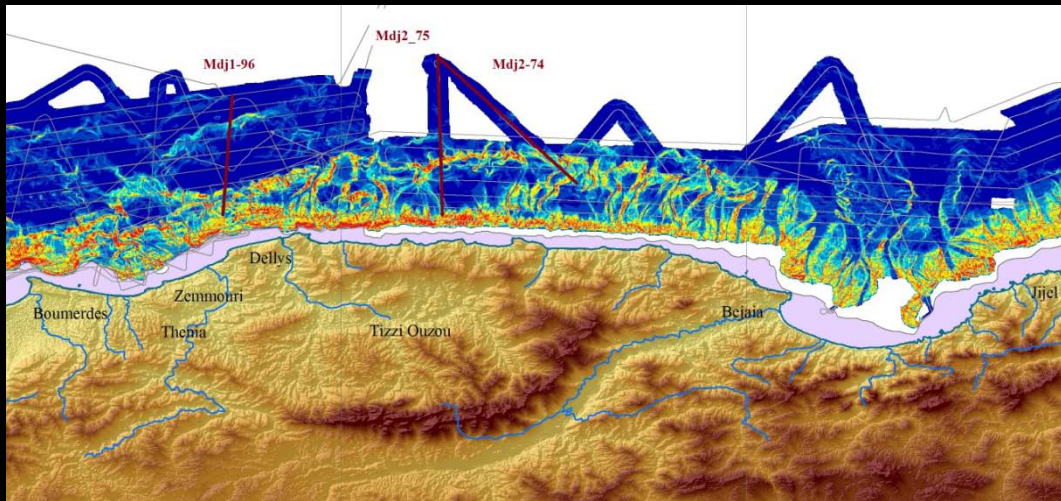


Mémoire de stage de Master 1

Pierre THOMAS

## Enregistrements sédimentaires des déformations au large de la grande Kabylie, (Algérie).

Tuteur(s) : David Graindorge (et Jacques Deverchère)



Soutenu à Brest le 23 juin 2010  
Devant le jury composée de :

- Julie Perrot
- Nathalie Babonneau
- Bernard Le Gall

## **Sommaire**

<b>1. Introduction.....</b>	<b>3</b>
<b>2. Cadre général et objectifs.....</b>	<b>4</b>
<b>2.1 Formation des bassins de Méditerranée Occidentale</b>	
<b>2.2 Géodynamique Méditerranéenne, centrée sur l'histoire de la Kabylie (voir figure</b>	
<b>2.3 Présentation des différentes unités géologiques de la grande Kabylie</b>	
<b>2.4 Intérêts et objectifs de l'étude</b>	
<b>2.5 Objectifs</b>	
<b>3. Méthodes utilisées, campagnes MARADJA. (MARge Active DJazaïr).....</b>	<b>11</b>
<b>3.1 Bathymétrie multifaisceaux</b>	
<b>3.1.1 Acquisition</b>	
<b>3.1.2 Exploitation des données bathymétriques</b>	
<b>3.2 Sismique réflexion</b>	
<b>3.2.1 Acquisition</b>	
<b>3.2.2 Exploitation des données de sismique réflexion</b>	
<b>3.3 Comparaison des différents dispositifs sismiques utilisées lors des missions MA- RADJA</b>	
<b>4. Résultats.....</b>	<b>17</b>
<b>4.1 Morphologie générale de la marge</b>	
<b>4.2 Analyse et interprétation des profils sismiques</b>	
<b>4.2.1 Principales unités sismiques</b>	
<b>4.2.2 Interprétation des profils sismiques :</b>	
<b>-Profil Mdj2-75 (voir figure 15)</b>	
<b>-Profil Mdj2-74 (voir figure 16)</b>	
<b>-Profil Mdj1-96 (voir figure 17)</b>	
<b>5. Discussion.....</b>	<b>29</b>
<b>5.1 Tectonique salifère</b>	
<b>5.2 Indice d'une reprise en compression de la marge dans le secteur de la Grande Kabylie</b>	
<b>6. Conclusion.....</b>	<b>32</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>33</b>

## Tables des illustrations :

Figure 1 : Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale. État 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).	5
Figure 2 : Modèle d'évolution du bassin Algéro-provençal, modifié de (Rosenbaum et al., 2002).	6
Figure 3 : Distribution spatiale et temporelle, de différents prélèvements de roches volcaniques	7
Figure 4 : Différentes unités géologiques des Maghrébides,	8
Figure 5 : Représentation des vecteurs vitesse établis par GPS entre les plaques Nubie et Eurasie (Serpelloni et al. 2007). Les vitesses sont reportées le long du profil A A' (figure 6).	10
Figure 6 : profil 4 (AA') repéré sur la figure 5, les vitesses et les incertitudes sont en $\text{mm an}^{-1}$ , variations des vitesses de convergence entre les différents point de mesure montrant « l'étalement » de la prise en compte de la convergence Afrique-Europe (Serpelloni et al. 2007).	10
Figure 7 : Effondrement de bâtiments suite au séisme de Boumerdès 2003, (A.Zoreik, habitant de Boumerdès).	11
Figure 8 : Navigation du navire le Suroît lors des campagnes MARADJA, en 2003 et en 2005. La bathymétrie ombrée est calculée à partir du MNT réalisé grâce aux données récoltées lors des deux campagnes.	12
Figure 9 : Portée (largeur de la fauchée) des 3 sondeurs de l'Ifremer, l'EM12 en bleu, l'EM300 en vert, et l'EM1000 en rouge.	13
Figure 10 : Caractéristiques techniques des deux sondeurs Ifremer utilisés lors de MARADJA 2003	14
Figure 11 : Comparatif des données acquises avec trois dispositifs sismiques différents lors des campagnes MARADJA, de gauche vers la droite : 6 traces MARADJA 1 (2003), 24 traces et 72 traces MARADJA 2 (2005)2.	17
Figure 12 : à terre topographie ombrée calculée à partir de données SRTM ; en mer, carte des pentes sous-marines (valeur de la légende en degrés), du rouge pour les plus fortes au bleu marine pour les plus faibles calculées à partir du MNT issu des données bathymétriques. Le léger tracé en gris correspond aux navigations des campagnes MARADJA et la zone grisée au plateau continental.	18
Figure 13 : Carte morpho-structurale de la marge faisant face à la Grande Kabylie.	19
Figure 14 : unités sismiques « typiques » du bassin Algéro-Provençal, issues du profil 24-traces Mdj2-75. La série décrite se compose de 5 unités : <i>L'unité supérieur Plio-quaternaire (PQ 2)</i> , <i>l'unité inférieure Plio-quaternaire (PQ 1)</i> ; <i>Evaporites supérieures (Ev.S)</i> ; sel messinien (S.); <i>Evaporites inférieures (Ev.I)</i> .	20
Figure 15 : profil Mdj2-75, <i>line drawing</i> superposé au profil d'origine.	22
Figure 16 : profil Mdj2-74, <i>line drawing</i> superposé au profil d'origine.	25
Figure 17 : profil Mdj1-96, <i>line drawing</i> superposé au profil d'origine	27

## ***1. Introduction***

Cette étude se concentre sur la partie occidentale de la Méditerranée, plus particulièrement au Nord du Maghreb. La Méditerranée, en latin *mare medi terra*, littéralement une « mer au milieu des terres », possède une histoire géodynamique complexe, sur plusieurs points : comme l'histoire de la subduction de l'océan para téthysien occidental, la migration et le collage des blocs AlKaPeCa, l'extension arrière-arc créant les différents bassins au sein d'un contexte compressif lié à la convergence Afrique/Europe. La Méditerranée est aussi marquée par la crise messinienne correspondant à une vidange du bassin méditerranéen à l'origine de massifs dépôts évaporitiques. Tous ces sujets sont encore très discutés.

De plus, comme le montrent les événements destructeurs d'El Asnam en 1980 et de Boumerdès en 2003, les séismes restent un risque naturel majeur en particulier au Nord de l'Algérie. Il est donc important pour la communauté scientifique de participer à une meilleure évaluation de l'aléa. Ceci passe par une meilleure connaissance de la marge algérienne, une partie de la convergence étant en effet prise en compte par celle-ci.

L'étude présentée ici se focalise sur le secteur de la Grande Kabylie, plus précisément à l'Est d'Alger, entre Boumerdès et Bejaia, cette zone s'étendant sur 250 Km de côte restait peu étudiée. Grâce aux données de sismique réflexion et de bathymétrie des campagnes Maradja 1 et 2 réalisées respectivement en 2003 et 2005, nous cherchons à identifier à préciser la morpho structure, et à déterminer les unités de subsurface qui composent la marge. Cette première étape du travail doit nous permettre de caractériser les déformations qui affectent la marge. Enfin en comparant avec les autres parties de la marge, nous discuterons des possibles indices de reprise en compression détectés par la sédimentation dans le secteur de la Grande Kabylie.



## 2. Cadre général et objectifs

### 2.1 Formation des bassins de Méditerranée Occidentale

Depuis l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, de nombreuses études se sont intéressées à l'évolution des bassins Méditerranéens (voir figure 1), en contexte orogénique Alpin. La différence fondamentale entre les deux Méditerranées, occidentale et orientale, est la présence d'une portion de croûte Néo-Téthysienne existant encore sous les épaisses couches de sédiments aux niveaux des bassins orientaux. (De Voogd et al. 1992, Ben-Avraham et al. 2002). Bien qu'elle ne soit pas visible du côté occidental, la présence d'une ancienne croûte téthysienne en Méditerranée occidentale est soulignée par la présence de complexe ophiolitique formant la suture de l'ancien Océan Mésozoïque (Téthys) et jalonnant les chaînes alpines.

Les bassins de la Méditerranée occidentale sont interprétés comme des bassins arrière-arc néoformés en contexte de convergence continentale entre l'Europe et l'Afrique. En effet, la migration vers le Sud du slab Téthysien par *rollback*, serait à l'origine de l'extension en arrière de l'arc (Réhault et al., 1984, Lonergan & White, 1997).

C'est pendant les années 1970 qu'il a été suggéré que les bassins de la Méditerranée occidentale se soient formés progressivement depuis la fin Oligocène (Dewey et al. 1973, Alvarez et al. 1974, Biju-Duval et al. 1977). Depuis, de nombreux indices de l'extension Oligo-Miocène ont étayé cette théorie, notamment les déformations sédimentaires syn-rift retrouvées au niveau des marges de la Méditerranée occidentale.

Le rifting débute vers 30 millions d'années. Le bloc Corso-sarde subit une rotation antihoraire lors de l'ouverture du Golfe du Lion, tandis que les Baléares réalisent une rotation horaire lors de l'ouverture du Golfe de Valence. Les blocs Kabyle et calabrais vont migrer durant l'ouverture des bassins Algero-Provençal. Initier au Burdigalien (21Ma), la séparation du bloc Kabyle des îles Baléares est régie par une migration rapide (*roll back*) vers le Sud de la subduction. La conséquence est donc une extension arrière arc menant à la formation d'une croûte océanique (Réhault et al. 1985). Cette migration s'est arrêtée lors de la collision et de l'accrétion du bloc kabyle à l'Afrique (Cohen, 1980). La collision a donc eu lieu lorsque l'océan mésozoïque Téthys a été totalement subducté. Cette collision est datée entre 18 et 15

Ma, ces valeurs sont basées sur des indices d'arrêt de l'extension du bassin algérien, sur l'étude de « core complex » Kabyles (roches métamorphiques de HT/HP ayant subi une exhumation), ainsi que sur le début de la phase compressive des zones externes Maghrébides (Frizon de Lamotte et al., 2000).



**Figure 1** : Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale. État 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).

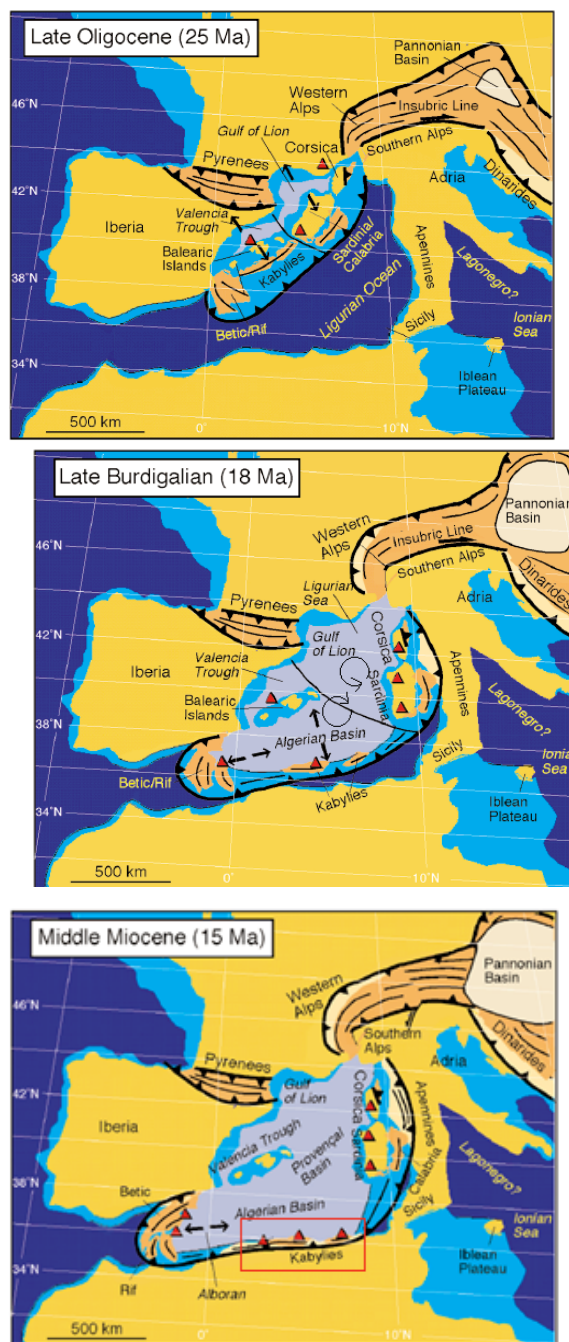
## 2.2 Géodynamique Méditerranéenne, centrée sur l'histoire de la Kabylie (voir figure 2)

En 2002, Rosenbaum et al. proposent un modèle d'évolution du bassin Algéro-provençal centré sur la Kabylie. Nous précisons ce scénario correspondant à notre zone d'étude.

Le rifting commence aux alentours de 30 Ma pour le golfe du Lion, puis se poursuit vers le Sud formant le Golfe de Valence vers 25 Ma. Un décrochement dextre (North Balearic Transfert Zone) sépare les deux zones.

Au Burdigalien, la Kabylie se sépare des Balears, un nouveau bassin est en création, le bassin algérien. Le modèle propose la rotation horaire du bloc Kabyle et antihoraire du bloc corso-sarde, conduisant à la formation du bassin Algéro-provençal.

L'évolution se poursuit par l'accrétion des unités Kabyles, et l'arrêt de la rotation du bloc Corso-sarde

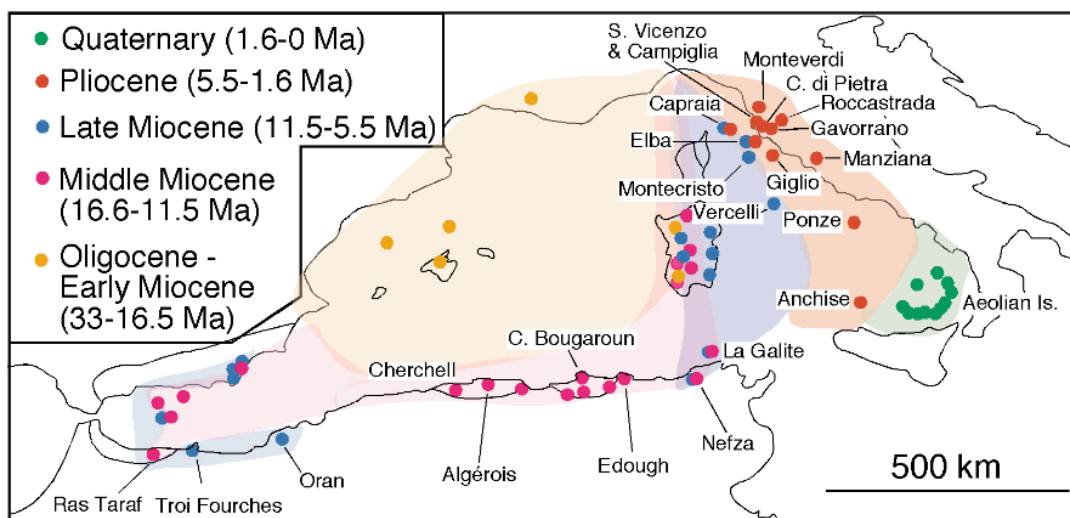


**Figure 2** : Modèle d'évolution du bassin Algéro-provençal, modifié de (Rosenbaum et al., 2002).

Pour la réalisation de ce travail, différents types de données ont été collectées, comme la distribution des roches métamorphiques, le paléomagnétisme, et l'activité volcanique. Les vignettes résu-

ment les phases de rifting, la migration et enfin le collage de la Kabylie à l'Afrique. Une des expressions de surface du processus de *roll back* est la migration de la signature volcanique.

On s'intéresse donc ici principalement à la distribution spatiale et temporelle du volcanisme calco-alcalin.



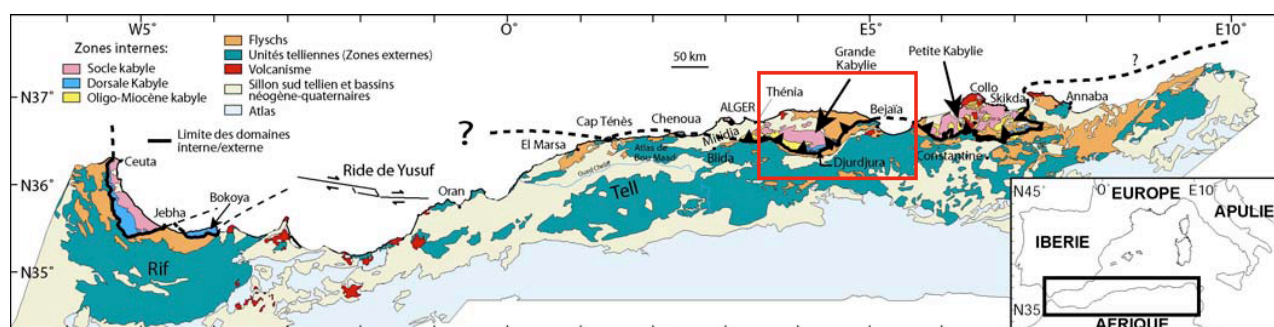
**Figure 3 :** Distribution spatiale et temporelle, de différents prélèvements de roches volcaniques (Rosenbaum et al.2002).

Les différents prélèvements et leurs datations permettent de situer l'arc volcanique dans le temps (Figure 3). On remarque alors de l'Oligocène à la fin Miocène, la migration du Nord vers le Sud, entre la côte Française et le Nord de l'Afrique de l'arc volcanique accompagnant l'ouverture du bassin Algéro-Provençal. Cette évolution s'accompagne au Miocène Moyen et fin Miocène par la migration du bloc d'Alboran vers l'Ouest (Lonigan & White 1997).

Depuis la fin miocène la majorité du volcanisme est localisé en mer Tyrrhénienne, nous avons une évolution des âges d'Ouest en Est montrant une migration de la subduction vers le Sud Est, permettant l'ouverture du bassin Tyrrhénien (Savelli, 2000). Ainsi l'âge quaternaire du volcanisme au sein des îles éoliennes nous montre la position actuelle de l'arc de subduction Calabrais. Le volcanisme et donc un argument fort permettant d'attester l'existence d'un recul du slab. Ce processus a donc conduit à l'accrétion des unités Kabyles à l'Afrique du Nord, dont nous allons décrire les grands traits géologiques dans la zone d'étude.

### 2.3 Présentation des différentes unités géologiques de la grande Kabylie

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). Ce massif se compose de différentes parties : le Tell au nord, (composée des Kabyliques, des flyschs et des nappes Telliennes), et le système de l'Atlas intracontinental au sud. L'étude portera principalement sur la marge qui fait face à la Kabylie (Voir figure 4, zone d'étude cadre rouge).



**Figure 4 :** Différentes unités géologiques des Maghrébides, (D'après Domzig et al. 2006).

*Les Kabyliques :* comprennent d'Est en Ouest, le massif du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie, et la petite Kabylie. Elles sont composées d'un socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque, parmi lesquels on trouve des gneiss âgés de 480 à 300 millions d'années (datations Rb-Sr par J.Sonet dans Durand Delga, 1969). Cet ensemble forme ce qu'on appelle les zones internes, par analogie aux unités Européennes alpines où l'on définit les domaines internes et externes. Ainsi ces zones internes faisaient autrefois partie de la marge européenne, et on retrouve de nombreuses analogies du point de vue lithologique. Il existe différents scénarii pour expliquer leur mise en place. Les zones internes sont aujourd'hui en position chevauchante à pendage Nord sur les zones externes, acquises suite au collage du bloc Kabyle au continent Africain fin miocène (Roca et al. 2004). Cette accréation a stoppé l'extension du bassin Algero-Provençal. Enfin la limite des domaines interne/externe représentée en tireté sur la carte (voir figure 4) s'étend aujourd'hui en partie sous la mer au delà des massifs Kabyles par exemple.

*Les nappes de Flyschs :* elles sont composées de conglomérats et autres matériaux détritiques (ensemble associé aux zones internes). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profond mis en place par des courants de turbidités entre le Crétacé et l'éocène. Suite au collage du bloc Kabyle à l'Afrique, ces nappes ont été soit rétro-charriées en position interne, soit charriées en position externe, à la bordure ou jusqu'à une centaine de kilomètres au Sud (« flottant » sur le Tell externe).

*Les nappes Tellienne ou Tell externe* : ce sont des nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres, composées principalement de marne triasique à néogène provenant de la paléomarge Africaine. Ces nappes sont charriées à certains endroits jusqu'à une centaine de kilomètres vers le Sud. Il existe aussi des massifs autochtones, comme les massifs du Bou Maad, de Blida et les massifs de la région du Cheliff (Durand-Delga, 1969). Ces nappes se sont mises en place lors de la fermeture de l'océan Téthys.

#### *La couverture Miocène*

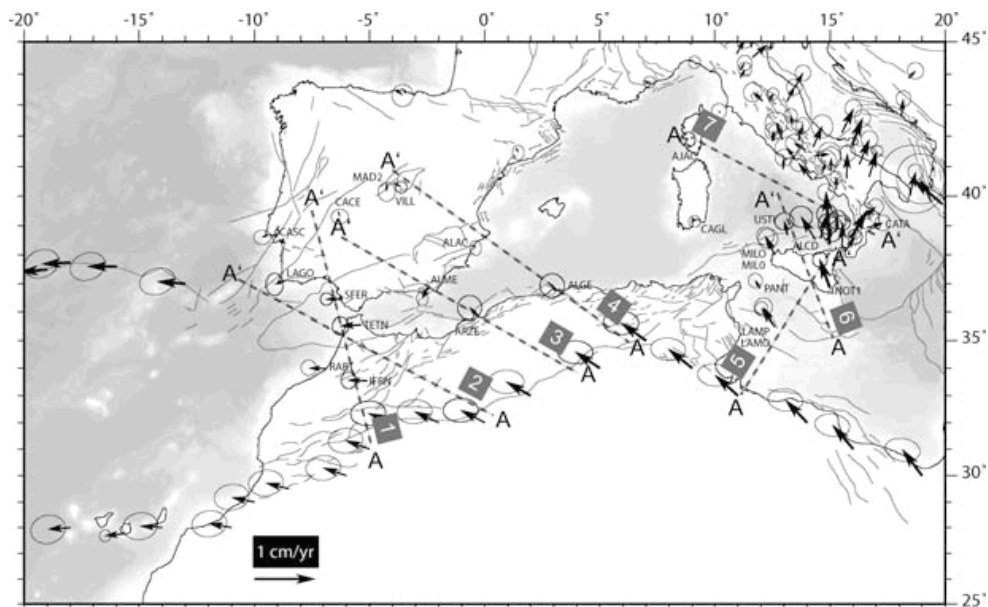
Cette couverture recouvre en discordance sur les unités sous-jacentes. La couverture miocène « post nappes » est donc postérieure à la tectonique responsable de la formation des nappes, elle est constituée de conglomérats et de molasses, les sédiments pliocènes sont typiquement composés de marnes. L'ensemble de ces sédiments est légèrement déformé à terre et en mer, où la déformation Plio-quaternaire s'exprime. En effet de nombreuses surfaces de replat, terrasses marines Plio-quaternaires surélevées sont retrouvées le long du littoral, notamment au niveau de notre zone d'étude.

### ***2.4 Intérêts et objectifs de l'étude***

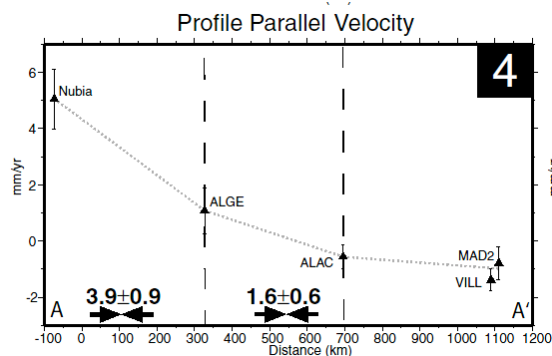
Comme nous l'avons vu précédemment le massif de Grande Kabylie est bordé au nord par le bassin Algéro-Provençal et au sud par la limite zones externes/zones internes, les zones externes font parties du continent Africain. Le collage entre la Kabylie et l'Afrique a eu lieu entre 18 et 15 Ma. Depuis les chaînes Alpines Algériennes ont enregistré des déformations, formant les plis et chevauchements de l'Atlas et du Tell.

De nos jours, les données cinématiques GPS et la sismicité attestent qu'une partie de la convergence oblique entre l'Afrique et l'Europe est prise en compte en mer, au pied de la marge, le raccourcissement se répartit en effet de la manière suivante :  $\sim 3$  mm/an à terre et  $\sim 2$  à  $\sim 3$  mm/an en mer (Calais et al, 2003 ; Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni et al. 2007).





**Figure 5 :** Représentation des vecteurs vitesse établis par GPS entre les plaques Nubie et Eurasie (Serpelloni et al. 2007). Les vitesses sont reportées le long du profil A A' (figure 6).



**Figure 6 :** profil 4 (AA') repéré sur la figure 5, les vitesses et les incertitudes sont en  $\text{mm an}^{-1}$ , variations des vitesses de convergence entre les différents point de mesure montrant « l'étalement » de la prise en compte de la convergence Afrique-Europe (Serpelloni et al. 2007).

La conséquence directe de ce raccourcissement est une activité sismique importante entraînant un aléa majeur au Maghreb algérien. La vulnérabilité de la zone, est liée à la forte population vivant sur la côte. Le risque encouru par les Algériens est donc important. En trente ans, deux grands séismes ont causé la mort à plus de 5000 personnes. Ce sont les séismes d'El Asnam le 10 octobre 1980 (Magnitude 7.3) et de Boumerdès le 21 mai 2003 (Magnitude 6.8). Ainsi, les données recueillies au cours des différentes missions sur la marge Algérienne apportent de nouvelles connaissances qui sont primordiales pour mieux évaluer l'aléa (Figure 7).



**Figure 7 :** Effondrement de bâtiments suite au séisme de Boumerdès 2003, (A.Zoreik, habitant de Boumerdès).

### *2.5 Objectifs*

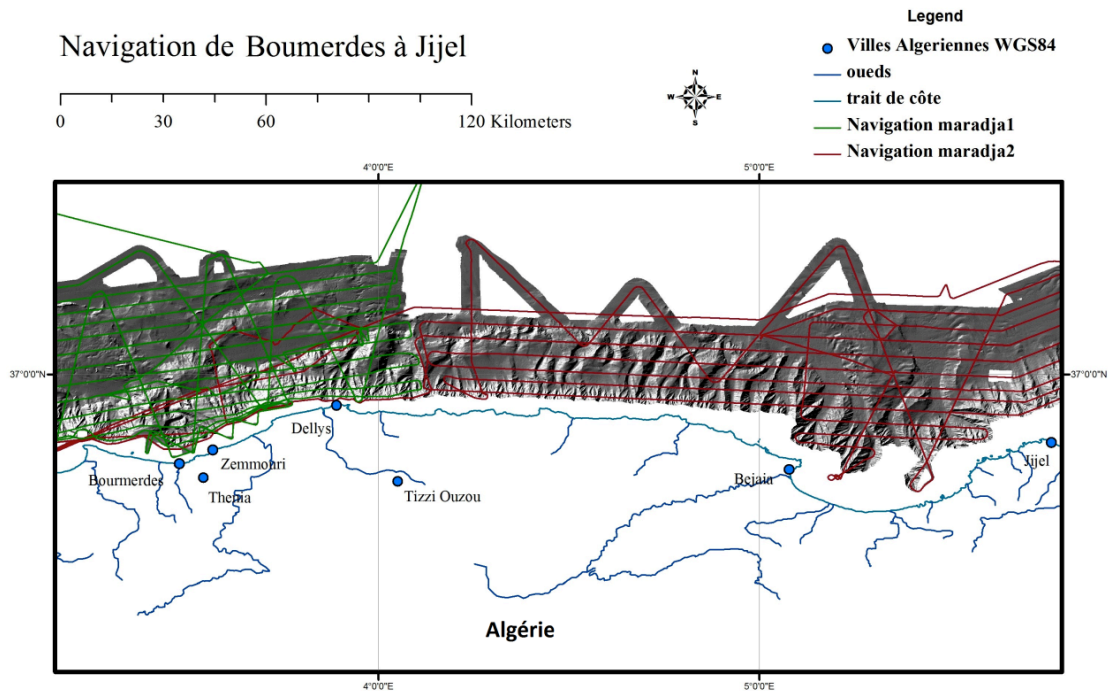
Dans ce cadre, l'étude présentée ici aborde l'analyse morpho-tectonique d'un secteur de la marge Algérienne, celui de la Grande Kabylie, plus précisément de la ville de Boumerdès à la baie de Bejaïa, avec plusieurs objectifs :

- 1) Décrire les différentes unités morpho structurales qui composent la marge (certains structures sont-elles actives ?).
- 2) Préciser grâce à la sismique les différentes unités de subsurface qui structurent la marge.
- 3) Caractériser les différentes déformations qui affectent la marge.
- 4) Détecter par la sédimentation, les possibles indices de reprise en compression en comparant aux autres secteurs.



### 3. Méthodes utilisées, campagnes MARADJA (MARge Active DJazair)

Les données utilisées ici, sont de deux types : bathymétriques, obtenues par des sondeurs multi-faisceaux, et de sismique réflexion, obtenues par différents dispositifs décrits par la suite. Ces données ont été acquises au cours de 2 campagnes (voir figure 8) :



**Figure 8 :** Navigation du navire le Suroît lors des campagnes MARADJA, en 2003 et en 2005. La bathymétrie ombrée est calculée à partir du MNT réalisé grâce aux données récoltées lors des deux campagnes.

- MARADJA 2003 : 21 Août au 18 Septembre 2003 à bord du Suroît, cette campagne est la première à acquérir des données haute résolution de la marge Algérienne. La zone couverte s'étend des îles Habibas à l'Ouest d'Oran, jusqu'à Dellys à l'Est D'Alger. Une plus forte densité de profils a été réalisée dans la région de Boumerdes où est survenu le séisme du 21/05/2003.
- MARADJA 2/SAMRA : du 5 Octobre au 11 Décembre 2005, à bord du N/O Le Suroît, construit en 1975, a été modernisé en 1999. La campagne bénéficiera de cette modernisation qui a permis de renouveler totalement les équipements scientifiques du navire. Les performances de ces équipements sont cohérentes avec des missions recentrées sur le plateau continental jusqu'au bas de la pente et limitées à des fonds de 4000/4500 m convenant parfaitement aux objectifs de la Maradja 2.

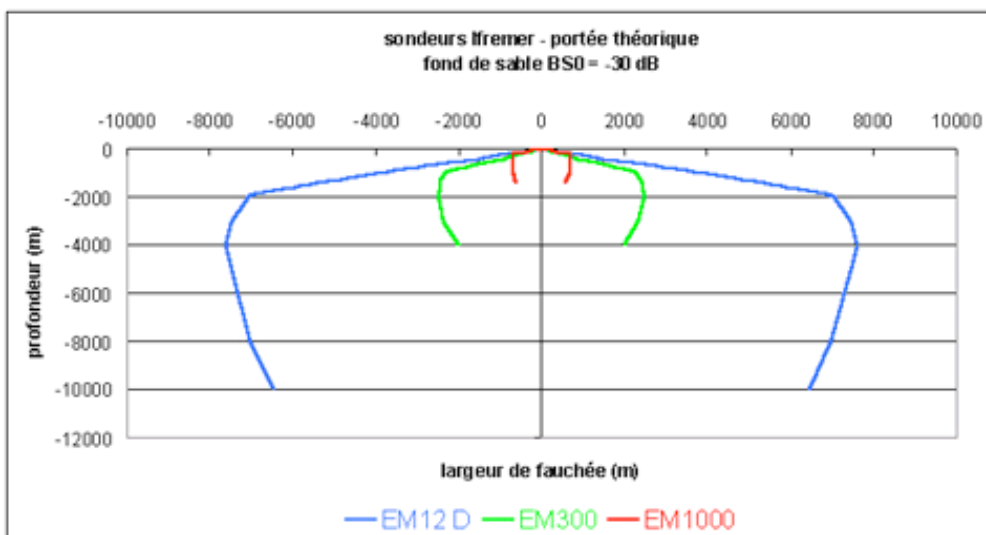
### 3.1 Bathymétrie multifaisceaux

#### 3.1.1 Acquisition

Les données de bathymétrie multifaisceaux proviennent de 2 sondeurs embarqués à bord du Suroît :

- EM300 pour le bassin profond et la pente,
- EM1000 pour le plateau continental.

En effet, ces deux sondeurs présentent des caractéristiques techniques différentes (Figure 10) dont les conséquences principales sont une fauchée et des résolutions différentes des deux systèmes (Figure 9). Ces systèmes acoustiques permettent d'obtenir de manière précise et rapide des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie) et des images représentant la réflectivité locale du fond, en fonction de sa nature (imagerie). La réflectivité représente l'amplitude du signal reçu après avoir touché le fond. En fonction de la nature du sol, les ondes vont être plus ou moins bien réfléchies, ainsi un fond avec une forte réflectivité correspondra généralement à des matériaux durs, contrairement à un fond à faible réflectivité qui correspondra à des matériaux hétérogènes et dispersera d'avantage les ondes. Cependant l'imagerie ne sera pas utilisée dans cette étude. Un sondeur multifaisceaux mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions déterminées par les faisceaux de réception du système. Ces faisceaux forment une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire. On explore ainsi le fond sur une large bande (de l'ordre de 5 à 7 fois la profondeur), avec une très grande résolution. Ces données seront utilisées par la suite pour la confection des MNT, permettant une visualisation 3D de la bathymétrie.



**Figure 9 :** Portée (largeur de la fauchée) des 3 sondeurs de l’Ifremer, l’EM12 en bleu, l’EM300 en vert, et l’EM1000 en rouge.

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

**Figure 10** : Caractéristiques techniques des deux sondeurs Ifremer utilisés lors de MARADJA 2003 (IFREMER).

### ***3.1.2 Exploitation des données bathymétriques***

Les données bathymétriques ont été utilisées sous forme de MNT et exploitées grâce au logiciel : ArcGIS Desktop qui comprend une série d'applications intégrées permettant d'effectuer des tâches de SIG comprenant : la cartographie, l'analyse géographique, l'édition, la compilation et la gestion des données, la visualisation et le géo traitement. Ce logiciel m'a donc permis de réaliser un SIG de la zone de grande Kabylie afin de créer mes cartes en fonction de la problématique, à partir d'une base de données maintenue en partenariat avec l'IFREMER. J'ai donc réalisé des cartes de pentes, de topographie ombrée, et des catalogues sismiques géo-référencés (à partir de données du NEIC).

## ***3.2 Sismique réflexion***

### ***3.2.1 Acquisition***

La sismique réflexion consiste en un émetteur (la source), envoyant des ondes acoustiques qui vont être réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol, puis enregistrées par un récepteur appelé flute sismique lui-même composé d'un ou plusieurs éléments appelés traces. L'ensemble du dispositif est tracté derrière le navire avec une géométrie constante de la source et du récepteur. Lors des deux campagnes MARADJA, différentes configurations ont été mises en œuvre. Les sources utilisées sont des canons à air de type GI (Générateur/Injecteur) fabriqués par l'entreprise Tou-

lonnaise SODERA devenue une filiale de CGG en 2002. Ce type de canons permet de compenser l'effet néfaste causé par l'oscillation de la bulle, en injectant un deuxième volume d'air afin d'amortir l'oscillation du signal. Pour la première campagne deux dispositifs ont été installés successivement :

- la sismique 6 traces dite rapide : remorquage à 8 nœuds, cadence de tir 11,9 sec,
- la sismique 24 traces dite « hautes résolution » : les canons utilisés sont de type miniGI : 13/13 in<sup>3</sup> à bâbord et 24/24 in<sup>3</sup> à tribord.

Pour MARADJA 2/SAMRA à bord du Suroît, deux types de configurations sismiques ont également été utilisées :

- la sismique 24 traces (300m) : le dispositif d'émission a été modifié, par rapport à MARADJA 2003. En effet, un nouveau dispositif de canons GI à air a été utilisé afin d'augmenter la puissance de la source et donc la pénétration du signal. La source se composait de deux canons de type GI : 45/45 in<sup>3</sup> à tribord et 105/105 in<sup>3</sup> à bâbord. La fréquence utilisée pour la sismique 24 traces est de 50-55hz, elle permet une résolution verticale de 5m et une résolution horizontale de 25m.
- sismique 72 traces (600m) : première utilisation de cette sismique lors de la campagne MARADJA 2. La source était composée de 5 canons : 2 canons GI 45/45 in<sup>3</sup> à tribord et 3 mini GI 35/35 in<sup>3</sup> à bâbord. La fréquence utilisée (haute résolution) est située entre 50 et 250hz ce qui permet une résolution verticale de 2 m et une résolution horizontale jusqu'à 10m.

### ***3.2.2 Exploitation des données de sismique réflexion***

Les données sismiques ont été chargées au format SEG Y dans un logiciel de représentation et d'interprétation de données sismiques fonctionnant sur PC : *The Kingdom Software 8.1*. Ce soft possède de nombreux outils nécessaires pour l'analyse de données sismiques, comme la possibilité de pointer des horizons, de calculer des grilles et des contours, de générer des cartes de profondeur. Kingdom permet l'importation de différents types d'études sismique, en 2D et en 3D. Ce logiciel m'a permis de croiser les profils afin de suivre en 3D les réflecteurs, et donc d'observer leurs variations spatiales sur toute la zone.

Au début de l'étude des données sismiques sous *Kingdom Software*, nous avons vérifié systématiquement les croisements entre profils et noté d'importants décalages en temps. L'erreur était liée aux fichiers de navigation qui étaient inversés sur certains profils, ce qui avait pour conséquence de charger les profils à l'envers. Les fichiers de navigation ont été convenablement refaits, ce sont des fichiers à trois colonnes, deux pour les coordonnées (latitude/longitude) et une pour le CDP per-

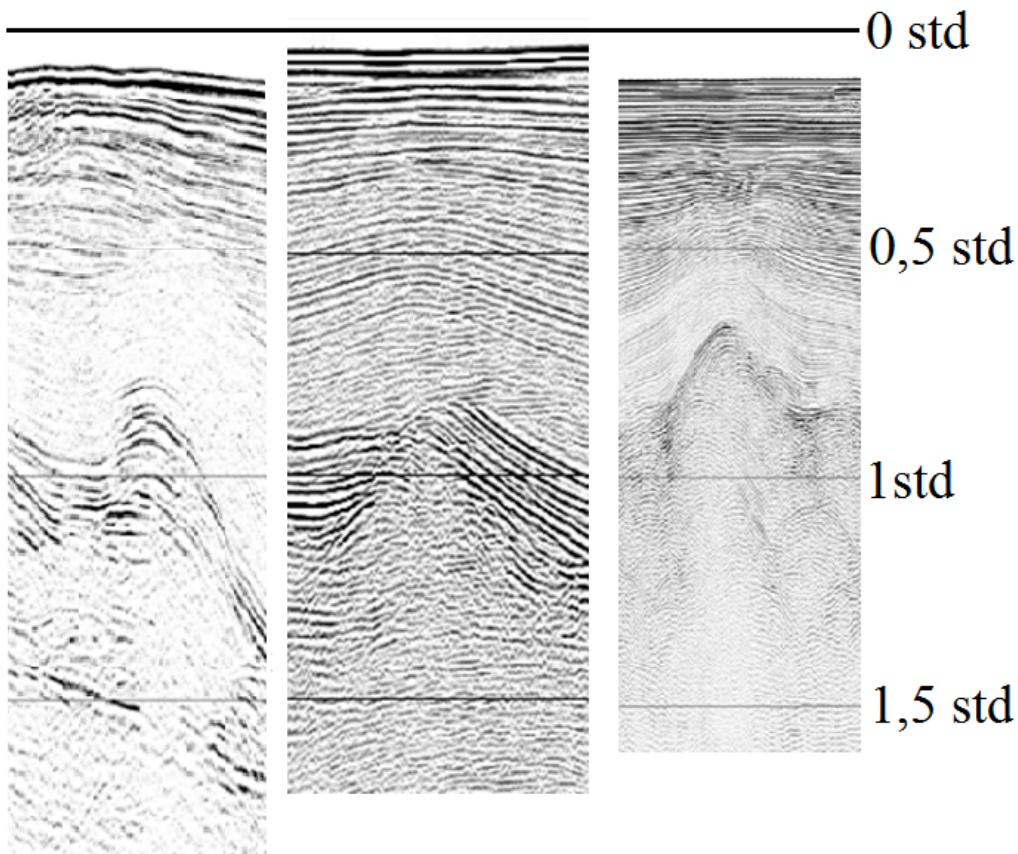
mettant la correspondance avec les traces stackées des fichiers SEG Y (autrement dit une position (X,Y) par CDP du SEG Y). En effet lors du chargement de données sismiques, si les en-têtes SEG Y sont mal renseignés en position, la démarche se déroule en deux temps : 1) chargements des positions, et 2) chargement des données SEG Y correspondantes.

### 3.3 Comparaison des différents dispositifs sismiques

Tous les profils ne proviennent pas de la même campagne, il est donc nécessaire de noter les différences de pénétration (Tableau 1) et de résolution (Figure 11) des sismiques utilisées avant d'entamer l'interprétation croisée des profils. Lors de MARADJA 1, l'utilisation de la sismique 6-traces assure une meilleure pénétration sous le sel (environ à 2std), mais avec une résolution moyenne, ce dispositif est donc très intéressant pour l'observation des structures infra messinienne. La sismique 24-traces de MARDAJA 2003 quant à elle, est limitée par la couche de sel (pénétration jusqu'à 1,2std en moyenne). Pour MARADJA 2, les sources utilisées pour la sismique 24-traces, ont été modifiées, comme vu précédemment la pénétration paraît meilleure atteignant 1,5std. En clair nous avons donc une sismique 6-traces de faible résolution très pénétrante, une sismique 24-traces de haute résolution faiblement pénétrante pour MARADJA1. Une sismique 24-traces haute résolution avec une bonne pénétration pour MARADJA2, et une sismique 72-traces très haute résolution, mais ne permettant pas de voir sous le sel (voir tableau 1).

	MARDJA 2003	MARDAJA 2/SAMRA
6-traces	2 std	
24-traces	1,2std	1,5std
72-traces		1std

**Tableau 1** : Récapitulatif des valeurs de pénétration moyenne estimées, en seconde temps double (std) pour chaque type de sismique utilisé lors des missions MARADJA.



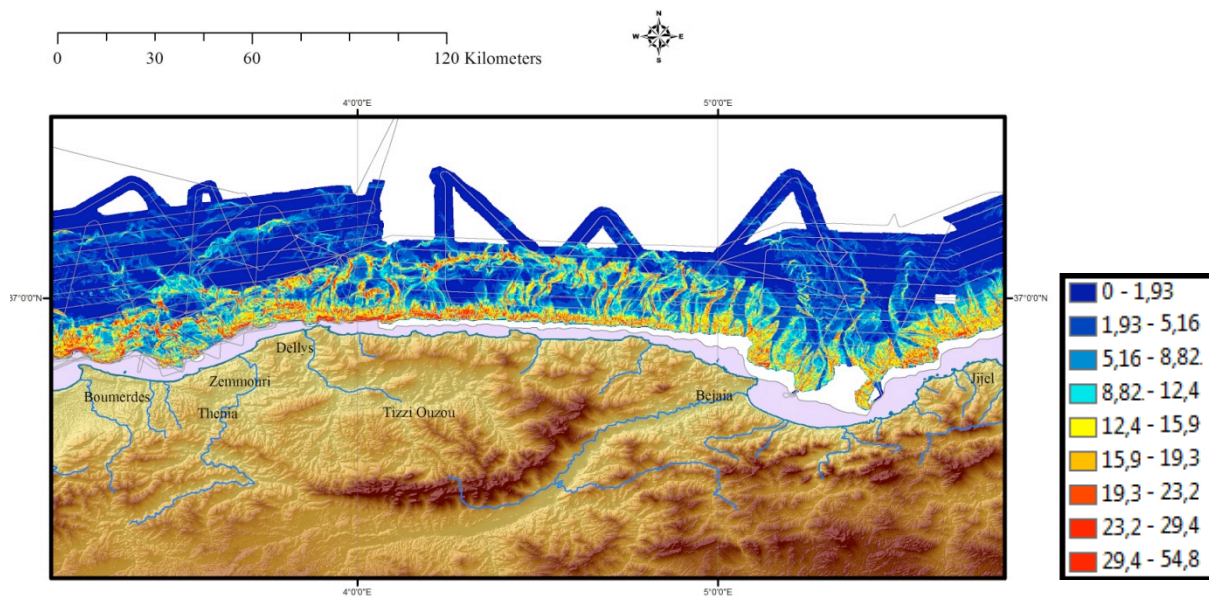
**Figure 11** : Comparatif des données acquises avec trois dispositifs sismiques différents lors des campagnes MARADJA, de gauche vers la droite : 6 traces MARADJA 1 (2003), 24 traces et 72 traces MARADJA 2 (2005).

Pour comparer les résolutions, on peut observer l'épaisseur du premier réflecteur et la fréquence des réflecteurs, on remarque alors, la finesse de la sismique 72-traces et la haute fréquence des réflecteurs par rapport à la sismique 6-traces. La différence est moins nette entre les sismiques 6-traces et 24-traces, cependant les structures sédimentaires sont plus visibles sur la 24 traces. En fait, les différents sismiques sont complémentaires et leurs intérêts réciproques dépendent essentiellement des objectifs de l'étude. Dans le cadre de ce travail, on s'intéresse principalement aux séries fin miocènes à actuelles, les sismiques sont donc adaptées.



## 4. Résultats

### 4.1 Morphologie générale de la marge

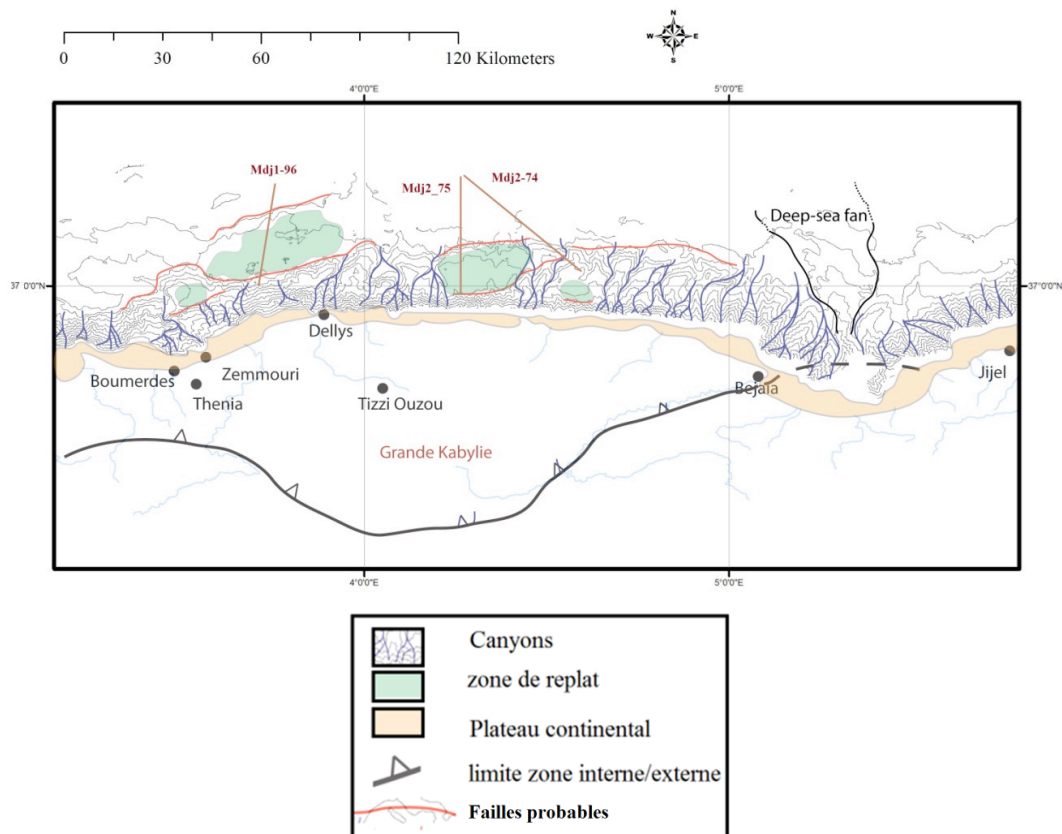


**Figure 12 :** à terre topographie ombrée calculée à partir de données SRTM ; en mer, carte des pentes sous-marines (valeur de la légende en degrés), du rouge pour les plus fortes au bleu marine pour les plus faibles calculées à partir du MNT issu des données bathymétriques. Le léger tracé en gris correspond aux navigations des campagnes MARADJA et la zone grisée au plateau continental.

La carte des pentes (voir figure 12) a été réalisée à l'aide du logiciel ArcGIS, les valeurs de pendage ont été calculées à partir de la bathymétrie obtenue par les sondeurs multifaisceaux utilisés lors des deux campagnes MARADJA. L'observation des changements de pendage, parfois brutaux, permet de faire ressortir des surfaces planes situées en bas de pente. Ces replats sont inégalement répartis dans la zone d'étude et occupent des surfaces variables (Figure 13). Dans la partie ouest, ils occupent plutôt de grandes surfaces en pied de pente (Mdj1-96) tandis que, vers l'est, ils semblent situer plus « haut » sur la pente (Mdj2-75) pour finalement s'atténuer vers l'est laissant place à une marge raide plus classique. Il pourrait exister une segmentation liée à un fort héritage structural. La structure interne de ces replats sera décrite par la suite grâce aux données de sismique. Ces structures soulèvent des questions sur l'évolution de la marge.

De manière générale, entre Boumerdès et Bejaia la marge forme un arc de cercle, correspondant à l'allure générale de la côte. Le plateau continental est très étroit, inférieur à 10km en moyenne. Il devient plus large au niveau de la baie de Bejaia où il atteint 15km. Les pentes sont très fortes en moyenne entre 10 et 20 degrés et peuvent localement atteindre plus de 50 degrés (Figure 12). Ces

pentes sont incisées par de nombreux canyons orientés NW-SE entre Thenia et Dellys, puis N-S à NNE-SSW entre 4°0'0''E et 5°0'0''E, et enfin vers Bejaïa la marge formant un arc de cercle, nous retrouvons des canyons orientés NE-SW. Certaines parties de la zone, généralement dans la continuité des canyons au fond du bassin Algérien, présentent une morphologie associée aux systèmes turbiditiques. À l'Est de notre secteur, vers la baie de Bejaïa nous retrouvons le deep-sea fan de la Soummam, qui s'étend jusqu'à plus de 60 km de la côte, alimenté par deux grands canyons sous-marins dont notamment le canyon sous-marin de Bougie. La partie la plus profonde du bassin algérien est située aux environs de -2800 m.



**Figure 13 :** Carte morpho-structurale de la marge faisant face à la Grande Kabylie.

Les accidents soulignés au large de Boumerdès (voir figure 13) pourraient correspondre à une expression de surface, des structures actives lors du séisme de 2003 et de ses répliques. En effet les épicentres soulignent l'existence des structures actives sous le pied de pente à l'erreur de localisation prêt (Annexe 1 : localisation des séismes du 21/05/2003).

A l'Est de Dellys jusqu'à Bejaïa, peu de séismes sont localisés sur la carte (Annexe 2 : Localisation des séismes de 1973 à 2008) mais il faut prendre en compte la faible étendue dans le temps du catalogue utilisé seulement trente cinq ans (catalogue NEIC 1973 à 2008). Cette période de temps n'est probablement pas suffisante pour affirmer que le secteur de Dellys à Bejaïa n'est pas actif. Cette zone à l'Est de Dellys forme donc ce que l'on pourrait appeler un « gap » dans la sismicité

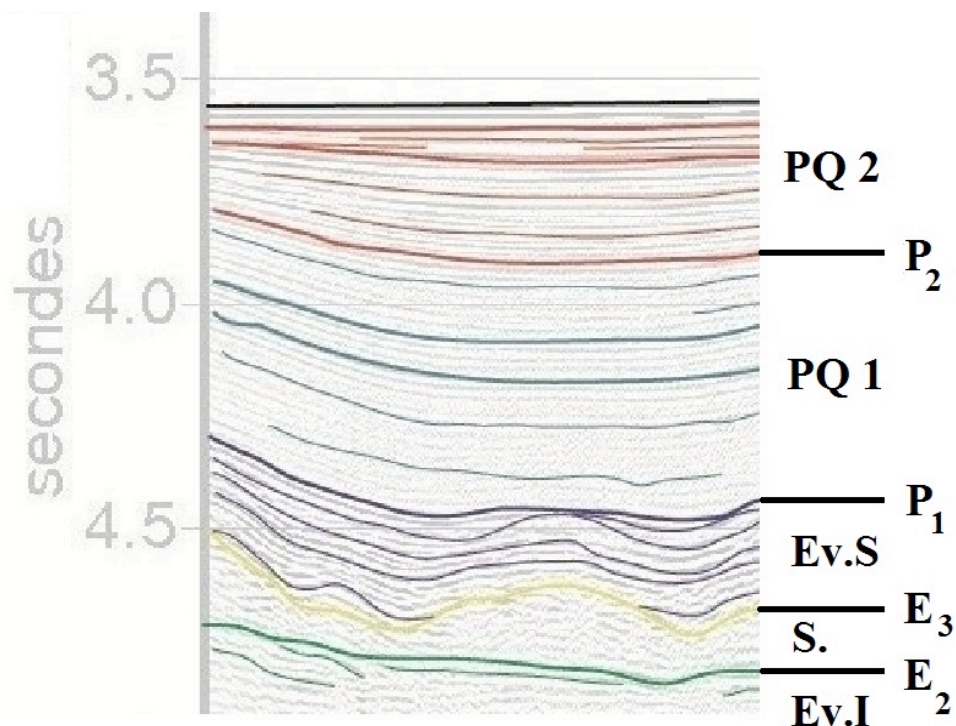


local dans le laps de temps pris en compte essentiellement marquée par les événements majeurs et leurs répliques comme le séisme de 2003. Cependant des structures sous-marines comparables à celles identifiées comme potentiellement actives lors du séisme de 2003 sont mises en évidence (Domzig, 2006).

En conclusion, la morphologie générale de la marge faisant face à la Grande Kabylie est soulignée en bas de pente par de forts dénivelés séparant des replats principalement vers l'ouest. Ces ressauts topographiques importants sont potentiellement associés à des failles héritées de l'histoire de la marge dont l'histoire demeure complexe et qui pourraient être réactivées à la faveur d'une inversion de la marge. Cependant les données morphologiques sont insuffisantes, pour caractériser ces déformations en profondeur, il est nécessaire d'utiliser la donnée sismique, qui nous permet d'observer et d'analyser la structure du sous-sol.

## 4.2 Analyse et interprétation des profils sismiques

### 4.2.1 Principales unités sismiques



**Figure 14** : unités sismiques « typiques » du bassin Algéro-Provençal, issues du profil 24-traces Mdj2-75. La série décrite se compose de 5 unités : L'unité supérieur Plio-quaternaire (PQ 2), l'unité inférieure Plio-quaternaire (PQ 1); Evaporites supérieures (Ev.S); sel messinien (S.); Evaporites inférieures (Ev.I).

Les données sismiques utilisées sont globalement de haute résolution et présentent une pénétration limitée : 1,2 std à 2 std sous le fond en fonction de la sismique utilisée (voir chapitre 3.3), autrement

dit les premiers kilomètres de la couche sédimentaire. Les données n'atteignent donc pas l'ensemble de la pile sédimentaire du bassin (8 à 10 km d'épaisseur en moyenne (Roca et al., 2004)), et encore moins la croûte « océanique ». Les horizons les plus profonds observés, seulement sur la sismique 6-traces de MARADJA 2003, correspondent aux niveaux *infrasalifères* (Miocène supérieur). Les données sismiques révèlent de manière générale la succession suivante depuis les horizons les plus anciens (voir figure 14) :

- les *évacorites inférieures* (Ev.I, toit E2 en vert) marquent le début de la série des évaporites messiniennes, les réflecteurs sont non continus, avec une amplitude faible, ils sont masqués par la présence du sel messinien sus-jacent.
- Le *sel messinien* (S., toit E3 en jaune), souligné à sa base par un fort réflecteur vert (E<sub>2</sub>) marquant la limite avec les Ev.I, forme des dômes (diapirisme lié au fluage du sel), son épaisseur est très variable, et son faciès acoustique est transparent. Ce niveau est principalement composé d'halite et de sel potassique (forage *glomar challenger*, Auzende 1978).
- Les *évacorites supérieures* (Ev.S, toit P1 en bleu marine) généralement déformées par les dômes de sel sous-jacent, sont d'épaisseurs variables, les réflecteurs sont bien marqués, l'amplitude est forte, et le contenu fréquentiel est relativement bas. Globalement les Ev.S sont composées de marnes dolomitiques, d'anhydrite ainsi que de conglomérats. La vitesse moyenne des ondes sismiques qui traversent les séries salifères et évaporitiques varie entre 3,7 et 4,5 km/s.

Enfin nous avons les unités Plio-quadernaires, les plus épaisses de notre série (voir annexe 3 : carte des épaisseurs des sédiments Plio-quadernaire, de la marge faisant face à la Grande Kabylie) la vitesse des ondes sismiques est de 2 km/s en moyenne. Nous noterons deux faciès sismiques distincts et donc deux sous-unités :

- la première est située juste au dessus des évaporites supérieures séparée par la limite P<sub>1</sub> (bleu marine), elle est nommée *unité inférieure Plio-quadernaire* (PQ 1, bleu-vert), elle possède des réflecteurs continus de faible amplitude, et un contenu fréquentiel relativement haut. Le passage à la deuxième unité PQ 2 est diffus, il est donc difficile de mettre une limite P<sub>2</sub> bien distincte entre ses deux sous-unités ;
- la seconde unité, nommée *unité supérieure Plio-quadernaire* (PQ 2, rouge) possède aussi des réflecteurs bien continus, mais avec une amplitude forte et un contenu fréquentiel relativement plus bas. L'alternance faible/forte amplitude de cette dernière sous-unité pourrait être liée aux variations eustatiques quadernaires. Ces variations du niveau marin ont pour conséquence la modification des conditions de dépôts se matérialisant par une alternance de dépôts d'origine pélagique (réflecteurs clairs) et de dépôts turbiditiques (réflecteurs noirs).

## 4.2.2 Interprétation des profils sismiques

Profil Mdj2-75 (voir figure 15)

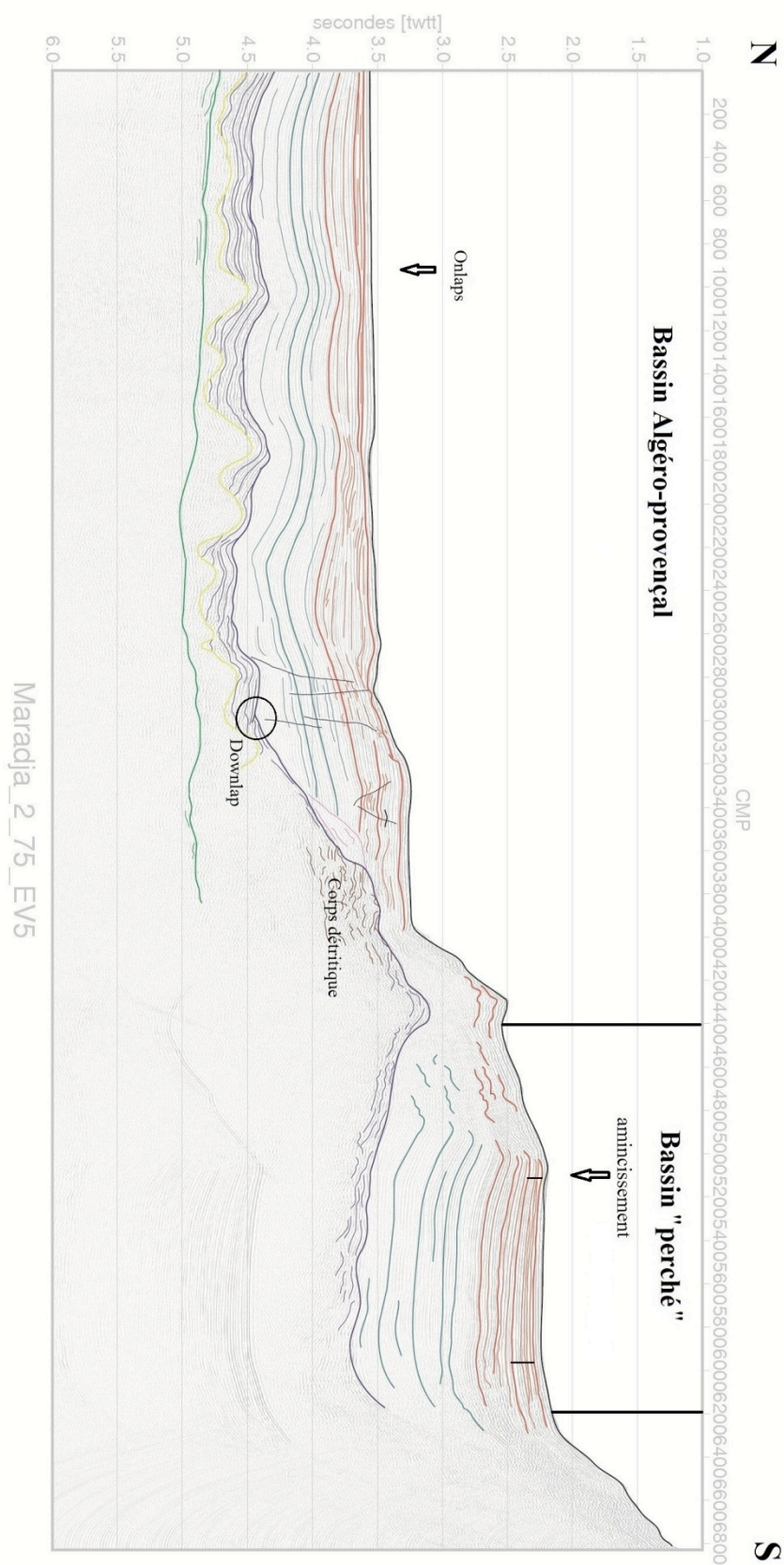


Figure 15 : profil Mdj2-75, line drawing superposé au profil d'origine.

Nous observerons le profil Mdj2-75 orienté N-S, passant près de Tigzirt. Ce profil provient de MARDJA2 il s'agit d'une sismique 24 traces. Ce profil est intéressant, car il recoupe perpendiculairement la marge, du haut de la pente, jusqu'aux parties plus profondes du bassin Algérien, en passant par les replats repérés dans la morphologie (voir figure 13) possiblement limités par des failles (partie 4.1). Ainsi on remarque grâce au profil sismique que ce replat correspond à un bassin « perché ». Une analyse détaillée des principales unités et des relations entre les réflecteurs va permettre de comprendre et de tenter de replacer relativement les déformations dans le temps. Les noms des séries sont précisées sur la figure 14.

-*La limite supérieure des évaporites inférieures* (E<sub>2</sub>, vert), souligne la couche de sel messinien sur la longueur du profil jusqu'au CDP 3200, puis semble continuer sous la pente jusqu'au CDP 4000. Cette limite se trouve à 4,8 std de profondeur environ, ce qui signifie que la pente était différente de la morphologie actuelle.

- *Le sel messinien* (S., toit E3 en jaune) forme de nombreux diapirs, certains de ces diapirs semblent être scellés comme entre le CDP 800 et 1200 ce qui avancerait l'idée que la tectonique salifère est arrêtée ou fortement ralentie, cependant ce seul indicateur ne suffit pas pour avoir des certitudes, car on ne peut pas déterminer ce qui se passe latéralement. Le S. est visible entre le CDP 1 et CDP 3200. Le S. n'est plus visible sous les Ev.S du bassin perché entre le CDP 4400 et 6400. L'épaisseur des diapirs varie entre 0,2 et 0,5 std.

- *L'unité des évaporites supérieures* (Ev.S, bleu marine) est visible sous le fond du bassin Algérien et au niveau du bassin perché, c'est-à-dire du CDP 1 au CDP 6400, l'épaisseur de cette unité varie entre 0,1 et 0,4 std. Cette unité présente une structure anisopaque, et les réflecteurs qui soulignent les couches qui la composent forment de nombreux onlaps avec la surface E<sub>3</sub>. Ceci nous indique que les dépôts de la série des Ev.S, ont accompagné la déformation induite par la tectonique salifère précoce du sel sous-jacent. Au niveau du CDP 3200 le réflecteur correspondant à la limite P<sub>1</sub> au niveau de la pente forme un downlap avec le réflecteur correspondant à la limite P<sub>1</sub> au niveau du fond du bassin Algérien (voir figure 15). Ceci indiquerait que les réflecteurs P<sub>1</sub> qui correspondent à la limite Ev.S/PQ 1, ne sont pas tout à fait les mêmes entre la pente et le fond du bassin Algérien, ils pourraient être décalés dans le temps. Entre les CDP 3400 et 4000, on identifie une masse au faciès chaotique (marron) pouvant s'apparenter à un corps détritique, mis en place en relation avec les Ev.S, cependant le *timing* est difficile à définir par rapport au sel. Les relations du toit de ce corps (bleu marine : P<sub>1</sub>) avec le toit des évaporites supérieures dans le bassin (voir ci dessus, downlap

figure 15) suggèrent qu'au moins les parties supérieures de ce corps soient tardives par rapport aux Ev.S.

- *L'unité inférieure Plio-quaternaire (PQ 1, bleu-vert)* est visible tout le long du profil, elle contient des réflecteurs continus et parallèles, la série est globalement isopaque et mesure environ 0,5 std d'épaisseur sur le fond du bassin Algérien, ceci est interprété comme un indice du fort ralentissement voire d'arrêt de la tectonique salifère antérieurement au dépôt de la série PQ 1. Le PQ 1 nappe les Ev.S sous-jacentes entre le CDP 1 et le CDP 3000. Au niveau du bas de pente entre le CDP 3000 et 3400 l'unité PQ 1 forme des onlaps avec la limite P<sub>1</sub>, ceci indique que la pente existait avant le dépôt du PQ.

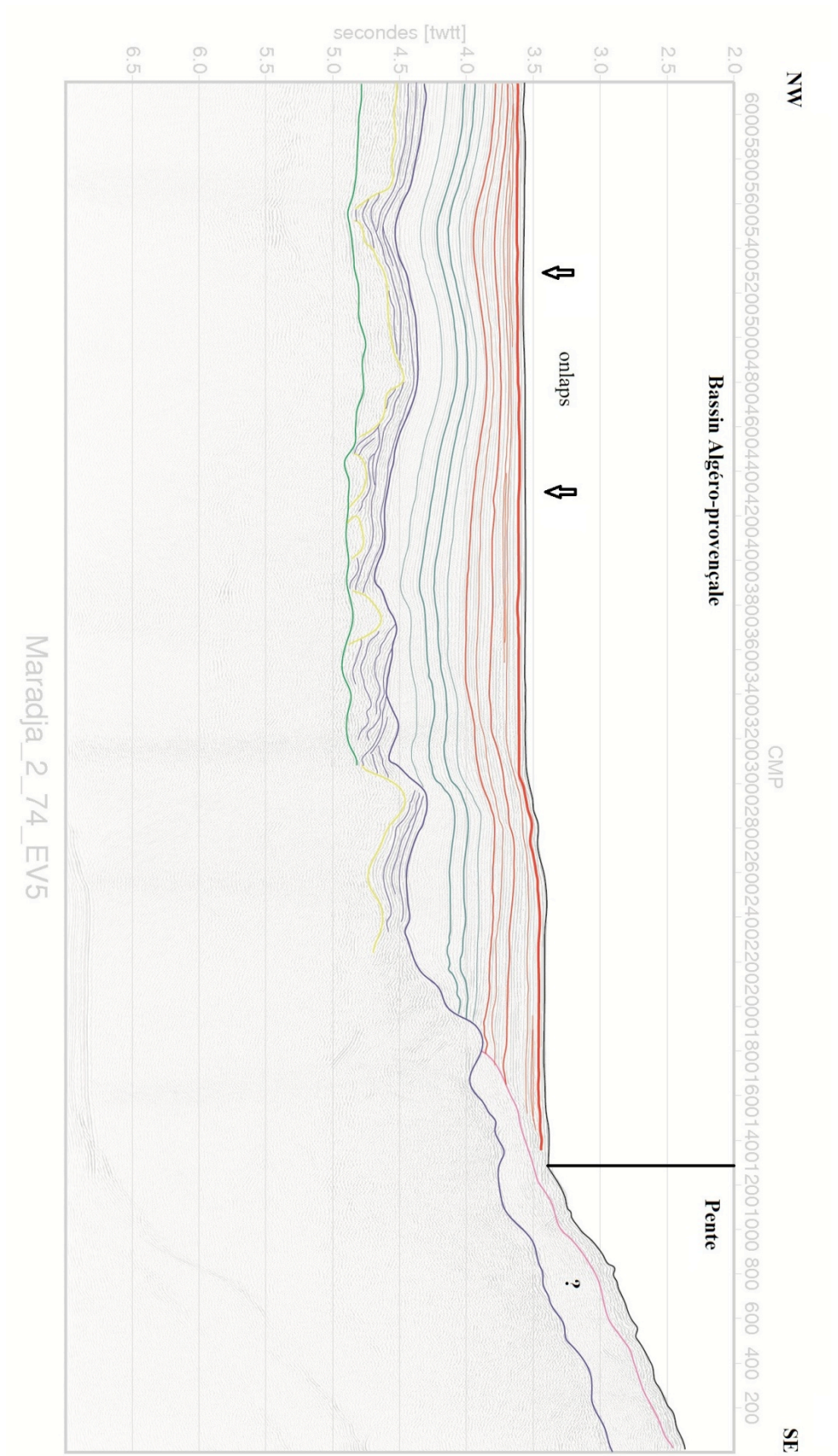
On peut noter la présence d'un dépôt particulier (rose) entre le CDP 3400 et 3600, il possède un faciès acoustique quasi-transparent, l'unité PQ 1 forme aussi des onlaps avec la surface de cette unité. Sachant que la pente existait déjà, cela signifie probablement que ce dépôt est lié une instabilité de pente postérieure aux évaporites supérieures et manifestement antérieure au Plio-quaternaire.

- *L'unité supérieure Plio-quaternaire (PQ 2, rouge)* présente une structure anisopaque, cependant les variations d'épaisseurs sont très faibles. Les dépôts supérieurs de la série forment des onlaps sur les dépôts sous-jacents comme au niveau du CDP 1000 à 3,6 std, et du CDP 1200 à 3,5 std, ceci pourrait indiquer une déformation récente extrêmement ténue dont l'origine reste à discuter (tectonique salifère ?), cependant la géométrie observée est compatible avec des structures d'origine sédimentaire liées à la dynamique des dépôts récents en réponse aux courants de fond.

- *Les unités Plio-quaternaire situées au niveau du bassin perché*, sont en première approximation, globalement isopaques. En regardant de façon plus détaillée, on remarque pour la partie supérieure de l'unité PQ 2 la présence d'onlaps, ainsi qu'un amincissement des séries vers le bord du bassin. En effet à l'aplomb du CDP 5100, les séries sont moins épaisses, qu'au niveau du CDP 5800. Ceci indique un basculement du bassin et donc une déformation récente permettant ce remplissage du bassin en éventail.



**Profil Mdj2-74 (voir figure 16)**



**Figure 16** : profil Mdj2-74, *line drawing* superposé au profil d'origine.

Le profil Mdj2-74 est comparable au profil Mdj2-75, on retrouve les mêmes unités que précédemment, cependant il ne recoupe pas de replat, nous avons donc “simplement” la pente et les séries déposées sur le fond du bassin Algérien, on peut noter que la morphologie est différente à l’Est du profil 75 (voir figure 13, chapitre 4.1) dans le secteur ouest de notre zone d’étude où l’on observe une marge raide plus classique. Ce profil est orienté SE-NW, il provient de MARADJA2 il s’agit d’une sismique 24 traces.

- *La limite supérieure des évaporites inférieures*, ( $E_2$ , vert), est visible du CDP 6000 à 3000, à une profondeur de 4,8 std, vers le sud le réflecteur a une amplitude trop faible pour être suivi.

- *Le sel messinien* (S., jaune) montre une géométrie variable, il forme des diapirs entre 0,1 et 0,4 std d’épaisseur. Cette unité est visible du CDP 6000 à 2200, mais plus sous la pente.

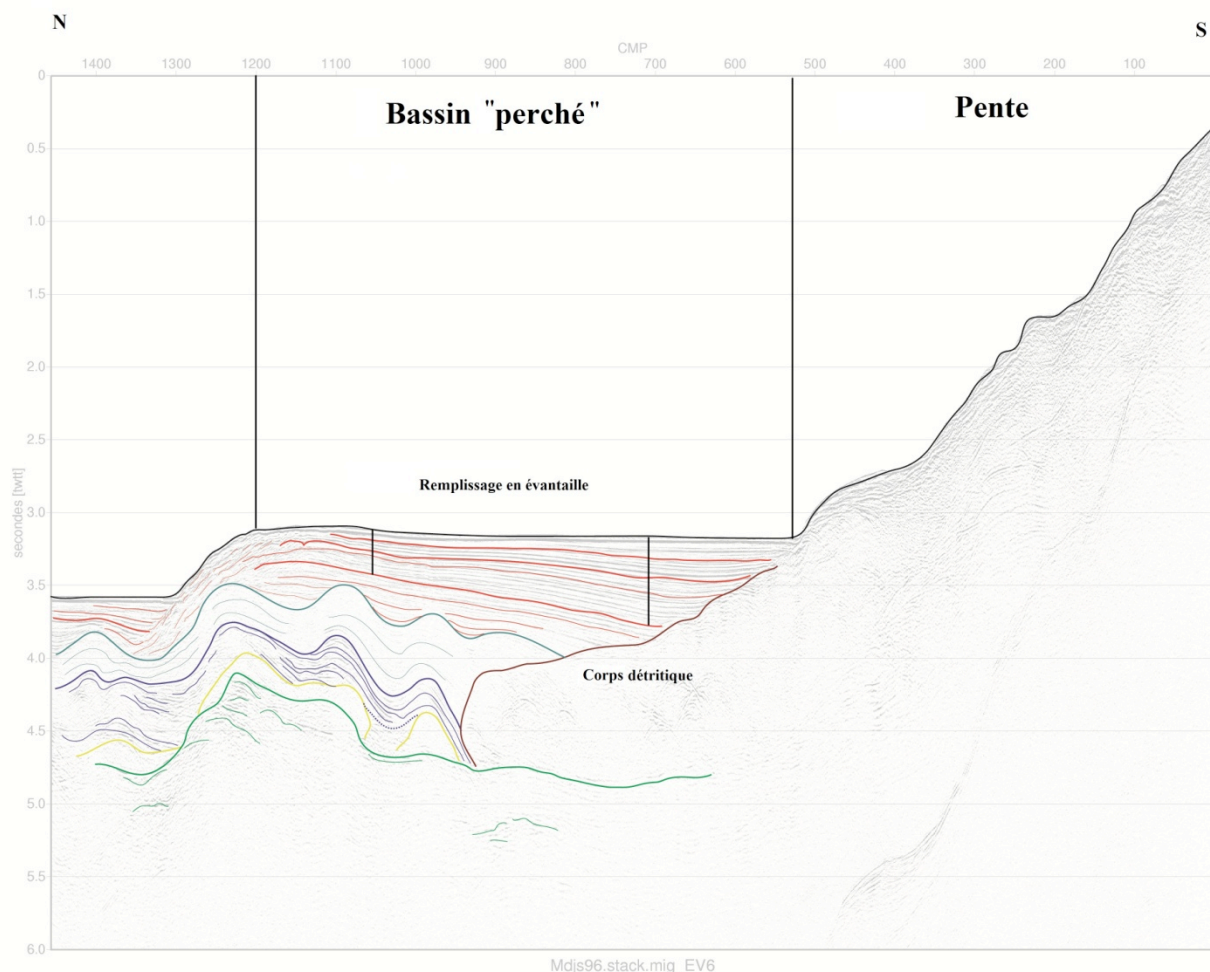
- *L’unité des évaporites supérieures* (Ev.S, bleu marine) visible sur tout le profil. Ev.S est une unité anisopaque, l’épaisseur varie entre 0,2 std et 0,4 std. Les dépôts forment des onlaps au sein de la série mais aussi sur S. sous-jacent, comme précédemment pour le profil Mdj2-75, ceci nous indique que les dépôts de la série Ev.S, ont accompagné la déformation induite par la tectonique salifère précoce du sel. Cette déformation liée au fluage du sel semble alors synchrone sur les deux profils Mdj2-75 et Mdj2-74.

- *L’unité inférieure Plio-quadernaire* (PQ 1, bleu-vert) est globalement isopaque, avec une épaisseur moyenne de 0,7 std, comme pour le profil Mdj2-75 ceci est interprétée comme le fort ralentissement voire l’arrêt de la tectonique salifère antérieurement au dépôt de la série PQ 1. On peut encore noter le synchronisme avec le profil Mdj2-75. L’unité PQ 1 nappe la série sous-jacente Ev.S dans le bassin Algérien. Puis sur la pente entre le CDP 2400 et 2000 les dépôts forment des onlaps sur P1 situé au toit de unité Ev.S dans le bassin. Ceci indiquerait que la pente existait déjà lors du dépôt de la série PQ1. Entre le CDP 2000 et le CDP 1, on note la présence d’une unité dont le toit est souligné en rose située au dessus de la limite P1 et présentant un faciès acoustique comparable à l’instabilité décrite sur le profil Mdj2-75. Elle est située dans une position stratigraphique qui paraît équivalente mais représente une masse majeure pour laquelle la pénétration et la résolution de la sismique ne permettent pas de donner une interprétation claire.

- L'unité supérieure Plio-quadernaire (PQ 2, rouge) présente de fortes alternances en amplitude, et une structure anisopaque, cependant les variations d'épaisseurs sont faibles. Les dépôts supérieurs de la série forment des onlaps, (CDP 5800 à 3,6 std et CDP 4400 à 3,7 std) comme sur le profil Mdj2-75, l'interprétation est semblable.

### ***Profil Mdj1-96 (voir figure 17)***

Le profil Mdj1-96 orienté S-N est situé à l'Ouest du profil Mdj2-75, et provient de la campagne MARDAJA 2003, il s'agit de sismique 6 traces (localisation Figure 13). Le profil est centré sur un bassin perché de bas de pente correspondant au secteur ouest de la zone d'étude où les replats occupent des surfaces plus importantes et sont situés plus profondements (voir figure 13, chapitre 4.1).



**Figure 17** : profil Mdj1-96, line drawing superposé au profil d'origine



- *Les évaporites inférieures* (Ev.I, vert), la pénétration de la sismique 6 traces sous le sel permet d'observer des réflecteurs profonds, et d'estimer l'épaisseur des évaporites inférieures. Le réflecteur le plus profond observable est situé à 5,2 std. La limite  $E_2$  se prolonge sous un corps chaotique possiblement détritique de manière comparable aux observations du profil Mdj2-75.

- *Le sel messinien* (S., jaune), les dômes salifères s'observent sous l'ensemble du bas de pente et en particulier sous la structure apparentée à un bassin perché entre les CDP 1000 et 1300, ainsi que sous la zone du bassin Algérien entre les CDP 1300 et 1500. La présence indiscutable du sel sous le bassin du profil Mdj1-96 est déjà une différence majeure avec le profil Mdj2-75. Leur position topographique respective n'est peut-être pas étrangère à cette observation.

- *L'unité des évaporites supérieures* (Ev.S, bleu marine), a une épaisseur quasi constante au niveau du bassin perché entre les CDP 1200 et 900, on observe peu d'onlaps avec la limite  $E_3$ , le dépôt des Ev.S semble ici être antérieur à la tectonique salifère ou celle-ci était extrêmement faible. Vers le nord, l'unité présente une épaisseur plus importante dans le bassin qui peut être simplement liée à la morphologie préexistante de la marge, permettant un dépôt plus important des évaporites.

- *L'unité inférieure Plio-quadernaire* (PQ 1, bleu-vert) est anisopaque, son épaisseur varie entre 0,2 std et 0,6 std. L'unité PQ 1 subit un amincissement entre le CDP 900 et le CDP 1200 et des variations d'épaisseur de plus courte longueur d'onde. Ces variations d'épaisseur sont probablement liées à la tectonique salifère qui s'initie pendant le dépôt de cette unité

- *L'unité supérieure Plio-quadernaire* (PQ 2, rouge), les réflecteurs du bas de la série forment des onlaps sur la limite  $P_2$  (toit de PQ1). Les premiers réflecteurs pointés formant *onlaps* sont plissés et ce plissement s'amortit vers le haut de l'unité jusqu'à des réflecteurs rectilignes qui soulignent probablement la fin de la tectonique salifère à cet endroit. Ce *timing* possible de la tectonique salifère plus tardive est une seconde différence avec le profil Mdj2-75 où on la situe plutôt pendant le dépôt des Ev.S.

## **5. discussion**

D'après les données GPS, une partie de la convergence relative entre l'Afrique et l'Europe est accommodée en mer (Calais et al, 2003 ; Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni et al. 2007), car la collision et le collage des zones internes au Miocène ont probablement favorisé le transfert des contraintes à la limite continent/océan (Mart et al., 2005). Cette accommodation de la convergence dans notre zone d'étude peut-elle être mise en évidence par l'enregistrement sédimentaire comme dans d'autres secteurs de la marge (Deverchère et al., 2005) ?

De plus la marge Algérienne a enregistré un événement sédimentaire particulier, la crise messinienne. Cette histoire commencée il y a 30-35 Ma est un processus progressif qui a conduit à l'isolement de la méditerranée entre 6 et 5,3 Ma (Jolivet et al., 2006), à l'origine du dépôt d'une importante épaisseur d'évaporites dont du sel. Ce sel qui a la propriété de fluer et former des diapirs est donc à l'origine du tectonique salifère majeure.

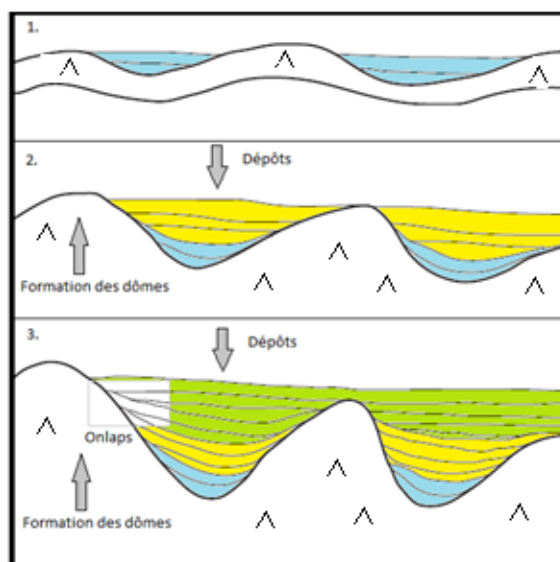
La marge Kabyle possède enfin un héritage tectonique fort, lié à l'extension débutée à l'Oligocène, (Rosenbaum et al., 2002) permettant l'ouverture des bassins de Méditerranée Occidentale ; des structures en blocs basculés ou équivalentes traduisant l'amincissement des unités kabyles existent probablement sous les sédiments, mais ne sont pas visibles sur les profils utilisés.

Ainsi le message à décoder est-il complexe entre l'héritage structural de la marge, les effets de la tectonique salifère et l'enregistrement sédimentaire d'une possible reprise en compression de la marge.

### **5.1 Tectonique salifère**

Les principaux indices permettant de déterminer l'âge de la déformation salifère sont les relations géométriques entre les unités et les réflecteurs soulignant les couches qui les composent. Les *onlaps* et la structure anisopaque des niveaux déformés syntectoniquement restent des indices majeurs (voir Figure 18). La figure 19 illustre schématiquement le principe de dépôt adopté sur lequel repose l'interprétation.

En comparant alors les déformations liées au sel (voir § 4.2.2) sur différents profils (Mdj2-74 et 75 et Mdj1-96), on a pu mettre en évidence un diachronisme possible de la tectonique salifère entre l'Est et l'Ouest du segment Kabyle, Celle-ci semble plus précoce à l'Est et majoritairement contemporaine du dépôt des évaporites supérieures, tandis qu'elle serait principalement Pliocène vers l'Ouest



**Figure 18** : modèles de dépôts accompagnant la croissance des dômes de sel (les couleurs représentées, sont placées arbitrairement pour faciliter la lecture entre chaque étape).

*Étape 1.* Fluage du sel, légère déformation, remplissage des dépressions par des dépôts.

*Étape 2.* Croissance des dômes, progressivement les premiers dépôts se déforment et de nouveaux apports remplissent les dépressions.

*Étape 3.* La croissance des dépôts forme à certains endroits ce que l'on appelle en stratigraphie sismique des onlaps (rectangle gris).

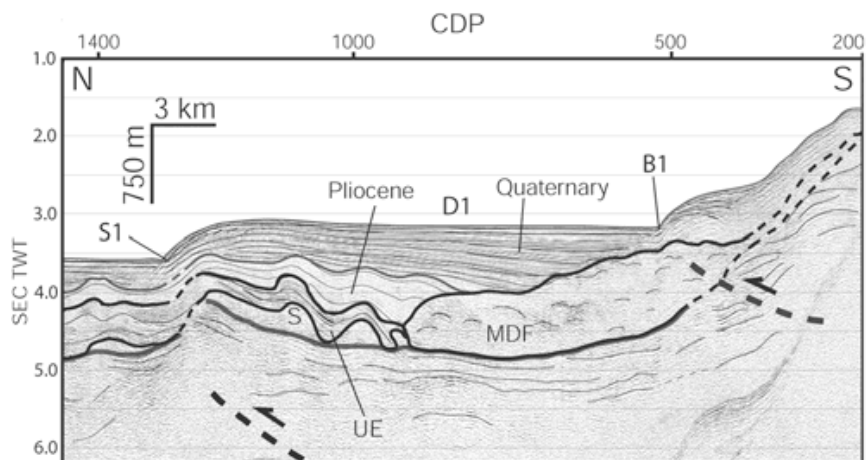
Dans le cas du profil Mdj2-75, ce sont principalement les évaporites supérieures qui présentent cette géométrie caractéristique, tandis que sur le profil Mdj1-96, c'est davantage le Plio-quaternaire qui paraît enregistrer l'halocinèse.

## ***5.2 Indices d'une possible reprise en compression de la marge dans le secteur Grande Kabylie.***

L'unité PQ2 ne présente pas d'indice évident de tectonique salifère en particulier sur les bassins perchés des profils Mdj2-75 et Mdj1-96, à fortiori sur le profil Mdj2-75 où le sel n'est pas visible sous le bassin perché situé plus haut topographiquement (cf. § 4.2.2). Or les bassins semblent affectés par un autre type de déformation. La géométrie des derniers dépôts de l'unité PQ2 témoigne d'un basculement possible des bassins perchés vers le sud sur les profils Mdj2-75 et Mdj1-96 (cf. § 4.2.2) tandis que leur situation topographique semble un héritage précoce de la structure de la marge.

Dans le secteur de la marge correspondant au séisme de 2003 situé plus à l'ouest, Deverchère et al. en 2005 proposent que des failles aveugles inverses (Figure 19) accommodant la convergence entre l'Afrique et l'Europe soient à l'origine du basculement et donc de la géométrie

en éventail observée. L'interprétation du profil Mdj1-96 réalisée dans cet article, propose en effet deux failles inverses localisées en aval et en amont du bassin perché, ici qualifié de bassin en *piggy-back*, c'est-à-dire un bassin qui se crée en contexte compressif délimité par des failles inverses.



**Figure 19** : profil Mdj1-96 interprété (Deverchère et al. 2005).

La géométrie générale du bassin perché du profil Mdj2-75 (Figure 15) est globalement comparable bien que la situation du bassin soit un peu différente et que l'éventail sédimentaire soit moins développé. En revanche vers l'est, le profil Mdj2-96 trop court ne semble pas présenter de structure comparable et la marge devient d'ailleurs plus raide (cf. § 4.1) et étroite. C'est en allant beaucoup plus à l'Est (secteur d'Annaba) que l'on va retrouver des structures comparables décrites par Kherroubi et al. en 2009. Les auteurs (en l'absence de forage et donc de datations) tentent ici une estimation de l'âge de la déformation récente qui se situerait à  $0,9 \pm 0,09$  Ma. Ce calcul comprend plusieurs approximations, notamment la vitesse moyenne de propagation des ondes sismiques ( $2 \pm 0,2$  km/s) et le taux de sédimentation calculé à partir de la limite Messinien/Pliocène à 5,3Ma.

En adoptant la même démarche passant par l'estimation du taux de sédimentation pris depuis la limite Messinien/Pliocène, on obtient un âge de 1,1 Ma pour le réflecteur marquant le début de la déformation (repéré sur la figure 15 par les deux segments montrant l'amincissement). Si on applique à nouveau ce calcul pour le profil Mdj1-96, on obtient cette fois un âge 1 Ma. Malgré les nombreuses approximations, l'incertitude sur les pointés, la coïncidence de ces trois valeurs est troublante.

De manière générale, il semble donc que le secteur ouest grande Kabylie enregistre bel et bien une déformation récente qui témoignerait de la reprise en compression de la marge et comparable aux observations faites dans le secteur de Boumerdes plus à l'ouest ou d'Annaba plus à l'est. Le début de cette phase au moins pour les bassins *piggy back* reste sujet à discussion et devra faire l'objet de travaux plus approfondis.

## **6. Conclusion**

Par l'apport de données sismiques et bathymétriques, nous avons caractérisé les différentes unités morpho structurales et sédimentaires qui composent la marge et déterminé les différents types de déformations. Nous avons ainsi repéré les indices permettant de définir les séries qui ont subi la déformation causée par la tectonique salifère et remarqué le caractère diachronique de celle-ci le long du secteur Grande Kabylie. Une analyse précise des indices morphologiques, des enregistrements sédimentaires des unités plio-quadernaires, ainsi que les analogies avec les différents profils interprétés sur d'autre secteur, nous ont permis d'obtenir un réel faisceau de présomption, permettant d'associer les remplissages en éventail des bassins à la probable inversion de la marge. Les modèles actuels proposent pour expliquer l'évolution de ces bassins, l'existence de failles inverses en profondeur qui seraient la continuité des structures accommodant la convergence dans sa partie marine et qui auraient par exemple jouer lors du séisme de 2003. Dans notre zone d'étude, compte tenu des structures observées et de la faible connaissance de la sismicité historique, l'hypothèse d'un tremblement de terre ne peut donc être exclue.

## ***Bibliographie***

- Alvarez, W., Coccozza, T., and Wezel, F.C. (1974), Fragmentation of the Alpine orogenic belt by Microplate dispersal, *Nature*, 248, 309-314.
- Auzende, J.-M. (1978), Histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale, Thèse de doctorat d'état, 152 pp., Université Paris VII.
- Bellon, H., (1981). Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 MA. In: F.C. Wezel (Editor), Sedimentary basins of Mediterranean margins. Tecnoprint, Bologna, pp. 341-360.
- Ben-Avraham, Z., Ginzburg, A., Makris, J. & Eppelbaum, L., (2002). Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 346, 23-43.
- 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.
- 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,
- Cohen, C.R., (1980). Plate-tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68: 283-311.
- 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.
- De Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S. & Le Pichon, X., (1992). Two-ship deep seismic soundings in the basins of the eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophysical Journal International*, 109: 536-552.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. & Bonnin, J., (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137-3180.
- Domzig, A., , thèse soutenue à l'IUEM (2006), déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine Algérienne. 341 p.
- Durand-Delga, M. (1969), Mise au point sur la structure du Nord-est de la Berberie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89-131.
- Hinz, K. (1972), Crustal structure of the Balearic sea, *Tectonophysics*, 20, 295-302.
- Kherroubi, A., Deverchère, J., Yelles, A., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracène, R., Gaullier, V., Graindorge, D., (2009), Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology* 261 17-32

Leclaire, L. (1972), La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléare (Précontinent algérien), *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, Nouv. Ser., C, 24*, 391 p.

Le Pichon, Guy Pautot, Jean-Marie Auzende et Jean-Louis Olivet. (1971), La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène schéma d'évolution. *Earth and planetary science letters*, 13, 145-152.

Loneragan, L., and White, N. (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16, 504–522.

Rehault, J.-P., Boillot, G. & Mauffret, A., (1985). The Western Mediterranean Basin. In: D.J. Stanley & F.-C. Wezel (Editors), *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, pp. 101-129.

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.

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*.

Savelli, C., (2000). Subduction-related episodes of K-alkaline magmatism (15-0.1 Ma) and geodynamic implications in the north Tyrrhenian - central Italy region: a review. *Journal of Geodynamics*, 30: 575-591.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, (2007) P., Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*

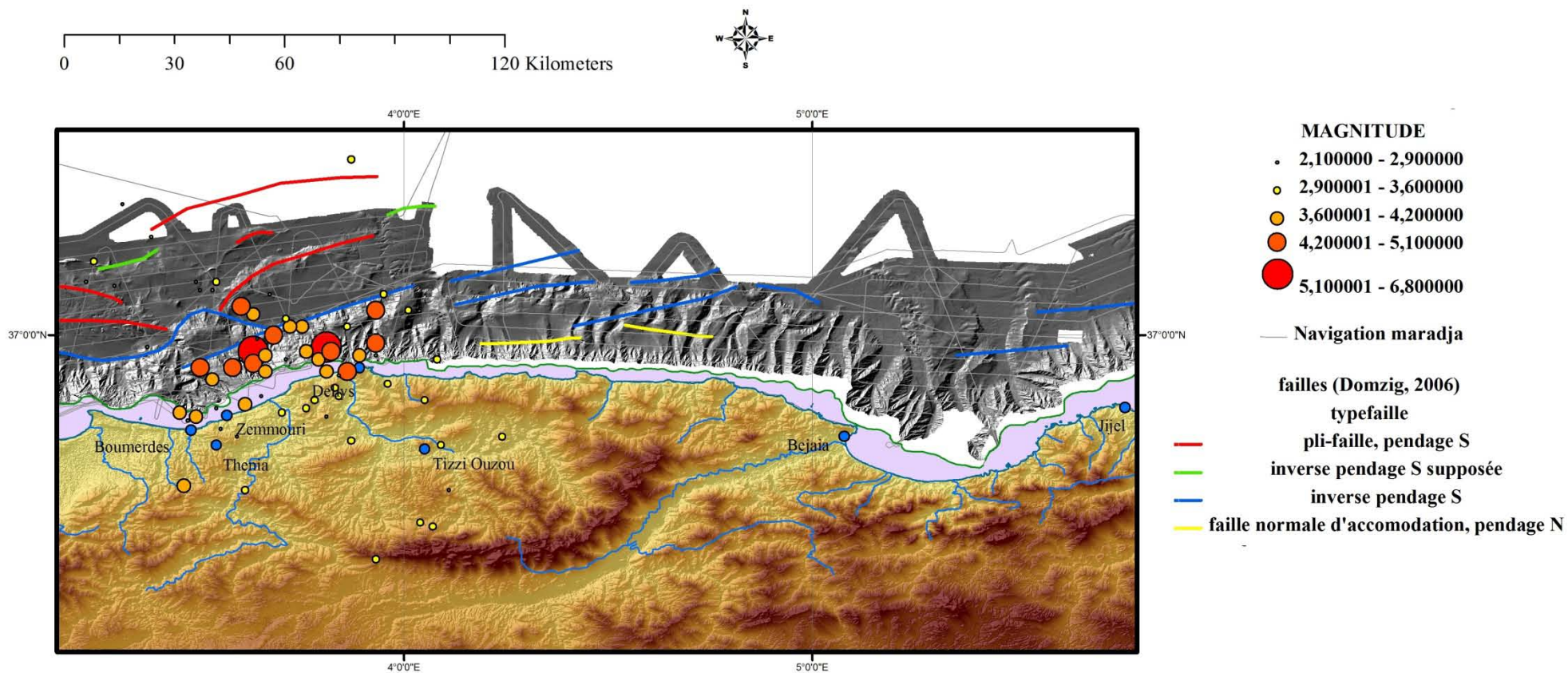
Wildi, W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 201-297.

Yelles, A., Domzig, A., Deverchère, J., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Strzeczynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., Hamou Djellit Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, 475, 98–116

<http://www.ifremer.fr>

Catalogue du NEIC 2010 : [http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic\\_global.html](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html)

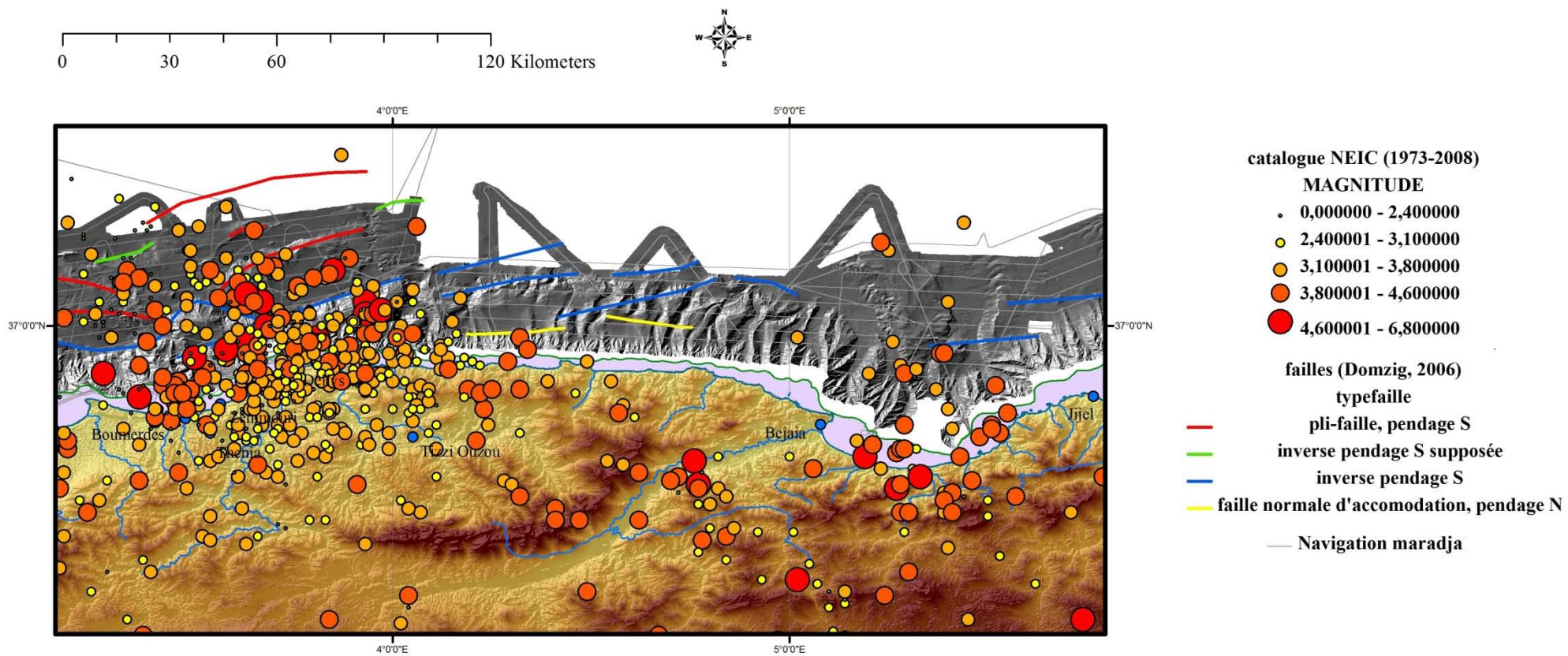




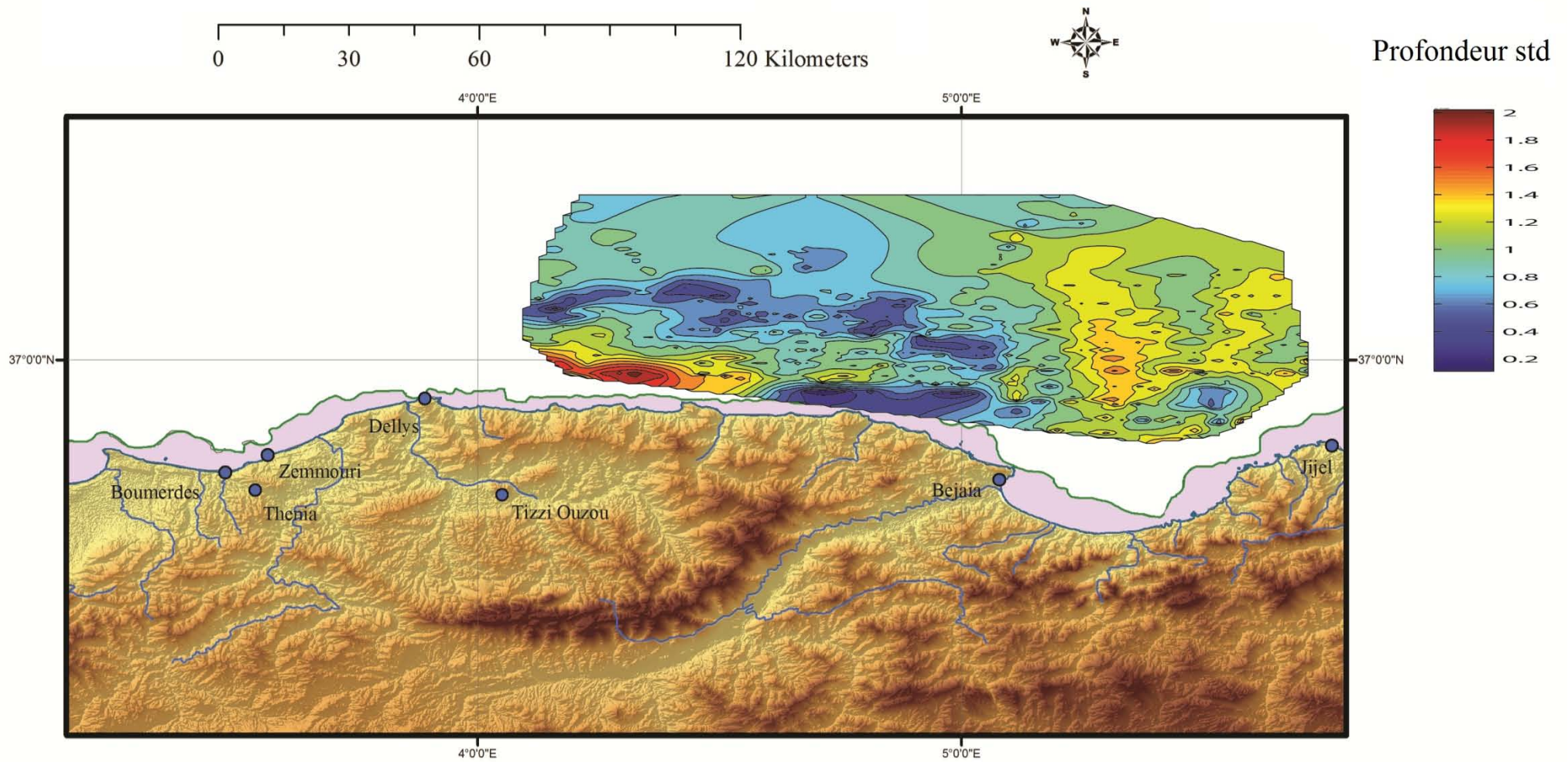
**Annexe 1 :** Localisation et magnitude des séismes du 21/05/2003 catalogue NEIC, et localisation des structures déterminées

Par Anne Domzig en 2006.



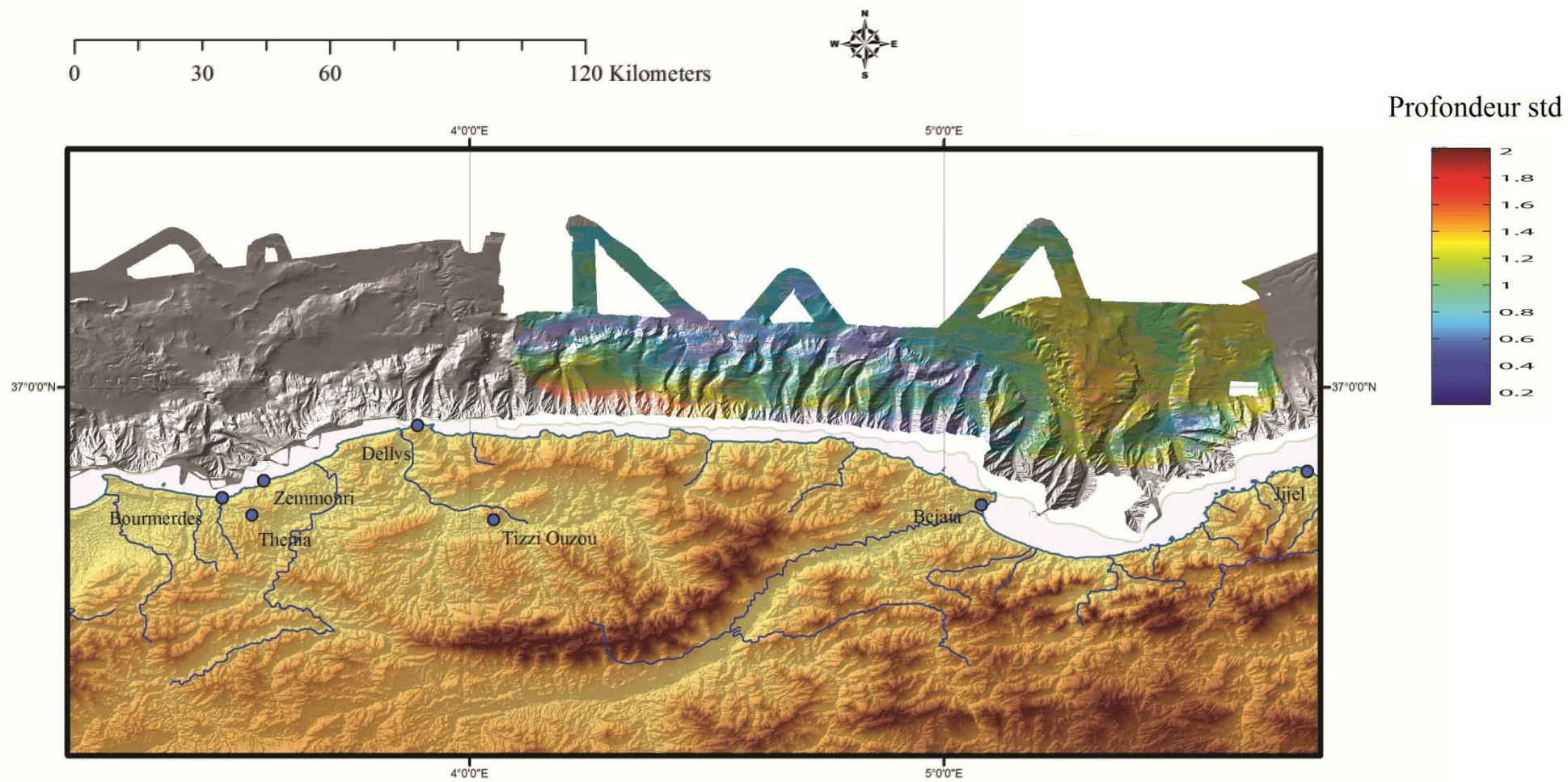


**Annexe 2 :** Localisation des séismes de 1973 à 2008, catalogue du NEIC.

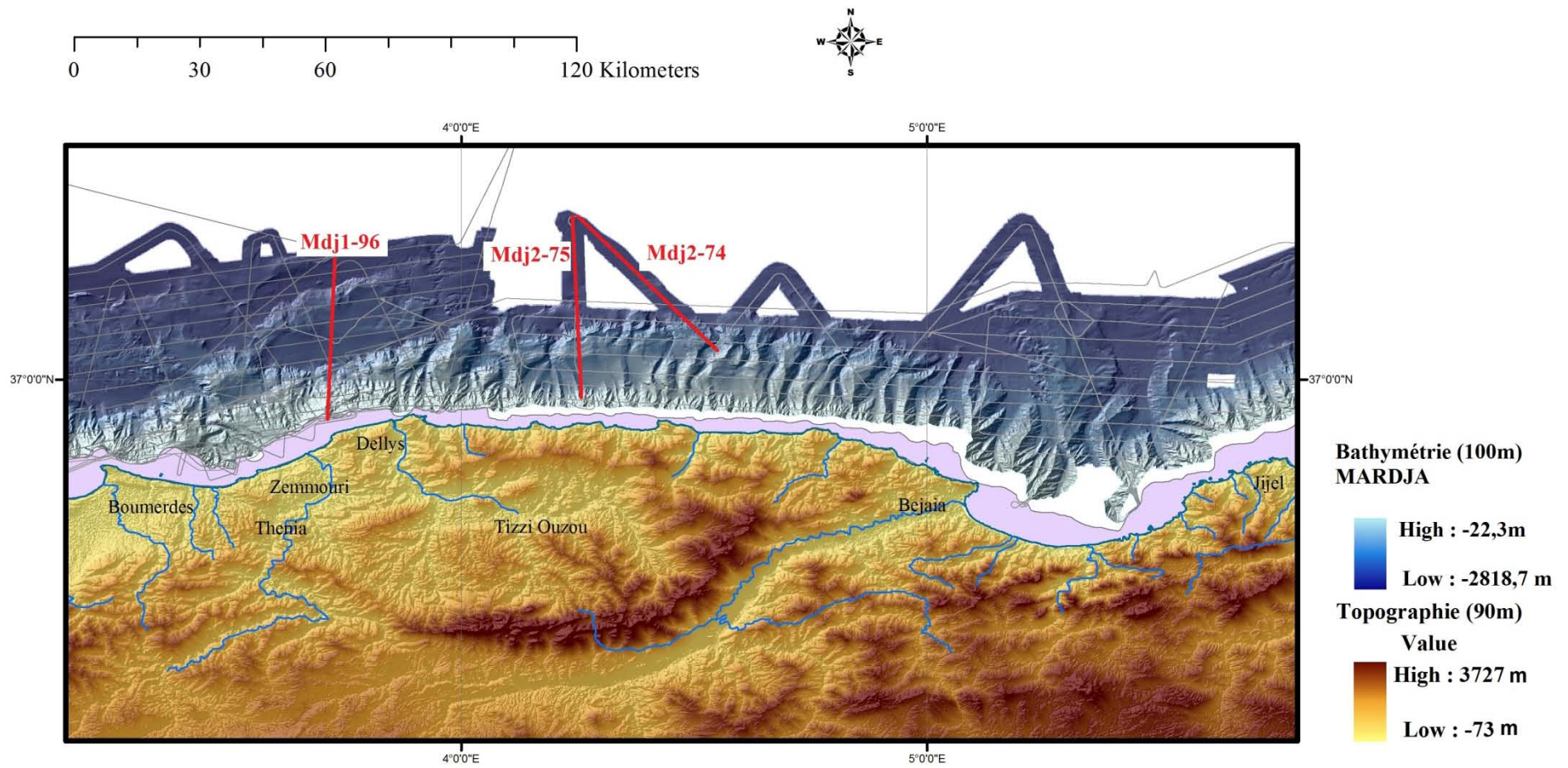


**Annexe 3 :** Carte des épaisseurs de sédiment Plio-quaternaire, de la marge faisant face à la Grande Kabylie.



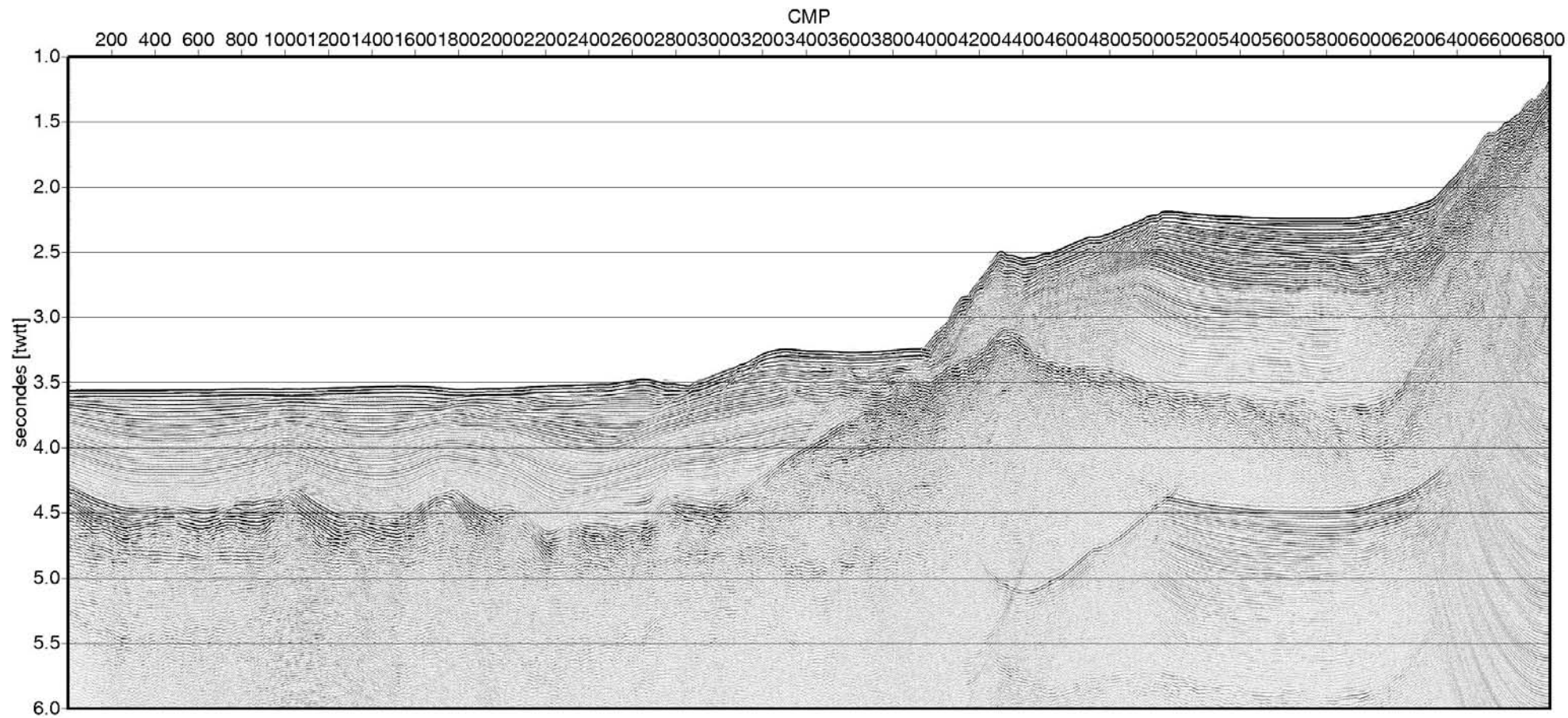


**Annexe 4 :** carte des épaisseurs de sédiment Plio-quadernaire, de la marge faisant face à la grande Kabylie, superposée à la bathymétrie locale.



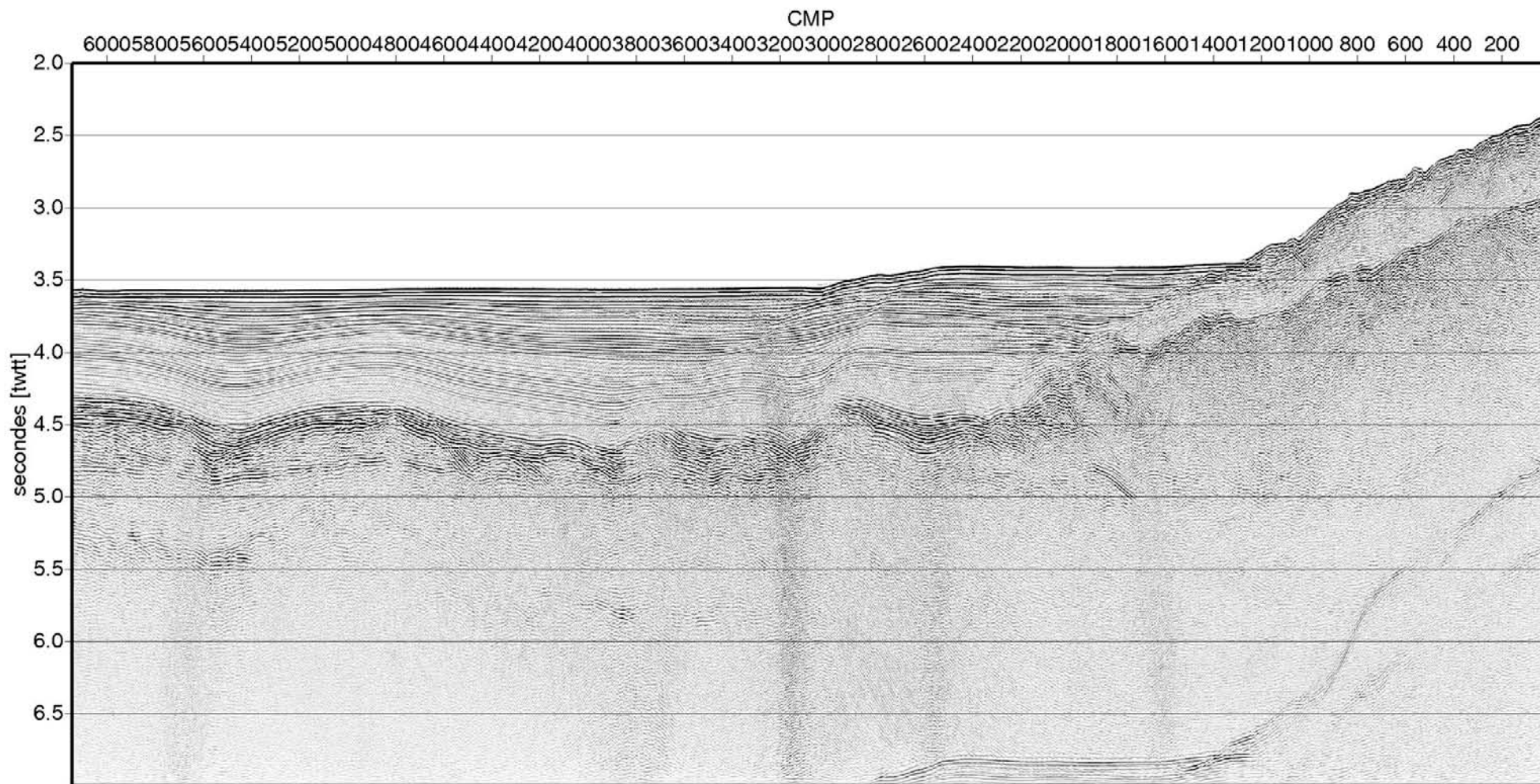
**Annexe 5 :** carte de localisation des profils utilisés dans cette étude.





Maradja\_2\_75\_EV5

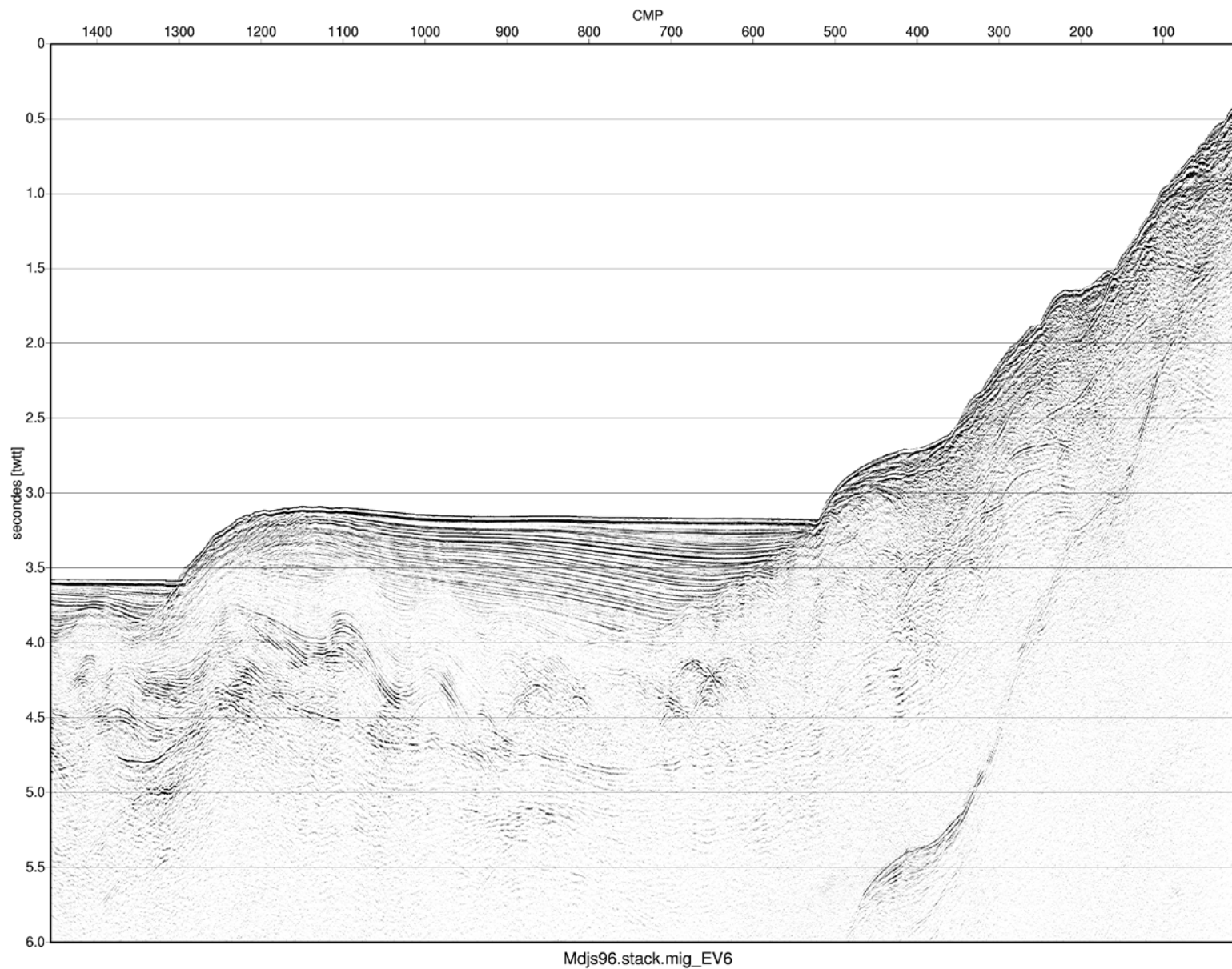
Annexe 6 : profil Mdj2-75.



Maradja\_2\_74\_EV5

Annexe 7 profil Mdj2-74.





**Annexe 8** profil Mdj1-96.