



HAL
open science

Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) : implications en terme de potentiel pétrolier

Abdelhafid Mihoubi

► **To cite this version:**

Abdelhafid Mihoubi. Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) : implications en terme de potentiel pétrolier. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest; Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumediène (Algérie), 2014. Français. NNT : 2014BRES0037 . tel-01906058

HAL Id: tel-01906058

<https://theses.hal.science/tel-01906058v1>

Submitted on 26 Oct 2018

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.

UBO

université de bretagne
occidentale



THÈSE EN COTUTELLE /
UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
ET
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET DE LA
TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE
(USTHB) ALger

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
Mention : Géosciences marines
École Doctorale EDSM

présentée par

Abdelhafid Mihoubi

Préparée à

L'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM),
UMR 6538, Domaines Océaniques

Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) - Implications en terme de potentiel pétrolier

Thèse soutenue le 30 juin 2014 devant le jury composé de :

Laurent GEOFFROY

Professeur, IUEM / UBO / Président

Mohamed DJEDDI

Professeur, USTHB, Alger / Rapporteur

Alexandra AFILHADO

Maître de Conférences, Ins.Sup. de Engenharia, Lisboa / Rapporteur

Amar BOUDELLAA

Professeur, USTHB, Alger / Examineur

Louis GÉLI

Directeur Dep. Geosc. Mar. / IFREMER / Directeur de thèse (*Invité*)

Philippe SCHNURLLE

Chercheur, IFREMER, Brest/ France / *Co-directeur de thèse*

Rabah BRACENE

Docteur, Sonatrach, Boumerdes / Co-encadrant



Thèse en cotutelle

Université de Bretagne occidentale (UBO)

L'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), UMR 6538, Domaines Océaniques
et

Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB)
Faculté des sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire (FSTGAT)

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences marines

École Doctorale (EDSM)

présentée par

Abdelhafid MIHOUBI

Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) - Implications en terme de potentiel pétrolier.

Préparée à

L'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM)

UMR 6538, Domaines Océaniques

et à

L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)

Département Géosciences marines, Laboratoire de Géodynamique et de Géophysique

Soutenue le 30 juin 2014 devant le jury composé de :

Laurent GEOFFROY

Professeur, IUEM / UBO / Président

Mohamed DJEDDI

Professeur, USTHB, Alger / Rapporteur

Alexandra AFILHADO

Maître de Conférences, Ins.Sup. de Engenharia, Lisboa / Rapporteur

Amar BOUDELLAA

Professeur, USTHB, Alger / Examineur

Louis GÉLI

Directeur Dep. Geosc. Mar. / IFREMER / Directeur de thèse (Invité)

Philippe SCHNURLLE

Chercheur, IFREMER, Brest/ France / Co-directeur de thèse

Rabah BRACENE

Docteur, Sonatrach, Boumerdes / Co-encadrant



Résumé

Cette thèse a été conduite dans le cadre du programme de coopération de recherche algéro-française SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales du Nord de l'Algérie). Ce projet vise à étudier la structure profonde de la marge algérienne par une approche combinée des techniques sismiques ; réfraction grand-angle et réflexion multi-traces. Le domaine couvert par la présente étude se concentre sur la région de Jijel dans la marge algérienne orientale. L'objectif principal est d'apporter de nouvelles connaissances sur la nature de la croûte terrestre, la zone de transition continent-océan, la présence du sel Messinien, sa distribution et sa relation entre les formations sédimentaires superficielles et les structures crustales.

La solution du problème inverse n'étant pas unique, deux programmes de tomographie ont été utilisés en cascade à savoir : FAST (First Arrival Seismic Tomography) et TOMO2D sur les mêmes données pour la même région d'étude. À partir du modèle initial obtenu par tomographie des temps de première arrivée, une inversion conjointe a été réalisée par migration de « Kirchhoff » avant sommation en profondeur (PSDM) des données de sismique réflexion multi-traces (SMT) et par modélisation directe des données OBS, pour aboutir au modèle de vitesses final. Afin d'en vérifier la cohérence avec les données gravimétriques, l'anomalie à l'air libre a également été modélisée.

Le modèle finalement obtenu montre que les vitesses dans les couches sédimentaires dans le bassin varient entre 1,9 km/s et 3,8 km/s. Les formations messiniennes ont été modélisées en utilisant une vitesse située entre 3,7 km/s et 3,8 km/s. La croûte océanique dans cette région présente deux couches distinctes : l'une caractérisée par des vitesses variant de 4,7 km/s à 6,1 et l'autre par des vitesses variant entre 6.2 et 7.1 km/s. La vitesse du manteau supérieur quant à elle a été modélisée par 7,9 km/s. La croûte continentale atteint 25 km d'épaisseur dans la partie sud et s'amincit à 5 km sur une distance inférieure à 70 km vers le nord de la ville de Jijel. La zone de transition continent-océan est très étroite, entre 15 et 20 km de large. La croûte continentale présente une géométrie raide et asymétrique de ces deux parties ; supérieure et inférieure. Une telle asymétrie pourrait s'expliquer soit par un rifting asymétrique de la marge, soit par un sous-plaquage sous la croûte, soit par le fluage de la croûte inférieure vers le bassin océanique. La déformation actuelle dans la marge algérienne orientale, à partir de l'imagerie de 3 profils sismiques supplémentaires, se caractérise par un l'interaction de fluage du sel mobile par gravité vers le nord et un chevauchement actif au pied de la marge algérienne orientale, inversée tectoniquement.

Mots clés : *Marge algérienne orientale, Méditerranée occidentale, marge continentale, structure crustale, imagerie sismique, tomographie sismique, modélisation directe, migration en profondeur, sismique-réflexion marine, sismique grand-angle, structure crustale.*

Abstract

This thesis has been conducted within the framework of the Algerian-French research cooperation program SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales du Nord de l'Algérie). This project aims to study the deep structure of the Algerian margin. The area covered by this study focuses in the region of Jijel in eastern Algerian margin. This study presents the results of a deep seismic survey across the north Algerian margin, based on the combination of 2D multi-channel and wide-angle seismic data simultaneously recorded by 41 ocean bottom seismometers deployed along a North-South line extending 180 km off Jijel into the Algerian offshore basin, and 25 land stations deployed along a 100 km-long line, cutting through the Lesser Kabylia and the Tellian thrust-belt. The main objective is to bring new knowledge on the nature of the crust, the area of continental -oceanic transition, the presence of Messinian salt, its distribution and relationship between surface sedimentary formations and crustal structures.

In this study, our approach is a joint inversion of wide-angle seismic recordings (OBS, ocean bottom seismometers) and multi-channel seismic data (MCS). We conducted a series of first arrivals tomography, a joint inversion of reflected and refracted arrivals and gravity modelling. Since the solution of the inverse problem is not unique, two tomography programs were applied using the same data for the same study area; FAST (First Arrival Seismic Tomography) and Tomo2D. Tomography was followed by a joint inversion of reflected and refracted arrivals following an approach based on the combination of Kirchhoff prestack depth migration (PSDM) for MCS data and forward modelling of OBS. To check the consistency of the velocity model with gravity data, the free air anomaly was modeled.

The final model obtained using forward modelling of the wide-angle data and pre-stack depth migration of the seismic reflection data provides an unprecedented view of the sedimentary and crustal structure of the margin. The sedimentary layers in the Algerian basin are 3.75 km thick to the north and up to 4.5 to 5 km thick at the foot of the margin. They are characterised by seismic velocities from 1.9 km/s to 3.8 km/s. Messinian salt formations are about 1 km thick in the study area, and are modelled and imaged using a velocity between 3.7 km/s to 3.8 km/s. The crust in the deep sea basin is about 4.5 km thick and of oceanic origin, presenting two distinct layers with a high gradient upper crust (4.7 km/s - 6.1 km) and a low gradient lower crust (6.2 km/s - 7.1 km/s). The upper mantle velocity is constrained to 7.9 km/s. The ocean-continent transition zone is very narrow between 15 km to 20 km wide. The continental crust reaches 25 km thickness as imaged from the most landward station and thins to 5 km over a less than 70 km distance. The continental crust presents steep and asymmetric upper and lower crustal geometry, possibly due to either asymmetric rifting of the margin, an underplated body, or flow of lower crustal material towards the ocean basin. Present-time deformation, as imaged from 3 additional seismic profiles, is characterized by an interplay of gravity-driven mobile-salt creep and active thrusting at the foot of the tectonically inverted Algerian margin.

Keys words: *eastern Algerian margin, western Mediterranean, Continental margins, Seismic imaging, seismic tomography, forward modelling, depth imaging, crustal structure, multichannel seismic reflection profiles, wide-angle seismic profile*

هذه الأطروحة تمت في إطار مشروع شراكة علمية جزائرية فرنسية. يهدف هذا المشروع المسمى سبيرال SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales du Nord de l'Algérie) إلى دراسة البنية الجيولوجية للقشرة الأرضية للشمال الجزائري، معتمدا على تقنيات الرصد الزلزالي العميق. المنطقة الجغرافية محل هذه الأطروحة تشمل الساحل الجزائري لمنطقة جيجل و كل الأقاليم التي تحده من الشمال في عرض البحر الأبيض المتوسط و جنوبا عبر ولايتي ميلة و سطيف حتى حدود ولاية باتنة.

القص من هذه الدراسة هو تقديم صورة باطنية للبنية العميقة للقشرة الأرضية للساحل الشرقي في شمال الجزائر. الأسلوب المستعمل يعتمد على طريقة مزدوجة تجمع بين التقنيات الزلزالية؛ بعيدة المدى، عميقة الانتشار ومتعددة الرصد. المعطيات المستعملة في هذه الدراسة تم رصدها خلال مشروع سبيرال. لقد تم استعمال أجهزة الرصد المتواصل ثلاثية المحاور موضوعة في قاع البحر على مسافة 180 كلم في عرض البحر شمال مدينة جيجل، وأجهزة ثلاثية المحاور أيضا خاصة برصد الزلازل على سطح الأرض لتغطية 100 كلم من اليابسة جنوب مدينة جيجل.

المنهج المتبع يعتمد على سلسلة من التطبيقات الخاصة بالتصوير الزلزالي و التي تهدف إلى تحديد خصائص الطبقات الأرضية من خلال استعمال المعلومات المسجلة عبر أجهزة الرصد الزلزالي. هذه المعطيات تعتمد أساسا على الزمن الذي تستغرقه الأمواج الزلزالية لقطع الطبقات الأرضية من منبع الإشارة الزلزالية حتى لحظة الرصد. انطلاقا من الزمن المرصود و باستعمال دراسة عكسية يمكننا تحديد مقطع ثنائي الأبعاد لسرعات انتشار الأمواج الزلزالية عبر الطبقات الجيولوجية.

بالنسبة للجهة الشرقية للساحل الجزائري و عبر مقطع عرض شمال- جنوب يمتد على محور طوله 240 كلم؛ 180 كلم منها في عرض البحر شمال مدينة جيجل و 60 كلم جنوب جيجل على اليابسة تم تحديد ثلاثة أجزاء من القشرة الأرضية هي :

القشرة القارية Croute continentale : وتتمثل في جيولوجيا القبائل الصغرى وتصل إلى 26 كلم سمكا ناحية جيجل. هذه القشرة تتضاءل كلما اتجهنا شمالا على مسافة 70 كلم حتى تصل إلى سمك 5 كلم .

المنطقة الانتقالية Zone de transition continent-océan : وهي منطقة فاصلة بين القشرة القارية والقشرة المحيطية تمتد على مسافة 15 إلى 20 كلم وتعتبر قصيرة مقارنة بنفس النوع في باقي المحيطات .

القشرة المحيطية Croute océanique : حسب النتائج المتحصل عليها واعتمادا على السرعات الزلزالية تتراوح القشرة المحيطية بين 4.5 و 5 كلم و تتكون من طبقتين؛ الأولى بسرعات تتراوح بين 4.7 و 6,1 كلم/الثانية. و الطبقة الثانية تتراوح بين 6,2 و 7,1 كلم/الثانية . و حسب هذه النتائج فان القشرة المحيطية في هذه المنطقة مماثلة لنفس النوع في باقي المحيطات .

هذه الدراسة تبين أن الانقطاع الزلزالي موهو Moho الذي يحدد عمق القشرة الأرضية حدد على عمق 11 كلم تحت القشرة المحيطية، ثم يزداد عمقها كل ما اتجهنا جنوبا ليصل تحت الحوض الرسوبي في المياه الجزائرية إلى 23 كلم و يزداد العمق جنوبا تحت القشرة القارية .

سمك الحوض الرسوبي في المياه الجزائرية على مستوى منطقة جيجل يتراوح بين 4,5 و 5,5 كلم تحت قاع البحر ويتناقص سمكه حتى يصل إلى 3,75 كلم شمالا على مستوى القشرة المحيطية.

Remerciements

Le travail d'une thèse est soutenu par une personne, mais bien d'autres ont contribué pour qu'enfin apparaissent les résultats en apportant des éclairages à la problématique posée. L'auteur tente alors de citer les personnalités qui ont apporté le soutien scientifique et les encouragements. Dans ce cadre, l'expérience que j'ai vécue constitue une richesse tant sur le plan scientifique que sur la connaissance des Hommes et des Femmes que j'ai pu rencontrer durant l'aventure SPIRAL. L'idée a commencé lors d'un voyage Alger Boumerdès lorsque j'ai rencontré M. Rabah BRACENE. Ce jour-là, je lui avais fait part des difficultés concernant mon inscription en thèse. La discussion alors avait porté sur la problématique que j'aurai à aborder une fois inscrit. Quelques jours ont suivi et M. Rabah BRACENE m'a proposé de participer au projet SPIRAL et de faire une thèse de Doctorat dans ce cadre. C'était de loin que je regardais l'offshore algérien et encore plus les problématiques liées à la marge algérienne. Cela est pour mentionner mon premier contact avec l'environnement marin en participant à la campagne SPIRAL. Mes contacts avec les personnes à bord du *N/O L'Atalante de l'IFREMER* ont renforcé ma conviction et l'importance de participer à ce projet et de réaliser une thèse.

La réalisation de ce travail a impliqué plusieurs personnes à qui je voudrai adresser Mes remerciements. Les membres du jury ont offert beaucoup de leur temps pour examiner le travail en apportant des critiques scientifiques sur le fond et sur la forme pour l'amélioration du produit final.

M. Le Professeur **Laurent GEOFFROY** a bien voulu accepter de présider le Jury et d'examiner le travail. Je le remercie pour toutes ses critiques et suggestions pour l'amélioration de la thèse. J'ai bénéficié de ses orientations lors des corrections.

Je remercie Mme **Alexandra AFILHADO**, Maître de conférences à l'Institut Supérieur d'Ingénieurs de Lisbonne, d'avoir accepté d'être rapporteur de la thèse et pour l'intérêt qu'elle a porté au travail réalisé en relevant les points forts et les points d'amélioration. Je suis reconnaissant pour ces commentaires et suggestions, car ils m'ont permis de revoir quelques passages du manuscrit.

Je remercie M. le Professeur **Mohamed DJEDDI**, Professeur à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene d'Alger, qui a eu la charge de faire le rapport concernant ce travail. Je mesure tout l'intérêt porté à ce travail. Ces critiques et conseils m'ont permis d'améliorer les interprétations et améliorer la thèse dans son état final.

Je remercie Monsieur **Amar BOUDELLAA** d'avoir accepté d'être examinateur parmi les membres de jury.

Je remercie M. **Philippe SCHNURLE**, Co-directeur de thèse, pour m'avoir permis de travailler avec lui et m'a permis de renforcer mes connaissances dans le traitement. Il a consacré tout son temps à la réalisation de ce travail ; il était si disponible durant mes années de doctorat. Même de loin au large des côtes brésiliennes et malgré le décalage horaire, il a toujours trouvé le temps à me consacrer. À la fin de la thèse, j'ai ressenti sa joie de voir notre travail aboutir à des résultats importants sur la marge algérienne. Je la remercie aussi pour l'hospitalité qu'elle m'a réservée lors de mes différents séjours à Brest. Je lui suis reconnaissant et je le remercie beaucoup.

Remerciements

Cette thèse s'est terminée grâce aussi à Mme **Frauke KLIGELHOEFER** qui a veillé à ce que je termine et que je soutienne ce travail à temps. Elle a toujours su se libérer pour pouvoir suivre ce travail et m'avoir guidé sur les aspects liés à la modélisation. Je la remercie aussi pour l'hospitalité qu'elle m'a réservée lors de mes différents séjours à Brest.

M. **Louis GELI**, Directeur de thèse, bien que très occupé, il a toujours su aménager son agenda pour trouver du temps pour m'orienter et m'indiquer la voie à suivre. Je le remercie aussi pour sa confiance tout au long de la durée de ma thèse.

Mme **Zahia BENAÏSSA**, Co-directrice de thèse à l'université des sciences et des technologies Houari Boumediene USTHB, n'a ménagé aucun effort pour le suivi de ce travail, je la remercie pour toutes les aides et les facilitations à l'USTHB.

M. **Rabah BRACENE** a été à l'origine de ma participation au projet SPIRAL, je lui adresse mes sincères remerciements. Rabah, **merci infiniment cher ami. Tu as initié et suivi de bout en bout ce travail.** J'ai bénéficié de tes conseils et orientations pour arriver enfin à ces résultats concernant la marge algérienne.

M. **Madjid BADSI**, malgré l'agenda chargé en tant que directeur de la structure du Data Management, il a toujours trouvé du temps pour m'accueillir dans son bureau pour des orientations, des conseils. M. BADSI a été aussi compréhensif en allégeant ma charge de travail durant la réalisation de la thèse. Je vous remercie beaucoup.

J'exprime ma reconnaissance à M. **Djamel BEKKOUCHE**, Directeur de la division Exploration de Sontrach à l'époque (2009), qui m'a accordé la participation dans le projet Spiral m'offrant ainsi l'opportunité de faire une thèse dans le cadre de ce projet.

Mes remerciements s'adressent également à M. **Athmane BAHMANI**, Directeur de la division Exploration de Sontrach, pour tout l'intérêt qu'il a accordé à ce projet et pour toute sa confiance.

M. **Lionel LEMOINE** est d'une compréhension et valeur humaine très haute, je suis toujours impressionné par ses jugements et actions très correctes. Je le remercie pour l'hospitalité et pour les encouragements pendant mes séjours à l'IFREMER.

J'exprime mes remerciements et toute ma reconnaissance au Professeur **Jacques DÉVERCHÈRE** pour sa disponibilité, ses conseils et son aide et pour sa gentillesse et son hospitalité durant mes séjours à Brest.

J'ai beaucoup apprécié les discussions scientifiques très intéressantes et bénéfiques durant les réunions du conseil scientifique du projet SPIRAL. Merci à tous les chercheurs ayant participé à ces réunions et aux différents partenaires du projet SPIRAL (Sonatrach, CRAAG, DGRSTD, IFREMER, UBO-IUEM et GéoAzur).

À Brest, le port d'attache est construit par **Massi** (M. Massinissa BENABDELOUAHED), et je ne peux oublier son accueil, son hospitalité. Il fait partie des Spiritistes. Massi le sympathique, chaleureux et serviable quand il est présent, il y'a toujours une solution.

La liste ne serait être complète sans le remerciement à tous les **doctorants SPIRALISTES** ; Mourad, Chafik, Rabie, boualem, Fatiha, Angélique, Farid, Mohammed et Lamine..

J'ai beaucoup apprécié la présence de **MM. Abderrahmane ABDELHAMID et Lounes TOUAHRI** le jour de ma soutenance, que je remercie beaucoup.

Remerciements

Merci à **Boualem BOUYAHYAOU** et **Lamine HAMAI** pour leur aide dans le traitement et l'exploitation des données gravimétriques.

Je ne peux pas oublier les moments que j'ai passés avec **Kada BOUKERMA** et **Youssef BIARI** à Brest durant ces années. Merci infiniment pour toutes les aides illimitées.

Je tiens aussi à remercier très sincèrement tous ceux qui ont directement ou indirectement contribué à l'avancement des travaux à Sonatrach, à l'USTHB, à l'IFREMER et à l'IUEM. Par cette occasion, tous mes remerciements sont adressés à Madame **Elisabeth BONDU** (secrétariat UBO) pour l'accueil à l'UBO et pour toutes les facilitations administratives durant toute la période de la thèse.

Je suis profondément reconnaissant à MM. **Abdelghani AGOUDJIL** **Ali MOUGGARI**, **Djamel MEKAOUCHE**, **Abdelkader KOUMAS** et **Bachir MESSADI** pour leur contribution dans la réalisation de ma thèse.

La réalisation de cette thèse n'aurait pu se terminer convenablement sans l'aide de **Moussa BOURADJOUANE** et **Tayeb TAHRAOUI**, merci infiniment.

*Je suis profondément reconnaissant à **ma femme** et **mes enfants** qui m'ont supporté mon absence durant ces années. Merci encore à ma femme pour sa patience et son soutien qui m'ont donné la force de terminer ce travail. Il n'y a pas de mots pour exprimer combien je suis heureux et reconnaissant de l'avoir à mes côtés.*

*Pour toute personne qui m'a appris, même un caractère, durant toute ma vie; **Merci***

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX	11
INTRODUCTION GÉNÉRALE & PROBLÉMATIQUE	22

Chapitre I

CADRE GÉOLOGIQUE ET CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

I.1 CADRE GÉOLOGIQUE	27
I.1.1 CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	27
I.1.2 LE SOCLE KABYLE	29
I.1.3 LA DORSALE KABYLE	29
I.1.4. LES FLYSCHS	29
I.1.5 LES OLISTOSTROMES	30
I.1.6 LE DOMAINE ALLOCHTONE	30
I.1.7 LE MAGMATISME	30
I.1.8 MER MEDITERRANÉE, BORDURES, BASSINS ET MARGE AFRICAINE	31
<i>I.1.8.1 Bordure de la mer Méditerranée</i>	<i>31</i>
<i>I.1.8.2 Bassins de la Méditerranée occidentale et marge africaine</i>	<i>31</i>
<i>I.1.8.3 Crise de salinité messinienne</i>	<i>33</i>
I.2 CONTEXTE GÉODYNAMIQUE	33
I.2.1 MARGES CONTINENTALES	33
<i>I.2.1.1 Les marges continentales passives</i>	<i>34</i>
<i>I.2.1.2 Les marges continentales actives.....</i>	<i>38</i>
I.2.2 MODÈLE DE RECONSTRUCTION DE LA GÉODYNAMIQUE DANS LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE	39
<i>I.2.2.1 Le premier modèle (Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000).....</i>	<i>40</i>
<i>I.2.2.2 Le deuxième modèle (Michard, 2002)</i>	<i>42</i>
<i>I.2.2.3 Troisième modèle (Mauffret, 2004)</i>	<i>43</i>
<i>I.2.2.4 Quatrième modèle (Schettino et Turco, 2006)</i>	<i>44</i>
I.3 SÉISMICITÉ.....	47

Chapitre II

DONNÉES UTILISÉES

II.1 DONNÉES SPIRAL	49
II.1.1 CAMPAGNE SPIRAL	49
II.1.2 PRINCIPE D'ACQUISITION DES DONNÉES DE SISMIQUE MUTITRACES (SMT) ET GRAND-ANGLE	51
II.1.3 SISMIQUE MULTITRACE (SMT) ET GRAND-ANGLE UTILISÉES DANS LA ZONE DE JIJEL	53
II.1.4 EQUIPEMENTS ET PARAMÈTRES D'ACQUISITION	53
<i>II.1.4.1 Flûte numérique</i>	<i>53</i>
<i>II.1.4.2 Récepteurs sous-marins</i>	<i>54</i>
<i>II.1.4.3 Récepteurs à terre</i>	<i>55</i>
<i>II.1.4.4 Source sismique</i>	<i>56</i>
II.1.5 PARAMÈTRES DU « BINNING »	57
II.2 DONNÉES SISMIQUES MULTI-TRACES DE SONATRACH	57
II.3 DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES, MAGNÉTIQUES ET BATHYMÉTRIQUES.....	58
II.4 CARTE DE BASE ET PLAN DE POSITION DES DONNÉES.....	58

Chapitre III

TRAITEMENT DES DONNÉES SISMIQUES MULTI-TRACES

III.1 RÉCUPÉRATION DES PERTES D'AMPLITUDE	60
III.1.1 CORRECTION DE L'EFFET DE LA DIVERGENCE SPHÉRIQUE	61
III.1.2 CORRECTION DE L'EFFET DE L'ABSORPTION	61
III.2 DÉCONVOLUTION	63
III.2.1 CONVERSION DE LA PHASE	64
<i>III.2.1.1 Conversion minimum phase</i>	<i>64</i>
<i>III.2.1.2 Conversion zéro phase.....</i>	<i>65</i>
III.2.3 PARAMÈTRES DE DÉCONVOLUTION.....	66
III.3 ATTÉNUATION DES BRUITS ALÉATOIRES	69

III.4 ATTÉNUATION DES MULTIPLES.....	70
III.5 ANALYSE DE VITESSES	71
III.6 MIGRATION AVANT SOMMATION EN TEMPS	74
III.7 TRAITEMENT APRÈS SOMMATION	75
III.8 SÉQUENCE DE TRAITEMENT.....	75
III.9 EFFET DES PARAMÈTRES D'ACQUISITION SUR LA QUALITÉ SISMIQUE	76

Chapitre IV

PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES GRAND-ANGLE ET ÉLABORATION DU MACRO MODÈLE DE VITESSE SISMIQUE PAR TOMOGRAPHIE DES TEMPS DE TRAJET

IV.1 PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES SISMIQUES GRAND-ANGLE ; OBS ET STATIONS À TERRE	78
IV.1.1 FILTRAGE DES BRUITS	78
IV.1.2 COMPENSATION DES PERTES D'AMPLITUDE ET ÉGALISATION.....	78
IV.1.3 VITESSES DE RÉDUCTION.....	79
IV.1.4 POINTÉ DES PREMIÈRES DES ARRIVÉES	79
IV.2 QUALITÉS DES ENREGISTREMENTS DES STATIONS À TERRE.....	82
IV.2.1 EFFETS LIÉS À LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION	82
IV.2.2 EFFETS LIÉS AU TYPE DE STATION	82
IV.3 ANALYSE DES DONNÉES ET IDENTIFICATION DES PHASES.	83
IV.4 L'ÉLABORATION DU MACRO MODÈLE DE VITESSE PAR TOMOGRAPHIE DES TEMPS.....	87
DE TRAJET	87
IV.4.3 DIMENSION DE LA GRILLE.....	89
IV.4.4 MODÈLE INITIAL DE VITESSES	89
IV.4.5 ANALYSE DES ERREURS	90
IV.4.6 TEST DE RESOLUTION « CHECKERBOARD »	91
IV.4.7 TOMOGRAPHIE DES TEMPS DE TRAJETS RÉFLÉCHIS ET RÉFRACTÉS.....	93
IV.4.8 INTERPRÉTATION DU MODÈLE OBTENU PAR TOMOGRAPHIE.....	94

Chapitre V

AJUSTEMENT DU MODÈLE DE VITESSE PAR INVERSION CONJOINTE ; MIGRATION EN PROFONDEUR AVANT SOMMATION ET MODÉLISATION DIRECTE

V.1 INVERSION CONJOINTE ; MIGRATION AVANT SOMMATION EN PROFONDEUR (PSDM) ET MODÉLISATION DIRECTE (FORWARD MODELLING).....	96
V.2 SÉQUENCE DE L'INVERSION CONJOINTE « WORKFLOW».....	97
V.3 MIGRATION EN PROFONDEUR AVANT SOMMATION (PSDM)	98
V.3.1 PRINCIPE DE LA PSDM	99
V.3.2 MIGRATION KICHHOFF	99
V.3.3 ENSEMBLES CIG (COMMON IMAGE GATHER).....	103
V.4 MODÉLISATION DIRECTE	105
V.4.1 DONNÉES NÉCESSAIRES.....	105
V.4.2 LE PROGRAMME DE MODÉLISATION DIRECTE	105
V.4.3 MODÈLE A PRIORI	106
V.5 APPLICATION DE L'INVERSION CONJOINTE.....	108
V.5.1 TRACÉ DE RAIS	108
V.5.2 EXPLOITATION DES STATIONS À TERRE	109
V.5.3 ANALYSE DE VITESSES SUR DES ENSEMBLES CIG	109
V.5.4 PSDM DES ARRIVÉES RÉFLÉCHIES DES DONNÉES OBS	110
V.6 V.6 RÉSULTATS	112
V.6.1 MODÈLE FINAL DE VITESSE.....	112
V.6.2 COMPARAISON DES DEUX SECTIONS SISMIQUES PSTM ET PSDM DU PROFIL Sp14	112
V.6.3 CONVERSION TEMPS-PROFONDEUR DES PROFILS L1, L2 ET L3.....	113

Chapitre VI

STRUCTURE DE LA MARGE ALGÉRIENNE ORIENTALE ET IMPLICATIONS EN TERME DE POTENTIEL PÉTROLIER: BASSIN DE L'OFFSHORE ALGÉRIEN ORIENTAL ET SOCLE DE LA PETITE KABYLIE.

VI.1 STRUCTURE DE LA MARGE ALGÉRIENNE ORIENTALE	119
VI.1.1 CARACTÉRISATION DE LA STRUCTURE PROFONDE LE LONG DU PROFIL GRAND-ANGLE	119
VI.1.2 LA ZONE DE TRANSITION ET RIFT CONTINENTAL	121
VI.1.3 MARGE CONTINENTALE RAIDE ET ASYMÉTRIQUE.....	122
VI.1.3.1 Découplage syn-rift.....	122
VI.1.3.2 Sous-placage magmatique	122
VI.1.3.3 Exhumation de la croûte inférieure	123
VI.2 IMPLICATIONS EN TERME DE POTENTIEL PÉTROLIER	123
VI. 2.1 INVERSION TECTONIQUE DE LA MARGE ALGÉRIENNE	123
VI.2.2 LE BASSIN ALGÉRIEN ; OUVERTURE ET ANALOGIESC127	
VI.2.3 INTERPRÉTATION STRUCTURALE LE LONG DU PROFIL GRAND ANGLE	128
VI.2.4 EXTRAPOLATION EST-OUEST DES RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION RÉGIONALE	131
VI.2.4.1 Anomalie gravimétrique à l'air libre	133
VI.2.4.2 Anomalie gravimétrique de Bouguer.....	133
VI.2.4.3 Anomalie gravimétrique de Bouguer résiduelle	133
VI.2.5 DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DU BASSIN ALGÉRIEN DANS LA ZONE D'ÉTUDE.....	138

Chapitre VII

SEISMIC IMAGING OF THE EASTERN ALGERIAN MARGIN OFF JIJEL: INTEGRATING WIDEANGLE SEISMIC MODELLING AND MULTI-CHANNEL SEISMIC PRE-STACK DEPTH MIGRATION.

VII. 1 INTRODUCTION	150
VII. 2 GEOLOGICAL SETTING	150
VII.3 DATA ACQUISITION	152
VII. 4 DATA PROCESSING	153
VII. 4.1 MCS DATA	153
VII. 4.2 OBS AND LAND-STATION DATA	153
VII. 4.3 MAGNETIC AND GRAVITY DATA	154
VII. 5 METHODOLOGY	154
VII. 6 DATA ANALYSIS	155
VII. 7 RESULTS	156
VII. 7.1 VELOCITY REFINEMENT BY MULTI-CHANNEL SEISMIC PRE-STACK DEPTH MIGRATION	156
VII. 7.2 P-WAVE VELOCITY: MODELING OF THE WIDE-ANGLE DATA	156
VII. 7.3 VELOCITY UNCERTAINTY AND RESOLUTION	157
VII. 7.4 GRAVITY MODELLING	158
VII. 8 DISCUSSION	159
VII. 8.1 SEISMIC STRUCTURE	159
VII. 8.2 THE ALGERIAN BASIN	160
VII. 8.3 TRANSITION ZONE AND CONTINENTAL RIFT	161
VII. 8.4 STEEP AND ASYMMETRIC CONTINENTAL MARGIN	162
VII. 8.5 TECTONIC INVERSION OF THE ALGERIAN MARGIN	163
VII. 9 CONCLUSION	164
CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES	161
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	163

TABLE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX

Figure I - Approche retenue et plan de la thèse. 25

Figure I.1- Orogène Alpin de la Méditerranée Occidentale (d'après Durand Delga, 1969. modifiée par Djelit 1984). 27

Figure I.2- coupe du profil transmed II :A : la carte de position montrant la zone d'étude et les transects TRANSME ;B :la coupe du transecte II traversant les le bassin aquitain, les Pyrénées, le bassin de l'Ebre, la fosse de valence, les blocs des Baléares, le bassin Algérien, les Kabylides, l'Atlas et la plateforme Saharienne. (Roca et al, 2004) ;C : extrait du profil TRANSMED mettant en apparence le nord de l'Algerie. 28

Figure I.3- Coupe géologique schématique Nord-Sud des différentes unités structurales de la chaîne Alpine d'Algérie orientale (d'après Durand Delga, 1969 ; modifiée par M. Chadi, 2004). 31

Figure I.4- Mer Méditerranée, bordures, bassins et marges. 32

Figure I.5- Carte schématique des régions méditerranéennes occidentales montrant les principaux orogènes et bassins d'extension (d'après Doglioni et al. 1999; modifiée par Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000). 32

Figure I.6- Différents types des frontières des continents. a) frontière divergente; b) frontière transformante; c) frontière convergente. 34

Figure I.7- Formation des marges passives depuis le stade de rift continental, à celui de marge passive mature [Brun, 1999 ; modifié par Leroy, 2004]. 35

Figure I.8- Coupe schématique transverse d'une marge passive [Geoffroy, 2005]. 36

Figure I.9- La marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana : (A), Cadre géodynamique de l'Atlantique équatorial et localisation de la marge Côte d'Ivoire-Ghana; (B), croquis simplifié de la géologie de la marge Côte d'Ivoire-ghana ; (C), bathymétrie et domaine morphostructural de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana [d'après Mascle et al., 1995 ; modifiée par Benkhilil et al., 1998]. (D) Section recoupant la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (ODP sites 959 et 960, voir localisation dans C) [Mascle et Basile, 1998; modifiée par Bigot-Cormier et al., 2005].. 37

Figure I.10- Schéma simplifié d'une zone de subduction idéale. Les flèches noires illustrent les flux de matière dans l'asthénosphère. Les isothermes 500°C et 1000°C montrent une invagination caractéristique des zones de subduction. La déshydratation du panneau plongeant est à l'origine du magmatisme d'arc dans la plaque supérieure [d'après Choulet, 2011]...... 38

Figure I.11- Schéma des deux types extrêmes de subduction ; zone de subduction péruvienne (fort couplage) et celle des Iles Mariannes (faible couplage). [d'après Uyeda et Kanamori, 1979 ; Uyeda, 1987 ; Jolivet, 1995; Coutand, 1999]. 39

Figure I.12- Carte schématique , d'après Dominique Frizon de Lamotte, illustrant la géométrie successive de la subduction Tell-Rif-Apennins à compter de la Méditerranée occidentale au cours de l'Oligocène [d'après Doglioni et al., 1999 et modifiée pour la région occidentale par Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000]. AlKaPeCa (Alboran-Kabyli-Péloritan-Calabre; Bouillin et al., 1986). 40

Figure I.13- Modèle cinématique proposé par Dominique Frizon de Lamotte, illustrant le scénario géodynamique le long d'un transect de la marge Baléares à la plate-forme Saharienne [d'après Vergès et Sàbat, 1999; modifiée et complétée par Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000]. 41

Figure I.14- modèle géodynamique proposé par MICHARD décrivant l'origine et les déplacements de terrains d' Alboran et blocs AlKaPeCa dans la zone alpine de la Méditerranée occidentale [Michard, 2002]. 42

Figure I.15- Reconstruction de la mer Méditerranée durant l'Aquitaine (A, 23 Ma) et la fin du Burdigalien (B, 16 Ma) [d'après Mauffret, 2004]. Ce modèle est basé sur les reconstitutions de Gueguen et al. (1998) et Rosenbaum et al. (2002). 44

Figure I.16- Reconstruction des plaques tectoniques dans la Méditerranée occidentale d'après Antonio Schettino et Eugenio Turco, 2006. La figure illustre : les frontières de convergence entre les plaques Eurasienne et Ibérique et la zone de volcanisme Calco-Alcalin de l'Eocene et l'Oligocene.

- A) Plan cinématique pour les microplates de la Méditerranée occidentale.
- B) Plan cinématique de la micro-plaque de la Méditerranée occidentale ;
- C) Reconstruction des plaques tectoniques à 30.0 Ma (Fin du Rupélien) ;
- D) Reconstruction des plaques tectoniques à 26.0 Ma (Chattien moyen) ;
- E) Reconstruction des plaques tectoniques à 21.0 Ma (Fin de l'Aquitainien) ;
- F) Reconstruction des plaques tectoniques à 19.0 Ma (Début du Burdigalien). 46

Figure I.17- La sismicité globale de l'Algérie entre 01/01/1980 et 20/05/2013 tirée du catalogue du CRAAG (modifiée après Mokrane et al.,1994 ; Yelles, A.K. et al.,2002; Harbi, A. et al., 2010). 47

Figure I.18 - Carte d'isoseismicité du séisme de 1856 dans la région de Jijel [Harbi ,2000]..48

Figure II.1- Plan de position des profils acquis lors de la campagne SPIRAL . Les profils sismiques multitraces sont représentés avec des traits continus en couleur noire. Les profils grand angle représentés par deux couleurs, rouge pour les OBS (partie Offshore) et bleue

pour les stations à terre (partie onshore). Le rectangle noir à trait discontinu indique les limites de la zone d'étude. Elle couvre la Petite Kabylie et elle est tracée autour du transect de Jijel. 50

Tableau II.1- *Profils SMT acquis dans la zone d'étude. La localisation des profils est présentée sur la Figure II.5. 51*

Figure II.2- *Schéma illustratif du principe des deux techniques sismiques multi-traces et grand angle. 52*

Figure II.3- *Schéma illustratif du CMP. 52*

Figure II.4- *Schéma constitutif de la flûte utilisée durant la campagne SPIRAL. 54*

Figure II.5- *Disposition de l'assemblage des canons de la source (sismique multi-traces). ..57*

Figure II.6- *Carte géologique de la région d'étude et localisation des données utilisées. .. 59*

Figure III.1- *Spectre d'amplitude des données sismiques SMT du profil Spi14 après application des programmes de récupération des pertes d'amplitude. a - test (a) ; b - test (b) ; c - test (c) ; d - test (d). Les tests ont été appliqués sur une fenêtre de temps de 3.5 à 7.1 s. Cet intervalle de temps enveloppe toute la série sédimentaire. L'option retenue est celle qui a donné le spectre d présenté en couleur noire. 63*

Figure III.2- *Séquences de calcul du filtre de conversion minimum phase. 65*

Figure III.3- *Séquences de calcul du filtre de conversion zéro phase. 66*

Figure III.4- *Spectre d'amplitude avant et après déconvolution ; le cadre en couleur orange localise la zone de calcul du spectre. a - signal avant deconvolution ; b - signal deconvolué. En bleu foncé (spectre 1) le spectre d'amplitude du signal non convolué et en bleu claire (spectre 2) le spectre d'amplitude du signal deconvolué. 67*

Figure III.5- *Spectre d'amplitude avant et après déconvolution : un shift de 1 s a été appliqué pour centrer sur la figure le pick central de l'autocorrelogramme. a –Autocorrelogramme avant deconvolution ; b - Autocorrelogramme après déconvolution. 68*

Figure III.6- *Deux ensembles point miroir commun (CMP) montrant l'apport de la déconvolution. Les flèches indiquent des points de comparaison des données avant et après déconvolution. a – avant déconvolution ; b - après déconvolution. 68*

Figure III.7- *Résultat de l'atténuation des bruits aléatoires sur une portion du profil Spi16 (voir la Figure II.6 pour la localisation). a - section sismique avant atténuation des bruits; b -*

la même section après atténuation des bruits ; c - Spectre F-K calculé pour la section a ; d - Spectre F-K calculé pour la section. 70

Figure III.8- La partie sud du profil Spi14 entre CMP1 et CMP15000 (ce profil totalise 27780 CMP). a - données avant atténuation des multiples et b - après atténuation des multiples. 71

Figure III.9. Analyse de vitesses : a - analyse de la semblance. Les points bleus représentent le pointé des vitesses à la base du maximum de semblance. ; b - le log des vitesses d'intervalles résultantes de la conversion des vitesses RMS utilisant la formule de Dix; c - CMP central du secteur choisi pour les analyses de vitesses avec NMO. La couleur verte indique la loi de mute; d - Mini-stack créés par sommation des traces dans les cdp avoisinants le cdp pour lequel une loi de vitesse a été pointé dans (a). Des perturbations de vitesses supérieurs et inférieurs de la loi central permettent à réaliser les mini-stack à gauche et à droite de mini-stack central. 73

Figure III.10- La partie sud du profil Spi14 migrée en temps avant sommation. Un filtre fréquentiel et une égalisation avec un opérateur de 1 s ont été appliqués post sommation. La longueur des traces est réduite au top et à la base de la section afin de mieux faire apparaître les zones objectives de l'étude à savoir les formations sédimentaires et la partie crustale. .. 74

Figure III.11- Comparaison de la qualité sismique entre les deux profils sismiques multi-traces Spi14 et Spi22. a - section finale du profil Spi14. b - section finale du profil Spi22. Le cercle vert indique des série sédimentaires et l'ellipse bleue localise une zone de contact sédiments – croute. 77

Figure IV.1- Traitement des enregistrements des OBS : a – Ensemble de traces récepteur commun enregistrées par l'OBS 12 : b – filtrage des fréquentiel et déconvolution dans le domaine F-X données des (a); c – vitesse de réduction de 6 km/s; d - Pointé des premières arrivées réfractées: W, ondes dans l'eau, Ps1; réfractions des sédiments; Pg, réfraction de la croute; PsP, réflexions des sédiments ; Pn: réfraction du Manteau ; PgP1: réflexion du manteau. 80

Figure IV.2 - Traitement des enregistrements des stations à terre : a – ensemble de données point récepteur commun enregistrées par la station LS08 ; b – données de (a) après filtrage des fréquentiel et déconvulustion dans le domaine F-X ;c – réduction de vitesse de 7 km/s; d - Pointé des premières arrivées réfractées: Pg , réfraction de la croute; et Pn. réfraction du manteau. 81

Figure IV.3- Les OBS sont représentés par des cercles rouges. Les stations à terre de bonne qualité de données sont représentées par des cercles jaunes avec un contour bleu et ceux de mauvaise qualité (bruitées) par des cercles bleus. 82

Figure IV.4- Ensemble de traces récepteur commun enregistrées par les stations à terre : a – LS02; b – LS11 ; c – LS12 ; toutes les stations de 13 à 25 ont la même qualité d’enregistrement que celle obtenue par LS12. 84

Figure IV.5- Ensemble de traces récepteur commun enregistrées par les stations à terre : a- LS05 ; b- LS03 ; c- LS04 ; trois types de stations ont été utilisées durant la campagne SPIRAL. Chacune des stations 05, 03 et 04 représente un groupe. 85

Figure IV.6- Identification des arrivées sur les enregistrements grand-angle, OBSs et stations à terre. 86

Figure IV.7- Exemples des enregistrements récepteurs communs de quelques OBSs le long du profil grand-angle. 87

Figure IV.8- Modèle initial de vitesses pour FAST. Les OBS sont représentés par des cercles rouges et les stations à terre par des cercles jaunes. Les traits continus indiquent les interfaces. 90

Figure IV.9- Comparaison des temps de propagation observés et calculés par FAST. 91

Figure IV.10- Checkerboard, contrôle du modèle de vitesses final. (a) anomalies de 10X5 km de dimensions, (b) anomalies de 20X10 km de dimensions; anomalies de 40X15 km de dimensions et (d) statistique d’une itération d’inversion FAST pour le test Checkerboard.... 92

Figure IV.11- Checkerboard, superposition des temps de trajet avant et après une itération d’inversion FAST pour le test Checkerboard. 92

Figure IV.12- Tomographie des trajets des ondes sismiques réfléchies et réfractées. (a)- modèle obtenu par tomographie des arrivées réfractées et réfléchies (TOMO2D) en utilisant des arrivées réfléchies à la base du sel. (b)- les perturbations des vitesses dans les couches Messiniennes après tomographie réflexion-réfraction (TOMO2D). Les rayons réfractés sont représentés en couleur verte. Un ensemble représentatif des rayons réfléchis à la base du sel est présenté avec une couleur orange. 93

Figure IV.13- Modèle de vitesse final obtenu par FAST. Les cercles rouges indiquent la position des OBS et les stations à terres sont représentées par des cercles jaunes. Les iso-vitesses sont représentés chaque 1 km/s. 94

Figure IV.14- Modèle de vitesse final obtenu par TOMO2D. Les iso-vitesses sont représentés chaque 1 km/s. Les cercles rouges indiquent la position des OBS et les stations à terres sont représentées par des cercles jaunes. 95

Figure V.1- Le workflow d’ajustement du modèle de vitesse par inversion conjointe de la

<i>migration en profondeur avant sommation en utilisant les logiciels « seismic unix » (SU) et la modélisation des temps de trajet des données grand-angle en utilisant le programme RAYINVR (Zelt et Smith, 1992).</i>	98
Figure V.2- <i>Temps de trajet et isochrone. S : source ; R : récepteur ; V(z) : vitesse du milieu ; t_s : temps de trajet de la source au point P ; t_r : le temps de trajet du point P au récepteur. $T = t_s + t_r$: le temps de trajet de la source au récepteur.</i>	100
Figure V.3 - <i>Calcul des temps de trajet et angles de propagation par tracé de rais: (a) modèle de vitesses sismiques ; (b) temps de trajet source-milieu [t_s], (c) angle de propagation source-milieu (d) temps de trajet milieu-récepteur [t_r], (e) angle de propagation récepteur-milieu, (f) temps de trajet source-milieu-récepteur.</i>	101
Figure V.4 - <i>Deux impulsions simulés en temps avec leurs images en profondeur après PSDM ; Le temps parcouru sur l'image construite après PSDM (b) est égal au temps double relatif à chaque impulsion dans le domaine temporel (a).</i>	102
Figure V.5 - <i>Choix des angles de propagation et sélection des rais à utiliser. Des angles inférieurs de 65 degrés ont été choisis.</i>	102
Figure V.6 - <i>Ensembles image commune (Common Image Gather, CIG). Le CIG correspond à une distance fixe le long du profil. La différence $Z(d) - Z(0)$ mesure le RMO.</i>	104
Figure V.7 - <i>Analyse RMO par semblance-scan (à gauche) et ensembles image commune (à droite).</i>	104
Figure V.8 - <i>Problème direct et problème inverse.</i>	105
Figure V.9 - <i>Présentation du programme « RAYINVR »; r.in, définition de la géométrie du modèle et des paramètres des plots. v.in, définition des vitesses et des limites de couches. tx.in, les temps des premières arrivées pointés sur OBS.</i>	106
Figure V.10- <i>Pointé des horizons sur le profil Spi22. Les principales interfaces pointées sont : le fond marin, le toit du sel, la base du sel et la base des sédiments.</i>	107
Figure V.11- <i>Tracé des rais et temps de parcours relatifs à l'OBS05. (a)- ensemble OBS05 après l'application d'une réduction de vitesse de 6 km/s. (b)- rays sismiques. (c)- superposition des temps de trajet calculés et observés.</i>	108
Figure V.12- <i>Tracé des rais relatif à la station à terre LS11.</i>	109
Figure V.13- <i>Superposition du Modèle de vitesse déterminé par inversion conjointe migration profondeur avant sommation et modélisation directe sur des ensembles image commune</i>	

(Common Image Gather, CIG) extrait de la figure V.13. (a) un CIG extrait à la distance 90 km le long du profil grand-angle. (b) trois CIGs extraits à des distances correspondantes au bassin profond le long du profil grand-angle..... 110

Figure V.14- Dix huit ensembles image commune (Common Image Gather,CIG) extraits tous les 5 km le long de la partie sud du profil SMT Spi14 après PSDM.111

Figure V.15- Vingt Ensembles OBS extrait de la partie sud (OBS03 à OBS22) du profil grand-angle après PSDM.111

Figure V.16- (a) Modèle final de vitesses. (b) anomalies gravimétrique à l'air libre. Les cercles rouges indiquent les OBS le long du profil. Les stations à terre sont indiquées par des cercles jaunes. 113

Figure V.17- Comparaisant des données en temps et en profondeur après PSDM. (a) la partie sud du profil SMT Spi14 en temps double. (b) la partie sud du même profil Spi14 migré en profondeur. 114

Figure V.18- Conversion temps-profondeur du profil L1 (voire localisation, Fig II.6). (a)- section sismique en temps double du profil L1; (b)- le profil L1 en profondeur; (c)- superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion et la sismique en profondeur. PQ: Plio-Quaternaire, UU: Upper-unit et MU: Mobile-unit du sel Messinien... 115

Figure V.19- Conversion temps-profondeur du profil L2 (voire localisation, Fig II.6). (a)- section sismique en temps du profil L2; (b)-le profil L2 en profondeur; (c)-superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion et la sismique en profondeur. PQ: Plio-Quaternaire, UU: Upper-unit et MU: Mobile-unit du sel Messinien. 116

Figure V.20- Conversion temps-profondeur du profil L3 (voire localisation, Fig II.6). (a)- section sismique en temps du profil L3; (b)- le profil L3 en profondeur; (c)- superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion et la sismique en profondeur. PQ: Plio-Quaternaire, UU: Upper-unit et MU: Mobile-unit du sel Messinien. 117

Figure VI.1- (a) Modèle final de vitesses (final), (b)Profils1D (vitesse-profondeur) extraits tous les 10 km le long du modèle final et comparés aux diagrammes de vitesses pour la croûte océanique [White et al., 1992] et Christensen et Mooney pour la croûte continentale [Christensen et Mooney, 1995]. (c) Anomalies gravimétriques de Bouguer. (d)gradient de l'anomalie de Bouguer.(e) Anomalies magnétiques le long du profil. Les cercles rouges indiquent les emplacements des OBS et les cercles jaunes pour les stations à terres. La zone océanique est représentée par la couleur verte et la zone continentale est en orange. La zone de transition océanique-continentale s'étend entre les domaines bleus et jaunes. 120

Figure VI.2- Profil sismique multi-traces L1. (a) section sismique après conversion temps-

profondeur. (b) interprétation de (a). PQ : Plio-quadernaire. UU : unité supérieure des évaporites Messiniens. MU : unité mobile du sel Messinien. 125

Figure VI.3- *Profil sismique multi-traces L2. . (a) section sismique après conversion temps-profondeur. (b) interprétation de (a). PQ : Plio-quadernaire. UU : unité supérieure des évaporites Messiniens. MU : unité mobile du sel Messinien. 126*

Figure VI.4- *Profil sismique multi-traces L3. (a) section sismique après conversion temps-profondeur. (b) interprétation de (a). PQ : Plio-quadernaire. UU : unité supérieure des évaporites Messiniens. MU : unité mobile du sel Messinien 127*

Figure VI.5- *Profil sismique Spi14 migré en profondeur en utilisant le modèle de vitesse résultant de l'inversion conjointe. (a) partie sud du profil Spi14 après PSDM. (b) partie nord du profil Spi14 après PSDM. 131*

Figure VI.6- *Carte bathymétrique de la zone d'étude et plan de position des profils SMT. 132*

Figure VI.7- *(a) Carte gravimétrique de l'anomalie à l'air libre. (b) Carte des anomalies magnétiques. (c) Carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer. (d) Carte gravimétrique de l'anomalie résiduelle. Les profils sismiques SMT sont représentés par des traits continus. Les deux traits discontinus délimitent le domaine de transition entre les deux croûtes continentale et océanique (D.TOC). (D.O), Domaine océanique. (D.C) Domaine continental. 134*

Figure VI.8- *Profils SMT Spi14 et Spi15. Le calcul de l'impédance acoustique relative a été appliqué après sommation. La ligne discontinue en couleur noire représente le top de la croûte ;CO : croûte océanique ; COT : zone de transition océanique- Continentale ; CC : croûte continentale. 135*

Figure VI.9- *Profils SMT Spi12 et Spi13. Le calcul de l'impédance acoustique relative a été appliqué après sommation. Le trait discontinu en couleur noire indique le top de la croûte. CO : croûte océanique ; COT : zone de transition océanique-continentale ; CC : croûte continentale. 136*

Figure VI.10- *Profils SMT Spi16 et Spi17. Le calcul de l'impédance acoustique relative a été appliqué après sommation. Le trait discontinu en couleur noire indique le top de la croûte. CO : croûte océanique ; COT : zone de transition océanique-continentale ; CC : croûte continentale. 137*

Figure VI.11- *Croquis structurelle de la Méditerranée occidentale modifié à partir de Biju-Duval et al. (1974). 138*

Figure VI.12- *Localisation du DSDP site 371 sur le profil sismique J103 de l'IFP/CONEXO d'après Kenneth J. Hsü (voir localisation du DSDP 371 sur la figure II.6). 139*

Tableau VI.1- Description lithologique du DSDP site 371. 139

Figure VI.13- DSDP site 371 Forage et interpretation lithologique. 140

Tableau VI.2- Description stratigraphique généralisée pour le bassin provençal de la Méditerranée occidentale (d'après Mark Pawlewicz, 2004). 141

Tableau VI.3- Évaluation du système pétrolier pour l'unité infra-salifère dans le bassin Provençal et la Méditerranée occidentale (d'après Mark Pawlewicz, 2004). 142

Figure VII.1. Figure 1. Eastern Algeria geological map showing the different structural units of the onshore part of the study area (after Vila 1980). The main structural domains (Bouillin 1977; Vila 1980; Wildi 1983): Lesser and Great Kabylia, LK and GK, (internal zones) and Tellian nappes, TN, (external zones). The limit between the internal and the external zones is marked by a black line. For the offshore part, the bathymetry is extracted from the Maradja surveys and ETOPO1 1-minute global relief (www.ngdc.noaa.gov). The multichannel seismic profiles Spi14 and Spi22 of this wide-angle survey are marked by black lines. Locations of ocean bottom seismometers (OBS) are indicated by red circles, and land stations by yellow circles (good signal-to-noise ratio) and blue circles (noisy data). The multichannel seismic profiles L1, L2 and L3 from Algeria offshore 2-D seismic survey are localized with black dashed lines. 146

Figure VII.2. Velocity refinement workflow based on pre-stack depth migration using the seismic Unix geophysical package (SU) and forward modelling of wide-angle traveltimes of the RAYINVR program (Zelt & Smith 1992). 148

Figure VII.3. Examples of representative OBS and land station data records along the Jijel wide-angle profile: (a) OBS34, (b) OBS13, (c) OBS03 and (d) LS05. Bandpass filter (4–18 Hz), deconvolution, offset gain recovery, mute and 6 km s⁻¹ velocity reduction have been applied. The identified phases are: water (W); refraction in the Messinian unit (Ps1); reflection at the top of the Messinian mobile unit (PsP1); reflection at the base of the Messinian mobile unit (PsP2); refraction in the upper crust (Pg1); refraction in the lower crust (Pg2); reflection at the top of the basement (PgP1) and refraction in the upper mantle (Pn). 148

Figure VII.4. Pre-stack depth migration results: interfaces-velocity refinement and structural interpretation. Vertical exaggeration is 4. (a) Northern half of the pre-stack depth migrated Spi14, multichannel 2-D seismic (MCS) profile (see Fig. 1 for localization). PQ, Plio-quaternary; UU, upper unit of Messinian evaporates; MU, mobile unit of Messinian evaporites. Sea floor is indicated by yellow line and OBS locations are annotated at the bottom. (b) Southern half of the pre-stack depth migrated Spi14 MCS profile. (c) Depth migrated common depth point (CDP) gathers from the southern half of the Spi14 MCS profile.

Overlay plot of 18 depth migrated CDP, spaced every 5 km. The horizontal CDP position along profile is at the center of each gather. Every trace in each gather corresponds to a migrated offset class; Offset within a gather increase from left to right. (d) Pre-stack depth migrated OBS hydrophone profile from the southern half (OBS03–OBS22) of the wide angle profile. 150

Figure VII.5. P-wave velocity modelling from wide-angle data. (a) Vertical component of selected record section (OBS06). The main observed arrivals are: water, sediment, crust refraction and mantle refraction Pn. A reduction velocity of 6 km s⁻¹ was applied. (b) Superimposed of the observed and predicted traveltimes: Thin black line shows calculated traveltimes and bold coloured line shows the observed traveltimes picks. (c) Ray paths in the forward model. 151

Figure VII.6. Final P-wave velocity model from forward modelling, using 41 OBS and 11 land stations. Vertical exaggeration is 4. Red circle indicates locations of the OBS and yellow circles indicate locations of the land stations. Isovelocity contours are represented every 0.5 km s⁻¹. Darker shaded areas show ray paths from the modelling and hence regions of the model that are constrained. 152

Figure VII.7. Resolution parameter for all velocity nodes. The areas colored in white and yellow are well resolved. A value above 0.5 is considered acceptable (Zelt, 1999). Blue indicates the sea water layer. Velocity nodes are marked by circles. Vertical exaggeration is 4. 152

Figure VII.8. The rms error analysis and F-test by model perturbation in two 40-km-wide zones: (a) zone 1, between 60 and 100 km distance along profile (Fig. 7);(b) zone 2 between 115 and 155 km distance along profile (Fig. 7). The Moho depth is shifted between -0.5 and 0.5 km in each zone while kept at its original depth elsewhere in the model (with a 5 km wide taper); the lower crustal velocity at the Moho is shifted between -0.4 and 0.4 km s⁻¹ in each zone. Left-hand panel: rms error of the calculated and observed traveltimes of OBS wide angle data. The 95 per cent confidence level is marked by a black contour. Right-hand panel: F-test percentage model significance deviation. The 5 per cent deviation is marked by a black contour. 153

Table VII.1. Traveltime residuals and χ^2 error for all phases and the complete model: Phases used in the modelling (see Fig. 3 for phases identification), used number of picks (No. of picks), Average rms traveltime misfit (rms) and normalized traveltime misfit (χ^2 error) for each phase. 153

Figure VII.9. Results of gravity modelling. (a) Elevation data along the wide-angle profile. Positions of OBS are indicated by red circles and land stations by orange inverted triangles. (b) Observed free-air anomaly (black line) and the modelled anomaly (green line). (c) Observed Bouguer anomaly. (d) Horizontal gradient of Bouguer anomaly. (e) Densities

converted from the velocity model (vertical exaggeration is 1.5). The model layer boundaries are defined directly from layer limits of the final velocity model (Fig. 6). Densities were computed using empirical velocity–density relationship of Ludwig et al. (1970). Continental crust densities were calculated using Christensen and Mooney’s global compilation (1995). The mantle was defined as a single block of constant density of 3.3 kg m⁻³. Densities used during the modelling are annotated. 154

Figure VII.10. *(a) Magnetic anomaly recorded along the profile, (b) final velocity model from forward modelling (vertical exaggeration is 2), (c) 1-D velocity–depth profiles and. Red circles indicate locations of the OBSs and land stations used in the modelling. 1-D velocity–depth profiles extracted every 10 km along the final velocity model and compared with pre-existing compilations of velocities–depth relations. White diagram (White et al. 1992) for oceanic crustal velocities, and Christensen and Mooney (1995) for continental crustal velocities. The oceanic zone is represented by green colour and the continental zone is in orange. The transitional oceanic–continental zone extends over blue and yellow domains...155*

Figure VII.11. *Depth converted pre-stack time migrated MCS profiles L1(a), L2(b) and L3(c), spaced every 15 km (see Fig. 1 for localization). Vertical exaggeration is 4. Time–depth conversion was performed using the velocity model from Spi14. The upper-evaporites units (UU), appears as a series of high amplitude sequences (with green colour) and seals the Messinian Mobile Unit (MU; with yellow colour). A lateral change in sedimentary thickness of 4.5–5.5 km (125–157 km MCS profiles distance) is observed from L1 to L3. The development of salt domes is apparent on the three profiles between 90 and 125 km. At the foot of the Lesser Kabylia basement between 155 and 165 km (and indicated by a bow arrow), a chaotic Messinian detritic unit appears to be landward dipping and overlain by Plio-Quaternary growth strata. 156*

Avant-propos

Cette thèse concerne la marge orientale de l'Algérie et représente les résultats des travaux effectués dans le cadre du projet SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale du nord de l'Algérie) qui constitue un projet en partenariat entre la partie algérienne (SONATRACH, DG-RSDT et le CRAAG) et la partie française (Ifremer Brest, Domaines Océaniques UBO-CNRS Brest et GéoAzur UNS-CNRS-IRD Nice).

Dans le cadre du projet SPIRAL, j'ai participé en septembre-octobre 2009 à la campagne d'acquisition de données en mer le long de la marge algérienne. L'acquisition s'est effectuée par le *N/O L'Atalante* de l'IFREMER. Ma participation est due à M. Rabah BRACENE, chargé du projet et représentant de Sonatrach dans le projet SPIRAL. Sur sa proposition et avec l'accord de la hiérarchie de Sonatrach en particulier M. Djamel BEKKOUCHE, Directeur de la Division Exploration.

Ce travail de cette thèse a été réalisé en cotutelle entre l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB) à Alger et l'Université de Bretagne Occidentale (UBO) représentée par l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) à Brest.

L'étude menée vise à combler les lacunes de connaissances géologiques sur la structure profonde de la marge algérienne. Elle s'appuie principalement sur les données offshore-onshore de la campagne SPIRAL acquises par des OBS (Ocean Bottom Seismometer

« sismomètre de fond de mer ») de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) et des stations sismologiques du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) à terre, complétées par d'autres données de Sonatrach.

Liée directement au projet SPIRAL, cette thèse s'est déroulée au laboratoire géophysique et géodynamique (LGG) de l'IFREMER. Elle a été rendue possible grâce à une équipe de chercheurs du laboratoire LGG ayant jalonné et contribué directement à ce travail qui s'est étalé sur plus de trois ans, et a fait l'objet de de plusieurs séjours à l'IFREMER.

Introduction générale

- Problématique

La partie tellienne du nord de l'Algérie correspond à la frontière de plaques Afrique – Europe où se concentre la presque totalité de la déformation actuelle liée à la convergence de ces plaques en Méditerranée occidentale. Pour expliquer la genèse de la Méditerranée occidentale, différents modèles ont été proposés et parfois controversés. La controverse se nourrit du manque de données sur la structure profonde. La mauvaise connaissance de la structure profonde et des formations sédimentaires sus-jacentes augmente l'incertitude dans les études portant sur: l'identification de la nature de la croûte, la connaissance des bassins associés et de leur mode d'ouverture, l'estimation du taux de convergence et la cinématique des blocs AlKaPeCa.

Durant le Tertiaire, la Méditerranée a subi l'essentiel de son évolution ; ouverture du bassin méditerranéen, remplissage sédimentaire et changements paléo-environnementaux rapides et spectaculaires. L'un de ces changements se caractérise par le dépôt d'une forte épaisseur d'évaporites au Messinien, lors de la « la crise de salinité messinienne » [Hsu et al., 1973]. Cet évènement, a entraîné le dépôt d'une épaisse série d'évaporites et une augmentation de la salinité [Lofi et al. 2011]. Cette série forme des diapirs de différentes tailles. La forte épaisseur des séries évaporitiques dans un bassin sédimentaire pose des problèmes d'imagerie sismique. Souvent elles ne permettent pas d'imager les séries sous le sel rendant difficile l'exploration pétrolière.

Sur un autre registre, le potentiel sismogène constitue un volet important puisque la région de Jijel a connu deux forts séismes en 1856 (21 et 22 août 1856). Ils se sont produits au large du port de Djidjelli (Jijel) et ont induit un important tsunami qui a touché la région de la Méditerranée occidentale et la côte est algérienne. Il a été montré que ce tsunami aurait pu être généré par la rupture simultanée d'un ensemble de trois failles en échelon au large de Djidjelli [Yelles et al., 2009]. L'étude de l'enracinement profond de ces failles est d'autant plus importante que cette partie de l'Algérie se compose de sites urbains stratégiques et très peuplés (Béjaia, Jijel, Collo) où sont implantés des ports et des raffineries.

Ces questions liées à l'évolution de cette marge en contexte de convergence entre deux plaques restent toujours en suspens. L'objectif de cette thèse est d'apporter des réponses et un éclairage, notamment sur la nature de la croûte terrestre, la zone de transition continent-océan, la présence du sel et de sa distribution et la relation entre les formations sédimentaires superficielles et les structures crustales.

La problématique abordée dans cette thèse a des conséquences sur la recherche pétrolière, elle vient compléter les travaux de prospection pétrolière déjà réalisés dans l'offshore oriental algérien, cela justifie la forte implication de la Sonatrach dans le projet SPIRAL.

- Organisation de la thèse

Le travail présenté dans cette thèse est organisé en plusieurs chapitres notés de I à VII.

Chapitre I : Il résume l'état des connaissances géologiques en rappelant le cadre géodynamique de la marge algérienne proposé par différents auteurs.

Chapitre II : Il présente les données exploitées pour la réalisation de cette thèse.

Chapitre III : Il concerne la description de la séquence de traitement appliquée pour les données de sismique-réflexion multitraces.

Chapitre IV : Il est consacré au prétraitement des données sismiques grand-angle et à l'élaboration du modèle initial de vitesses (macro-modèle) avec le développement des différents programmes de tomographie.

Chapitre V : Il concerne l'inversion conjointe de la migration en profondeur avant sommation des données sismiques multitraces et de la modélisation des temps des premières arrivées réfractées des données de sismique grand-angle.

Chapitre VI : Il propose une interprétation intégrant l'ensemble des résultats obtenus (contextes structural et géodynamique). Il contient la description quantitative des différents types de croûtes constituant cette partie de la marge, la délimitation de la zone de transition. Il développe des hypothèses sur les états de la croûte continentale et l'inversion de la marge de même que les conséquences en terme de potentiel pétrolier.

Le Chapitre VII : Il représente l'article publié dans la revue « *Geophysical Journal International* ». Il constitue déjà une partie de la synthèse sur la région de Jijel.

- Méthodologie

La mise en œuvre des méthodes d'imagerie pour l'étude de la structure profonde dans ce travail comporte plusieurs étapes. Les principales phases sont résumées ci-après (Fig. I) :

- l'acquisition des données ;
- le traitement des données sismiques multi-traces ;
- le pré-traitement des données sismiques grand-angle ;
- la tomographie des temps de trajet sismique ;
- l'inversion conjointe, modélisation directe et migration en profondeur avant sommation ;
- l'interprétation structurale et analyse géodynamique ; formations sédimentaires et structures profondes ;
- la synthèse et valorisation.

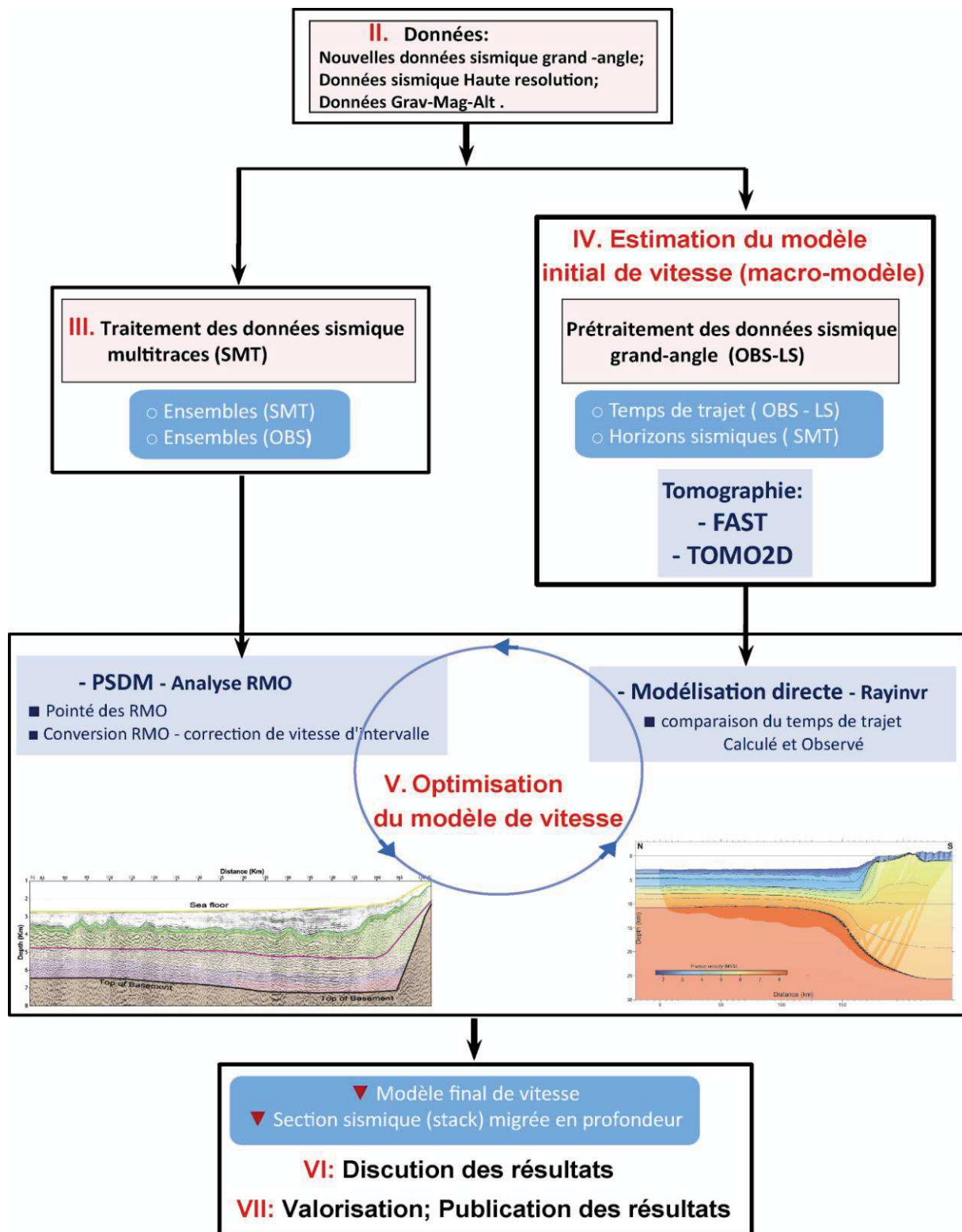


Figure I - Approche retenue et plan de la thèse.

Pour le programme d'imagerie plusieurs actions sont à considérer :

1. L'élaboration d'un premier modèle de vitesses par tomographie des premières arrivées réfractées, réalisé par le programme FAST (First Arrival Seismic Tomography).

2. A partir du modèle obtenu par FAST, une deuxième estimation du modèle de vitesses a été réalisée par le programme TOMO2D en intégrant des arrivées réfléchies.
3. La deuxième version des vitesses obtenues par TOMO2D a servi comme modèle initial (Macro-modèle) dans une modélisation directe par le programme RAYINVR. Des horizons (interfaces) sismiques pointés sur le profil sismique multi-traces acquis le long du profil grand-angle ont été intégrés comme contrainte.
4. La phase finale correspond à une inversion conjointe des arrivées réfractées et réfléchies. L'approche est basée sur la combinaison de la migration en profondeur «Kirchhoff» avant sommation (PSDM) des données de sismique-réflexion multi-traces (MCS) et la modélisation directe des données de sismique grand-angle enregistrées avec des OBS déployés sur le fond marin.

Chapitre I

CADRE GÉOLOGIQUE ET CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

Ce chapitre comprend : i) une revue bibliographique sur le cadre géologique régional ii) une présentation des différents modèles d'évolution géodynamiques ; et iii) la description de la sismicité dans la zone d'étude.

I.1 Cadre géologique

I.1.1 Cadre géologique régional

Le nord de l'Algérie est composé de deux grandes parties ; le Tell et l'Atlas intra-continental. Le Tell regroupe les Kabyliques, les flyschs et les nappes telliennes comme unités structurales. Les Kabyliques comprennent, d'ouest en est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie [Djelit, 1987]. Le socle kabyle, en Algérie, regroupe trois ensembles localisés dans la partie côtière : le massif de Chenoua à l'ouest, la Grande Kabylie au centre et la Petite Kabylie à l'est [Djelit, 1987] (Fig I.1). La zone d'étude couverte par ma thèse, définie par un rectangle de couleur rouge sur la figure I.1, comprend des domaines onshore et offshore et se limite à la Petite Kabylie dans sa partie Jijilienne. Dans cette région, les formations cristallophylliennes avec une partie des terrains sédimentaires forment les zones internes et représentent une partie du domaine AlKaPeCa (Alboran-Kabylika-Péloritan-Calabre; Bouillin et al., 1986) accréte et accolé à l'Afrique tardivement lors de l'orogénèse alpine [Bouillin 1971 et 1977; Raoult, 1974 et Djelit, 1987].

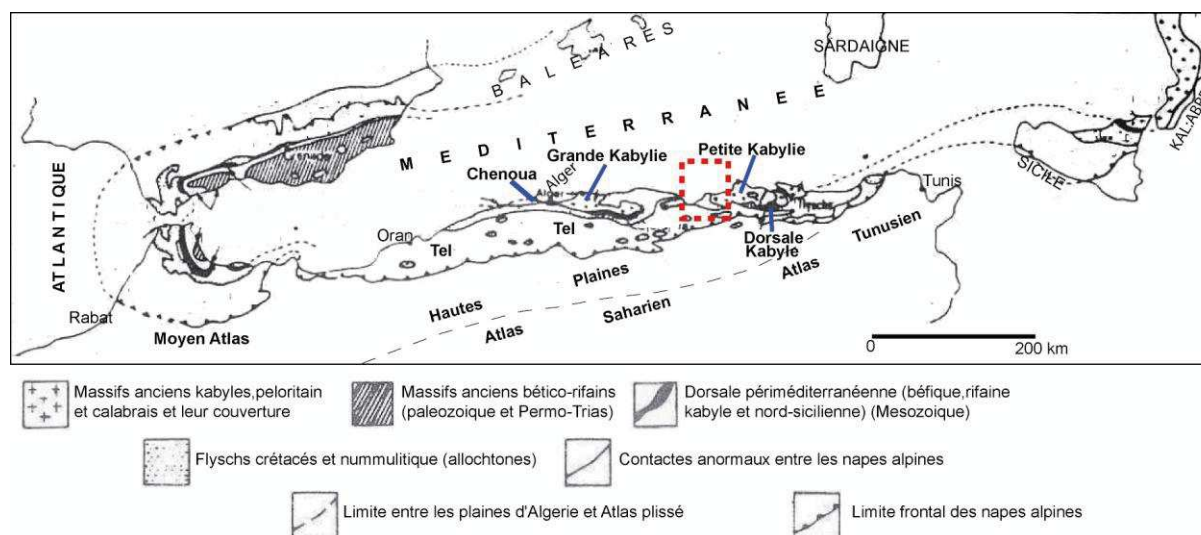


Figure I.1- Orologène Alpin de la Méditerranée Occidentale (d'après Durand Delga, 1969. modifiée par Djelit 1984).

L'état des connaissances à partir des données disponibles avant SPIRAL a été synthétisé par Roca et al (2004) sous la forme d'une coupe le long du transect II du programme TRANSMED traversant le bassin Aquitain, les Pyrénées, le bassin de l'Ebre, la fosse de Valence, les blocs des Baléares, le bassin Algérien, les Kabyliques, l'Atlas et la plateforme Saharienne. Les différents ensembles géologiques sont décrits ci-après, de la plaque

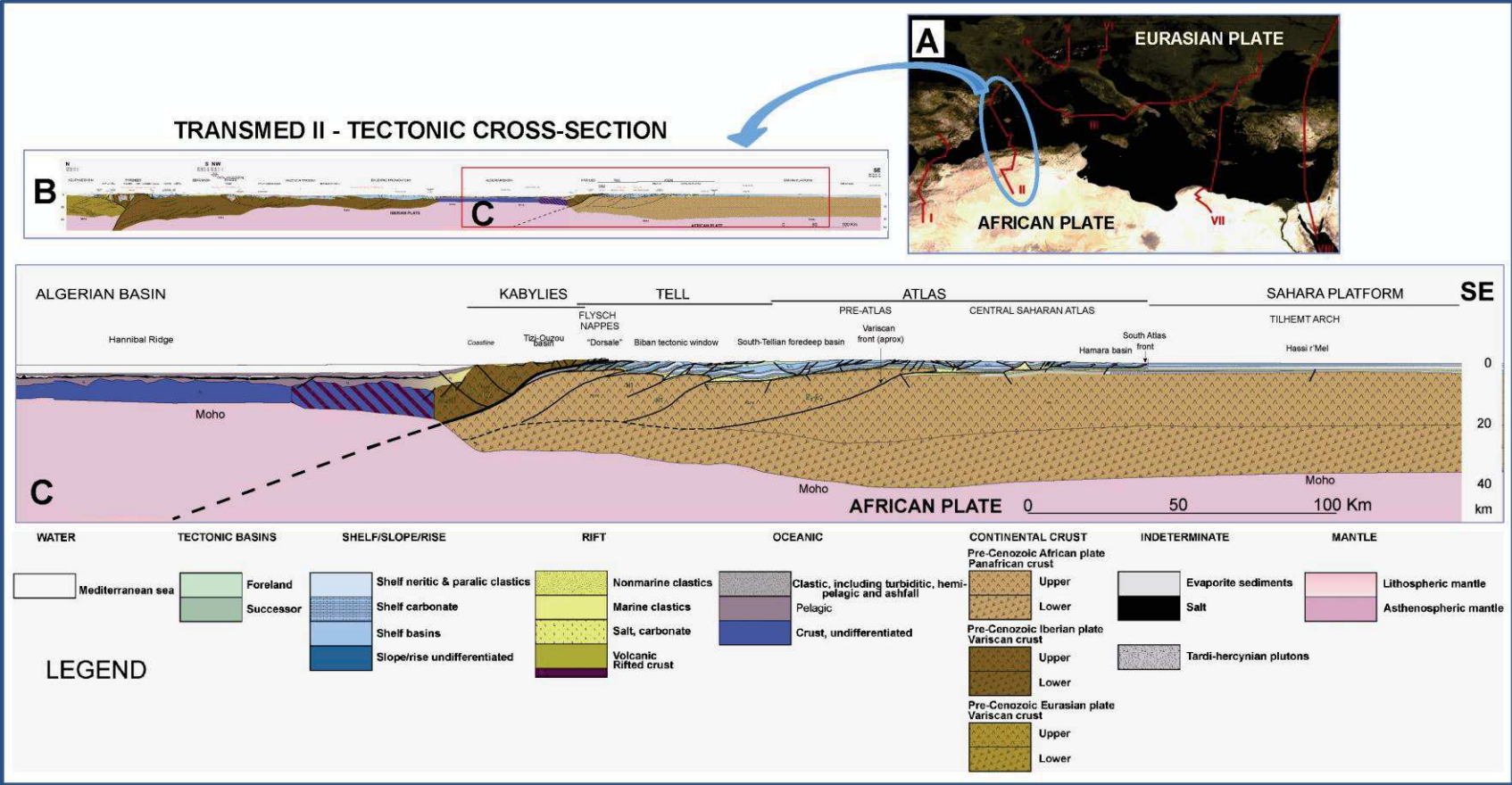


Figure I.2- coupe du profil transmed II :A : la carte de position montrant la zone d'étude et les transects TRANSME ;B :la coupe du transect II traversant les le bassin aquitain, les Pyrénées, le bassin de l'Ebre, la fosse de valence, les blocs des Baléares, le bassin Algérien, les Kabylides, l'Atlas et la plateforme Saharienne. (Roca et al, 2004) ;C : extrait du profil TRANSMED mettant en apparence le nord de l'Algerie.

I.1.2 Le socle Kabyle

Le socle supporte en discordance la série de l'Oligo-Miocène kabyle (Aquitano- Burdigalien) qui débute transgressivement par des conglomérats puis des grès, des marnes et des passées de calcaires et enfin des silexites. Il supporte parfois des olistostromes à matériels de flyschs du Crétacé et de l'Eocène.

I.1.3 La dorsale Kabyle

Les zones internes comprennent la couverture sédimentaire (Dorsale Kabyle ou chaîne calcaire) constituée des dépôts de la bordure sud du socle kabyle (Fig I.3). La dorsale Kabyle marque la limite entre le socle Kabyle au nord et les zones telliennes plus externes, au sud [Djelit, 1987]. Elle est subdivisée en trois séries paléogéographiques:

- *la dorsale interne* qui montre, sur un soubassement paléozoïque à Texenna, une série Permo-Trias au Néocomien. Le Néocomien est surmontée de calcaires bioclastiques à caractère littoral de l'Eocène inférieur-moyen [Djellit, 1987] ;

- *la dorsale médiane* qui est composée au centre du Permo-Trias, du Lias, du Crétacé inférieur et des dépôts marneux pélagiques du Crétacé supérieur-Lutétien inférieur ;

- *la dorsale externe* qui est composée au Sud, elle est composée du Jurassique, du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur détritique.

I.1.4. Les flyschs

D'une manière synthétique, en Petite Kabylie, trois types de flyschs se distinguent : les flyschs maurétaniens, massyliens et numidiens (Fig I.3).

a - Les flyschs Maurétaniens

Ce type de flyschs comprend des éléments du Crétacé inférieur, avec à la base des calcaires fins aux calpionelles suivi d'une épaisse série gréseuse non quartzitique en gros bancs, des microbrèches et des calcaires à bandes silicifiées blanches du Cénomaniens, puis du Turonien-Sénonien à conglomérats à microbrèches sableuses. La série se termine par du Paléogène à conglomérats et des bancs de calcaire à débris de *Microcodium* interlités dans des argiles rouges [J.M. Vila, 1980].

b - Les flyschs Massyliens

Le flysch Massylien est constitué des séries de l'Albo-Aptien et se caractérise par une sédimentation comprenant trois termes majeurs : un flysch schisto-quartzitique dit «Albo-Aptien», des phtanites Cénomaniennes et enfin un flysch Sénonien à microbrèches. On trouve parfois sous les phtanites, des boules et des masses fusiformes de roches éruptives totalement altérées [Raoult, 1974].

c - Les flyschs Numidiens

C'est une série allochtone composée de trois termes, dans l'ordre, les argiles sous numidiennes polychromes à tubotomaculum, les grès numidiens épais de plusieurs centaines de mètres se présentant en bancs épais, de granulométrie grossière en grains bien roulés et accompagnés parfois de dragées centimétriques. Les couleurs sont généralement de teint clair, jaunâtre à blanchâtre ou beige. Les formations supranumidiennes sont formées des argiles et marnes claires ainsi que des silexites [Lahondère et al., 1979].

I.1.5 Les olistostromes

Ce sont des formations tectonosédimentaires, ou simplement gravitaires, mises en place sur le fond de la mer et constituées de débris allogènes (blocs de flyschs Massyliens et Maurétaniens, telliens, Numidiens) de taille très variable sur l'Oligo-Miocène kabyle que les nappes de flyschs. Les olistostromes à matériel de flyschs Massyliens et Maurétaniens sont généralement surmontés par le Numidien.

Dans la région de Jijel, le Burdigalien (200 à 300 m) est constitué de marnes gris-bleutées à boules jaunes. Au dessus, le Pliocène est également constitué de marnes bleutées mais plus détritiques. Outre les formations métamorphiques et sédimentaires, la Petite Kabylie se caractérise par un cortège de roches magmatiques acides, basiques et ultrabasiques serpentinisées. Le trait structural majeur constitue l'allochtonie des séries [Bouillin, 1977].

I.1.6 Le domaine allochtone

Ce sont des formations allochtones représentant la marge téthysienne du continent africain. Le domaine externe est constitué de trois grandes nappes (Fig I.3) :

- les nappes épi-telliennes : formation marneuse de l'Albien au Lutétien.
- les nappes méso-telliennes: sédiments du Sénonien au Miocène.
- les nappes infra-telliennes: les unités les plus basses des nappes des flyschs ; elles sont caractérisées par une structure chaotique de Trias, de Jurassique, de Crétacé et de Nummulitique [Djellit, 1887].

I.1.7 Le magmatisme

La chaîne alpine d'Algérie du nord s'est édifiée au Miocène en trois phases tectoniques principales datées du Burdigalien moyen (vers 19 Ma), du Langhien inférieur (vers 16 Ma) et du Tortonien supérieur (vers 8 Ma) [Coutelle A., 1987]. La région d'étude est caractérisée par un magmatisme Miocène de type calco-alkalin. Dans cette région de l'Algérie orientale deux zones côtières sont caractérisées par un magmatisme Miocène [Semroud, 1970; Semroud et Fabries, 1976; Bouillin, 1983; Ouabadi, 1987 et 1994, Chadi, 2004; Penven et Zimmermann, 1986] :

- Au Cap Bougaroun (Collo), des datations effectuées sur des granites, des microgranites. Et des Rhyolites-Ignimbrites indiquent des âges compris entre 15,2 et 16,4 Ma.

- A El Aouana, des datations sur des dacites et rhyodacites potassiques indiquent des âges entre 14,5 et 15,9 Ma.

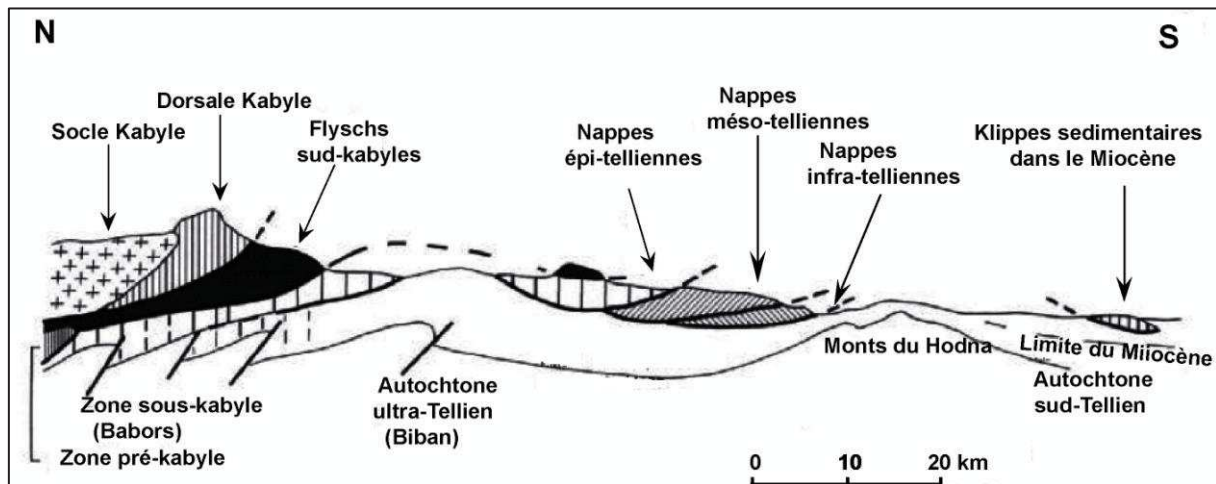


Figure I.3- Coupe géologique schématique Nord-Sud des différentes unités structurales de la chaîne Alpine d'Algérie orientale (d'après Durand Delga, 1969 ; modifiée par M. Chadi, 2004).

I.1.8 Mer Méditerranée, bordures, bassins et marge africaine

I.1.8.1 Bordure de la mer Méditerranée

Comme son nom l'indique, du latin *Mediterraneus* (au milieu des terres), la mer Méditerranée est située entre les continents Européen, Asiatique et Africain. La Méditerranée est une mer intercontinentale qui s'étend de l'océan Atlantique à l'ouest jusqu'à la Mer Noire à l'est et regroupe l'ensemble des mers dans cette zone allant de l'Alboran à l'ouest jusqu'à la mer Marmara à l'est. À l'ouest, elle est reliée à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar entre l'Espagne et le Maroc. Au nord-est elle communique avec la Mer Noire par le détroit des Dardanelles. Au sud-est, elle est reliée à la mer Rouge par le canal de Suez. La Méditerranée est classée comme une mer semi-fermée car elle n'a qu'une voie de communication étroite et peu profonde avec l'océan Atlantique (détroit Gibraltar) (Fig I.4).

I.1.8.2 Bassins de la Méditerranée occidentale et marge africaine

La partie occidentale est la plus jeune de la mer Méditerranée. Les bassins dans cette zone ont été formés depuis l'Oligocène tardif jusqu'à l'actuel. Ces bassins sont : Alboran, Valence, Provençal, Algérien et Tyrrhénien (Fig I.5).

Le système mondial de classification des bassins sédimentaires identifie et compare les bassins d'une façon générale ou à la base d'éléments spécifiques. Ce système est basé sur la genèse et l'évolution des bassins dans le cadre de leur histoire géologique. Les principaux éléments utilisés pour classer les bassins sont : le contexte tectonique de la formation du bassin, les cycles de dépôt et la tectonique de l'évolution du bassin.

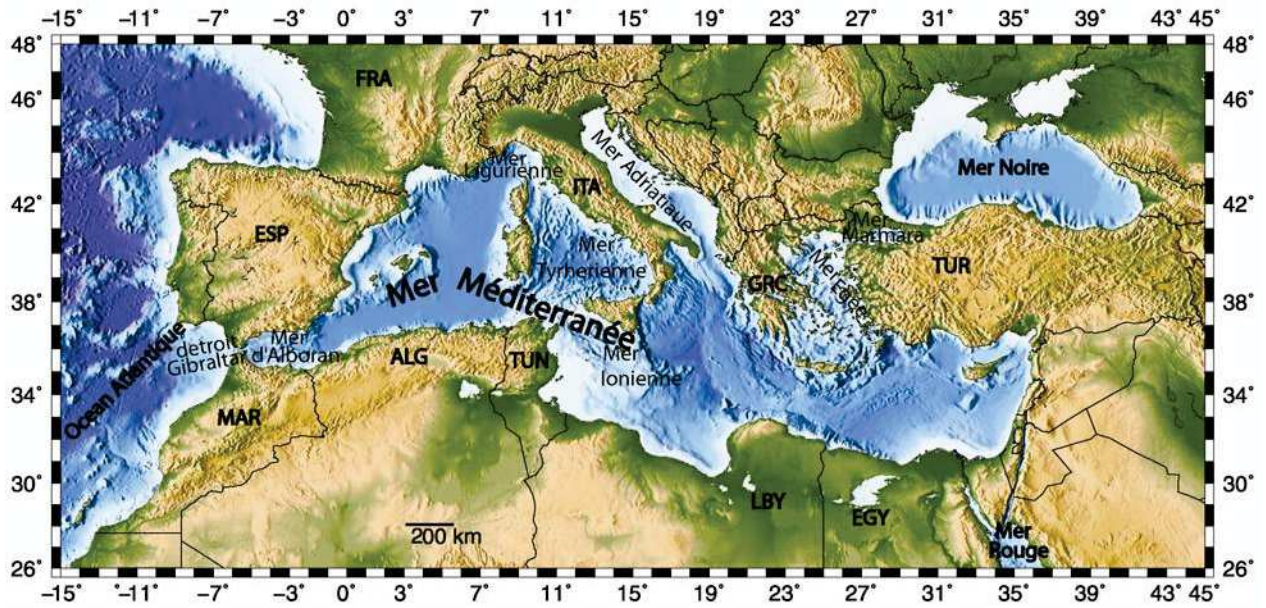


Figure I.4- Mer Méditerranée, bordures, bassins et marges.

Le contexte tectonique de la formation du bassin est déduit de la connaissance du type de la croûte sous-jacente, le passé historique de la tectonique des plaques, l'emplacement du bassin dans la plaque et le type de mouvement de la structure primaire impliqué dans la formation du bassin. La tectonique d'évolution du bassin inclut les épisodes d'ouverture, les plissements des bassins adjacents et le plissement du bassin en question [D.R. Kingston, 1983].

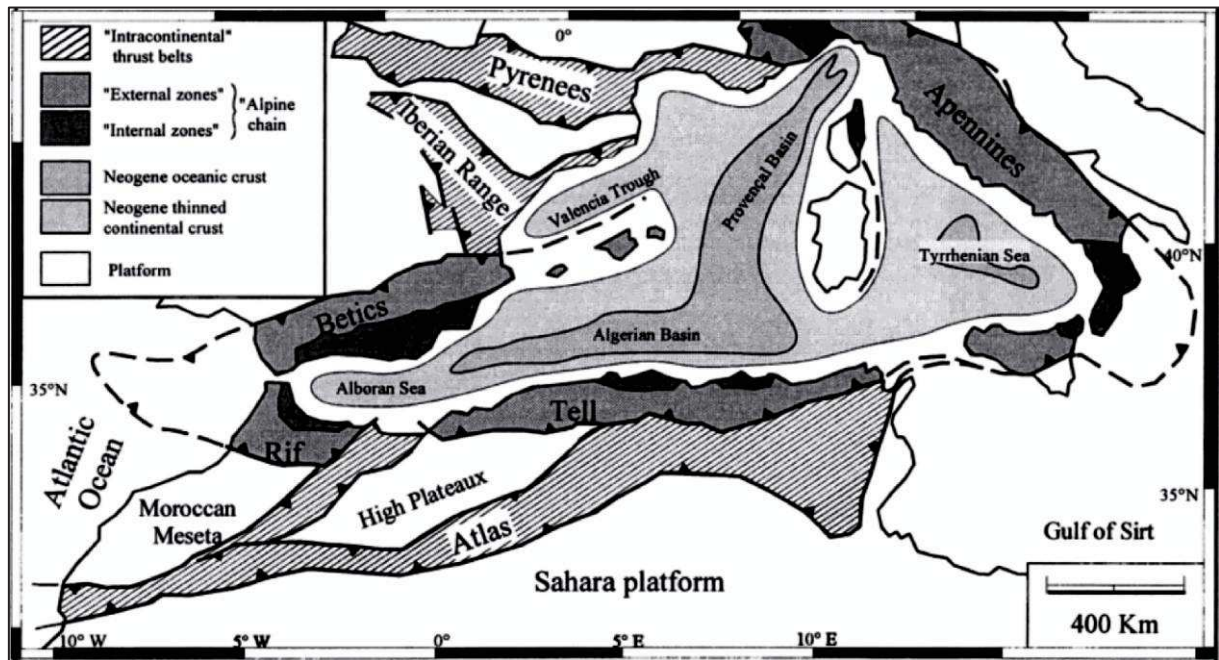


Figure I.5- Carte schématique des régions méditerranéennes occidentales montrant les principaux orogènes et bassins d'extension (d'après Doglioni et al. 1999; modifiée par Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000).

I.1.8.3 Crise de salinité messinienne

Il y a moins de 6 Ma, la Méditerranée a connu des changements paléo-environnementaux rapides et dramatiques qui ont abouti à la crise dite « de salinité messinienne » [Hsu et al., 1973]. Cet événement (~ 5,96 à 5,32 Ma) [Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999] résulte de la fermeture progressive de la connexion bidirectionnelle entre l'Atlantique et la Méditerranée [Benson et al., 1991; Krijgsman et al., 1999b; Govers, 2009]. Parmi les caractéristiques les plus importantes de cet événement, la réduction de l'approvisionnement en eau de l'Atlantique qui a entraîné une augmentation de la salinité et le dépôt d'épaisses séquences évaporitiques [Lofi et al., 2011].

I.2 Contexte géodynamique

Le contexte géologique de cette région est directement lié à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. L'extension en Méditerranée occidentale a commencé à 32-30 Ma et elle est principalement contrôlée par le « rollback » de la subduction et la fermeture de l'océan Téthys sous la plaque européenne [Frizon de Lamote, 2000]. Durant la subduction et en position d'arrière-arc, les bassins algériens ont été formés progressivement du nord au sud [Rosenbaum et al., 2002], l'ouverture de ces bassins pourrait avoir commencé à la fin de l'Oligocène - début Miocène [Rosenbaum et Lister, 2004]. L'ouverture de ces bassins a provoqué le détachement d'une partie de la marge sud-européenne sous forme de blocs qui ont été transportés vers le sud et collés à la plaque africaine. Ces blocs sont appelés domaine AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritan et Calabre) [Bouillin et al., 1986] et constituent la zone interne de la marge algérienne. Il a été indiqué, par la modification chimique du volcanisme le long de la marge algérienne que l'ouverture des bassins algériens s'est arrêtée au Burdigalien-Langhien (15 Ma) [Maury et al., 2000]. Le bassin algérien est souvent présenté comme une extension du bassin provençal qui a subi une histoire similaire avec une dérive vers le sud des zones internes du système maghrébin, Kabylides, [Mauffret et al. 2004]. Le bassin provençal s'est ouvert comme un bassin arrière-arc derrière le bloc Corse - Sardaigne entre 19 Ma et 16 Ma [Speranza et al. 2002].

I.2.1 Marges continentales

La marge continentale est la zone située au bord des continents. C'est la zone qui regroupe une partie du continent, constituée de la croûte continentale et une partie de la plaque océanique, constituée de la croûte océanique. Puisque c'est une zone de bordure, elle est liée aux frontières des continents qui peuvent être : divergentes quand il s'agit d'une extension au niveau des dorsales, coulissantes ou transformantes dans le cas d'un glissement entre plaques le long d'un décrochement ou convergentes dans les zone de subduction (Fig .I.6).

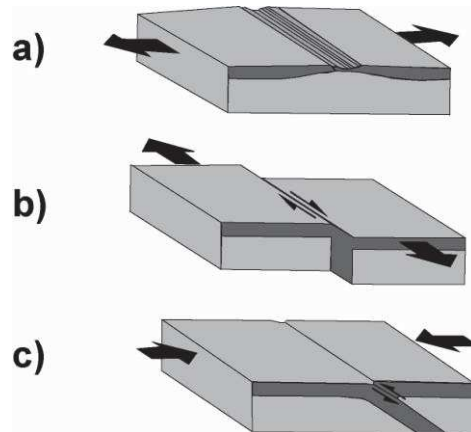


Figure I.6- Différents types des frontières des continents. a) frontière divergente; b) frontière transformante; c) frontière convergente.

En fonction de ces frontières, trois types de marges continentales sont associés successivement aux différents types de déplacement relatif entre les continents; les marges continentales passives divergentes, les marges continentales passives coulissantes et les marges continentales actives.

I.2.1.1 Les marges continentales passives

Par définition (Centre national de la recherche scientifique, CNRS-France), une marge passive forme le bord d'un continent après le rifting et la formation d'un océan (stade océanique). Le terme "passive" indique que cette zone n'évolue plus : les mouvements tectoniques se concentrent au niveau de la dorsale médio-océanique. Une marge active forme le bord d'un continent sous lequel plonge une plaque en subduction. Elle est affectée par une forte déformation accompagnée de séismes très forts et d'un volcanisme important.

D'après le site du CNRS, on distingue les différents types de marges ci-après (extraits) :

a. Les Marges continentales passives divergentes

La limite entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale d'une même plaque est appelée marge passive. La marge passive forme, donc, la transition entre les parties océanique et continentale, qui se crée au sein de cette même plaque lithosphérique [Leroy,2004].

La formation de la marge passive est la dernière phase du rifting, elle a lieu quand l'amincissement aboutit à la formation de la croûte océanique [Leroy, 2004] (Fig I.7).

Les marge passives sont caractérisées par :

- un plateau continental avec une pente très faible ;
- une pente continentale (talus) importante et étroite ;
- une accumulation de sédiments dans le glacis continental formé au pied de la pente.
- une pleine abyssale repose sur la zone de transition continent-océan ;
- siège de failles normales.

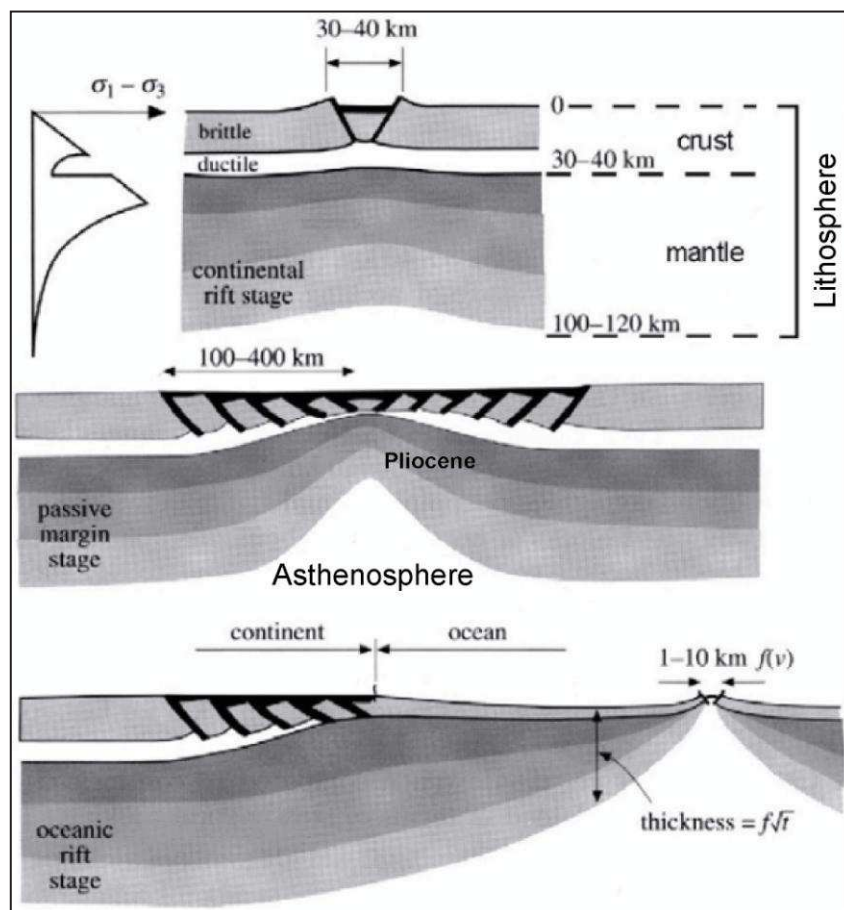


Figure I.7- Formation des marges passives depuis le stade de rift continental, à celui de marge passive mature [Brun, 1999 ; modifié par Leroy, 2004].

La structure sédimentation des marges passives évolue suivant trois phases :

- dans la première phase, anté-rift, les sédiments sont en contact direct avec le socle, par conséquent ces sédiments gardent la même inclinaison que le socle ;
- les sédiments formant des blocs basculés, syn-rift, se présentent sous forme d'éventails.
- les sédiments post-rift sont liés au mode de dépôts post- rift.

La marge passive peut être volcanique ou non volcanique :

– **non-volcanique** : elle est caractérisée par une zone de transition étroite et abrupte et par la présence des blocs basculés vers l'océan, formés pendant la phase de déchirure lithosphérique. La présence de blocs basculés permet de déduire que la croûte s'est étirée (Fig I.6a) . Elle est généralement caractérisée par une croûte continentale amincie.

– **Volcanique** : la marge passive volcanique se caractérise par une épaisse lentille dans la croûte inférieure avec des vitesses sismiques allant de 7.2 à 7.6 km/s et par un énorme édifice volcanique au niveau crustal supérieur [Leroy, 2004 ; Geoffroy, 2005] (Fig I.8). L'activité volcanique lors du breakup des marges passives, modifie fortement la structure de ces dernières. Les marges passives, formées en association avec un volcanisme abondant,

représentent plus de 5 % des marge passives mondiales et sont qualifiées de marge volcanique [Skogseid, 2001; Leroy, 2004].

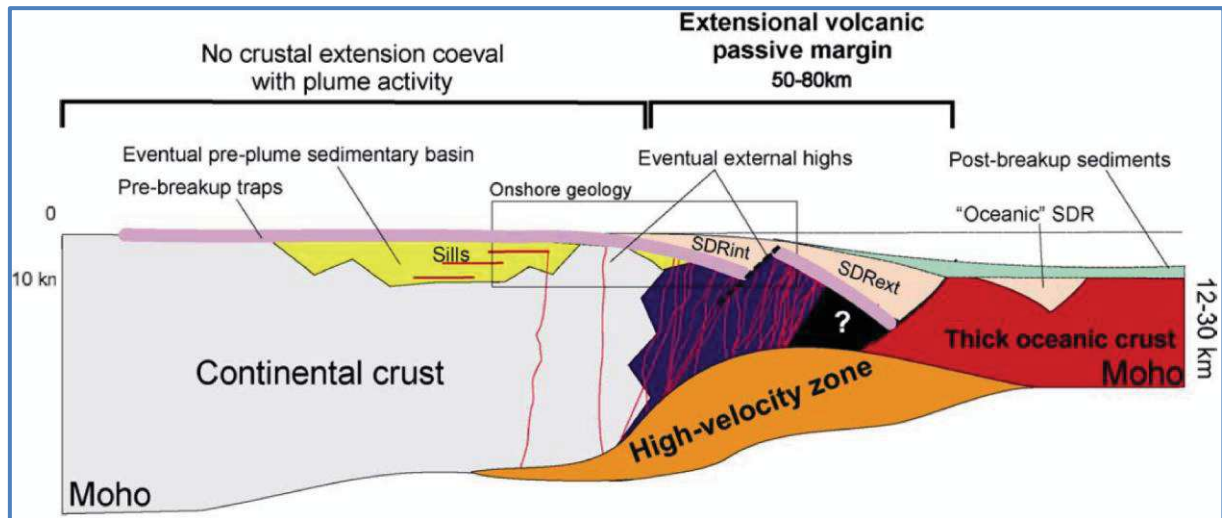


Figure I.8- Coupe schématique transverse d'une marge passive volcanique [Geoffroy, 2005].

b. Les Marges continentales transformantes (coulissantes)

Comme il a été mentionné dans la définition d'une marge, les marges passives sont de type divergent ou transformant. Ces dernières se forment le long de failles transformantes (Décrochement) d'où l'appellation de marge transformantes. Elles présentent des spécificités qui les distinguent de celles dites « divergentes ». Le décrochement est une faille généralement verticale à sub-verticale, accommodant un déplacement coulissant horizontal [Basile, 1990]. La marge de Côte d'Ivoire-Ghana, au nord du golfe de Guinée, représente un exemple typique de marge transformante: elle se trouve dans le plongement de la zone de fracture océanique de la Romanche, faille transformante majeure qui décale actuellement la ride médio-atlantique de 950 km [Basile, 1990] (Fig I.9).

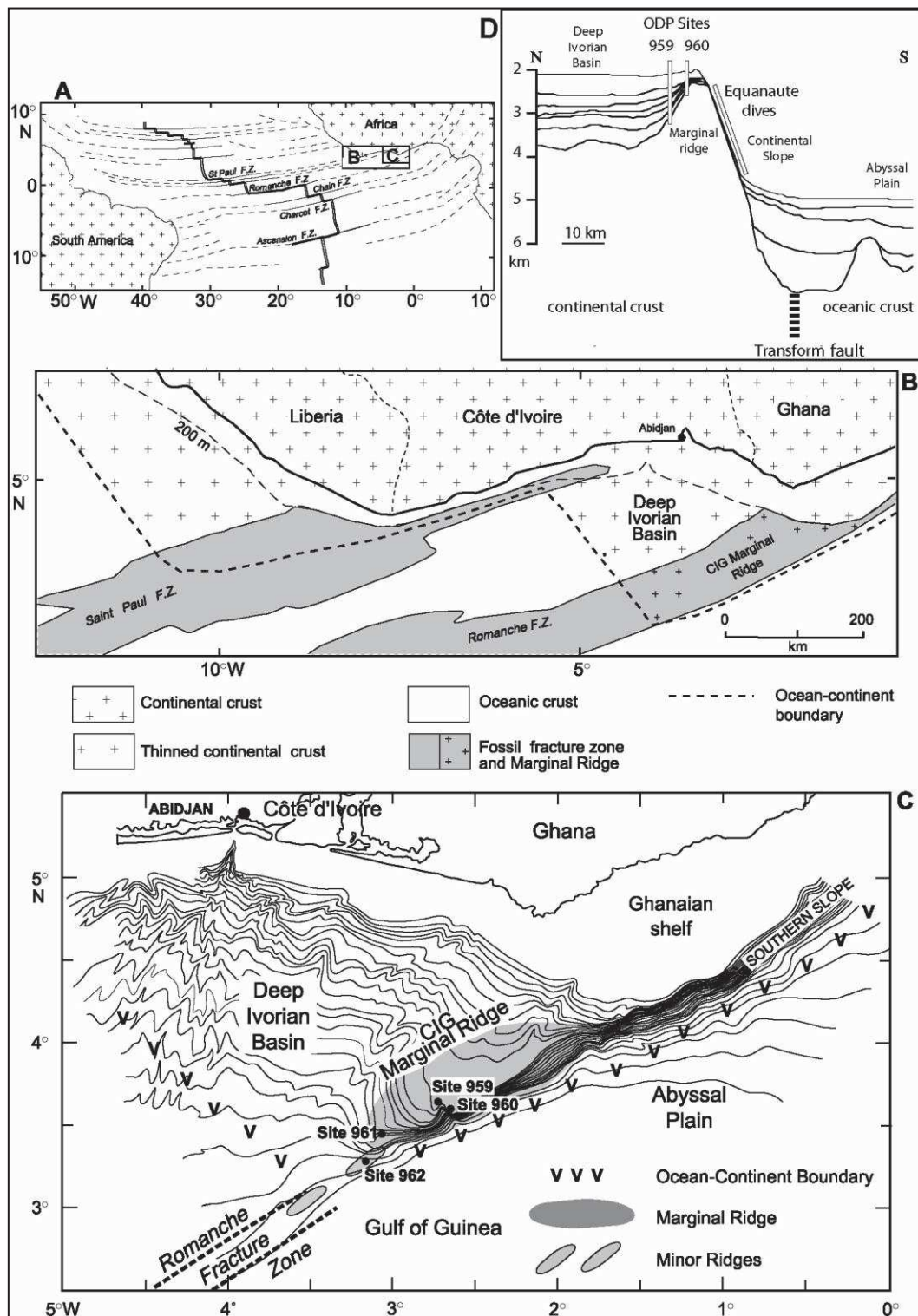


Figure 1.9- La marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana : (A), Cadre géodynamique de l'Atlantique équatorial et localisation de la marge Côte d'Ivoire-Ghana; (B), croquis simplifié de la géologie de la marge Côte d'Ivoire-ghana ; (C), bathymétrie et domaine morphostructural de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana [d'après Mascle et al., 1995 ; modifiée par Benkhilil et al., 1998]. (D) Section recoupant la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (ODP sites 959 et 960, voir localisation dans C) [Mascle et Basile, 1998; modifiée par Bigot-Cormier et al., 2005].

I.2.1.2 Les marges continentales actives

La marge continentale active est une limite active entre deux plaques lithosphériques convergentes où la lithosphère océanique s'enfonce par subduction (Fig I.10). Dans ces régions on observe toujours une activité séismique et volcanique.

a- Subduction

Selon les définitions du CNRS des termes géologiques, la subduction désigne le processus au cours duquel une plaque tectonique s'enfonce sous une autre plaque de densité plus faible, en général une plaque océanique sous une plaque continentale ou sous une plaque océanique plus récente. Ce phénomène engendre des séismes, du volcanisme, et de la formation de chaînes de montagnes.

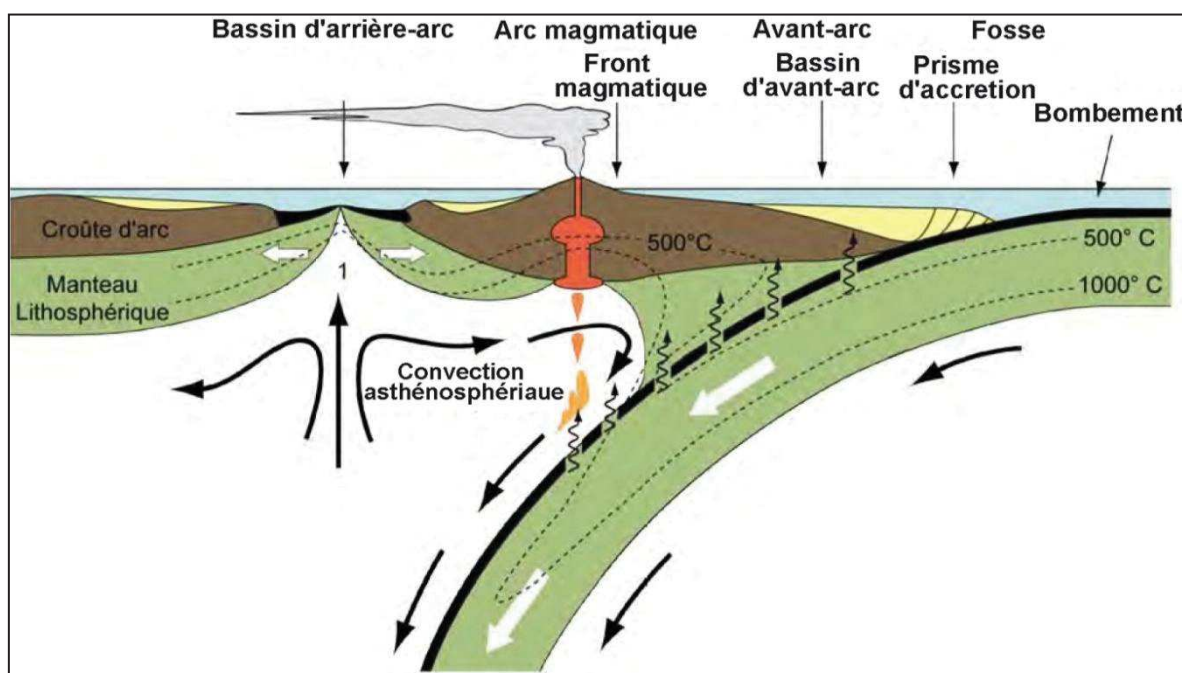


Figure I.10- Schéma simplifié d'une zone de subduction idéale. Les flèches noires illustrent les flux de matière dans l'asthénosphère. Les isothermes 500°C et 1000°C montrent une invagination caractéristique des zones de subduction. La déshydratation du panneau plongeant est à l'origine du magmatisme d'arc dans la plaque supérieure [d'après Choulet, 2011].

b- Caractéristiques d'une zone de subduction

Les zones de subduction sont caractérisées par une forte activité magmatique, une déformation lithosphérique importante et une répartition particulière des flux de chaleur. La classification des subductions dépend du taux de convergence relatif entre les deux plaques, de la direction et du taux absolu de la plaque supérieure, de l'âge de la plaque océanique subduite et de la subduction d'anomalie bathymétriques (ride aiséismiques, plateaux océaniques, chaînes sous-marines) [Cross et Pilger, 1982 ; Coutand, 1999].

La subduction des Mariannes et celle du Chili représente deux types significatifs de

subduction ; spontanée et forcée respectivement. La subduction péruvo-chilienne (continent/océan) est associée à un arc continental, par opposition à la zone de subduction des Iles des Mariannes (Océan/Océan), typique d'arcs insulaire et associée à des bassins extensifs d'arrière-arc (Fig I.11) [Forsyth et Uyeda, 1975 ; Uyeda et Kanamori, 1979; Uyeda, 1987; Wortel, 1984; Pilger, 1984; Coutant, 1999].

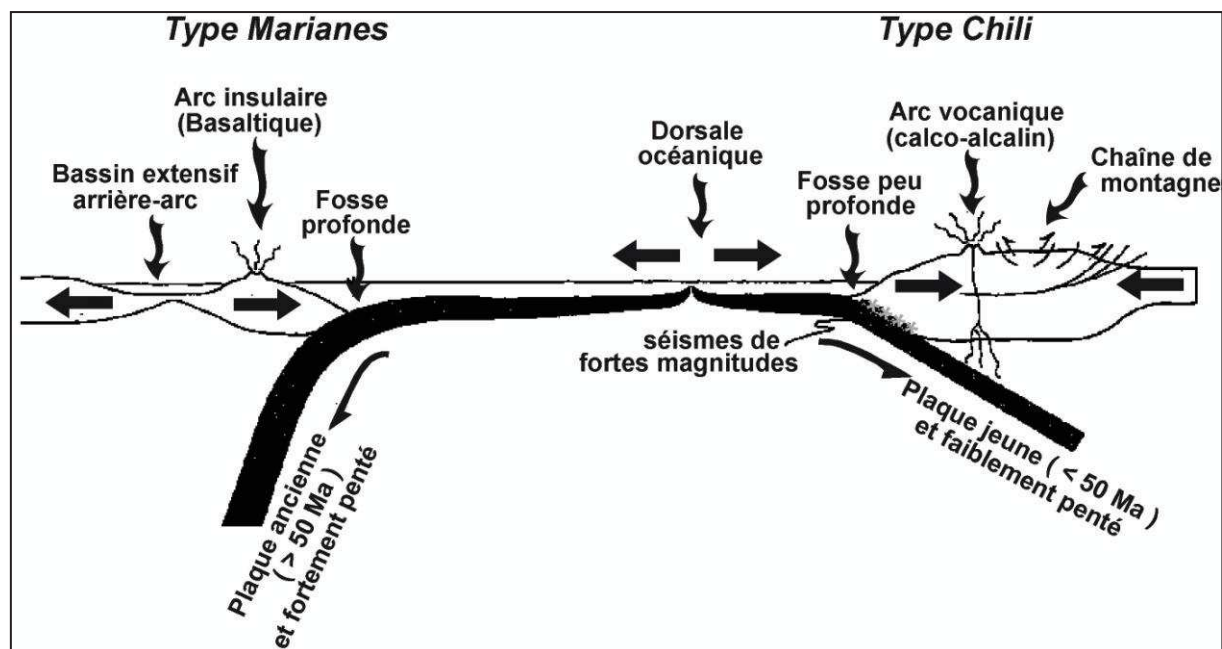


Figure I.11- Schéma des deux types extrêmes de subduction ; zone de subduction péruvo-chilienne (fort couplage) et celle des Iles Mariannes (faible couplage). [d'après Uyeda et Kanamori, 1979 ; Uyeda, 1987 ; Jolivet, 1995; Coutand, 1999].

I.2.2 Modèle de reconstruction de la géodynamique dans la Méditerranée occidentale

La Méditerranée a été toujours une région complexe pour les reconstructions géodynamiques. Le mouvement relatif de l'Afrique et de l'Europe est le principal facteur géodynamique qui contrôle la tectonique méditerranéenne. Ce même rapprochement (convergence N-S) entre l'Afrique et l'Europe a été posé comme principale force de déformation dans la Méditerranée depuis le Crétacé supérieur [Gueguen, 1998].

La structure géologique actuelle dans la Méditerranée se caractérise par des bassins de subsidence Néogène entourés d'une ceinture montagne [Jolivet, 2000].

Les reconstructions paléo-tectoniques montrent que l'extension, depuis le Néogène jusqu'au récent dans les grands bassins, est le résultat de l'extension back-arc et / ou l'effondrement de la partie intérieure de l'épaisse croûte Alpine [Dercourt et al., 1986; Dewey, 1988; Dewey et al., 1989b et Ricou, 1994].

Plusieurs hypothèses, modèles géodynamiques et scénarios cinématiques ont été proposés dans les deux dernières décennies pour expliquer les mécanismes d'évolution et la formation

des bassins dans la Méditerranée occidentale. Ces modèles évoquent la convergence, la déformation, la rotation des blocs, l'extrusion des blocs et l'ouverture E-W et N-S.

Afin d'apporter quelques éléments sur l'aspect géodynamique caractérisant cette région d'étude, nous illustrons quelques modèles basés sur des visions conceptuelles et d'autres modèles récents quantitatifs et semi quantitatifs.

I.2.2.1 Le premier modèle (Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000)

La figure I.13 présente un scénario cinématique expliquant la formation des bassins Algérien et Alboran comme bassins arrière-arc post-collision. Le modèle comprend six étapes, de la fin de l'Éocène au Pléistocène. Le transect choisi pour développer ce scénario est tracé sur la figure I.12.

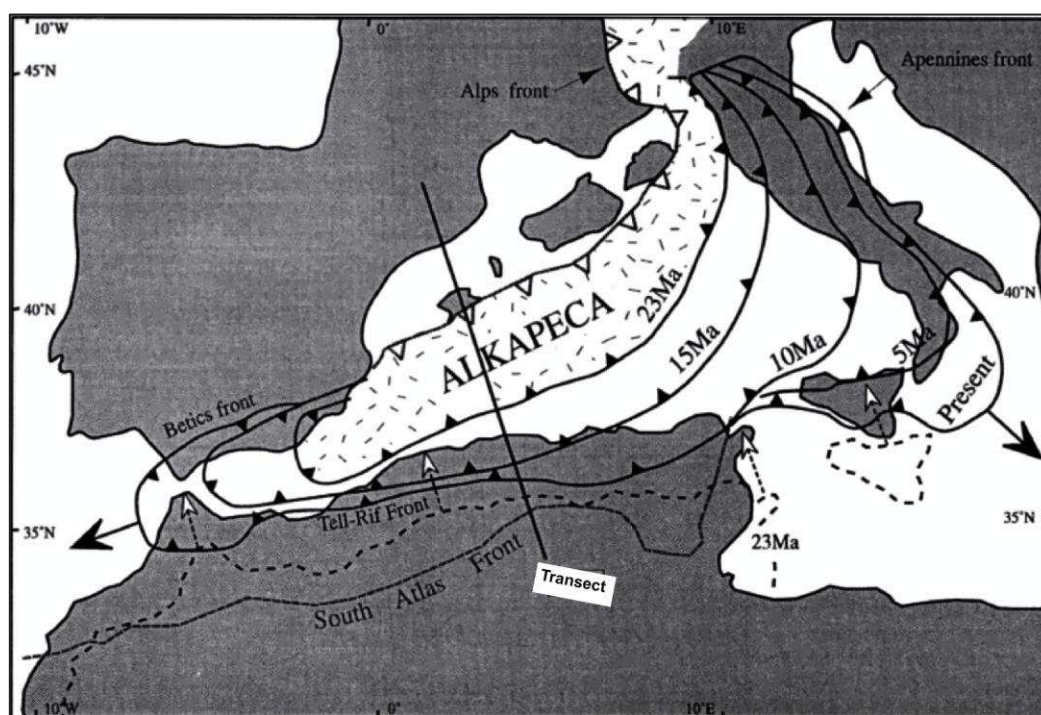


Figure I.12- Carte schématique, d'après Dominique Frizon de Lamotte, illustrant la géométrie successive de la subduction Tell-Rif-Apennins à compter de la Méditerranée occidentale au cours de l'Oligocène [d'après Doglioni et al., 1999 et modifiée pour la région occidentale par Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000]. AlKaPeCa (Alboran-Kabyliya-Péloritan-Calabre; Bouillin et al., 1986).

De l'Oligocène au Miocène moyen, le développement du prisme d'accrétion Tell-Rif est contemporain au roll-back de la subduction lithosphérique de la Téthys maghrébine et il est lié à l'ouverture de la Méditerranée occidentale. Cela nous amène à reconsidérer l'interprétation classique de l'orogénèse d'Afrique du Nord qui est liée à des processus de collision entre les plaques Europe et Afrique [Durand-Delga et Fontboté, 1980]. Au cours de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur, la convergence Afrique-Europe est absorbée principalement le long de la marge Ibérie-Baléares (y compris le domaine AlKaPeCa).

La subduction liée à l'extension arrière-arc est exprimée, dans le domaine AlKaPeCa, par des failles normales localisées en mer et à terre [Comas et al., 1992; Watts et al., 1993; Tricart et al., 1994; Saadallah et Caby, 1994]. Vers le sud, la Téthys maghrébine résiduelle a été caractérisée, à l'époque, par le dépôt des flyschs Numidiens [Vila et al., 1995; Esteras et al., 1996].

- le roll-back du slab lithosphérique (subduction océanique) conduit tout d'abord à l'accrétion des Kabyliques en Afrique [Lonergan et White, 1997] (Fig I.12 et Fig I.13). Cette accrétion est datée à 18 Ma, cependant, un plus jeune âge (15 Ma) est compatible avec les données en tenant compte des conséquences de l'accrétion exprimée par une activité tectonique durant le Serravalien dans le Tell et jusqu'au Tortonien dans l'Atlas (Wildi, 1983), en plus d'une activité magnétique calco-alkalin post-collision au Langhien à 15 Ma dans les Kabyliques [Piquè et al., 1998b].

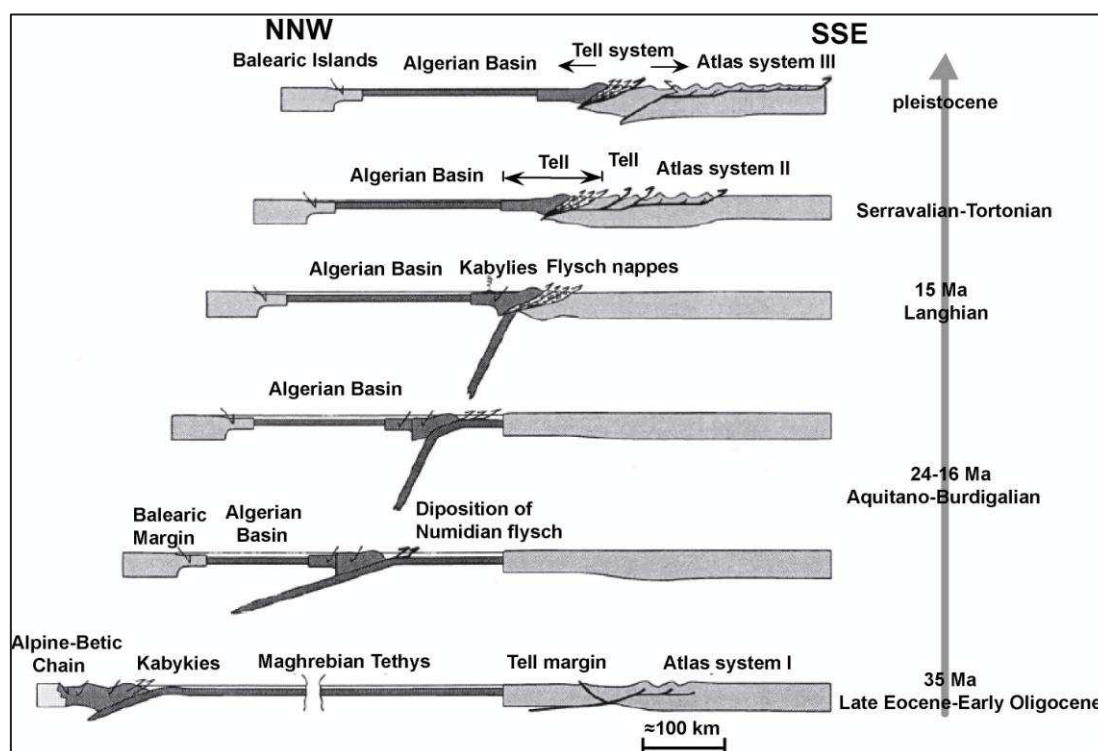


Figure I.13- *Modèle cinématique proposé par Dominique Frizon de Lamotte, illustrant le scénario géodynamique le long d'un transect de la marge Baléares à la plate-forme Saharienne [d'après Vergès et Sàbat, 1999; modifiée et complétée par Dominique Frizon de Lamotte et al., 2000].*

- Après l'accrétion des Kabyliques, le slab-téthysien a été subdivisé en deux parties distinctes : l'une dans la direction est, pour contrôler l'ouverture de la mer Tyrrhénienne et la seconde vers l'ouest pour contrôler l'ouverture de la mer d'Alboran [Lonergan and White, 1997] (Fig I.13).

- Les structures extensives développées dans les blocs AlKaPeCa et dans les bassins arrière-arc de la Méditerranée occidentale durant le Miocène inférieur jusqu'au Miocène moyen

doivent être considérées comme étant entraînées par le retrait du slab de la subduction [Doglioni et al., 1999; Verges et Sàbat, 1999].

- À l'est de l'Algérie et en Tunisie, le mouvement chevauchant (thrusting) s'est propagé vers le sud depuis 15 Ma à partir du front des Kabylides à travers l'ancienne marge de la Téthys (Tell) atteignant l'Atlas. Cette propagation est traduite par une succession de bassins d'avant-pays qui ont été progressivement intégrés dans le prisme orogénique [Ghandriche, 1991].

I.2.2.2 Le deuxième modèle (Michard, 2002)

La première indication tirée de ce modèle est que pendant le Jurassique-Crétacé inférieur, les terrains d'Alboran faisaient partie du domaine AlKaPeCa. En outre, trois phases majeures décrivent l'évolution de la Méditerranée occidentale et la formation des bassins dans cette région:

- la fin du Crétacé début du Paléogène est marquée par une subduction de la lithosphère océanique de la plaque Ibérique (océan Bétique-Pennique) sous les terrains alpins (subduction Alpine) [Schmid et al., 1996; Michard et al., 1996; Stampfli et al., 1998] (Fig I.14B);

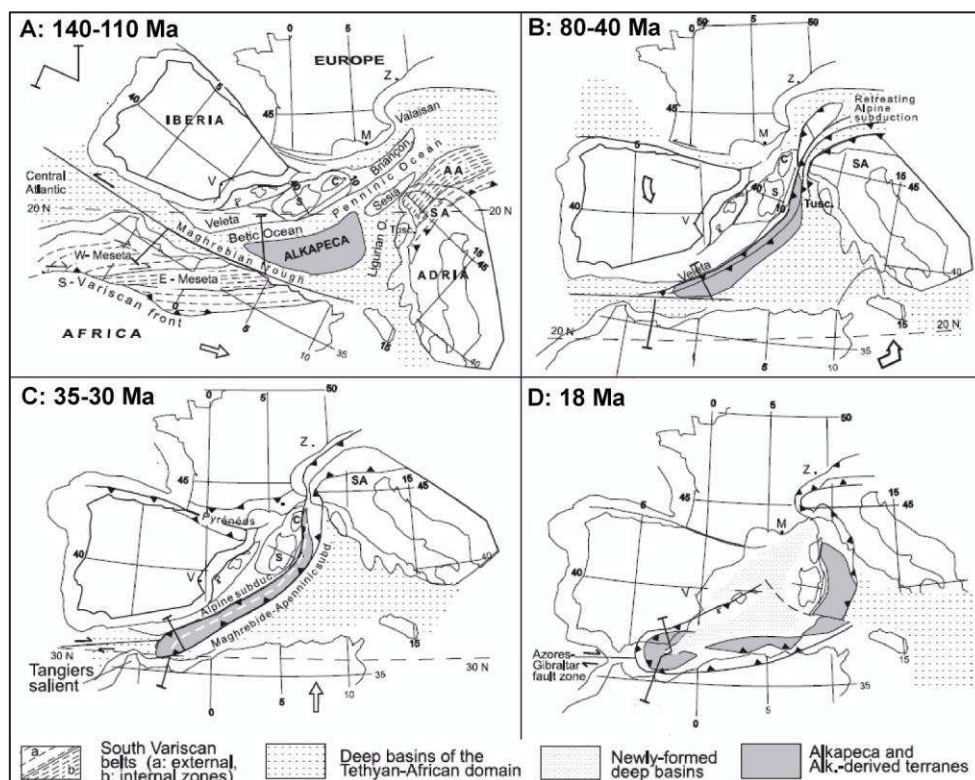


Figure I.14- Modèle géodynamique proposé par Michard et al [2002] décrivant l'origine et les déplacements de terrains d'Alboran et blocs AlKaPeCa dans la zone alpine de la Méditerranée occidentale [Michard, 2002].

- la collision du prisme tectonique alpin contre la marge européenne à la fin de l'Oligocène-Miocène [Piana and Polino, 1995; Schmid et al., 1996];
- la zone arrière devient une zone de subduction (lithosphère océanique africaine sous les terrains alpins [Doglioni et al., 1998; Stampfli et al., 1998]. Cette subduction a induit le retrait SE de la zone de subduction Apennine (Fig I.14.C et D), la dérive de la Corse, de la Sardaigne et des îles Baléares loin de la plaque Iberienne ainsi que la dispersion des fragments du prisme orogénique AlKaPeCa [Lonergan et White, 1997; Vergés et Sàbat, 1999] et enfin le collage de l'AlKaPeCa sur les deux continents pendant le Miocène inférieur-moyen.

I.2.2.3 Troisième modèle (Mauffret, 2004)

Le modèle propose des évidences géologiques et géophysiques sur l'ouverture E-W (2 cm par an à l'est et 5 cm par an à l'ouest) entre 16 et 8 Ma dans la région derrière l'arc de Gibraltar dans le bassin Algérien [Mauffret, 2004]. C'est une reconstruction de la mer Méditerranée entre l'Aquitaniens (Fig I.15A, 23 Ma) et le Burdigalien (Fig I.15B, 16 Ma) basée sur les modèles de [Gueguen et al., 1998] et de [Rosenbaum et al., 2002] établis à partir des données sismiques d'une qualité moyenne et des données de forage DSDP (Deep Sea Drilling Project). Le modèle présenté en Figure I.16 peut être résumé par les traits suivants :

- durant le Crétacé supérieur : c'est le début de la convergence des deux plaques africaine et européenne [Olivet, 1996];
- durant l'Oligocène-Miocène inférieur (Aquitaniens-Burdigalien) : c'est une période de formation du prisme d'accrétion le long des frontières sud de la plaque européenne [Johansson et al., 1998; Stromberg et Bluck, 1998];
- entre 19 Ma et 16 Ma : c'est la période d'ouverture du bassin Provençal comme bassin arrière-arc derrière le bloc Corso-sarde [Speranza et al., 2002]. Le domaine d'AlKaPeCa est situé le long de la marge européenne dans une position d'avant-arc ;
- à 16 Ma, la rotation du bloc Sardo-Corse a pris fin [Speranza et al., 2002] : l'arc de Gibraltar a commencé sa migration vers l'ouest ;

Le bassin de Corse [Mauffret et al., 1999], le bassin de Sardaigne [Sartori et al., 2001] et le bassin d'Alboran [Comas et al., 1992 et 1999] résultent de l'extension des bassins d'avant-arc (Miocène inférieur) ;

L'ouverture du bassin Algérien a commencé après la fin de l'élargissement du bassin Provençal (16 Ma). Elle a été suivie de l'ouverture du bassin Tyrrhénien à 8 Ma [Gueguen et al., 1998; Doglioni et al., 1999], cependant, certaines activités pourraient avoir continué jusqu'au Messinien (6 Ma) ;

La formation de la mer Tyrrhénienne et la mer d'Alboran n'est pas directement liée à la

convergence N-S des deux grandes plaques, elle résulte du roll-back de deux arcs migrant à l'est et à l'ouest vers la mer Ionienne et l'océan Atlantique respectivement [Loneragan et White, 1997; Frizon de Lamotte et al., 2000; Gelabert et al., 2002].

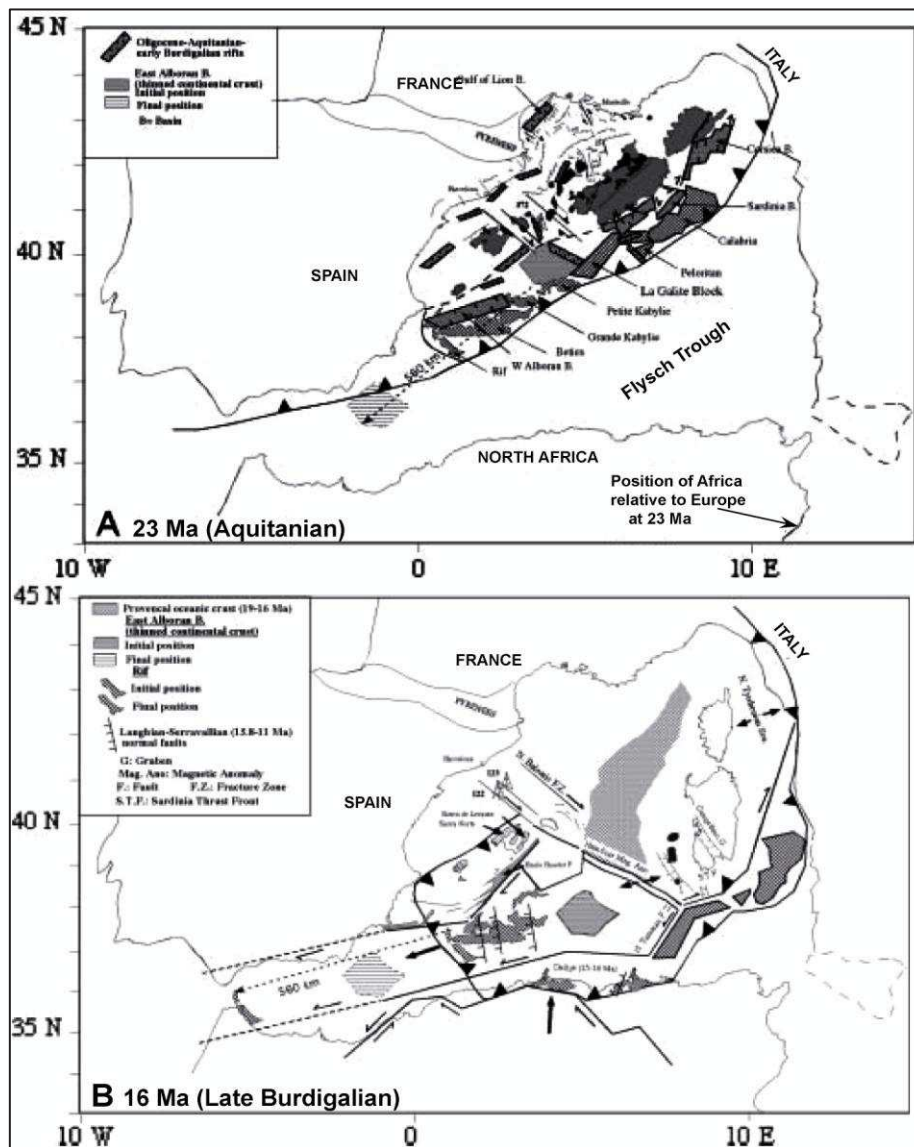


Figure I.15- Reconstruction de la mer Méditerranée durant l'Aquitaine (A, 23 Ma) et la fin du Burdigalien (B, 16 Ma) [d'après Mauffret, 2004]. Ce modèle est basé sur les reconstitutions de Gueguen et al. (1998) et Rosenbaum et al. (2002).

I.2.2.4 Quatrième modèle (Schettino et Turco, 2006)

Le modèle proposé par Schettino et Turco (Fig I.16) est un modèle numérique construit à la base d'anomalies magnétiques et de données sismiques en tenant compte des contraintes géologiques. Il décrit l'évolution des bassins Ligurien, Provençal et Algérien pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. L'anomalie magnétique a été utilisée pour déterminer le sens d'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale. Il ressort de ce modèle les principaux points suivants :

- le volcanisme Eocène et Oligocène dans la Méditerranée occidentale n'est pas lié à la subduction de l'océan Ligure sous la plaque Ibérienne depuis le Crétacé [Schettino et al., 2006].
- le modèle exclut toute convergence significative pendant le Crétacé supérieur entre les deux plaques Africaine et Iberique. Inversement, il prédit qu'environ 320 km de convergence avec l'Eurasie s'est produite à la limite nord-est de l'Ibérie, entre 110 Ma (début de l'Albien) et 67,7 Ma (Maastrichien); tandis que plus de 110 km de convergence est prédite entre 53 Ma (Yprésien, Eocène inférieur) et 33,1 Ma (Rupélien, début de l'Oligocène). La première phase de cette convergence était responsable de la subduction sud-est de l'océan Valaisan sous les blocs Iberie-Corse-Sarde [Stampfli et al 1998; Schettino & Scotese, 2002], tandis que la deuxième phase a connu la formation de la chaîne de montagnes des Pyrénées.
- la subduction de l'océan Valaisan et sa poursuite sud-ouest représentent le segment le plus occidental du système Alpin. Des évidences géologiques sur ce système de subduction ont été discutées par Lacombe et Jolivet.
- le volcanisme Eocène et Oligocène de la Sardaigne et les dépôts volcaniques des Apennins [Montanari et al., 1994] étaient liés à ce système de subduction et non à la convergence supposée entre l'océan Ligure et la plaque Ibérique, cependant la subduction s'est arrêtée quand la Sardaigne et la Corse sont entrées en collision avec la marge Eurasiatique. Une nouvelle limite des plaques s'est formée entre l'océan Ligure et la plaque Ibérique, qui a accueilli la convergence de l'Afrique par rapport à l'Ibérie et l'Eurasie.
- en contraste avec les modèles qui supposent une ouverture tardive de la mer Algérienne, [Cohen, 1980; Mauffret et al., 2004], Schettino et Turco proposent que ce bassin a été formé au cours de la dernière phase de rotation du bloc Corso-Sarde loin de l'Eurasie.

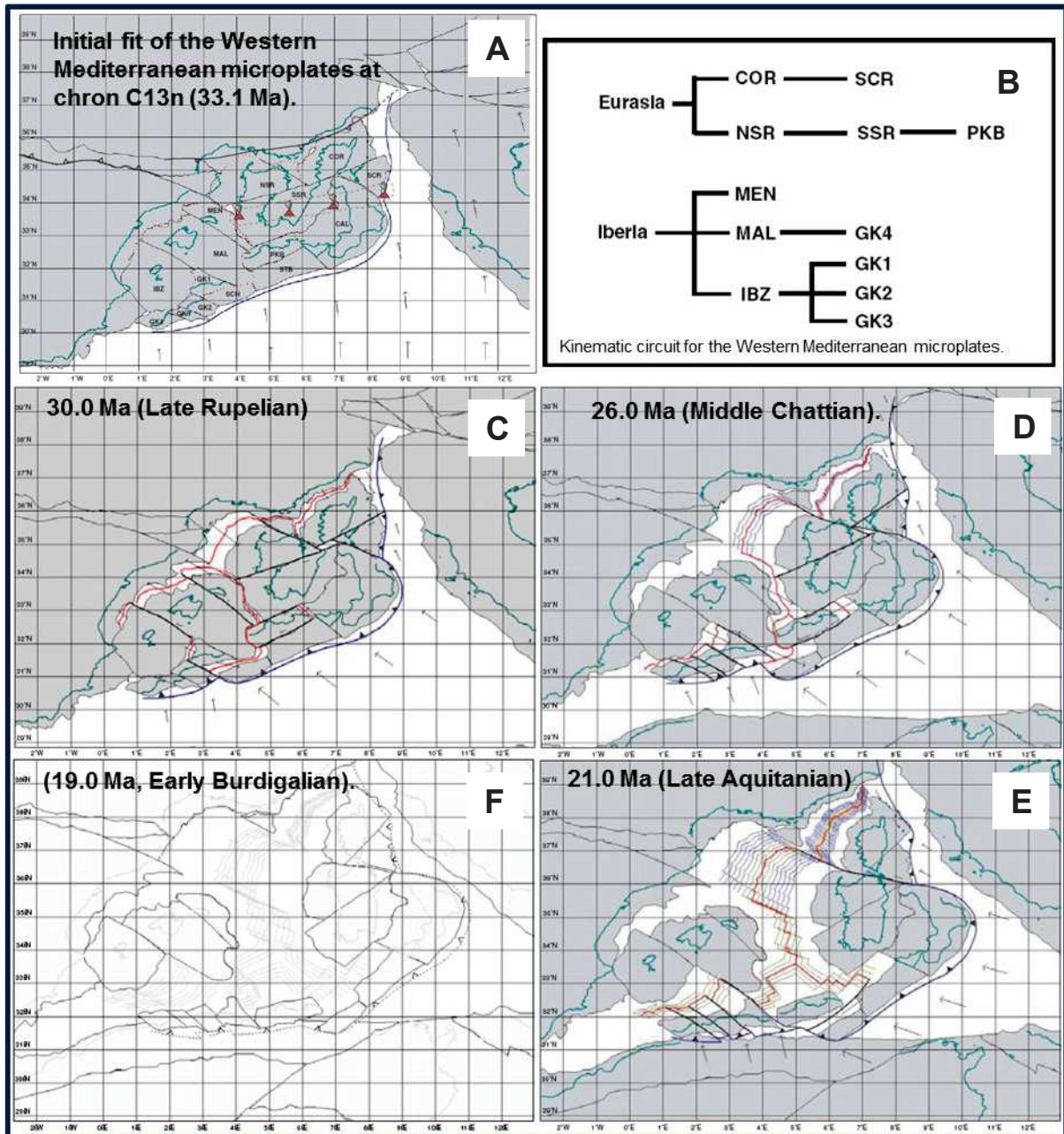


Figure I.16- Reconstruction des plaques tectoniques dans la Méditerranée occidentale d'après Antonio Schettino et Eugenio Turco, 2006. La figure illustre : les frontières de convergence entre les plaques Eurasienne et Ibérique et la zone de volcanisme Calco-Alkalin de l'Eocene et l'Oligocene.

- A) Plan cinématique pour les microplates de la Méditerranée occidentale.
- B) Plan cinématique de la micro-plaque de la Méditerranée occidentale ;
- C) Reconstruction des plaques tectoniques à 30.0 Ma (Fin du Rupélien) ;
- D) Reconstruction des plaques tectoniques à 26.0 Ma (Chattien moyen) ;
- E) Reconstruction des plaques tectoniques à 21.0 Ma (Fin de l'Aquitainien) ;
- F) Reconstruction des plaques tectoniques à 19.0 Ma (Début du Burdigalien).

I.3 Séismicité

La marge algérienne est une frontière active et est liée à la convergence entre l'Afrique et l'Europe. Le taux de convergence est estimé à environ 2 à 3 mm / an [Calais et al. 2003]. En Algérie du nord (onshore et offshore), l'activité sismique (sismicité) est de magnitude modérée à faible [Harbi et al., 1998]. Certains séismes sont localisés en mer, comme par exemple ceux d'Ain Benian (ouest d'Alger) en 1996 et Boumerdes en 2003 (est d'Alger). Les séismes d'Alger de 1365, d'Oran en 1790 et de Djidjelli en 1856 sont, d'après les descriptions des archives historiques, des séismes ayant leur source en mer. Ce sont les séismes historiques les plus violents qu'aient connu ces régions côtières d'Algérie [Kherroubi, 2011].

La Figure I.17 montre la sismicité de l'Algérie et les mécanismes au foyer des séismes majeurs ayant affecté la région nord du pays.

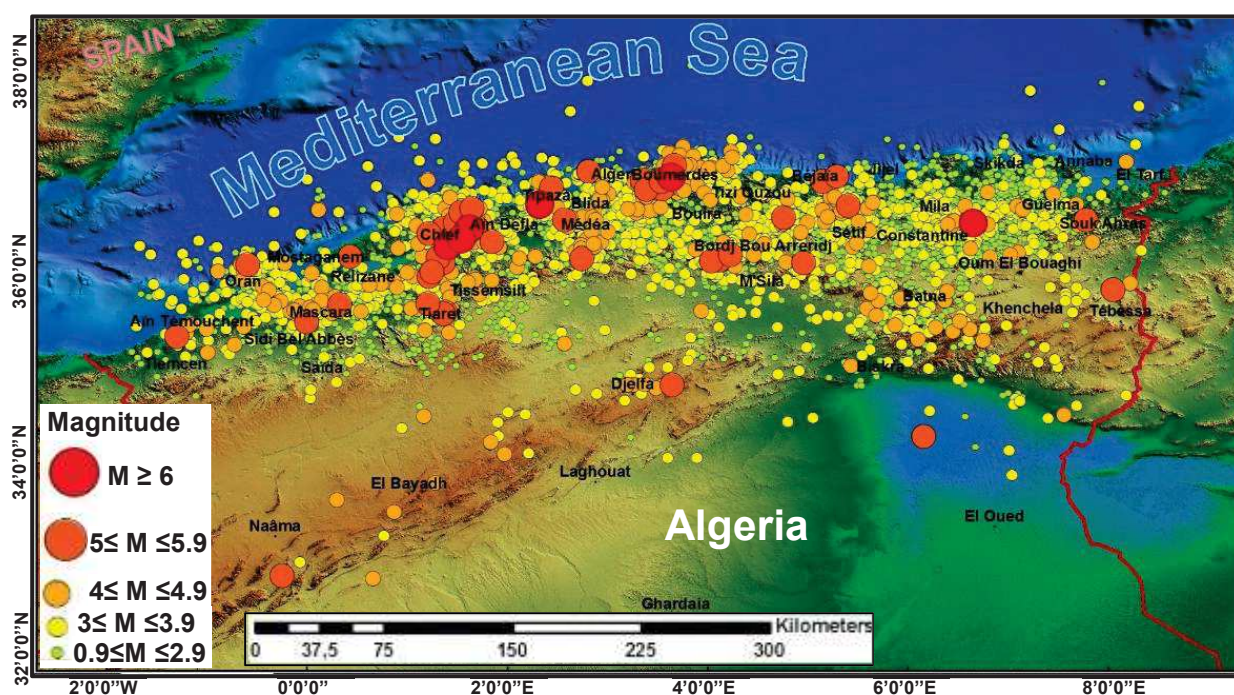


Figure I.17- La sismicité globale de l'Algérie entre 01/01/1980 et 20/05/2013 tirée du catalogue du CRAAG (modifiée après Mokrane et al., 1994 ; Yelles, A.K. et al., 2002; Harbi, A. et al., 2010).

Le plus grand événement sismique enregistré dans cette région est le tremblement de terre du 22 Août 1856 à Djidjelli (actuellement, Jijel). La secousse a été précédée la veille d'un grand séisme, ressenti à Alger, Sétif, Batna, aux îles Baléares (Espagne) et à Gênes (Italie) [Harbi et al., 1999 et 2003] (Fig I.19).

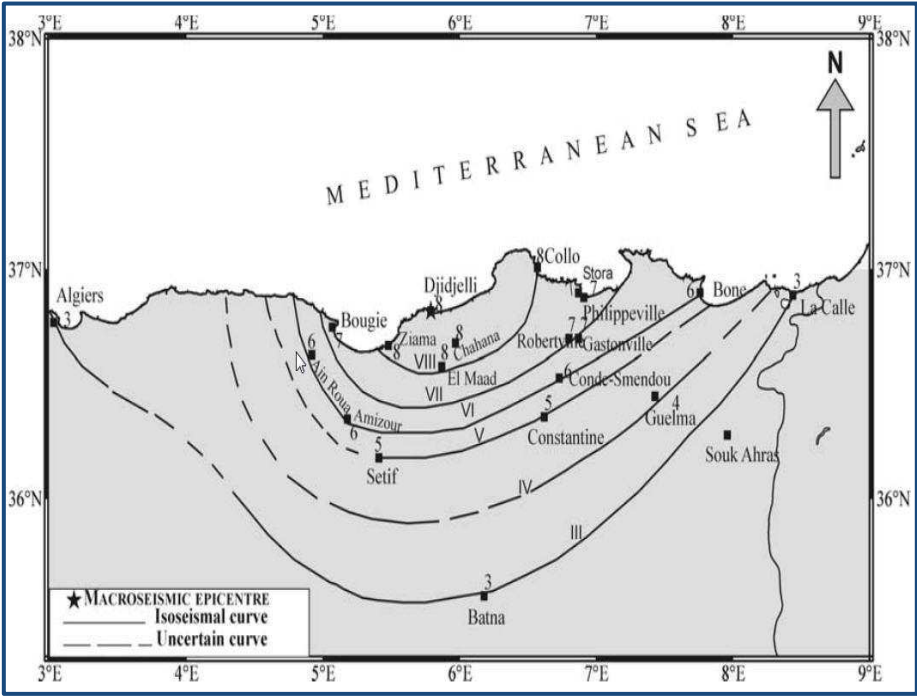


Figure I.18 - Carte d'isosismicité du séisme de 1856 dans la région de Jijel [Harbi ,2000].

Chapitre II

DONNÉES UTILISÉES

La présente thèse a été initiée dans le cadre d'un projet dédié à l'étude de la marge Algérienne, c'est le projet SPIRAL. L'objet de la thèse est l'imagerie de la structure profonde de la marge Algérienne. La technique géophysique la mieux adaptée pour un tel objectif est la sismique réflexion-réfraction grand-angle. Une des principales caractéristiques de la sismique grand-angle est qu'elle permet, avec son dispositif d'acquisition, d'enregistrer des ondes sismiques traversant les structures les plus profondes (croûte et manteau), et se propageant le long de grandes distances émetteur-récepteur. Les données exploitées pour la réalisation de cette thèse sont présentées dans ce chapitre II. Il s'agit principalement des données issues de la campagne SPIRAL, à laquelle j'ai eu le plaisir de participer. En plus des données SPIRAL, d'autres données sismiques, gravimétriques, magnétiques et bathymétriques de la compagnie pétrolière Sonatrach et des différentes autres campagnes avant SPIRAL ont été exploitées. Des données bathymétriques satellitaires de libre accès ont aussi été utilisées.

II.1 Données SPIRAL

II.1.1 Campagne SPIRAL

SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales du Nord de l'Algérie) est un programme de coopération algéro-français. Ce projet a pour but l'étude de la structure profonde de la marge nord-algérienne par les méthodes sismiques de grande pénétration: sismique-réflexion multi-traces basse fréquence et sismique-réflexion grand angle et sismique-réfraction. Durant la campagne SPIRAL, des données complémentaires ont été acquises sur l'ensemble des profils de : sismique de très haute résolution (sondeur de sédiments), magnétisme, gravimétrie et bathymétrie multi-faisceaux.

Les différents partenaires algériens et français du projet sont :

SONATRACH (Société Nationale pour la Recherche, la Production, le Transport, la Transformation, et la Commercialisation des Hydrocarbures, Algérie);

CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algérie) ;

DGRSDT (Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique, Algérie);

l'IFREMER, (Institut français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, Brest, France);

UBO (Université de Bretagne occidentale, Brest, France);

IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer, Brest, France);

GEOSCIENCES Azur, (Nice, France).

Cinq zones ont été ciblées par les travaux du programme SPIRAL, correspondant à cinq grands transects de sismique-réfraction et réflexion grand-angle :

- la zone de Mostaganem, à l'ouest de l'Algérie;

- la zone de Tipaza, au centre de l'Algérie entre le massif de Chenoua et d'Alger;
- la zone de Tizi ouzou, au centre de l'Algérie dans la Grande Kabylie;
- la zone de Jijel, à l'est de l'Algérie dans la Petite Kabylie;
- la zone d'Annaba, à l'extrême est de l'Algérie.

La campagne SPIRAL a été réalisée en deux phases :

- La première partie (Leg1), pour acquérir des données sismique-réflexion multi-trace (SMT). Au total, 2800 km de profils ont été acquis, dont 700 km (Spi12, 13, 14, 15, 16 et 17) dans la zone de Jijel sept profils totalisant (Tableau II.1).

- La deuxième partie (Leg2), a permis d'acquérir les cinq profils terre-mer de sismique-réfraction grand angle (Fig II.1). L'enregistrement des données grand angle par les OBS et stations à terre a été accompagné par l'enregistrement de données de sismique multi-traces pénétrante (SMT) le long d'une distance de 180 km en mer par le même streamer utilisé dans le Leg1 (Spi22) (Tableau II.1).

Le plan de position des lignes acquises lors du Programme SPIRAL est présenté en figure Fig II.1.

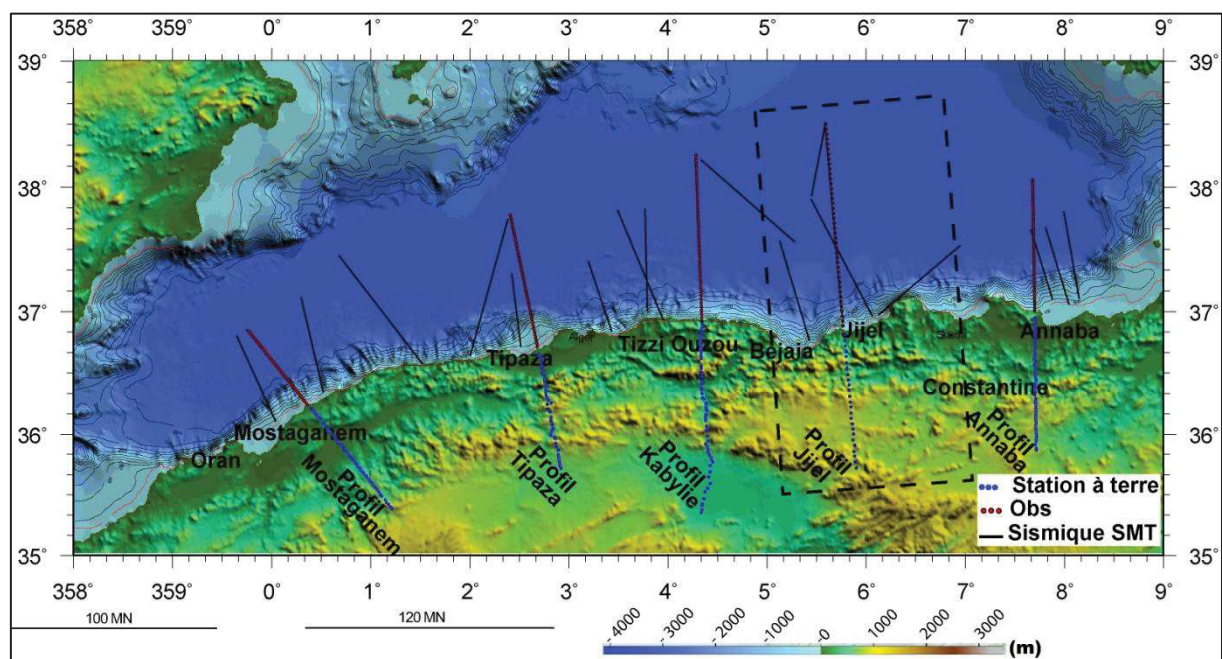


Figure II.1- Plan de position des profils acquis lors de la campagne SPIRAL. Les profils sismiques multitraces sont représentés avec des traits continus en couleur noire. Les profils grand angle représentés par deux couleurs, rouge pour les OBS (partie Offshore) et bleu pour les stations à terre (partie onshore). Le rectangle noir à trait discontinu indique les limites de la zone d'étude. Elle couvre la Petite Kabylie et elle est tracée autour du transect de Jijel.

Nom du profil	Nombre de points de tir	Longueur du profil (Km)
Spi 12	2238	111,85
Spi 13	2020	100,95
Spi 14	3856	192,75
Spi 15	1362	68,05
Spi 16	2424	121,15
Spi 17	1993	99,6
Spi22	1205	180,6

Tableau II.1- Profils SMT acquis dans la zone d'étude. La localisation des profils est présentée sur la Figure II.5.

II.1.2 Principe d'acquisition des données de sismique mutitraces (SMT) et grand-angle

Les équipements nécessaires à la mesure sismique sont de trois types :

Les émetteurs (ou sources), les récepteurs et les systèmes d'acquisition. Le rôle de la source est d'émettre une onde acoustique dont on connaît les caractéristiques (fréquence, durée, amplitude du signal) dans le milieu liquide.

Le principe des récepteurs est de convertir l'onde acoustique en tension électrique. En sismique, on utilise deux types de récepteurs ; les hydrophones piézo-électriques et les géophones ou sismomètres. En sismique réflexion, pour capter le signal acoustique, on utilise principalement une flûte (ou streamer) constituée d'un ensemble d'hydrophones alignés montés électriquement en série ou en parallèle. En sismique réfraction, on utilisera plutôt des stations posées sur le fond, de type OBS (Ocean Bottom Seismometer), intégrant un hydrophone et trois géophones (3 axes) (Fig II.2).

L'utilisation des OBS comme système d'enregistrement, en sismique grand angle réflexion/réfraction, est un outil très efficace pour l'exploration dans les eaux profondes, les zones caractérisées par des difficultés de pénétration de l'énergie sismique, les structures complexes et profondes et les bassins très étendus.

Dans ce projet, deux techniques d'acquisition ont été combinées : la sismique réflexion multitraces offshore et la sismique grand angle basée sur les enregistrements offshore par des OBS (ocean bottom seismographs) placés au fond marin et onshore par des stations terrestres (station d'enregistrement sismologique a trois composantes).

La SMT a pour principe l'acquisition de plusieurs traces réfléchies associées à des couples point de réception-point de tir tel que le point situé à mi-distance entre l'émetteur et le récepteur soit le même (nommé Common mid-point ou CMP). Lors de tirs successifs, le décalage du dispositif Source-Récepteur le long du profil permet l'enregistrement de plusieurs traces sismiques en un même CMP. Les traces correspondant à un point milieu sont traitées et sommées pour former une seule trace. L'addition des traces réfléchies en un même CMP

permet d'améliorer le rapport Signal/Bruit en sommant de manière constructive les signaux réfléchis, en phase d'une trace à l'autre, et en atténuant le bruit, réparti de manière aléatoire sur les traces. Sur la section sismique (*stack*) qui résulte de la sommation en couverture multiple (Fig II.3), les réflexions sont ainsi plus facilement identifiables, et la pénétration est améliorée.

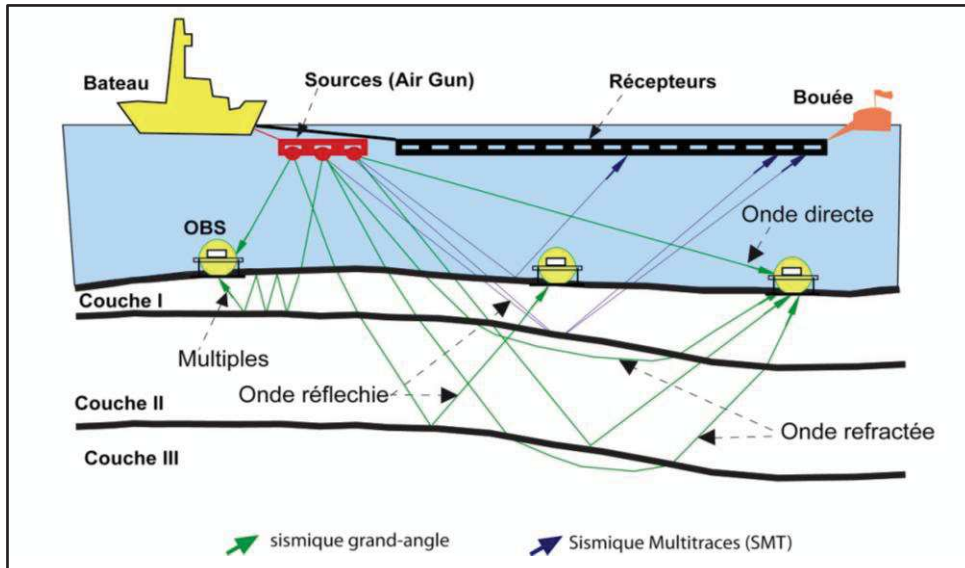


Figure II.2- Schéma illustratif du principe des deux techniques sismiques multi-traces et grand angle.

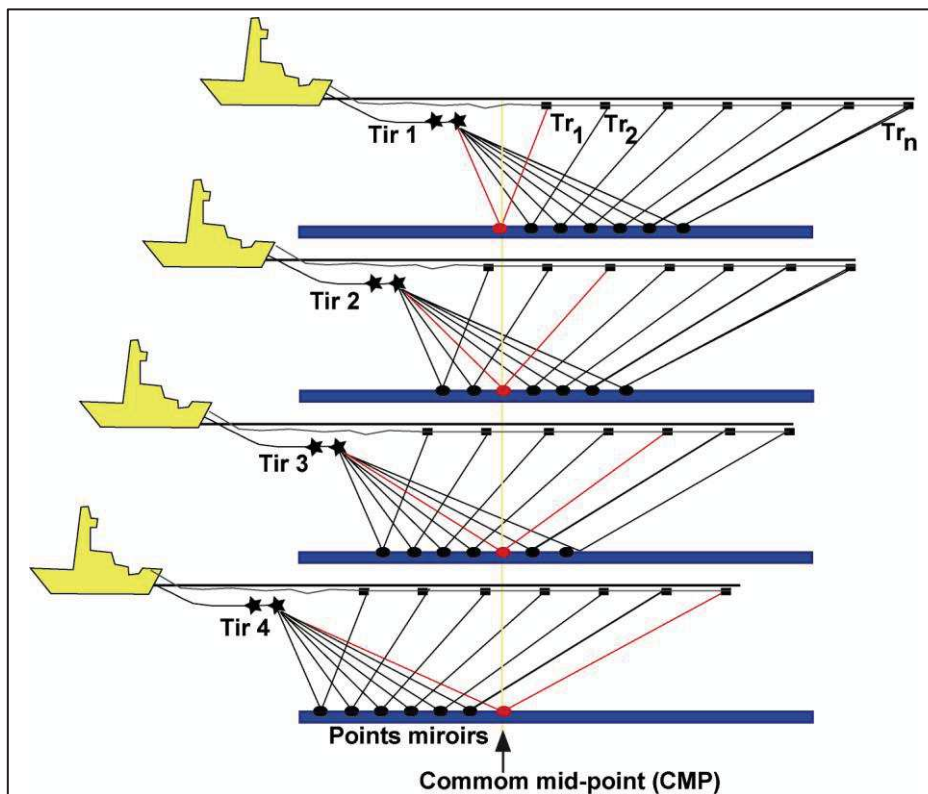


Figure II.3- Schéma illustratif du CMP.

II.1.3 Sismique multitrace (SMT) et grand-angle utilisées dans la zone de JIJEL

En tout, 42 OBS et 25 stations terrestres ont été déployées le long d'une ligne orientée nord-sud (Fig II.5). À terre, les 25 stations tri-composantes haut débit ont été déployées le long d'un profil de 100 km traversant la Petite Kabylie (Jijel et Mila) jusqu'aux haut plateaux (Sétif et Batna). En mer, l'acquisition s'étend sur 180 km au nord de Jijel, jusqu'au bassin Algérien. Les distances moyennes entre les OBS et les stations à terre sont respectivement de 4,4 km et 5 km. Comme source et pour atteindre les structures profondes, des canons à air synchronisés sur le premier pic, avec un volume total d'environ 8909 cube-inch et une profondeur moyenne de 29 m sous le niveau de la mer, ont été utilisés. L'espacement des tirs est de 60 secondes, correspondant à environ 150 m. 1205 tirs ont été effectués. Simultanément, un profil sismique 2D multi-canal (Spi22) a été enregistré à l'aide d'une flûte de 4,5 km de long et composée de 360 canaux espacés à intervalle de 12.5 m. En même temps que le profil grand angle (OBS et multi-canaux), six autres lignes multi-canaux (sismique 2D) Spi12, 13, 14, 15, 16 et 17 ont été acquises en utilisant le même dispositif mais avec une source différente: afin d'améliorer la résolution sismique, l'espacement a été réduit à 50 m (20 secondes) et 13893 points de tir ont été tirés (Fig II.6).

II.1.4 Equipements et paramètres d'acquisition

II.1.4.1 Flûte numérique

Le dispositif de réception adapté pour la campagne SPIRAL est composé de la flûte SMT de l'IFREMER. Le système SERCEL d'acquisition des données de sismique multitraces de l'Ifremer est constitué par une flûte numérique de 360 traces de 12.5 m chacune, soit 4500 m de longueur active se terminant par une bouée de queue.

La description de cette flûte est résumée par les paramètres suivants:

Equipement : SERCEL 408XL (version5.2)

Format d'enr.: SEG D

Long. Enr. : 18s

Nbre de traces sur la flûte : **360 traces**

Longueur des traces: **12,5 m**

Distance entre tirs:**50 m**

Vitesse navire: **4.85 nœuds**

Cadence tirs: **20 s.**

Distance Arrière bateau /Source :**70 m**

Distance Arrière bateau-
-centre 1^{er} trace Flûte :**247 m**

Distance Source/1^{er} trace:**177 m**

Profondeur Source: **29 m**

Profondeur Flûte : **20 m**

Nombre de traces aux. : **20**

Longueur du streamer :**4500 m**

Longueur d'écoute :**17 s**



Pas d'échantillonnage : **4 ms**

Format : **SEGD**

La flûte est constituée des éléments suivants (Fig II.4) :

- Cable de traction
- Section neutre de tête
- Capteur d'immersion
- Traces actives (30 éléments (ALS) de 150m (12 traces))
- Section neutre de queue
- Bouée de queue

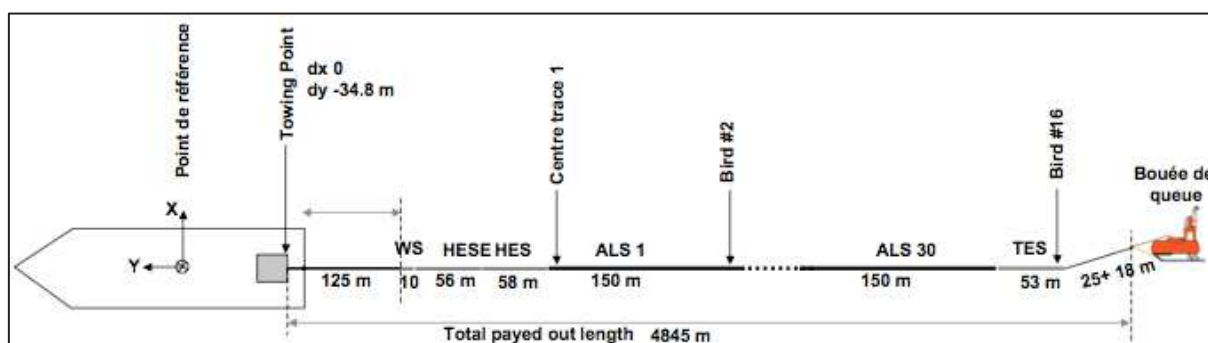


Figure II.4- Schéma constitutif de la flûte utilisée durant la campagne SPIRAL.

II.1.4.2 Récepteurs sous-marins

Les instruments d'enregistrement sur le fond marin (OBS) déployés par l'IFREMER le long des profils SPIRAL sont de 2 types :

- **MicROBS et MicROBS+**

Le système d'enregistrement « MicroOBS » est composé des géophones (4,5 Hz à 1000 Hz) et d'hydrophone (4Hz à 15 kHz).l'ensemble de l'instrument rentre dans une sphère en verre de 13 pouces (soit environ 33 cm). Le poids total de l'instrument est de seulement 20 kg dans l'air auquel il convient d'ajouter les 20 kg du lest au moment de la mise à l'eau. L'électronique ainsi que l'alimentation, le système de stockage, la balise radio et les flashes sont contenus dans deux demies sphères en verre reposant l'une sur l'autre et dont l'étanchéité est assurée par le travail de la surface de contact, la pression et un vide partiel de la sphère ainsi formée. Des joints ferment cependant l'extérieur de la sphère surtout pour les périodes en surface où la pression hydrostatique est nulle.



MicROBS

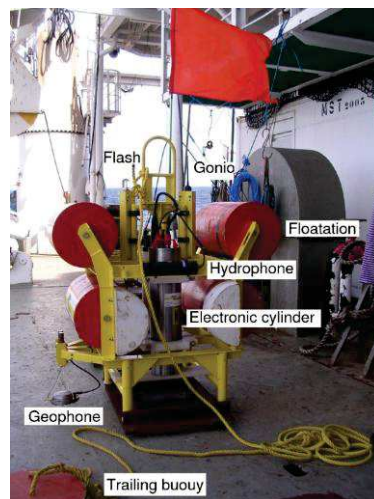
Les MicroOBS sont équipés de pack de batteries rechargeables. La sphère est donc percée d'un premier port de connexion permettant l'alimentation électrique de l'instrument. La récupération des données et la communication avec l'instrument se fait via un deuxième port USB 1.1 permettant d'éviter l'ouverture et la fermeture de la sphère entre les déploiements successifs à la mer. L'intégration dans une même sphère de toute l'électronique du système de libération (grâce à un hydrophone large bande), de l'acquisition des données et des systèmes de récupération (flash et balise radio) réduit significativement le poids et le volume de l'instrument, facilitant grandement sa mise en œuvre.

Le MicroOBS+ est conçu avec une mémoire de 4 Gb et des batteries supplémentaires qui permettent un déploiement d'environ 4 semaines dont 2 semaines d'enregistrement. Il est renfermé dans une sphère de verre de 15 pouces.

- **OldOBS**

Les OldOBS de l'IFREMER sont basés sur le système électronique de GEOMAR (SEND GmbH) avec une conception mécanique de l'Ifremer. Ils sont composés d'un châssis en aluminium sur lequel sont fixés deux cylindres : le premier contient le système d'acquisition électronique, le périphérique de stockage et les batteries de l'OBS ; le second contient le système de libération et l'électronique correspondante. Les OBS mesurent une hauteur de 1,8 m pour un poids de 240 kg auquel il faut ajouter les 65 kg de lest que représente l'ancre. Les OldOBS sont composés principalement de :

- géophones 4,5 Hz à 1000 Hz
- hydrophone 4Hz à 5 kHz



OldOBS

II.1.4.3 Récepteurs à terre

Trois types de stations à trois capteurs (une composante verticale et deux composantes horizontales E-W et N-S) implantées à terre dans la partie terrestre le long des profils grand angle ont été utilisées. Ce sont des équipements du CRAAG utilisés pour la surveillance sismologique et sont de 3 types:

- **Geodevice**

La « Geodevice » est une station d'acquisition numérique à trois composantes dont les caractéristiques sont :

- . Pas d'échantillonnage: 2 ms (500 Hz)
- . digitalisation: 24 bit

- **Quantera**

Pas d'échantillonnage 5 ms (200 Hz)
digitalisation: 24 bit



Station sismologique

- **Geostar**

La « Geostar » est une station d'acquisition numérique (16 bits) à trois composantes. L'enregistrement permanent des données se fait sur un disque dur interne de 2 Giga Octet.
Pas d'échantillonnage 6,67 ms (150 Hz)
digitalisation: 16 bit

II.1.4.4 Source sismique

Le choix de la source est primordial en fonction des objectifs d'imagerie fixés par la campagne. Comme le but de cette étude est d'imager des structures en terme de résolution et de pénétration à savoir :

- la base de la croûte à la fois sous la marge et dans le bassin ;
- l'imagerie sous l'imposante couche de sel du bassin algérien ;
- l'enracinement des structures profondes ;
- la transition continent-océan ;

Deux configurations de la source sismique ont été utilisées; l'une de type "monobulle" [Avedik et al., 1993] pour le leg1. Elle est basée sur :

- 1) la synchronisation des signaux des différents canons non pas sur le premier pic mais sur la première oscillation de la bulle, plus basse fréquence que le pic d'émission du canon.
- 2) le choix de canons de différents volumes pour obtenir des signatures unitaires aussi différentes que possible, permettant l'atténuation des signaux de forte amplitude non synchronisés (premier pic et oscillations secondaires de la bulle) par addition des signaux des différents canons de la source.
- 3) l'immersion « profonde » de la source pour resserrer les fortes amplitudes du spectre sur les basses fréquences tout respectant les conditions de bon fonctionnement des canons.

L'autre adaptée aux objectifs de la sismique grand angle durant le leg2 avec une distance entre tirs trois fois plus grande que celle du leg1.

La source utilisée est de type canons à air à une pression de 140 bars alimentée par des compresseurs (Fig II.5).

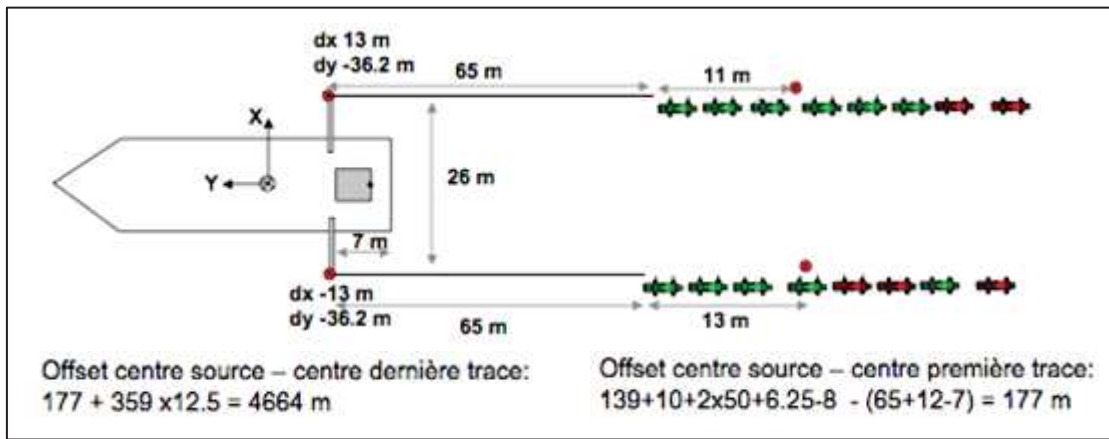


Figure II.5- Disposition de l'assemblage des canons de la source (sismique multi-traces).

Les paramètres de la source sont :

Type de source : G Gun/ Bolt

Volume : 8909 cu.in (grand-angle)

Volume : 3040 cu.in (SMT-Leg1)

Synchro canons: 1er Pic

Délai source/ECOS : 38 ms

Immersion source: 29m

Canon à air



II.1.5 Paramètres du « Binning »

La construction des collections CMPs est réalisée le long du profil en utilisant les positions réelles des sources et récepteurs. Le profil est découpé en portions de longueur donnée le long du profil et de largeur infinie, définissant des surfaces de réflexion appelées « Bin ». Toutes les traces réfléchies dans un même « Bin » seront sommées lors de l'addition en couverture multiple. Pour le contrôle qualité, les sections sont « binnées » à 25 mètres, soit une couverture de l'ordre de 180 (360 traces à 12.5 m, inter-tir de 50 m). Un « binning » à 6.25 mètres (couverture 45) est également réalisé pour les besoins du traitement de la SMT sous GéoCluster. La préparation de la navigation, la géométrie des profils et le « binning » des données ont été réalisées avec le logiciel Sispeed d'Ifremer. Les paramètres des données à la sortie de Sispeed sont :

- Longueur des traces Sispeed : 13 s
- Pas d'échantillonnage : 4 ms
- Longueur des «bins» générés par SISPEED: 6.25m
- Couverture : $C \sim 45$.
- Distance entre CMP : 6.25 m
- Longueur Bins : 6.25 m

II.2 Données sismiques multi-traces de Sonatrach

Des données sismiques complémentaires aux données SPIRAL ont été utilisées. Trois profils L1, L2 et L3 répartis à l'est et à l'ouest du transect grand angle de Jijel nous ont été accordés

par Sonatrach (Fig II.18). Ces profils ont été acquis durant une campagne sismique 2D menée en 2000 par Sonatrach dans le cadre des programmes de recherche pétrolière dans l'offshore algérien. Ces profils ont été acquis par une source airgun de 3000 cu-in avec une pression de 1950 psi. Les sources ont été placées à 6 m de profondeur, distantes de 25 m. L'enregistrement a été effectué par des grappes de 12.5 m d'intervalle à une profondeur d'immersion de la flûte de 8m. Ces données sont de bonne qualité sismique, caractérisée par une haute résolution et une pénétration très profonde.

II.3 Données gravimétriques, magnétiques et bathymétriques

Des données gravimétriques, magnétiques et bathymétriques acquises durant les campagnes de Sonatrach 2000 et SPIRAL 2009 ont été exploitées. Des données de la campagne Maradja 2003 (MARge Active de "el DJAzair», Algérie), ont été intégrées et les données topographiques ETOPO1 1-minute global relief (www.ngdc.noaa.gov) ont aussi été utilisées.

II.4 Carte de base et plan de position des données

La Figure II.6 présente principalement la carte géologique de l'est d'Algérie montrant les différentes unités structurales de la partie onshore de la zone d'étude [Vila, 1978]. Les principaux domaines structuraux sont ; la Petite et la Grande Kabylie (LK et GK, zones internes) et le Tell (zones externes) [Boullin, 1977; Vila, 1980 et Wildi, 1983]. Pour la partie offshore, la bathymétrie est extraite des données de la campagne Maradja 2003 et ETOPO1 1-minute global relief. Les profils sismiques 2D de la campagne SPIRAL Spi12, 13, 14, 15, 16, 17 et Spi22 sont représentés avec des traits continus en couleur noire. Les sismomètres de fond de mer (OBS) sont indiqués par des cercles rouges. Les stations terrestres (LS), quant à elles, ont été représentées par deux couleurs différentes ; celles qui présentent un bon rapport signal sur bruit et qui ont été exploitées par des cercles jaunes et celles caractérisées par une mauvaise qualité sismique (données bruitées) par des cercles bleus. Les profils sismiques 2D L1, L2 et L3 (données Sonatrach, offshore d'Algérie), sont représentés avec des lignes discontinues de couleur noire.

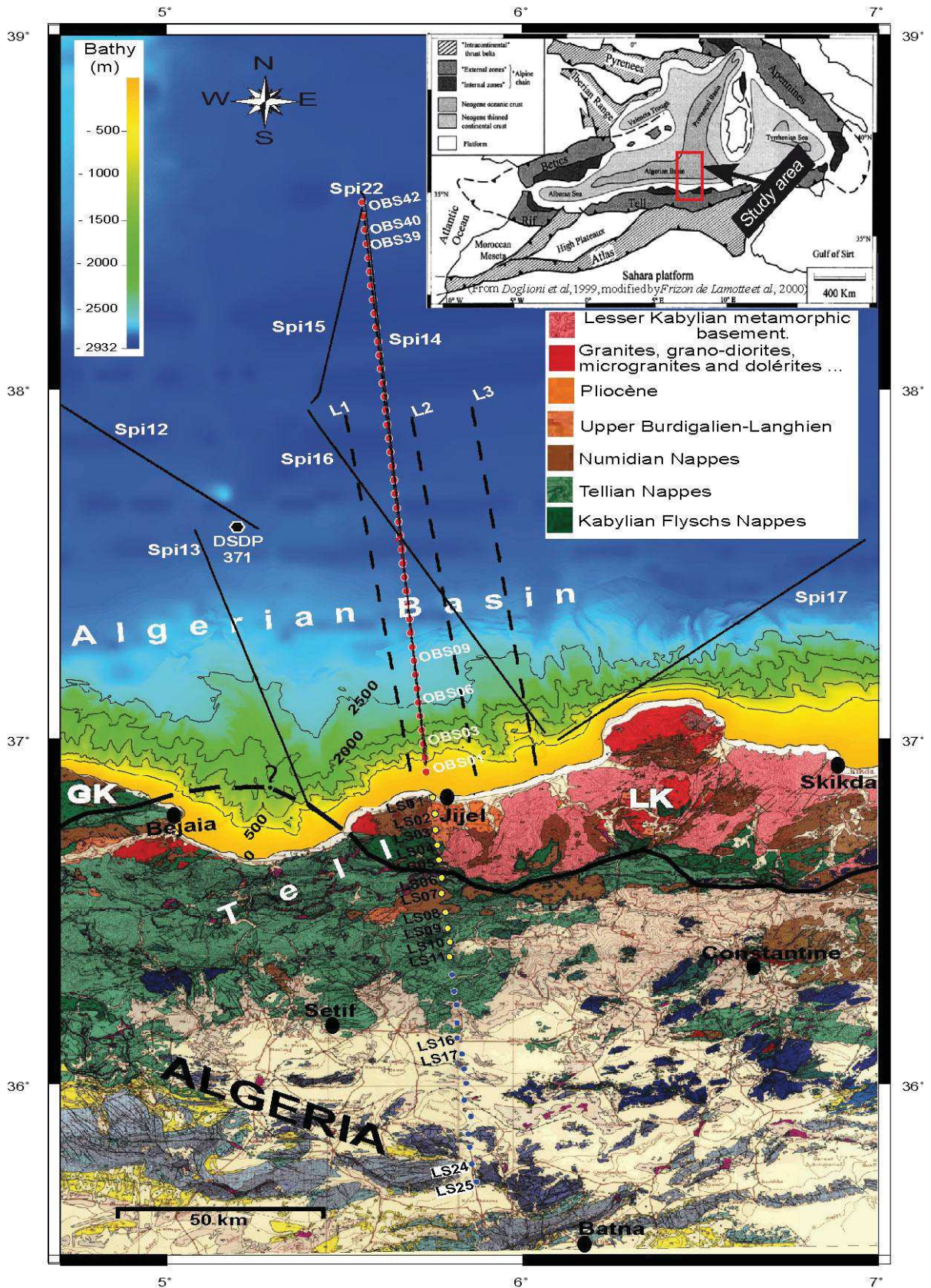


Figure II.6- Carte géologique de la région d'étude et localisation des données utilisées.

Chapitre III

TRAITEMENT DES DONNÉES DE SISMIQUE-REFLEXION MULTI-TRACES

III Traitement des données sismiques multi-traces

Les domaines de géologie complexe nécessitent des outils et des programmes de traitement spécifiques. La présence de couches salifères et de dômes de sel, de configurations stratigraphiques complexes de fort pendage, de couches de faible vitesse comme les dunes de sable et les formations fracturées, présentent des particularités propres et par conséquent nécessitent un traitement approprié.

L'analyse des variations d'amplitude en fonction de la distance émetteur-récepteur, l'inversion sismique, les attributs sismiques et la migration en profondeur offrent des solutions aux problèmes liés à la complexité géologique et fournissent une image aussi proche que possible de structures réelles. Toutes ces techniques ne peuvent être appliquées que sur des données bien préparées. Cette préparation s'attache en général à améliorer le rapport signal sur bruit (Filtrage fréquentiel, déconvolution, atténuation des bruits, atténuation des multiples, sommation...etc).

Les données sismiques étudiées par la présente thèse ont été acquises dans une région géologiquement très complexe. Il s'agit d'un contexte de transition terre-mer d'un domaine marin riche en activité salifère en contact avec des formations terrestres fortement tectonisées. Comme l'objectif de la thèse est l'imagerie sismique par inversion et migration en profondeur, ces données ont fait l'objet d'un traitement approfondi.

Pour commencer ; nous avons traité le signal engendré par la source. Cette étape, très sensible, a pris beaucoup de temps car le signal sismique était d'une ondelette à phase mixte.

Des difficultés ont été rencontrées lors des premières analyses de vitesses à cause de la présence des multiples de différentes sources (fond marin, réverbération, couche de sel). Plusieurs passages d'analyse de vitesses ont été réalisés. Cette partie du travail a pris beaucoup de temps du fait de la longueur importante des profils et du nombre élevé de collections points miroir CMP par profil (27980 CMPs pour le profil Spi14).

La récupération des pertes d'amplitude, la déconvolution, le traitement de la phase, l'atténuation des multiples, l'atténuation des bruits aléatoires, la migration en temps avant sommation et le traitement post-sommation forment le noyau du traitement des données SMT. Dans ce chapitre, nous allons développer les principales phases de la séquence retenue pour le traitement des données sismiques SMT. Les étapes ordinaires de traitement seront énumérées dans l'organigramme global de la séquence appliquée.

III.1 Récupération des pertes d'amplitude

Les programmes de récupération des pertes d'amplitudes sont destinés à compenser les

variations d'amplitude qui ne sont pas directement liées aux variations des coefficients de réflexion. La tranche d'eau importante, atteignant 2900 m, et la présence d'une couche de sel d'environ 1 km d'épaisseur ont affecté considérablement le signal sismique. Pour remédier à ce problème, une série de programmes a été adoptée. On développe dans cette partie deux programmes relatifs aux principaux facteurs affectant l'amplitude sismique, à savoir la divergence sphérique et l'absorption.

III.1.1 Correction de l'effet de la divergence sphérique

La divergence sphérique est un facteur purement géométrique résultant de l'expansion du front d'onde. Le but de la correction de la divergence sphérique est d'éliminer l'effet d'atténuation de l'énergie à cause de redistribution sur la surface du front d'onde. L'énergie varie inversement avec le carré de la longueur du rai parcouru ; par conséquent, l'amplitude qui est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie, devrait être inversement proportionnelle à la distance parcourue.

Dans un milieu homogène, à vitesse constante, les fronts d'ondes sont des portions de sphères et la décroissance d'amplitude est exprimée par $1/VT$, où le produit VT est la distance parcourue, V étant la vitesse quadratique moyenne (RMS, root mean square) et T le temps de trajet.

Pour les milieux où la vitesse varie avec la profondeur, les fronts d'ondes sont des surfaces quelconques et il n'existe pas d'expression analytique exacte pour la divergence sphérique. Newman (1973) a établi une loi pour un modèle géologique à stratification plane et à offset nul. La décroissance d'amplitude est de $1/TV^2$.

Le programme appliqué est basé sur l'approximation de Newman et nécessite la connaissance de la loi de vitesses sismique. Dans la pratique on applique une correction provisoire au début du traitement pour servir à la suite de tests de paramètres de traitement et qui sera remplacée par une autre application en utilisant le champ de vitesses (Vitesses finales). La compensation de l'effet de divergence sphérique selon la loi de Newman se base sur la multiplication de chaque échantillon de la trace sismique par un facteur F selon la formule suivante :

$$F = t \cdot V_{rms}^2 \quad \text{III. 1}$$

Avec ; t : le temps de trajet à offset nul.

V : la vitesse RMS.

III.1.2 Correction de l'effet de l'absorption.

Lors de la propagation, une partie de l'énergie du front d'onde se dissipe en chaleur (transformation de l'énergie élastique en chaleur). Cette perte est due à la friction, c'est le phénomène d'absorption. Pour une distance donnée, les hautes fréquences parcourent un nombre de longueur d'ondes plus important que les basses fréquences. Le phénomène d'absorption atténue donc plus les amplitudes des hautes fréquences que celles des basses

fréquences. La décroissance de l'amplitude peut alors exprimer comme suit :

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad \text{III. 2}$$

On constate approximativement que l'amplitude est proportionnelle à $e^{-\alpha x}$. Alpha (α) est le coefficient d'absorption et x représente la distance parcourue.

En général, la dépendance du coefficient d'absorption α de la fréquence est donnée par :

$$\alpha = \frac{\pi f}{Qv} \quad \text{III. 3}$$

où Q : facteur de qualité ;
 v : vitesse sismique ;
 f : Fréquence.

La dissipation de l'énergie dépend des paramètres pétro-physiques des couches traversées ainsi que des fluides qu'elles contiennent. Chaque couche est caractérisée par un facteur de qualité Q exprimant sa capacité d'absorption. Q est généralement compris entre 25 et 300. Les milieux absorbants sont caractérisés par un faible facteur Q (il y a une forte atténuation).

La distance parcourue peut être exprimée par la vitesse et le temps de trajet. En remplaçant α et x dans l'équation III.2, le terme d'amplitude sera écrit comme suit :

$$A = A_0 \cdot e^{-\frac{\pi f t}{Q}} \quad \text{III. 4}$$

où t : le temps propagation.

La perte d'amplitude par absorption est une fonction exponentielle du temps de propagation, de la fréquence de l'onde sismique et du facteur de qualité.

Le programme que nous avons utilisé pour la compensation de l'effet de l'absorption effectue un filtrage inverse (Q-inverse filtering), permettant ainsi la compensation de l'effet d'absorption et la correction de la distorsion de l'ondelette due à la dispersion de vitesse [Varela et al. 1993]. Les corrections de l'amplitude et de la phase peuvent être appliquées séparément ou simultanément, avant ou après sommation. C'est un filtre Q inverse variable en temps et en espace. Les valeurs du facteur de qualité testées sont :

$Q=30, 50, 70, 100, 150, 170, 200, 270$.

La loi retenue et appliquée est la suivante :

Temps (ms)	Facteur Q
T3000	Q100
T5200	Q100
T5300	Q170
T9000	Q170

Afin de définir une séquence de récupération des pertes d'amplitude, nous avons procédé par des combinaisons de programmes afin d'établir une séquence appropriée en analysant le

spectre du signal (Fig III.1). Quatre combinaisons ont été testées :

Test (a) : en absence de lois de vitesses au début du traitement, un programme de récupération des pertes dues à la divergence sphérique basé sur une loi de vitesse préliminaire a été appliqué.

Test (b) : c'est une récupération des pertes d'amplitude basée sur des vitesses résultant des analyses de vitesses.

Test (c) : il regroupe une récupération des pertes dues à la divergence sphérique suivi d'une autre relative à l'absorption. Cette dernière est une double correction d'amplitude et de phase.

Test (d) : pour éviter toute affectation de la phase et en tenant compte de la conversion de phase prise en charge dans l'étape de la déconvolution, nous avons repris le test 3 avec une correction d'absorption destinée à l'amplitude uniquement.

Les deux premiers tests montrent la présence de hautes fréquences (supérieures à 50 Hz) représentant le bruit. C'est un domaine détaché de l'enveloppe principale du signal utile (Fig III.1a et III.1b). Ce bruit est absent dans les résultats obtenus par les tests c et d. Un élargissement de l'enveloppe des spectres entre 38 et 48 Hz est observé (Fig III.1c et III.1d). La combinaison (d) a été retenue pour la récupération des pertes d'amplitudes.

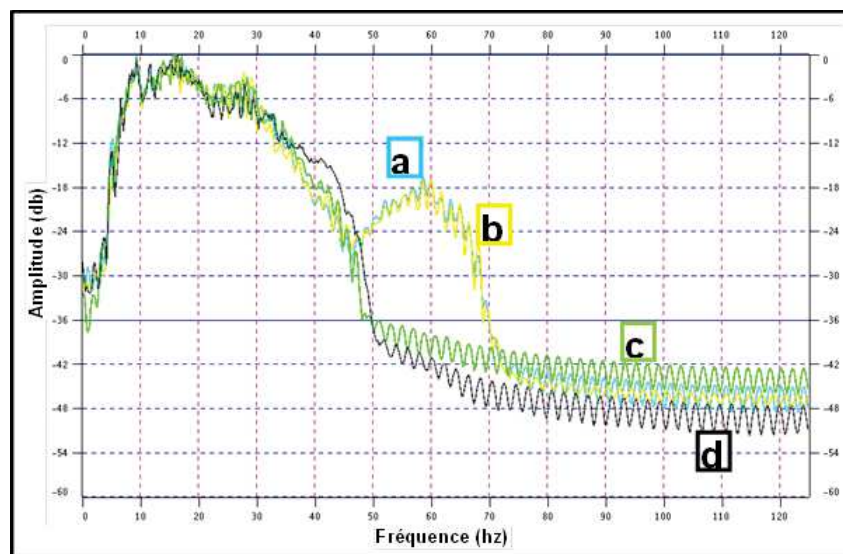


Figure III.1- Spectre d'amplitude des données sismiques SMT du profil Spi14 après application des programmes de récupération des pertes d'amplitude. **a** - test (a) ; **b** - test (b) ; **c** - test (c) ; **d** - test (d). Les tests ont été appliqués sur une fenêtre de temps de 3.5 à 7.1 s. Cet intervalle de temps enveloppe toute la série sédimentaire. L'option retenue est celle qui a donné le spectre d présenté en couleur noire.

III.2 Déconvolution

Le but pratique de la déconvolution est d'arriver à réaliser une bonne estimation de la

réflectivité. Les données déconvoluées représentent la réflectivité en termes d'amplitude, de polarité et de profondeur (localisation en temps) en tenant compte des limites des propriétés du signal sismique. La déconvolution vise à atténuer les réflexions multiples et les oscillations dues à la résonance de la couche d'eau.

III.2.1 Conversion de la phase

La déconvolution nécessite à l'entrée une ondelette à phase minimale. C'est l'une des hypothèses fondamentales du modèle mathématique de la déconvolution. Malheureusement, dans la plupart des cas, le signal enregistré est à phase mixte et donc cette hypothèse n'est pas remplie. Vu que notre signal enregistré est à phase mixte, il est nécessaire de calculer un filtre rephaseur minimum phase et un autre zéro phase pour rendre le signal zéro phase après déconvolution. L'ondelette utilisée est l'ondelette du signal émis lors de la campagne Spiral. L'application interactive « MatCalc » du logiciel « Geocluster™ 5.0 » a été utilisée pour le calcul des filtres rephaseurs, minimum et zéro phase. Les deux séquences de travail « workflow », de calcul des filtres rephaseurs, sont développés comme suit (Fig III.2) :

III.2.1.1 Conversion minimum phase

L'ondelette minimum phase est très courte dans le temps et son maximum d'énergie se concentre au voisinage de zéro (zéro sur l'axe du temps).

La procédure de calcul de l'opérateur de conversion du signal en un signal minimum phase est illustrée par la figure III.2.

1. Lecture de l'ondelette du signal sismique (l'ondelette de la campagne SPIRAL) ;
2. Calcul du signal minimum phase équivalent de l'ondelette (1) par un processus d'inversion ;
3. Calcul de l'opérateur de passage de l'ondelette (1) vers signal minimum phase équivalent (2) ;
4. Extraction de la composante « phase only » de l'opérateur de passage. Le résultat est l'opérateur de conversion « minimum phase » ;
5. Contrôle et validation de l'opérateur obtenu de (4). Cette étape consiste en la convolution de l'opérateur obtenu de (4) avec l'ondelette (1) ; le résultat prévu doit être similaire au signal obtenu de (2).

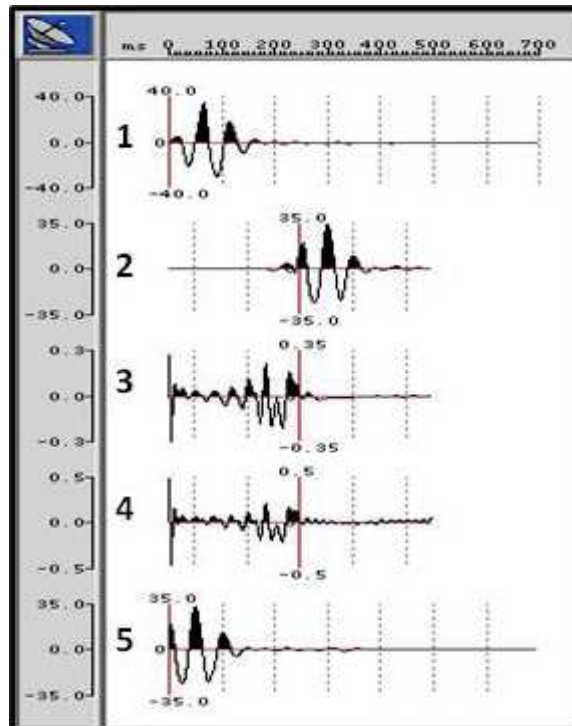


Figure III.2- Séquences de calcul du filtre de conversion minimum phase.

III.2.1.2 Conversion zéro phase

L'objectif de cette étape est d'homogénéiser les données, d'améliorer la résolution afin d'effectuer une meilleure analyse de vitesses et d'obtenir une meilleure qualité de signal sommé. La conversion « zéro phase » est utilisée pour obtenir des traces à phase nulle par application d'un filtre rephaseur.

La séquence de calcul regroupe les étapes suivantes (Fig III.3) :

1. Lecture de l'ondelette du signal sismique (l'ondelette de la campagne SPIRAL) ;
2. Le calcul de l'inverse de l'ondelette (1) en multipliant cette ondelette par -1 ;
3. Simulation de l'impulsion « ghost » pour l'ajouter à l'ondelette source. Le fantôme (ghost) est par définition, l'impulsion réfléchi de la zone de proximité de la surface de l'eau avec une polarité opposée au signal source. L'énergie descendante après réflexion à la surface de l'eau est donc la résultante de la source et du fantôme. Les paramètres utilisés sont : coefficient de réflexion de -0.8 ; profondeur des récepteur à 20 m ; pas d'échantillonnage 4 ms. ».
4. La convolution de (3) par l'ondelette source (1) ;
5. Le calcul de la composante 'phase négative' de (4). Ce résultat est l'opérateur de conversion zéro phase ;
6. Le contrôle et la validation de l'opérateur obtenu de (5). Cette étape consiste en la

convolution du signal de (4) avec l'opérateur de conversion zéro phase (5), le résultat est un signal zéro phase.

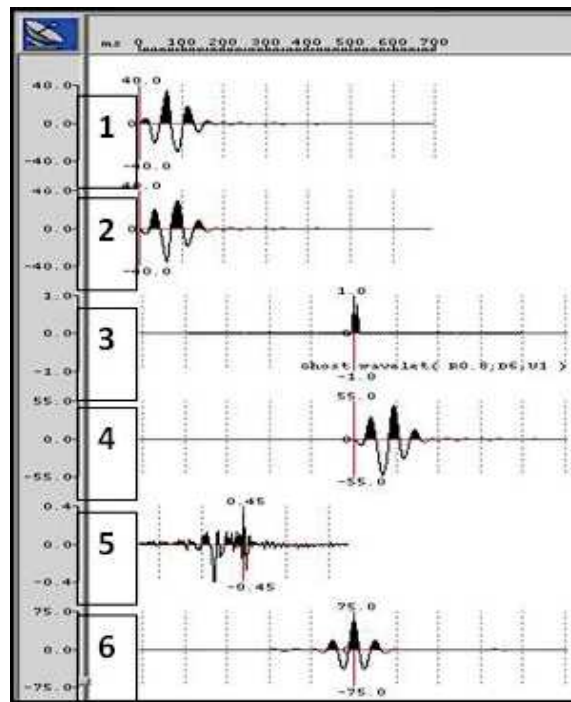


Figure III.3- Séquences de calcul du filtre de conversion zéro phase.

III.2.3 Paramètres de déconvolution

Les paramètres testés sont:

- La fenêtre en temps de la zone d'estimation de l'opérateur de déconvolution ; elle a été centrée sur les niveaux géologiques visés et en dehors des réverbérations proches du fond marin. Elle s'étale de 4.5 s à 6.6 s ;
- La longueur de l'opérateur ; elle varie de 80 ms à 300 ms avec un pas de 40 ms (80,120, 160, 200, 240, 270 et 300 ms) ;
- Le « gap » ; c'est la partie du signal à préserver. Pour ce paramètre six tests ont été effectués ; 2, 16, 20, 24, 32 et 36 ms.

À l'issue de l'analyse des résultats des différents tests, une déconvolution prédictive a été retenue avec un opérateur de 270 ms et un gap de 32 ms. La méthode prédictive a été choisie pour son double rôle : l'élimination de l'effet de l'ondelette et l'atténuation des multiples de courte longueur d'onde.

Dans l'analyse développée ci-après la séquence de déconvolution englobe une conversion « minimum-phase » et une déconvolution suivie d'une conversion « zéro phase ».

L'analyse spectrale des données d'un ensemble de points miroir (CMP, Common Middle Point) avant et après déconvolution montre clairement que le spectre d'amplitude est devenu plus large et que le signal est bien rehaussé (Fig III.4c).

L'auto-corrélogramme calculé avant et après déconvolution montre une impulsion bien contractée. L'énergie est bien centrée autour de son maximum (Fig III.5b). Avant déconvolution, la partie centrale est composée d'un ensemble d'oscillations (Fig III.5a). Une série de réverbérations est observée au-delà d'une distance de 200 ms de l'ondelette centrale (Fig III.5a). Toutes ces réverbérations ont été atténuées par déconvolution (Fig III.5b).

Les interfaces importantes caractérisant les limites des couches sont exprimées par une suite d'impulsions de même amplitude à cause de l'effet de la source alors qu'elles devaient être représentées par une seule impulsion (Fig III.6a). Ses réverbérations ont été atténuées par déconvolution Fig III.6b. La déconvolution qui a été appliquée a permis la compression du signal et l'atténuation des multiples de courte longueur d'onde.

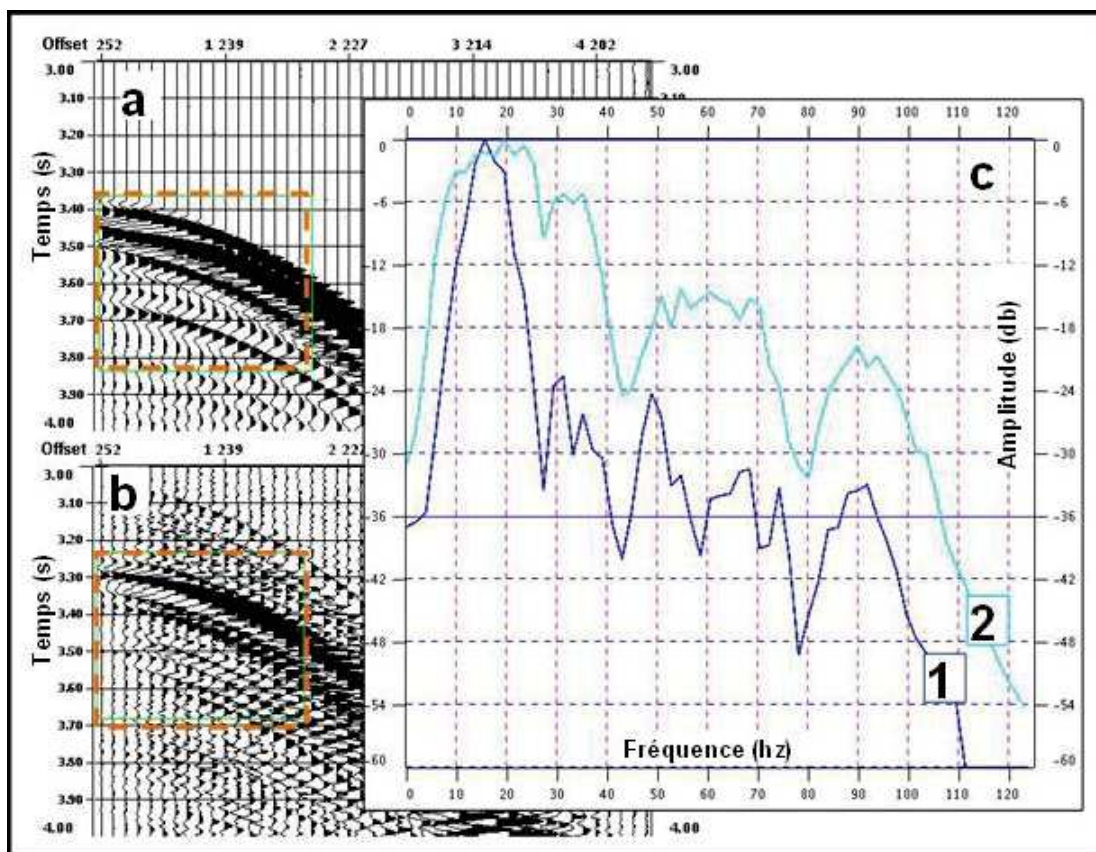


Figure III.4- Spectre d'amplitude avant et après déconvolution ; le cadre en couleur orange localise la zone de calcul du spectre. **a** - signal avant déconvolution ; **b** - signal déconvolué. En bleu foncé (spectre 1) le spectre d'amplitude du signal non convolué et en bleu clair (spectre 2) le spectre d'amplitude du signal déconvolué.

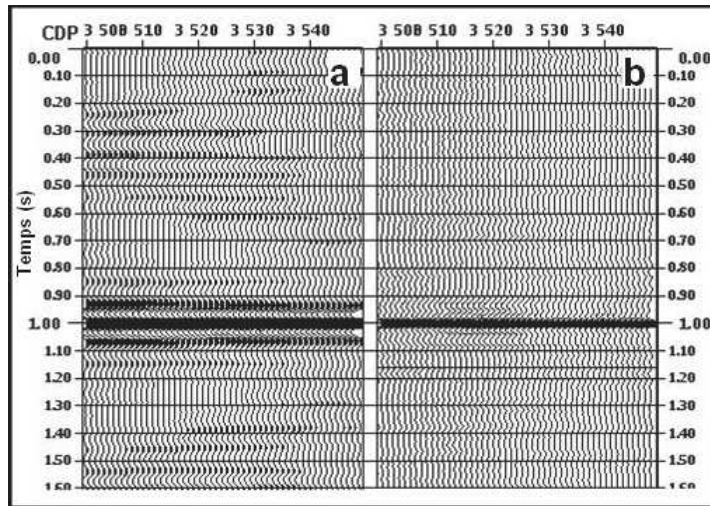


Figure III.5- Spectre d'amplitude avant et après déconvolution : un shift de 1 s a été appliqué pour centrer sur la figure le pick central de l'autocorrelogramme. a –Autocorrelogramme avant deconvolution ; b - Autocorrelogramme après déconvolution.

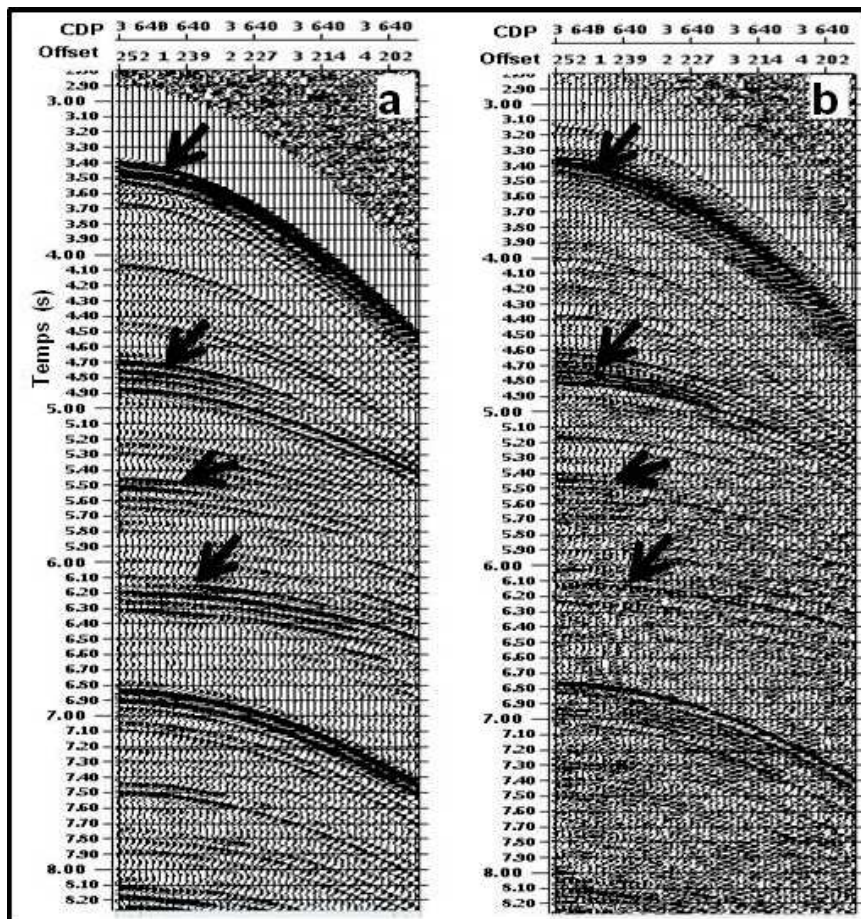


Figure III.6- Deux ensembles point miroir commun (CMP) montrant l'apport de la déconvolution. Les flèches indiquent des points de comparaison des données avant et après déconvolution. a – avant déconvolution ; b - après déconvolution.

III.3 Atténuation des bruits aléatoires

Le signal sismique cohérent est prédictible le long de la direction X (offset). Le bruit aléatoire est incohérent et ne présente aucune organisation des pendages, donc nous ne pouvons pas le prédire. Le programme utilisé sépare le signal prédictible (cohérent) de celui non prédictible (aléatoire). Pour toutes les composantes fréquentielles, ce traitement s'effectue dans le domaine (F,X) avec un rangement des ensembles de traces en mode offset-CMP. La sequence retenue pour l'atténuation des bruits aléatoires se résume comme suit :

Les données ont été transformées du domaine (T,X) au domaine de Fourier (F,X), décomposées en suite par groupes de traces pour chaque composante fréquentielle. Le nombre de traces par groupe doit être réduit tout en assurant un chevauchement entre les groupes. Le long de la direction X, chaque composante fréquentielle est caractérisée par une forme régulière en présence du signal organisé. Le bruit aléatoire provoque des déviations et crée des irrégularités.

La suppression des bruits s'effectue en deux phases ; la localisation des bruits relatifs par zones d'irrégularités puis leur élimination par soustraction du champ du signal brut. Une transformation de Fourier inverse permettra à la fin de reconstituer le traces sismique dans le domaine (T,X).

Pour notre cas d'application, le groupe de traces est de 50, sachant que le nombre de CMP pour le plus petit profil dans la zone d'étude dépasse 10000 CMP. Le chevauchement entre les groupes est composé de 10 traces.

Il ressort de la comparaison des deux sections (après et avant atténuation) des bruits aléatoires (Fig III.7b et a) les points suivants :

La zone située entre 5 et 7 secondes (Fig 7b) est nettement éclairée. Globalement, il y a une amélioration du rapport signal sur bruit.

L'analyse spectrale des données après atténuation des bruits montre un domaine de signal cohérent sous une forme conique dans une bande fréquentielle entre 0 et 50 Hz (Fig 7d).

Le même calcul du spectre a été fait pour les données (Fig 7a) avant atténuation des bruits et a donné un espace signal noyé dans le bruit pour les fréquences inférieures à 50 Hz. Pour les hautes fréquences, supérieures à 60 Hz, le spectre montre en revanche des bruits mono fréquence (Fig 7c).

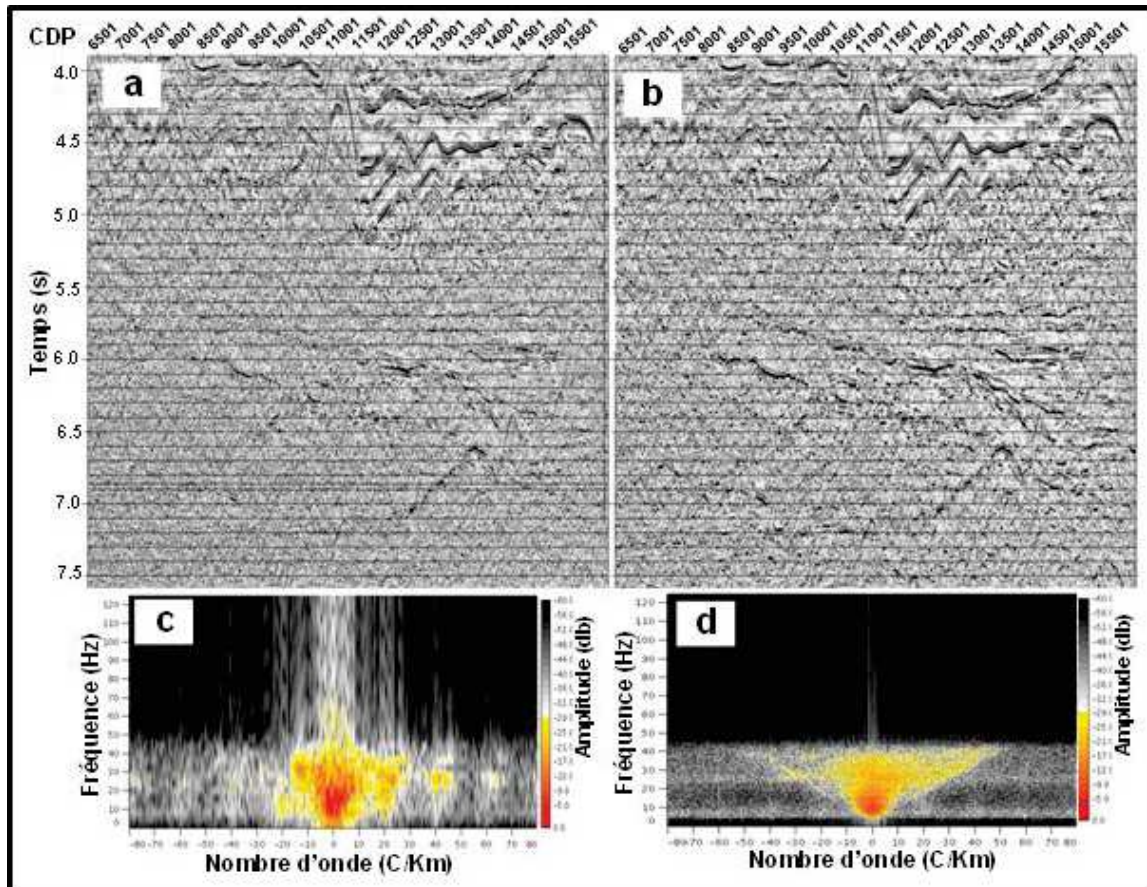


Figure III.7- Résultat de l'atténuation des bruits aléatoires sur une portion du profil Spi16 (voir la Figure II.6 pour la localisation). **a** - section sismique avant atténuation des bruits; **b** - la même section après atténuation des bruits ; **c** - Spectre F-K calculé pour la section a ; **d** - Spectre F-K calculé pour la section.

III.4 Atténuation des multiples

Le processus d'atténuation des multiples repose sur les vitesses de correction d'obliquité, ou « normal moveout » (NMO). Les multiples arrivent en retard par rapport à leurs réflexions primaires et se superposent sur d'autres réflexions. La différence entre le multiple et la réflexion superposée se concentre dans leurs corrections NMO. La phase des analyses de vitesses offre la possibilité d'élaborer deux champs de vitesses, l'un pour les réflexions primaires et l'autre pour les multiples. Par conséquent, la simulation de chacune des deux réflexions (multiple et primaire), en utilisant leurs vitesses, permet de supprimer par soustraction les multiples des primaires. Le multiple du fond de mer qui apparaît entre 6,5 et 7,5 s sur la figure III.8a a été atténué sur la section du profil Spi14 (Fig III.8a). Cependant, au pied de marge et à cause du fort pendage et des incertitudes qui en résultent qui en résultent de l'estimation des vitesses, il s'est avéré préférable d'appliquer l'anti-multiple en cascade avec trois modes de rangement de traces ; tir-offset, récepteur-offset et cmp-offset.

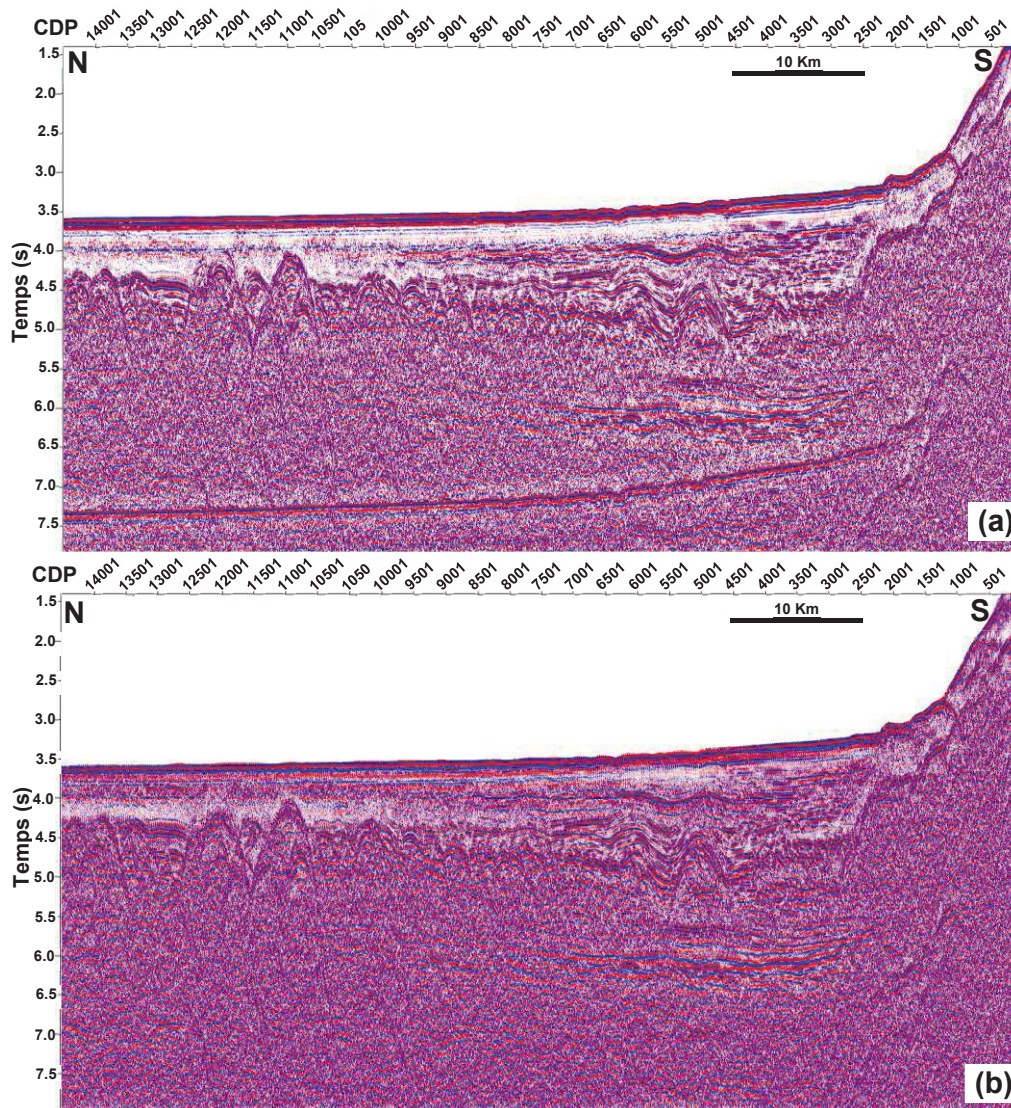


Figure III.8- La partie sud du profil Spi14 entre CMP1 et CMP15000 (ce profil totalise 27780 CMP). **a** - données avant atténuation des multiples et **b** - après atténuation des multiples .

III.5 Analyse de vitesses

L'application des analyses de vitesses a été reprise plusieurs fois en fonction de l'évolution de la séquence de traitement. Une application primaire pour définir un champ de vitesses provisoire, puis une deuxième après déconvolution (Fig III.1.5a) et une troisième après atténuation des multiples (Fig III.1.5b). Pour la PSTM (Pre-Stack Time Migration), il a été nécessaire de faire une analyse de vitesses après migration suivie d'une perturbation du champ de vitesses pour obtenir finalement les vitesses de PSTM et une sommation finale.

Les analyses de vitesses ont été effectuées chaque 200 CMP soit environ 1200 m dans les zones de faible pendage et 100 CMP (600 m) pour les zones de fort pendage (le pied de marge).

Chaque analyse est basée sur l'examen de l'effet des vitesses, quantifié en terme de :

- énergie du signal exprimée en semblance. Une vitesse juste conduit à une bonne sommation qui sera exprimée par une forte énergie (Fig III.9a) ;
- profil vertical « log » des vitesses d'intervalles pour examiner l'évolution de la vitesse en fonction de la profondeur (temps de parcours) d'une part et repérer les inversions de vitesses dues aux erreurs du pointé d'autre part (Fig III.9b) ;
- correction NMO appliquée au CMP central. Un excès de vitesses produit une sous correction, car cette correction est inversement proportionnelle à la vitesse, et un déficit aboutit à une sur-correction (Fig III.9c) ;
- résultat de la sommation présentant la variation des vitesses en espace et en temps (Fig III.9d).

En analysant la figure III.9a, on constate que la distribution des vitesses est complètement raffinée et la loi de vitesses prend la forme d'un train uniforme suivant la loi d'augmentation des vitesses en fonction de la profondeur. L'absence d'anomalies de fortes semblances à gauche de la loi retenue montre l'absence des multiples et confirme l'efficacité de l'anti-multiple.

Le profil vertical « log » de vitesses d'intervalle (Fig III.9b) présente une distribution des vitesses en fonction du temps. Les vitesses résultantes (vitesses quadratiques moyennes, RMS) sont généralement supérieures aux vitesses d'intervalle tirées des mesures de log sismique, qui dépendent de l'hétérogénéité de l'intervalle considéré.

Du point de vue qualitatif, les vitesses obtenues à la fin du traitement présentent trois domaines séparés par deux points de fluctuations à 5.2 et 8 s. Le premier domaine entre 0 et 5.2 s regroupe deux enveloppes de vitesses distinctes, et le deuxième entre 5.2 et 8 s est composé de trois intervalles de vitesses. Au-delà de 8 s c'est le troisième domaine.

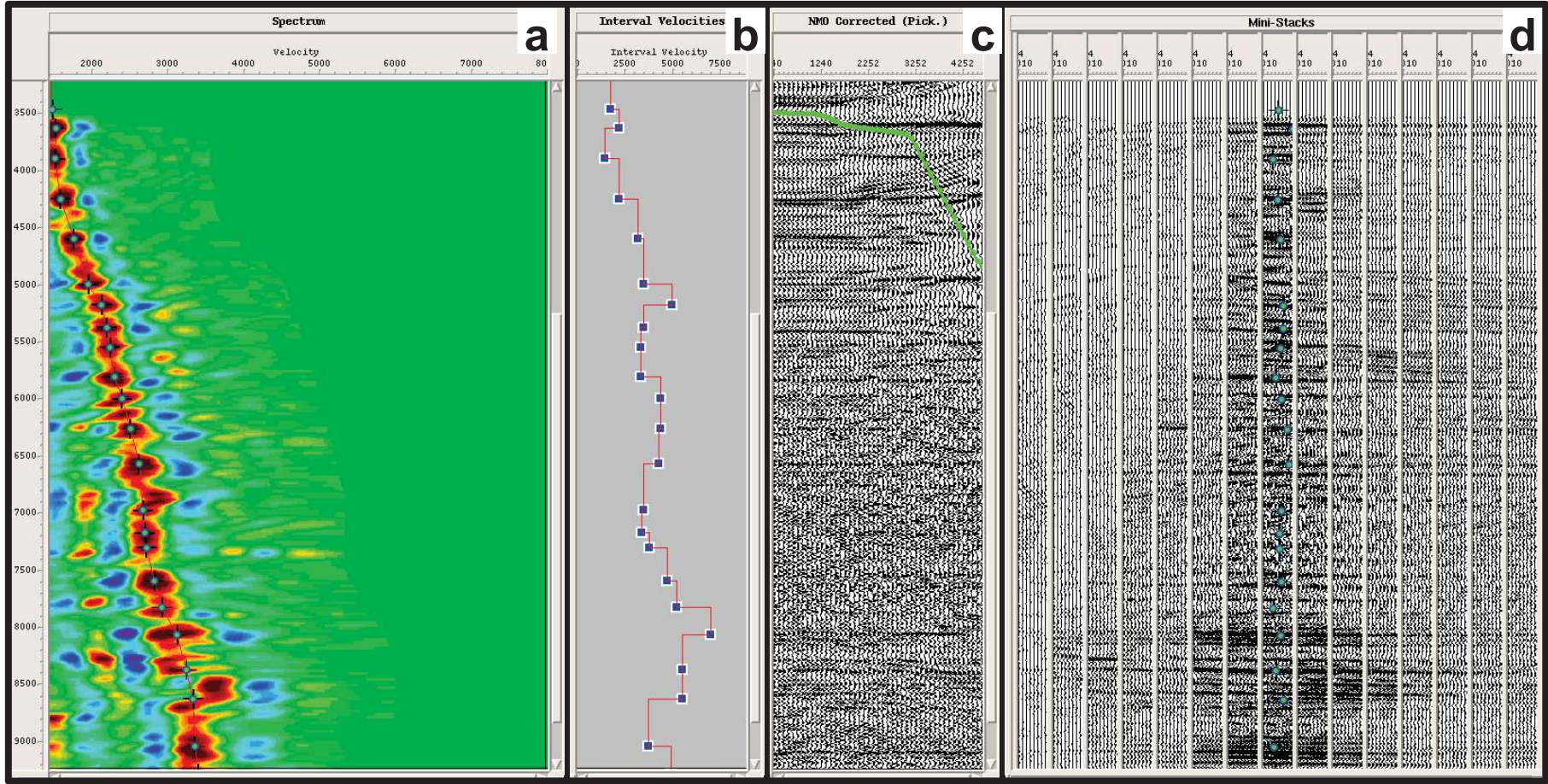


Figure III.9. Analyse de vitesses: **a** - analyse de la semblance. Les points bleus représentent le pointé des vitesses à la base du maximum de semblance. ; **b** - le log des vitesses d'intervalles résultantes de la conversion des vitesses RMS utilisant la formule de Dix; **c** - CMP central du secteur choisi pour les analyses de vitesses avec NMO. La couleur verte indique la loi de mute; **d** - Mini-stack créés par sommation des traces dans les cdps avoisinants le cdp pour lequel une loi de vitesse a été pointé dans (a). Des perturbations de vitesses supérieures et inférieures de la loi central permettent à réaliser les mini-stack à gauche et à droite de mini-stack central.

III.6 Migration avant sommation en temps

Une migration Kirchhoff en temps et avant sommation (PSTM) a été appliquée à tous les profils SMT. C'est une sommation le long des hyperboles de diffraction. Elle est appelée aussi la sommation de Kirchhoff. La PSTM est utilisée pour affiner les vitesses et fournir une section migrée en temps. Le programme est applicable pour migrer et dé-migrer les données sismiques. La dé-migration des traces est une opération nécessaire pour reprendre les analyses de vitesses d'une part et elle nous permet de conserver les données sans migration pour appliquer dans d'autres traitements comme la PSDM (Pre-Stack Depth Migration). Le profil Spi14 a fait l'objet des deux migrations en temps et en profondeur. La séquence de travail de la PSTM est développée dans la séquence (finale) de traitement finale. Les paramètres essentiels à définir sont l'ouverture (ou « aperture ») et le pendage. « L'aperture » est de 5 km et la limite de pendage est de 60°.

Le Résultat de la PSTM (Fig III.10) montre au moins trois zones nettement améliorées en comparaison avec les données avant migration (Fig III.8b) ; entre les CMP 10501 et 12501, les diapirs sont mieux imagés. Le long du profil du nord vers le sud, entre 4 s et 5 s le top et la base de cette séquence sédimentaire sont caractérisés par de fortes amplitudes. La deuxième zone concerne la partie profonde du profil ; Entre 5,5 et 6 s un évènement continu avec un pendage vers le sud est bien mis en évidence. Une autre série bien développée d'une façon discontinue entre 6,7 et 7 s s'est distinguée indiquant un contraste d'amplitude très fort. La troisième zone se localise au pied de marge où les interfaces majeures sont accentuées.

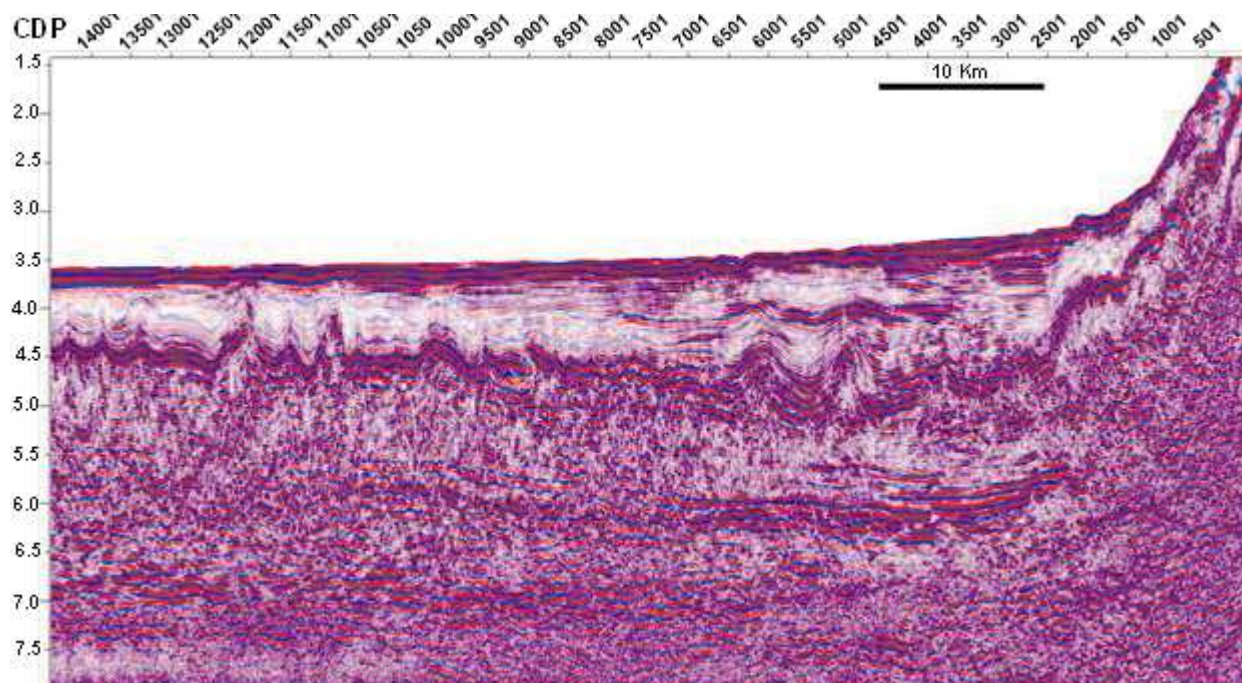


Figure III.10- La partie sud du profil Spi14 migrée en temps avant sommation. Un filtre fréquentiel et une égalisation avec un opérateur de 1 s ont été appliqués post sommation. La longueur des traces est réduite au top et à la base de la section afin de mieux faire apparaître les zones objectives de l'étude à savoir les formations sédimentaires et la partie crustale.

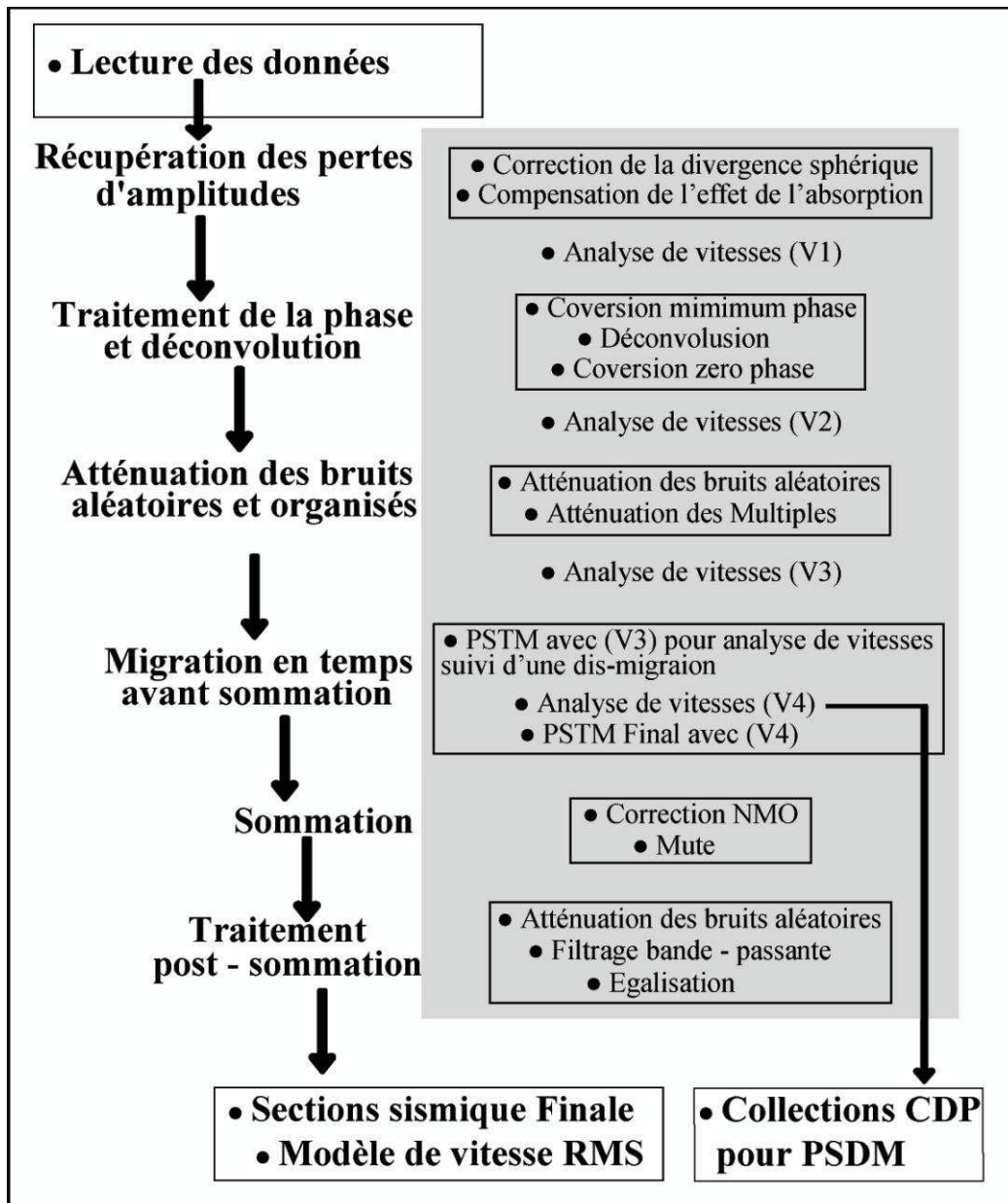
III.7 Traitement Après sommation

Le traitement post sommation que nous avons appliqué a été choisi pour résoudre principalement trois types de problèmes, à savoir :

- une atténuation des bruits aléatoires dans le domaine FX avec rangement des traces le long de chaque profil en mode Ligne-CMP.
- une régularisation de la bande fréquentielle en atténuant les spikes très HF.
- une égalisation régionale.

III.8 Séquence de traitement

L'organigramme suivant résume la séquence de traitement appliquée aux données sismiques SMT:



III.9 Effet des paramètres d'acquisition sur la qualité sismique

Durant la campagne SPIRAL, deux profils sismiques ont été acquis le long du même tracé avec différents paramètres d'acquisition ; Spi14 et Spi22 (voir la figure II.6). Cette expérience nous a permis de mettre en évidence l'effet des paramètres d'acquisition sur la qualité sismique, les deux profils ayant été traités par la même séquence de traitement. L'analyse des sections finales relatives ces deux profils (Fig III.11) montre :

Une meilleure atténuation des multiples a été obtenue sur le spi14 (Fig III.11a) comparativement au Spi22 (Fig III.11b). Le programme d'atténuation des multiples n'a pas abouti à un bon résultat pour Spi22 car l'ordre de couverture (nombre des traces par CMP) est trois fois plus faible que celui de Spi14 qui est de 45. La différence de l'ordre de couverture est liée à l'inter-tir sachant que les paramètres de réception sont les mêmes pour les deux profils. L'inter-tir est de 50 m et 150 m pour Spi14 et Spi22 successivement.

Pour les formations profondes, une meilleure imagerie est obtenue sur la section Spi22. La transmission de l'énergie est liée à plusieurs paramètres. Le plus important est la puissance de la source sismique utilisée. Durant la campagne SPIRAL, la source était d'un volume de 3040 cu-in toutes les 20 s (inter-tir de 50 m) pour le profil Spi14 et 8909 cu-in toutes les 60 s (inter-tir de 150 m) pour le profil Spi22.

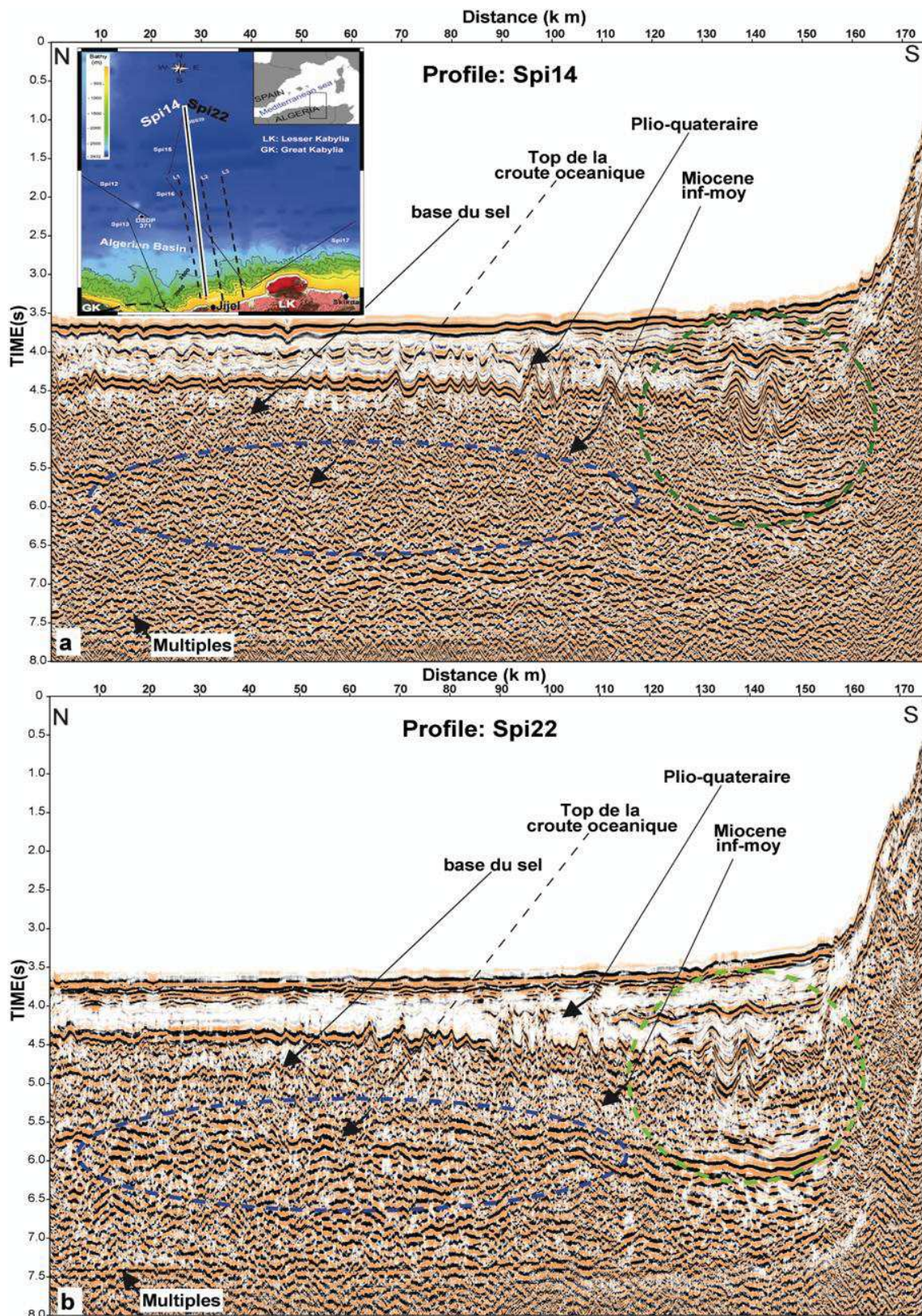


Figure III.11- Comparaison de la qualité sismique entre les deux profils sismiques multi-traces Spi14 et Spi22. **a** - section finale du profil Spi14. **b** - section finale du profil Spi22. Le cercle vert indique des série sédimentaires et l'ellipse bleue localise une zone de contact sédiments – croûte.

Chapitre IV

PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES GRAND-ANGLE ET ÉLABORATION DU MACRO MODÈLE DE VITESSE SISMIQUE PAR TOMOGRAPHIE DES TEMPS DE TRAJET

La tomographie des temps de trajet des arrivées réfractées est la mieux adaptée pour contraindre les variations des vitesses sismiques ; quant aux arrivées réfléchies, elles sont nécessaires pour contraindre la profondeur des interfaces. La solution la plus appropriée est celle qui tient compte des deux types d'enregistrements sismiques ; ondes réfractées et réfléchies. Dans cette quatrième partie de la thèse, chapitre IV, nous procédons à une série de tomographies appliquées en cascade pour estimer un macro modèle de vitesse sismiques le long du profil grand angle. Nous avons commencé par un processus rapide qui ne nécessite pas beaucoup d'informations a priori, uniquement les temps de trajet des ondes réfractées. C'est le programme FAST (First Arrival Seismic Tomography). Les vitesses obtenues sont utilisées comme information a priori avec les temps de trajet des ondes réfractées et réfléchies afin d'améliorer les champs de vitesses en utilisant le programme TOMO2D. Ce programme permet d'inclure, comme contrainte supplémentaire, des arrivées réfléchies.

IV.1 Prétraitement des données sismiques grand-angle ; OBS et Stations à terre

Soixante-six ensembles récepteur-commun (41 OBS et 25 LS, Fig II.6) composés de 1200 traces chacun ont été traités. Une séquence standard de traitement a été appliquée. Elle regroupe le filtrage fréquentiel par bande passante, l'atténuation des bruits aléatoires par déconvolution F-X et une égalisation d'amplitude proportionnelle à l'offset. Le traitement a été effectué en utilisant les programmes du logiciel scientifique « Seismic Unix » (SU) [Stockwell, 1999].

IV.1.1 Filtrage des bruits

Dans le but d'améliorer le rapport signal sur bruit, une déconvolution dans le domaine F-X a été appliquée. Ce programme est conçu pour atténuer le bruit aléatoire par prédiction du signal cohérent (non-aléatoire). Il est basé sur la transformation des données du domaine temporel au domaine fréquentiel par le biais de la transformée de Fourier ; ensuite chaque composante fréquentielle est analysée dans le domaine fréquence-distance (F-X). Un filtrage passe-bande avec des rampes de 2-4 Hz et 15-20 Hz a été appliqué : (Fig IV.1b et IV.2b).

IV.1.2 Compensation des pertes d'amplitude et égalisation

L'égalisation dynamique est nécessaire pour donner un bon équilibre d'amplitude à tous les événements cohérents dans le temps et dans l'espace (offset). Le rapport de gain entre les traces proches de la source et celles qui correspondent aux offsets lointains est significatif. On observe sur les données brutes de l'OBS12 (Fig IV.1a) un blanchissement des amplitudes à

partir de 35 km d'offset. Le même phénomène caractérise les données des stations à terre à partir de 90 km le long du profil (Fig IV.2a). Une égalisation en fonction de l'offset a donné un bon équilibre de gain qui permet l'exploitation de l'information des traces enregistrées à des grands offset. Ce sont des ondes qui se propagent dans la croûte et dans le manteau supérieur.

IV.1.3 Vitesses de réduction

La vitesse de réduction choisie pour les OBS est de 6 km/s, quant aux stations à terre une vitesse de 7 km/s a été appliquée et ce afin de pouvoir corréler les arrivées mantelliques (Pn) (Fig IV.1c et IV.2c).

IV.1.4 Pointé des premières des arrivées

Les principales arrivées observées sont illustrées par les figures IV.1d et IV.2d. Les arrivées provenant des couches sédimentaires possèdent des vitesses apparentes entre 3 et 4 Km/s ; les arrivées de la croûte ont une vitesse entre 5 et 6 km/s et celles provenant du manteau ont des vitesses supérieures à 7 km/s. La gamme des offsets pointés s'étend jusqu'à 60 à 70 km sur les OBS et de 80 à 120 km sur les stations à terre.

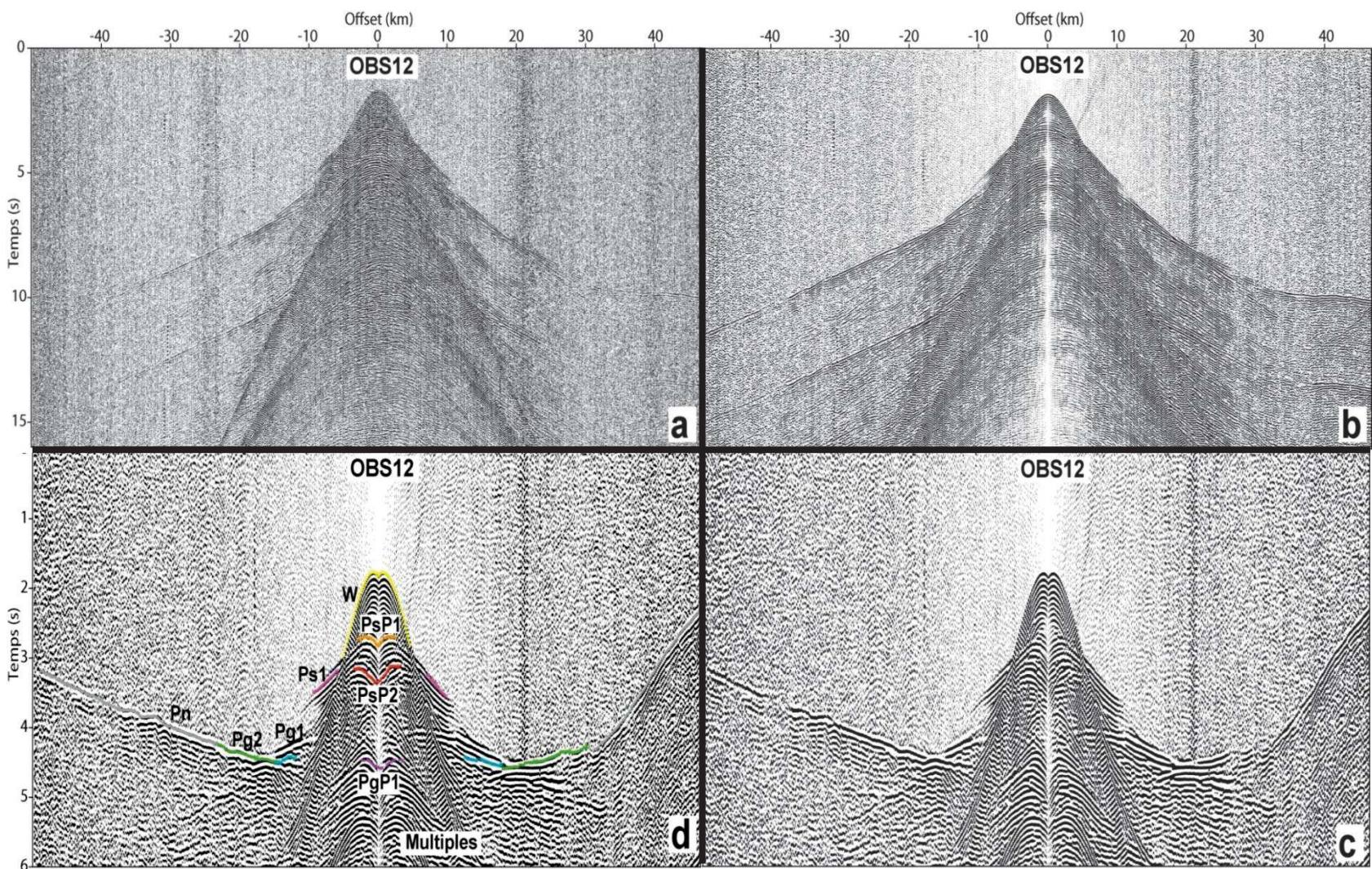


Figure IV.1- Traitement des enregistrements des OBS : **a** – Ensemble de traces récepteur commun enregistrées par l'OBS 12 ; **b** – filtrage des fréquentiel et déconvolution dans le domaine F-X données des (**a**); **c** – vitesse de réduction de 6 km/s; **d** - Pointé des premières arrivées réfractées: W, ondes dans l'eau, Ps1; réfractions des sédiments; Pg, réfraction de la croute; PsP, réflexions des sédiments ; Pn: réfraction du Manteau ; PgP1: réflexion du manteau..

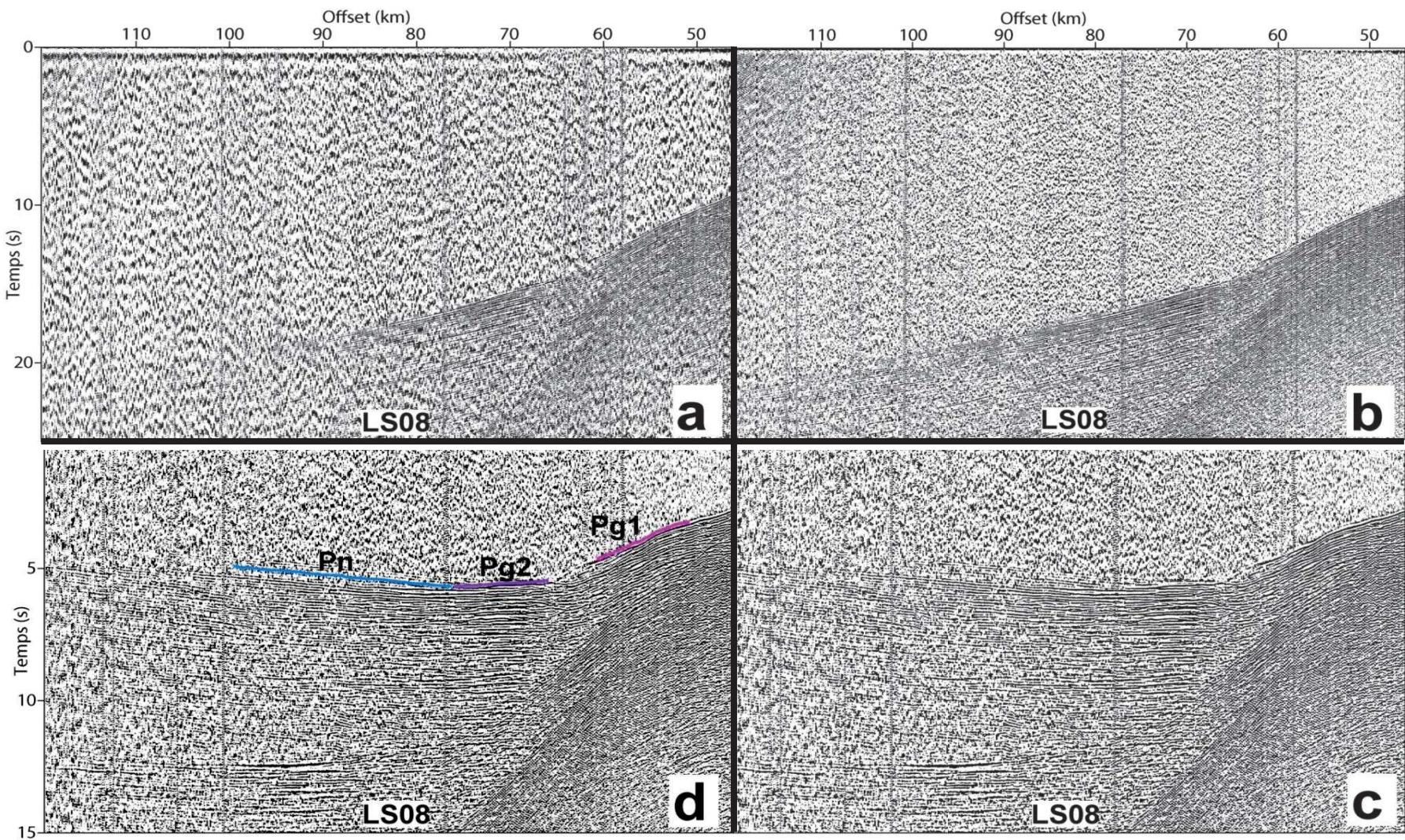


Figure IV.2 - Traitement des enregistrements des stations à terre : **a** – ensemble de données point récepteur commun enregistrées par la station LS08 ; **b** – données de **(a)** après filtrage des fréquentiel et déconvulusion dans le domaine F-X ; **c** – réduction de vitesse de 7 km/s; **d** - Pointé des premières arrivées réfractées: Pg , réfraction de la croute; et Pn, réfraction du Manteau..

IV.2 Qualités des enregistrements des stations à terre

La partie sud du profil grand-angle vise à imager la structure profonde de la partie nord-est du Tell (Fig IV.3). Les stations à terre ont été implantées dans le but d'avoir une coupe à travers le socle de la Petite Kabylie, la dorsale Kabyles, les flyschs et les nappes telliennes (Fig II.6).

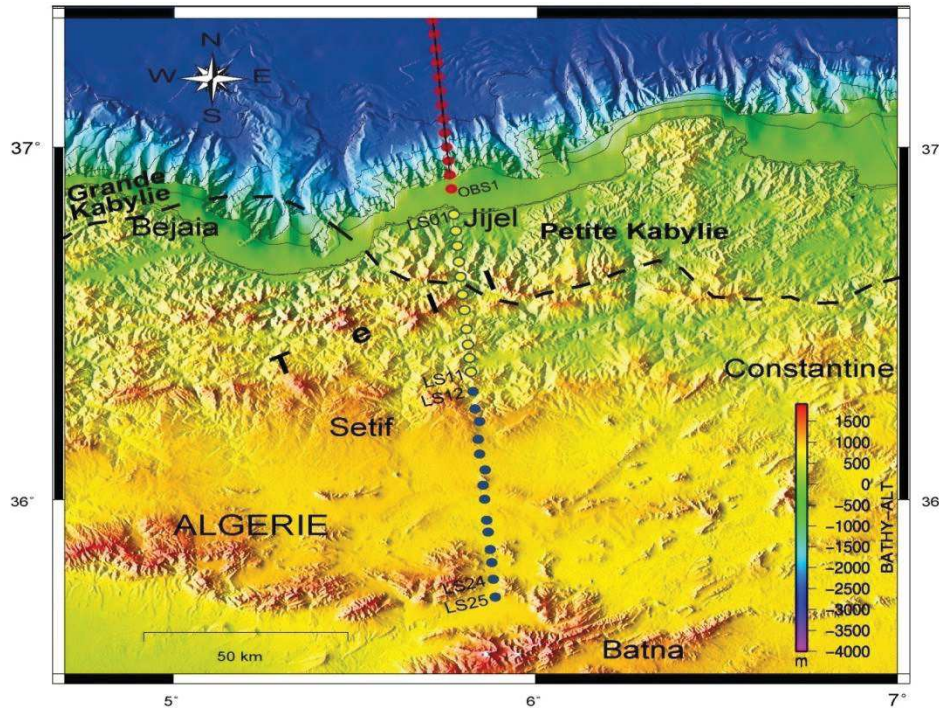


Figure IV.3- Les OBS sont représentés par des cercles rouges. Les stations à terre de bonne qualité de données sont représentées par des cercles jaunes avec un contour bleu et ceux de mauvaise qualité (bruitées) par des cercles bleus.

IV.2.1 Effets liés à la géologie de la région

Contrairement aux données OBS, qui sont caractérisées par un bon rapport signal sur bruit, les stations à terre présentent une qualité sismique variable. Une première partie à un bon rapport signal sur bruit, elle regroupe les 11 stations proches de la côte (entre 50 et 60 Km, Fig IV.3). Ces stations (LS1 à LS11) couvrent la portion de Tell jusqu'à 60 kilomètres vers le sud depuis le littoral. Le reste des stations (LS12 à LS25) ne présente que du bruit. L'absence de signal pourrait être liée à un effet de site près de la surface ou à un obstacle structural empêchant la propagation des ondes sismiques. Les stations LS02 et LS11 présentent une qualité exploitable alors que la station LS12 est complètement bruitée. Quelques exemples de données rangées en mode récepteur commun sont illustrés sur la figure IV.4a, b et c. Cette illustration démontre la variabilité de la qualité sismique le long du profil.

IV.2.2 Effets liés au type de station

Il a été constaté que la qualité des données sismiques des stations à terre ne dépend pas uniquement de la réponse du sous-sol et de la distance émetteur-récepteur mais aussi du type

stations (type d'équipements ; chapitre II). Dans l'ensemble, la plupart des stations ont fourni des données utilisables jusqu'à des offsets d'au moins 60 à 70 km. Le long du profil, trois groupes de différente qualité ont été observés. Les stations LS02, LS05 et LS08 montrent des enregistrements de très bonne qualité. La station LS05 a enregistré des arrivées très profondes dépassant les 120 km d'offset (Fig IV.5a), quant à la station LS11 du même groupe, elle est caractérisée par une atténuation d'amplitude. Le deuxième groupe, composé des stations LS03, LS06 et LS09 (Fig IV.5b), est de moindre qualité sismique. Le troisième groupe, LS01, LS04 (Fig IV.5c), LS07 et LS10, est de mauvaise qualité. Pour ce groupe, les arrivées primaires sont limitées à 80 km d'offset alors que sur les stations 05 et 08 on observe la Pn à 120 km d'offset.

IV.3 Analyse des données et identification des phases.

Les arrivées en provenance de la série sédimentaire sont dominées par les oscillations de la source de l'onde directe (OBS13, Fig IV.6 et Fig IV.7). On observe une réflexion de forte amplitude (PsP1) et un événement réfracté d'une vitesse apparente supérieure à 3 km/s (Ps1). Les arrivées Ps1 sont limitées à 10 km d'offset. La base de cette séquence de forte amplitude est marquée par une réflexion très énergique notée PsP2. Des deux côtés de l'OBS34 (offset positif et négatif), une zone sourde caractérise la fenêtre en temps entre les branches Ps1 et Pg1 (Fig IV.6a). Ce délai est observé sur tous les enregistrements de l'OBS42 à l'OBS14 (Fig IV.7). Il indique une inversion de vitesses. L'OBS13 est marqué par l'absence des arrivées réfractées entre Ps1 et Pg1 sur le côté nord du profil grand-angle (offset négatif) (Fig IV.6b). Par contre sur le côté sud (offset positif), l'arrivée Ps1 est suivie par des réfractions caractérisées par des faibles vitesses apparentes au-dessus d'une séquence compacte d'événements réfractés Pg1. Cette séquence compacte est présente et elle s'épaissit de l'OBS12 à l'OBS4 dans le glacis continental au pied de la pente de la Petite Kabylie. Les événements Pg1 reposent sur une autre couche caractérisée par une forte vitesse apparente. Sur la pente de l'OBS3 à l'OBS1, un train d'ondes réfractées et continu relie les arrivées Ps1 aux arrivées Pg1 (Fig IV.6c). Deux types d'arrivées réfractées ayant traversé la croûte, Pg1 et Pg2, ont été enregistrés. Ils sont caractérisés par deux gammes de vitesses apparentes distinctes allant respectivement de 4,5 km/s à 5 km/s et de 5,5 km/s à 6,5 km/s (Fig IV.6). Ces arrivées sont de forte amplitude et bien visibles sur les 42 OBS et les stations à terre. Des ondes réfléchies PgP1, souvent associées à la réfraction Pg1, ont été identifiées. L'arrivée réfractée du manteau Pn est observée de bout en bout le long du profil grand-angle à des offset (allant) jusqu'à 80 km sur les OBS et à plus de 100 km sur les stations à terre. L'identification des arrivées réfléchies est plus facile sur la composante d'hydrophone alors que les ondes réfractées sont plus distinctes sur la composante verticale. Quelques arrivées réfléchies du Moho (PmP) ont été identifiées.

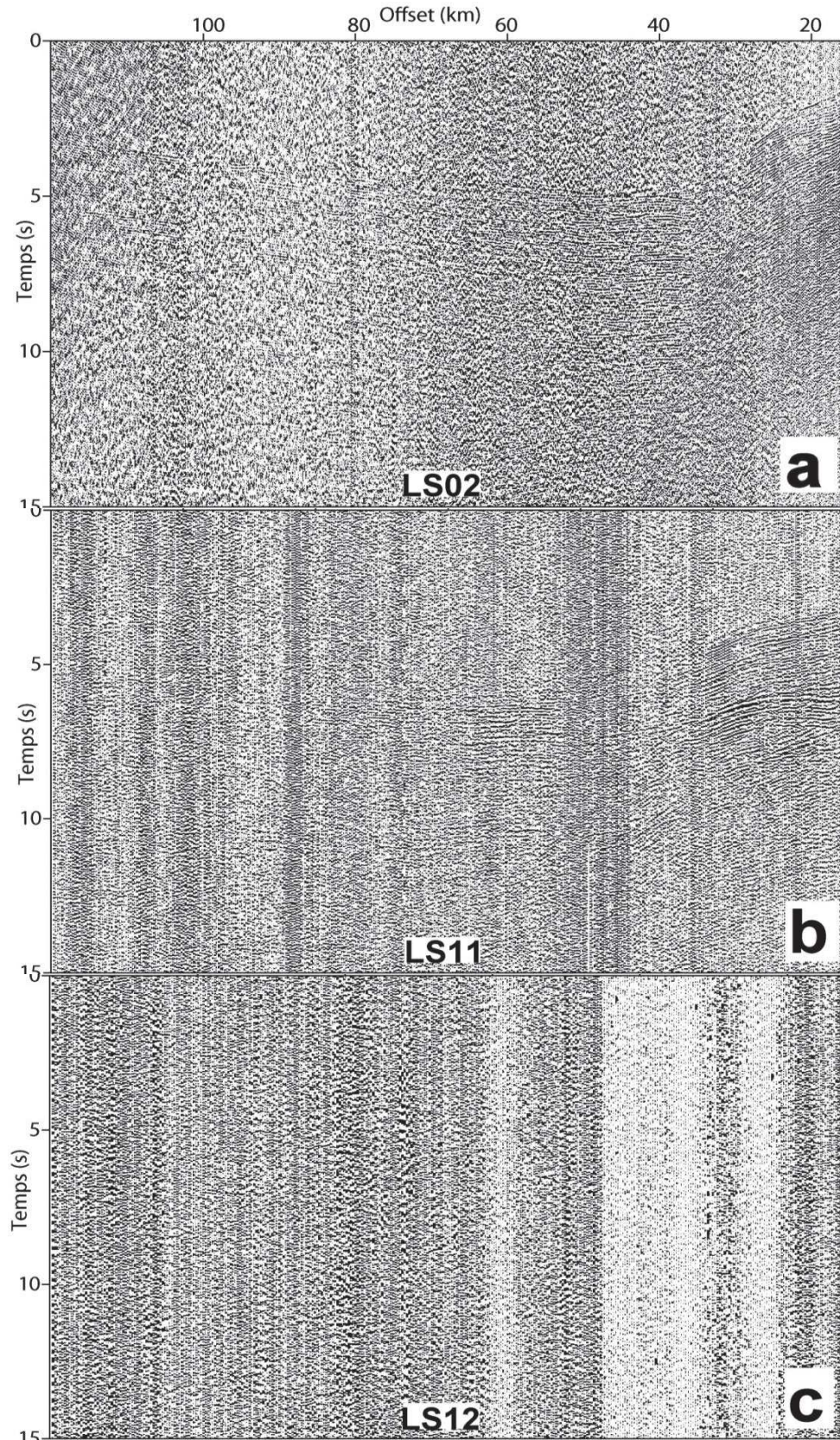


Figure IV.4- Ensemble de traces récepteur commun enregistrées par les stations à terre : a – LS02; b – LS11 ; c – LS12 ; toutes les stations de 13 à 25 ont la même qualité d’enregistrement que celle obtenue par LS12.

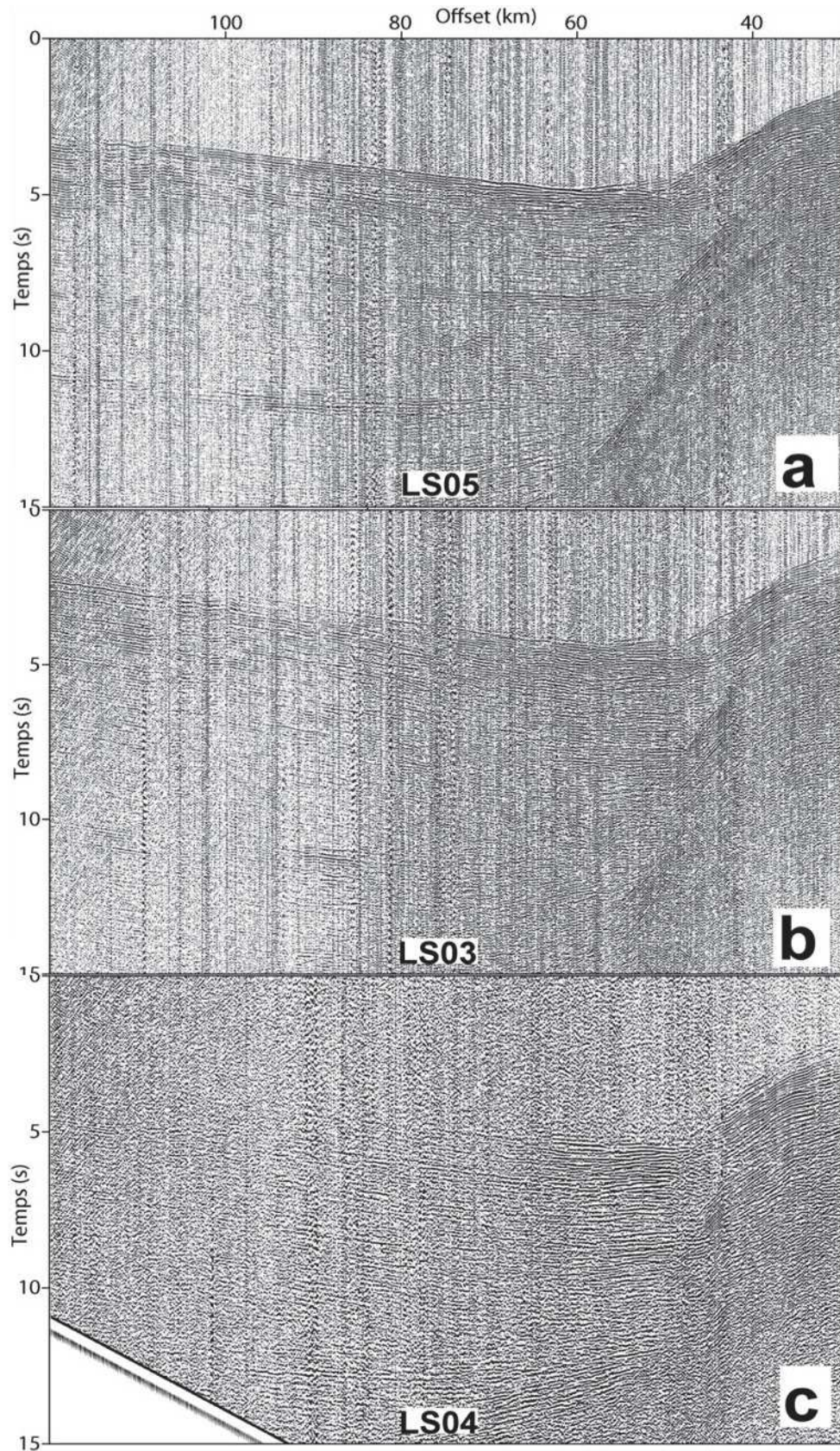


Figure IV.5- Ensemble de traces récepteur commun enregistrées par les stations à terre :a- LS05 ;b- LS03 ; c- LS04 ;trois types de stations ont été utilisées durant la campagne SPIRAL. Chacune des stations 05,03 et 04 représente un groupe.

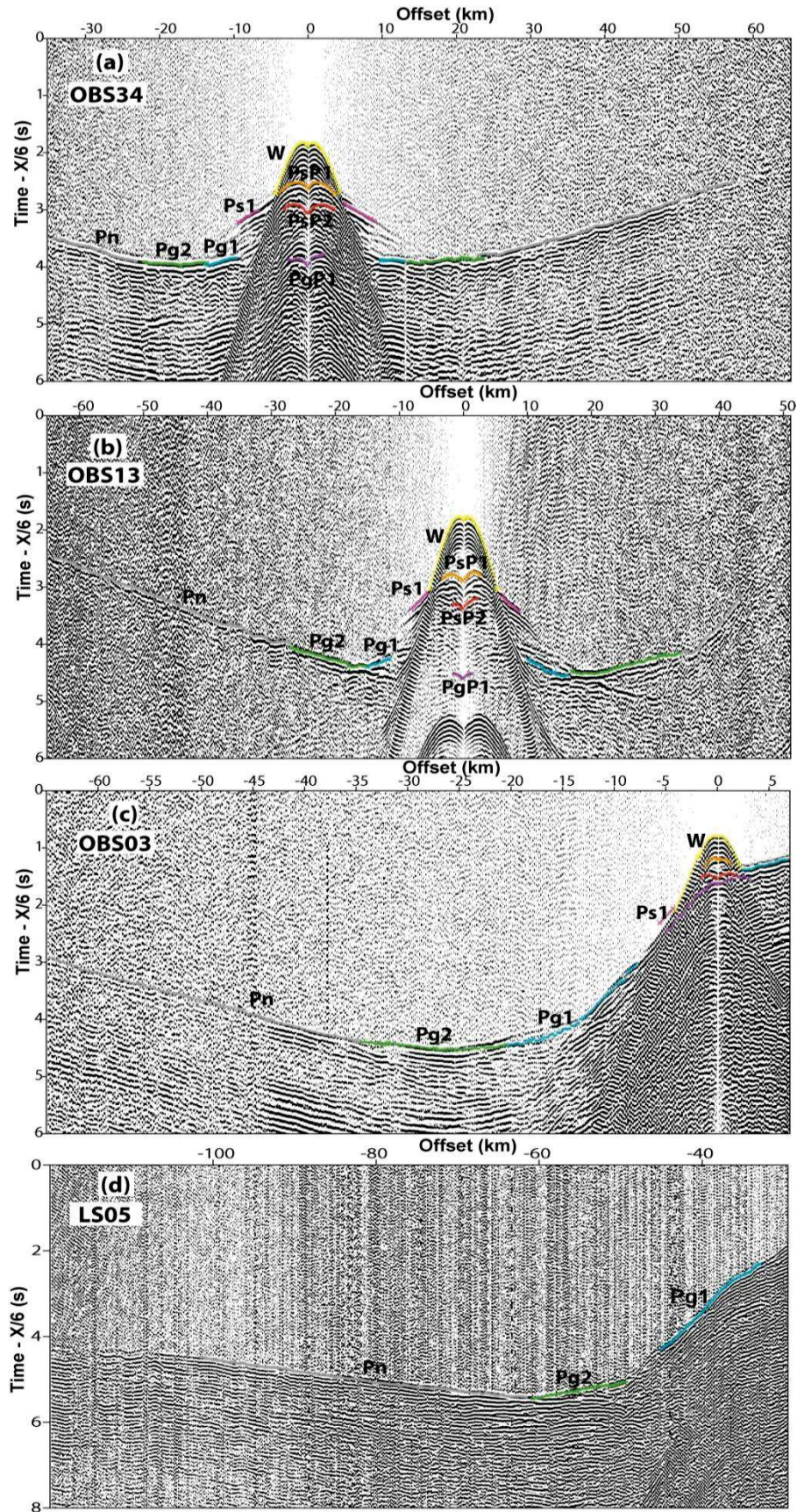


Figure IV.6- Identification des arrivées sur les enregistrements grand-angle, OBSs et stations à terre.

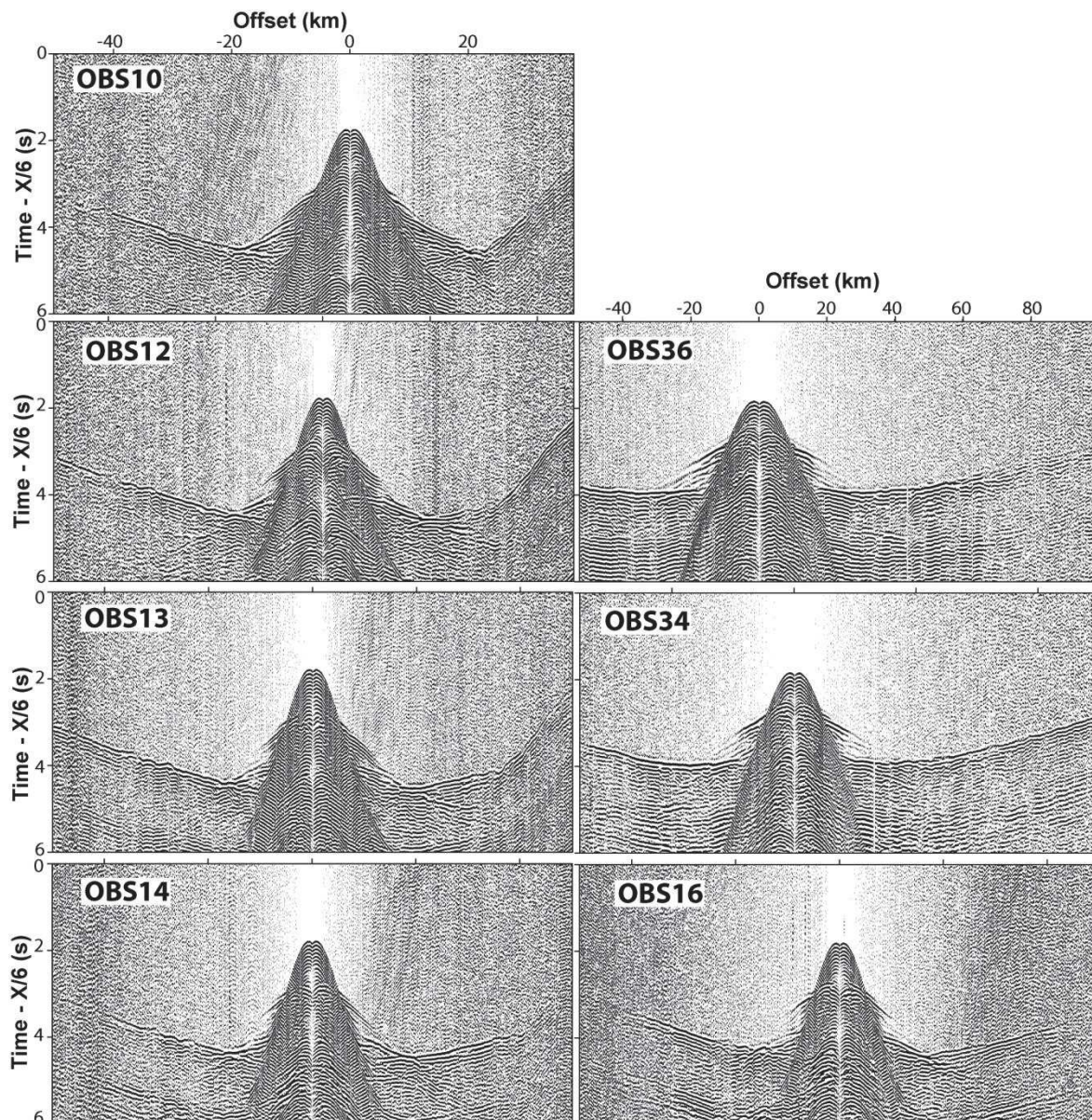


Figure IV.7- Exemples des enregistrements récepteurs communs de quelques OBSs le long du profil grand-angle.

IV.4 L'élaboration du macro modèle de vitesse par tomographie des temps de trajet

La tomographie est un outil puissant pour l'estimation des vitesses sismiques d'une région donnée à partir des temps des premières arrivées. Le modèle de vitesses obtenu peut alors permettre une interprétation structurale du milieu et servir de modèle initial pour d'autres traitements d'imagerie sismique. Mathématiquement, cela consiste à résoudre un problème inverse en retrouvant les paramètres d'un modèle physique (vitesses sismiques) qui explique au mieux les données observées (données réelles enregistrées). Le problème inverse calcule

les profondeurs et les vitesses sismiques à partir des temps de propagation des différentes arrivées. Le problème direct, quant à lui, consiste à calculer les temps de trajet des ondes sismiques dans un modèle de sous-sol connu a priori.

La solution du problème tomographique est obtenue par la minimisation aux moindres carrés de l'écart entre les temps des premières arrivées observés et calculés. La solution du problème inverse n'est pas unique. En plus des outils de contrôle de la convergence de la solution, l'utilisation de deux algorithmes pour les mêmes données offre un autre moyen de contrôle du modèle final. Deux logiciels ont été préparés et testés sur les mêmes données pour la même région d'étude : FAST (First Arrival Seismic Tomography) et TOMO2D.

IV.4.1 Présentation de la méthode FAST

FAST est un programme de tomographie des premières arrivées sismiques 2D et 3D développé par Colin Zelt (1992). Le modèle direct est paramétré sous forme d'une grille carrée. La grille est composée de nœuds équidistants dans toutes les directions x , y et z . On définit pour chaque nœud une vitesse. À partir d'un modèle initial, il est possible de procéder par perturbations afin d'estimer les écarts de vitesses à partir des écarts de temps d'arrivée. Le problème inverse devient linéaire et peut donc se réaliser pour des vitesses dépendantes de x , y , et z .

La résolution par différences finies de l'équation de l'Eikonal fournit une grille des temps des premières arrivées en tout point du modèle. Il est possible ensuite de tracer les rais qui relient la source aux récepteurs. Après inversion, un modèle final est obtenu et un contrôle du champ de vitesses est nécessaire pour valider le modèle en question. La technique suivie pour faire ce contrôle est appelée « checkerboard ». Cette technique repose sur l'introduction des anomalies de vitesses dans le modèle résultant de la tomographie. Le modèle perturbé sert de modèle initial à une autre tomographie.

L'algorithme FAST contient les opérations suivantes :

- tracé de rais ;
- paramétrage du modèle direct « forward » ;
- calcul de la matrice et inversion.

IV.4.2 Présentation de la méthode TOMO2D

TOMO2D est un programme développé par Jun Korenaga (2000). C'est une tomographie 2D des temps de propagation des ondes sismiques réfléchies et réfractées. La taille des mailles peut être variable dans les directions horizontale et verticale. Il est préférable que les mailles soient fines pour obtenir une solution théorique précise. La tomographie réflexion-réfraction par TOMO2D [Korenaga et al. 2000] ne permet d'utiliser qu'un seul réflecteur.

Le réflecteur est représenté comme des segments linéaires dont l'espacement de nœuds est

indépendant de celui utilisé dans la grille de vitesses. Les étapes principales de cette technique sont :

- génération de la maille de vitesses ;
- édition de la maille de vitesses ;
- analyse statistique de la maille de vitesses initiales ;
- calcul du temps de parcours pour des sources et des récepteurs donnés ;
- tomographie des temps de propagation (réfraction et réflexion-réfraction).

L'application d'une tomographie réflexion-réfraction nécessite les opérations suivantes :

- préparation des pointés ;
- construction du modèle de la bathymétrie ;
- construction du modèle initial de vitesses ;
- définition de la grille de vitesses ;
- calculs direct et inverse et visualisation des pointés après inversion.

La séquence suivante définit les étapes de préparation de données de sismique réflexion pour une tomographie réflexion-réfraction :

- conversion du modèle de vitesses obtenu de l'inversion des données réfractées vers le format SU (Seismic Unix) ;
- transcription des vitesses du format SU vers le format PostScript ;
- pointé des horizons sur des données sismiques multitraces ;
- visualisation de la sismique et des horizons ;
- conversion temps-profondeur ;
- visualisation de la sismique en profondeur avec les horizons ;
- transcription des horizons du format SU (cdp) vers le format TOMO2D (km) ;
- calcul direct des réflexions (calcul synthétique) ;
- visualisation des réflexions synthétiques sur les OBS et pointé des temps d'arrivées des réflexions.

IV.4.3 Dimension de la grille

Le profil de Jijel a une longueur de 300 km dont 180 km en mer et 120 km sur terre. Nous avons défini une grille de 320 km d'extension spatiale et 28 km de profondeur. La partie on-shore a été limitée à 60 km car le signal sismique n'a été observé que sur les premières 11 stations proches de la mer, ce qui réduit la longueur de notre modèle à 240 km. L'échantillonnage de la grille est de 500m.

IV.4.4 Modèle initial de vitesses

La construction du modèle de vitesses est réalisée en trois étapes :

- distribution des vitesses en une dimension (une loi de vitesses 1D)

- distribution des vitesses sous forme d'une grille régulière (grille de vitesses 2D)
- perturbation des vitesses avec des gradients spatial et vertical.

Le modèle de vitesses a priori est illustré sur la figure IV.8. C'est un modèle tabulaire. Le champ de vitesse suit la loi générale d'augmentation de la vitesse en fonction de la profondeur.

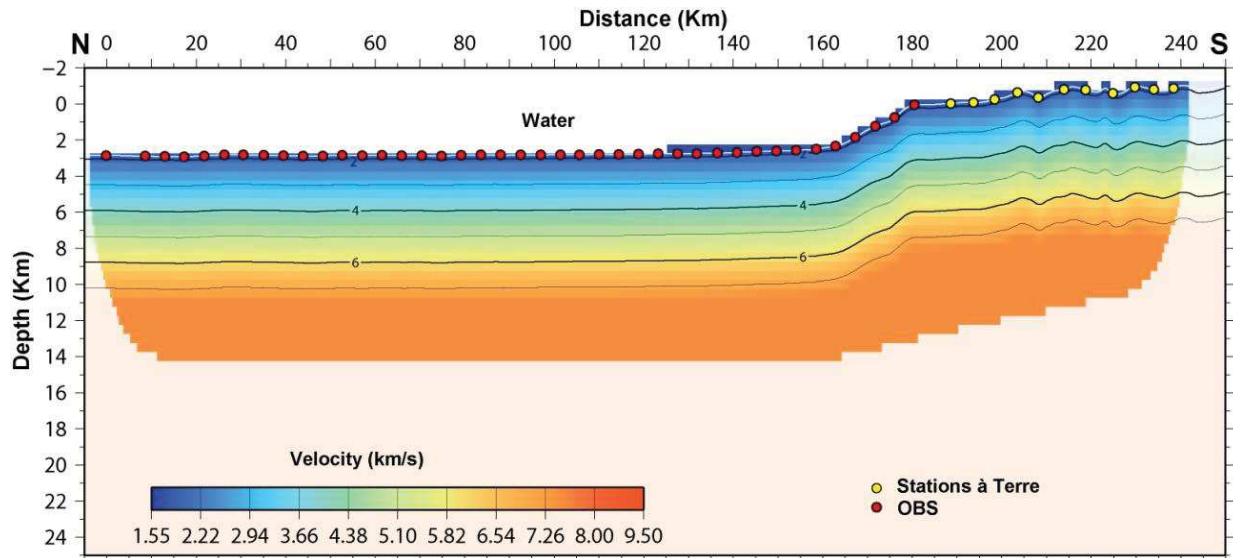


Figure IV.8- Modèle initial de vitesses pour FAST. Les OBS sont représentés par des cercles rouges et les stations à terre par des cercles jaunes. Les traits continus indiquent les interfaces.

IV.4.5 Analyse des erreurs

Les mêmes dimensions de la grille ont été utilisées pour les deux méthodes FAST et TOMO2D. Le modèle inverse est obtenu après 5 itérations. L'incertitude retenue sur le pointé est de 48 ms.

L'erreur moyenne quadratique et le chi-carré dans l'inversion FAST sont comme suit :

- Iteration1:

Temps de trajet résiduel pour 29023 pointés : 508.82040

Chi-carré normalisé : 112.3726

- Iteration5:

Temps de trajet résiduel pour 29023 pointés : 69.76889

Chi-carré normalisé : 2.1128

Un Chi-carré de 2 indique une bonne convergence vers un minimum global de la solution. Généralement ce paramètre doit tendre vers 1.

En plus de l'erreur RMS et du Chi-carré, plusieurs QC de comparaison des temps calculés et observés ont été réalisés. Les résidus finaux, définis entre les temps de premières arrivées observés et ceux calculés à partir du modèle inverse, permettent de confirmer la convergence de l'algorithme. La figure IV.9 représente une comparaison entre les temps de parcours calculés et observés. Une nette superposition des temps de propagation est obtenue après la cinquième itération, exception faite pour la partie des ondes réfractées au niveau de la couche sédimentaire sous le sel Messinien. Ces couches sont entachées par quelques résidus qui sont visibles sur la figure IV.9.

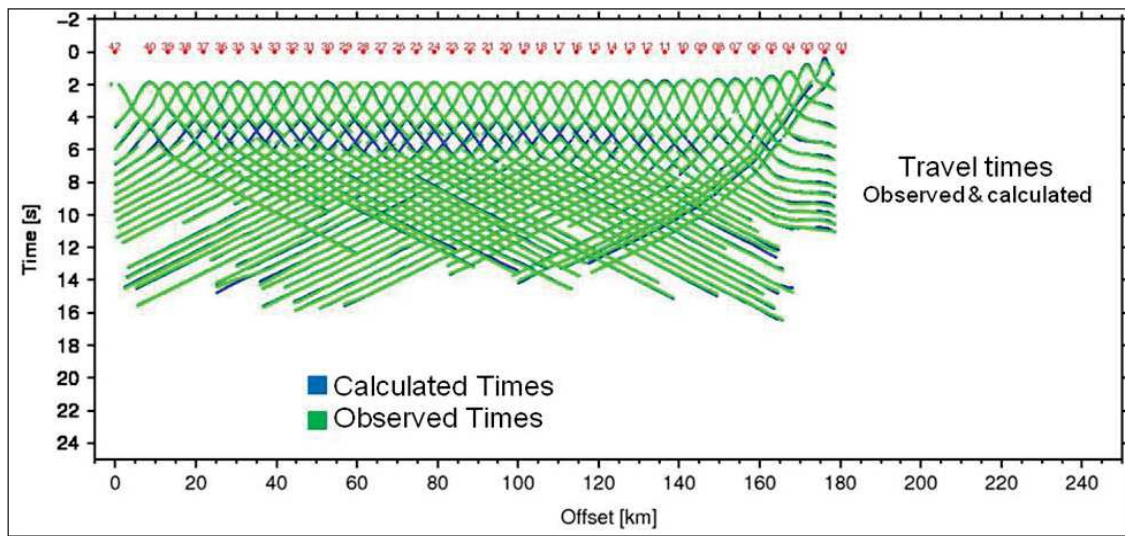


Figure IV.9- Comparaison des temps de propagation observés et calculés par FAST.

IV.4.6 Test de résolution « Checkerboard »

Pour contrôler le champ final de vitesses et tester la résolution du modèle obtenu par FAST, une analyse de «checkerboard» a été faite. Cette procédure consiste en la perturbation du modèle de vitesses résultant de la tomographie en introduisant des alternances d'anomalies de vitesse. Le modèle perturbé servira de nouveau comme modèle initial pour une nouvelle tomographie avec une seule itération. On a introduit des anomalies de différentes dimensions (10X5, 20X10 et 40X15 km) avec une perturbation de vitesse de 5 %. Le résultat obtenu montre qu'une structure de vitesse de dimension de 10X5 km est correctement résolue par le dispositif d'acquisition et l'algorithme d'inversion (Fig IV.10). Ce test a été appliqué uniquement sur la partie couverte par des données OBS.

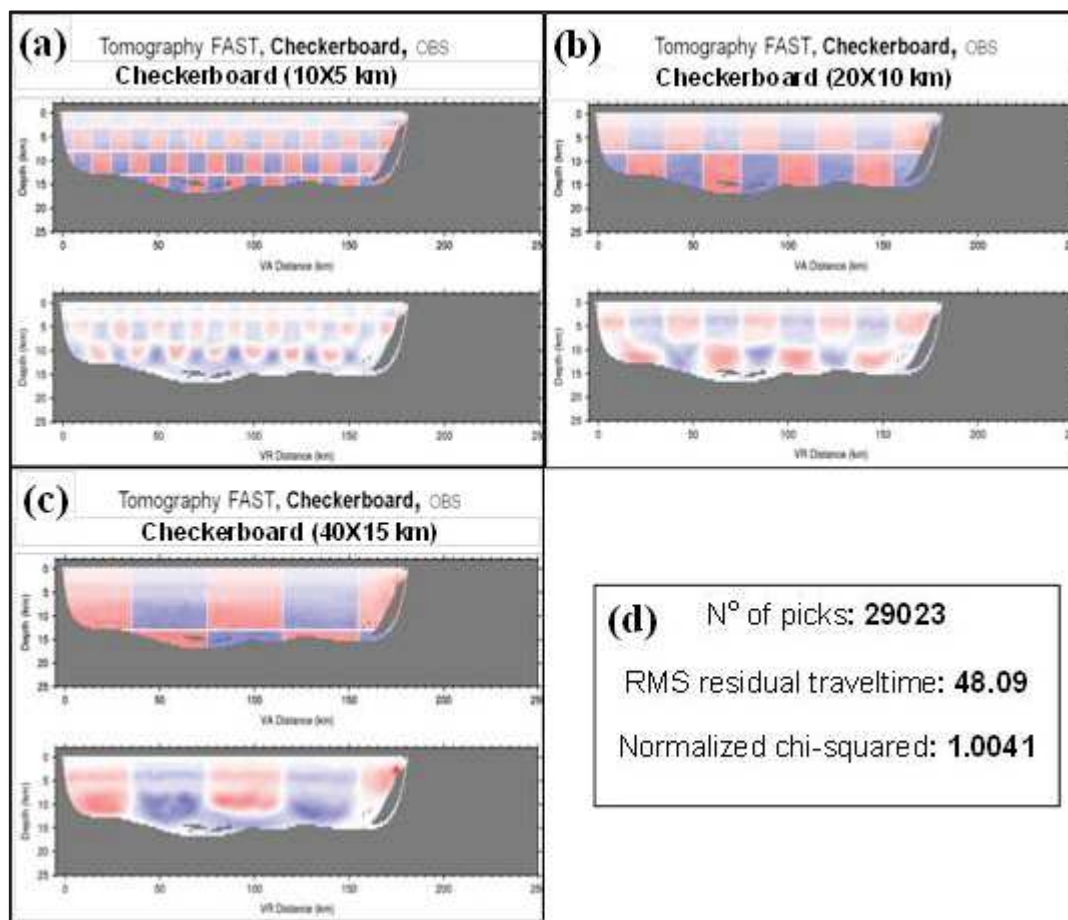


Figure IV.10- Checkerboard, contrôle du modèle de vitesses final.(a) anomalies de 10X5 km de dimensions, (b) anomalies de 20X10 km de dimensions; anomalies de 40X15 km de dimensions et (d) statistique d'une itération d'inversion FAST pour le test Checkerboard.

La figure IV.11 montre la superposition des temps de parcours après perturbation du modèle de vitesses.

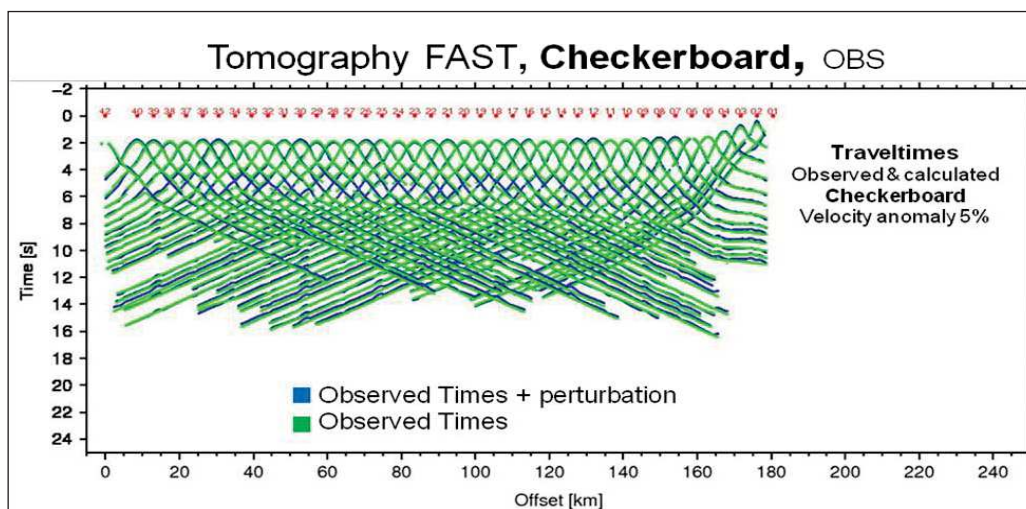


Figure IV.11- Checkerboard, superposition des temps de trajet avant et après une itération d'inversion FAST pour le test Checkerboard.

IV.4.7 Tomographie des temps de trajets réfléchis et réfractés

L'utilisation des arrivées réfléchies dans le programme TOMO2D offre la possibilité d'appliquer une contrainte supplémentaire permettant l'introduction des perturbations dans le modèle de vitesse. Cet avantage permet de prendre en compte les arrivées réfléchies. Dans notre cas d'étude, nous avons réalisé deux tests de tomographie des temps de trajets réfléchis et réfractés en exploitant deux réflecteurs de forte amplitude sismique. Ces réflecteurs représentent la base du sel et la base des sédiments pre-Messinien. La figure IV.12 illustre le résultat de TOMO2D avec l'utilisation des ondes réfléchies relatives à la base du sel.

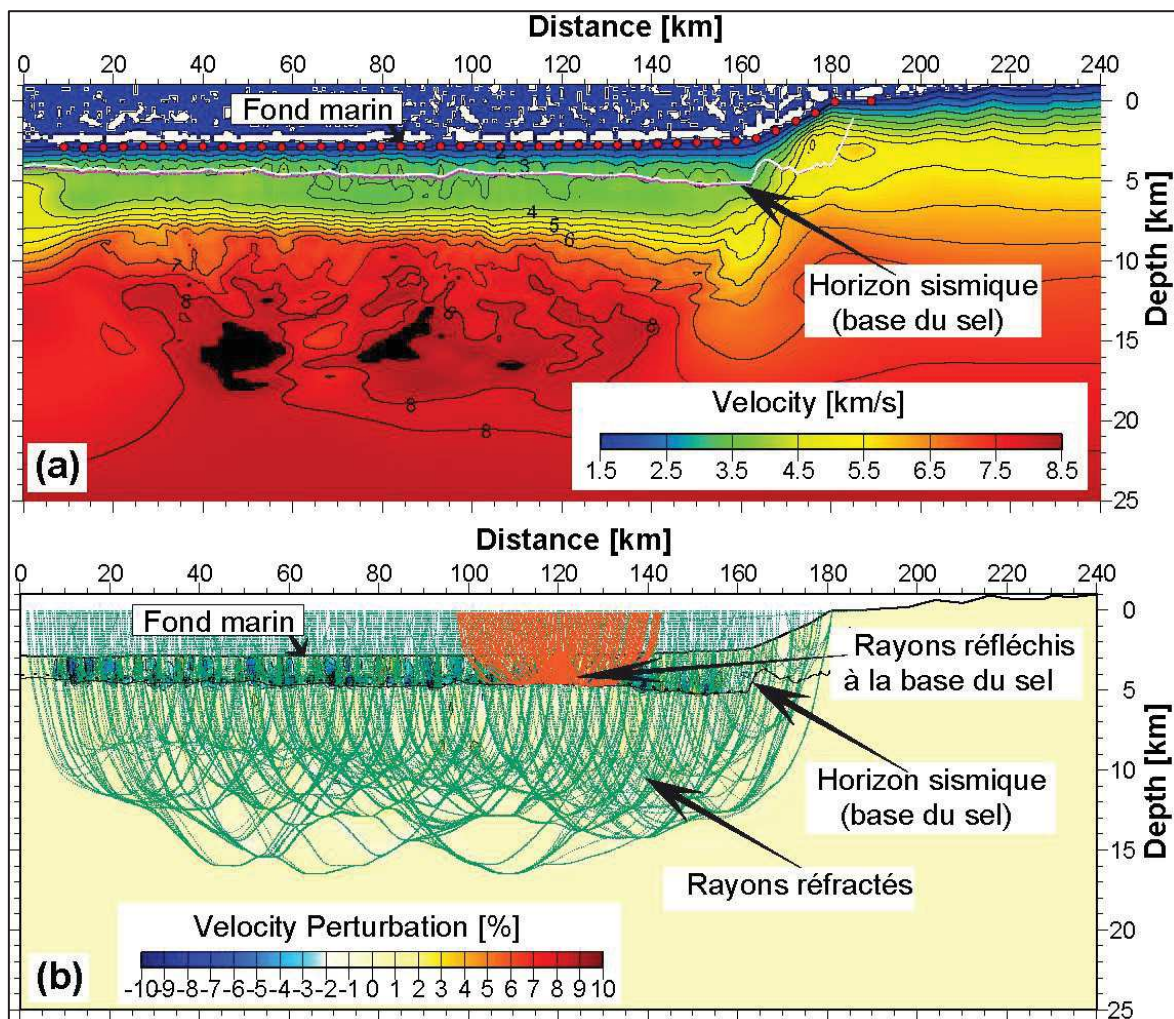


Figure IV.12- Tomographie des trajets des ondes sismiques réfléchies et réfractées. (a)- modèle obtenu par tomographie des arrivées réfractées et réfléchies (TOMO2D) en utilisant des arrivées réfléchies à la base du sel. (b)- les perturbations des vitesses dans les couches Messiniennes après tomographie réflexion-réfraction (TOMO2D). Les rayons réfractés sont représentés en couleur verte. Un ensemble représentatif des rayons réfléchis à la base du sel est présenté avec une couleur orange.

IV.4.8 Interprétation du modèle obtenu par tomographie

La couche sédimentaire superficielle est caractérisée par une épaisseur de l'ordre de 3,5 à 4 km et des vitesses pouvant atteindre 3,5 à 3,8 km/s. La figure IV.13 illustre les résultats du programme FAST. Le modèle obtenu par TOMO2D est présenté sur la figure IV.14.

L'interprétation de ces résultats montre une croûte océanique de 4 à 4,5 km d'épaisseur, avec une couche supérieure, caractérisée par une vitesse variant de 4,6 à 5,5 km/s et une couche inférieure avec une vitesse qui varie de 5,5 à 7.0 km/s. La profondeur du Moho sous le fond marin dans la partie nord du modèle (au large de Jijel) est estimée à 8 km.

L'intégration des stations à terre a contribué fortement dans l'ajustement du modèle dans le pied de marge et dans la partie profonde vers le large. Le passage de la croûte continentale à la croûte océanique (zone de transition) n'est visible que dans le secteur du profil éclairé par les rayons provenant des stations à terre. Le résultat de TOMO2D montre un modèle plus lisse que celui obtenu par FAST. Le modèle FAST est d'une meilleure résolution verticale. L'approfondissement du Moho vers le sud est bien imagé sur TOMO2D. La partie sud du modèle n'est pas résolue par les deux méthodes.

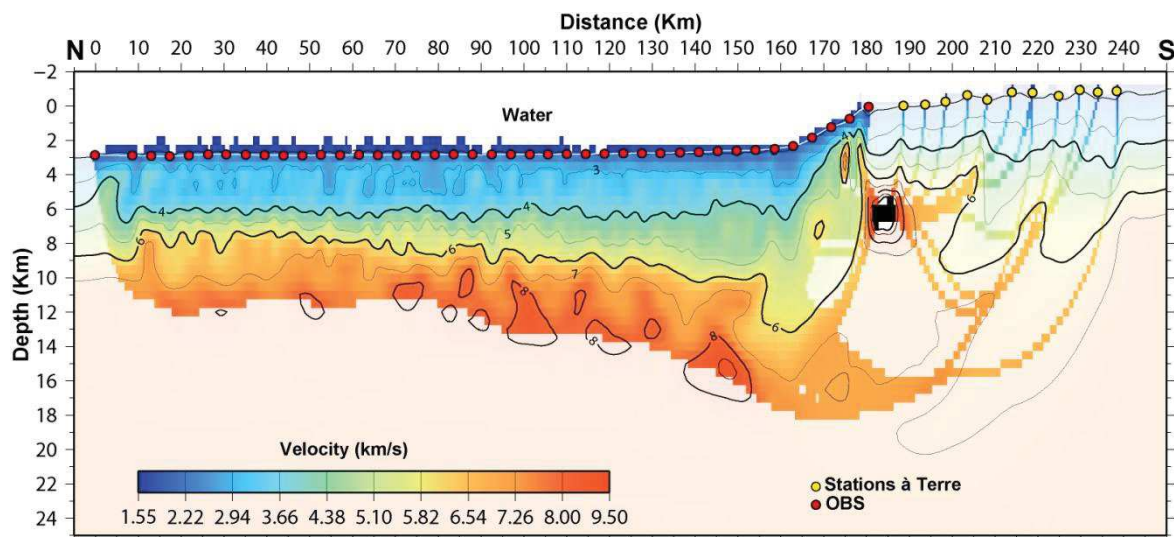


Figure IV.13- Modèle de vitesse final obtenu par FAST. Les cercles rouges indiquent la position des OBS et les stations à terres sont représentées par des cercles jaunes. Les iso-vitesses sont représentés chaque 1 km/s.

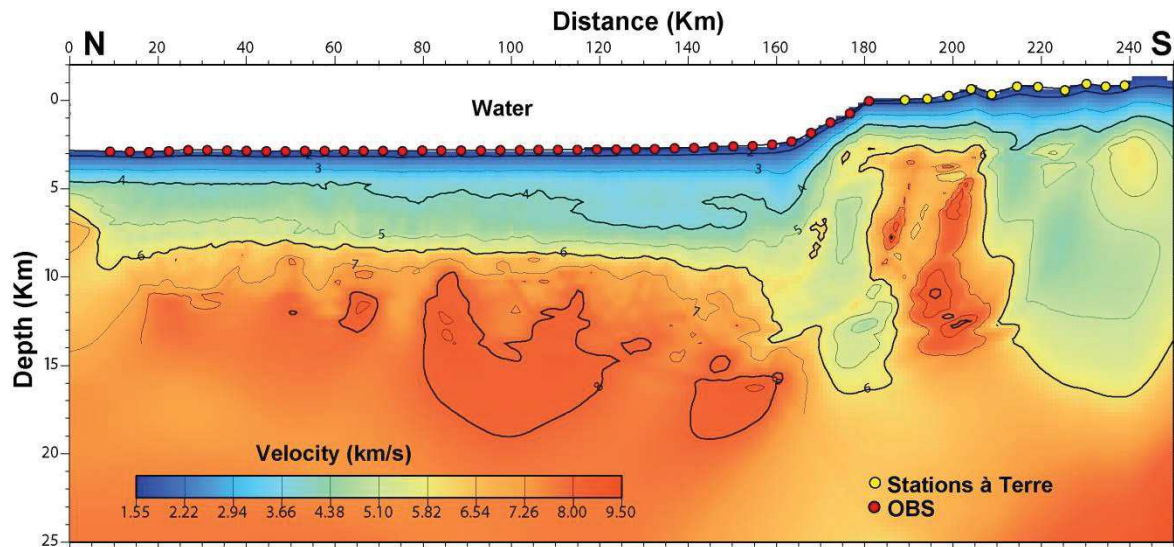


Figure IV.14- Modèle de vitesse final obtenu par TOMO2D. Les iso-vitesses sont représentés chaque 1 km/s. Les cercles rouges indiquent la position des OBS et les stations à terres sont représentées par des cercles jaunes.

Chapitre V

AJUSTEMENT DU MODÈLE DE VITESSE PAR INVERSION CONJOINTE ; MIGRATION EN PROFONDEUR AVANT SOMMATION ET MODÉLISATION DIRECTE

La structure de la marge Algérienne est caractérisée par un important dépôt salifère résultant de la crise de salinité messinienne. La présence de sel induit une variation latérale de vitesse et pose des difficultés d'imagerie des couches sous-jacentes. En outre, l'emplacement des blocs Kabyles dans la zone frontale de cette marge est exprimé par un caractère abrupt. Ces deux caractéristiques, la variation latérale de vitesse et le fort pendage, nécessitent une imagerie en profondeur. Ce cinquième chapitre est consacré à l'ajustement du modèle de vitesses en appliquant une inversion conjointe regroupant la modélisation directe et la migration en profondeur avant sommation tout en effectuant une analyse de vitesses sur des données multi-traces en profondeur et une inversion des temps des arrivées réfléchies et réfractées des données OBS.

V.1 Inversion conjointe ; Migration avant sommation en profondeur (PSDM) et Modélisation directe (Forward modelling)

Connaissant les interfaces et la vitesse d'un milieu, il est possible d'obtenir les temps d'arrivée par la théorie des rais : c'est le processus de la modélisation directe (Forward modelling). Le processus inverse est de déterminer les interfaces à partir des temps d'arrivée et de la vitesse du milieu, c'est l'imagerie par migration. En outre, en disposant de données sismiques multi-traces, la vitesse elle-même (vitesse du milieu) peut être également déterminée à l'aide de la relation entre l'imagerie de la sub-surface et la vitesse de migration ; c'est l'opération des analyses de vitesse.

L'estimation du champ de vitesses sismiques par la combinaison de la modélisation directe des données grand-angle et la migration en profondeur avant sommation des données SMT peut être formulée comme un problème inverse. La dépendance des deux méthodes d'imagerie, modélisation et migration ne peut être réalisé qu'à travers un processus itératif d'inversion conjointe que nous proposons comme solution pour imager la structure de la marge Algérienne orientale dans la Petite Kabylie (Jijel).

Notre approche est ici appliquée au profil SMT Spi14 acquis le long du transect grand-angle a fait l'objet d'une migration en profondeur avant sommation (PSDM). Nous appliquons la migration profondeur avant sommation (algorithme de Kirchhoff) afin de déterminer à la fois le champ de vitesse et l'image sismique en profondeur. Le champ de vitesses est un modèle en deux dimensions (2D) ; distance le long du profil grand-angle et profondeur.

Le modèle 2D est paramétré par des interfaces (horizons sismiques) qui représentent des interfaces des unités géologiques, et des nœuds de vitesses d'intervalle au toit et à la base de chaque couche. La profondeur de l'interface et les vitesses sont inversées itérativement du toit à la base jusqu'à :

- i) l'obtention d'un ajustement satisfaisant entre les temps de trajet calculés et observés sur les OBSs et les stations à terre ;
- ii) l'horizontalisation des événements avant sommation dans les ensembles CIG (Common image gather) après migration en profondeur.

L'ajustement des vitesses et des interfaces en profondeur se fait manuellement à chaque itération jusqu'à l'obtention d'un modèle « minimum structures » qui correspond bien aux données géologiques de la région.

La modélisation directe (Forward modelling) des temps de trajet des données grand-angle est effectuée en utilisant le programme RAYINVR (Zelt et Smith, 1992).

Les données sismiques multi-traces qui ont fait l'objet de l'application d'une migration en profondeur ont été traitées avec la séquence définie dans le chapitre III, sans application des programmes de récupération des pertes d'amplitudes dues à la divergence sphérique. Cette étape est prise en charge par la migration. Le traitement en temps du profil Spi14 dont le but de la préparation des données pour l'application d'une migration en profondeur avant sommation a été réalisé sans migration en temps et sans application du NMO (normal moveout).

V.2 Séquence de l'inversion conjointe « Workflow »

La démarche de l'ajustement du modèle de vitesse est résumée par la séquence de travail présentée sur la figure V.1.

La migration en profondeur par sommation Kirchhoff est basée sur l'hypothèse que le modèle de vitesse correct produira des CIG bien corrigés (horizontalisés) après migration. Une mauvaise correction est indiquée par des erreurs RMO (Residual move-out). Ces erreurs exprimées en terme de vitesses sont utilisées comme entrée pour l'algorithme de mise à jour. Le champ de vitesses résultant est utilisé de nouveau pour une nouvelle migration des données SMT et éliminer les erreurs RMO.

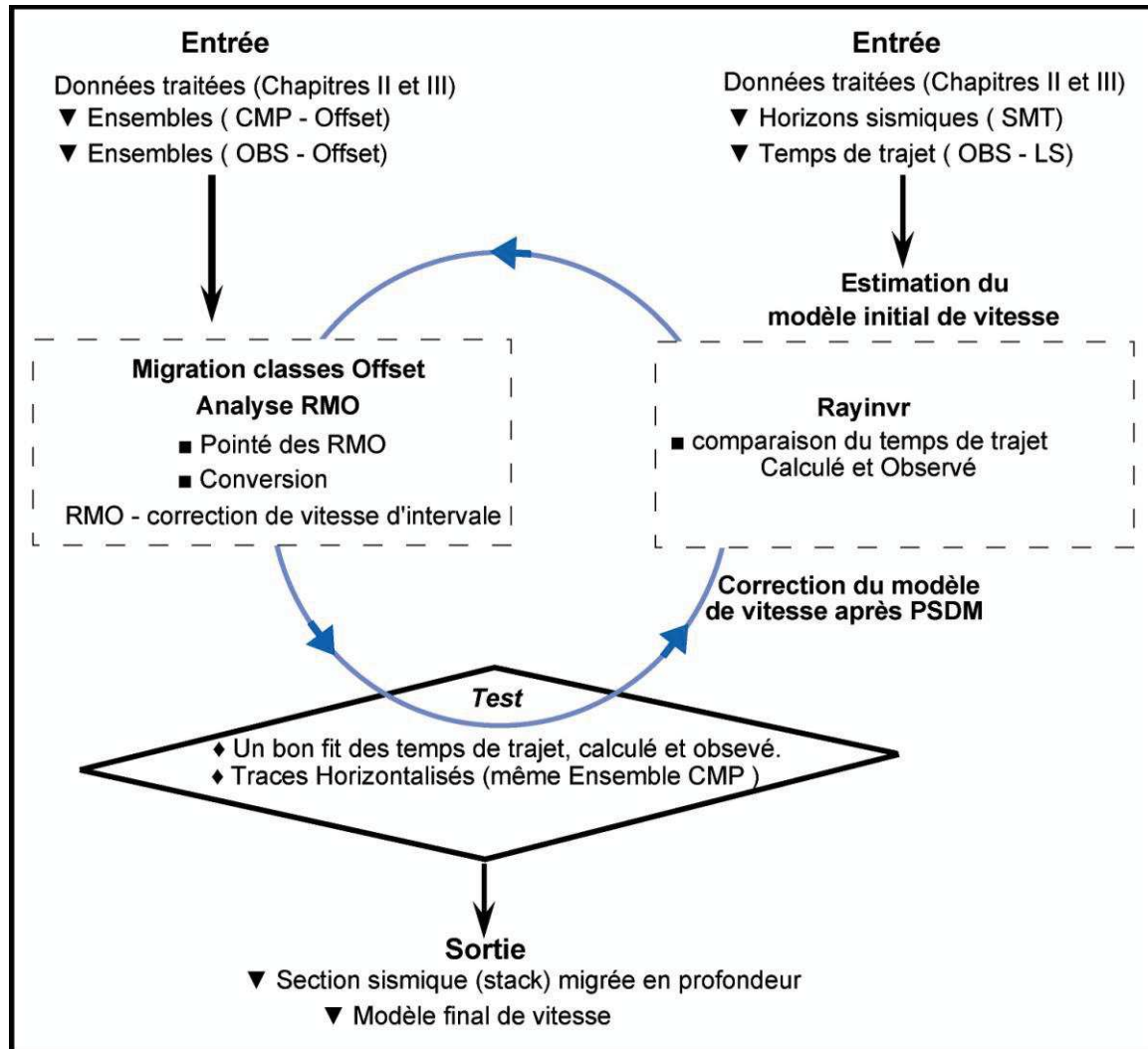


Figure V.1- Le workflow d'ajustement du modèle de vitesse par inversion conjointe de la migration en profondeur avant sommation en utilisant les logiciels « seismic unix » (SU) et la modélisation des temps de trajet des données grand-angle en utilisant le programme RAYINVR (Zelt et Smith, 1992).

V.3 Migration en profondeur avant sommation (PSDM)

La représentation sismique d'un modèle géologique en profondeur est généralement décrite par deux paramètres ; les vitesses des couches et la géométrie des réflecteurs. La migration en profondeur est l'ultime outil pour la délimitation des géométries de réflecteurs. Si les vitesses de couches sont déterminées avec précision, la géométrie des réflecteurs peut être établie par la migration en profondeur.

Le processus de migration est effectué afin de placer les réflecteurs à leurs positions réelles pour que les événements sur une section sismique correspondent bien au modèle géologique.

La migration en profondeur est appliquée dans les domaines de structure complexe avec de fortes variations latérales de vitesses ou un fort pendage. Mais la réussite de la migration dépend directement du modèle de vitesses. Vu sa sensibilité aux vitesses, la migration en profondeur avant sommation (Pre-stack depth migration, PSDM) est un outil puissant pour ajuster un modèle de vitesses sismiques.

Le but de la migration en profondeur est la reconstruction d'une image du sous-sol en profondeur (interfaces géologiques) à partir des données sismiques en temps avant sommation. Elle est basée sur la simulation numérique des phénomènes complexes de propagation des ondes sismiques. La résolution du problème direct pour la migration en profondeur est basée sur la théorie du tracé de rais (Aki and Richardt, 1980).

V.3.1 Principe de la PSDM

Le temps de propagation T d'une onde sismique décrit en profondeur une courbe appelée isochrone telle que le temps de trajet pour aller de la source S à un point P de la courbe puis au récepteur R soit égal au temps T . Etant donné que T est connu à partir des données observées et connaissant les positions sources et récepteurs, l'image migrée est l'image construite par sommation de l'amplitude sismique le long des isochrones pour toutes les positions de sources et de récepteurs ainsi que pour tous les temps de trajet (Fig V.2).

V.3.2 Migration Kichhoff

La migration de Kichhoff est une migration par sommation le long des courbes de diffraction. C'est une méthode de sommation le long des hyperboles de réflexion dans un milieu homogène [Schneider, 1978; Beydoun et Kehe, 1987]. Le processus de migration PSDM est illustré par les figures V.3 et V.4. Pour expliquer l'approche de la PSDM, on a construit un modèle initial de vitesse par une série de couches tabulaires (Fig V.3a). Une inversion de vitesse a été introduite dans le modèle. La distance utilisée dans la simulation est de 25 m et la distance minimale source-récepteur (offset minimum) est de 50 m. Le programme de la PSDM comprend trois phases : la première phase est consacrée au tracé de rais pour obtenir une grille en temps simple des temps de trajets. Le temps de trajet est calculé par la technique du tracé de rais basée sur le principe de Huygens et le principe de Snell et Descartes. Le calcul des temps des premières arrivées repose sur une résolution numérique de l'équation de l'Eikonal. Cette équation décrit la propagation d'une onde élastique dans un milieu solide [Baina, 1998]. L'approche la plus utilisée est la résolution par différences finies introduite par Vidale (1988). Les temps de trajets à chaque point dans la grille pour chaque point source (t_s , Fig V.3b) et chaque point récepteur (t_r , Fig V.3d) ont été calculés. Les positions des sources et des récepteurs sont définies dans une grille dont les dimensions sont déterminées par la géométrie des données d'entrée en temps (CMP, inter- trace, source, récepteur, offset). En utilisant toujours le tracé de rais, on a calculé les angles de propagation pour chaque point source et chaque point récepteur (Fig V.3c et Fig V.3e). Dans la deuxième étape, on

additionne les paires en temps qui correspondent aux positions source et récepteur dans la grille pour chaque trace, pour construire une image des isochrones de cette trace au niveau de chaque point dans la grille. La somme de ces deux temps de trajet (Fig V.3f) est alors utilisée pour répartir l'amplitude de la trace relative à ce couple source-récepteur. L'énergie sismique est distribué en tout point $P(x,z)$ le long d'une ellipse (isochrone, Fig V.2). L'amplitude sismique $A(t,S,R)$ enregistrée à un temps t ($t=t_s+t_r$) a pour origine tous les points $P(x,z)$ situés sur l'isochrone vérifiant la condition $t(x,z) = t_s + t_r$ (Fig V.2 et Fig V.4). Ensuite, une correction d'amplitude sera calculée pour chaque point de l'image pour être appliquée (multipliée) à l'amplitude correspondante. L'image finale migrée sera produite, en appliquant cette sommation sur toutes les traces et tous les points de la grille.

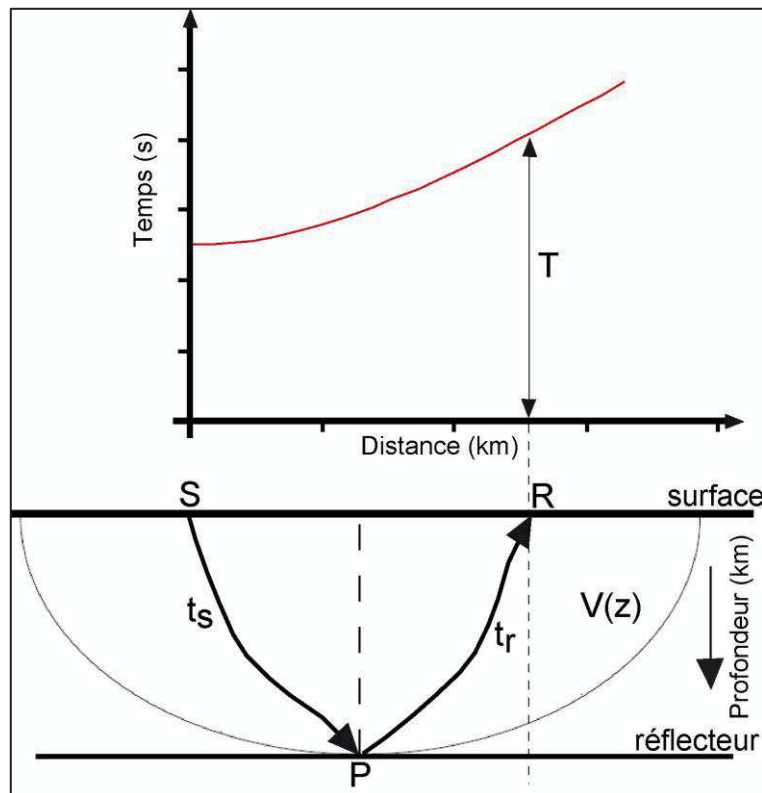


Figure V.2- Temps de trajet et isochrone. S : source ; R : récepteur ; $V(z)$: vitesse du milieu ; t_s : temps de trajet de la source au point P ; t_r : le temps de trajet du point P au récepteur. $T = t_s + t_r$: le temps de trajet de la source au récepteur.

Une image migrée en profondeur par offset commun est construite en sommant, suivant la direction x , toutes les images migrées élémentaires associées aux couples source-récepteur ayant le même offset.

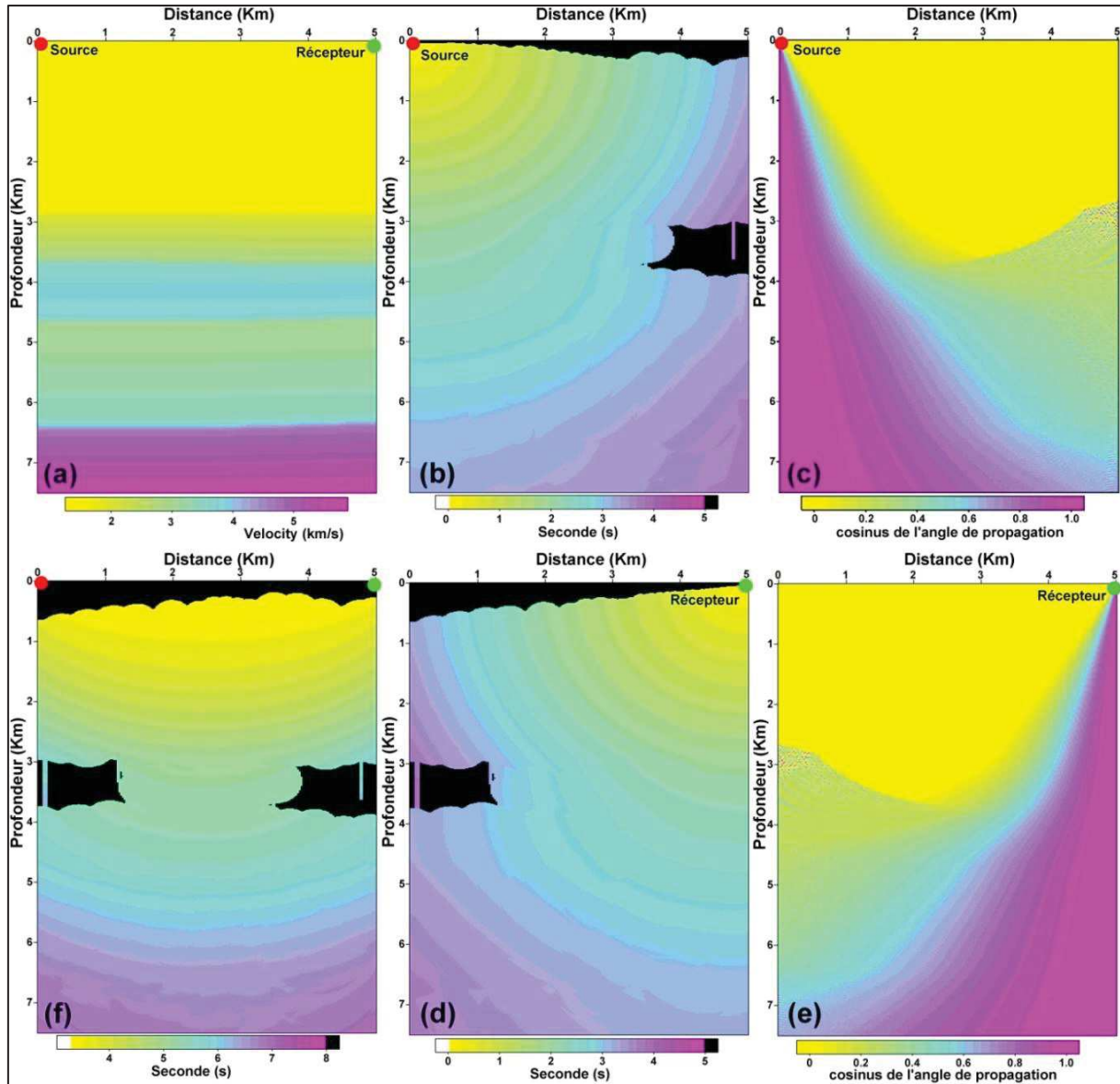


Figure V.3 - Calcul des temps de trajet et angles de propagation par tracé de rais: (a) modèle de vitesses sismiques ; (b) temps de trajet source-milieu $[t_s]$, (c) angle de propagation source-milieu (d) temps de trajet milieu-recepteur $[t_r]$, (e) angle de propagation receptr-milieu, (f) temps de trajet source-milieu-recepteur.

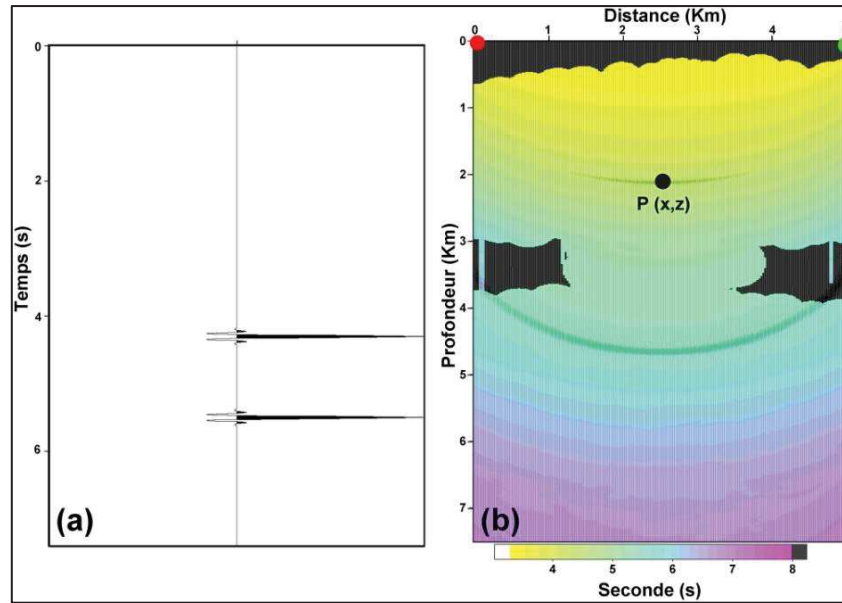


Figure V.4 - Deux impulsions simulés en temps avec leurs images en profondeur après PSDM ; Le temps parcouru sur l'image construite après PSDM (b) est égal au temps double relatif à chaque impulsion dans le domaine temporel (a).

Chaque rayon sismique est déterminé uniquement par son angle de propagation, et il n'y a aucune restriction sur le nombre de rais atteignant n'importe quel point du sous-sol à partir d'un emplacement source fixe ; le nombre de rais utilisé est fixé par le choix des angles de propagations (Fig V.5).

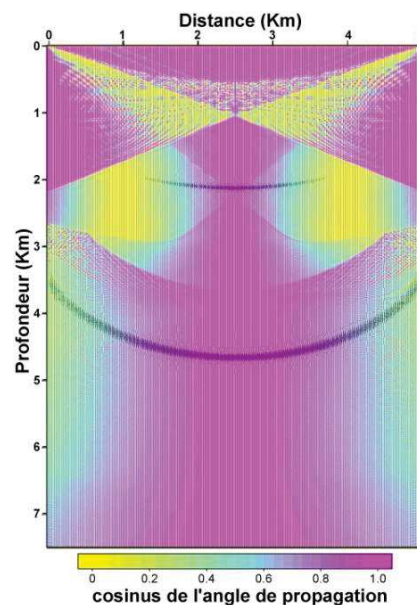


Figure V.5 - Choix des angles de propagation et sélection des rais à utiliser. Des angles inférieurs de 65 degrés ont été choisis.

V.3.3 Ensembles CIG (Common image gather)

L'analyse de vitesse basée sur la migration est fondée sur le principe que des images migrées en profondeur doivent être cinématiquement cohérentes lorsque le bon modèle de vitesse est utilisé [Al-Yahya, 1989]. Les analyses de vitesses doivent être réalisées sur des données sismiques multi-traces. Après migration, les traces imagées seront sorties en mode « ensembles image-commune » (Common image gather, CIG) [Liu & Bleisten, 1995].

La migration avant sommation est l'outil qui permet d'obtenir des CIG dans la résolution du problème direct. Les profondeurs imagées en mode CIG, fournissent des informations sur les vitesses de migration. Pour étudier les images CIG, on fixe une distance x le long du profil. Chaque point réflecteur P sur une image CIG et la distance source - récepteur correspondante à ce point sont fonction de la vitesse sismique (Fig V.4b) [Liu & Bleisten, 1995].

Toute variation de la vitesse sismique implique un changement dans l'image migrée à une position donnée dans la direction verticale. Un mauvais choix de la vitesse de migration des données multi-traces induit une mauvaise estimation de la profondeur dans un CIG. On observe des résidus de correction d'obliquité (residual moveout, RMO) dans cette situation.

Les RMOs contiennent des informations à partir desquelles on peut estimer la vitesse du milieu. L'analyse des RMO est une technique d'évaluation des vitesses de migration en profondeur en estimant une vitesse moyenne relative à l'obliquité de l'hyperbole. Cette vitesse sera convertie par la suite en vitesse d'intervalle.

Dans chaque CIG, qui correspond à une même position x de surface, la profondeur imagée ne dépend pas de l'offset. Pour une vitesse proche à la vitesse réelle du milieu, $Z(d)$ égale à $Z(0)$ pour tous les offsets (Fig V.6). Une mauvaise estimation de la vitesse produit des différences entre $Z(0)$ et $Z(d)$. L'erreur $Z(d) - Z(0)$ représente le RMO. Ainsi, Liu et Bleisten démontrent que localement $Z^2(d) = Z^2(0) + d^2/V_{rmo}^2$. Cette correction de vitesse V_{rmo} prend la forme d'une vitesse de Dix exprimée en profondeur, et donne une correction exacte si les raies tracés dans le milieu après correction ne sont pas "trop" éloignés de ceux tracés initialement (Fig V.7). Cette correction est exacte, notamment dans des milieux pentés, mais approximative dans un milieu à géométrie complexe. En pratique, on procède itérativement et avec des petites corrections.

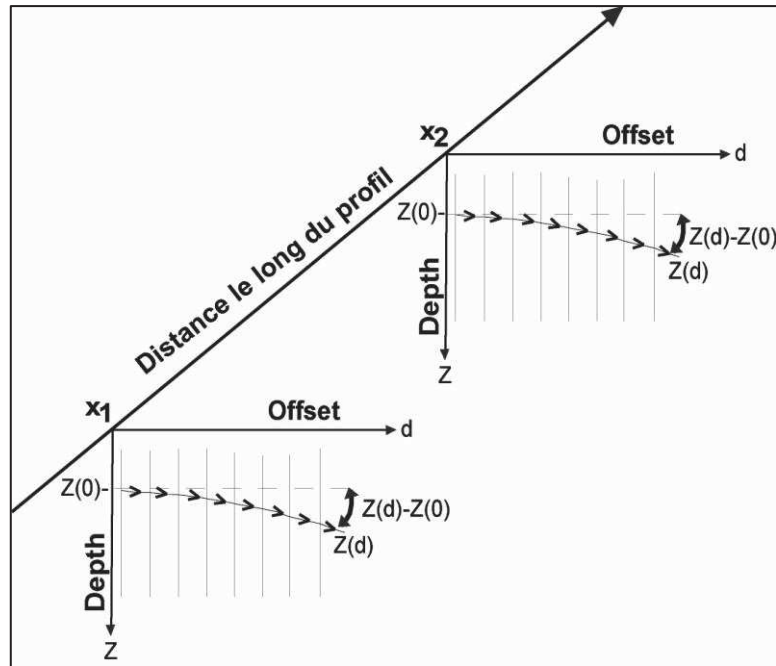


Figure V.6 - Ensembles image commune (Common Image Gather, CIG). Le CIG correspond à une distance fixe le long du profil. La différence $Z(d) - Z(0)$ mesure le RMO.

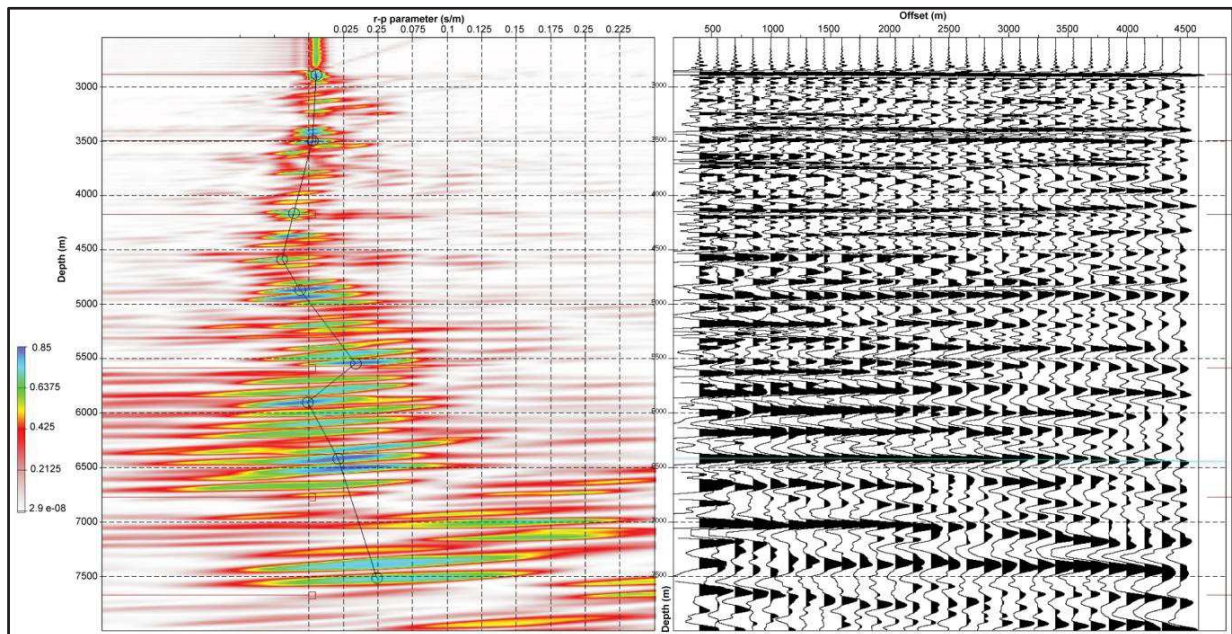


Figure V.7 - Analyse RMO par semblance-scan (à gauche) et ensembles image commune (à droite).

V.4 Modélisation directe

Contrairement à la tomographie qui cherche à obtenir une répartition de vitesses dans une série de cellules par inversion à partir du temps de parcours extrait des traces, l'objectif de l'imagerie des structures géologiques est de trouver une représentation du sous-sol qui explique les données enregistrées en surface. Le rôle de la modélisation directe est de calculer les temps de parcours, la distance d'émergence ainsi que les amplitudes à partir d'une structure de vitesses (Fig V.8).

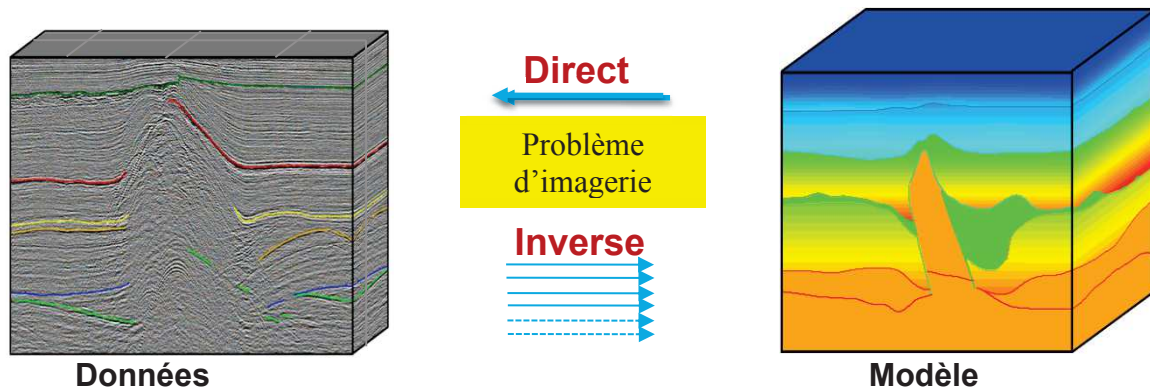


Figure V.8 - Problème direct et problème inverse.

La modélisation directe étudie la propagation des ondes sismiques dans un milieu avec des propriétés supposées connues, elle consiste en :

- simulation d'une acquisition sismique ;
- calcul d'un sismogramme synthétique ;
- minimisation de l'écart entre les temps de parcours observés et ceux calculés.

V.4.1 Données nécessaires

La modélisation directe nécessite un ensemble de données à priori, à savoir :

- définition des vitesses et des limites des couches ;
- temps des premières arrivées pointés sur OBS ;
- temps des marqueurs principaux pointés sur les données SMT.

V.4.2 Le programme de modélisation directe

La modélisation mise en œuvre ici consiste à résoudre le problème direct. C'est-à-dire que l'utilisateur construit un modèle de vitesse dans lequel on calcule des temps d'arrivée théoriques. Ces temps théoriques sont ensuite comparés aux temps observés, et l'utilisateur cherche à minimiser les différences entre ces deux temps ; théoriques et observés en modifiant manuellement le modèle de vitesse. Cette opération est répétée autant de fois que nécessaire,

jusqu'à ce que le résidu des temps de trajet soit assez faible pour considérer le modèle de vitesse comme satisfaisant.

La modélisation se fait par la mise en œuvre du programme RAYINVR [Zelt and Smith, 1992]. C'est un programme de tracé de rais à deux dimensions pour un modèle supposé isotrope. Le modèle de vitesses est composé d'une séquence de couches dont les limites doivent couvrir tout le modèle de gauche à droite. L'épaisseur peut toutefois être nulle. Les vitesses dans les couches sont définies à des endroits arbitraires au toit et à la base de chaque couche le long du modèle.

La modélisation directe (Forward) nécessite des données de sismique grand-angle OBS et SMT. Les données OBS fournissent les temps de parcours et les données SMT produisent les horizons pour définir le macro-modèle.

La figure V.9 présente un organigramme développant la séquence de la modélisation directe par le programme « RAYINVR » ainsi que les données nécessaires.

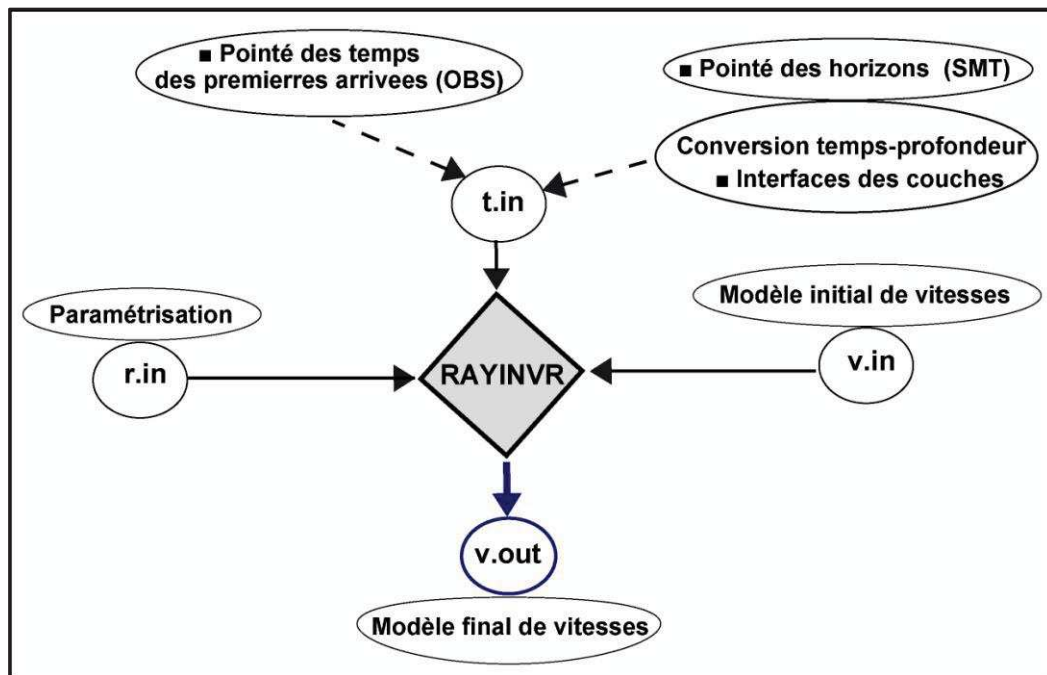


Figure V.9 - Présentation du programme « RAYINVR »; **r.in**, définition de la géométrie du modèle et des paramètres des plots. **v.in**, définition des vitesses et des limites de couches. **tx.in**, les temps des premières arrivées pointés sur OBS.

V.4.3 Modèle a priori

La modélisation directe étudie la propagation des ondes sismiques dans un milieu dont les propriétés sont supposées connues. Elle a comme but la simulation d'une acquisition sismique, c'est-à-dire, la propagation des ondes élastiques dans un demi-espace à partir d'une source considérée comme ponctuelle. Une telle simulation permet d'obtenir le sismogramme

synthétique. Le modèle étudié s'étend sur 240 km regroupant une partie offshore couverte par 41 OBS et une partie onshore imagée par 11 stations sismologiques.

Le modèle a été élaboré en deux étapes principales :

- la construction d'un macro modèle en utilisant des horizons de la sismique multi-traces, et un champ initial de vitesses obtenu à partir de la tomographie des temps de trajet. Le résultat de la tomographie des premières arrivées, développé dans le chapitre IV, a contribué à la définition des vitesses initiales.

- la perturbation du macro modèle tout en comparant les temps de parcours calculés avec ceux pointés sur les données grand-angle (OBS et stations à terre).

Nous avons considéré un modèle à plusieurs couches avec des vitesses variables. Les principales formations géologiques connues dans cette région ont été prises en considération. Les séquences retenues sont : le Plio-Quaternaire, le sel Messinien, la zone de faibles vitesses sous le sel, le Miocène infra-salifère et la croûte.

Pour mieux illustrer l'influence du sel dans cette région nous avons contraint le modèle par une chute de vitesse sous le sel. Le profil SMT Spi22 a été choisi pour le pointé des horizons à utiliser dans la modélisation (Fig V.10). Une conversion temps-profondeur a été appliquée afin de calculer les épaisseurs des couches et par conséquent les utiliser en combinaison avec les vitesses de tranches pour calculer les temps de trajets.

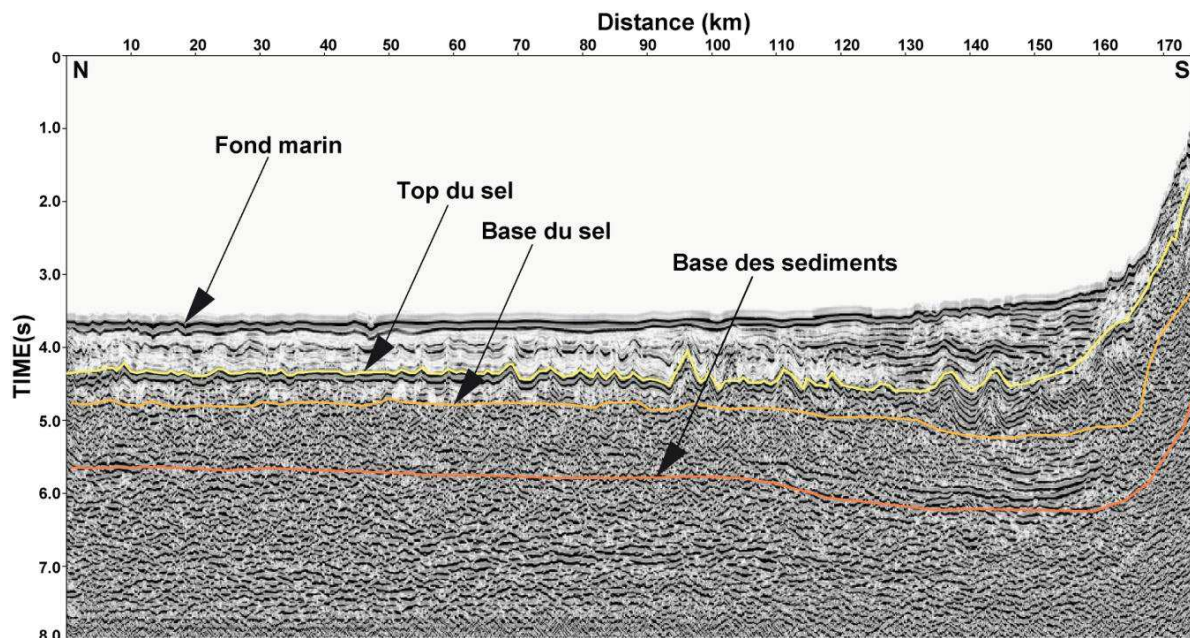


Figure V.10- Pointé des horizons sur le profil Spi22. Les principales interfaces pointées sont : le fond marin, le toit du sel, la base du sel et la base des sédiments.

V.5 Application de l'inversion conjointe

V.5.1 Tracé de rais

La minimisation au sens des moindres carrés de l'erreur, entre le temps observé (pointé sur les OBS) et le temps calculé par simulation, a été faite couche par couche en procédant du toit des structures vers la base. Les arrivées sur l'OBS05 témoignent de l'optimisation du modèle dans sa partie sud (pied de marge et contact avec le socle de la Petite Kabylie), avec une bonne pénétration des rais sismiques jusqu'au manteau (Fig V.11).

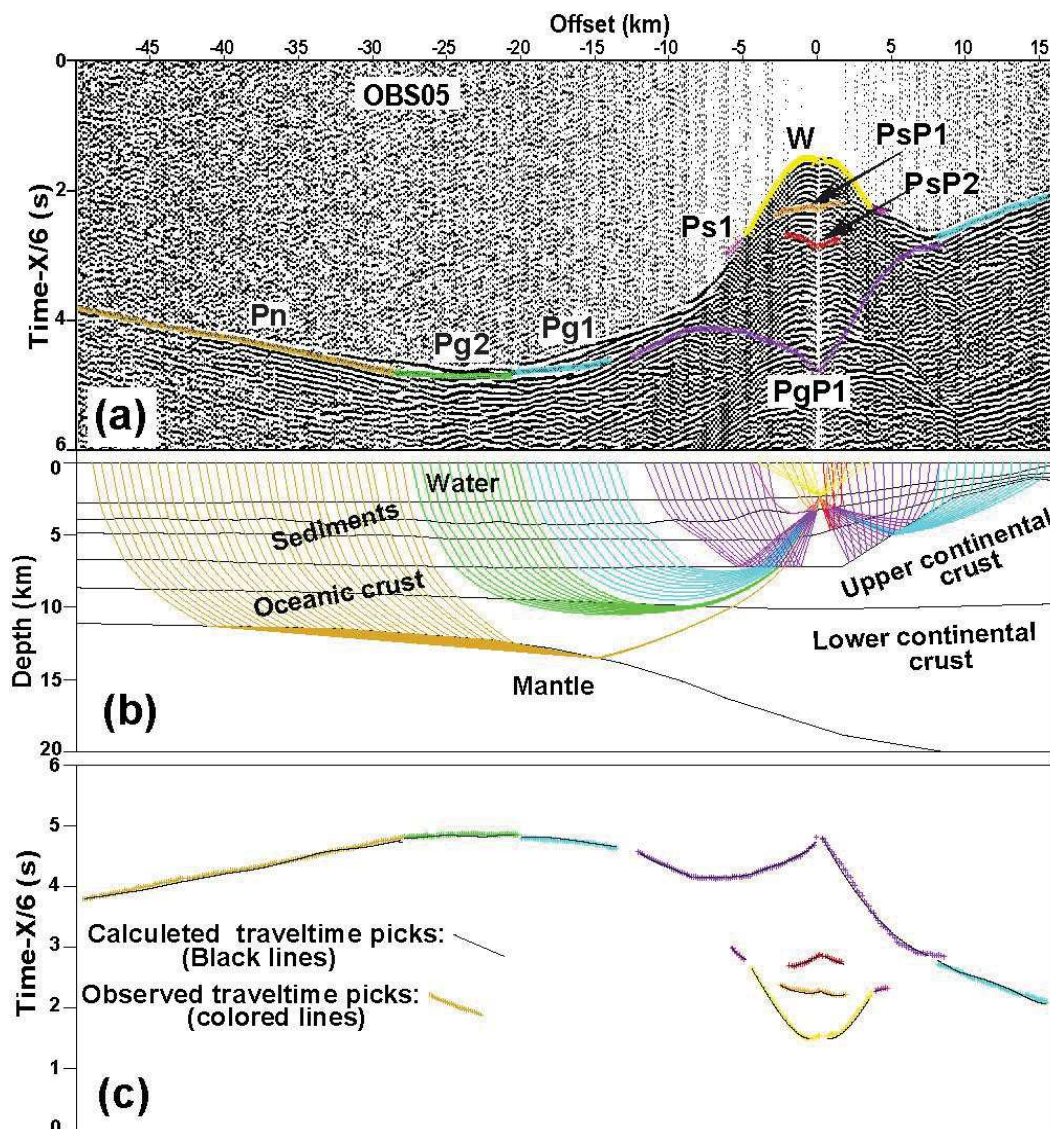


Figure V.11- Tracé des rais et temps de parcours relatifs à l'OBS05. (a)- ensemble OBS05 après l'application d'une réduction de vitesse de 6 km/s. (b)- rays sismiques. (c)- superposition des temps de trajet calculés et observés.

V.5.2 Exploitation des stations à terre

Onze stations à terre ont été exploitées. L'absence d'enregistrement en mer (par les OBS) des rayons provenant de la terre (l'absence de tirs inverses) a réduit la couverture en terme de rais sismiques dans la zone du pied de marge jusqu'à la limite sud du modèle. La figure V.12 illustre la contribution des stations à terre dans l'ajustement du modèle de vitesse. La croûte continentale et le manteau dans la partie sud du modèle sont bien éclairés par les rais sismiques relatifs aux stations à terre.

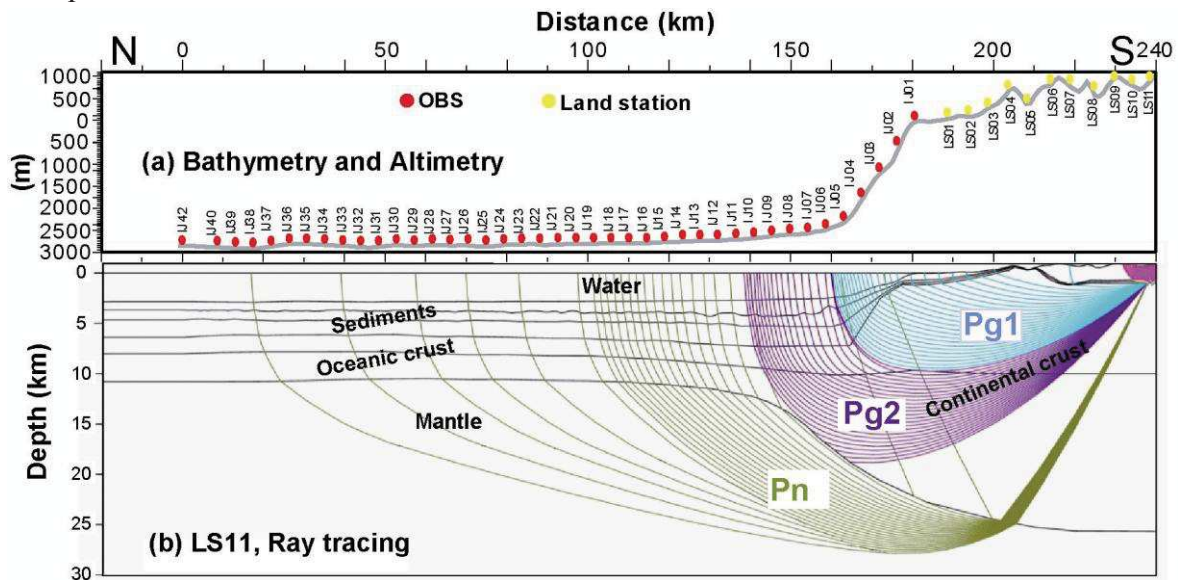


Figure V.12- Tracé des rais relatif à la station à terre LS11.

V.5.3 Analyse de vitesses sur des ensembles CIG

Le traitement PSDM a été réalisé en utilisant les programmes du logiciel de traitement sismique « Seismic Unix (SU) ». Le processus est utilisé pour calculer les tables de temps de trajet avec un espacement régulier de 200 m le long du profil par tracé de rais paraxial sur une grille de 50 x 24 m. L'approximation paraxiale est basée sur les équations paraxiales. Ces équations modélisent les ondes acoustiques se propageant verticalement au voisinage d'une direction privilégiée (Beydoun et Kehe, 1987). La résolution de l'équation de l'Eikonal fournit les temps de trajets pour des positions données des sources et des récepteurs.

Les traces migrées sont sorties comme ensemble CIG avec un « binning » de 25m (Fig V.13 et V.14). La gamme des « offsets » après migration est entre 227 et 4627 m avec un espacement de 100 m. Les résidus de l'horizontatlisat (RMO) des événements, pour chaque CIG migré sont convertis à des vitesses d'intervalles pour servir à l'adaptation et à l'ajustement du champ initial (Lui et Bleinstein, 1995). Les résidus RMO et le caractère sismique sur les images migrées en profondeur sont des éléments clés pour la localisation avec précision des principaux contacts géologiques.

La superposition du modèle de vitesses sur les CIG montre une bonne horizontalisation des évènements. Les CIG relatifs aux séquences pré-messiniennes sont aplaties avec des vitesses de 2,95 à 3,05 km/s au toit et de 3,5 à 3,65 km/s à la base (Fig V.13). L'interface indicatrice de la base des sédiments a été identifiée grâce aux vitesses de correction sur les CIG extraits des données SMT après PSDM (Fig V.13b). L'unité mobile du sel Messinien est caractérisée par des vitesses de 3.7 km/s à 3.8 km/s alors que l'unité supérieure des évaporites présente un gradient de vitesse comparable à celui des formations du Plio-Quaternaire (2,3 à 2,9 km / s) (Fig V.13a). Les données OBS migrées en profondeur nous ont permis de positionner le toit et la base du sel messinien (Fig V.15).

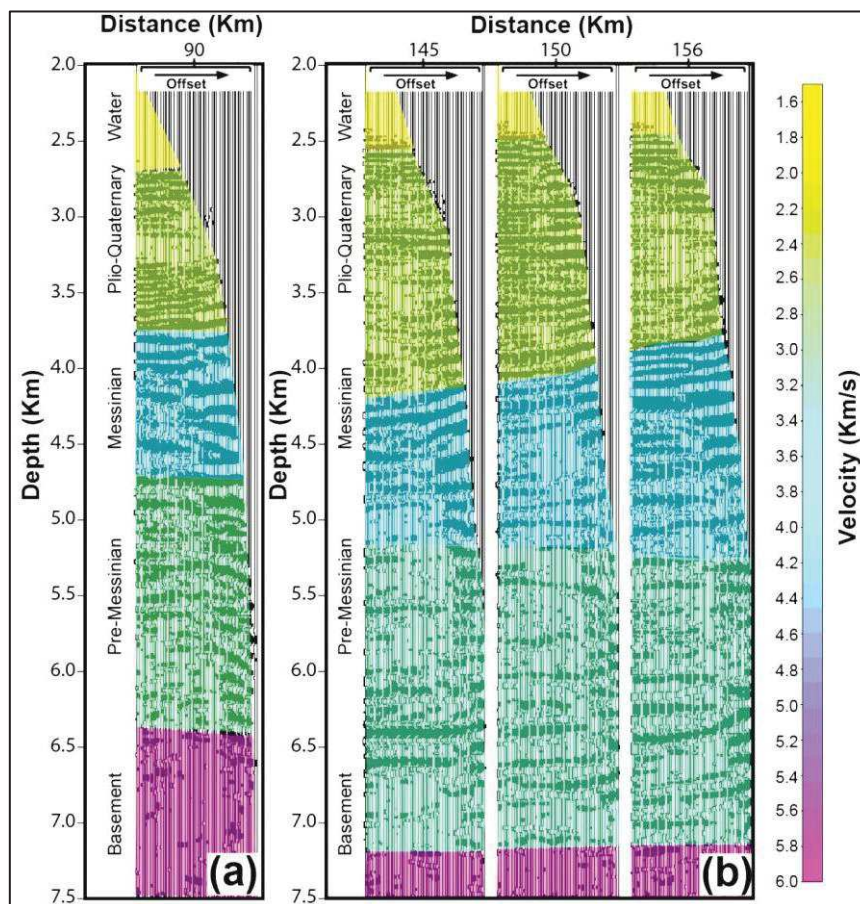


Figure V.13- Superposition du Modèle de vitesse déterminé par inversion conjointe migration profondeur avant sommation et modélisation directe sur des ensembles image commune (Common Image Gather, CIG) extrait de la figure V.13. (a) un CIG extrait à la distance 90 km le long du profil grand-angle. (b) trois CIGs extraits à des distances correspondantes au bassin profond le long du profil grand-angle.

V.5.4 PSDM des arrivées réfléchies des données OBS

La même séquence de travail « workflow » a été appliquée sur les données OBS. Les traces

OBS ont été migrées en utilisant des temps de trajets calculés par rapport au fond marin. Enfin, l'image miroir est réalisée par la migration du premier multiple du fond marin sur les enregistrements OBS en utilisant les temps de trajet calculés par rapport à une position miroir des OBS (miroir de la profondeur du fond marin au-dessus du niveau de la mer). La résolution horizontale est meilleure sur les ensembles CIG des données SMT comparativement à celle des ensembles OBSs (Fig V6 et V.15).

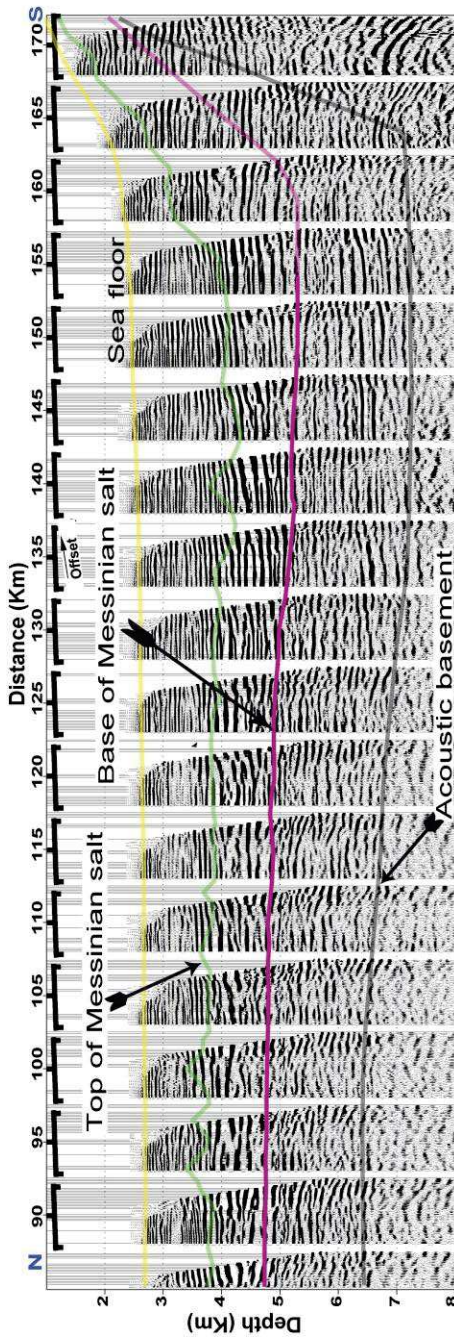


Figure V.14- Dix huit ensembles image commune (Common Image Gather, CIG) extraits tous les 5 km le long de la partie sud du profil SMT Spi14 après PSDM.

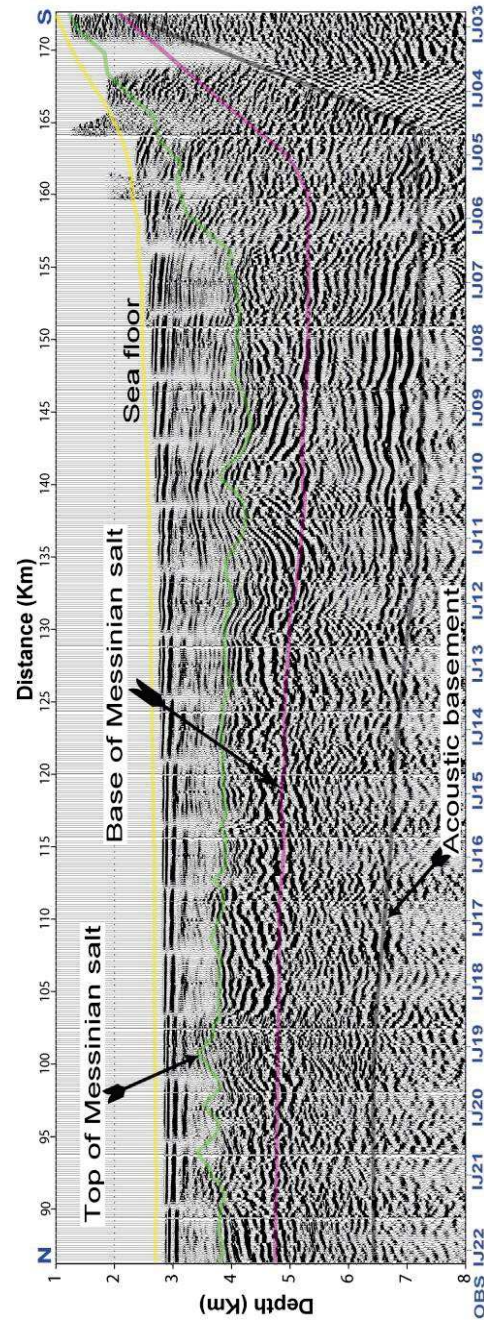


Figure V.15- Vingt Ensembles OBS extrait de la partie sud (OBS03 à OBS22) du profil grand-angle après PSDM.

V.6 Résultats

V.6.1 Modèle final de vitesse

Le modèle final obtenu montre la structure de la marge, la croûte continentale, la zone de transition continent-océan et la croûte océanique de la Méditerranée. Les couches sédimentaires dans le bassin montrent des vitesses sismiques de 1.5 km/s à 3.8 km/s. Les formations messiniennes ont été imagées et modélisées en utilisant des vitesses sismiques de 2,8 km/s à 3,8 km/s. La croûte continentale s'amincit rapidement. La croûte océanique dans cette région est d'une épaisseur de 4 km, elle est composée de deux couches avec des vitesses variables 4,7 km/s à 7.1 km/s (Fig V.16a). C'est une croûte moins épaisse que la croûte océanique dite « normale » mais elle est comparable à la croûte océanique trouvée dans d'autres régions de la Méditerranée. On cite comme exemple le Golfe de Lion [Gailler, 2009].

Afin de vérifier la cohérence du modèle de vitesse avec les données gravimétriques, l'anomalie à l'air libre a été modélisée à l'aide du logiciel GRAVMOD [Zelt et Smith, 1992]. Les densités utilisées pour la modélisation dans les séquences sédimentaires sont basées sur la relation empirique entre la vitesse sismique et la densité (Ludwig et al., 1970). La densité de la colonne d'eau est fixée à 1.03 km/m³ et celle du manteau à 3.3 km/m³ [Contrucchi et al., 2004 ; Korenaga, 2001]. Les données gravimétriques observées ont été acquises durant la campagne SPIRAL. L'anomalie à l'air libre calculée à partir du modèle de densité montre une bonne corrélation avec les données mesurées (Fig V.16b) avec un chi-carré (χ^2) de 0,57 et un écart maximal de 8,2 mgal à l'extrémité nord du modèle. Dans le bassin algérien, entre 0 et 130 km, l'anomalie à l'air libre est proche de zéro, ce qui indique un équilibre isostatique local. Au sud, la profondeur du Moho augmente de 11 à 25 km. L'anomalie à l'air libre dans ce domaine atteint un minimum. Le pied de pente bathymétrique coïncide avec le minimum de l'anomalie à l'air libre et la pente bathymétrique quant à elle coïncide avec une région qui se caractérise par des gradients positifs de l'anomalie à l'air libre (Fig V.16).

V.6.2 Comparaison des deux sections sismiques PSTM et PSDM du profil Spi14

La figure V.17 présente une comparaison de deux sections sismiques de la partie sud du profil Spi14; en temps double et en profondeur après PSDM. La distinction entre les différentes séquences sédimentaires est nettement meilleure sur la section PSDM. On distingue : une séquence Plio-Quaternaire, une couche de sel modélisée par une vitesse de 3.8 km/s et une séquence de sédiments Pré-Messiniens regroupant plusieurs phases sédimentaires caractérisées par une variation d'amplitude sismique. Le problème d'imagerie sismique du à la présence du sel est bien pris en charge par la modélisation des rais sismiques traversant la zone d'ombre sous le sel ; imagerie en profondeur. Le socle acoustique se situe à 6.5 km de profondeur dans la partie Nord du profil est atteint 7.3 km sous le bassin profond. L'épaisseur sédimentaire totale avoisine les 5 km dans le bassin profond, dans le glaciais et au pied de marge, et elle est de 3.5 km au large vers le nord du profil.

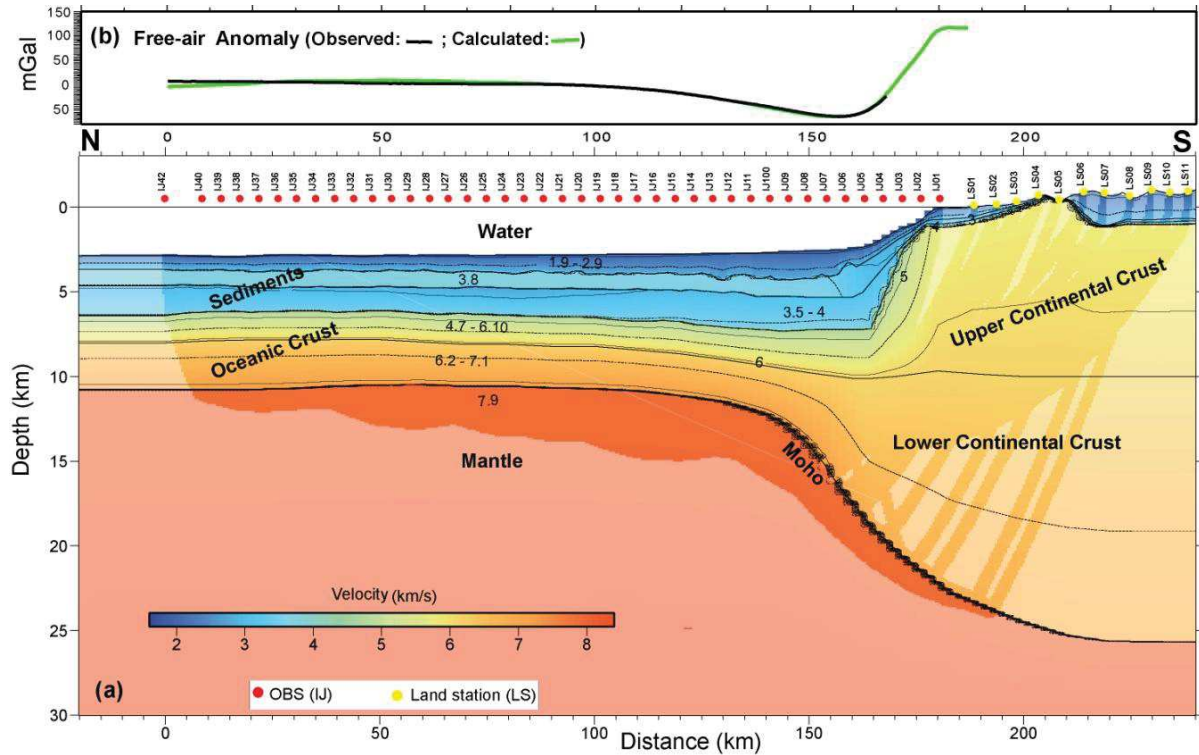


Figure V.16- (a) Modèle final de vitesses. (b) anomalies gravimétrique à l'air libre. Les cercles rouges indiquent les OBS le long du profil. Les stations à terre sont indiquées par des cercles jaunes.

V.6.3 Conversion temps-profondeur des profils L1, L2 et L3

Pour une exploitation en profondeur des trois profils sismiques multi-traces (SMT) supplémentaires L1, L2 et L3 il faut passer par une conversion temps-profondeur. Sur ces trois profils, espacés d'une distance de 15 km (Fig II.6), les mêmes interfaces clés ont été identifiées et une estimation d'un modèle de vitesse pour chaque profil a été réalisée. Ces vitesses sont déduites du modèle grand-angle en affectant la même gamme de vitesses à la séquence sédimentaire correspondante. Ce modèle a ensuite été utilisé pour la conversion temps-profondeur. Les modèles de vitesses utilisés ont été calibrés sur le modèle grand-angle, la numérotation de l'axe des distances des trois profils L1, L2 et L3 est adaptée à la numérotation du Spi14 (Figs V.18, V.19 et V.20). Sur chacune de ces figures nous présentons :

- une section temps double (ms) migrée en temps ;
- une section en profondeur après conversion temps-profondeur.
- une superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion sur la section sismique convertie en profondeur.

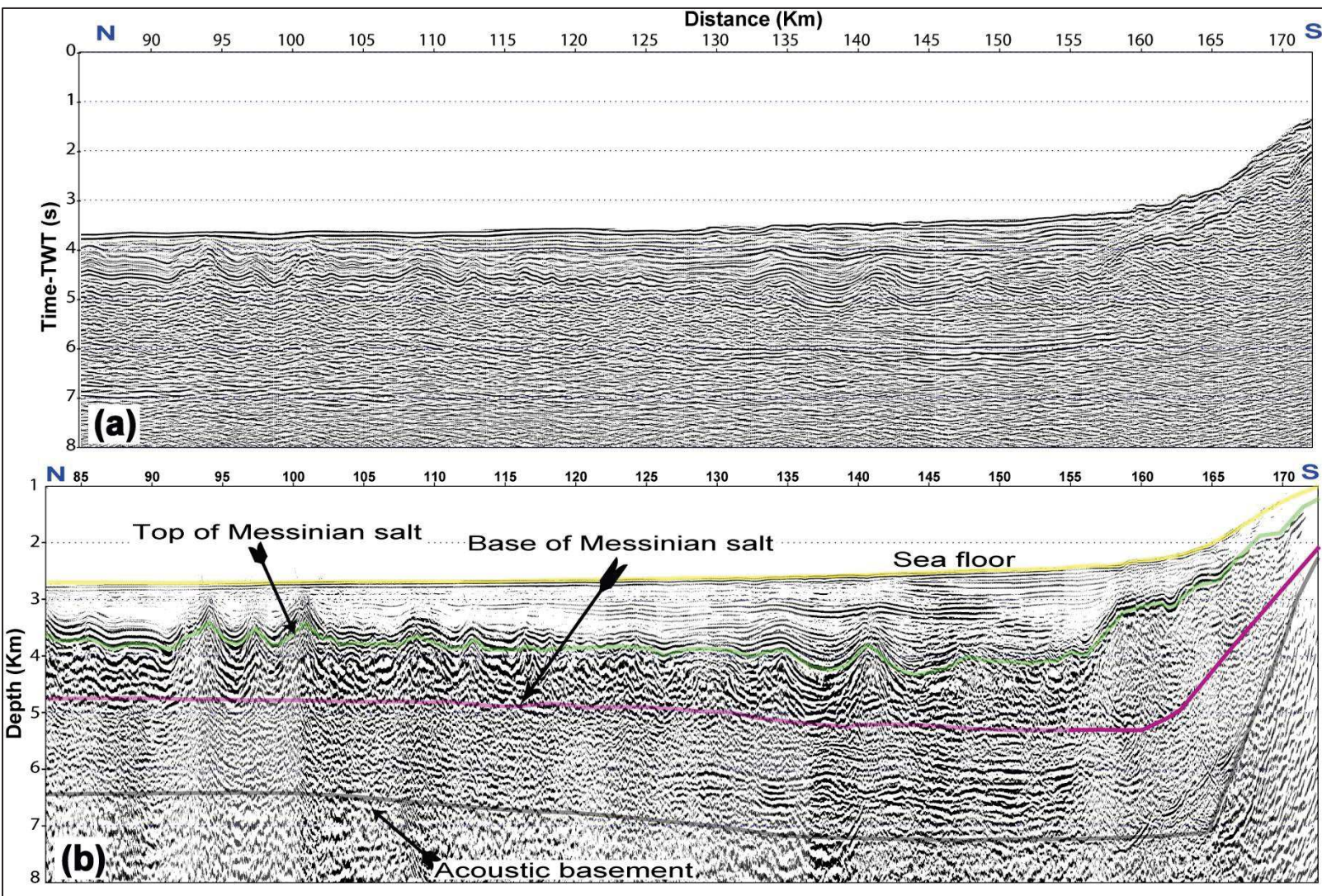


Figure V.17- Comparaisant des données en temps et en profondeur après PSDM. (a) la partie sud du profil SMT Spi14 en temps double. (b) la partie sud du même profil Spi14 migré en profondeur.

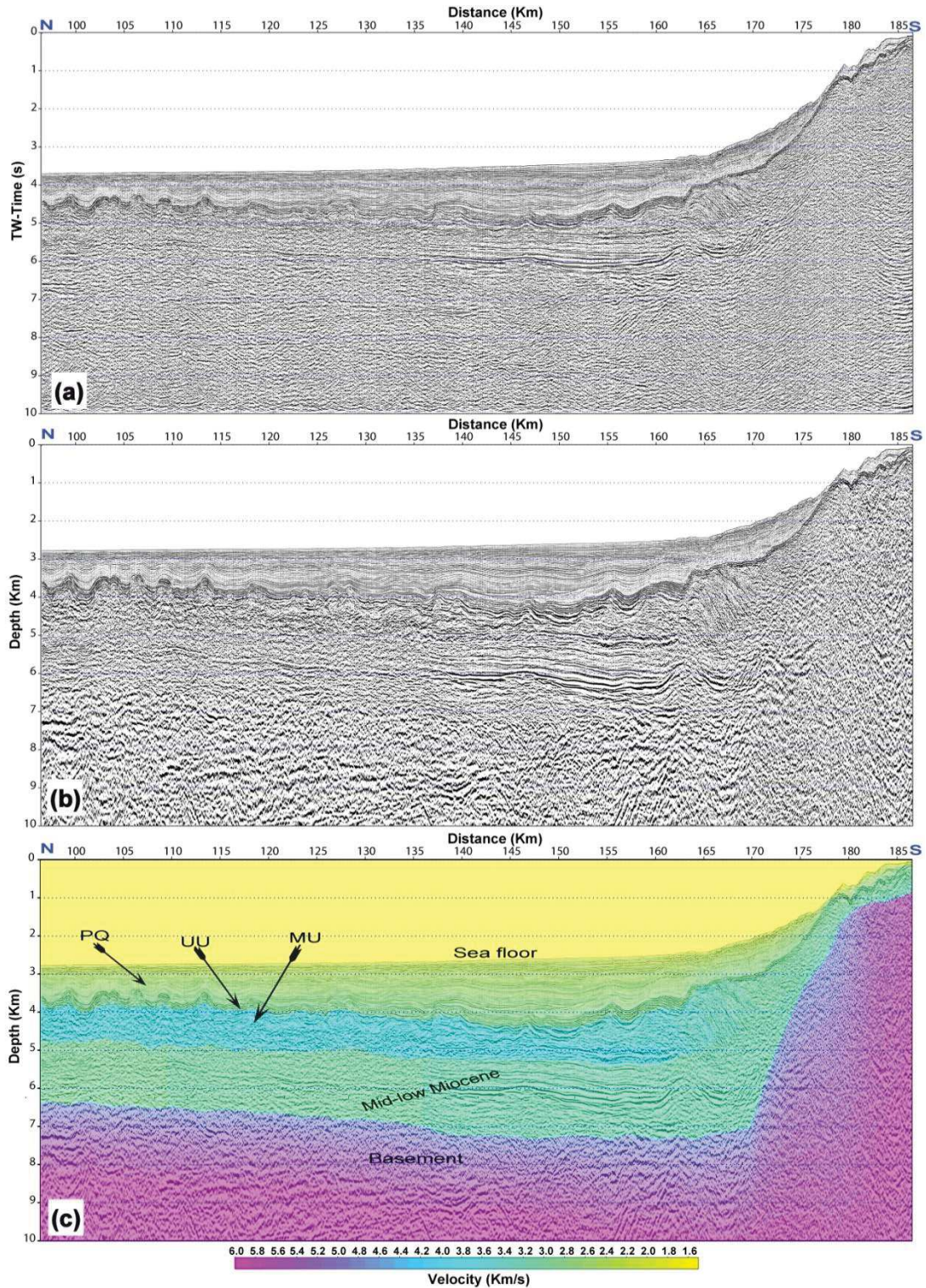


Figure V.18- Conversion temps-profondeur du profil L1 (voire localisation, Fig II.6). (a)- section sismique en temps double du profil L1; (b)- le profil L1 en profondeur; (c)- superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion et la sismique en profondeur. PQ: Plio-Quaternaire, UU: Upper-unit et MU: Mobile-unit du sel Messinien.

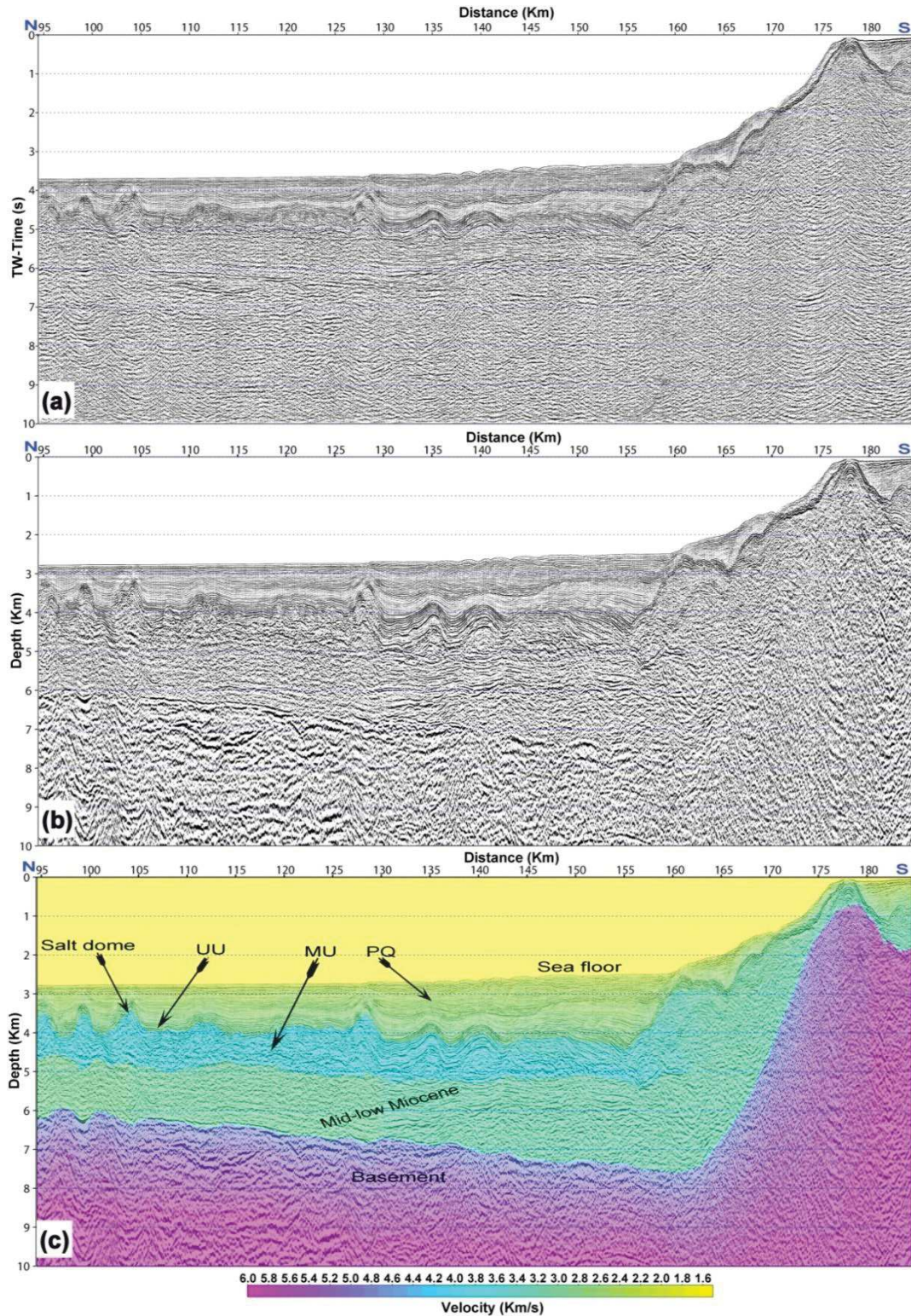


Figure V.19- Conversion temps-profondeur du profil L2 (voire localisation, Fig II.6). (a)-section sismique en temps du profil L2; (b)-le profil L2 en profondeur; (c)-superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion et la sismique en profondeur. PQ: Plio-Quaternaire, UU: Upper-unit et MU: Mobile-unit du sel Messinien.

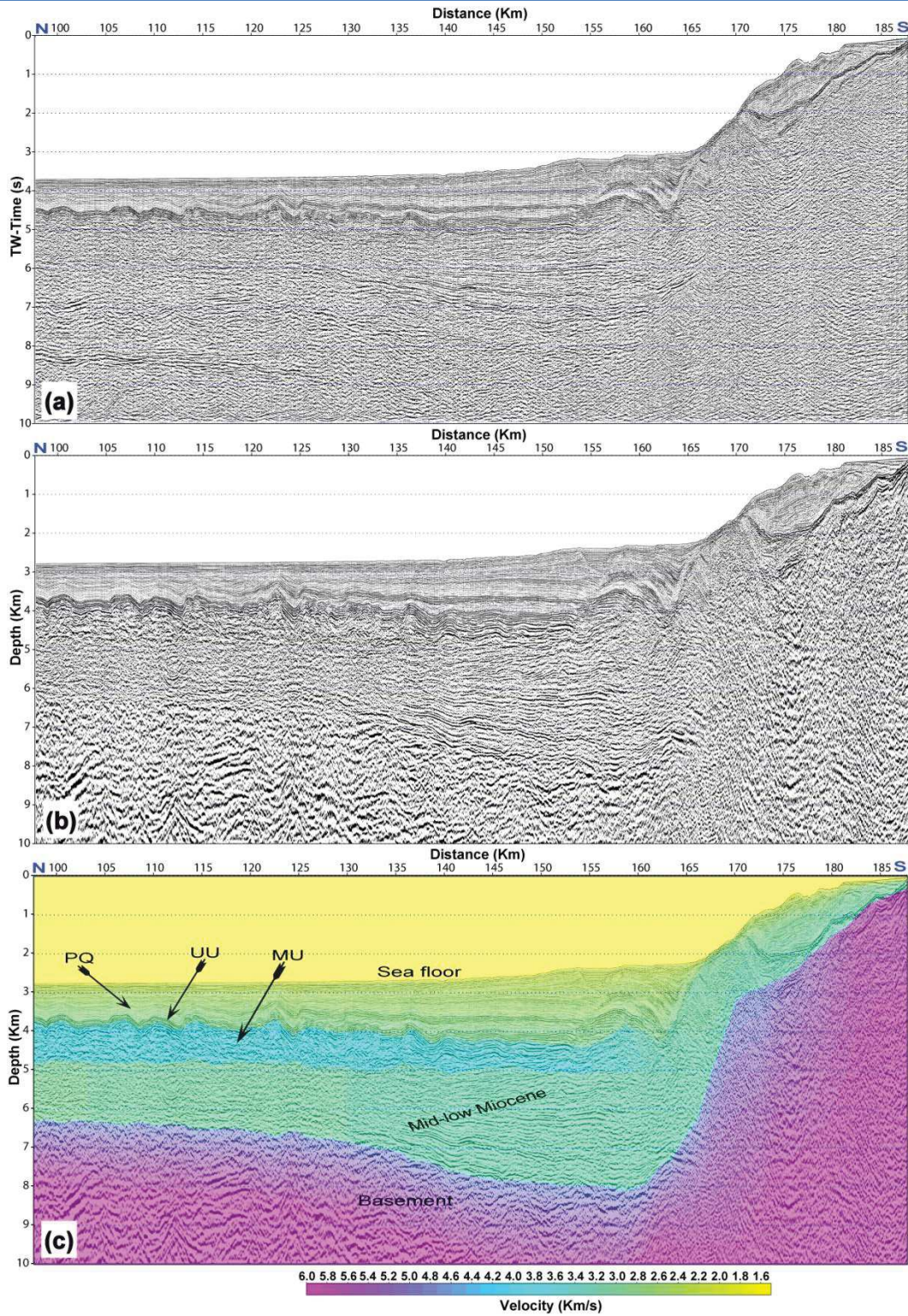


Figure V.20- Conversion temps-profondeur du profil L3 (voire localisation, Fig II.6). (a)- section sismique en temps du profil L3; (b)- le profil L3 en profondeur; (c)- superposition du modèle de vitesse utilisé dans la conversion et la sismique en profondeur. PQ: Plio-Quaternaire, UU: Upper-unit et MU: Mobile-unit du sel Messinien.

Chapitre VI

STRUCTURE DE LA MARGE ALGÉRIENNE ORIENTALE ET IMPLICATIONS EN TERME DE POTENTIEL PÉTROLIER : BASSIN DE L'OFFSHORE ALGÉRIEN ORIENTAL ET SOCLE DE LA PETITE KABYLIE.

Ce chapitre présente les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse et la discussion globale afférente. La synthèse de ces résultats a fourni des réponses sur l'extension du bassin et sur les épaisseurs sédimentaires d'une part et sur la structure profonde qui supporte ce bassin ainsi que sur la transition terre-mer de l'autre. Ces résultats ont des conséquences sur le système pétrolier notamment pour ce qui se rapporte à la modélisation thermique.

VI.1 Structure de la marge algérienne orientale

VI.1.1 Caractérisation de la structure profonde le long du profil grand-angle

Afin de caractériser la nature de la croûte, des profils de vitesse-profondeur 1D ont été extraits du modèle final de vitesses tous les 10 km. Les profils de vitesses 1D individuels et moyens (profils par zone) ont été projetés sur des modèles typiques de croûte océanique et de croûte continentale amincie (Fig VI.1b). Sur la base de comparaison de l'épaisseur de chaque couche, des vitesses sismiques et des gradients de vitesses, le transect grand-angle montre quatre domaines distincts du nord au sud (Fig VI.1a) :

- la croûte océanique de 0 à 130 km de distance le long du profil ;
- la zone de transition continent-océan entre 130 et 150 km de distance le long du profil ;
- la zone d'étranglement correspondant à l'amincissement croûte continentale entre 150 et 190 km de distance le long du profil;
- le domaine continental entre 150 et 240 km de distance le long du profil.

Le Moho remonte rapidement à l'approche de la zone de transition entre croûte continentale et croûte océanique. Cette transition s'étale sur une distance très courte de moins de 20 km. Entre 150 et 200 km, le Moho s'approfondit de 11 à 25 kilomètres ; ce déficit de masse dans la croûte continentale supérieure (amincissement) est responsable de la diminution de l'anomalie gravimétrique de Bouguer. L'enveloppe de l'anomalie de Bouguer entre 150 et 240 km le long du modèle correspond bien à l'anomalie de Bouguer typique à l'aplomb d'une marge continentale (Fig VI.1c), cependant, dans cette partie du modèle, le gradient montre deux zones distinctes : Une zone caractérisée par un gradient stable entre 205 et 240 km et une deuxième zone par un gradient montrant des points de fluctuation. Dans cette deuxième zone, le gradient traduit un amincissement de la croûte du sud vers le nord entre 140 et 205 km

L'analyse du gradient des anomalies gravimétriques joue un rôle important dans l'identification des interfaces et des discontinuités [Everaerts & Mansy, 2001]. L'application de la méthode du gradient permet la localisation des failles et la détermination de leur pendage [Archibald & Bochetti, 1999]. L'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible densité et un maximum du côté des roches de densité élevée [Vanié et al., 2005].

Le gradient horizontal calculé pour les anomalies de Bouguer à l'aplomb du contact entre le bassin Algérien et le socle de la Petite Kabylie montre un point d'inflexion de la courbe matérialisant ainsi le maximum du gradient horizontal à l'amont du pendage (côté sud correspondant au socle Kabyle) et un minimum du côté du bassin sédimentaire (Fig VI.1d). Le gradient montre une inflexion brutale à 200 km le long du modèle, qui pourrait témoigner de l'étirement de la croûte continentale.

Entre 205 et 210 kilomètres, l'affleurement du socle de la Petite Kabylie coïncide avec une augmentation locale du gradient de l'anomalie de Bouguer. Au sud du kilomètre 220, l'anomalie de Bouguer montre des valeurs négatives et présente une augmentation stable (une augmentation régulière) du gradient d'anomalie de Bouguer. Cette zone, entre 210 et 240 km, coïncide avec une région de chaînes de montagnes (Fig VI.1c).

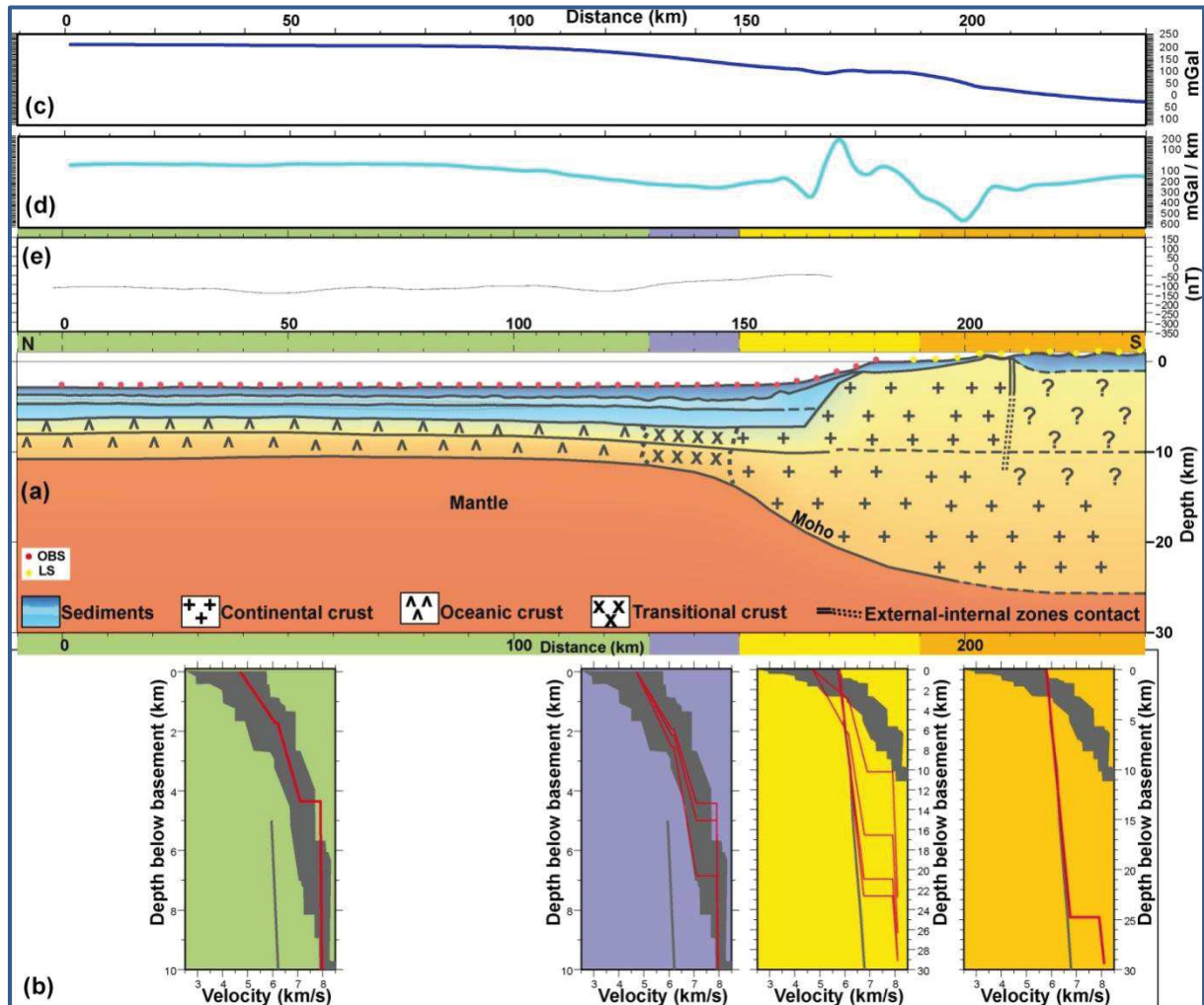


Figure VI.1- (a) Modèle final de vitesses (final), (b) Profils 1D (vitesse-profondeur) extraits tous les 10 km le long du modèle final et comparés aux diagrammes de vitesses pour la croûte océanique [White et al., 1992] et Christensen et Mooney pour la croûte continentale [Christensen et Mooney, 1995]. (c) Anomalies gravimétriques de Bouguer. (d) gradient de l'anomalie de Bouguer. (e) Anomalies magnétiques le long du profil. Les cercles rouges indiquent les emplacements des OBS et les cercles jaunes pour les stations à terres. La zone océanique est représentée par la couleur verte et la zone continentale est en orange. La zone de transition océanique-continentale s'étend entre les domaines bleus et jaunes.

VI.1.2 La zone de transition et rift continental

La zone de transition entre croûte océanique et croûte continentale est étroite de 20 km et peut-être même inexistante (Fig VI.1). L'imagerie dans cette région par des données sismiques n'a pas montré d'anomalies de vitesses supérieures à 7,1 km/s comparable à ce qu'on trouve fréquemment sur les marges de l'Atlantique [Funck et al., 2004; Dean et al., 2000; Klingelhoefer et al., 2005] et qui sont interprétés comme des indices soit de la présence de matériaux du manteau serpentinisés, soit de l'existence de sous-plaquage de résidus de volcanisme.

La croûte continentale est épaisse d'environ 23 km d'épaisseur, mais nous ne pouvons pas exclure l'épaississement de cette croûte vers le sud où le modèle n'est pas contraint par les données des stations à terre. Elle est séparée en deux couches d'épaisseur similaire, caractérisées par un faible gradient de vitesse. Ces vitesses sont similaires à celles d'une croûte continentale typique.

Les données sismiques des trois profils grand-angle acquis dans la marge sud des Baléares ont montré le Moho à 11 km sous le niveau de la mer. Au sud-est de l'Espagne et à Majorque, le Moho atteint >24 km. La zone de transition océan-continent (TOC) est très étroite sans aucune évidence de serpentisation du manteau dans cette TOC [Grevemeyer et al., 2012].

La croûte continentale de la marge algérienne est d'origine AlKaPeCa et donc a une affinité avec la plaque européenne. Elle aurait été fortement remaniée au cours de sa transition vers la marge africaine. En ce qui concerne les modèles cinématiques, le rifting de la croûte de la Petite Kabylie pourrait avoir eu lieu dans le contexte d'une subduction téthysienne oblique, si ce rifting commence après la réorientation cinématique vers une convergence NW-SE située entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), et C6 (~20 Ma, Burdigalien) cinématiques [Louis Fidalgo Gonzales; 2001]. À cette époque, une subduction oblique d'environ 20° dans l'avant-arc de la Petite Kabylie pouvait avoir existé. En conséquence, un régime trans-tensionnel pourrait avoir prévalu pendant le rifting, ce qui expliquerait que l'on ait un transect de marge transformant à l'arrière de la Petite Kabylie. Un rifting trans-tensionnel pourrait être une explication de la géométrie sub-verticale du socle de la Petite Kabylie sur notre profil grand-angle. En outre, une subduction oblique produit souvent un partitionnement des contraintes conduisant à la migration latérale à grande échelle de portions de l'avant-arc. Nous citons à titre d'exemple les Aléoutiennes, les Kouriles, Nankai, sud Ryukyu, Philippines, sud Chili, Hikurangi, Les Petites Antilles, La Nouvelle-Bretagne, la fosse de Sumatra [e.g. Fitch, 1972; Beck, 1983; Jarrard, 1986; Kimura, 1986; Curray, 1989; DeMets, 1992; McCaffrey, 1992; Platt, 1993; Lallemand et al., 1999]. Un système de décrochement s'est peut être développé le long de la zone faible de l'arc lithosphérique.

VI.1.3 Marge continentale raide et asymétrique

Dans la pente continentale, l'amincissement de la croûte continentale paraît plus proche de la marge pour la couche supérieure que pour la couche inférieure. Ainsi, alors que le pendage le plus fort du Moho (23°) est observé à 155 km sur le profil grand-angle, le pendage du flanc nord du socle de la Petite Kabylie atteint 32° à 168 km: un décalage d'environ 13 km sépare l'amincissement entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. Cette asymétrie est observée dans de nombreuses autres marges, à titre d'exemple : l'Océan Atlantique Nord [e.g. Lavier et Manatschal, 2006; Shillington et al., 2006; Péron-Pevidic et Manatschal, 2008; White et Smith, 2009; Gerlings et al., 2012]; la marge conjuguée de la mer de Chine méridionale « South China-Dangerous Grounds» [Clift et al, 2002] et le segment central de l'Atlantique Sud [Klingelhoefer et al, 2005; Aslanian et al 2009; Blaich et al , 2011]. Une telle asymétrie dans la géométrie de l'amincissement des parties supérieure et inférieure de la croûte continentale pourrait s'expliquer soit par un rifting asymétrique de la marge, soit par un sous-plaquage sous la croûte, soit enfin par le fluage de la croûte inférieure vers le bassin océanique.

VI.1.3.1 Découplage syn-rift

La première hypothèse implique le découplage entre les deux croûtes, supérieure et inférieure, au début du rifting continental, éventuellement hérité par la structure interne du socle paléokabyle. Un excès de la croûte continentale supérieure, d'environ 13 km x 4,75 km de large sur notre profil, aurait dérivé avec la marge conjuguée ou été abandonné au pied de la marge algérienne durant les premiers stades du rift comme masses dispersées dans un processus appelé « rotational slump » comme celui proposé pour le Banc de Galice de la marge ibérique [Clark et al., 2007]. Un corps sismique isolé de 1 km d'épaisseur est présent dans le bassin algérien entre 128 et 168 km sur le profil de L2 (Fig VI.3) au-dessus de la croûte continentale amincie (celui-ci ne s'étendant pas sur du bassin océanique). La séquence pré-Messinienne est conforme dans cette partie du bassin est se dépose sous forme d'onlap en contact avec ce corps allochtone. Sur le plan régional, son épaisseur varie considérablement le long du pied de marge. Un tel corps pourrait être interprété comme une masse glissée syn-rift de la croûte continentale supérieure. Ce corps aurait pu être mis en place plus tard comme un olistostrome durant l'accrétion de l'arc téthysien et le collage la petite Kabylie à la marge Nubienne de 19 à 16 Ma. L'origine et l'âge sont difficiles à préciser car de petites quantités, principalement de sédiments pélagiques, auraient été déposées en dessous de ce corps. Un corps allochtone syn-rift similaire a été observé au pied de la marge Nord Gascogne [Thinon , 2002].

VI.1.3.2 Sous-placage magmatique

Les corps sous-plaqués, résultant de l'activité volcanique, se trouvent généralement sur les marges volcaniques, comme la marge norvégienne du Greenland, la Fosse Rockall (Mjelde et al, 1997; Klingelhoefer et al, 2005), ou la marge du Seychelles (Collier et al., 2009). Toutefois, ces corps sont caractérisés par des vitesses sismiques supérieures à celles de la

croûte continentale mais inférieures à du manteau supérieur (7,4 - 7,8 km / s) et sont identifiables par une double réflexion provenant du toit et de la base du corps sous- plaqué. En outre, ils sont le plus souvent associés à une grande activité volcanique qui n'est pas observée le long de cette partie de la marge algérienne (Fig VI.6b).

VI.1.3.3 Exhumation de la croûte inférieure

La troisième hypothèse implique un écoulement des matériaux de la croûte inférieure vers le bassin océanique. Des simulations numériques sur la formation des marges passives ont prédit un écoulement des matériaux de la croûte inférieure de la marge vers la partie océanique [e.g. Sawyer et Harry, 1991; Lavier et Manatschal, 2006; Weinberg et al, 2007; Huisman et Beaumont, 2012]. Dans le cas des marges transformantes, la conduction de la chaleur à partir de la lithosphère océanique vers de la lithosphère continentale adjacente peut produire un soulèvement de la marge transformante, et l'amincissement de la croûte continentale par écoulement ductile de la croûte inférieure vers la zone de transition [Sage et al., 2000]. Une modélisation du découplage par Hopper et Buck [1998] montre que l'écoulement ductile de la croûte inférieure est possible pour certaine plage de valeurs de flux de chaleur lorsque la croûte continentale est de 30 km d'épaisseur, et lorsque le quartz est la minéralogie dominante, comme c'est le cas dans le socle de la Petite Kabylie.

VI.2 Implications en terme de potentiel pétrolier

La définition d'un modèle géodynamique contraint en profondeur les modélisations ; structurales (genèse, âge 'timing', modélisation des accidents, chemins de migration...) et thermiques (flux, subsidence). L'étude de la morphologie d'une marge passive peut donner des indices sur la probabilité d'y trouver des hydrocarbures. La modélisation des bassins sédimentaire nécessite la description de la structure crustale en termes de zone de transition, croûte océanique et croûte continentale. La connaissance du type de bassin à l'échelle crustale est un élément majeur pour l'exploration pétrolière :

- Type de bassin ;
- Type de croûte (contrainte de la modélisation) ;
- Etat de maturité (quantification des ressources).

VI. 2.1 Inversion tectonique de la marge algérienne

D'après les études cinématiques, l'actuelle convergence NW- SE entre les plaques africaine et européenne est d'environ 5,1 mm/an à la longitude de notre transect grand-angle [Stich et al, 2006; Nocquet et Calais, 2004]. Les données GPS montrent que le Tell algérien subi, actuellement, 2,7 à 3,9 mm/an de convergence Nubie – Eurasie. Notant aussi que d'après ces données GPS, un raccourcissement actif avec une vitesse variant de 1,6 à 2 mm/an est en

cours entre l'Afrique et l'Ibérie dans le bassin Algéro-Baléarique [Serpelloni et al., 2007] et encore plus loin au nord dans le sud-est de la marge Ibérique [Maillard et Mauffret, 2011]. La sismicité intense de mécanisme au foyer en faille inverse ainsi que l'existence de failles aveugles dans un système de plis à pendage sud observées au large de l'offshore algérien indiquent que certaines parties de la marge algérienne subissent une inversion tectonique [Déverchère et al, 2005; Yelles et al., 2009].

Sur nos profils MCS entre 157 et 167 km de distance, les produits détritiques du Messinien qui apparaissent sous forme de masses glissées au pied du socle de la Petite Kabylie, bien que très chaotiques, semblent plonger vers la terre (vers le sud sur les profils L1, L2 et L3). Cette unité forme un pli qui laisse suggérer que les couches ont subi une inclinaison après leurs dépôts sur le socle. Cette unité est scellée par des dépôts de pente avec un pendage vers la mer indiquant que le basculement a cessé peu après le dépôt.

L'unité mobile de sel (MU) s'étend en mer formant un contact direct avec l'unité déritique. Ce contact allant d'une apparente faille normale et un amincissement progressif de l'unité MU sur L1 (Fig VI.2) à un amincissement abrupt de la même unité surmonté par des unités des dépôts Plio-Quaternaire formant un roll-over, entre 148 et 156 km sur le profil L2 (Fig VI.3) et entre 153 et 164 km sur le profil L3 (Fig VI.4). Ces caractéristiques indiquent clairement un fluage vers le nord de l'unité MU, qui a pris fin dans un diapir de sel bien prononcé, situé près de 132 km sur L1, 128 sur L2 et 123 km sur L3. En dessous, la série pre-messinienne apparaît relativement continue, elle s'étend jusqu'au contact avec le socle de la Petite Kabylie. Latéralement, l'épaisseur des unités pré-messiniennes n'est pas conservée ; elle augmente vers l'est. Ces unités apparaissent également plissées avec un axe situé au voisinage de 160 km sur les trois profils ; L1, L2 et L3. Cette structure est la preuve la plus convaincante du raccourcissement de la croûte dans le pied de la marge Algérienne dans la zone de Jijel, et de la présence d'un chevauchement émergeant de la charnière du bassin et la base du socle de la Petite Kabylie. Les diapirs des unités MU et les structures Plio-Quaternaire en roll-over semblent être principalement liés au fluage du sel mobile par gravité vers le nord. L'unité MU serait aussi un relais du chevauchement dans la structure pré-messinienne vers le diapir. Vers le sud, la couverture sédimentaire, qui repose sur la pente (très raide) de la marge est à la plupart des endroits trop mince pour enregistrer un indice sur le raccourcissement actif dans la partie offshore du socle kabyle.

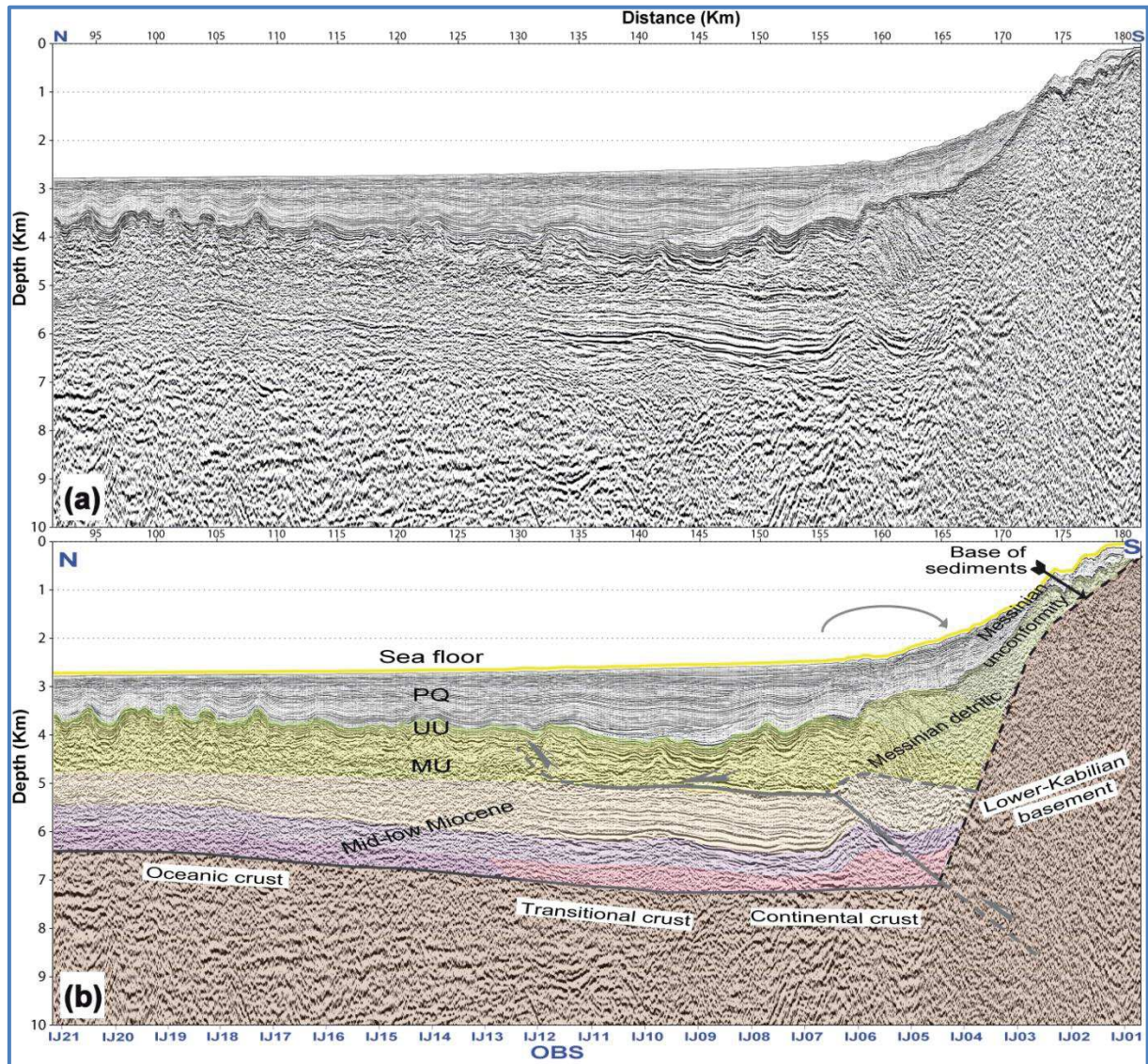


Figure VI.2- Profil sismique multi-traces L1. (a) section sismique après conversion temps-profondeur. (b) interprétation de (a). PQ : Plio-quadernaire. UU : unité supérieure des évaporites Messiniens. MU : unitémobile du sel Messinien.

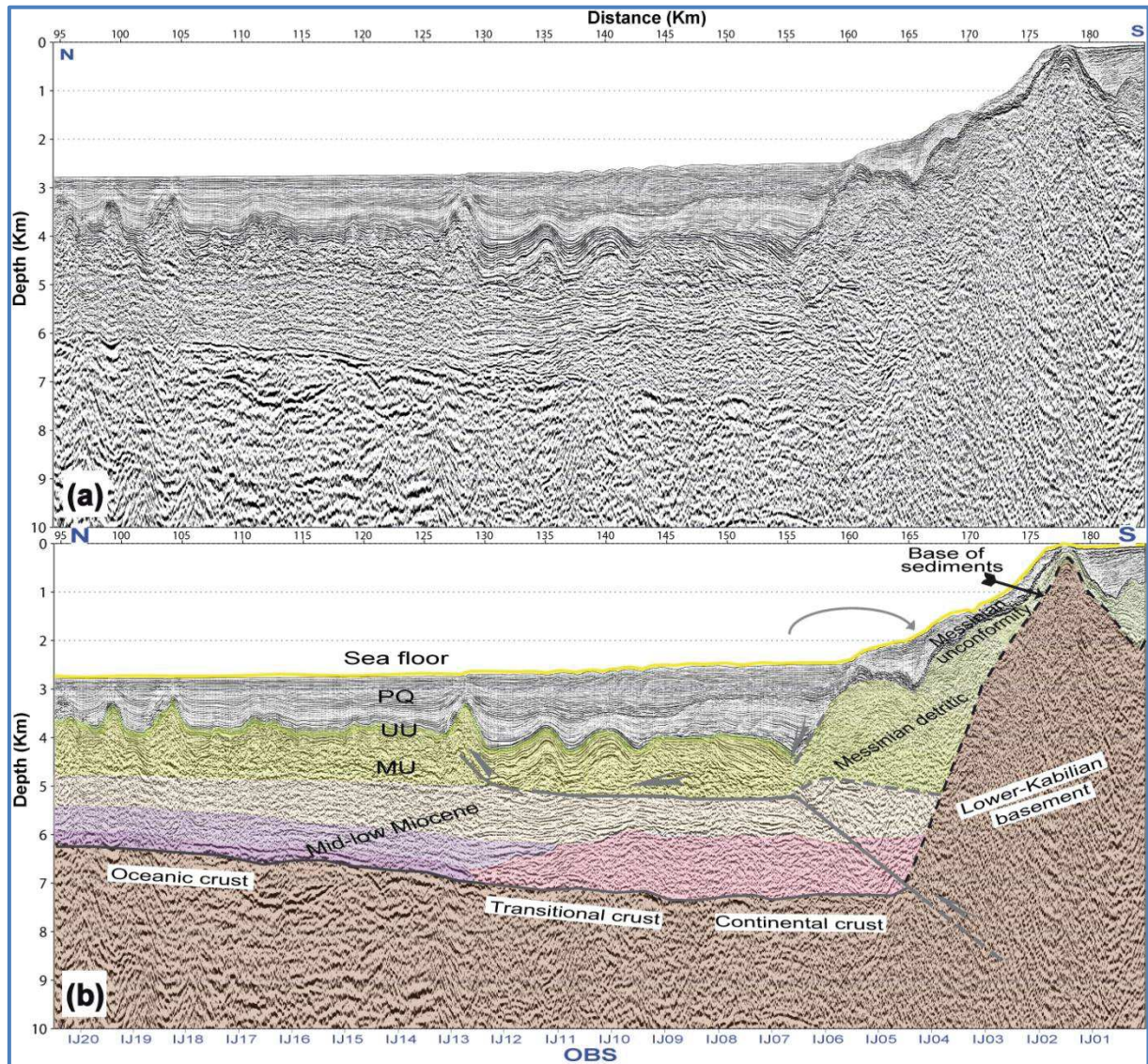


Figure VI.3- Profil sismique multi-traces L2. . (a) section sismique après conversion temps-profondeur. (b) interprétation de (a). PQ : Plio-quadernaire. UU : unité supérieure des évaporites Messiniens. MU : unité mobile du sel Messinien.

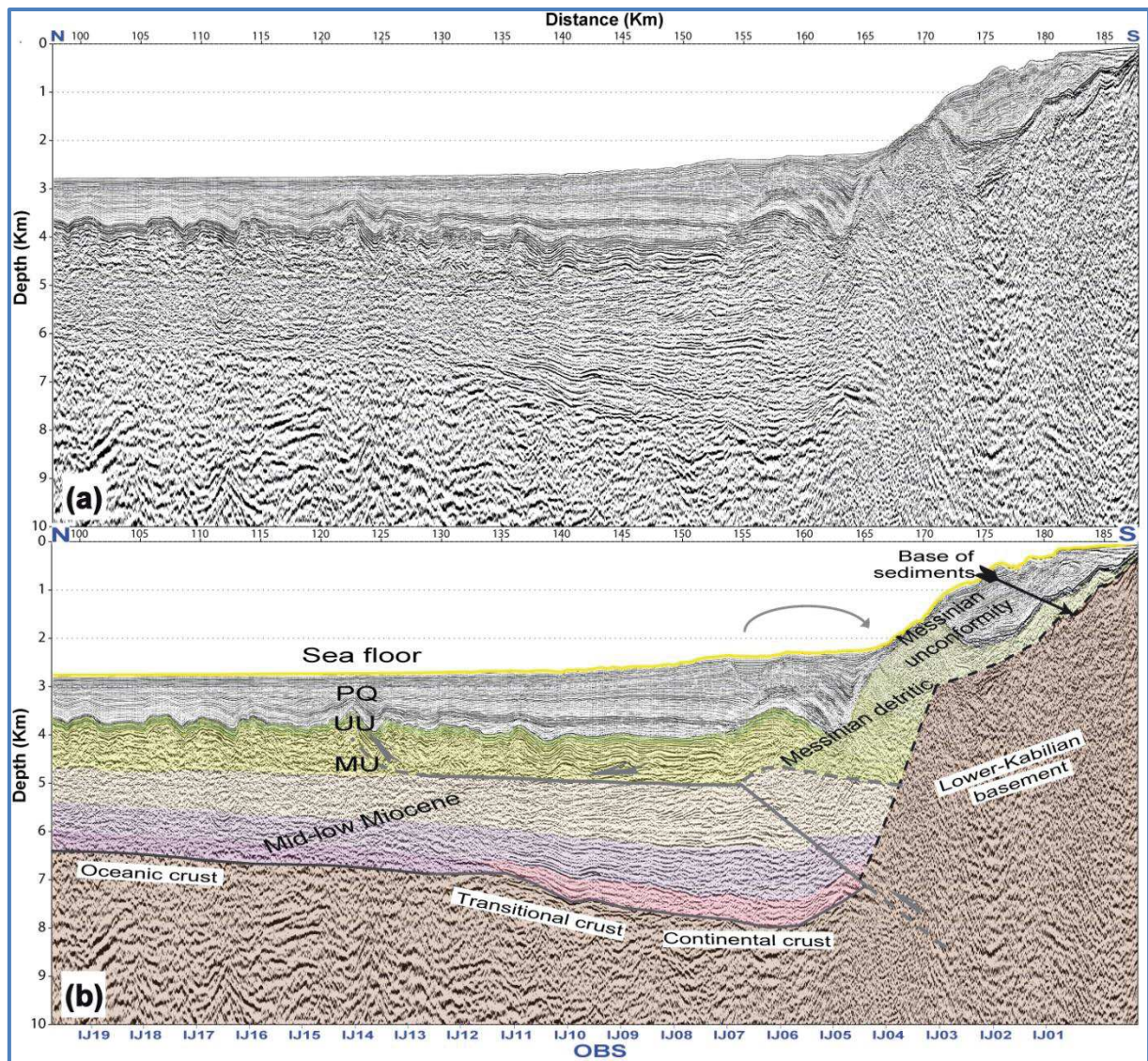


Figure VI.4- Profil sismique multi-traces L3. (a) section sismique après conversion temps-profondeur. (b) interprétation de (a). PQ : Plio-quadernaire. UU : unité supérieure des évaporites Messiniens. MU : unité mobile du sel Messinien.

VI.2.2 Le bassin Algérien ; ouverture et analogies

Dans la partie océanique du modèle, deux couches crustales ont été modélisées. La couche supérieure est caractérisée par un fort gradient de vitesse de 4,7 à 6,1 km/s et une épaisseur de 1,5 km. La vitesse dans la couche inférieure varie entre 6,2 et 7,1 km/s et présente un faible gradient pour une épaisseur d'environ 3 km. Bien que l'épaisseur totale de la croûte soit seulement de 4,5 à 5 km, plus mince que la croûte océanique normale de 7 km [White et al., 1992], l'épaisseur relative, les vitesses sismiques et les gradients de vitesses correspondent

bien à une croûte accrétée à un centre d'expansion océanique, avec une couche (II) basaltique et une couche (III) sous-jacente de gabbro. Cette faible épaisseur de la croûte peut être expliquée par deux différents scénarios : une accrétion relative à une expansion très lente ou ultra-lente, caractérisée par une diminution de fusion à cause d'un refroidissement très rapide ou une accrétion dans un contexte de bassin arrière-arc.

D'une part, la modélisation numérique montre que dans le cas d'une expansion totale à moins de 20 mm/a, l'épaisseur de la croûte décroît avec le taux d'expansion [Bown et White, 1994]. L'expansion très lente pourrait également expliquer l'absence d'anomalies magnétiques dans le bassin. D'autre part dans plusieurs bassins d'arrière-arc, l'épaisseur de la croûte y est réduite par rapport à la croûte océanique normale, comme par exemple dans le bassin liguro-provençal [Gailler et al, 2009 ; Klingelhoef et al, 2008].

Dans notre cas, une accrétion liée à une expansion lente dans un bassin arrière-arc est également possible : le bassin algérien est généralement supposé formé en relation avec le retrait « roll-back » du « slab » qui a induit la séparation des Kabyliques de la chaîne Alpine Bétique durant le Miocène [Frizon de la Motte et al, 2000].

La structure de la croûte (avec une croûte <5 km) et l'absence d'anomalies magnétiques significatives dans le domaine océanique de la zone d'étude (Fig VI.6 et Fig VI.7b) suggèrent des analogies entre le bassin algérien et le bassin liguro-provençal. Dans les deux bassins, l'initiation de l'expansion des fonds océaniques est encore un sujet de débat. Sur la base d'arguments géologiques, l'expansion océanique dans le bassin algérien est supposée avoir eu lieu au cours de la période Aquitano-Burdigalien (~ 24 à 16 Ma) entre le début de la séparation des Kabyliques de la marge Baléarique et le début de la collision des Kabyliques au continent africain. La vitesse de convergence Europe–Afrique est estimée par des études cinématiques [e.g. Louis Fidalgo Gonzales; 2001; Schettino et Scotese, 2005]. Les modèles cinématiques révèlent une convergence NS (vers 33 Ma, l'Oligocène inférieur), suivie par un changement cinématique d'orientation NW- SE situé entre l'Oligocène inférieur (~ 33 à 33,1 Ma) et le Burdigalien (20-19 Ma). Schettino et Turco (2006) séparent ce changement par deux limites à 28,0 Ma et à 23,4 Ma : la première correspond à la fin de l'extension dans la fosse de Valence et au déplacement du centre d'extension vers les Baléares et les bassins de Ligurie et la seconde est associée au début du rifting (et éventuellement expansion des fonds océaniques) dans le bassin algérien oriental.

VI.2.3 Interprétation structurale le long du profil grand angle

Cette étape concerne principalement l'interprétation du modèle de vitesse obtenu pour la région d'étude. Elle a pour objectif, après les phases d'imagerie par inversion conjointe et conversion en profondeur, l'élaboration d'un modèle structural en habillant la sismique par les modèles de vitesses correspondants. Les images en profondeur des profils L1, L2 et L3 avec

leurs modèles de vitesses respectifs nous ont permis de faire les interprétations suivantes :

- Entre 0 et 90 km de distance le long du profil

Entre 0 et 90 km le long du profil, le modèle de vitesse montre une structuration tabulaire. Sous le fond marin, on distingue une accumulation de sédiments Plio-Quaternaire non déformée d'environ 1 km d'épaisseur. Comme couverture de l'unité mobile (MU) du sel Messénien, les évaporites supérieures apparaissent sous forme d'une série de séquences de fortes amplitudes d'une épaisseur qui varie entre 100 et 300 m sur les profils sismique multi-traces. L'unité mobile de sel, d'environ 1 km, a été modélisée en utilisant une vitesse de 3,8 km/s. Sous cette couche les images sismiques présentent une faible continuité (Fig VI.5b). Dans cette zone, la structure des sédiments pré-Messiniens est mal résolue, mais une inversion de vitesse est observée sous l'unité mobile (MU) avec des vitesses allant de 2,95 à 3,05 km/s au toit et de 3,50 à 3,65 à la base des unités pré-Messiniennes (Fig V.16). La croûte est de 4,5 km d'épaisseur, séparées en 2 couches caractérisées par une vitesse de 4.7 à 6.1 km/s et 6.2 à 7.1 km/s, respectivement. Le Moho se trouve à 11 km sous le niveau de la mer et se caractérise par un faible pendage vers le sud (Fig VI.4).

- Entre 90 km et 125 km de distance le long du profil

Le long du profil grand-angle, entre 90 km et 125 km vers le sud, le pendage du Moho s'accroît et l'épaisseur de la croûte augmente aussi, ainsi que celle des séries pré-Messiniennes et des unités Messiniennes sus-jacentes (Fig VI.4). La séquence Plio-Quaternaire s'épaissit jusqu'à environ 1.5 km. Cette zone se caractérise également par le développement des dômes de sel bien exprimés (Fig VI.5a et VI.3) et par une pénétration sismique meilleure marquée par des réflexions cohérentes provenant des sédiments déposés sur le toit de la croûte. Dans ce domaine, quelques variations latérales sont observées à partir des quatre profils SMT (Figs VI.5, VI.2, VI.3 et VI.4).

- Entre 125 et 157 km de distance le long du profil

La zone située entre 125 et 157 km se caractérise par l'approfondissement du toit de la croûte supérieure sous un épaissement sédimentaire variable de 4,5 à 5,5 kilomètres de L1 à L3 (Fig VI.2 et Fig VI.4, à VI.5). La plaine abyssale et le glacis continental sont composés d'une séquence sédimentaire épaisse regroupant plusieurs ensembles distincts : à la base, le contact avec le substratum est formé d'un ensemble de réflecteurs de forte amplitude sismique couverts, par une séquence pré-messinienne d'événements relativement plats. L'unité mobile de sel forme une série très plissée présentant une forte tectonique de sel, souvent associée à des arrivées de sédiments d'âge Plio-Quaternaire. La structure interne de cette unité est mieux imagée par les enregistrements OBS (Fig V.15) que par les profils SMT. L'épaisseur de la croûte augmente rapidement et le Moho plonge à 16 km de profondeur, pour atteindre sa pente maximale à 158 km le long du profil.

- Entre 157 et 172 km de distance le long du profil

Le passage du bassin profond vers le plateau continental, entre 157 à 172 km, est caractérisé par l'épaississement des unités du Messinien, les horizons superficiels apparaissant plissés ou inclinés vers le sud. Les vitesses dans ces sédiments déposés au pied de la marge sont légèrement inférieures à celles observées au nord, indiquant une faible teneur en sel et plus d'origine détritique. Alors que l'horizon sismique relatif à la base de l'unité mobile disparaît, les couches pré-messinienne profondes apparaissent comme des horizons plats s'étendant jusqu'au contact avec la croûte continentale. La partie supérieure de la croûte continentale s'épaissit rapidement sur une courte distance : le toit du socle s'élève de 7 km de profondeur à 1,9 km, entre l'OBS5 et l'OBS4 distants de moins de 4 km (Fig VI.4). Dans ce domaine, la profondeur du Moho s'accroît encore de 19 km à 21,5 km.

- Entre 175 et 205 km de distance le long du profil

Entre 175 et 205 km, le bassin perché déposé sur la pente continentale et dans le plateau continental situé entre l'OBS02 et LS04 (Fig VI.4), partiellement imagée sur le profil L2 (Fig VI.3), pourrait être composé de sédiments marins d'âge Pliocène (Villa, 1980). L'épaisseur de la croûte continentale augmente à 23 km. Au sud de 195 km, le Moho pourrait atteindre 25 km de profondeur mais l'épaisseur maximale de la croûte continentale n'est pas résolue dans cette partie.

- Entre 205 et 215 km de distance le long du profil

Entre les stations terrestres LS04 et LS06, le socle métamorphique de la Petite Kabylie affleure, il est bordé par une série d'unités de flysch du Massylien. Le profil grand-angle est situé sur la limite ouest du socle qui s'étend vers l'est sur 100 km [Bouillin, 1977]. À cet endroit, la limite du socle de la Petite Kabylie est oblique par rapport à la marge et pourrait être presque vertical (Fig V.16 et II.6).

- Entre 215 et 240 km de distance le long du profil

Enfin entre 215 et 240 km, notre modèle intègre un bassin d'une épaisseur d'environ 3 km entre les stations terrestres LS07 et LS11. Selon les observations de surface, cette zone a été interprétée comme un domaine de nappes telliennes séparées par des nappes numidiennes (Figs V.16 et II.6). Cependant, en absence de données sismiques, la structure exacte dans cette zone n'est pas encore définie.

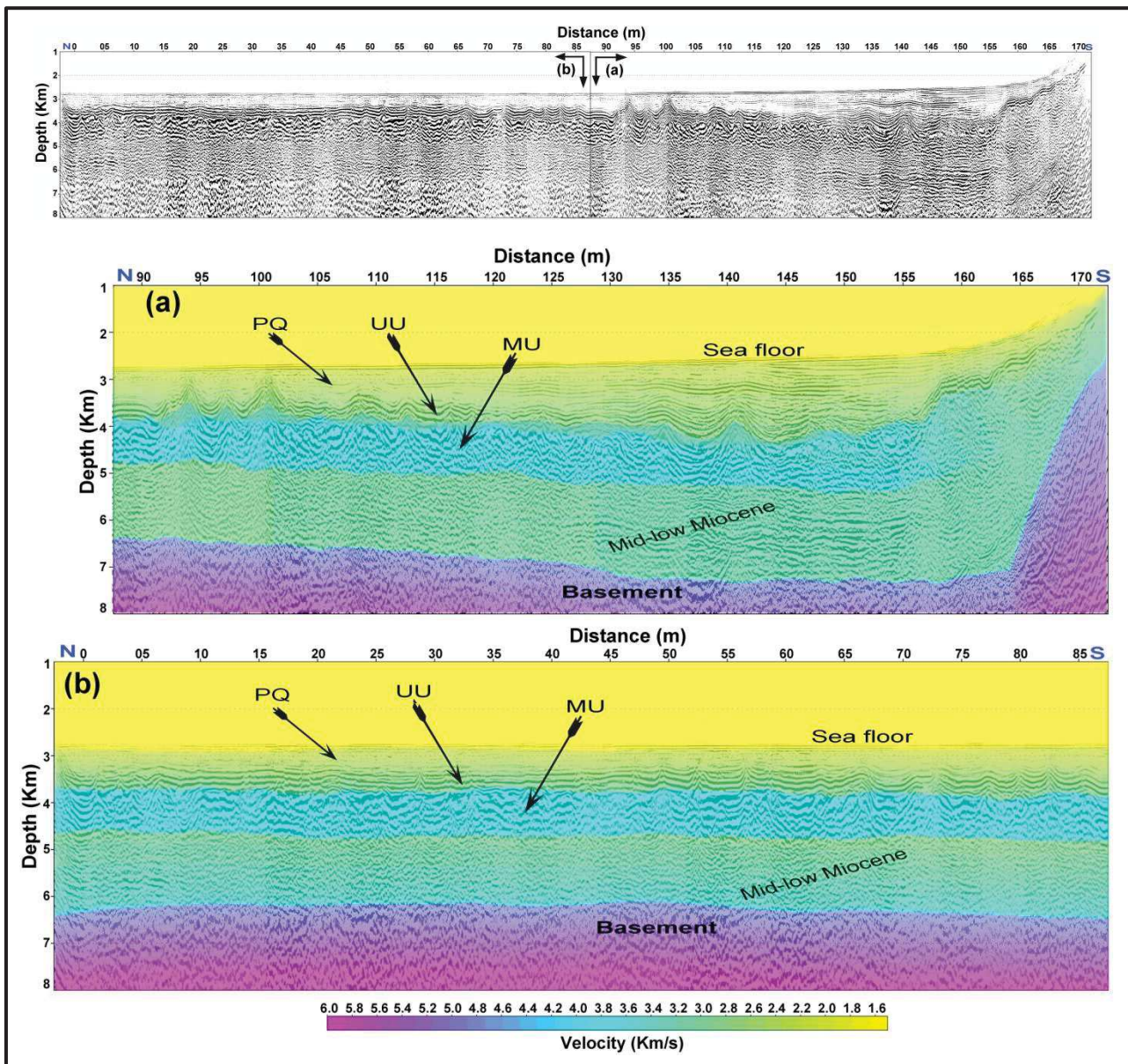


Figure VI.5- Profil sismique Spi14 migré en profondeur en utilisant le modèle de vitesse résultant de l'inversion conjointe. (a) partie sud du profil Spi14 après PSDM. (b) partie nord du profil Spi14 après PSDM.

VI.2.4 Extrapolation est-ouest des résultats et interprétation régionale

Des données gravimétriques et magnétiques supplémentaires de Sonatrach ont été utilisées pour extrapoler spatialement les résultats obtenus à partir des données sismiques SMT et grand-angle. Les données gravimétriques ont été acquises à l'aide des équipements LaCoste & Romberg (s/n S70) par FUGRO-LCT LTD et traitées par ARKGEOPHYSICS LTD. L'interligne de cette campagne varie entre 15 km et 30 km. Pour faire une grille valable, il

faudrait au moins un pas de 5 km. Pour remédier à ce problème d'échantillonnage, les données acquises lors de la campagne ALWG00 ont été superposées à des données satellitaires. L'espacement des points de données satellitaires est de 2 minutes, équivalent approximativement à 3.6 km en latitude et 2.8 km en longitude. La source des données satellitaires est: N. O. A. A (National Oceanographic Atmospheric Agency, U.S.A), ERS-1/GM, GEOSAT / GM, Geosat / ERM et ERS-1. Un lissage à 10 km a été appliqué sur la grille finale.

Le point de calage principal est le modèle final de vitesses et la sismique migrée en profondeur le long du profil grand-angle. Les trois profils L1, L2 et L3 ont été convertis en profondeur en utilisant des vitesses calibrées au modèle final obtenu après PSDM. C'est une extrapolation du champ de vitesses au voisinage du profil grand-angle. Ensuite, les profils SMT Spi12, 13, 14, 15, 16, 17 et 22 en temps ont été utilisés pour assurer une interprétation régionale dans la zone d'étude. Un calcul des attributs sismiques a été appliqué sur les profils Spiral SMT pour améliorer la continuité et mettre en évidence les formes structurales des unités géologiques. Ces unités sont caractérisées par leur impédance acoustique. Et ces impédances traduisent à leur tour un caractère spécifique d'amplitude sismique. La procédure de calcul de l'impédance acoustique relative est une intégration simple suivie d'un filtrage coupe bas. Il reflète le contraste des propriétés physiques. Les contrastes d'impédances indiquent les surfaces de discordance qui servent à détecter les discontinuités. L'intégration des résultats des données SMT et grand-angle (Fig VI.6) avec les cartes gravimétriques et magnétiques nous a permis de tracer les limites des croûtes océanique et continentale ainsi que la zone de transition (Fig VI.7a, Fig VI.7c et Fig VI.7d).

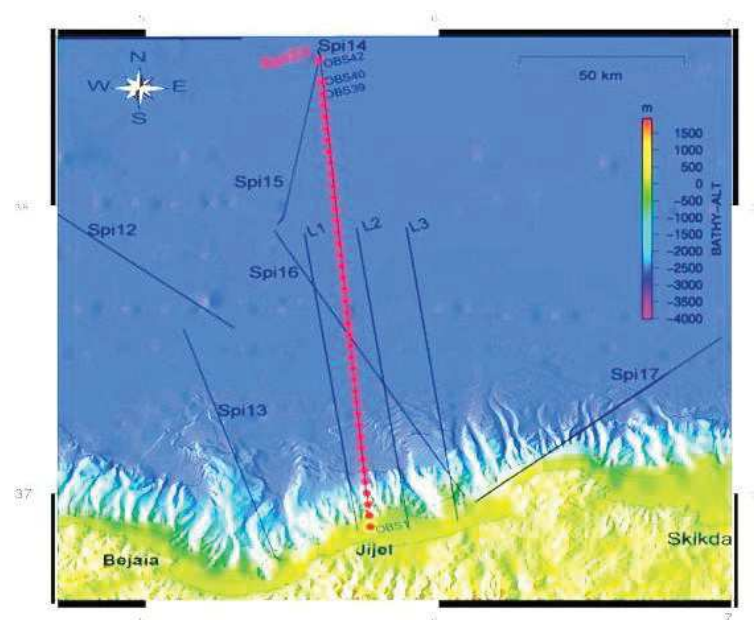


Figure VI.6- Carte bathymétrique de la zone d'étude et plan de position des profils SMT.

VI.2.4.1 Anomalie gravimétrique à l'air libre

D'une manière générale, ces anomalies présentent une nette corrélation avec la topographie. L'anomalie à l'air libre autour de 0 mgal caractérise un domaine océanique. La zone de contact des deux croûtes (zone de transition océanique-continentale, TOC) est située à l'aplomb d'un minimum à caractère régional centré autour de -50 mgal. L'approfondissement maximum du bassin correspond à un minimum gravimétrique, variant entre - 70 à - 80 mgal, qui souligne bien la morphologie actuelle du bassin en pente douce vers le nord et un contact abrupt avec le socle Kabyle vers le sud (Fig VI.7a).

VI.2.4.2 Anomalie gravimétrique de Bouguer

Trois domaines peuvent être distingués sur la carte de l'anomalie de Bouguer, un domaine continental représentant une croûte amincie, un domaine transitionnel très étroit et un domaine océanique (Fig VI.7c).

VI.2.4.3 Anomalie gravimétrique de Bouguer résiduelle

Des anomalies positives supérieures à 10 mGal coïncident avec la remontée du socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque de la Petite Kabylie. Une distribution d'anomalies positives d'environ 5 mGal s'étale le long de la zone de transition délimitée par des traits discontinus (couleur verte, Fig VI.7d). L'alignement de ces anomalies est d'orientation est-ouest. Le Moho remonte de 25 km de profondeur sous les anomalies, (couleur bleue, Fig VI.7d), à 12 km sous la zone de transition. Les anomalies négatives, quant à elles, sont liées à des bassins néogènes (Fig VI.7d).

Les figures VI.8, VI.9 et VI.10 présentent des exemples de profils sismiques en temps. Le toit du socle acoustique a été corrélé à partir du profil Spi14 migré en profondeur. La caractérisation du type de croûte et la zone de transition sur les profils SMT en temps a été déduite des cartes présentées sur la figure VI.7.

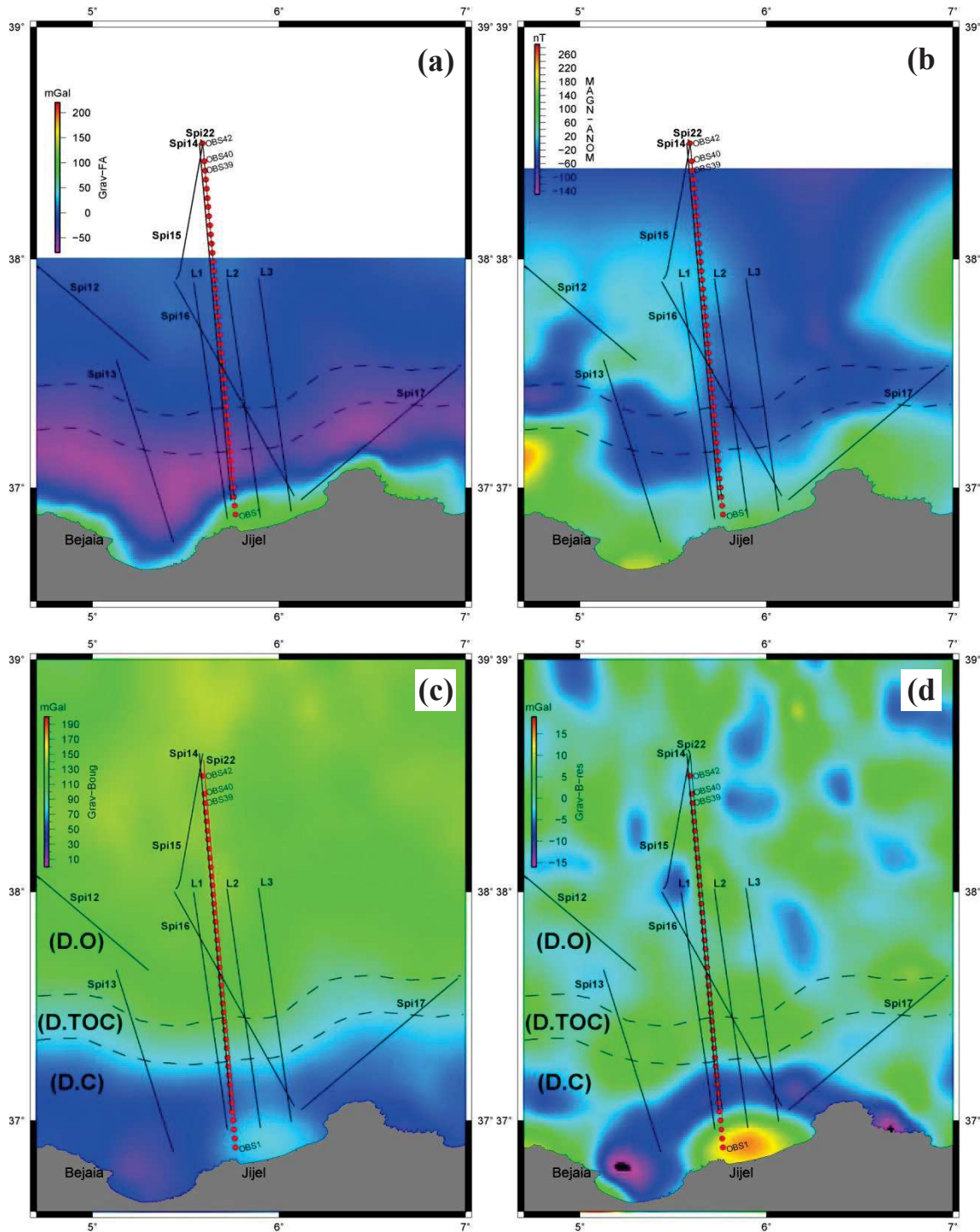
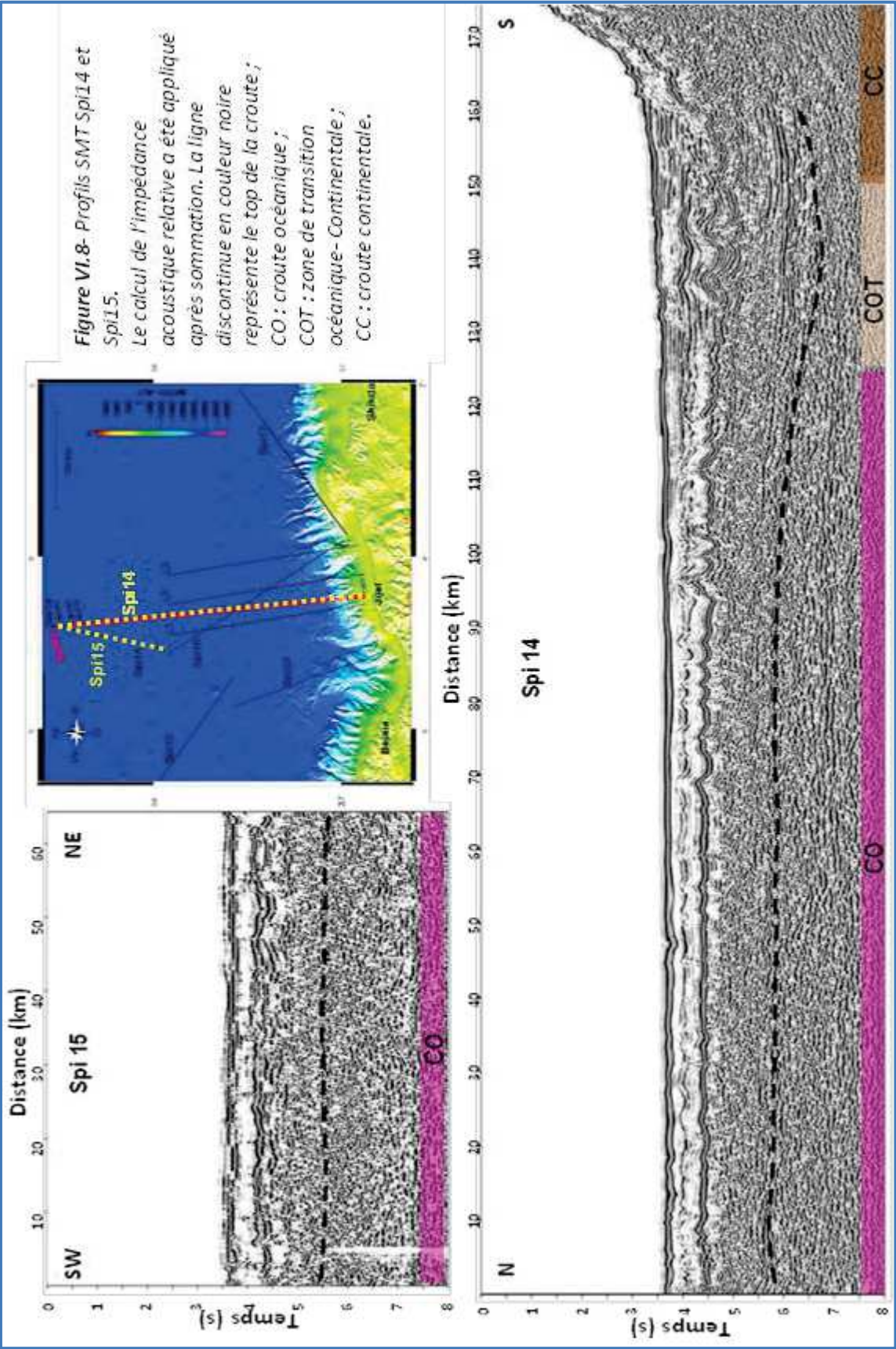
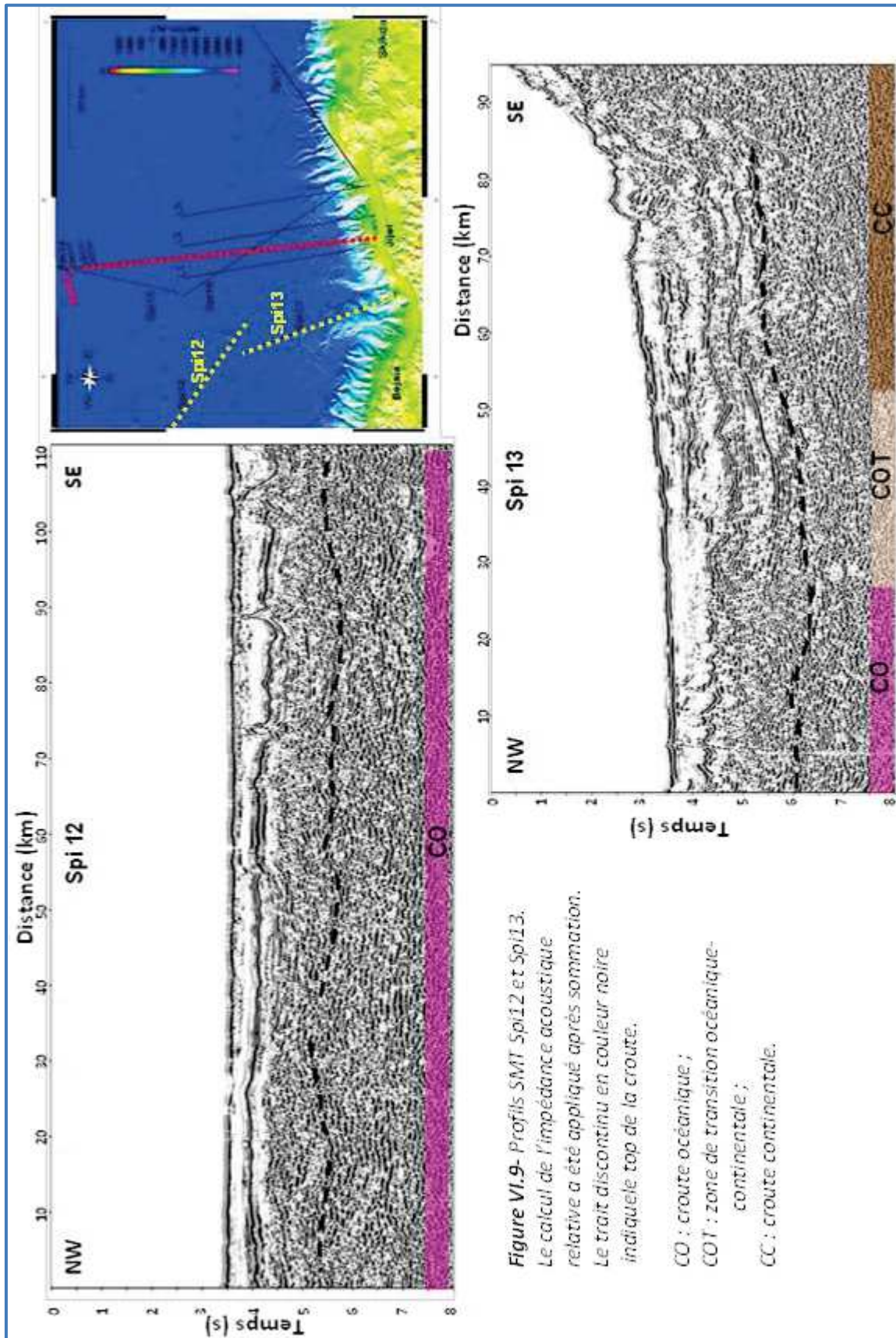
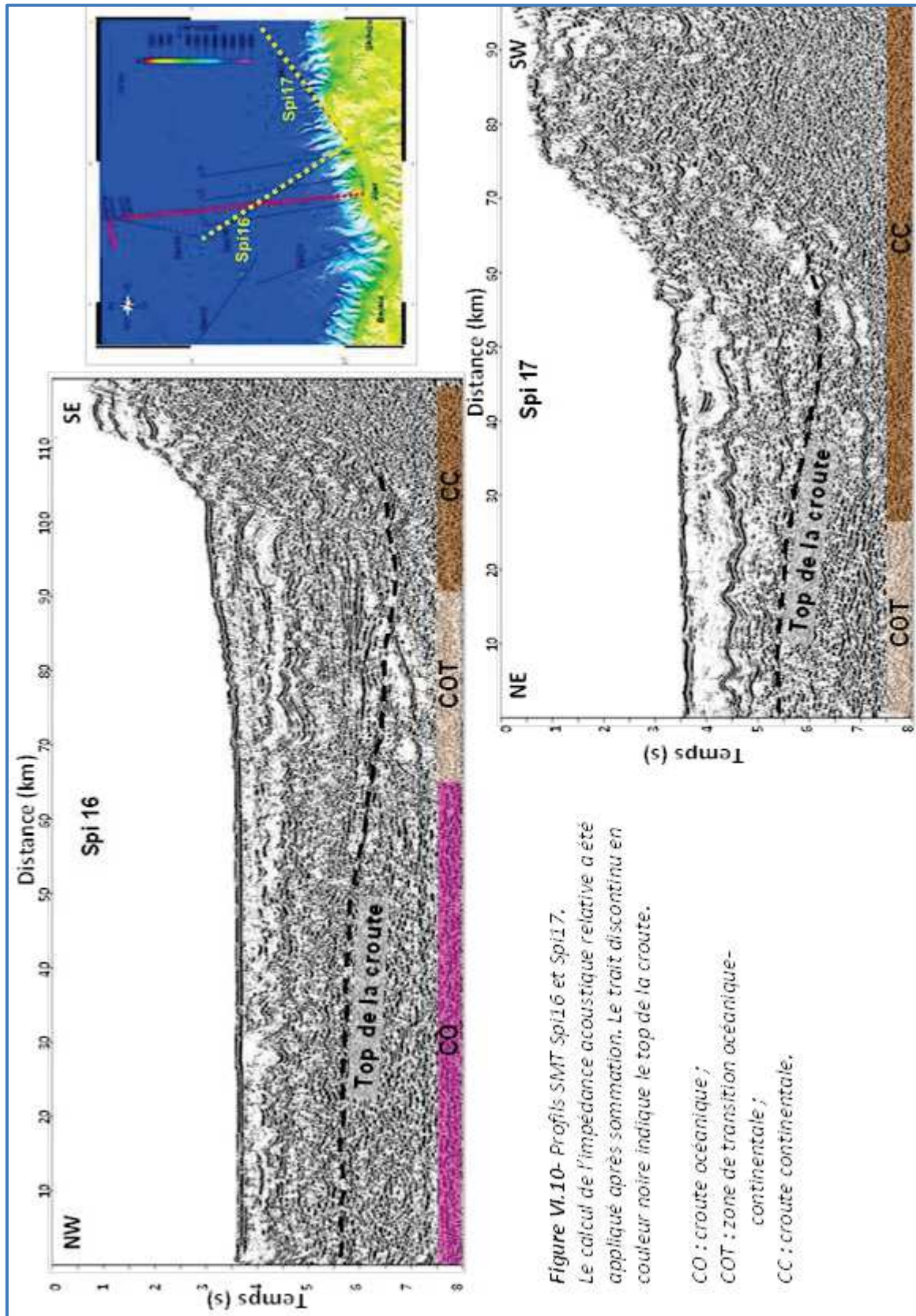


Figure VI.7- (a) Carte gravimétrique de l'anomalie à l'air libre. (b) Carte des anomalies magnétiques. (c) Carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer. (d) Carte gravimétrique de l'anomalie résiduelle. Les profils sismiques SMT sont représentés par des traits continus. Les deux traits discontinus délimitent le domaine de transition entre les deux croûtes continentale et océanique (D.TOC). (D.O), Domaine océanique. (D.O) Domaine continental.

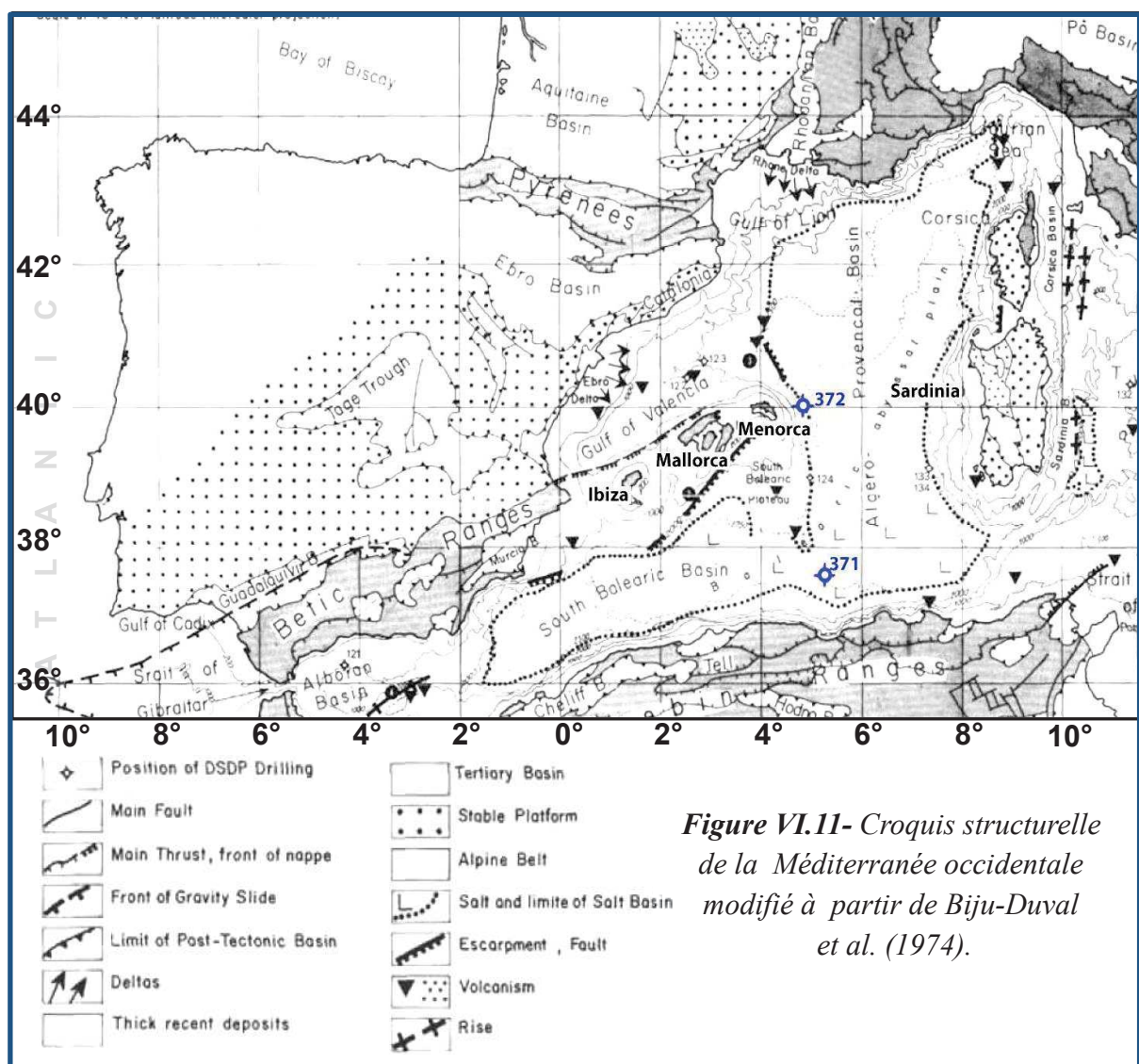






VI.2.5 Description lithologique du bassin Algérien dans la zone d'étude

Le programme de forage DSDP (Deep Sea Drilling Project) a été lancé par les États-Unis en 1964, dans le but de mieux comprendre les conditions de genèse et d'évolution des Océans. Le premier forage a été effectué (par le N/V Glomar Challenger) dans le Golfe du Mexique en 1968. De 1968 à 1981, plus de 600 sites ont été forés au cours de 80 campagnes de Glomar Challenger. Ces programmes visent à réaliser des forages et carottages dans l'Atlantique, le Pacifique et l'océan Indien ainsi que dans la mer Méditerranée et la Mer Rouge. Le site 372, à l'est de Minorque, est dans une zone de transition entre la plaine abyssale Baléares-Provençal, dans le golfe de Valence, et le glacis continental des Baléares (Fig VI.11). L'objectif principal du DSDP 371 était d'obtenir des échantillons dans le bassin algérien au sud des Baléares dans la Méditerranée occidentale. Malheureusement, le forage a été arrêté pour des raisons de sécurité dès qu'ils ont rencontré une couche d'évaporites (Fig VI.13) [Hsü et al.,1973] .



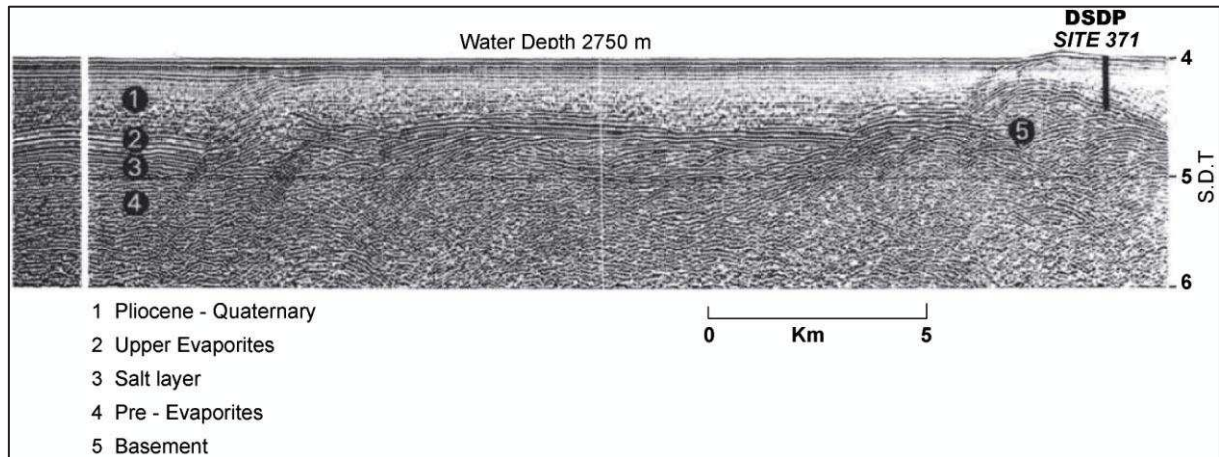


Figure VI.12- Localisation du DSDP site 371 sur le profil sismique J103 de l'IFP/CONEXO d'après Kenneth J. Hsü (voir localisation du DSDP 371 sur la figure II.6).

Le forage DSDP site 371 n'a traversé que 551 mètres dans les sédiments. Deux unités stratigraphiques ont été identifiées, séparées par un fort réflecteur : la première section à environ 545 mètres au-dessus du réflecteur et la deuxième, environ de 5 m dans les évaporites (Tableau VI.1 et Fig VI.13).

Unit	Lithology	Cores	Subbottom Depth (m)	Thickness (m)	Age
I	a) Calcareous muds to mudstones, with nongraded and graded sandy beds and laminage	1-7	0-539	539	Quaternary and Pliocene
	b) Calcareous sand	Extreme top Core-8	539-545	6	
Evaporites					
II	a) Anhydrite with dolomitic mudstone layers	Top half Core-8	546-548.5	2.5	Upper Miocene (Messinian)
	b) Sandy and silty dolomitic mudstone	half Core-8 Basal	548.5-551	2.5	

Tableau VI.1- Description lithologique du DSDP site 371.

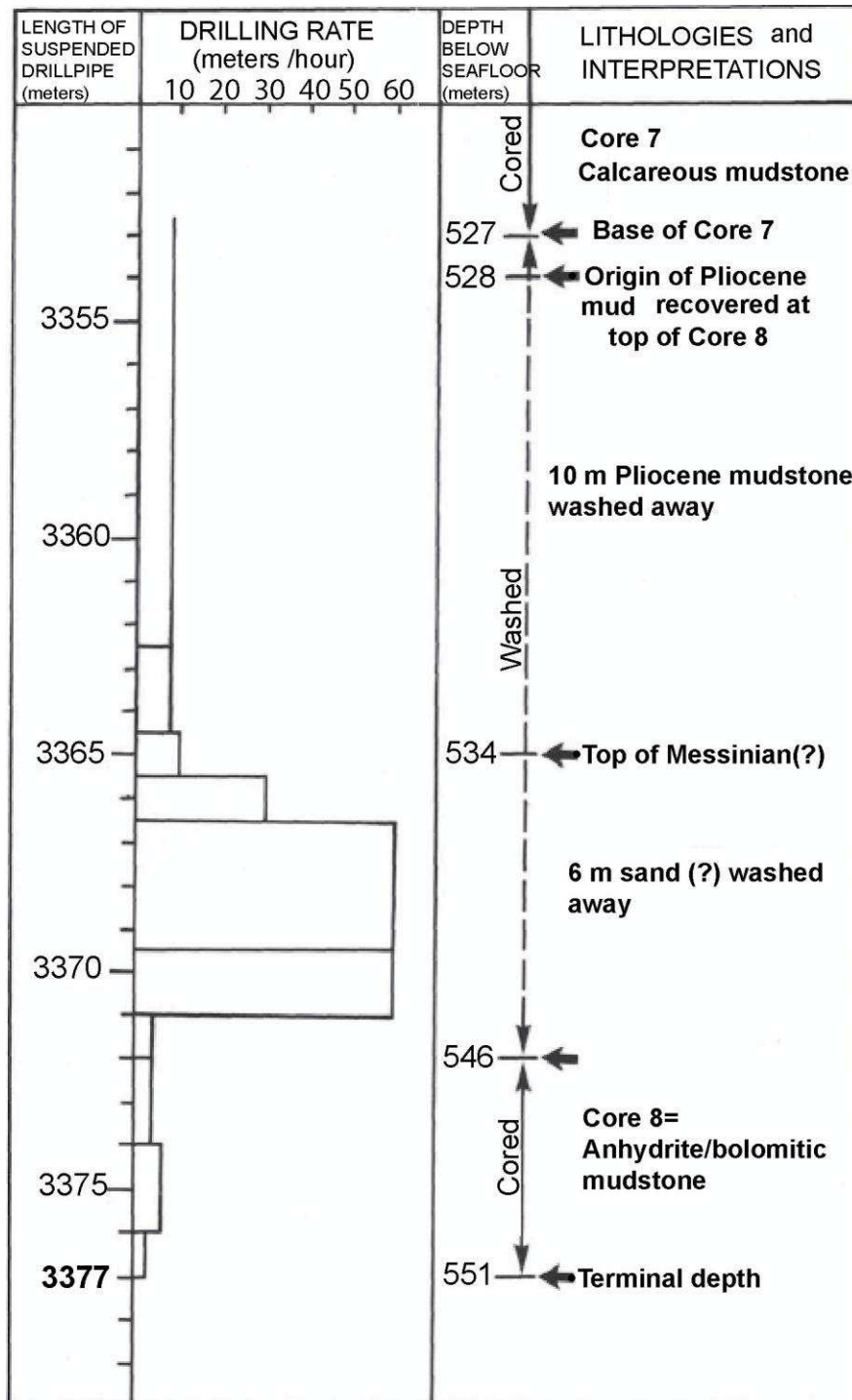


Figure VI.13- DSDP site 371 Forage et interprétation lithologique.

En l'absence de données de forage profond qui appuiera l'existence ou non des hydrocarbures, une évaluation du système pétrolier a été faite pour le bassin provençal, qui présente les mêmes caractéristiques que le bassin Algérien, en exploitant d'autres éléments géologiques sur la roche réservoir et sur la couverture qui contrôlent les processus fondamentaux de la genèse, l'expulsion et le piégeage du pétrole [Mark Pawlewicz , 2004]. La partie centrale du bassin est formée d'une épaisseur de 3 à 4 km de sédiments pré-messinien (dépôts pélagiques associés à des turbidites) recouverte par une séquence des évaporites du Messinien (Miocène supérieur) d'une épaisseur de 1 à 2 km. Une séquence de 1 à 2 km d'épaisseur formée de dépôts pélagiques et des turbidites d'âge Pliocène et Pléistocène forme la série supérieure dans ce bassin (Tableau VI.2).

Thickness (Km)	Erathem	System	Series	Unit	Lithology
1- 2	Cenozoic	Quaternary-Tertiary	Pleistocene-Pliocene	Post-Messinian	Shales and turbidites
1- 2	Cenozoic	Tertiary	Uppermost Miocene	Messinian	Evaporites
3- 4	Cenozoic	Tertiary	Lower Miocene	Pre-Messinian	Turbidites and pelagic sediments, including sapropels. Potential source and reservoir rocks
2- 4 ?	Cenozoic	Tertiary			Rifted basement

Tableau VI.2- Description stratigraphique généralisée pour le bassin provençal de la Méditerranée occidentale (d'après Mark Pawlewicz, 2004).

Le tableau VI.3 résume le système pétrolier qui a été identifié pour l'unité infra-salifère dans le bassin provençal. Elle englobe la séquence sédimentaire entière sous la couche des évaporites messiniennes [Pawlewicz , 2004].

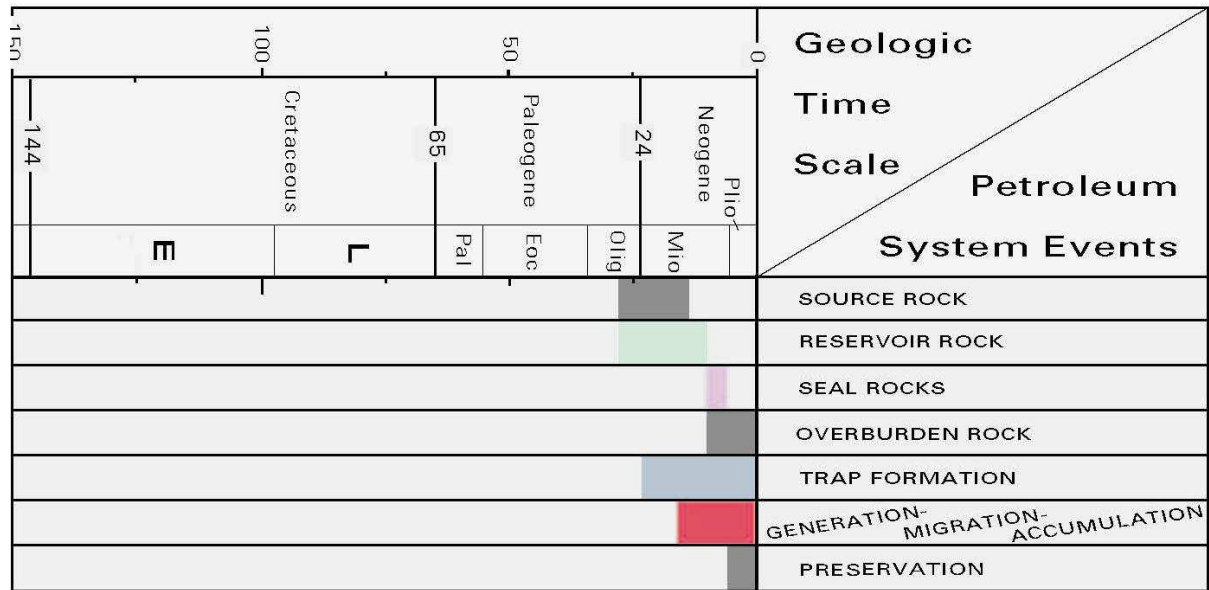


Tableau VI.3- Évaluation du système pétrolier pour l'unité infra-salifère dans le bassin Provençal et la Méditerranée occidentale (d'après Mark Pawlewicz, 2004).

Chapitre VII

SEISMIC IMAGING OF THE EASTERN ALGERIAN MARGIN OFF JIJEL: INTEGRATING WIDE-ANGLE SEISMIC MODELLING AND MULTI- CHANNEL SEISMIC PRE-STACK DEPTH MIGRATION.

L'article qui suit, publié dans Geophysical Journal International (GJI), a pour but de présenter les principaux résultats de l'imagerie de la marge Algérienne orientale dans la zone de Jijel couverte par la campagne SPIRAL. Nous avons choisi une approche d'imagerie basée sur une inversion conjointe de la migration en profondeur avant sommation (PSDM) et de la modélisation directe (forward modelling). La première question traitée dans cet article concerne l'étude de la structure profonde en termes d'identification de la nature de la croûte et la délimitation de la zone de transition entre la croûte océanique et la croûte continentale. Après avoir élaboré le modèle de vitesses sismiques relatives à la zone d'étude, une analyse combinée des résultats obtenus a abouti à l'identification de quelques hypothèses sur la marge Algérienne à Jijel, sur le bassin Algérien et sur la transition terre-mer à Jijel. Les figures de l'article représentent une synthèse de toutes les figures des différents chapitres de la thèse.



Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration

A. Mihoubi,¹ P. Schnürle,² Z. Benaissa,³ M. Badsì,¹ R. Bracene,¹ H. Djelit,⁴ L. Geli,² F. Sage,⁵ A. Agoudjil¹ and F. Klingelhoefer²

¹Algerian National Oil Company, Sonatrach/Exploration, Algeria. E-mail: abdelhafid.mihoubi@ep.sonatrach.dz

²Institut français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, France

³Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene USTHB, Faculté des Sciences de la Terre, Algeria

⁴Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique CRAAG, Algeria

⁵Univ. Pierre et Marie Curie, Univ. Nice Sophia Antipolis, IRD, observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, Géoazur, UMR F-7329, France

Accepted 2014 May 13. Received 2014 May 8; in original form 2013 December 12

SUMMARY

This study presents the results of a deep seismic survey across the north Algerian margin, based on the combination of 2-D multichannel and wide-angle seismic data simultaneously recorded by 41 ocean bottom seismometers deployed along a north–south line extending 180 km off Jijel into the Algerian offshore basin, and 25 land stations deployed along a 100-km-long line, cutting through the Lesser Kabylia and the Tellian thrust-belt. The final model obtained using forward modelling of the wide-angle data and pre-stack depth migration of the seismic reflection data provides an unprecedented view of the sedimentary and crustal structure of the margin. The sedimentary layers in the Algerian basin are 3.75 km thick to the north and up to 4.5–5 km thick at the foot of the margin. They are characterized by seismic velocities from 1.9 to 3.8 km s⁻¹. Messinian salt formations are about 1 km thick in the study area, and are modelled and imaged using a velocity between 3.7 and 3.8 km s⁻¹. The crust in the deep sea basin is about 4.5 km thick and of oceanic origin, presenting two distinct layers with a high gradient upper crust (4.7–6.1 km s⁻¹) and a low gradient lower crust (6.2–7.1 km s⁻¹). The upper-mantle velocity is constrained to 7.9 km s⁻¹. The ocean–continent transition zone is very narrow between 15 and 20 km wide. The continental crust reaches 25 km thickness as imaged from the most landward station and thins to 5 km over a less than 70 km distance. The continental crust presents steep and asymmetric upper- and lower-crustal geometry, possibly due to either asymmetric rifting of the margin, an underplated body, or flow of lower crustal material towards the ocean basin. Present-time deformation, as imaged from three additional seismic profiles, is characterized by an interplay of gravity-driven mobile-salt creep and active thrusting at the foot of the tectonically inverted Algerian margin.

Key words: Tomography; Continental margins: divergent; Africa.

1 INTRODUCTION

This study presents a part of the SPIRAL project (Sismique Profonde et Investigations Régionales du Nord de l'Algérie). SPIRAL is an Algerian–French cooperation program between Sonatrach (Algerian national oil company), IFREMER (French Research Institute for Exploration of the Sea), UBO (University of Western Brittany, France), IUEM (European Institute for Marine Studies, France), CRAAG (Research Center on Astronomy, Astrophysics and Geophysics, Algeria), Géoazur (Sophia-Antipolis, France) and DGRSDT (General Direction of the Scientific Research and the

Technological Development, Algeria). This project aims at studying the deep structure of the Algerian margin by a combined approach of multichannel seismic (MCS) and wide-angle techniques, in order to answer questions about the nature and architecture of the Algerian deep sea basin and continental margin. We present new knowledge concerning the nature and thickness of the crust and the continent–ocean transition zone off Jijel. Then the relation between superficial sedimentary formations and deep crustal structures will be examined. In particular, the presence of salt, its distribution and interplay with sedimentary processes and regional tectonics will be addressed. High resolution seismic data have been acquired along

Algerian margin during the Maradja 2003 (Domzig *et al.* 2006) and Maradja-Samra 2005 (Kherroubi *et al.* 2009) cruises. It was a high resolution acquisition but without a deep investigation (about 3–4 km). Deep structure in this area had not been studied with large-offset seismic data. During the SPIRAL Project, a total of five transects combining MCS and wide-angle seismic were acquired: to the west in the area of Mostaganem city (Badji *et al.* 2013), Tipaza (Leprêtre *et al.* 2013), Great Kabylia (Aidi *et al.* 2013) and to the east off Annaba city (Bouyahiaoui *et al.* 2013). Here, we present the specific results obtained along the 280-km-long, north–south, onshore-offshore profile that was acquired off Jijel city, in the area of the Lesser Kabylia.

2 GEOLOGICAL SETTING

The study area, eastern Algerian margin, includes onshore and offshore domains (Fig. 1). The onshore part is composed of several geological well-described series. These series are made of crystalline, sedimentary and magmatic formations. The crystalline units are a part of the AlKaPeCa blocks (for Alboran, Kabylies, Peloritian and Calabria; Bouillin 1986) and represent the internal zones in the study area (Bouillin & Raoult 1971; Bouillin 1977, 1986; Raoult 1975; Vila 1980; Djelit 1987; Mahdjoub 1990). These metamorphic units are made of khondalite and kinzigite gneisses at the lower part and phyllites at the upper units and are separated by a cataclastic unit (Djelit 1987). The Kabylia Oligo-Miocene (Aquitano-Burdigalian) unit rests unconformably on the crystalline basement and is composed of conglomerate, sandstone, marlstone, limestone and silexites (Raoult 1969; Bouillin 1977). In some regions it supports an olistostrom of Mauretanic, Massylian and Tellian or Numidian flyschs. The olistostrom includes tectono-sedimentary formations that consist of allochthonous debris of highly variable size that have slid onto the bottom of the sea (Bouillin *et al.* 1977; Durand-Delga & Fontboté 1980; Vila 1980; Wildi 1983; Djelit 1987). All the formations described above in Lesser Kabylia are allochthonous tectonic units with mainly southwards vergence. In the Jijel onshore area, the outcrops include also the Miocene (Burdigalian) and are made of marl and sandstone covered by the Pliocene (detritic bluish marl). In addition to metamorphic and sedimentary formations, the Lesser Kabylia is characterised by a series of serpentinized acidic, basic and ultrabasic igneous rocks (Benali 2007). External zones are represented in the study area by the Tellian nappes (Vila 1980). The offshore geological formations are deduced from seismic data and we distinguish from top to bottom:

- (1) Thick Pliocene–Quaternary deposits at the foot of the margin to be thinning towards the north. DSDP site 371 (Deep Sea Drilling Project) borehole has been drilled in this area and proved a complete Pliocene–Quaternary sequence. The drill through 551 m of sediments in a water depth of 2792 m reached Messinian evaporites (Hsü *et al.* 1973; Mauffret *et al.* 2004).
- (2) Messinian Upper Unit placed between the Messinian Mobile Unit and the Pliocene–Quaternary.
- (3) Thick pre-Messinian sequences in the abyssal plain and its thick Miocene cover, supported by an undifferentiated basement, are dipping towards the south (Mauffret *et al.* 2007).

These sedimentary series are reduced or disappear to the south where the basement crops out.

This geological setting is directly related to the geodynamic evolution of western Mediterranean region. Extension in the western Mediterranean began 32–30 Ma and was mainly controlled by the

subduction rollback and closure of Tethys Ocean under the European Plate (Frizon de Lamotte *et al.* 2000). In the subduction backarc, the Algerian offshore basins were progressively formed from north to south (Rosenbaum *et al.* 2002), with stretching starting possibly in late Oligocene–early Miocene times (Rosenbaum & Lister 2004). The opening of these basins induced the detachment of a part of the south-European margin which was transported towards the south and accreted to the African Plate. These terranes are called AlKaPeCa domain and constitute the internal zones of the Algerian margin. Spreading of the Algerian basin ceased during the Burdigalian–Langhian time (15 Ma), as indicated by the chemical change in volcanism along the Algerian margin (Maury *et al.* 2000). The Algerian basin is often presented as an extension of the Provençal basin that has undergone a similar history together with a drift of the internal domain of Maghrebian system (Kabylides) towards the southeast (Mauffret *et al.* 2004). The Provençal basin opened as a back-arc basin behind the Corsica–Sardinian block between 19 and 16 Ma (e.g. Speranza *et al.* 2002). Less than 6 Ma the Mediterranean has undergone rapid and dramatic palaeo-environmental changes known as the Messinian salinity crisis (Hsü *et al.* 1973). This event (~5.96–5.32 Ma, e.g. Gautier *et al.* 1994; Krijgsman *et al.* 1999) resulted from the progressive closure of the two-way connection between the Atlantic Ocean and Mediterranean sea (Benson *et al.* 1991; Krijgsman *et al.* 1999; Govers 2009). Among the most important characteristics of this event, reducing the supply of water from the Atlantic Ocean resulted in increased salinity and the deposition of thick evaporitic sequences (e.g. Lofi *et al.* 2011). These Messinian sequences were imaged using high resolution, low penetration (<3 km) seismic profiling acquired along the whole Algerian margin during the Maradja 1 and Maradja 2 surveys (Domzig *et al.* 2006; Kherroubi *et al.* 2009). The Algerian margin is an active plate boundary and is related to the convergence between Africa and Europe. The convergence rate is estimated to be around 2–3 mm yr⁻¹ (Calais *et al.* 2003). In Northern Algeria (onshore and offshore), seismicity is active with moderate to low magnitude earthquakes (Harbi *et al.* 1999), mostly focused along the southern suture between the internal and external domains (Yelles *et al.* 2009). The largest recorded seismic event in this region was the Djidjelli earthquake of 1856 August 22. This represents the strongest felt and recorded seismic event in the coastal zone of the eastern part of Algeria. It was preceded by a large foreshock which occurred on 1856 August 21 and it was felt as far as Alger, Sétif, Batna and la Calle, Baléares isles (Spain) and Genoa (Italy) (Harbi *et al.* 1999 and 2003). In order to explore the surrounding area of this earthquake, Yelles *et al.* (2009) have identified three overlapping thrust-fault segments, oriented NE–SW to E–W in the lower slope and near the foot of the slope, from the high bathymetric and resolution seismic Maradja2 survey and from one industry seismic profile. Using the rupture zones of the identified segments, modelling of the tsunami of 1856 August 21–22 was performed. Evidence of reverse faulting is mainly related to basement topography as well as an asymmetrical fold which produces the growth of a basin on its backlimb that is tilted towards the continent (Yelles *et al.* 2009). The four seismic profiles analysed in this study offer the opportunity to re-examine the complex interplay between compressional and salt tectonics and to verify the present-time inversion of the Algerian margin.

3 DATA ACQUISITION

The deep seismic data used in this study were acquired during the SPIRAL cruise conducted on board R/V L'Atalante (IFREMER) in

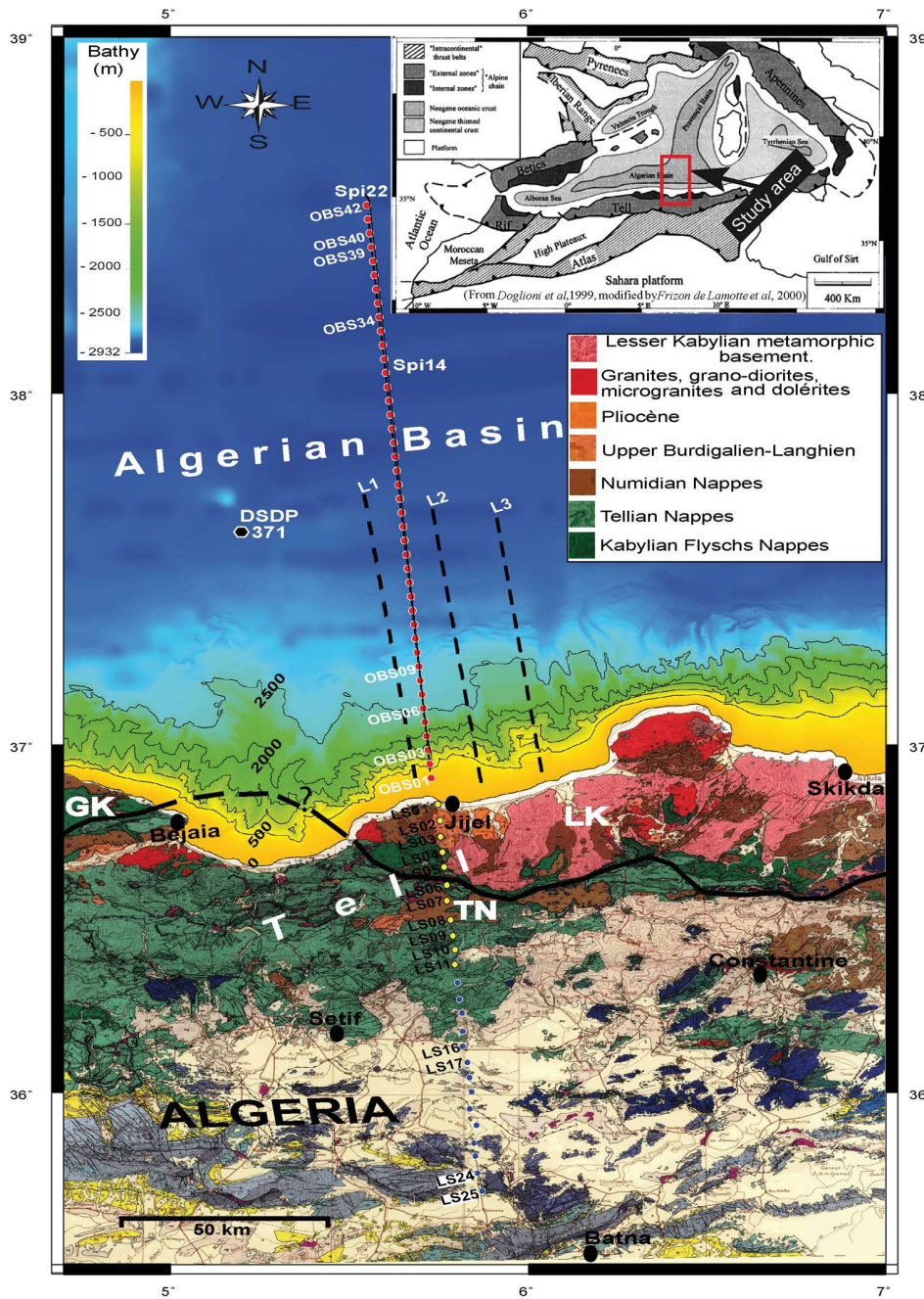


Figure 1. Eastern Algeria geological map showing the different structural units of the onshore part of the study area (after Vila 1980). The main structural domains (Bouillin 1977; Vila 1980; Wildi 1983): Lesser and Great Kabylia, LK and GK, (internal zones) and Tellian nappes, TN, (external zones). The limit between the internal and the external zones is marked by a black line. For the offshore part, the bathymetry is extracted from the Maradja surveys and ETOPO1 1-minute global relief (www.ngdc.noaa.gov). The multichannel seismic profiles Spi14 and Spi22 of this wide-angle survey are marked by black lines. Locations of ocean bottom seismometers (OBS) are indicated by red circles, and land stations by yellow circles (good signal-to-noise ratio) and blue circles (noisy data). The multichannel seismic profiles L1, L2 and L3 from Algeria offshore 2-D seismic survey are localized with black dashed lines.

2009 October–November. It consists of a sea-land wide-angle experiment, using 42 ocean bottom seismometer (OBS) and 25 broad-band land stations (LS) deployed along a north–south trending line (Fig. 1). For the onshore side, 25 three-components broad-band stations (from CRAAG) were deployed along 100 km from the Jijilian coast across Lesser Kabylia (Jijel and Mila) to the Tellian thrustbelt (Setif and Batna). On the offshore side it extends 180 km northwards of Jijel, in the Algerian basin. The average OBS and

land-station spacings were 4.4 and 5 km, respectively. The seismic source was specifically designed to image the deepest crustal structures. It consisted in an air-gun array, with a total volume of 8909 cubic inches, towed at an average 29 m depth. The shot spacing was 60 s (resulting in an average distance of ~150 m between shots), and 1205 shots were fired. Simultaneously, the shots were recorded on a 4.5-km-long streamer, composed of 360 channels, spaced at 12.5 m interval, enabling the acquisition of a low-resolution 2-D

multichannel seismic profile, Spi22. In order to improve the MCS imaging, a coincident 2-D multichannel seismic line, Spi14, was also acquired using the same streamer but a different source array. In order to improve the seismic fold, the shot spacing was reduced to 50 m and 3520 shots were fired. The air-gun array was synchronized on the first bubble to enhance deep frequencies (single bubble array; Avedik *et al.* 1993) using a total volume of 3040 cubic inches. In order to improve the seismic imaging of our study area and to constrain lateral variations, three additional 2-D multichannel seismic lines, sub-parallel to the wide-angle profile and at a distance of about 15 km on either side, have been provided by the Sonatrach exploration division. These MCS profiles were acquired using a 3000 cubic inch air-gun array at 1950 psi pressure, towed at 6 m depth with a 25 m shot-point interval, and 6000 km long streamer of 480 channels towed at 8 m depth. Simultaneously, during the SPIRAL cruise, additional data were acquired along all MCS profiles, including: magnetic, gravity and bathymetry data. Gravity data was acquired by a LOCKHEED MARTIN BGM-5 IFREMER. Measurements are provided every 10 s with an accuracy of 1mGal (10^{-5} m s^{-2}). Using a SeaSPY magnetometer, magnetic data were recorded. The measurement accuracy is about 0.2 nT. Also further gravimetric data from Sonatrach have been used in this study.

4 DATA PROCESSING

4.1 MCS data

The main goal of the data processing workflow was to prepare pre-stack depth migrated (PSDM) gathers suitable for velocity refinement and horizon adjustment in depth. First, conventional processing in the time domain was performed using the Geocluster (CGG) processing software at 4 ms time sampling interval for 6.25 m Common Depth-Point (CDP) spacing. An accurate time and space inverse Q filtering was applied in the pre-stack domain. Because of the single bubble source, the signature was converted to minimum phase prior to deconvolution. Then a pre-stack surface-consistent deconvolution was applied to improve the temporal resolution followed by a zero phase conversion. Conventional normal moveout (NMO) velocity analysis was then performed on every 500th CDP gather. For each velocity location, multivelocity function stack, semblances and gathers were displayed interactively, allowing stack velocities to be determined. Percentage stacks and NMO corrected gathers were then produced to check the validity of the picks. This procedure was applied several times in separate phases during the processing. The data contained significant amounts of unwanted coherent and random noise. These noise events were both analysed and attenuated in the offset domain. Finally, bandpass frequency filtering and Kirchhoff post-stack time migration were applied.

4.2 OBS and land-station data

The processing sequence of the wide-angle data once downloaded from the instruments included: OBS's internal clock-drift correction; OBS's relocation on the seafloor from traveltimes picks of water-wave direct arrivals; instrument positioning on a great-circle arc and definition of 2-D geometry; filtering to attenuate low-frequency noise; signal deconvolution, to sharpen the wavelet and enhance the frequency content. In order to preserve the gain contrast between the first and secondary arrivals, no automatic gain control (AGC) was applied, but a scale proportional to offset was used. In addition, an FX deconvolution (in a moving $1.9 \text{ s} \times 21$

traces window) was applied to the onshore station data in order to attenuate the higher noise levels when compared to OBS. The land stations can be divided into two groups concerning the data quality: the first eleven stations from the coast to approximately 50–60 km southward (Fig. 1) present good signal to noise ratio, while stations 12–25 recorded only noise. The absence of signal may be related to a near-surface site effect or a more distant structural obstacle to seismic wave propagation, however it is not related to instruments malfunctioning.

4.3 Magnetic and gravity

The magnetic and gravity measurements were processed with the Caraïbes software (IFREMER). The magnetic anomaly was computed against the IGRF 2005 model. The processing sequence applied for gravity data contain: Unit conversion, data merge with navigation, offset correction, Eötvös correction, instrument lag correction, latitude correction and base tie calculation, Bouguer correction, Bouguer gravity, data quality assessment and along-line gravity filtering and final editing.

5 METHODOLOGY

In this study, our approach is a joint inversion of wide-angle records and multichannel seismic data. The 2-D model (with x = horizontal distance along profile and z = depth) is parametrized with interfaces (seismic horizons) that are representative for geological units, and interval velocity nodes at the top and the bottom of each layer. The interface depth and the velocities are inverted iteratively from top to bottom until: (i) a satisfactory fit between calculated and observed traveltimes on OBS and land stations is obtained and (ii) common-offset classes reach flattening after pre-stack depth migration. The iterative sequence is not an automatic process: instead, at each iteration, we manually refine both interface-depth and velocities in order to achieve a model that includes all geological knowledge. A minimum structure approach has been used during modelling of the crustal and upper mantle, where only depth and velocity nodes necessary to fit the data in the limits of the picking order. In the sedimentary layers the structures from reflection seismic modelling were included; however care was taken to not unnecessarily introduce lateral velocity gradients. Forward modelling of wide-angle traveltimes was performed using the RAYINVR software (Zelt & Smith 1992), for 2-D ray tracing and traveltimes inversion. The PSDM processing was undertaken using the Seismic Unix geophysical package (SU; Stockwell 1999a,b). The process is used to compute traveltimes tables regularly spaced at 200 m along the profile by paraxial ray tracing on a $50 \times 24 \text{ m}$ spaced coarse grid, then traveltimes in shadow zones are compensated by solving the eikonal equation. Migrated traces are output as CDP gathers binned at 25 m with 45 offset-classes between 227 and 4627 m at 100 m spacing. Residual moveout (RMO) of migrated gathers is converted to interval velocity updates (Liu & Bleistein 1995). The residual moveout behaviour together with the seismic character from PSDM images are a key to locate accurately major geological contacts, moreover with higher horizontal resolution when compared to OBS records. The workflow of our velocity refinement approach is summarised in Fig. 2. In a similar way, OBS records of the upward travelling primary waves reflected from the subsurface are migrated using an additional traveltimes table computed at the OBS sea-bottom location. Furthermore, mirror imaging (e.g. Dash *et al.* 2009) is performed by migrating first (receiver-side) sea-surface

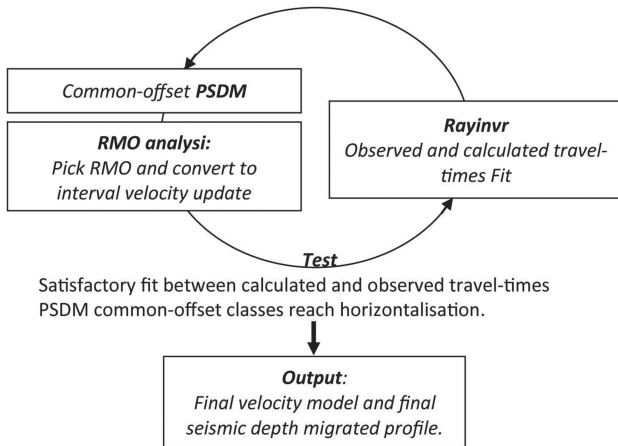


Figure 2. Velocity refinement workflow based on pre-stack depth migration using the seismic Unix geophysical package (SU) and forward modelling of wide-angle traveltimes of the RAYINVR program (Zelt & Smith 1992).

related multiple on OBS records (downward travelling waves) using a traveltimes table computed at OBS mirror location (the sea-bottom depth above sea-level). Finally, the 2 migrated OBS profiles of up and downward travelling waves are stacked to produce the final section. An initial up-downward travelling wave separation (e.g. Schneider & Backus 1964) performed by combining hydrophone and vertical OBS components is not presented herein as it did not improve significantly the seismic image.

On the three additional MCS profiles, the same key interfaces have been digitized and an estimate of each concurrent velocity model was built from our wide-angle model by copying its velocity nodes onto the new interfaces. This model was then used to transform the processed sections from time to depth.

In order to verify the consistency of the velocity model with gravity data, the free-air anomaly was modelled using the GRAVMOD software (Zelt & Smith 1992). The densities used for the gravity modelling are based on the empirical relationship between seismic velocity and density by Ludwig *et al.* (1970), except for the continental part where Christensen & Mooney (1995) relationship between velocity and density was used. In order to avoid edge effects, the model was extended 100 km at both ends and to a depth of 90 km. The mantle density was set to a constant 3300 kg m⁻³ (Fowler 1990).

6 DATA ANALYSIS

Representative data records are displayed in Fig. 3, for OBS3, OBS13 and OBS34 and for land station LS05. Right below OBS34 and OBS13 (Figs 3a and b), the uppermost sedimentary sequence is nearly transparent, and dominated by the water-wave source oscillations. At the base of this sequence, high amplitude reflections (PsP1) and a sharp refracted event (Ps1, with an apparent velocity above 3 km s⁻¹) are observed. Ps1 does generally not extend beyond 10 km offset. The base of this high amplitude sequence is marked by a sharp reflection, named PsP2.

On both sides of OBS34, a gap characterised by the absence of refracted arrivals is observed between the Ps1 and Pg1 branches (Fig. 3a). This gap is also present on all data records, from OBS42 to OBS14, indicating a velocity inversion in the underlying layers. In contrast, on OBS13 (Fig. 3b) the absence of refracted arrival is observed only on the northern side (negative offset), while on the southern side (positive offset) Ps1 is followed by refractions

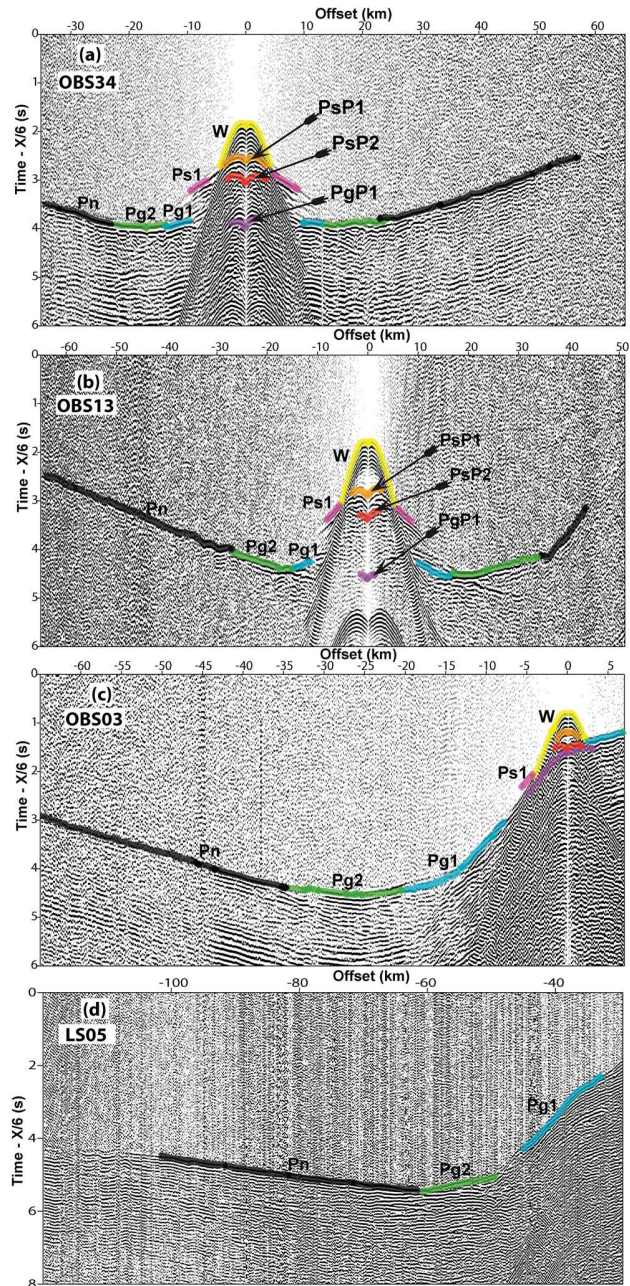


Figure 3. Examples of representative OBS and land station data records along the Jijel wide-angle profile: (a) OBS34, (b) OBS13, (c) OBS03 and (d) LS05. Bandpass filter (4–18 Hz), deconvolution, offset gain recovery, mute and 6 km s⁻¹ velocity reduction have been applied. The identified phases are: water (W); refraction in the Messinian unit (Ps1); reflection at the top of the Messinian mobile unit (PsP1); reflection at the base of the Messinian mobile unit (PsP2); refraction in the upper crust (Pg1); refraction in the lower crust (Pg2); reflection at the top of the basement (PgP1) and refraction in the upper mantle (Pn).

with decreasing apparent velocities above a compact sequence of refracted events (Pg1) on top of a layer characterised by a high apparent velocity. This compact sequence is present and thickens from OBS13 to OBS4 at the continental rise near the foot of the Lesser Kabylia slope. On the slope, from OBS3 to OBS01, an almost continuous train of refracted events connects Ps1 to Pg1 (Fig. 3c). Two crustal refracted arrivals follow, Pg1 and Pg2, from the top of layers

characterised by distinct apparent velocities, ranging from 4.5 to 5 km s⁻¹ and from 5.5 to 6.5 km s⁻¹, respectively (Fig. 3). These arrivals are of high amplitude and clearly visible on all 42 OBS sections. Often, a reflection PgP1 associated to the Pg1 refraction can be identified. Only few PmP reflected waves from the Moho could be identified, for instance on OBS3 or LS05 (Fig. 3d). Sedimentary reflected arrivals are better observed on the hydrophone channel while refracted waves are more distinct on the vertical component. The refracted wave Pn from the mantle is observed with high confidence, at offsets of up to 80 km on OBSs and larger than 100 km on land station data records.

7 RESULTS

7.1 Velocity refinement by multichannel seismic pre-stack depth migration

Along the entire Algerian margin, the Messinian units represent key markers that help identify and delimit the major geological sequences. On top of the Messinian units, the Plio-Quaternary sequence appears as weakly deformed compact sequence with relatively weak seismic impedance (almost transparent at times), easily identifiable on the MCS (Figs 4a and b) and OBS (Fig. 4d) data. The Messinian sequence is composed of the Upper Unit (UU) and the Mobile Unit (MU). The seismic character of the UU is known to consist in high amplitude coherent reflections on the MCS data, while the MU appears as more heterogeneous and is associated to chaotic and discontinuous seismic events: on the OBS data, the high amplitude reflection PsP1 corresponds to the top of the MU, rather than the top of the UU. Hence, the pre-stack depth migration OBS gathers allows to better identify the MU (Fig. 4d). Moreover, pre-stack depth migrated CDP gathers show, that the MU are characterised by high seismic velocities of 3.7–3.8 km s⁻¹, a proof for high content of massive salt. The UU present much lower velocities from 2.3 to 2.9 km s⁻¹, with a vertical velocity gradient comparable to that of the Plio-Quaternary deposited on top. Therefore in our model, the first layer incorporates both the Plio-Quaternary and UU, and we achieve flat RMO gathers with 1.9 and 2.9 km s⁻¹ at layer top and base, respectively (Fig. 4c).

The pre-Messinian formations are poorly imaged along most of the profile, presenting weak acoustic reflections: the top of the acoustic basement (the crust in the Algerian basin) is difficult to identify unequivocally on both, MCS and OBS data. Furthermore, the gap in refracted arrivals from the pre-Messinian units in the OBS data records does not allow to quantify the depth and the velocity of this layer. The RMO gathers are a key to define the pre-Messinian velocities and the depth of the top of the basement: we define the bottom of the pre-Messinian unit as the zone where flattened reflected events disappear (Fig. 4c). RMO gathers are flattened with velocities ranging from 2.95 to 3.05 km s⁻¹ at the top and 3.5–3.65 km s⁻¹ at the base of the pre-Messinian unit. The deep part of the model (crust and mantle) is solely constrained by the analysis of OBS records, as the MCS data does not exhibit many coherent seismic reflections from the crust and from the Moho.

7.2 *P*-wave velocity: Modelling of the wide-angle data

The final *P*-wave velocity model is 28 km deep and 240 km long, including 186 km offshore and 54 km onshore (Fig. 6). The model comprises seven layers: water, the Plio-Quaternary and upper unit of Messinian evaporates (UU), the Mobile unit of the Messinian

sequence (MU), the upper crust, the lower crust, and the mantle. The salt layer is constrained by two reflection arrivals (PsP1 and PsP2) and one refraction (Ps1). The crustal layers and the Moho are constrained by refractions Pg1 and Pg2, and by reflections PgP1 (Fig. 3). The contact between the Kabylia basement and the sedimentary basin at the foot of the margin is constrained by OBS03–OBS08: rays that are able to turn in the sedimentary basin on OBS07 and OBS08 are guided by the fast basement before turning in the basin towards OBS03–OBS06 (Figs 3 and 5). Furthermore, an approximately 1 km thick basin has developed on the continental shelf during Plio-Quaternary, as imaged on the MCS profiles and by the first four OBSs (OBS01–OBS04). Shots from the coastal region reaching land stations LS01 to LS05 constrain the same zone using reversed ray paths. The large offset arrivals from land stations contributed as a principal constraint in the modelling of the continental crustal velocity structure and the Moho depth. Delays in arrivals at LS05 to LS11 are accounted for by introducing a low velocity layer from LS05, where the Kabylia basement is known to crop out, to the southern end of the profile where its thickness approaches 2.5 km. In the absence of reverse shots during this experiment or other seismic surveys acquired over this unit, its precise geometry and velocity structure remains undefined and this basin can be regarded as a weathering layer. Finally, the deepest Pn refractions recorded at LS07–LS11 constrain the Moho depth to 24 km depth near 190 km distance along the profile. The fit between the picked and the predicted traveltimes is good throughout the complete model. The portion of the model in which it was most difficult to obtain a good fit corresponds to the foot of the margin, between OBS01 and OBS09. However, Fig. 5(b) shows the quality of the fit at OBS06 as example of this zone. The sedimentary layers in the basin are characterised by seismic velocities from 1.9 to 3.8 km s⁻¹. Messinian formations were modelled and imaged using a velocity between 3.7 and 3.8 km s⁻¹. The velocity of the oceanic crust in this region presents two distinct layers characterized by two velocity gradients from 4.7 to 6.1 km s⁻¹ and 6.2 to 7.1 km s⁻¹. The upper-mantle velocity is about 7.9 km s⁻¹ (Fig. 6). The continental crust is characterized by relatively a low crustal velocity gradient (5.8–6.8 km s⁻¹). The thickness of the thinned continental crust increases to 23 km and reaches 25 km depth towards southern-most illuminated part of the model (by Pn arrivals at LS10 and LS11).

7.3 Velocity uncertainty and resolution

The quality of the fit between predicted and observed traveltimes was evaluated by calculating the rms error and the χ^2 parameter. The χ^2 is defined as the rms traveltimes misfit between the calculated and observed arrivals normalised to the picking error. The rms traveltimes misfit obtained is 0.071 s with a χ^2 of 0.460 for a total of 24 122 picks. The number of picks used is around 90 per cent of the total: The number of picks of all sedimentary phases is 4129 (17 per cent) of the total, while 9162 picks (38 per cent) are used for crustal phases and 8085 picks (33.5 per cent) for the mantle. Thus, the deeper structures (crust and Moho) are constrained with confidence from reflected and refracted phases. The sedimentary portion of the model is constrained by depth migration RMO of the MCS data. The number of picked traveltimes data points, the rms error between calculated and observed times and the χ^2 parameter for each layer are listed in Table 1.

The resolution of the final velocity model is a measure of the number of rays passing through a region of the model constrained by one particular velocity node and is therefore dependent on the

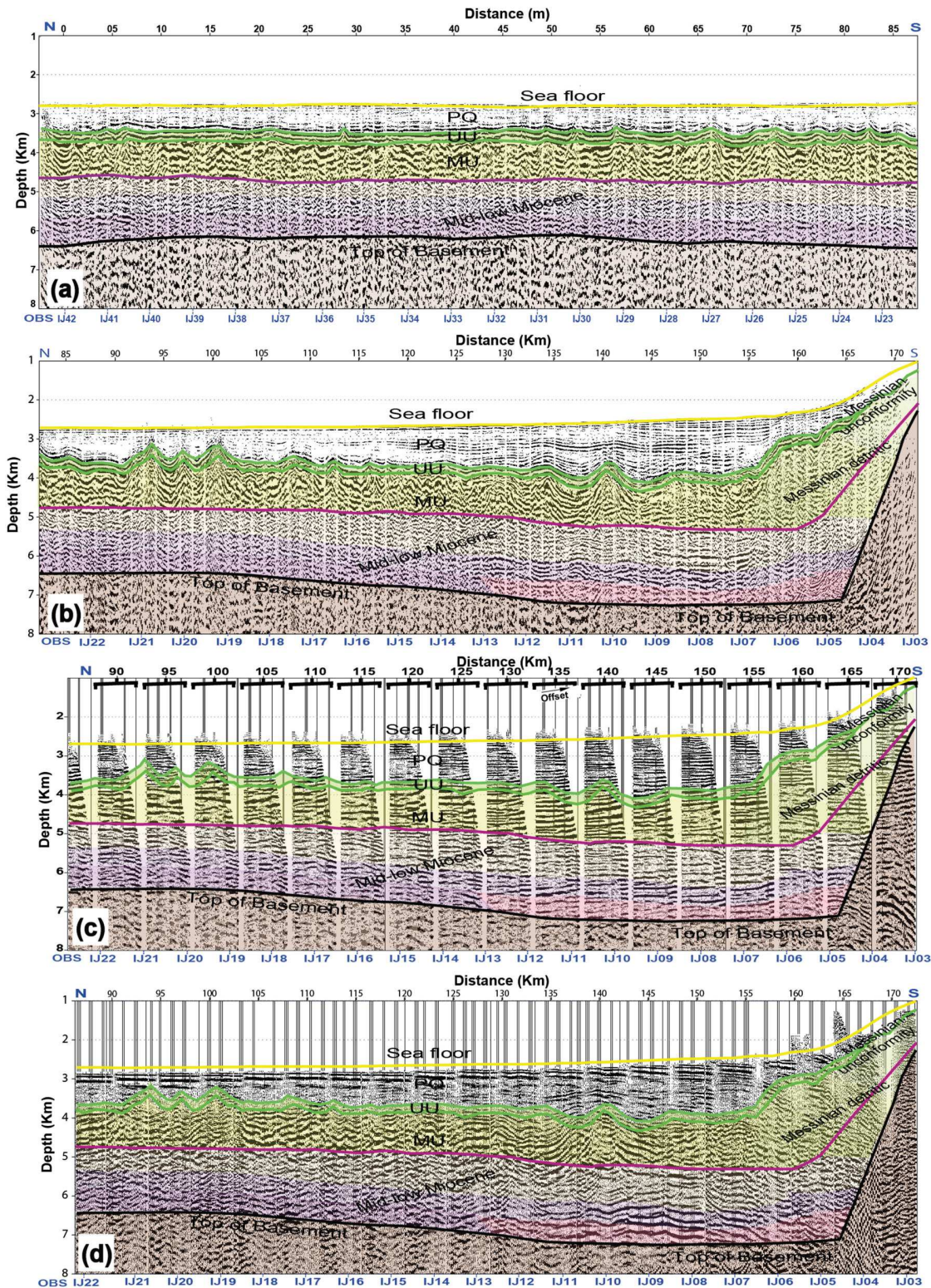


Figure 4. Pre-stack depth migration results: interfaces-velocity refinement and structural interpretation. Vertical exaggeration is 4. (a) Northern half of the pre-stack depth migrated Spi14, multichannel 2-D seismic (MCS) profile (see Fig. 1 for localization). PQ, Plio-quaternary; UU, upper unit of Messinian evaporates; MU, mobile unite of Messinian evaporites. Sea floor is indicated by yellow line and OBS locations are annotated at the bottom. (b) Southern half of the pre-stack depth migrated Spi14 MCS profile. (c) Depth migrated common depth point (CDP) gathers from the southern half of the Spi14 MCS profile. Overlay plot of 18 depth migrated CDP, spaced every 5 km. The horizontal CDP position along profile is at the center of each gather. Every trace in each gather corresponds to a migrated offset class; Offset within a gather increase from left to right. (d) Pre-stack depth migrated OBS hydrophone profile from the southern half (OBS03–OBS22) of the wide angle profile.

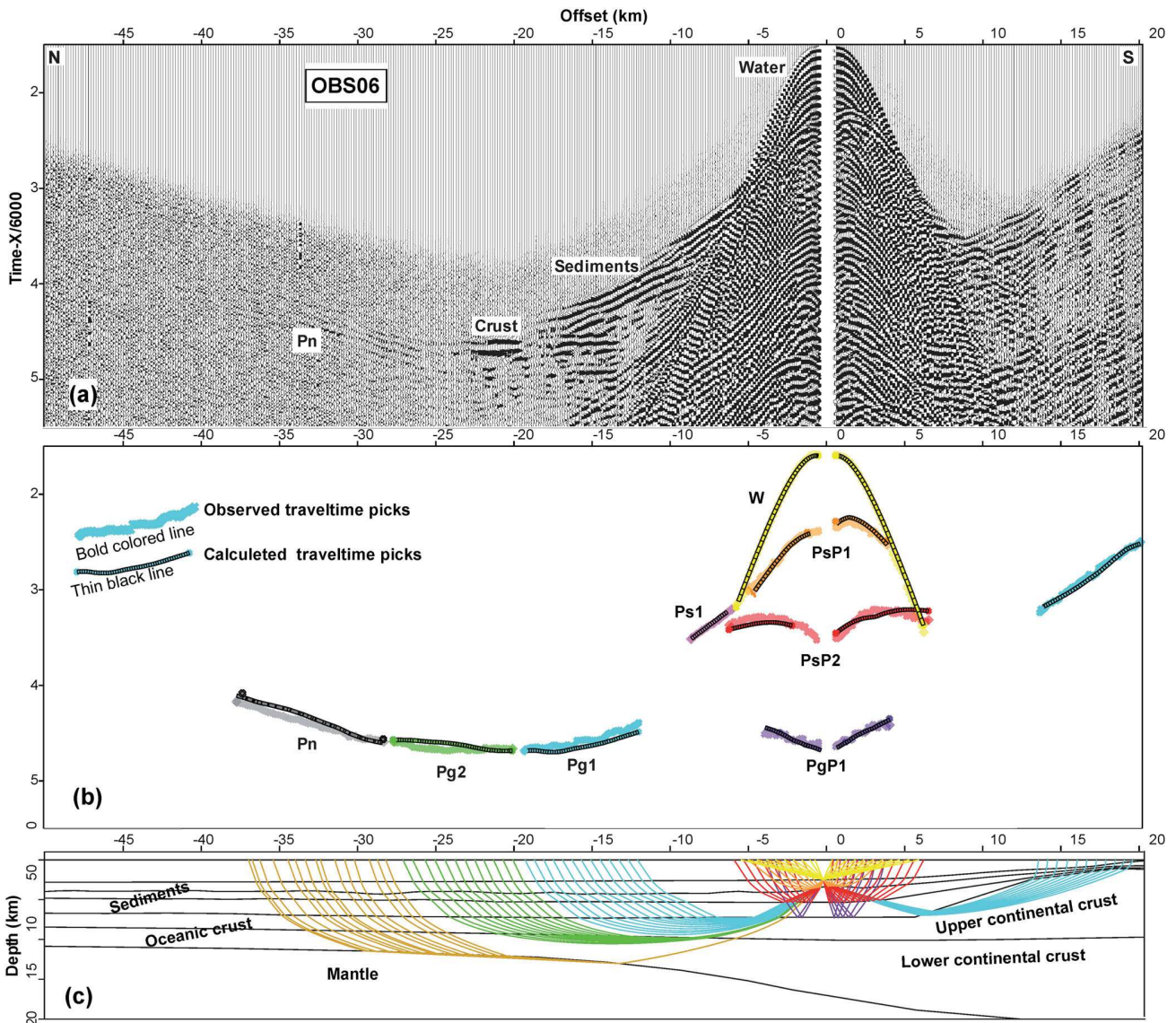


Figure 5. *P*-wave velocity modelling from wide-angle data. (a) Vertical component of selected record section (OBS06). The main observed arrivals are: water, sediment, crust refraction and mantle refraction Pn. A reduction velocity of 6 km s⁻¹ was applied. (b) Superimposed of the observed and predicted traveltimes: Thin black line shows calculated traveltimes and bold coloured line shows the observed traveltimes picks. (c) Ray paths in the forward model.

node spacing (Zelt 1999; Fig. 7). Ideally, the diagonal terms of the resolution matrix are equal to one, but values of less than one indicate a spatial averaging of the true earth structure by a linear combination of model parameters (Zelt 1999). Typically, resolution matrix diagonals greater than 0.5–0.7 are said to indicate reasonably well-resolved model parameters (e.g. Lutter & Nowack 1990). The major part of the model has good resolution (>0.7) indicating that each velocity node is well-constrained. The gap in the OBS refracted phases from sediments below the salt layer explains the resolution decrease to a range of 0.5–0.7. The onshore sedimentary layers show resolution of less than 0.5 mainly because only Pg and Pn are observed in this area (Fig. 7) and sedimentary arrivals are missing due the large distance between the stations and the closest shot.

In order to estimate the velocity and depth uncertainty of the lower crustal structure and Moho geometry, a perturbation analysis was performed. Depth of the Moho and *P*-velocities at the base

of the lower crustal layer were changed systematically. Then, the statistical *F*-test was applied in order to determine if the change between models is significant. Two zones were selected along the model: zone 1 extends between 60 and 100 km, where the model has a tabular geometry and the crust presents an oceanic velocity profile, while zone2 which extends from 115 to 155 km, where the Moho plunges under the Kabylie basement. Furthermore, zone 2 on the southern side is constrained by land stations and fewer OBSs than zone 1 (Fig. 7). At the boundaries of the perturbed zone, velocities were kept at the model's original value by an additionally inserted node, 5 km from the boundary. The 95 per cent confidence limit gives an estimation of the interval, where the perturbed model is significantly different from the original model. Results from this analysis show on one hand that an increase in the Moho depth together with a proportional increase of lower-crustal velocity (i.e. decreasing the velocity contrast at the Moho)

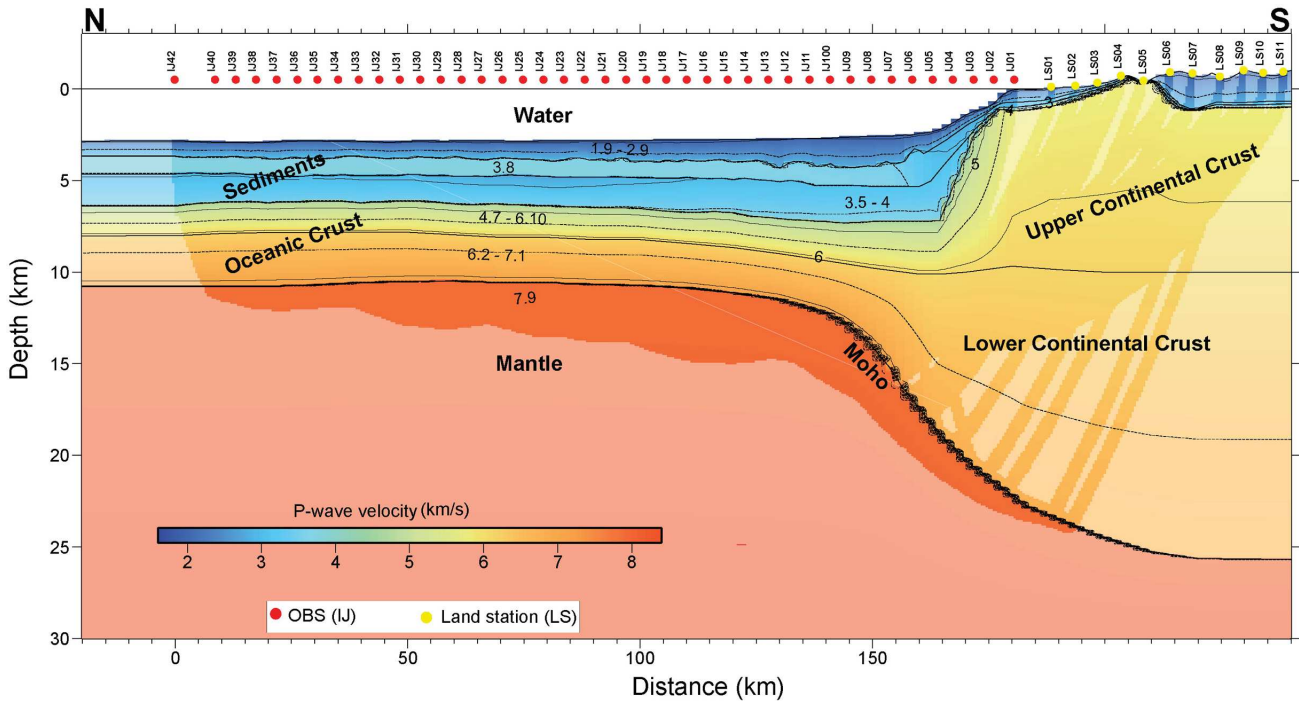


Figure 6. Final *P*-wave velocity model from forward modelling, using 41 OBS and 11 land stations. Vertical exaggeration is 4. Red circle indicates locations of the OBS and yellow circles indicate locations of the land stations. Isovelocity contours are represented every 0.5 km s⁻¹. Darker shaded areas show ray paths from the modelling and hence regions of the model that are constrained.

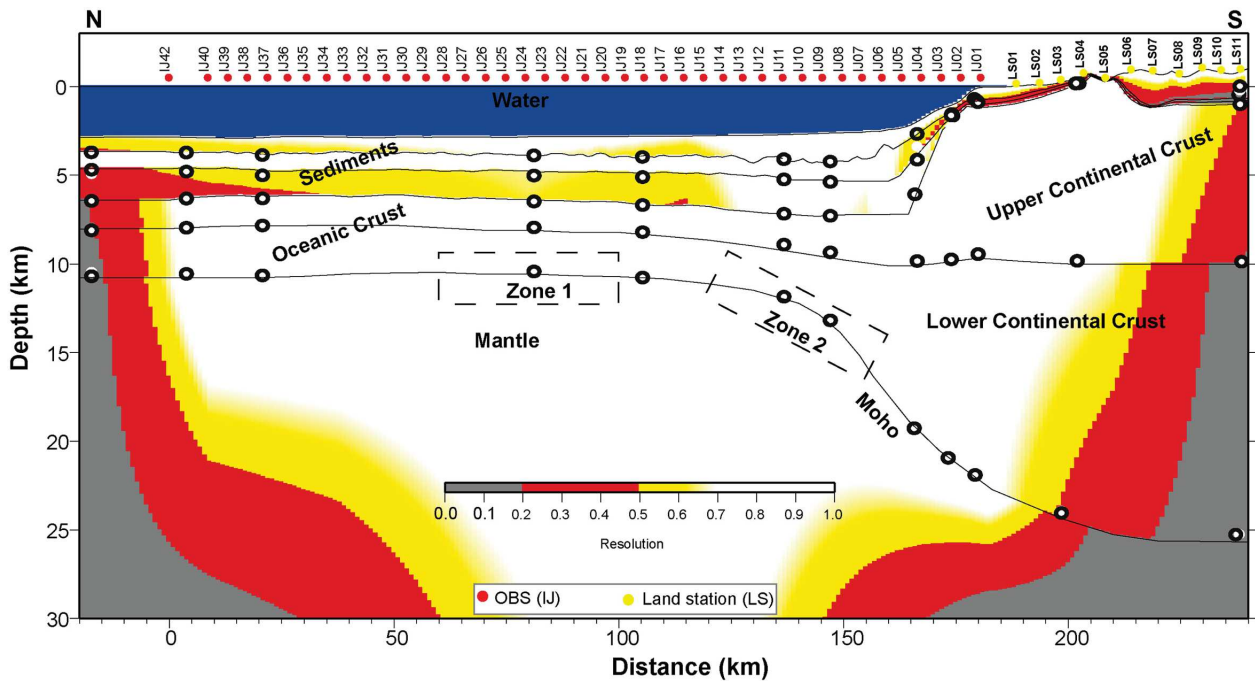


Figure 7. Resolution parameter for all velocity nodes. The areas coloured in white and yellow can be considered well resolved. A value above 0.5 is considered acceptable (Zelt 1999). Blue indicates the sea water layer. Velocity nodes are marked by circles. Vertical exaggeration is 4.

Table 1. Traveltimes residuals and χ^2 error for all phases and the complete model: Phases used in the modelling (see Fig. 3 for phases identification), used number of picks (No. of picks), Average rms traveltime misfit (rms) and normalized traveltimes misfit (χ^2 error) for each phase.

Phase	No. of picks	rms	χ^2 error
Water	2441	0.039	0.155
Ps1	1731	0.061	0.369
PsP1	1383	0.066	0.441
PsP2	1015	0.076	0.578
Pg1	2898	0.099	0.744
Pg2	5918	0.071	0.458
PgP1	651	0.092	0.852
Pn	8085	0.066	0.429
Total	24 122	0.071	0.460

does not increase the rms error while it decreases significantly the number of explained traveltimes picks. On the other hand, the rms error increases when thinning the crustal thickness without a drastic change in F -values. Therefore, the crustal thickness proposed in our model is the minimum acceptable thickness but it explains the largest number of traveltimes picks, particularly the few observed PmP (Fig. 8).

7.4 Gravity modelling

A 2-D model consisting of homogeneous density blocks was constructed from the seismic velocity model. In the Algerian basin, a density of 2200, 2250 and 2330 kg m^{-3} is predicted from the velocity–density curve of Ludwig *et al.* (1970) for the sedimentary layers from top to bottom. A small increase to 2200, 2270 and 2350 kg m^{-3} is observed at the foot the margin. In the basin, the density of the upper and lower crust is 2700 and 2900 kg m^{-3} , respectively

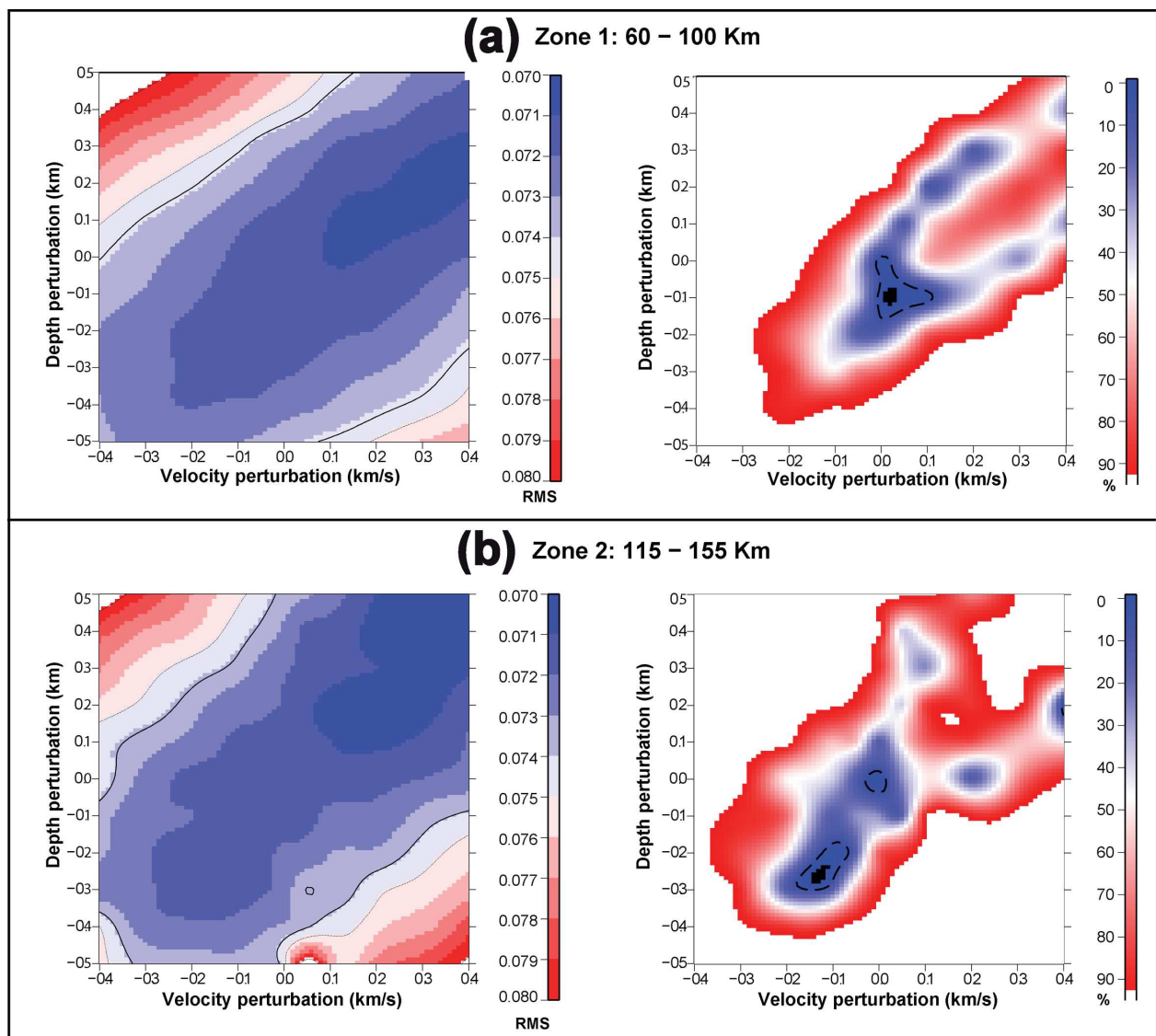


Figure 8. The rms error analysis and F -test by model perturbation in two 40-km-wide zones: (a) zone 1, between 60 and 100 km distance along profile (Fig. 7); (b) zone 2 between 115 and 155 km distance along profile (Fig. 7). The Moho depth is shifted between -0.5 and 0.5 km in each zone while kept at its original depth elsewhere in the model (with a 5 km wide taper); the lower crustal velocity at the Moho is shifted between -0.4 and 0.4 km s^{-1} in each zone. Left-hand panel: rms error of the calculated and observed traveltimes of OBS wide angle data. The 95 per cent confidence level is marked by a black contour. Right-hand panel: F -test percentage model significance deviation. The 5 per cent deviation is marked by a black contour.

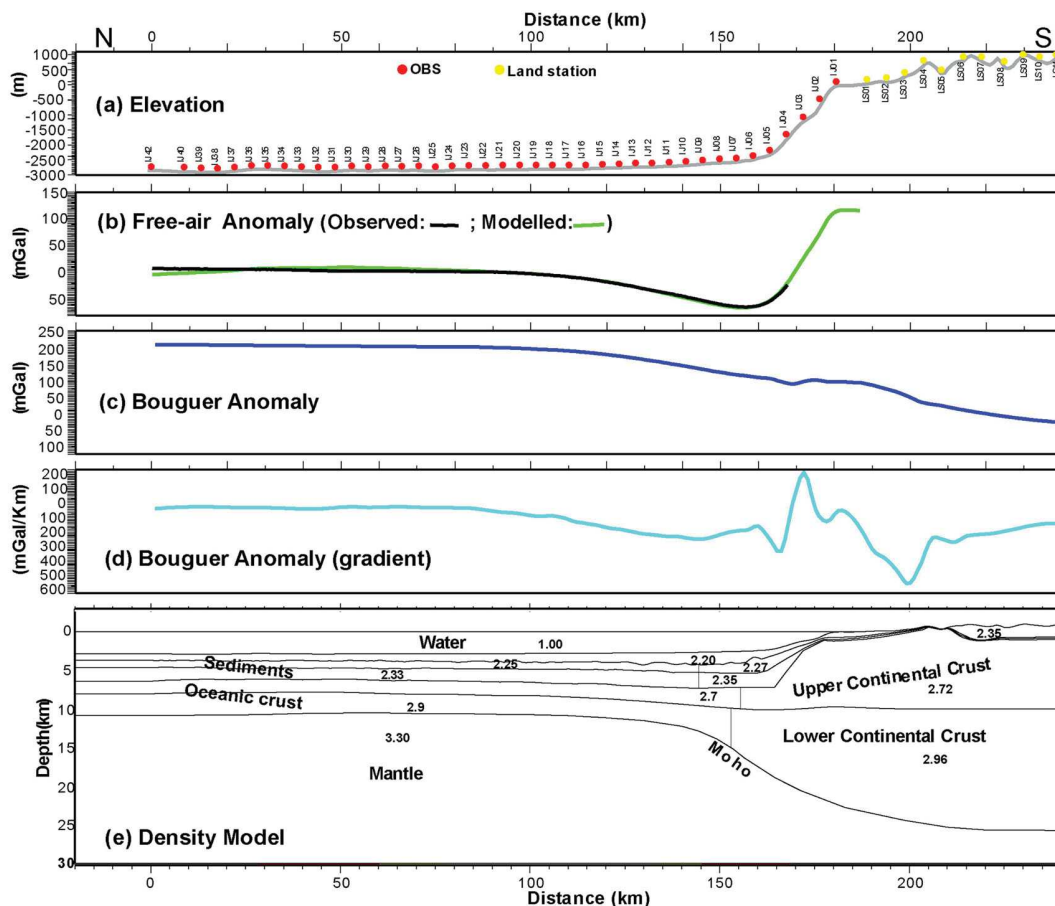


Figure 9. Results of gravity modelling. (a) Elevation data along the wide-angle profile. Positions of OBS are indicated by red circles and land stations by orange inverted triangles. (b) Observed free-air anomaly (black line) and the modelled anomaly (green line). (c) Observed Bouguer anomaly. (d) Horizontal gradient of Bouguer anomaly. (e) Densities converted from the velocity model (vertical exaggeration is 1.5). The model layer boundaries are defined directly from layer limits of the final velocity model (Fig. 6). Densities were computed using empirical velocity–density relationship of Ludwig *et al.* (1970). Continental crust densities were calculated using Christensen and Mooney’s global compilation (1995). The mantle was defined as a single block of constant density of 3.3 kg m^{-3} . Densities used during the modelling are annotated.

(Fig. 9e). For the continental side, Christensen and Mooney velocity–density relationship (1995) predicts a density of 2720 and 2960 kg m^{-3} for the upper and lower crust layer in our model, respectively. Finally, the upper-mantle density is set at 3300 kg m^{-3} . The predicted free-air gravity anomaly from the density model shows a good fit with the shipboard measured anomaly (Fig. 9b) with a χ^2 error of 0.57 , and a maximum deviation of 8.2 mGal at the northern extremity of the model. In the Algerian basin, between 0 and 130 km model distance, the density model is tabular (Fig. 9e), and the free-air anomaly is close to zero, indicating local isostatic equilibrium. To the south, the Moho depth increases from 11 to 25 km at the southern limit of the model, and accounts for the mass deficit responsible for the negative free-air anomaly and for the decrease in Bouguer gravity anomaly (Fig. 9c). The foot of the bathymetric slope coincides with the minimum of the free-air gravity anomaly and the bathymetric slope itself (Fig. 9a) coincides with a region characterised by positive gradients of the free-air anomaly (Fig. 9b). However, from the contact between the sedimentary basin at the foot of the margin and the Lesser Kabylia basement, between 165 and 170 km , the continental crustal mass-excess induces an increase in free-air anomaly, accompanied by a sharp decrease in the gradient of the Bouguer anomaly (Fig. 9c). Between 170 and 220 km , the

Bouguer anomaly decreases to zero. Between 205 and 210 km , the Kabylia basement crops out and coincides with a local increase of the Bouguer anomaly gradient. South of 220 km , the Bouguer anomaly shows negative values, and presents a stable increase in the Bouguer anomaly gradient.

8 DISCUSSION

8.1 Seismic structure

In order to characterise the nature of the crust, 1-D velocity–depth profiles were extracted from the velocity model every 10 km . The individual and mean 1-D velocity profiles have been overlain on velocities bounds from typical oceanic and thinned continental crust. Based on comparisons of the layer thickness, relative layer thickness, seismic velocities and velocity gradients, the wide-angle transect shows four distinct domains from north to south (Fig. 10): (a) the deep sea oceanic basin from 0 to 130 km model distance, (b) the continent–ocean transition zone between 130 and 150 km , (c) the thinned continental crust and (d) the continental domain between 150 and 240 km . In these domains, specific tectono-sedimentary

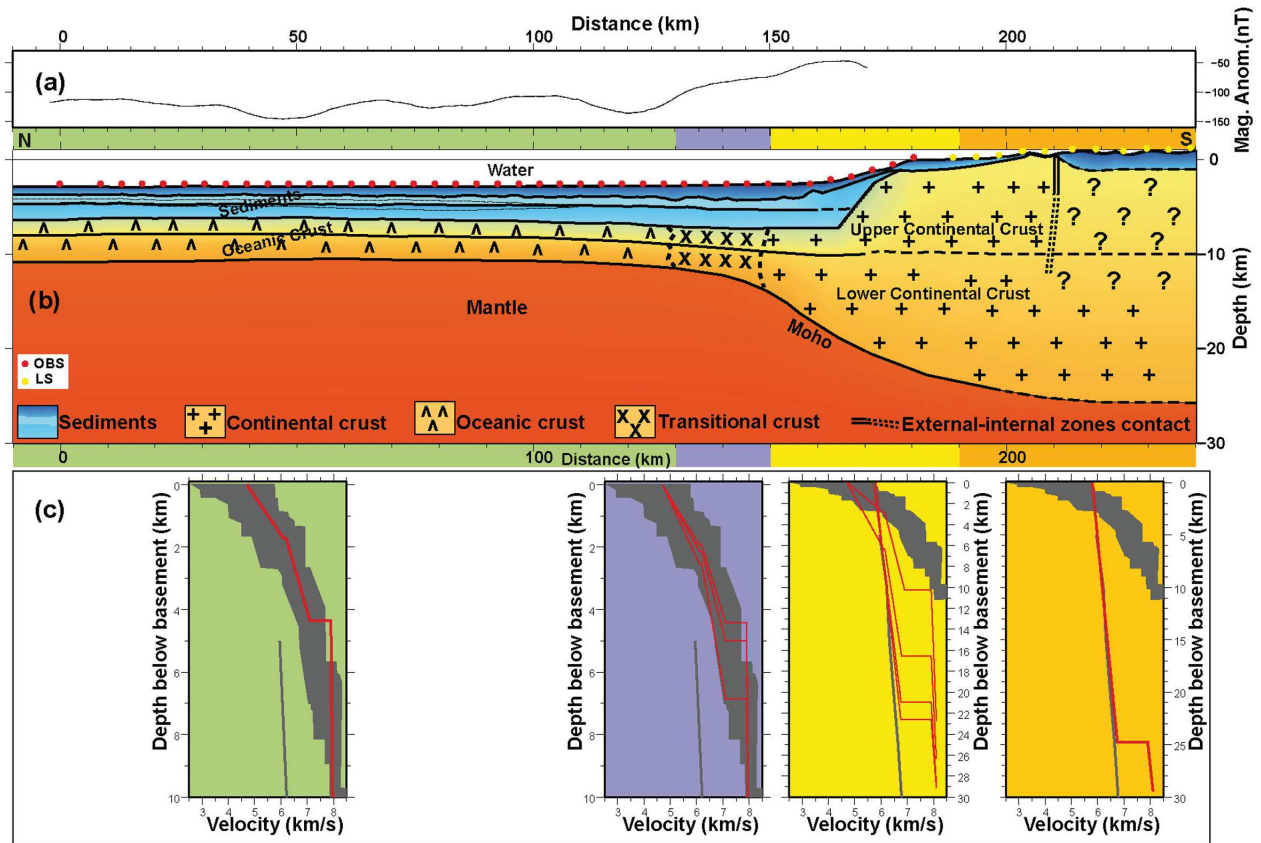


Figure 10. (a) Magnetic anomaly recorded along the profile, (b) final velocity model from forward modelling (vertical exaggeration is 2), (c) 1-D velocity–depth profiles and. Red circles indicate locations of the OBSs and land stations used in the modelling. 1-D velocity–depth profiles extracted every 10 km along the final velocity model and compared with pre-existing compilations of velocities–depth relations. White diagram (White *et al.* 1992) for oceanic crustal velocities, and Christensen and Mooney (1995) for continental crustal velocities. The oceanic zone is represented by green colour and the continental zone is in orange. The transitional oceanic–continental zone extends over blue and yellow domains.

features can be identified on the three industrial seismic profiles (Fig. 11).

Between 0 and 90 km distance along profile, the velocity model shows a tabular structuration. Below the seafloor, about 1 km thick undeformed Plio–Quaternary sediments have accumulated. Between 100 and 300-m-thick upper evaporites, appearing as a series of high amplitude sequence reflectors on the MCS profiles, seal the Messinian mobile unit. This approximately 1 km thick Messinian salt layer was modelled using a velocity up to 3.8 km s^{-1} , and presents very weak continuity on seismic images (Figs 4 and 11). In this area, the structure of the pre-Messinian sediments is poorly resolved but a velocity inversion is observed at the base of the MU with velocities ranging from 2.95 to 3.05 km s^{-1} at the top and 3.50 to 3.65 km s^{-1} at the bottom of the pre-Messinian units. The crust is separated into two distinct layers. The Moho is located at a depth of about 11 km and is characterised by a slight southward dip. Southward along the wide-angle profile, between 90 and 125 km, the dip of the Moho and crust further increases, together with that of the overlying pre-Messinian and Messinian units. The Plio–Quaternary sequence thickens to 1.5 km. This area is also characterised by the presence of well-expressed salt domes (Fig. 11). The seismic penetration improves and coherent reflections arise from sediments resting on the top of the crust. In this domain, few lateral variations are observed on the four MCS profiles (Figs 4 and 11).

The area between 125 and 157 km is characterised by the deepening of the top of the crust beneath sedimentary layers thickening from 4.5 to 5.5 km on profile L1–L3 (Fig. 11). The abyssal plain and the continental rise are made of a thick sedimentary sequence gathering several distinct sets: at the base, contact with the substratum is formed of a set of high seismic amplitude reflectors which are covered by a pre-Messinian sequence of relatively flat events. The MU forms a highly folded series showing strong salt tectonics, associated to Plio–Quaternary sediments waves. The internal structure of the MU is better imaged by the OBS records (Fig. 4d) than on the MCS profiles, probably because of its complex 3-D structure. The crustal thickness increases rapidly as the Moho depth increases to 16 km and acquires its maximum inclination at 158 km distance along the profile.

The transition from the deep basin to the continental shelf, between 157 and 172 km, is characterised by the thickening of Messinian units, the shallowest horizons appearing folded or tilted southward, but poorly resolved by the seismic imaging. Velocities in these sediments deposited at the foot of the margin are slightly lower than those located northward, indicating a lower salt content and a more detritic origin. While the seismic horizon representing the base of the MU disappears, the deeper pre-Messinian layers appear as flat horizons extending into contact with the continental crust. The upper continental crust thickens over a short distance: the top of the basement rises from 7 to 1.9 km depth, between OBS5

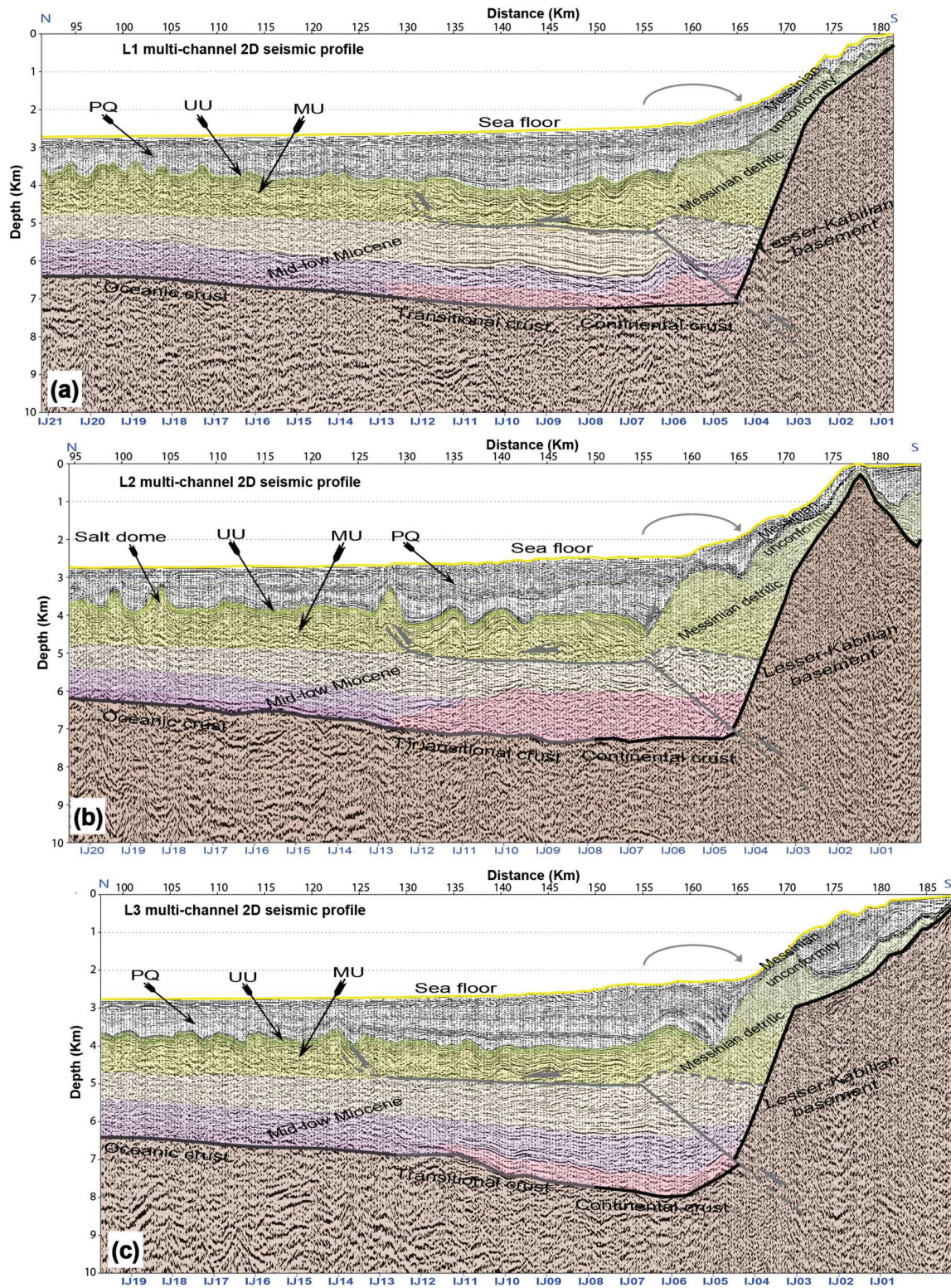


Figure 11. Depth converted pre-stack time migrated MCS profiles L1(a), L2(b) and L3(c), spaced every 15 km (see Fig. 1 for localization). Vertical exaggeration is 4. Time–depth conversion was performed using the velocity model from Spi14. The upper-evaporites units (UU), appears as a series of high amplitude sequences (with green colour) and seals the Messinian Mobile Unit (MU; with yellow colour). A lateral change in sedimentary thickness of 4.5–5.5 km (125–157 km MCS profiles distance) is observed from L1 to L3. The development of salt domes is apparent on the three profiles between 90 and 125 km. At the foot of the Lesser Kabylia basement between 155 and 165 km (and indicated by a bow arrow), a chaotic Messinian detritic unit appears to be landward dipping and overlain by Plio-Quaternary growth strata.

and OBS4 spaced less than 4 km apart (Fig. 6). In this area, the Moho depth further increases from 19 to 21.5 km.

Between 175 and 205 km, the basin perched on the slope and continental shelf located between OBS02 and LS04, and partly imaged on profile L2 (Fig. 11b), likely consists mainly of Pliocene coastal marine sediments as proposed by Vila (1980). The thickness of the continental crust increases to 23 km. South of 195 km, the Moho is inferred to reach 25 km depth, based on its gently decreasing dip, but the maximum thickness of the continental crust is not resolved by this survey. Between land stations LS04 and LS06, the metamorphic Lesser Kabylia basement crops out, and is bordered by a series of Massylian flysch units. The wide-angle profile is located on the western boundary of the basement which extends eastward over 100 km (Bouillin 1977). At this location, the Lesser Kabylia basement limit is oblique to the margin and may therefore be almost vertical. Finally between 210 and 240 km, the model incorporates an approximately 3 km thick basin between land stations LS07 and LS11. At the surface, this zone was interpreted as Tellian nappes domain (Fig. 1). However, in the absence of seismic data characterizing the unit composing the suture, its precise structure remains undefined.

8.2 The Algerian basin

In the oceanic domain, two crustal layers have been modelled. The upper layer is characterised by a high velocity gradient between 4.7 and 6.1 km s⁻¹ and a layer thickness of around 1.5 km and the lower layer by a lower velocity gradient between 6.2 and 7.1 km s⁻¹ and a thickness of about 3 km. Although the complete crustal thickness is only between 4.5 and 5 km, clearly thinner than normal oceanic crust of 7 km (White *et al.* 1992), the relative layer thickness, the seismic velocities and velocity gradients are in good agreement with a crust accreted at an oceanic spreading centre, with layer 2 the basaltic layer and the underlying gabbroic layer 3. This low crustal thickness can be explained by two, non-exclusive, different scenarios, either accretion at very slow or ultra-slow spreading rates, where higher cooling rates lead to diminishing melt supply, or accretion in a back-arc basin setting. On one hand, numerical modelling shows that, at full spreading rates smaller than 20 mm a⁻¹, the crustal thickness decreases with spreading rate (Bown & White 1994). Very slow spreading rates might also explain the magnetic anomaly pattern of the Algerian basin. Most of the eastern Algerian basin is characterised by irregular non-linear magnetic anomalies, which might origin from small volcanic centres rather than from a functioning spreading centre. Similar patterns can be found at slow and very slow spreading ridges, where the more magmatic segments produce magnetic anomalies, and amagmatic segments thinner crust producing subdued anomalies (Jokat & Schmidt-Aursch 2007). On the other hand crustal thickness in several backarc basins is reduced as compared to normal oceanic crust, such as the Liguro-Provençal basin or the Philippine Sea Basin (Louden 1980; Klingelhoefer *et al.* 2008; Gailler *et al.* 2009). Heat flow measurements in the Philippine Sea Basin indicate that the formation of thin crust is due to a thinner than normal lithosphere of 50–75 km (Louden 1980). In the case of the Algerian Basin, slow-spreading accretion in a backarc basin is also possible, as the Algerian basin is generally supposed to have formed in relation to the slab roll-back that eventually produced the separation between the Kabylies and the Alpine-Betics chain during Miocene times (Frizon de la Motte *et al.* 2000). The crustal structure (with thickness <5 km) and the absence of linear magnetic anomalies

in the oceanic domain (Fig. 10) suggest analogies between the Algerian basin and the Liguro-Provençal basin. In both basins, the initiation of seafloor spreading is still a matter of debate. Based on geological evidence, seafloor spreading in the Algerian basin is considered to have occurred during the Aquitano-Burdigalian period (~24–16 Ma) between the onset of plate separation between the Kabylides and the Balearic margin and the onset of collision between the Kabylies and the emplacement of the Flysch nappes. Global kinematic studies allow an estimate of the past Europe–Africa convergence rate (e.g. Fidalgo-Gonzales 2001; Schettino & Scotese 2005). Models reveal a N–S convergence between magnetic anomalies C24 et C13 (~33 Ma, base of Oligocene), followed by a kinematic change to a NW–SE converge some-time between chron C13–C13n (~33–33.1 Ma) and C6–C6n (~20–19 Ma, Burdigalien). Schettino & Turco (2006) separate this change by two stage boundaries at 28.0 and 23.4 Ma: the first corresponds to the end of extension in the Valencia Trough and to the jump of the extensional centre towards the Balearic and Ligurian basins, and the second is associated with the start of rifting (and eventually seafloor spreading) in the eastern Algerian basin.

8.3 Transition zone and continental rift

The zone of transition between crust of oceanic nature and the continent is less than 20 km wide and might even be non-existent. No anomalous velocities higher than 7.1 km s⁻¹ are imaged by the seismic data in this area as are frequently found on Atlantic Margins (Dean *et al.* 2000; Funck *et al.* 2004; Klingelhoefer *et al.* 2005) and which are proposed to consist of either serpentized exhumed upper-mantle material, or underplated residues from volcanism. The continental crust is about 23 km thick, however we cannot exclude thickening of the crust towards the south, where it is not constrained by arrivals on the land station data. It is separated into two layers of similar thickness, which both are characterized by low velocity gradients and velocities typical for continental crust. At southern margin of the Balearic promontory, seismic Moho from three wide-angle profiles in the Algerian basin occurs at ~11 km below sea level, reaching >24 km under SE Spain and Mallorca, and the COT is rather sharp without any evidence for exposed and serpentized mantle in the transition zone (Grevemeyer *et al.* 2012). The crust in this region is of AlKaPeCa origin and therefore has an affinity to the European Plate. It might have been heavily reworked during its transition towards the African margin. In regard of the kinematic models, rifting of the Lesser Kabylia crust may have occurred in the context of an oblique Thetisian subduction, if it started after the kinematic change to a NW–SE convergence. At that time, an approximately 20° oblique subduction in the Lesser Kabylia forearc would exist, depending on the precise orientation of the trench, amount of trench retreat, and motion of the AlKaPeCa microblock. As a result, a trans-tensional regime might have prevailed during rifting, possibly leading to the formation of a transect of transform margin in the rear of the Lesser Kabylia. A transtensional rift would clearly best explain the sharp subvertical geometry of the Lesser Kabylia basement on the wide-angle profile (Fig. 10). Furthermore, oblique subduction often produces strain partitioning in the arc or forearc that can lead to lateral migration of large-scale forearc slivers, for instance at present-time in the Aleutian, Kuril, Nankai, southern Ryukyu, Philippine, southern Chile, Hikurangi, Lesser Antilles, New Britain or Sumatra Trenches (e.g. Fitch 1972; Beck 1983; Jarrard 1986; Kimura 1986; Curray 1989; DeMets 1992; McCaffrey 1992; Platt 1993; Lallemand *et al.* 1999). At the

1500 A. Mihoubi et al.

Kuril Trench (e.g. Kimura 1986) and Sumatra Trench (e.g. Curray 1989, 2005), a strike-slip system developed along the weakness of the arc lithosphere (e.g. the Central Sumatra fault). Therefore, strain partitioning might have preceded the extensional stage, and the continental rift might have inherited a pre-existing subvertical transform-fault system.

8.4 Steep and asymmetric continental margin

At the continental slope, the upper-crustal layer appears to thin more closely to the margin than the lower crustal layer. Hence, while the largest dip of the Moho is 23° at 155 km distance, the dip of the northern flank of the Kabylia basement reaches 32° at 168 km distance: about 13 km offsets maximal upper crustal from maximal lower crustal thinning. This asymmetric and depth dependent thinning can be observed on numerous other margins, for instance in the North Atlantic Ocean (e.g. Lavier & Manatschal 2006; Shillington *et al.* 2006; Péron-Pinvidic & Manatschal 2009; White & Smith 2009; Gerlings *et al.* 2012), the South China-Dangerous Grounds conjugate margins (Clift *et al.* 2002), or the central segment of the South Atlantic Ocean (e.g. Klingelhoefer *et al.* 2005; Aslanian *et al.* 2009; Blaich *et al.* 2011). Such an asymmetry in the geometry of the thinning of the upper and lower continental crust might be explained by either asymmetric rifting of the margin, an underplated body underneath the crust, or flow of lower crustal material towards the ocean basin.

1. The first hypothesis implies the decoupling between upper and lower crust at the initiation of the continental rifting, possibly inherited from the internal structure of the palaeo-Kabyle basement. An excess of upper continental crust, about 13 km × 4.75 km wide on our profile, would have drifted together with the conjugated margin or been abandoned at the foot of the Algerian margin during the early stages of rift in a mass-wasting process coined rotational slump as proposed for the Galicia Bank-Southern Iberian margin (Clark *et al.* 2007). On profile L2 (Fig. 11b) a 1-km-thick seismically disrupted body is imaged in the Algerian basin between 128 and 168 km on top of the thinned continental crust (not extending on the oceanic basin floor). The pre-Messinian sequence is conformable in this part of the basin and onlaps the allochthon disrupted body. Regionally, its thickness varies considerably along the margin foot. Such a body can be interpreted as syn-rift mass-wasting product of the former upper-continental crust. Alternatively, the body could have been emplaced later as an olistostrum during the accretion of Tethysian arc and the Lesser Kabylia to the Nubia margin around 19–16 Ma. The description of the origin and timing is difficult since small amounts and mainly pelagic sediments may have been deposited below this body. A similar allochthonous syn-rift body presenting a disrupted seismic facies has previously been observed at the foot of the North Biscay margin (Thinon *et al.* 2002).

2. Underplated bodies from volcanic activity are commonly found on highly volcanic margins, such as the Norwegian–Greenland margin, the Rockall Through (Mjelde *et al.* 1997; Klingelhoefer *et al.* 2005), or the Seychelles margin (Collier *et al.* 2009). However, these bodies are characterised by seismic velocities higher than continental crust and lower than upper-mantle material (7.4–7.8 km s⁻¹) and are identifiable by a double reflection from the top and base of the underplate body. Also, they are associated to large volcanic activity that is not observed along this part of the Algerian margin.

3. The third hypothesis implies a flow of lower crustal material towards the ocean basin. Numerical simulations of passive margin formation have predicted an oceanward flow of lower crustal mate-

rial from under opposing conjugate margins (e.g. Sawyer & Harry 1991; Huismans & Beaumont 2002; Lavier & Manatschal 2006; Weinberg *et al.* 2007). In the case of transform margins, conduction of heat from the oceanic lithosphere to the adjacent continental lithosphere may produce uplift of the transform margin, and thinning of the continental crust by ductile flow of the lower crust towards the COT (Sage *et al.* 2000). Modelling of offset decoupling by Hopper and Buck (1998) shows that lower crustal flow might be expected for a range of heat flow values when the continental crust is 30 km thick, and when quartz is the dominant mineralogy, as is likely in the Lesser Kabylia basement.

8.5 Tectonic inversion of the Algerian margin

Kinematic studies indicate that present-day NW–SE convergence between the African and European plates is about 5.1 mm yr⁻¹ at the longitude the wide-angle transect (Nocquet & Calais 2004; Stich *et al.* 2006). GPS data show that the Algerian Tell accommodates from 2.7 to 3.9 mm yr⁻¹ of the present-day Nubia–Eurasia convergence, and that active shortening at rates ranging between 1.6 and 2.0 mm yr⁻¹ is occurring between northern Africa and Iberia across the Algero-Balearic basin (Serpelloni *et al.* 2007) and even further north in the SE Iberian margin (Maillard & Mauffret 2011). The intense seismicity characterised by dominantly reverse-type fault plane moment tensors as well as folds and south-dipping blind thrusts observed offshore northern Algeria indicate that parts of the Algerian margin are undergoing a tectonic inversion (Déverchère *et al.* 2005; Yelles *et al.* 2009). On the MCS profiles between 157 and 167 km (Fig. 11), the Messinian detritic products that mass-wasted at the foot of the Lesser Kabylia basement, although very chaotic, appear to be landward dipping (Fig. 11). This unit forms a fold suggesting that the strata underwent tilt after its deposition against the basement. This unit is sealed by conformable seaward dipping slope deposit indicating that the tilting ceased shortly after deposition. The MU extend seaward forming a sharp contact with the detritic unit, ranging from an apparent normal fault and a progressive MU thinning on L1, to abrupt thinning of the MU mounted by rollover plio-Quaternary deposit on L2 (between 148 and 156 km) and L3 (between 153 and 164 km). These features clearly indicate a southward creep of the MU, which terminates into a well pronounced salt diapir located near 132 km on L1, 128 on L2 and 123 on L3. The pre-Messinian strata underneath appear mostly continuous, extending against the contact with the basement. Although the pre-Messinian units may not be preserved laterally and thickness increases eastward, these units also appear folded, with an axis located in the vicinity of 160 km on all profiles. This structure is the most compelling evidence for crustal shortening at the foot Algerian margin off Jijel and the presence of a thrust-fault emerging from the hinge of the Lesser Kabylia basin and basement rise. The MU diapirs and Plio-Quaternary roll-over structures seem to be mainly related to gravity driven northward creep of the mobile salt tongue at the foot of the continental slope. However, the MU would also provide a relay from the thrust-fault in the pre-Messinian towards the diapir deforming the plio-Quaternary. Finally within the chaotic bodies that compose the glacis, seismic imaging suggests southward dipping units but data quality is not sufficient to reveal active thrusting of the basement rise. Southward, the sedimentary cover that rests on the steep slope of the margin is at most places too thin to evidence active shortening of the offshore Kabylia basement.

9 CONCLUSIONS

The onshore-offshore combined modelling of wide-angle OBS and LS data and pre-stack depth migration of the seismic reflection data provides an unprecedented image of the deep structure along a 280 km long transect across the Algerian deep sea basin and continental margin. The Lesser Kabylia continental crust presents a sharp subvertical contact with the external zones. There, its thickness reaches 26 km. The crust thins to less than 5 km within less than 70 km: The continental shelf is narrow and has a very steep slope while the lower crust thins more seaward, suggesting an asymmetric and depth dependent thinning. Seaward in the deep sea basin, the crustal velocities evolve to two distinct layers of 4.7–6.1 and 6.2–7.1 km s⁻¹, typical of oceanic basins. The ocean–continent transition zone is very narrow, between 15 and 20 km. The Algerian basin basement presents a southward slope, with total sediment thickness decreasing from about 4.5 to 5.5 km at the foot of the Kabylia basement to 3.75 km towards the northern end of our profile. In our study area, large lateral changes are found among the units deposited at the foot of the Kabylia basement, suggesting that mass-wasting processes were dominant in the period between rifting and the accretion of the Lesser Kabylia to Africa. Later during the Messinian salinity crisis, up to 3 km of detritic deposits accumulated against the basement slope. Since then, the structures of the foot of the Algerian basin appear dominated by gravity driven salt tectonics, showing northward creep of the MU and the formation of salt diapirs towards the northern part of the MCS profiles. Deformation within the pre-Messinian units, as imaged on the seismic data presented in this study, indicates active thrusting of the crust at the base of the continental slope and tectonic inversion of the Algerian margin off the lesser Kabylia.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are truly grateful to the captain and crew of the N/V l'Atalante. We wish to thank also the OBS team of Ifremer-UBO and the Genavir seismic team for their dedication at sea. We wish to acknowledge SONATRACH (National oil company, Algeria) and AL-NAFT (Agence Nationale pour la Valorisation des Ressources en Hydrocarbures, Algeria) to allow us to use and publish the additional seismic lines. The MCS profiles were processed using the Geocluster (CGG Veritas), and Seismic Unix (Stockwell 1999a,b) processing software. The GMT (Generic Mapping Tool) software was used in the preparation of most figures (Wessel & Smith 1995). The Rayinvr software (Zelt & Smith 1992) was used for ray tracing modelling of the wide-angle seismic data.

REFERENCES

- Aidi, C. *et al.*, 2013. Deep structure of the Algerian margin offshore Great Kabylie: preliminary results of an offshore-onshore seismic profile (SPIRAL campaign), in Paper EGU2013-7729 presented at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 7–12 April.
- Aslanian, D. *et al.*, 2009. Brazilian and Angolan passive margins: the kinematic constraints, *Tectonophysics*, **468**, 98–112.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J. & Morvan, B., 1993. "Single bubble" airgun array for deep exploration, *Geophysics*, **58**, 366–382.
- Badji, R. *et al.*, 2013. Geophysical evidence for a transform margin in Northwestern Algeria: possible vestige of a Subduction-Transform Edge Propagator, *AGU Fall Meeting Abstracts*, -1, 2515.
- Beck, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction, *Tectonophysics*, **93**, 1–11.
- Benali, H., 2007. Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie: typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implication métallogénique, *PhD thesis*, USTHB, Algeria.
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. & Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean, *Paleoceanography*, **6**(1), 164–192.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I. & Tsikalas, F., 2011. Crustal breakup and continent ocean transition at South Atlantic conjugate margins, *J. geophys. Res.*, **116**, B01402, doi:10.1029/2010JB007686.
- Bouillin, J.P., 1977. Géologie alpine de la Lesser Kabylia dans les régions de Collo et d'El Milia, *PhD thesis*, Univ. Pierre et Marie Curie, France.
- Bouillin, J.P., 1986. Le bassin maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **8**(4), 547–558.
- Bouillin, J.P. & Raoult, J.F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs. Le Numidien peut-il être un néo-autochtone? *Bull. Soc. Géol., France*, **XIII**(7), 338–336.
- Bouillin, J.P., Kornprobst, J. & Raoult, J.F., 1977. Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Metlefne (Ex-Texenna) en Petite Kabylie (Algérie), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **19**, 805–813.
- Bouyahiaoui, B. *et al.*, 2013. Deep structure of the Easternmost part of the Algerian margin and adjacent deep basin in Annaba Region deduced from wide-angle modelling and multichannel seismic data, *AGU Fall Meeting Abstracts*, -1, 2539.
- Bown, J. & White, R.S., 1994. Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry, *Earth planet. Sci. Lett.*, **121**(3–4), 999–1015.
- Calais, E., DeMets, C. & Nocquet, J.M., 2003. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? *Earth planet. Sci. Lett.*, **216**, 81–91.
- Christensen, N.I. & Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental-crust—a global view, *J. geophys. Res.-Solid Earth*, **100**(B6), 9761–9788.
- Clark, S.A., Sawyer, D.S., Austin, J.A. Jr., Christeson, G.L. & Nakamura, Y., 2007. Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data, *J. geophys. Res.*, **112**, B03408, doi:10.1029/2006JB004581.
- Clift, P., Lin, J. & Barckhausen, U., 2002. Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust during continental break-up in the South China Sea, *Mar. Petrol. Geol.*, **19**, 951–970.
- Collier, J.S., Minshull, T.A., Hammond, J.O.S., Whitmarsh, R.B., Kendall, J.M., Sansom, V., Lane, C.I. & Rumpker, G., 2009. Factors influencing magmatism during continental breakup: new insights from a wide-angle seismic experiment across the conjugate Seychelles-Indian margins, *J. geophys. Res.*, **114**, b03101, doi:10.1029/2008jb005898.
- Curray, J.R., 1989. The Sunda Arc: a model for oblique plate convergence, *Neth. J. Sea Res.*, **24**, 131–140.
- Curray, J.R., 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region, *J. Asian Earth Sci.*, **25**, 187–232.
- Dash, R., Spence, G., Hyndman, R., Grion, S., Wang, Y. & Ronen, Shuki., 2009. Wide-area imaging from OBS multiples, *Geophysics*, **74**(6), Q41–Q47.
- Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. & Loudon, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: the IAM-9 transect at 40°20'N, *J. geophys. Res.-Solid Earth*, **105**(B3), 5859–5885.
- DeMets, C., 1992. Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches, *J. geophys. Res.*, **97**, 17 615–17 626.
- 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.
- Djelit, H., 1987. Evolution tectono-metamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en Petite Kabylie occidentale (Algérie), *PhD thesis*, Univ. Paris-sud, Centre D'Orsay, France.

1502 A. Mihoubi et al.

- Domzig, A. *et al.*, 2006. Searching for the Africa-Eurasia miocene boundary offshore Western Algeria (maradja'03 cruise), *Comptes Rendus Geoscience*, **338**(1–2), 80–91.
- Durand-Delga, M. & Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, *Intern. Geol. Congr. 26th*, **C5**, 67–85.
- Fidalgo-Gonzales, L., 2001. La cinématique de L'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque, *PhD thesis*, Université de Bretagne Occidentale, pp 1–340.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific, *J. geophys. Res.*, **84**, 4432–4460.
- Fowler, C.M.R., 1990. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge Univ. Press.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the atlas building and geodynamics of the Western Mediterranean, *Tectonics*, **19**(4), 740–761.
- Funck, T., Jackson, H.R., Loudon, K.E., Dehler, S.A. & Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada), *J. geophys. Res.-Solid Earth*, **109**(B9), doi:10.1029/2004JB003008.
- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.L. & Aslanian, D., 2009. Crustal structure of a young margin pair: new results across the Liguro-Provençal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth planet. Sci. Lett.*, **286**, 333–345.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. & Violanti, D., 1994. Age and duration of the Messinian salinity crisis, *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Serie II*, **318**(8), 1103–1109.
- Gerlings, J., Loudon, K.E., Minshull, T.A. & Nedimovic, M.R., 2012. Flemish Cap-Goban Spur conjugate margins: new evidence of asymmetry, *Geology*, **40**, 1107–1110.
- Govers, R., 2009. Choking the Mediterranean to dehydration: the Messinian salinity crisis, *Geology*, **37**, 167–170.
- Grevemeyer, I., Ranero, C.R., Pesquer, D. & Gallart, J., 2012. Slab roll-back and continental break-up in a convergent setting seismic structure of passive continental margins in the Western Mediterranean Sea, in *Proceedings of the EGU General Assembly*, Vienna, Austria, 22–27 April, p. 8795.
- Harbi, A., Maouche, S. & Ayadi, A., 1999. Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian, *J. Seismol.*, **3**, 95–104.
- Harbi, A., Benouar, D. & Benhallou, H., 2003. Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part I: review of historical seismicity, *J. Seismol.*, **7**, 115–136.
- Hopper, J.R. & Buck, W.R., 1998. Styles of extensional decoupling, *Geology*, **26**, 699–702.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. & Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites, *Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, 1203–1231.
- Huisman, R.S. & Beaumont, C., 2002. Asymmetric lithospheric extension: the role of frictional-plastic strain softening inferred from numerical experiments, *Geology*, **30**, 211–214.
- Jarrard, R.D., 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of fore-arc slivers, *Geology*, **14**, 780–783.
- Jokat, W. & Schmidt-Aursch, M.C., 2007. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean, *Geophys. J. Int.*, **168**(3), 983–998.
- Kherroubi, A. *et al.*, 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: new evidence for contractional tectonic reactivation, *Mar. Geol.*, **261**, 17–32.
- Kimura, G., 1986. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc, *Geology*, **14**(5), 404–407.
- Klingelhoefer, F. *et al.*, 2008. Preliminary results from the Sardinia deep seismic cruise on the Western Sardinia and Gulf of Lions conjugate margin pair, in *Proceedings of the EGU General Assembly Meeting*, Vienna, April.
- Klingelhoefer, F., Edwards, R.A., Hobbs, R.W. & England, R.W., 2005. Crustal structure of the ne rockall trough from wide-angle seismic data modelling, *J. geophys. Res.-Solid Earth*, **110**(B11), doi:10.1029/2005JB003763.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. & Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian Salinity Crisis, *Nature*, **400**(6745), 652–655.
- Lallemand, S.E., Liu, C.S., Dominguez, S., Schnurle, P. & Malavieille, J., 1999. Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: a case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, **18**, 231–247.
- Lavier, L. & Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, **440**, 324–328.
- Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J. & Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria, *J. geophys. Res.-Solid Earth*, **118**, 1–18.
- Liu, Z. & Bleisten, N., 1995. Migration velocity analysis: theory and an iterative algorithm, *Geophysics*, **60**, 142–153.
- Lofi, J. *et al.*, 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis, *Bull. Soc. géol. France*, **182**(2), 163–180.
- Loudon, K.E., 1980. The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific, *Earth planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 275–288.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E. & Drake, C.L., 1970. Seismic refraction, in *The Sea*, Vol. 4, pp. 53–84, ed. Maxwell, A.E., Wiley.
- Lutter, W.J. & Nowack, R.L., 1990. Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Ouachita experiment, *J. geophys. Res.*, **95**, 4633–4646.
- Mahdjoub, Y., 1990. Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de la Petite Kabylie (Algérie orientale), *Bull. Sol. géol. France.*, **8**(VI), 629–634.
- Maillard, A. & Mauffret, A., 2011. Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin), *Tectonophysics*, **591**, 116–130.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C. & Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *TerraNova*, **16**, 257–264.
- Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C. & Jabour, H., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan margin, *Terra Nova*, **19**(3), 195–203.
- Maury, R.C. *et al.*, 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin; a consequence of slab breakoff, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **331**, 159–173.
- McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and fore-arc deformation, *J. geophys. Res.*, **97**, 8905–8915.
- Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W. & Riise, O., 1997. Crustal structure of the central part of the Vøring Basin, mid-Norway margin from ocean bottom seismographs, *Tectonophysics*, **277**, 235–257.
- Nocquet, J.M. & Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure appl. Geophys.*, **161**(3), 661–681.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia–Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, **98**, 1581–1597.
- Platt, J.P., 1993. Mechanics of Oblique Convergence, *J. geophys. Res.*, **98**, 16 239–16 256.
- Raoult, J.F., 1969. Nouvelles données sur les flyschs au Nord du Rif Sidi Driss et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie), *Bull. Soc. Géol. France*, **7**(XI), 516–543, 2 fig.
- Raoult, J., 1975. Évolution paléogéographique et structurale de la Chaîne alpine entre le Golf de Skikda et Constantine (Algérie Orientale), *Bull. Soc. Geol. France*, **XVII**(7), 394–409, 6 fig.
- Rosenbaum, G. & Lister, G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines and the Sicilian Maghrebides, *Tectonics*, **23**, TC1013, doi:10.1029/2003TC001518.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C., 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, *J. Virtual Explor.*, **8**, 107–130.

- Sage, F., Basile, Ch., Mascle, J., Pontoise, B. & Whitmarsh, R.B., 2000. Crustal structure of the continent-ocean transition off the côte d'Ivoire-Ghqqq tranform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary, *Geophys. J. Int.*, **143**, 662–678.
- Sawyer, D.S. & Harry, D.L., 1991. Dynamic modelling of divergent margin formation; application to the US Atlantic margin, *Mar. Geol.*, **102**, 29–42.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, **169**(3), 1180–1200.
- Schettino, A. & Scotese, C.R., 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma - Present Day): a paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions, *Geophys. J. Int.*, **163**(2), 727–759.
- Schettino, A. & Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.*, **166**, 1398–1423.
- Schneider, W.A. & Backus, M., 1964. Ocean-bottom seismic measurements off the California coast, *J. geophys. Res.* **69**(6) 1135–1143.
- Shillington, D.J., Holbrook, W.S., Van Avendonk, H.J.A., Tucholke, B.E., Hopper, J.R., Loudon, K.E., Larsen, H.C. & Nunes, G.T., 2006. Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient oceanic accretion from seismic reflection data on the Newfoundland margin, *J. geophys. Res.*, **111**, B09402, doi:10.1029/2005JB003981.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipol-lari, P. & Mattei, M., 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*, **347**(4), 231–251.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.D. & Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and gps observations, *Tectonophysics*, **426**(3–4), 295–317.
- Stockwell, J.W. Jr. 1999a. The cwp/su: seismic Unix package, *Comput. Geosci.*, **25**(4), 133–419.
- Stockwell, J.W. Jr., 1999b. Free software in education: a case study of CWP/SU: Seismic Unix, *Leading Edge*, **61**(3), 759–775.
- Thinon, I., Réhault, J.P. & Fidalgo-Gonzales, L., 2002. La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne): à partir de nouvelles données de sismique réflexion, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **173**(6), 515–522.
- Vila, J.P., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algero-Tunisien, *PhD thesis*, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), France.
- Weinberg, R.F., Regenauer-Lieb, K. & Rosenbaum, G., 2007. Mantle detachments and the break-up of cold continental crust, *Geology*, **35**, 1035–1038.
- Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **76**(33), 329, doi:10.1029/95EO00198.
- White, R.S. & Smith, L.K., 2009. Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic, *J. geophys. Res.*, **114**, B02305, doi:10.1029/2008JB005856.
- White, R.S., McKenzie, D. & Onions, R.K., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions, *J. geophys. Res.-Solid Earth*, **97**(B13), 19 683–19 715.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, **24**(3), 201–297.
- Yelles, C.A., Roger, J., Déverchère, J., Bracène, R., Domzig, A., Hébert, H. & Kherroubi, K., 2009. The 1856 tsunamis of Djidjelli (Eastern Algeria): seismotectonics, modelling and hazard implications for the Algerian coast, *Pure appl. geophys.*, **166**, 283–300.
- Zelt, C.A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, **139**, 183–204.
- Zelt, C.A. & Smith, R.B., 1992. Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16–34.

Conclusion et perspectives

L'imagerie sismique appliquée dans cette région a fourni une image sans précédent de la structure profonde s'étendant sur 280 km de long d'un transect à travers le bassin algérien profond et la marge continentale. Le modèle obtenu a mis en évidence du sud vers le nord la croûte continentale, la zone de transition continent-océan et la croûte océanique.

La croûte continentale de la Petite Kabylie présente un contact sub-vertical avec les zones externes. Dans cet endroit l'épaisseur de la croûte atteint 26 km. À partir de ce contact, sur une distance de moins de 70 km vers le nord, la croûte s'amincit à moins de 5 km: on observe un plateau continental étroit et une pente continentale très raide alors que l'amincissement de la croûte inférieure continue vers le large, ce qui suggère une asymétrie et une dépendance de l'amincissement avec la profondeur.

Dans le bassin profond vers le nord, la croûte est de nature océanique, constituée de deux couches distinctes, caractérisées par des gradients différents, respectivement de 4,7 à 6.1 km/s et 6.2 à 7.1 km/s.

La zone de transition continent-océan est très étroite, entre 15 et 20 km de large. Suivant la direction nord-sud, la profondeur du Moho passe de 11 km dans la partie océanique à 23 km sous la croûte continentale amincie. Le socle du bassin algérien présente une pente vers le sud, avec une épaisseur totale de sédiments d'environ 4,5 à 5,5 km au pied du socle kabyle à 3,75 km vers l'extrémité nord du profil grand-angle de Jijel. Les couches sédimentaires dans le bassin sont caractérisées par des vitesses sismiques de 1,9 km/s à 3,8 km/s. Au sein de la série sédimentaire rapportée au Miocène, s'intercale une formation évaporitique du Messinien, décomposée en Lower Unit (LU), Mobile Unit (MU) et Upper Unit (UU). La formation MU, a été modélisée et imagée avec une vitesse comprise entre 3,7 à 3,8 km /s. Son épaisseur avoisine 1000 m ; elle recouvre la séquence sédimentaire infra-salifère importante de 2 km déposés sur le socle du bassin.

Le travail entrepris dans le cadre de cette thèse révèle toute l'importance et l'avantage d'avoir traité des données acquises par différentes sources sismiques. La méthodologie adoptée a permis de noter qu'une source puissante (de large volume) telle que celle utilisée pour le profil Spi22 est la plus adaptée pour faire face à des environnements masqués par des écrans de sel et atteindre des profondeurs au-delà de ces écrans. Il demeure que le contenu très basse fréquence n'a pas permis d'avoir une haute résolution sismique. Les hautes fréquences sont nécessaires pour imager les discontinuités géologiques d'âge pré-Messinien et distinguer les évaporites (UU) de la série Plio-Quaternaire. Le seul paramètre « vitesse sismique » s'avère insuffisant pour contraindre le détail des séries infra-salifères du Messinien. Il s'ensuit la nécessité d'exploiter la variation d'amplitude et l'évolution de la phase au cours de la propagation des ondes. Ces deux paramètres sont nécessaires pour une meilleure étude stratigraphique des formations sédimentaires.

Nous pouvons également dégager dans notre étude les implications concernant le potentiel pétrolier suivantes :

La connaissance de la structure crustale de la région de Jijel et la caractérisation (continentale,

océanique et transitionnelle) est en effet fondamentale pour modéliser et évaluer le potentiel pétrolier. L'imagerie en profondeur des données sismiques a bien mis en évidence le rapport entre les séquences sédimentaires et la structure crustale profonde. Le contexte de marge étroite telle qu'elle apparaît à Jijel selon le modèle obtenu (un plateau continental étroit et pente continentale une très raide) est très favorable à un transit important de sédiments grossiers imagés sous forme de grands éventails au pied de la marge, sous la série Plio-Quaternaire. Ce rapport aux structures crustales est aussi exprimé par les failles profondes (chevauchement) qui sont observées à la charnière du socle continental aminci.

Par ailleurs, la crise de salinité messinienne a occasionné la mise en place d'un volume considérable de sédiments salifères et détritiques apportant des éléments essentiels sur la genèse de pièges structuraux. Ainsi, la déformation polyphasée, la mise en place et la mobilisation d'importantes masses sédimentaires telles que sont imagées dans la zone d'étude, ainsi que les conditions thermiques de cette évolution, pourraient avoir favorisé la maturation et le stockage d'hydrocarbures.

Au terme de ce travail, il demeure que le volet quantification nécessite un développement et des travaux futurs. La quantification qui nécessite une vision 3D, implique l'acquisition de nouvelles données. Concernant les taux de raccourcissement avancés pour cette marge, il est nécessaire de réaliser une modélisation 3D à l'échelle crustale, de même que la vision 3D des blocs glissés. La réalisation d'autres coupes à l'échelle crustale de la chaîne des Maghrébides apportera plus de contraintes et assurera des modèles cinématiques fiables. Il sera permis alors d'aborder le volet de tectonique régional. La connaissance des taux d'érosion et de la sédimentation permettront d'élaborer des scénarios de l'évolution spatio-temporelle des bassins (mode de remplissage et déformation, source des apports...) et apporteront un nouvel éclairage pour l'évaluation des ressources en hydrocarbures.

Références bibliographiques

Aidi, Chafik., A, Yelles A. K., Beslier M. O., Klingelhoefer, F., Schnurle P., Bracene R., Djellit, H., Galve, A., Schenini L., Sage, F., Bounif, M. O., and Charvis, P., 2013. Deep structure of the Algerian margin offshore Great Kabylie: Preliminary results of an offshore-onshore seismic profile (SPIRAL campaign). *EGU2013-7729*.

Aki, K., and Richards, P. G., 1980. Quantitative seismology. Freeman, San Francisco, Vol. I and II, 932 pp.

Al-Yahya, K., 1989. Velocity analysis by iterative profile migration. *Geophysics*, 54, 718-729.

Archibald N. & Bochetti F. 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Explor. Geophys.*, 30, 38-44.

Aslanian, D., Moulin M., Olivet J.-L., Unternehr P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelhoefer, F., Contrucci, I., Labails, C., 2009. Brazilian and Angolan Passive Margins: the kinematic constraints, *Tectonophysics*, 468, Special issue: Role of the magmatism, p.98-112.

Avedik, F., Renard, V., Allenou, J. & B. Morvan, 1993. "single bubble" airgun array for deep exploration, *Geophysics*, 58, 366–382.

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsı, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., Beslier, M. O., 2013. Geophysical evidence for a strike slip margin offshore Western Algeria: A witness of a Subduction-Transform Edge Propagator?, *Geophys. J. Intern.*, submitted.

Baina, R., 1998. Tomographie sismique entre puits : mise en oeuvre et rôle de l'analyse a Posteriori ; vers une prise en compte de la bande passante. *Thèse Doct.* Université de Rennes I.

Basile, C., 1990. Analyse structural et modélisation analogique d'une marge transformante: l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana. *Thèse Doct.* Université Paris VI, 1990.

Beck, M. E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93: 1- 11.

- Benali, H., 2007. Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie : typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implication métallogénique. *Ph. D thesis, USTHB, Alger*.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Jean-Luc 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 (2006) 115–125
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. & Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6(1), 164-192.
- Beydoun, W. B., and Kebo, T. H., 1987. The paraxial ray method. *Geophysics*, 52, no. 12, 1639-1653.
- Bigot-Cormier, F., Basile, C., Poupeau, G., Bouillin, J.P. and Labrin, E., 2005. Denudation of the Côte d'Ivoire-Ghana transform continental margin from apatite fission tracks. *Terra Nova*, 17, 189–19.,
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J.F., and Sancho, J., 1974. Geology of the Mediterranean Sea Basins. In Burk, C. and Drake, C. (Eds.), *The geology of continental margins: New York (Springer Verlag)*.
- Blaich, O. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., 2011. Crustal breakup and continent ocean transition at South Atlantic conjugate margins, *Journal of Geophysical Research*, 116, B01402, doi:10.1029/2010JB007686.
- Bouillin, J. P., 1986. Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 8 (4), 547–558.
- Bouillin, J. P., 1977. Géologie alpine de la Petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia, *Ph. D thèse*, Univ. Piere et Marie Curie. France.
- Bouillin, J-P., Kornprobst, J. and Bouillin, J-F., 1977. Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Metlefine (Ex-TeXenna) en Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Sot. Geol. Fr.*, 19: 805-813.
- Bouillin, J. P. et Raoult, J.F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs. Le Numidien peut-il être un néo-autochtone ? *Bull. Soc. Géol. France* (7), XIII, p, 338-336, 8fig.

Bouyahiaoui, B., Sage, F. Abtout, A. Klingelhoefer, F. Yelles-Chaouche, K. Schnurle, P. Marok, A. Déverchère, J. Rahmani, A. Galve, A. and Collot J.Y., 2014. Crustal structure of the eastern Algerian margin and adjacent deep basin, implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Geophys. J. Intern*, submitted.

Brun, J. P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts : inference for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 357:695-712.

Calais, E., C. DeMets, & J.-M. Nocquet, 2003. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? *Earth Planet. Sci.Lett.*, 216, 81–91, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.

Cerveny, V., Molotkov, I. A. and Psencik, I.,1977. Ray method in seismology, *Charles Univ. Press*.

Chadi , M., 2004. Cadre géologique et structural des séries crétacés néritiques du constantinois (Est- algérien). *thèse de doct . univ. De Constantine*.

Choulet, F., 2011. Mécanismes et évolution des chaînes d'accrétion. Exemple des chaînes paléozoïques d'Asie Centrale (Junggar Occidental, N-O de la Chine). *These doct, Université d'Orléans, France*.

Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental-crust - a global view, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100 (B6), 9761–9788.

Clark, S.A., Sawyer, D.S., Austin Jr., J.A., Christeson, G.L., Nakamura, Y., 2007. Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data. *J. Geophys. Res.* 112, B03408. doi:10.1029/2006JB004581.

Clift, P., Lin J., Barckhausen U., 2002.Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust during continental break-up in the South China Sea; *Marine and Petroleum Geology*, 19, 951–970; doi:10.1016/S0264-8172(02)00108-3.

Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean, *Tectonophysics*, **68**, 283–311.

Cohen, J. K. and Stockwell, J. W.,2003. Seismic unix release 37: A free package for seismic research and processing, *Cent. for Wave Phenomena, Colo. Sch. of Mined, Golden, Colo.*

Collier, J. S., Minshull, T. A., Hammond, J. O. S., Whitmarsh, R. B., Kendall, J.-M., Sansom, V., Lane, C. I., and Rumpker, G., 2009. Factors influencing magmatism during continental breakup: New insights from a wide-angle seismic experiment across the conjugate Seychelles-Indian margins, *journal of geophysical research*, vol. 114, b03101, doi:10.1029/2008jb005898.

Comas, M.C., Garcia-Duenas, V. and Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran basin from MCS data, *Geo Mar. Lett.*, 12, 157-164,

Contrucci, I., Klingelhofer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.A., Sahabi, M. Malod, J. and Rehault, J.P. 2004. The crustal structure of the NW 659 Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data, *Geophysical Journal International*, 159 (1), 117-128.

Coutand, I., 1999. Tectonique cénozoïque du haut plateau de la Puna nord ouest Argentin, Andes centrales. *These doct. Université de Rennes, France*.

Cross, T. A., and Pilger, R. H., 1982. Control of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.93,p.545-562.

Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B., & Loudon, K. E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40° 20' N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 105(B3), 5859-5885.

DeMets, C., 1992. Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches; *J. Geophys. Res.*, 97, 17,615–17,626.

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. *Geophysical Research Letters*, VOL. 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646,.

Djelit, H., 1987. Evolution tectono-metamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en petite Kabylie occidentale (Algerie), *Ph. D thesis*, Univ. Paris-sud Centre D'Orsay. France.

Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Deverchere, J., Bouillin, J. P., Bracene, R., de Lépinay, B. M., 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), *Comptes Rendus Geoscience*, 338 (1-2), 80–91.

Doglioni, C., Gueguen, E., Sàbat, F., and Fernandez, M., 1997. The Western Mediterranean extensional basins and the alpine orogen, *Terra Nova*, 9, 109-112,

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sàbat, F., 1999. On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the neogene geodynamics of the western Mediterranean, *Bol. Soc. Geol. Ital.*, 118, 75-89,.

Durand-Delga, M. et Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale : *Intern. Geol. Congr. 26th, C5*, 67-85,

Esteras, M., Feinberg, H., and Durand-Delga, M., 1995. Nouveaux éléments sur l'âge des grès numidiens de la nappe de l'Aljibe (S-O de l'Andalousie, Espagne), in IV Coloquio Internacional Sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar, Sevilla, pp. 205-216, *SECEG S.A., Madrid, Spain, 1996*.

Everaerts M. & Mansy J.L. 2001. Le filtrage des anomalies gravimétriques ; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Bolonais et de l'Artois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 267-274.

Fidalgo-Gonzales, L., 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque; Université de Bretagne Occidentale, Ph.D. Thesis, pp 1-340.

Fitch, T. J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific ; *J. Geophys. Res.*, 84, 4432-4460.

Forsyth, D., and Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving force of plate motion: *Geophys. J. R. astr. Soc.*, v. 43, p. 163-200.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B. A., Bracene, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the atlas building and geodynamics of the Western Mediterranean, *Tectonics*, 19 (4), 740-761.

Funck, T., Jackson, H. R., Loudon, K. E., Dehler, S. A., & Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 109(B9).

Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L & Aslanian, D, 2009. Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-Provencal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters* 286, 333-345.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J. P., Cravatte, J. and Violanti, D., 1994. Age and duration of the Messinian salinity crisis, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 318 (8), 1103–1109.

Gelabert, B., Sabat, F. and Perea, A.R., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14, 93–100.

Geoffroy, L., 2001. The structure of volcanic margin: some problematics from the North-Atlantic/Laborator-Baffin system. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 463-469.

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. *C. R. Geoscience* 337: 1395–1408

Gerlings J., Louden K. E., Minshull T. A. & Nedimovic M. R., 2012. Flemish Cap-Goban Spur conjugate margins: New evidence of asymmetry; *Geology*, 40, 1107-1110, doi: 10.1130/G33263.1.

Ghandriche, H., 1991. Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie), Ph.D. *thesis*, 190 pp., Univ. Paris-Sud, Orsay, France.

Govers R., 2009. Choking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis. *Geology*, 37,167-170.

Grevemeyer, I., Ranero, C. R., Pesquer, D., Gallart, J., 2012. Slab rollback and continental break-up in a convergent setting - seismic structure of passive continental margins in the Western Mediterranean Sea. *EGU, Vienna, Austria.*, p.8795

Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the Western mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259–269.

Harbi, A., Maouche, S. & Ayadi, A., 1999. Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian, *Journal of Seismology* 3: 95–104.

Harbi, A., Benouar, D. & Benhallou, H., 2003. Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part I: Review of historical seismicity, *Journal of Seismology* 7: 115–136,

Harbi, A., Peresan, A., Panz, G. F., 2010. Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue. *Nat Hazards*, 54,724-747.

- Hopper, J. R. & Buck, W. R., 1998. Styles of extensional decoupling. *Geology*, 26, 699–702
- Hsü, K. J., Cita, M. B. and Ryan, W. B. F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites, *Init.Rept. Deep Sea Drill. Proj.*, 13, 1203–1231.
- Huismans, R. S. & Beaumont, C., 2002. Asymmetric lithospheric extension: the role of frictional-plastic strain softening inferred from numerical experiments, *Geology*, 30, 211-214. NSERC, AIF
- Jarrard, R. D. 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of fore-arc slivers. *Geology*, 14, 780–783.
- Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V. and Faugères, J.C., 1998. Deepwater massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily. *Sediment. Geol.*, 115, 233–265.
- Jolivet, L., 1995. La déformation des continents, Exemples régionaux. Paris; 413 p .
- Kherroubi, A., 2011. Étude de la sismicité de l'offshore Algérien. *Thèse de doctorat*, université Abou bekr belkaid-tlemcen.
- Kimura, G., 1986. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc; *Geology*, 14, 5, 404-407; doi: 10.1130/0091-7613
- Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., Bache, F., Moulin, M., Matias, L., Afilhado, A., Nouze, H., Bellier, M. O. & Gailler A., 2008. Preliminary results from the Sardinia deep seismic cruise on the Western Sardinia and Gulf of Lions conjugate margin pair, *EGU meeting april 2008*, Vienna.
- Klingelhoefer, F., Edwards, R. A., Hobbs, R. W. & England, R. W., 2005. Crustal structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modelling, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110 (B11).
- Klingelhoefer, F., Labails, C., Cosquer, E., Rouzo, S., Geli, L., Aslanian, D., Olivet, J. L., Sahabi, M., Nouze, H. & Unternehr P., 2009. Crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the dakhla experiment) part a: Wide-angle seismic models, *Tectonophysics*, 468 (1-4), 63–82.
- Klingelhoefer, F., Edwards, R. A., Hobbs, R. W., & England, R. W., 2005. Crustal structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 110(B11).

Korenaga, J., Holbriik, W. S., Detrick, R. S., Kelman, P. B., 2001. Gravity anomalies and structure at the southeast Greenland margin.

Journal of Geophysical research, Vol, 106, NO. B5, Pages 8853-8870,

Korenaga, J., Holbriik, W. S., Kent, G. M., Kelman, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H.-C., Hopper, J. R., and Dahl-Jensen, T., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *Journal of Geophysical research*, Vol, 105, NO. B9, Pages 21, 591-21, 614.

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 (6745), 652–655.

Lacombe, O. & Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, *Tectonics*, 24, *TC1003*, doi:10.1029/2004TC001673.

Lavier, L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature* 440, 324–328. doi:10.1038/nature04608.

Lallemant, S. E., C. S. Liu, S. Dominguez, P. Schnurle, and J. Malavieille, 1999. Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, 18, 231–247.

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M. O., Yelles, K., Déverchère, J., and Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: solid earth*, vol. 118, 1–18, doi:10.1002/jgrb.50318.

Leroy, M., 2004. Mécanisme de déformation post-rifting des marges passives. *Thèse doct, Univ. Rennes I. France.*

Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc H., 2006. Searching for the Africa-Eurasia miocene boundary offshore Western Algeria (maradja'03 cruise), *Comptes Rendus Geoscience*, 338 (1-2), 80–91.

Liu, Z., Bleisten, N., 1995. Migration velocity analysis: theory and an iterative algorithm. *Geophysics* 60, 142-153.

Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P. & Gorini, C., 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bull. Soc. géol. France* vol. 182, no. 2, pp. 163–180, 2011.

Lonergan, L. and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt, *tectonics*, 16 -(3), 504-522,.

Louden, K. E., 1980. The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), 275–288.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E., Drake, C. L., 1970. Seismic refraction. In: Maxwell, A.E. (Ed.), *The Sea*. Wiley-Interscience, New York, pp. 53–84.

Lutter, W. J., and Nowack, R. L., 1990. Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Ouachita experiment. *J. Geophys. Res.*, 95, 4633-46.

Mahdjoub, Y., 1990. Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de la Petite Kabylie (Algérie orientale). *Bull. Sol. géol. France*. Vol 8. VI, pp 629-634

Maillard, A., and A. Mauffret, 2011. Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin), *Tectonophysics*, 591, 116–130. doi:10.1016/j.

Pawlewicz, M., 2004. The Pre-Messinian Total Petroleum System of the Provence Basin, Western Mediterranean Sea. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2204–A.

Masclé J. & Basile Ch, 1998. Le point sur les marges continentales transformantes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 827-838.

Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., & Jabour H., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan margin, *Terra Nova*, 19 (3), 195–203.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C. & Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *TerraNova*, 16, 257–264.

Mauray, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J. & Rehault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin; a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de*

l'Académie des Sciences, 331: 159-173

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and fore-arc deformation, *J. Geophys. Res.*, 97, 8905–8915.

McCaffrey, R., 1996. Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs, *Geology*, 24, 27–30.

Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E. W., & Riise, O., 1997. Crustal structure of the central part of the Vøring Basin, mid-Norway margin from ocean bottom seismographs. *Tectonophysics*, 277, 235 – 257.

Michard, A., Goffé B., Chopin, C. & Henry, C., 1996. Did the western Alps develop through an Oman-type stage? The tectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 43-80.

Minshull, T.A., Lane, C.I., Collier, J.S., & Whitmarsh, R.B., 2008. Rifting and Magmatism in the Northeastern Arabian Sea, *Nature Geoscience*, 1 (7), 463-467.

Minshull, T. A., 2002. Seismic Structure of the Oceanic Crust and Passive Continental Margins, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81A, 911–924.

Minshull, T.A., Dean, S.M., White, R.S., & Whitmarsh, R.B., 2001. Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain, in *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, edited by R.C.L. Wilson, R.B. Whitmarsh, B. Taylor, and N. Froitzheim, pp. 537-550, *The Geological Society of London*, London.

Mokrane, A., Aït Messaoud, A., Sebaï, A., Menia, N., Ayadi, A. et Bezzeghoud, M., 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique(CRAAG).

Montanari, A., Carey, S., Coccioni, R. & Deino, A., 1994. Early Miocene tefra in the Apennine pelagic sequence: an inferred Sardinia provenance and implication for western Mediterranean tectonics, *Tectonics*, 13(5), 1120–1134.

Newman, P., 1973. Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, 38, 481–488.

Nocquet, J. M., and E. Calais, 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure and Applied Geophysics*, 161 (3), 661-681.

Ouabadi, A., 1987. Étude pétrographique du complexe magmatique du Nord de la Kabylie de Collo. *Thèse de Magistère*. USTHB.Alger.169P.

Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centr. Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine.*, 20, 131–195.

Papani G. and Villa G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Riftian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 153, 147-160.

Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G., 2008. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia–Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Science*. doi:10.1007/s00531-008-0337-9.

Piana, F., & Polino, R., 1995. Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Montferrato area, northwestern Italy. *Terra Nova*, 7, 138-143.

Pilger, R. H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism :South American Andes : *J. Geol. Soc. London*, v.141,p.793-802.

Pique, A., Ait Brahim; L., Ait Ouali; R., Amrhar, M., Charroud, M. Gourmelen, C., Laville E., Rekhiss, F., and Tricart, P.,1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque: Le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique d'Afrique du Nord, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 169, 797-810, 1998b.

Platt, J. P., 1993. Mechanics of Oblique Convergence, *J. Geophys. Res.*, 98, 16,239–16,256.

Podvin, P., and Lecomte, I.,1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: a massively parallel approach and its associated tools: *Geof. J. Int.*,105,271-284.

Raoult, J. F., 1969 b. Nouvelles données sur les flyschs au Nord du Rif Sidi Driss et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France (7) XI*,p. 516-543, 2 fig.

Raoult, J. ., 1975. Évolution paléogéographique et structurale de la Chaîne alpine entre le Golf de Skikda et Constantine (Algérie Orientale). *Bull. Soc. Geol. France*, (7) XVII, n°3, p .394-409, 6 fig .

Raoult, J. F., 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du constantinois,

Algérie). *Mém. Soc. géol. France*, 53, pp 121-163.

Raoult, J. F et Velde, D., 1971. Découverte de trachytes potassique a olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au S du Kef Hahouner (Nord constantinois, Algerie). *C. R. Acad. Sc.*, (D), t.272, p. 1051-1054, 1 fig., Paris

Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Munoz, J.A., Zeyen, H., in: Cavazza, W., Roure, F. M., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler P.A., (Eds.), 2004. *The Transmed Atlas – The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Springer, Berlin, Heidelberg.

Rosenbaum, G. Lister, G. S. & Duboz, C., 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107 - 130.

Rosenbaum, G. and Lister, G. S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23, TC1013

Rosenbaum, G., Weinberg, R.F., and Regenauer-Lieb, K., 2008. The geodynamics of lithospheric extension , *Tectonophysics*, 458, , 1–8, doi:10.1016/j.

Saadallah, A., and Caby, R. 1994., Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (Northern Algeria), *Tectonophysics* 267, 257-274,.

Sage, F., Basile, Ch., Mascle, J., Pontoise, B. and Whitmarsh, R. B., 2000. Crustal structure of the continent-ocean transition off the côte d'Ivoire-Ghqnq tranform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophys .J. int.* 143, 662-678

Sartori, R., Carrara, G., Torelli, L. and Zitellini, N., 2001. Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain). *Mar. Geol.* 175, 47–66.

Sawyer, D. S., & Harry, D. L., 1991. Dynamic modeling of divergent margin formation; application to the US Atlantic margin. *Marine Geology*, 102, 29–42.

Semroud, B., 1970. Étude pétrographique du granite de Filfila (Skikda). Thèse 3^{ème} cycle, Alger. 131p, 17 fig. 8tabl.

Semroud, B., Fabries J., 1976. Le massif granitique de Filfila (Nord Constantinois, Algerie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Alger*, t, 67, Fase. 1-2, pp 197-213.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P.,

- and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophysical Journal International*, 169 (3), 1180-1200.
- Schettino, A. & Scotese, C.R., 2002. Global kinematic constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and Cretaceous, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen*, Vol. 7, pp. 147–166, 2002, eds Rosenbaum, G. & Lister, G.S., *Journal of the Virtual Explorer*.
- Schettino, A. and Scotese, C.R., 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma - Present Day): A paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions, *Geophys. J. Int.*, 163(2),727–759.
- Schettino, A. and Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.* 166, 1398–1423.
- Schneider, W. A., 1978. Integral formulation for migration in two and three dimensions: *Geophysics*, 43, 49-76.
- Shillington, D.J., Holbrook, W.S., Van Avendonk, H.J.A., Tucholke, B.E., Hopper, J.R., Loudon, K.E., Larsen, H.C., Nunes, G.T., 2006. Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient oceanic accretion from seismic reflection data on the Newfoundland margin. *J. Geophys. Res.* 111, B09402. doi:10.1029/2005JB003981.
- Schmid, S.M., Pfiffner O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling E. 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036-1064.
- Skogseid, J., 2001. Volcanic margins: geodynamic and exploration aspect. *Marine and petroleum Geology*, 18:457-461.
- 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 (4), 231–251.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159-204.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. D., and Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and gps observations, *Tectonophysics*, 426 (3-4), 295-317.

Stockwell, J. W., 1999. The cwp/su: Seismic unix package, *Computers Geosciences*, 25 (4), 133–419.

Stromberg, S.G. and Bluck, B., 1998. Turbiditic facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacements of the Oligo-Miocene Algibe Flysch, Gibraltar Arc, Betrics, southern Spain. *Sediment. Geol.*, 115, 267–288.

Thinon, I., Réhault, J.-P., and Fidalgo-Gonzales, L., 2002. La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne): à partir de nouvelles données de sismique réflexion; *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2002, 173, 6, 515-522.

Tricart, P., L. Torelli, A. Argnani, F. Rekhiss, and N. Zitellini, 1994, Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine chain of northern Tunisia (central Mediterranean), *Tectonophysics* 2,3 8, 317-329,.

Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Huchon, P. and Le Pichon, X., 1993. The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Ceophys. J. In.* 114,360-372.

Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction: *J. Geophys. Res.*, v. 84, p. 1049-1060.

Uyeda, S., 1987. Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Geodynamics Series, AGU*, v.18, 1-7.

Vanié, L.T.A., Khattach,D., and HOUARI,M,R.,2005. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, section Sciences de la Terre, n°27, 29-40.

Varela, C. L., Rosa, A. L., and Ulrych, T. J., 1993. Modeling of attenuation and dispersion: *Geophysics*, 58, 1167–1173.

Vergés, J. and Sàbat, F., 1999. Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution a long a 1,000 km transect from Iberia to Africa, in *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, edited by B. Durand et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 156, 63-80,

Vidale, J., 1988: Finite-difference calculation of travel time: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2062-2076.

Vila. J. P., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algero-Tunisien, *Ph. D*

thesis, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI). France.

Vila, J.-M., Feinberg, H., Lahondère, J.-C., Gourinard, Y., Chouabbi, A., Magné, J., and Durand-Delga, M., 1995. Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif dans leur cadre structural Est-Algérien: Origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes, *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, 320, 1001-1009.

Watts, A.B., Platt, J.P. and Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran sea basin, *Basin Res.*, 5, 153-177,

Weinberg, R. F., Regenauer-Lieb, K., and Rosenbaum, G., 2007. Mantle detachments and the break-up of cold continental crust, *Geology*, 35, 1035–1038, doi:10.1130/G23918A.1.

Wessel, P., and Smith, W. H. F., 1995. New version of the generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 76(33), 329, doi: 10.1029/95EO00198.

White, R. S., McKenzie, D. and Onions, R. K., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97 (B13), 19,683–19,715,

White, R. S. and Smith, L. K., 2009. Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 114, B02305, doi:10.1029/2008JB005856.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, (24), 3, pp 201-297.8.

Wortel, M., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone: *J. Geol. Soc. London. V. Vol.141*, p. 783-791.

Yelles, C. A., Roger, J., Deverchère, J., Bracène, R., Domzig, A., Hèbert, H. and Kherroubi, K., 2009. The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast. *Pure appl. geophys.* 166. 283–300

Zelt, A. C., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data, *Geophys. J. Int.*, 139, 183–204.

Zelt, C. A., Smith, R. B., 1992. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34.