entre 1.3 et 4.0 mm/an. Ces chiffres montrent les grandes incertitudes actuelles, mais signifient que la marge sous-marine centre- et est- algérienne est susceptible d'absorber une partie importante de la

convergence Afrique-Europe au niveau de la transition océan-continent, et en arrière de l'ancienne suture des zones internes avec les zones externes. Plus à l'ouest, la déformation compressive est accommodée sur la marge espagnole et à terre en Algérie.

L'importante part de la déformation accommodée en mer sur la marge centre-est algérienne a également des implications en terme d'aléa sismique, car la plupart des failles identifiées sont potentiellement sismogènes, et capables de générer des séismes de magnitude >6 , ce qui représente un danger à prendre avec davantage de considération pour les nombreuses villes côtières de l'Algérie, notamment la capitale.

5.1.2. Effets de la tectonique sur la sédimentation

La sismicité et la formation des plis ont de nombreuses conséquences sur les sédiments et les processus sédimentaires observés dans la zone d'étude. Les effets de la tectonique ont pu être examinés à plusieurs échelles. Sur les profils sismiques, sur les premiers kilomètres de sédiments, on voit que les sédiments plio-quadernaires sont basculés et forment des bassins avec une sédimentation en éventail. Parfois, dans le cas des bassins en *rollover*, une faille normale listrique accomode le basculement près de la pente. Le basculement et le soulèvement de ces bassins provoquent la déviation de nombreux canyons en amont des fronts chevauchants.

A une plus petite échelle, sur les premiers 100-150 m de sédiments, grâce au Chirp, il est possible d'identifier les produits d'instabilités sédimentaires tels que des slumps et des *debris flows*. Il s'avère que ces dépôts gravitaires de masse, généralement de petite taille ($<20 \text{ km}^2$) et nombreux, sont préférentiellement situés au pied des escarpements tectoniques actifs. Grâce au SAR, il a aussi été possible de carter des loupes d'arrachements, très nombreuses, une fois de plus au niveau des escarpements actifs, et plus particulièrement au niveau de l'escarpement présumé lié au glissement de la faille de Boumerdès. Il n'est cependant pas non plus exclu que les fronts chevauchants soient reliés en profondeur sur une seule faille, et le glissement lors du séisme de Boumerdès aurait pu être réparti de manière asismique sur plusieurs fronts, en surface, générant ainsi de petits glissements le long de ces escarpements.

Les instabilités sédimentaires sont souvent associées à un risque géologique, comme les ruptures de câbles de télécommunication, mais aussi les tsunamis. Il a été montré au paragraphe 3.5.2. qu'il n'est pas exclu, vu la taille d'anciennes instabilités sédimentaires, que l'une d'elle ait provoqué un tsunami, et que cela puisse se reproduire dans le futur.

5.1.3. Quel devenir pour la marge algérienne ?

On a montré que la marge algérienne avait subi, à l'ouest, la translation vers l'ouest d'Alboran, et, à l'est, un collage ~N/S des Kabylies contre la plaque africaine. Cette migration d'Alboran et ce collage maintenant terminés, il ne reste que des reliques de la zone transformante au large de Mostaganem, et la suture zones internes – zones externes n'est presque plus active. Par contre, on observe maintenant la création de nouveaux plis en pied de pente de la marge centre et est, à pendage sud, opposé au pendage de l'ancienne subduction, et orientés perpendiculairement au champ actuel de contraintes. Nous assistons donc à une réorganisation de la limite de plaque, une concentration de la déformation récente semblant s'intensifier progressivement vers le pied de la marge algérienne.

Il a été montré au chapitre 4 que la marge algérienne est une bonne candidate pour une future initiation de subduction. D'ailleurs, la plaque océanique est déjà ployée, comme l'atteste une flexion de grande longueur d'onde à travers le bassin algérien et la géométrie des sédiments de surface, mimant un bassin flexural. Cependant, plusieurs facteurs sont défavorables pour une mise en place effective d'une subduction. Parmi ces facteurs, on peut citer la faible vitesse de convergence. De nombreuses études antérieures basées sur des modélisations numériques ont montré qu'une si faible vitesse n'est pas suffisante pour permettre à une subduction de s'entretenir. Cependant, il n'est pas exclu que cette vitesse augmente avec le temps, donc ce n'est pas un critère suffisant pour exclure un début de subduction dans le futur. Un autre facteur inhibiteur est la forte résistance due à la friction des deux plaques accentuée par la flexion de la plaque océanique. Cette valeur n'a pas encore été quantifiée, et il faudrait des modèles plus complexes pour estimer la valeur de cette force.

5.2 Perspectives

Les vitesses de déformation obtenues dans ce travail pourront être précisées lorsque plusieurs éléments très importants seront connus : 1) les datations sur les carottes obtenues permettront un meilleur calibrage des taux de sédimentation récents. Il sera aussi possible de connaître précisément les âges des premiers réflecteurs visibles sur le Chirp, et il ainsi de connaître les vitesses de soulèvement (court-terme) durant ces derniers ~10000 ans (ou plus, grâce aux carottes Calypso, plus longues). 2) Si un forage est effectué sur cette partie de la marge, il sera alors possible de connaître l'âge des transitions de faciès évoquées pour les calculs de début de la déformation au Chapitre 3, et ainsi connaître plus précisément le début de la déformation, et les vitesses de raccourcissement long-terme. Afin de contraindre précisément la quantité de raccourcissement accommodée à la limite de plaque sur cette marge sous-marine, il faudrait également étendre la zone d'étude plus au large (surtout sur la marge est, où l'on a esquissé la présence de fronts chevauchants à la limite de nos données), et compléter le jeu de données sur la plate-forme continentale.

Quant à la cinématique des plis, une modélisation (numérique, comme par exemple dans Simoes et Avouac, 2006, ou analogique, comme par exemple dans Bernard et al., 2007) permettrait de mieux comprendre, d'abord la géométrie de la faille sous-jacente, mais aussi de mieux calibrer la quantité de déformation. Une étude plus approfondie de la morphologie des canyons perturbés par la tectonique est envisageable, et mériterait une étude quantitative, telle qu'une modélisation de la migration des « knickpoints » (e.g. Mitchell, 2006).

L'apport de profils de sismique lourde multitraces permettrait la visualisation directe des plans de faille en profondeur, et indiquerait ainsi le lien entre la structure profonde et les structures en surface. L'acquisition de telles données me paraît primordiale, et nécessaire avant d'effectuer des travaux plus précis de modélisation structurale de la marge.

Concernant le risque géologique, l'apport des carottes sera de double intérêt. Tout d'abord, grâce aux futures datations, il sera alors possible de dater les instabilités sédimentaires identifiées, ce qui pourra initier un travail de paléosismologie, et peut-être ainsi permettre de corrélérer ces instabilités avec des séismes historiques connus, et éventuellement déterminer un taux de récurrence des séismes sur la marge. D'autre part, une étude plus détaillée des volumes impliqués dans les instabilités sédimentaires sera fondamentale pour de futures modélisations de tsunamis.

Enfin, pour mieux contraindre l'évolution future de la marge, il sera nécessaire d'utiliser un modèle de plaques viscoélastiques, qui prendra en compte les paramètres rhéologiques des plaques, et, plus tard, des modèles 3-D. L'examen approfondi des anomalies magnétiques permettra aussi de renseigner sur la localisation de la transition océan-continent, nécessaire pour connaître la nature de la lithosphère de part et d'autres de la marge.

Bibliographie

- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., and Casamor, J.L. (2002), The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes, *Geomorphology*, 49(3–4), 177–204.
- Aïte, M.O. (1995), Paléocontraintes post-collision identifiées dans le Néogène de Grande Kabylie (Algérie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, 433–438.
- Aïte, M.O., and Gélard, J.-P. (1997), Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168(4), 423–436.
- Alasset, P.-J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., and Meghraoui, M. (2006), The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake ($M_w = 6.9$, Algeria): modelling and results, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x.
- Allmendinger, R.W. (1998), Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, 7, 640–656.
- Alvarez, W., Coccozza, T., and Wezel, F.C. (1974), Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature*, 248, 309–314.
- Alvarez-Marron, J. (1999), Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (Western Mediterranean), in: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 161, 345–355.
- Ambraseys, N.N. (1982), The seismicity of North Africa. The earthquake of 1856 at Jijelli, Algeria., *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24(93), 31–37.
- Ambraseys, N.N., and Vogt, J. (1988), Material for the investigation for the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthquake Eng.*, 3, 16–29.
- Andrieux, J., Fontboté, J.-M., and Mattauer, M. (1971), Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12(2), 191–198.
- Augier, R., Jolivet, L., and Robin, C. (2005), Late orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis, *Tectonics*, 24, TC4003, doi:10.1029/2004TC001687.
- Auzende, J.-M. (1978), Histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale, Thèse de doctorat d'état, 152 pp., Université Paris VII.
- Auzende, J.-M., Bonnin, J., and Olivet, J.L. (1975), La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 17(7), 486–495.
- Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., Mahsas, A., Benouar, D., Heddar, A., Rouchiche, Y., Kherroubi, A., Frogneux, M., Lammali, K., Benhamouda, F., Sebaï, A., Bourouis, S., Alasset, P.J., Aoudia, A., Cakir, Z., Merah, M., Nouar, O., Yelles, A., Bellik, A., Briole, P., Charade, O., Thouvenot, F., Semmane, F., Ferkoul, A., Deramchi, A., and Hamed, S.A. (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, 84(50), 561–568.
- Bayer, R., Le Mouél, J.L., and Le Pichon, X. (1973), Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 168–176.
- Bellaiche, G., Coutellier, V. and Droz, L. (1989), Detailed morphology, sedimentary structure and evolution of the continental margin of the western Provencal Basin (South of France) since the Late Miocene, *Mar. Geol.*, 89, 259–268.
- Bellon, H. (1981), Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma, in *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, edited by F.C. Wezel, Tecnoprint, Bologna.

- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.-L., Sassi, W., and Roure, F. (2006), Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience*, 338, 115-125.
- Ben-Avraham, Z., Ginzburg, A., Makris, J., and Eppelbaum, L. (2002), Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 346, 23-43.
- Benouar, D., Aoudia, A., Maouche, S., and Meghraoui, M. (1994), The 18 August 1994 Mascara (Algeria) earthquake – a quick-look report, *Terra Nova*, 6, 634-637.
- Bernard, S., Avouac, J. P., Dominguez, S., and Simoes, M. (2007), Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment., *J. Geophys. Res.*, 112(B3), B03S12, doi:10.1029/2005JB004149.
- Berry, M.J., and Knopoff, L. (1967), Structure of the upper mantle under the western Mediterranean Basin, *J. Geophys. Res.*, 72(14), 3613-3627.
- Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sébaï, A., and Benhallou, H. (1994), Seismogenic zone survey by Algerian telemetered seismological network. Case study of Rouina earthquake, January 19th 1992 M= 5.2, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 84, 235-246.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., and Stephan, J.-F. (2004), Déformations pliocènes de la marge nord-ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175(2), 197-211.
- Biju-Duval B., Dercourt, J., and Le Pichon, X. (1977), From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas, in *Structural history of the Mediterranean basins* Split 1976., edited by B. Biju-Duval and L. Montadert, 143-164.
- Billen, M.I., and Hirth, G. (2005), Newtonian versus non-Newtonian upper mantle viscosity : implications for subduction initiation, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19304, doi:10.1029/2005GL023457.
- Blès, J.-L. (1971), Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du Nord), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 13(5-6), 498-511.
- Blum, M.D., and Price, D.M. (1998), Quaternary alluvial plain construction in response to glacio-eustatic and climatic controls, Texas gulf coastal plain, Relative Role of eustasy, climate and tectonism in Continental Rocks, *SEPM special publication*, 59, 31-48.
- Boccaletti, M., and Guazzone, G. (1974), Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean, *Nature*, 252, 18-21.
- Bonneton, J.-R. (1977), Géologie de la zone de contact entre Mitidja et Atlas de Blida au Sud d'Alger, Thèse de 3^e cycle, 115 pp., Université de Paris 6.
- Boudiaf, A. (1996), Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat, 274 pp., Université de Montpellier II.
- Bouillin, J.-P. (1986), Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8(4), 547-558.
- Bouillin, J.-P., Durand Delga, M., and Olivier, P. (1986), Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : Distinctive features, genesis and development stages. The origin of Arcs, in *Developments in Geotectonics*, edited by F.C. Wezel, 21, pp. 281-304, Elsevier.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P.-J., Kherroubi, A., Ousadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S., and Maouche, S. (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.

- Bourcart, J. (1962), La Méditerranée et la révolution du Pliocène, in *L'évolution paleogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*. Livre Mem. Prof. P. Fallot, pp. 103-116, Mem. Soc. Geol. Fr.
- Bracène, R. (2001), Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de doctorat, 101 pp., Université de Cergy Pontoise.
- Bracène, R., and Frizon de Lamotte, D. (2002), The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, 207– 226.
- Braunmiller, J., and Bernardi, F. (2005), The 2003 Boumerdes, Algeria earthquake: regional moment tensor analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06305, doi:10.1029/2004GL022038.
- Bridge, C., Calon, T.J., Hall, J., and Aksu, A.E. (2005), Salt tectonics in two convergent-margin basins of the Cyprus arc, Northeast Mediterranean, *Mar. Geol.*, 221, 223-259.
- Brun, J.-P., and Fort, X. (2004), Compressional salt tectonics (Angolan margin), *Tectonophysics*, 382, 129-150.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C. (2004), Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure appl. geophys.*, 161, doi 10.1007/s00024-003-2466-1.
- Burollet, P.F., Said, A., and Trouve, P. (1978), Slim holes drilled on the Algerian shelf. *Reports Deep-sea drilling project, Washington*, 42(2), 1181-1184.
- Caire, A. (1970), Tectonique de la Méditerranée centrale, *Ann. Soc. Geol. Nord. T.X.C*, 307-346, Lille.
- Caire, A. (1978), The central Mediterranean mountain chains in the Alpine orogenic environment, in: *The Ocean Basins and Margins*, Plenum, edited by A.M.E. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, pp. 201-256, New York, N.Y.
- Calais, E., DeMets, C., and Nocquet, J.-M. (2003), Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia plate motion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 81–92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Calvert, A., Sandvol, E. Seber, D., Barazangi, Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., and Jabour, N. (2000), Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, 105, 10871-10898.
- Campos, L. (1991), Tsunami hazard on the Spanish coast of the Iberian peninsula. Science of tsunami hazards, *The International Journal of The Tsunami Society*, 9(1), special issue.
- Capron, A. (2006). La crise de salinité messinienne sur la marge algérienne d'Alger à Dellys : Marqueurs et évolution tectono-sédimentaire, Rapport de Master 2, 61 pp., Université de Bretagne Occidentale.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., and Sabadini, R. (1998), The role of slab detachment process in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 651-665.
- Carton, H. (2005), Etudes tectoniques en Méditerranée orientale par analyse de données de sismique réflexion: Mer de Marmara (bassin de Cinarcik) et marge du Liban, Thèse de doctorat., 269 pp., Institut de Physique du Globe de Paris.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R., and Saddiqi, O. (2001), The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172(5), 603-616.
- Clauzon, G., and Rubino, J.L. (1988), Why proximal areas of Mediterranean Pliocene rias are filled by Gilbert type fan deltas ?, Intern. Workshop Fan Deltas, Cosenza, Abstracts, 13-14.

- Cloetingh, S.A.P.L., Wortel, M.J.R., and Vlaar, N.J. (1982), Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones, *Nature*, 297, 139-142.
- Cloos, M. (1993), Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis; subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 715-737.
- Coca, P., and Buforn, E. (1994), Mecanismos focales en el sur de España: periodo 1965-1985, *Estudios Geológicos, Madrid*, 50(1-2), 33-45.
- Cohen, C.R. (1980), Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean, *Tectonophysics*, 68, 283-311.
- Collot, J.-Y. (1977), Interprétation des mesures de flux géothermique en Méditerranée occidentale. Rapport de stage non publié.
- Collot, J.-Y., Lamarche, G., Wood, R.A., Delteil, J., Sosson, M., Lebrun, J.-F., and Coffin, M.F. (1995), Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur Ridge and Trench, *Geology*, 23(6), 519-522.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., and Watts, A.B. (1999), The origin and tectonic history of the Alboran basin : insights from Leg 161 results, in : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, Vol. 161.
- Comas, M. (2006), Tectonic segmentation along the South Iberian Margin (Northern branch of the Gibraltar Arc System). EGU, Vienna, April, EGU06-A-09399.
- Cooper, P.A., and Taylor, B. (1985), Polarity reversal in the Solomon Islands arc, *Nature*, 314, 428-430.
- Cope, M.J. (2003), Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *First Break*, 21, 37-42.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., and Hermitte, D. (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.
- Courme-Rault, M.D. (1984), Sur le Miocène de l'Algérie centrale et orientale; l'âge de la mise en place des nappes telliennes, *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, 25, 127-144.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., and McKenna, L.W. (1997), Eustatic implications of the Late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco, *Sediment. Geol.*, 107(3-4), 147-165.
- Daëron, M. (2005), Rôle, cinématique et comportement sismique à long terme de la faille de Yammoûneh, Thèse de doctorat, 178 pp., Institut de Physique de Globe de Paris.
- Dahlstrom, C.D.A. (1990), Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding, *AAPG Bulletin*, 74(3), 336-344.
- Dan, G., Savoye, B., Cattaneo, A., Gaullier, V., Déverchère, J., Yelles, K., and Maradja 2003 team, Recent sedimentary patterns on the Algerian margin (Algiers area, SW Mediterranean), en préparation.
- Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., and Yelles, K. (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- Delteil, J. (1974), Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental, Monts de la Mina, Beni-Chougrane, Dahra. Thèse d'Etat, 294 pp., Université de Nice.

- Delteil, J., Guardia, P., and Ploveche, J. (1976), Des "préalpes" en Afrique du Nord? Les témoins avancés des nappes internes, *Eclog. Geol. Helv.*, 69, 501-508.
- Demets, C., Gordon, R., Argus, D.F., and Stein, S. (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dercourt, J. (1970), L'expansion océanique actuelle et fossile, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12(7), 261-317.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.-P., and Biju-Duval, B. (1986), Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., and Dan G. (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Dewey, J.F. (1988), Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- Dewey, J.F., Helman, M., Turco, E., Hutton, D., and Knott, S. (1989), Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine tectonics*, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 265-283, Geol. Soc. of London, London.
- Dewey, J.W. (1990), The 1954 and 1980 Algerian earthquakes: implications for the characteristic-displacement model of fault behavior, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81(2), 446-467.
- Docherty, C., and Banda, E. (1995), Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?, *Tectonics*, 14(4), 804-818.
- Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., and Sabat, F. (1999), On the interference between the early Apennines–Maghrebides back-arc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean, *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 118, 75–89.
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc, H. (2006), Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *C. R. Geoscience*, 338, 80-91.
- Domzig, A., Gaullier, V., Giresse, P., Pauc, H., Savoye, B., and Déverchère, J., Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes), Western Mediterranean, soumis à Marine and Petroleum Geology.
- Duggen, S., Hoernie, K., van den Bogaard, P., Rupke, L., and Phipps Morgan, J. (2003), Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-605.
- 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 Planet. Sci. Lett.*, 218, 91-108.
- Durand-Delga, M. (1956), Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale, *Geol. Symp. Hans Stille, Stuttgart*, 304-335.
- Durand-Delga, M. (1969), Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89-131.
- Durand-Delga, M., and Fonboté, J.M. (1980), Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*, edited by J. Aubouin, J. Debeltmas, M. Latreille, Colloque no 5, 26e Congrès géologique international, Paris, in: Mém. BRGM, pp. 67–85.

- El Robrini, M. (1986), Evolution morpho-structurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de doctorat, 164 pp., Université Paris IV.
- El Robrini, M., Genesseeux, M., and Mauffret, A. (1985), Consequences of the El Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean), *Geo Mar. Lett.*, 5, 171-176.
- Epard, J.L., and R.H. Groshong (1995), Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain, *Tectonophysics*, 247(1-4), 85-103.
- Erickson, A.J. (1970), Heat flow measurements in the Mediterranean, Black and Red seas, PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge (unpublished).
- Erslev, E.A. (1991), Trishear fault-propagation folding, *Geology*, 19(6), 617-620.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., and Rossetti, F. (2001), History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, 145, 809-820.
- Fahlquist, D.A. (1963), Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean sea, Thesis, 173 pp., Massach. Inst. Technol.
- Fahlquist, D.A., and Hersey, J.B. (1969), Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean sea, *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco*, 67(1386), 52 pp.
- Fernandez, M., Marzán, I., Correia, A., and Ramalho, E. (1998), Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Ficheur, E. (1890), Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse, Paris. Fontana et Cie, édit. Alger.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L. (1999), Asymmetric exhumation across the central Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 157-170.
- Fort, X., Brun, J.-P., and Chauvel, F. (2004), Contraction induced by block rotation above salt (Angolan margin), *Mar. Petrol. Geol.*, 21, 1281-1294.
- Foucher, J.-P., Auzende, J.M., Réhault, J.P., and Olivet, J.L. (1976), Nouvelles données de flux géothermique en Méditerranée Occidentale, *Reu. An. Sci. Terre, Paris*.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., and Guézou, J.-C. (1991), Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162(4), 611-626.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E. (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.
- Galdeano, A., Courtillot, C., Le Borgne, E., Le Mouél, J.L., and Rossignol, J.C. (1974), An aeromagnetic survey of the southwest of the western Mediterranean. Description and tectonic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 323-336.
- Gargani, J. (2004), Modélisation de l'érosion fluviale long-terme. Application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (forte incision). Thèse de doctorat, 190 pp., Ecole des Mines de Paris.
- Gaullier, V. (1993), Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le Bassin Liguro-Provençal: données sismiques et modèles analogiques: Thèse de Doctorat, pp. 330, Université Paris VI.
- Gaullier, V., and Bellaiche, G. (1996), Diapirisme liguro-provençal: les effets d'une topographie résiduelle sous le sel messinien. Apports de la modélisation analogique, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 322, sér. IIa, 213-220.

- Gaullier, V., Savoye, B., Domzig, A., Déverchère, J., and the MARADJA Team (2004), Depositional patterns off Algeria from echo-character mapping (MARADJA 2003 cruise) : possible links with the recent and historical earthquakes, EGU meeting, Nice, EGU04-A-06232.
- Gaullier, V., Le Roy, P., Bettich, M., Déverchère, J., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Sage, F., and the MARADJA Team (2005), The Sedimentary and Tectonic Consequences of the Messinian Salinity Crisis on the Algerian Margin, Southwestern Mediterranean: Insights from the MARADJA Cruise, EGU meeting, Vienna, EGU05-A-09984.
- Gaullier, V., and Vendeville, B. (2005), Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II - Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt, *AAPG Bull.*, 89(8), 1081-1089.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., and Violanti, D. (1994), Age et durée de la crise de salinité messinienne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1103-1109.
- Gelabert, B., Sabat, F., and Rodriguez-Perea, A. (2002), A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova*, 14, 93-100.
- Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., and Magné, J. (1981), Définition d'une série type de "l'Oligo-Miocène kabyle" anté-nappes dans le Djebel Aïssa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, 1529-1532.
- Gilchrist, A.R., and Summerfield, M.A. (1990), Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps, *Nature*, 346, 739-742.
- Giresse, P., Pauc, H., and the Maradja Shipboard Scientific Party, Depositional settings of gravity-flow deposits on the western Algerian margin. Soumis à Marine and Petroleum Geology.
- Glangeaud, L. (1927), Sur les plissements post-astiens dans le nord de la province d'Alger, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 27, 239-246.
- Glangeaud, L. (1932), Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^e série, 8, 617 p.
- Glangeaud, L. (1952), Histoire géologique de la province d'Alger. XIXe congrès géologique international, Monographies régionales, 1^e série: Algérie, 25., 141 pp.
- Glangeaud, L. (1966), Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, 2405-2408.
- Glangeaud, L., Alinat, J., Agarate, C., Leenhardt, O., and Pautot, G. (1967), Les phénomènes pontoplio-quatérnaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède 1, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, 208-211.
- Glangeaud, L. (1968), Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée Occidentale, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10(2), 83-135.
- Govers, R., and Wortel, W.J.R. (2005), Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236, 505-523.
- Gracia, E., Pallas, R., Soto, J. I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., Garcia, M., and Dañobeitia, J. (2006), Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734-749.
- Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M. (1998), On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Guiraud, R. (1977), Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19(3), 645-650.
- Gurnis, M., Hall, C., and Lavier, L. (2004), Evolving force balance during incipient subduction, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q07001, doi:10.1029/2003GC000681.

- Gutscher, M.-A., Malod, J., Réhault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., and Spakman, W. (2002), Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, **30**, 1071-1074.
- Harbi, A. (2001), Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le nord-est algérien, Thèse de Magister, 196 pp., USTBH Alger.
- Hébert, H., and Alasset, P.-J. (2003), The tsunami triggered by the 21 May 2003 Algiers earthquake, *CSEM/EMSC Newsletter*, **20**, 10-12.
- Hersey, J.B. (1965), Sedimentary basins of the Mediterranean sea. Proc. 70th symp. Colston. Res. Soc. Bristol, 75-91.
- Hinz, K. (1972), Crustal structure of the Balearic sea, *Tectonophysics*, **20**, 295-302.
- Hodgson, D.M., and Flint, S.S. (Eds.) (2005), *Submarine Slope Systems: Processes and Products*, **244**, Geological Society, London, Special Publication.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., and Ryan, W.B.F. (1973), The origin of the Mediterranean evaporites, in *Initial reports of the deep sea drilling project*, vol. XIII, edited by W.B.F. Ryan, and K.J. Hsü, 1447 pp., U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.
- Hsü, K., Montadert, L., et al. (1978), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1: Washington (U.S. Government Printing Office).
- Jarrard, R.D. (1986), Relations among subduction parameters, *Rev. Geophys.*, **24**, 217-284.
- Jimenez-Munt, I., and Negredo, A. M. (2003), Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary : from the Mid-Atlantic ridge to Algeria, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 257-271.
- Jolivet, L., and Faccenna, C. (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, **19**, 1095-1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., and Agard, P. (2003), Subduction tectonics and exhumation of high pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Sci.*, **303**, 353-409.
- Kobayashi, Y. (1983), Initiation of "subduction" of plates, *Chikyuu (Earth Monthly)*, **3**, 510-518.
- Kieken, M. (1962), Esquisse tectonique de l'Algérie (Algérie du Nord) – Exposé sur les connaissances actuelles de la structure de l'Algérie et présentation d'une carte tectonique, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, **31**, 16 pp.
- Kieken, M. (1974), Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Bibans. Thèse ès Sciences, Paris, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série*, **1(46)**, 217 pp.
- Kieken, M. (1975), Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban, Thèse ès Sciences, Paris, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série*, **2(46)**, 281 pp.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S. (1999), Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, **400**, 652-655.
- Leblanc, D., and Olivier, P. (1984), Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny, *Tectonophysics*, **101**, 345-355.
- Leclaire, L. (1972), La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléaire (Précontinent algérien), *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, Nouv. Ser., C*, **24**, 391 p.
- Lee, S.M. (2004), Deformation from the convergence of oceanic lithosphere into Yap Trench and its implications for early stage subduction, *J. Geodyn.*, **37**, 83–102.
- Le Pichon, X., Pautot, J.M., Auzende, J.M., and Olivet, J.L. (1971), La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène, schéma d'évolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **13**, 145-152.

- Leroy, M. (2004), Mécanismes de déformation post-rifting des marges passives – Exemple des marges péri-atlantiques et modélisation. Thèse de doctorat, 243 pp., Université de Rennes.
- Leroy, M., Dauteuil, O., and Cobbold, P.R. (2004), Incipient shortening of a passive margin : the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres, *Geophys. J. Int.*, **159**, 400-411.
- Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Vendeville, B. C., and Camera, L. (2006), The Nile deep-sea fan: an example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited subsalt paleotopographic features, *Marine and Petroleum Geology*, **23**(3), 297-315.
- Loneragan, L., and White, N. (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, **16**, 504–522.
- Lopez Marinas, J.M., and Salord, R. (1990), El periodo sismico oranes de 1790 a la luz de la documentacion de los archivos espanoles, *Publ. Inst. Geogr. Nacion., Ser. Monogr.*, **6**, 64 pp.
- Maillard, A., Gaullier, V., Vendeville, B., and Odonne, F. (2003), Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, northwest Mediterranean, *Mar. Petrol. Geol.*, **20**(1), 13-27.
- Malinverno, A., and Ryan, W.B.F. (1986), Extension on the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, **5**(2), 227-245.
- Maouche, S. (2002), Etude sismotectonique de l'Algérois et des zones limitrophes de Cherchell – Gouraya, Thèse de Magister, 113 pp., USTHB Alger.
- Maouche, S., Rouchiche, Y., and Harbi, A. (1999), The Larhat – Gouraya (Algeria) earthquake of 15 January 1891, *Sismica 99, 2ème Rencontre en Génie Parasismique des Pays Méditerranéens*, Faro, 28-30 Oct., 1999, Ed. C.A.P. Mar., Univ. do Algarve, Portugal, pp. 59-68.
- Mart, Y., Aharonov, E., Mulugeta, G., Ryan, W., Tentler, T., and Goren, L. (2005), Analogue modelling of the initiation of subduction, *Geophys. J. Int.*, **160**, 1081-1091.
- Martinez-Martinez, J. M., Soto, J. I., and Balanya, J. C. (2002), Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain), *Tectonics*, **21**(3), 1012, doi:10.1029/2001TC001283.
- Martinez-Martinez, J. M., Soto, J. I., and Balanya, J. C. (2004), Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (southeast Spain), in *Gneiss Domes in Orogeny*, edited by D. Whitney, C. Teyssier, and C. S. Siddoway, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., **380**, pp. 243 – 265.
- Masana, E., Martinez-Diaz, J.J., Hernandez-Enrile, J.L., and Santanach, P. (2004), The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region, *J. Geophys. Res.*, **109**, B01301, doi :10.1029/2002JB002359.
- Mattauer, M. (1958), Etude géologique de l'Ouarsenis oriental, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, n°24.
- Mauffret, A. (2007), The Northwestern boundary of the Nubia (Africa) plate, *Tectonophysics*, **429**(1-2), 21-44.
- Mauffret, A., El-Robrini, M., and Gennessaux, M. (1987), Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nord-algérienne, *Bull. Soc. Géol. France*, **3**(6), 1195-1206.
- Mauffret, A., Maldonado, A., and Campillo, A.C. (1992), Tectonic framework of the Eastern Alboran and Western Algerian basins, Western Mediterranean, *Geo Mar. Lett.*, **12**, 104-110.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A. (2004), E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, **16**, 257–264.

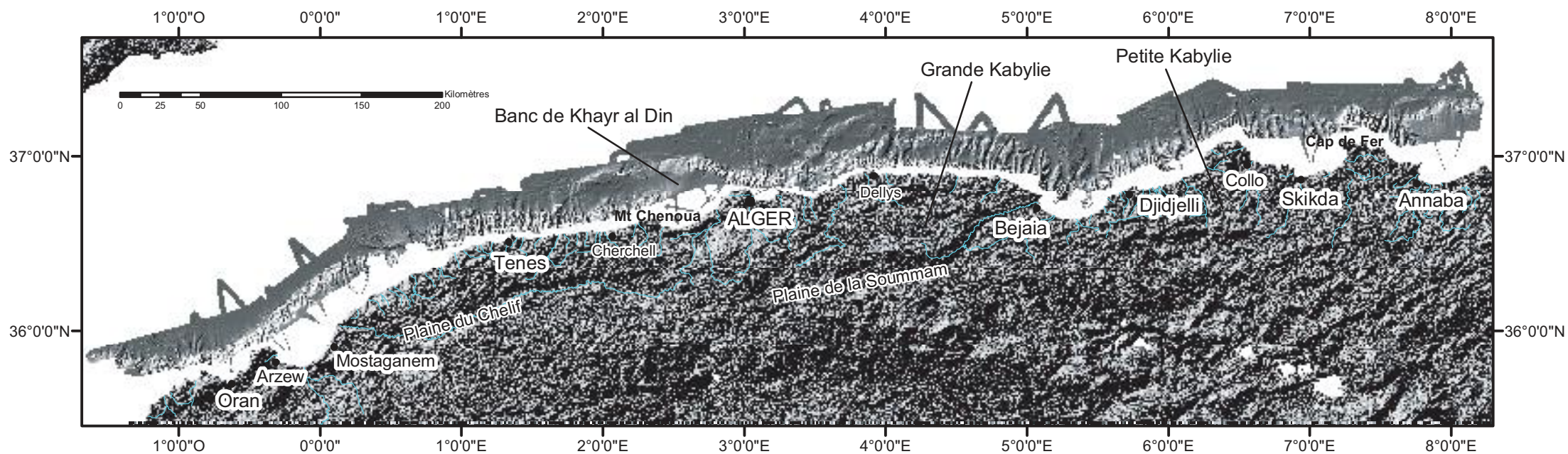
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Oubadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., and Réhault, J.-P. (2000), Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, 159-173.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A. (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138.
- McKenzie, D.P. (1972), Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D.P. (1977), The initiation of trenches : a finite amplitude instability, in *Islands arcs, Deep Sea Trenches, and back-arc basin*, Maurice Ewing Ser., vol. 1, edited by M. Talwani and W.C. Pitman III, pp. 57-61, AGU, Washington, D.C.
- MediMap Group (2005), Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM / Ifremer special publication, Atlases and Maps, 2 cartes au 1/2000000.
- Medwedeff, D.A., and Suppe, J. (1997), Multibend fault-bend folding, *J. Struct. Geol.*, 19(3-4), 279-292.
- Meghraoui, M. (1988), Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, Thèse de doctorat, 356 pp., Université Paris XI.
- Meghraoui, M. (1991), Blind reverse faulting system associated with the Mount Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (North-Central Algeria), *Terra Nova*, 3, 84-93.
- Meghraoui, M., Morel, J.-L., Andrieux, J., and Dahmani, M. (1996), Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167(1), 141-157.
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y., and Benhamouda, F. (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Meigs, A.J., Vergés, J., and Burbank, D.W. (1996), Ten-million-year history of a thrust sheet, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 1608-1625.
- Mezcua, J., and Rueda, J. (1997), Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran sea, *Geophys. J. Int.*, 129, F1-F8.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., and Montigny, R. (2002), How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ?, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 173(1), 3-15.
- Minster, J.B., and Jordan, T.H. (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- Mitchell, N.C. (2004), Form of submarine erosion from confluences in Atlantic USA continental slope canyons, *Am. J. Sci.*, 304, 590-611.
- Mitchell, N.C. (2006), Morphologies of knickpoints in submarine canyons., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 589-605.
- Mitra, S. (2003), A unified kinematic model for the evolution of detachment folds, *J. Struct. Geol.*, 25(10), 1659-1673.
- Monié, P., Caby, R., and Maluski, H. (1984), 40Ar/39Ar investigations within the Grande-Kabylie Massif (northern Algeria): evidences for its Alpine structuration, *Eclog. Geol. Helv.*, 77, 115-141.
- Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., and Caby, R. (1988), New 40Ar/39Ar ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria), *Tectonophysics*, 152, 53-69.

- Monié, P., Montigny, R., and Maluski, H. (1992), Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie): données radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **163**, 571-584.
- Morel, J.-L., and Meghraoui, M. (1996), Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, **24**(8), 755-758.
- Morelli, C., Pisani, M., and Gantar, C. (1975), Geophysical anomalies and tectonics in the Western Mediterranean, *Bol. Geof. Ecr. Appl.*, **18**(67), 211-249.
- Mosar, J., and Suppe, J. (1992), Role of shear in fault-propagation folding., in *Thrust tectonics.*, edited by K. R. McClay, pp. 123-132, Chapman & Hall, London, United Kingdom (GBR).
- Mueller, S., and Phillips, R.J. (1991), On the initiation of subduction, *J. Geophys. Res.*, **96**, 651-665.
- Nakamura, K. (1983), Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as the convergent boundary between Eurasian and North American Plates, *Bull. Earthquakes Res. Inst., Univ. Tokyo*, **58**, 711-722.
- Negredo, A.M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C., and Bufo, E. (2002), Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region, *J. Geophys. Res.*, **107**(B11), 2292, doi:10.1029/2001JB000743.
- Nocquet, J.-M., and Calais, E. (2004), Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661-681, doi:10.1007/s00024-003-2468-Z.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P., and Auzende, J.-M. (1984), Cinématique de l'Atlantique nord et central, Publications du CNEXO, *Rapp. Scient. et Techn.*, **54**, 1-108.
- Olivier, P. (1984), Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne), Thèse d'état, 229 pp., Université Paul Sabatier Toulouse.
- Outtani, F., Addoum, B., Mercier, E., Frizon de Lamotte, D., and Andrieux, J. (1995), Geometry and kinematics of the South Atlas Front, Algeria and Tunisia, *Tectonophysics*, **249**, 233-248.
- Perrodon, A. (1957), Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie Occidentale, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, **12**, 328 pp.
- Piromallo, C., and Morelli, A. (2003), P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2065, doi:10.1029/2002JB001757.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J., and Kelley, S.P. (1998), Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, **17**, 671-689.
- Platt, J.P., and Vissers, R.L.M. (1989), Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc, *Geology*, **17**, 540-543.
- Polyak, B.G., Fernandez, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negredo, A., Tochitsky, V.O., De la Linde, J., Bogdanov, N.A., and Banda, E. (1996), Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean, *Tectonophysics*, **263**, 191-218.
- Réhault, J.-P., Boillot, G., and Mauffret, A. (1984), The western Mediterranean basin geological evolution, *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.
- Ricou, L.E. (1995), The plate tectonics history of the past Tethys Ocean, in *The oceans basins and margins 8: the Tethys Ocean*, edited by A.E.M. Nairn, L.E. Ricou, B. Vrielynck, et J. Dercourt, 3-70, Plenum Press, New York.
- Roca, E. (2001), The Northwest-Mediterranean basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins) : structure and geodynamic evolution, in *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*, edited by P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson and S. Crasquin-Soleau, 186, pp. 671-706, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.

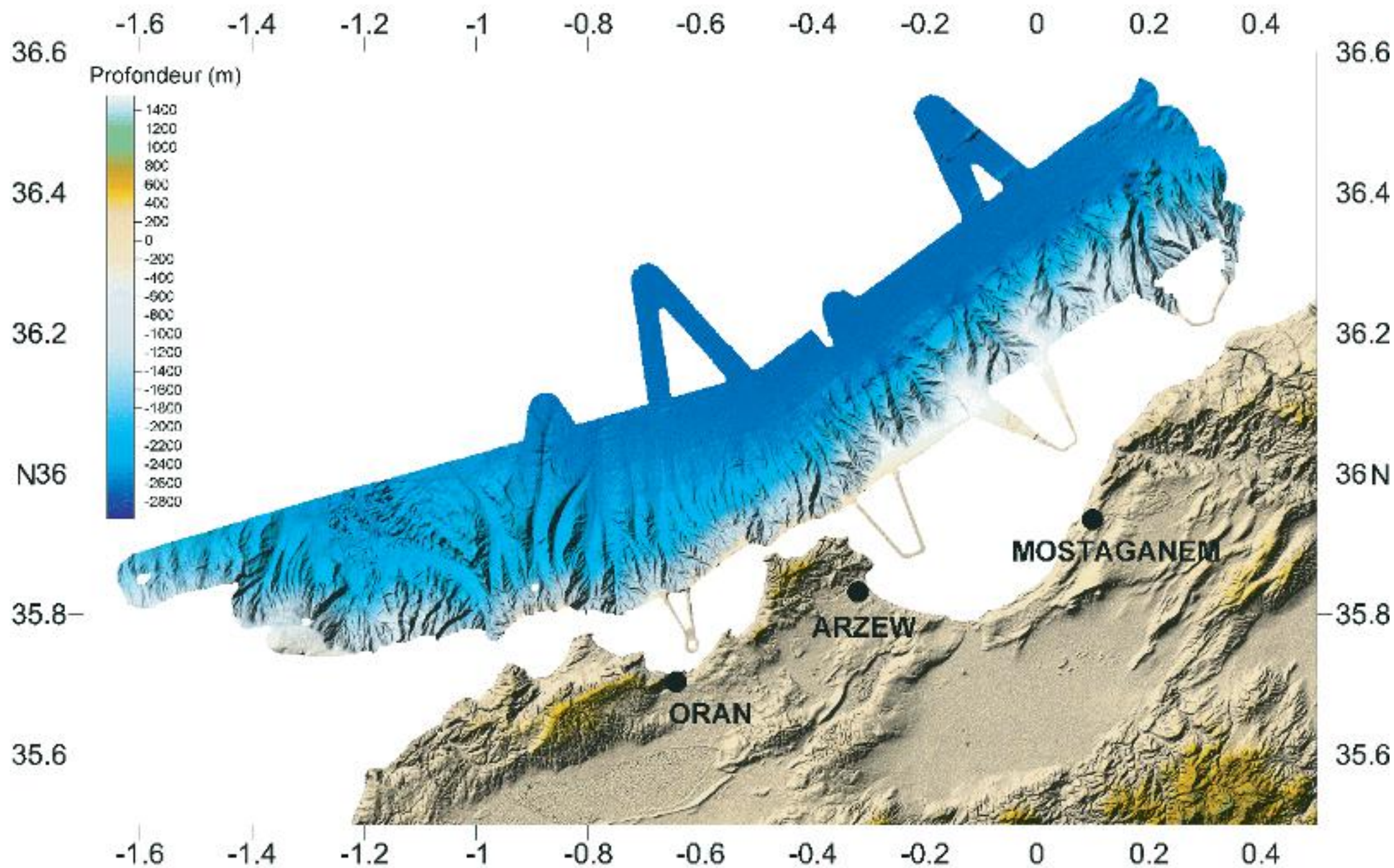
- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H. (2004) TRANSMED Transect II, in *The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G., and Ben Moussa, A. (2000), 40Ar/39Ar dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around Alboran Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 101-113.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C. (2002), Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*, edited by G. Rosenbaum, and G.S. Lister, 8, pp. 107-126, Journal of the Virtual Explorer.
- Rosfelder, A. (1955), Carte provisoire au 1/500000 de la marge continentale algérienne. Note de présentation. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, Travaux des coll., 5, 57-106.
- Rothé, J.-P. (1950), Les séismes de Kerrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Géophys.*, 3, 3-40.
- Rothé, J.-P. (1955), Le tremblement de terre d'Orléansville et la sismicité de l'Algérie, *La Nature*, 3237, 1-9.
- Ryan, W.B.F. (1969), The floor of the Mediterranean sea, PhD Thesis, Columbia University.
- Ryan, W.B.F., and Hsü, K.J. (1973), *Initial reports of the deep sea drilling project*, 13, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1447 pp.
- Saadallah, A., and Caby, R. (1996), Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria), *Tectonophysics*, 267, 257-273.
- Saoudi, N. (1989), Pliocène et Pleistocène inférieur et moyen du Sahel d'Alger. ENAL, Alger.
- Savage, H.M., and Cooke, M.L. (2003), Can flat-ramp-flat fault geometry be inferred from fold shape?: A comparison of kinematic and mechanical folds, *J. Struct. Geol.*, 25, 2023-2034.
- Schettino, A., and Turco, E. (2006), Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A. (1996), Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains, *Nature*, 379, 785-790.
- Semmane, F., Campillo, M., and Cotton, F. (2005), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01305, doi:10.1029/2004GL021268.
- Seno, T., and Egushi, T. (1983), Seismotectonics of the western Pacific region, in *Geodynamics of the Western Pacific*, edited by T.W.C. Hilde, and S. Uyeda, 11, pp. 5-40, Am. Geophys. Union-Geol. Soc. Am. Geodyn. Ser.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P., Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, in press.
- Shemenda, A.I. (1985), Modelling of the opening mechanism for certain types of back arc basins, *Oceanology*, 25, 204-210.
- Shemenda, A.I. (1993), Subduction of lithosphere and back-arc dynamics: insights from physical modeling, *J. Geophys. Res.*, 98, 16167-16185.

- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., and Letouzey, J. (2005), Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control, *J. Struct. Geol.*, 27, 1680-1696.
- Shirokova, E.J. (1967), General features in the orientation of principal stresses in earthquakes foci in the Mediterranean Asian seismic belt, *Izv. Earth Phys.*, 1, 12-22.
- Simoës, M., and Avouac, J.P. (2006), Investigating the kinematics of mountain building in Taiwan from the spatiotemporal evolution of the foreland basin and western foothills, *J. Geophys. Res.*, 111, B10401, doi:10.1029/2005JB004209.
- Spakman, W., Van der Lee, S., and Van der Hilst, R. (1993), Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Phys. Earth Planet. Int.*, 79, 3-74.
- Spakman, W., and Wortel, R. (2004), TRANSMED Transect II. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics, in *The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., and Mattei, M. (2002), Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: New paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*, 347, 231–251.
- Stern, R.J. (2004), Subduction initiation: spontaneous and induced, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 226, 275-292.
- Stich, D., Ammon, C.J., and Morales, J. (2003), Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region., *J. Geophys. Res.*, 108, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. de L., and Morales, J. (2006), Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Strahler, A.N. (1952), Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, 165-176.
- Suppe, J. (1983), Geometry and kinematics of fault-bend folding, *Am. J. Sci.*, 283(7), 684-721.
- Suppe, J., and Medwedeff, D.A. (1990), Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclog. Geol. Helv.*, 83, 409-454.
- Swan, F.H. (1988), Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda fault, Algeria, *Geology*, 16, 1092-1095.
- Taira, A., Mann, P., and Rahardiawan, R. (2004), Incipient subduction of the Ontong Java Plateau along the North Solomon trench, *Tectonophysics*, 389, 247-266.
- Tamaki, K., and Honza, E. (1985), Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 119, 381-406.
- Tapponnier, P. (1977), Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 437-460.
- Thomas, G. (1976), Mise en évidence de décrochements dextres Est-Ouest d'âge quaternaire en Algérie nord-occidentale, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283(8), 893-896.
- Toth, J., and Gurnis, M. (1998), Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones, *J. Geophys. Res.*, 103, 18053-18067.
- Van Bemmelen, R.W. (1969), Origin of the western Mediterranean Sea, *Geol. Mijnb.*, 26, 13-52.
- Van der Beek, P.A., and Cloetingh, S. (1992), Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain), *Tectonophysics*, 203, 325-344.

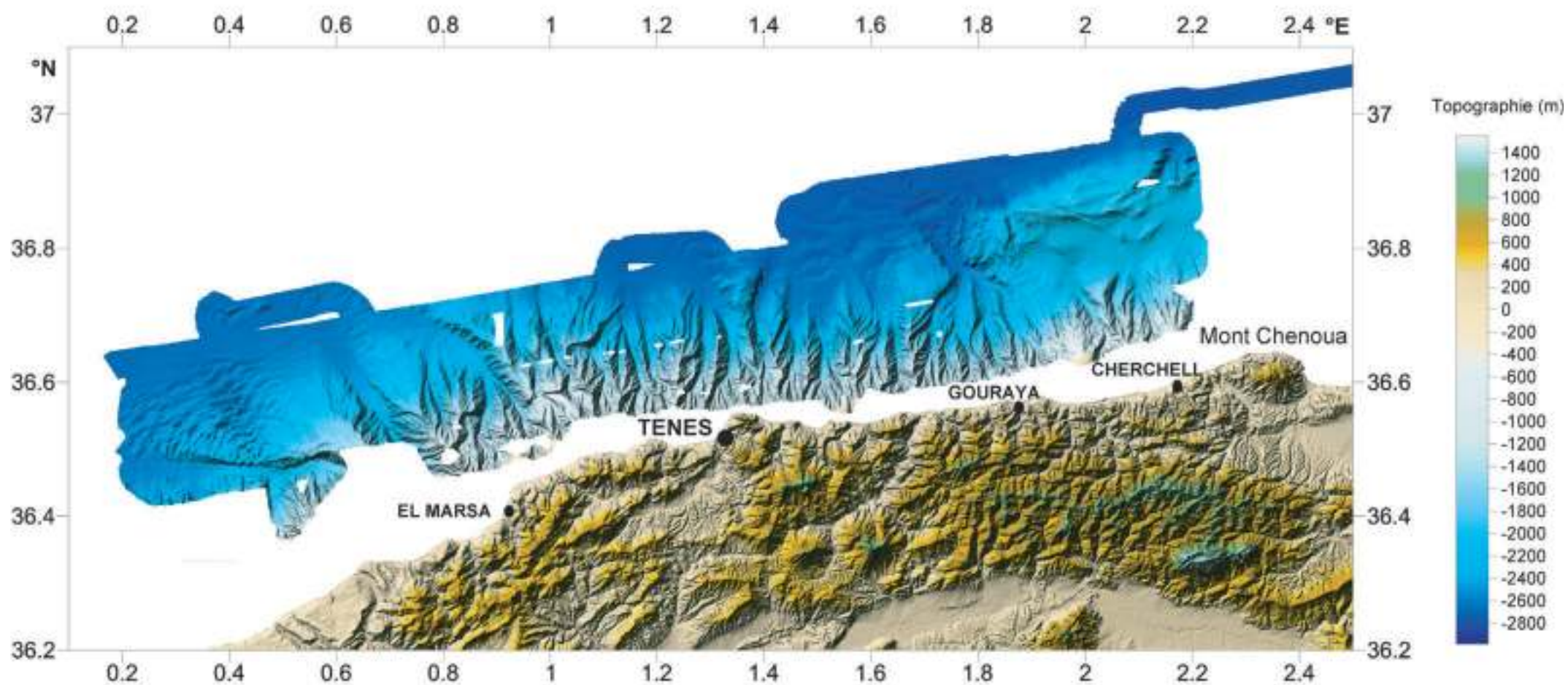
- Vendeville, B. (2005), Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I – Mechanics and kinematics, *AAPG Bull.*, 89, 1071-1079.
- Vendeville, B., and Cobbold, P.R. (1987), Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, 1313-1319.
- Vergés, J., and Sabàt, F. (1999), Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: *The Mediterranean basin: Tertiary extensions within the Alpine orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Séranne, 156, pp. 63-80 Geol. Soc. Spec. Publ.
- Waltham, D. (1997), Why does salt start to move ?, *Tectonophysics*, 282, 117-128.
- Weijermars, R., Roep, T. B., Van den Eeckhout, B., Postma, G., and Kleverlaan, K. (1985), Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas basins of the Betic Cordilleras, SE Spain), *Geol. Mijnb.*, 64, 397-411.
- Wells, D.L., and Coppersmith, K.J. (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Westphal, M. (1976), Contribution de paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée Occidentale, Thèse, Université de Strasbourg.
- Wezel, F.C. (1970), Numidian flysch, an oligocene early Miocene continental rise deposit off the African platform, *Nature*, 228(5268), 275-276.
- Wickham, J. (1995) , Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost-Hills, California (USA), *J. Struct. Geol.*, 17(9), 1293-1302.
- Wildi, W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 201-297.
- Woodside, J.M., and Maldonado, A. (1992), Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea, *Geo Mar. Lett.*, 12, 111-116.
- Yelles-Chaouche, A.K., Aït Ouali, R., Bracène, R., Derder, M.E.M., and Djellit, H. (2001), Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 285-293.
- Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Bezzeghoud, M., and Bufoin, E. (2004), The Ain Temouchent (Algeria) Earthquake of December 22nd, 1999, *Pure appl. geophys.*, 161, 607-621.
- Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E., and Briole, P. (2004), Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- Yelles, A. K., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., and Djellit, H., Evidence for a large active fault offshore West Algiers, Algeria, and seismotectonic implications. Soumis à Geophysical Journal International.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G.C.P., and Hatzfeld, D. (1989), Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains – evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J.*, 99(3), 761-788.
- Zeck, H.P. (1996), Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 254, 1-16.



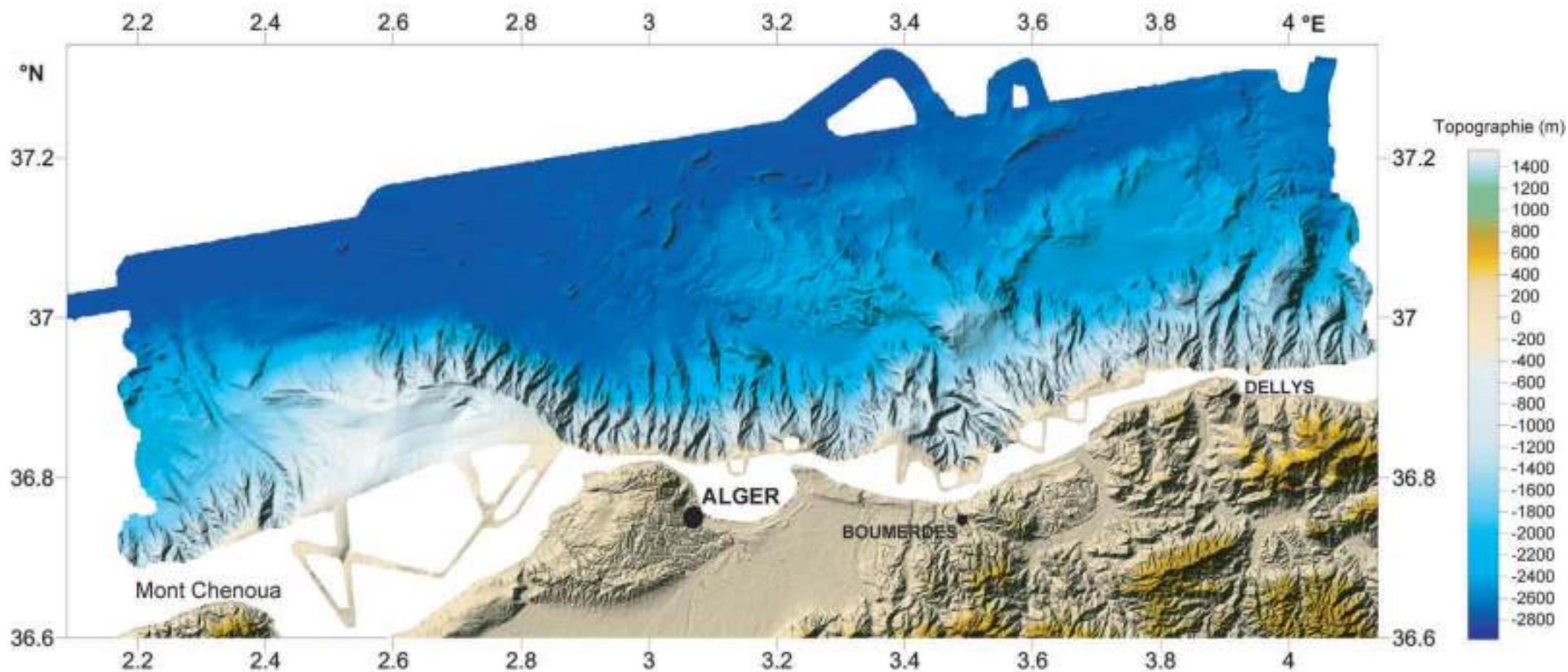
Annexe 1: Bathymétrie ombrée (MNT au pas de 100 m) de la marge algérienne. A terre: MNT SRTM au pas de 90 m.



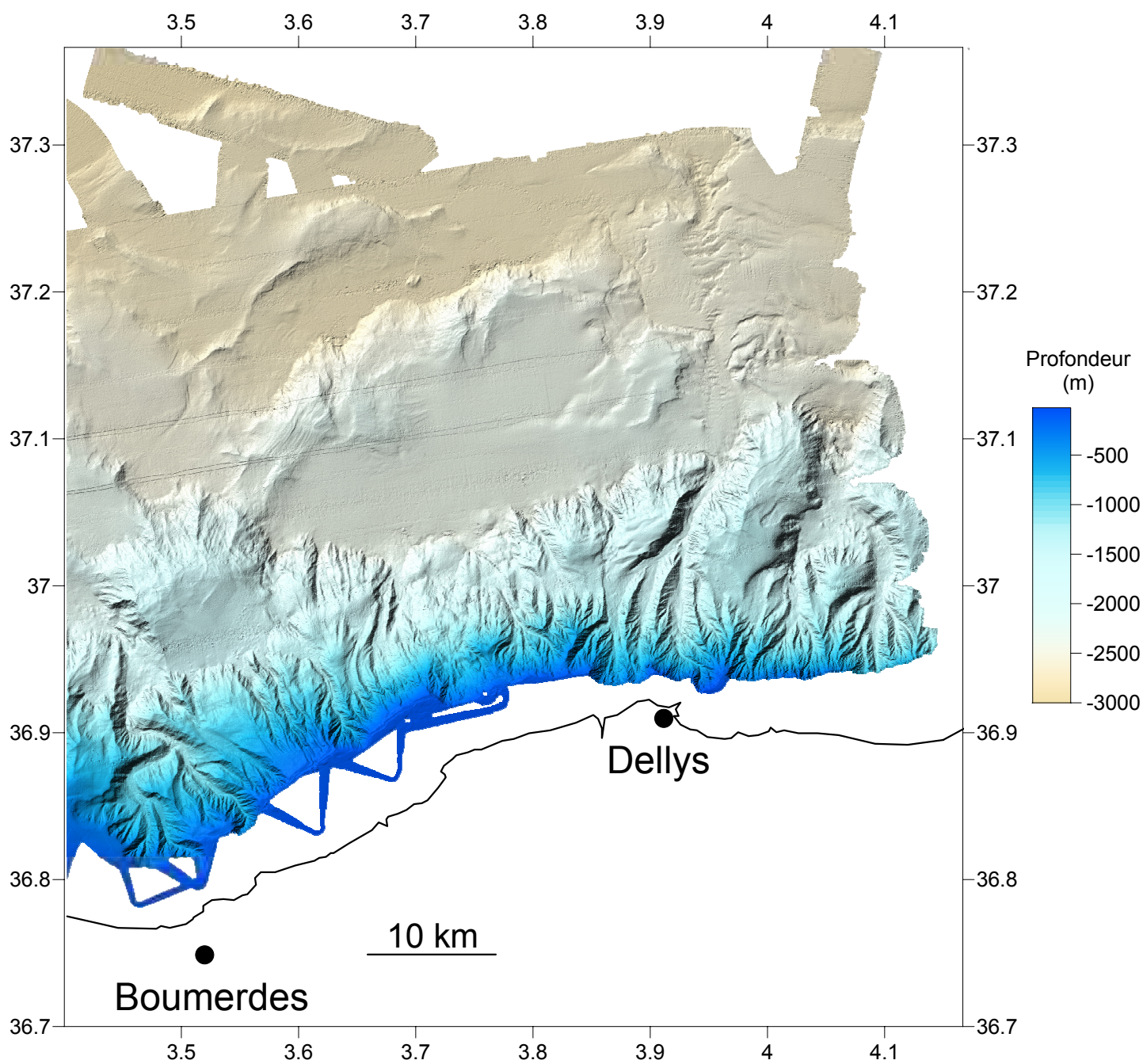
Annexe 2: Bathmétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone d'Oran (pas de 50 m)



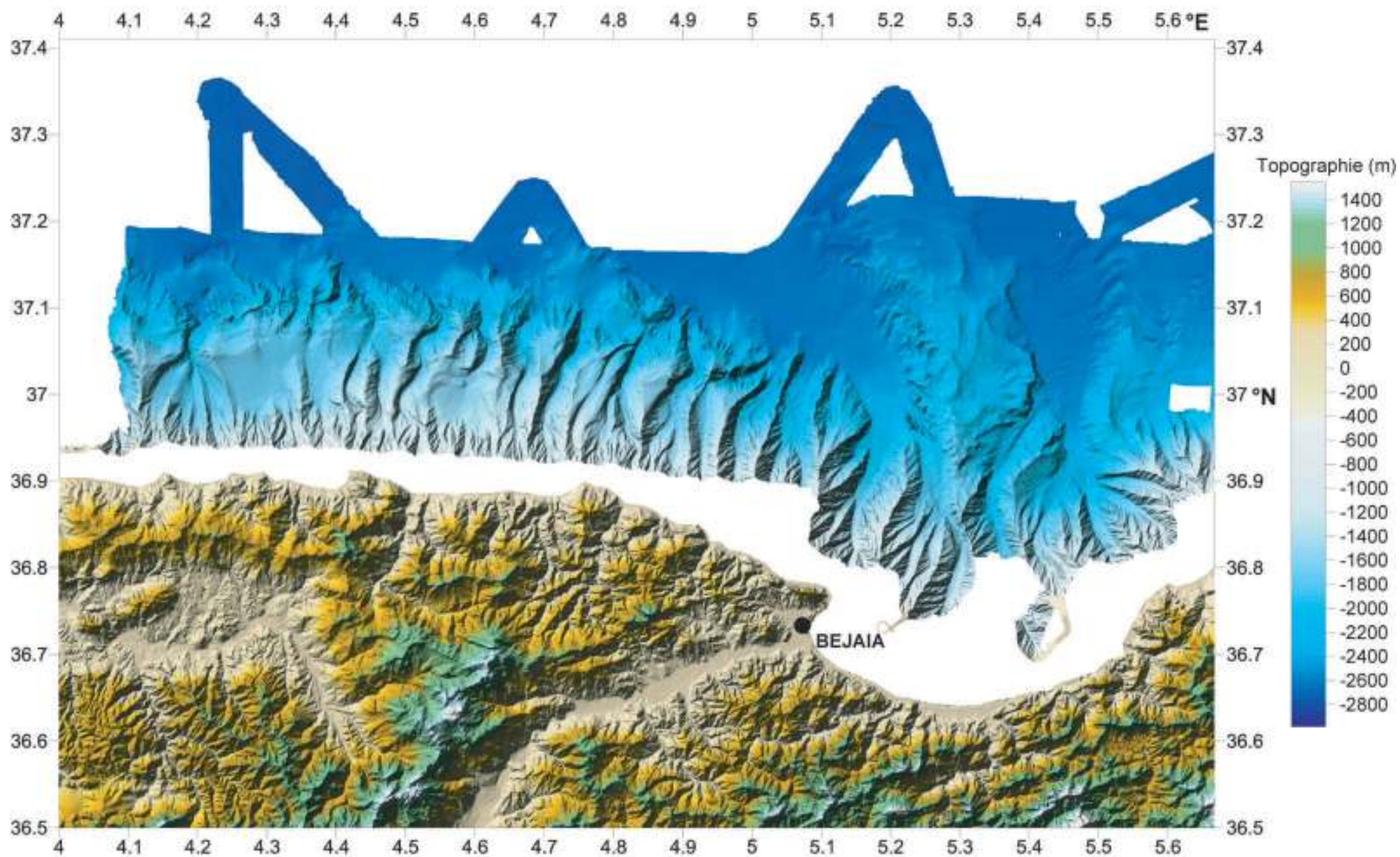
Annexe 3: Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Ténès (pas de 50 m)



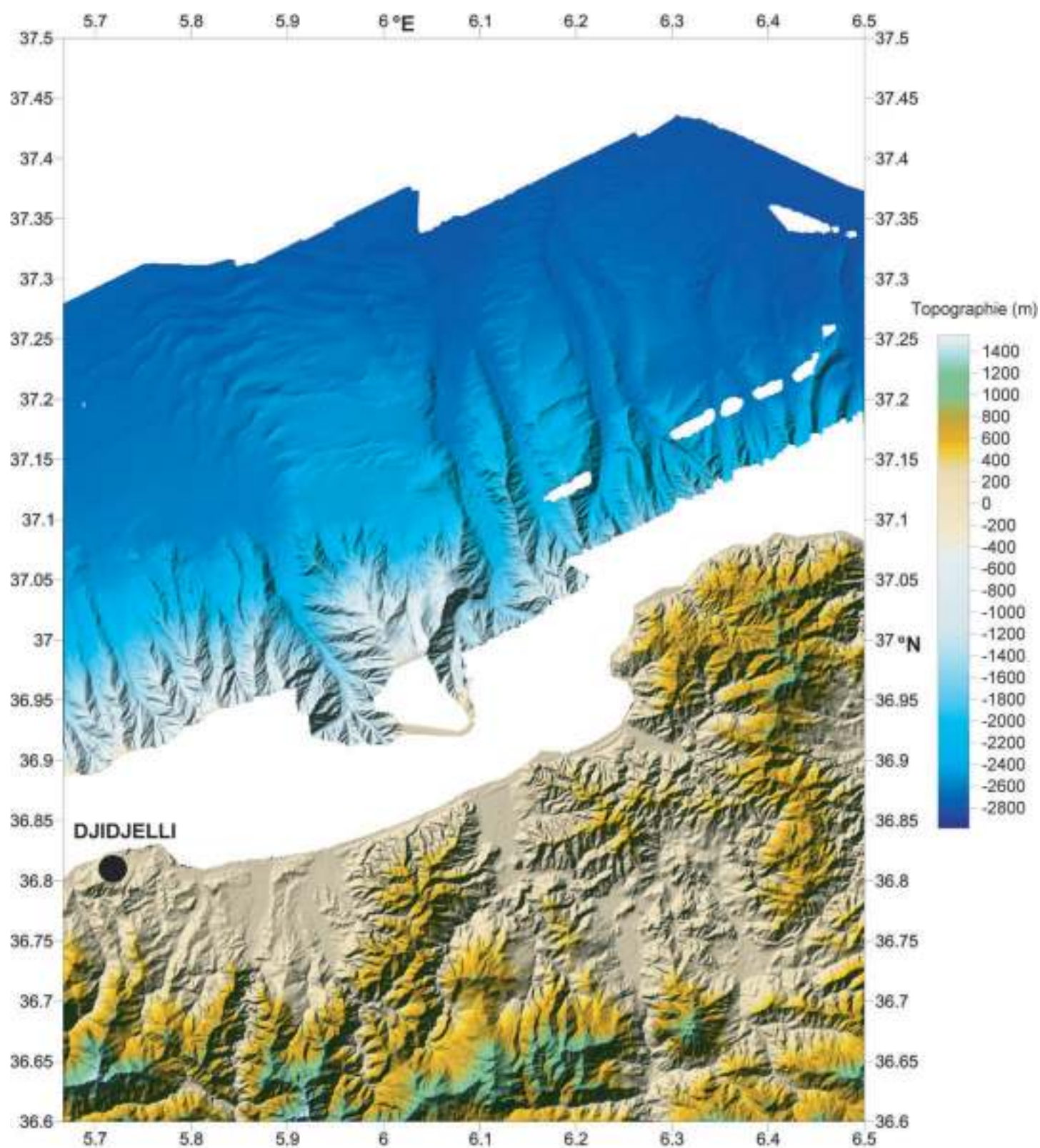
Annexe 4: Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone d'Alger (pas de 50 m)



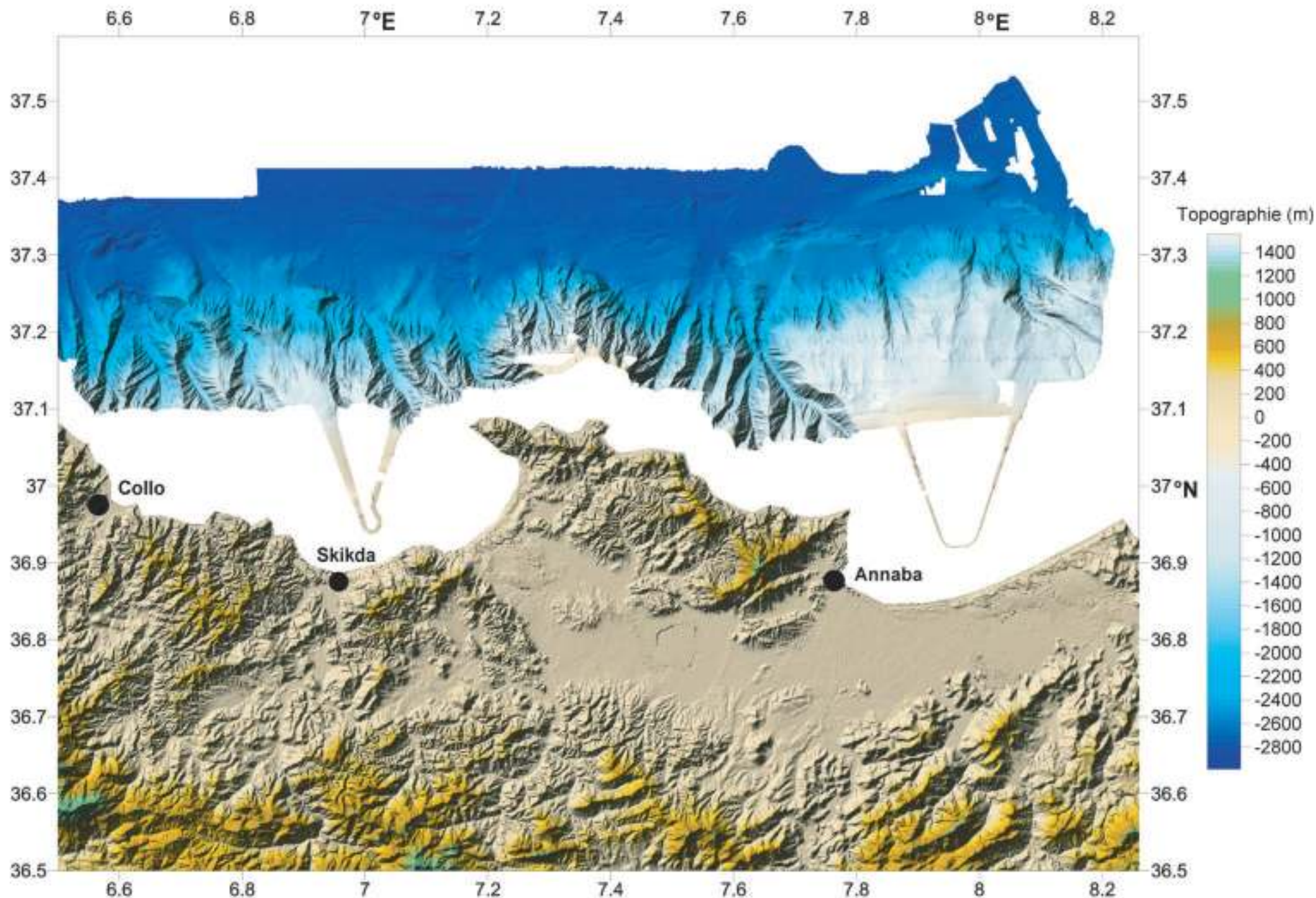
Annexe 5: Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Boumerdès (pas de 25 m)



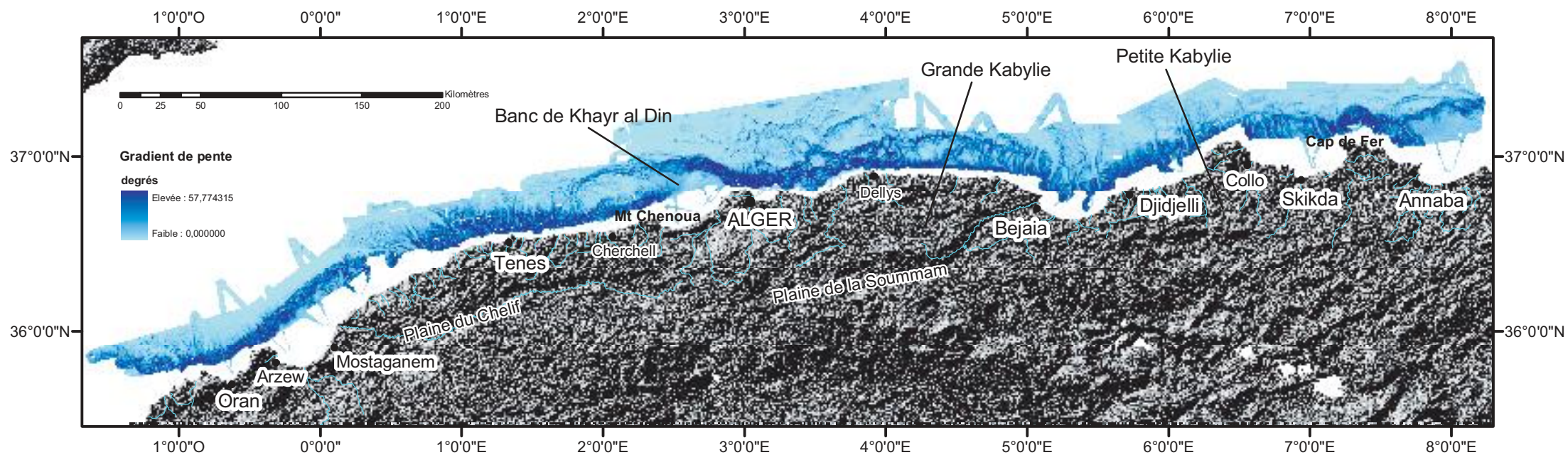
Annexe 6: Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m)



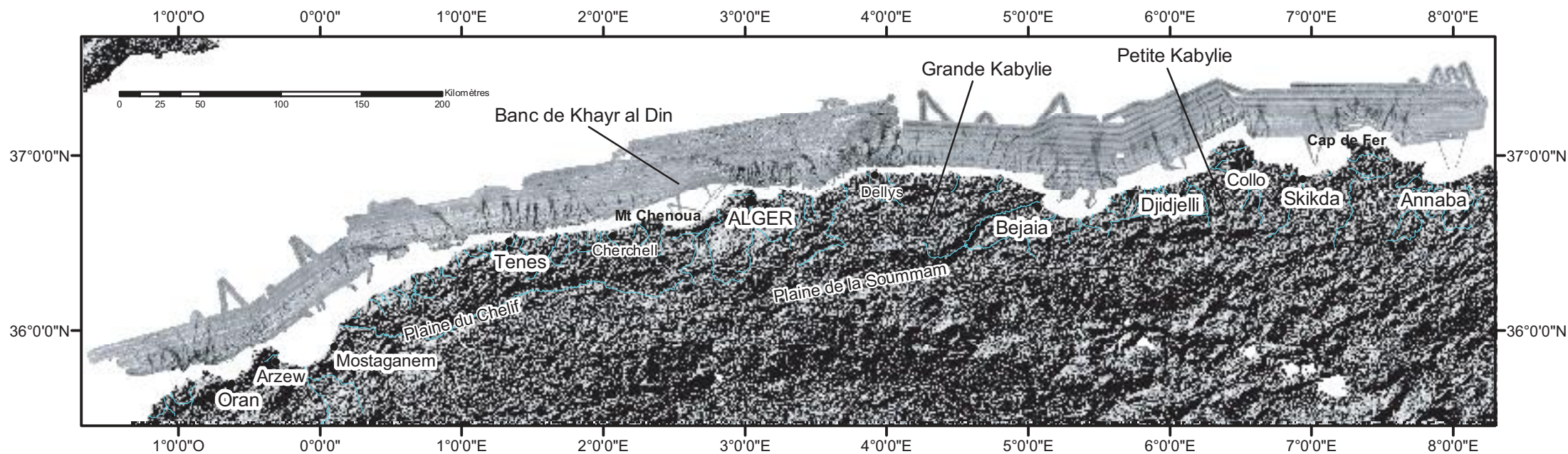
Annexe 7: Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Djidjelli (pas de 50 m)



Annexe 8: Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Skikda-Annaba (pas de 50 m)



Annexe 9: Carte des gradients de pente le long de la marge algérienne. A terre: MNT SRTM au pas de 90 m.



Annexe 10: Réflectivité de la marge algérienne (d'Oran à Dellys: "Belle Image", à l'est de Dellys: imagerie brute). A terre: MNT SRTM au pas de 90 m.