

Thèse présentée et soutenue publiquement le 29 mai 2009  
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Strasbourg  
(spécialité : géologie/géophysique)

par

Suzon JAMMES

# **PROCESSUS D'AMINCISSLEMENT CRUSTAL EN CONTEXTE TRANSTENSIF : L'EXEMPLE DU GOLFE DE GASCOGNE ET DES PYRÉNÉES BASQUES**

## **Membres du jury**

### ***Directeur de Thèse***

**Gianreto Manatschal**, professeur, IPGS/EOST, Université de Strasbourg, France

### ***Rapporteur Interne***

**Jean-Michel Marthelot**, professeur, IPGS/EOST, Université de Strasbourg, France

### ***Rapporteur Externe***

**Barbara John**, professeur, University of Wyoming, Laramie, Wyoming, USA

**Yves Lagabrielle**, directeur de recherche DR1 CNRS, Université Montpellier 2, France

### ***Examinateurs***

**Patrick Unternehr**, ingénieur TOTAL, Paris

**Francis Mediavilla**, géologue régional, Exxon, Royaume Uni

### ***Invités***

**Christel Tiberi**, CNRS, Université de Montpellier 2, France

**Luc Lavier**, professeur, Jackson School of Geosciences, Université du Texas, Austin, Texas, USA



## *RÉSUMÉ & ABSTRACT*



## Résumé

Le Golfe de Gascogne s'est ouvert à l'Aptien-Albien en contexte transtensif et constitue aujourd'hui un bassin océanique en forme de V. A la pointe de ce système de propagation océanique plusieurs bassins de rift, présentant des évidences d'amincissement crustal extrême se sont formés (bassins de Parentis, Arzacq-Mauléon et Cantabrique). Au cours de la compression pyrénéenne active entre le Santonien et l'Oligocène, les bassins méridionaux de Mauléon et Cantabrique ont été fortement réactivés et intégrés dans la partie occidentale des Pyrénées. Au contraire, au nord-ouest le bassin de Parentis a été peu réactivé permettant ainsi la préservation des structures de rift. Ce contexte permet d'étudier les processus permettant d'amincir la croûte et la chronologie de ces événements à l'aide d'observations géologiques dans le bassin de Mauléon et en utilisant des données géophysiques et de forages dans les bassins de Parentis et d'Arzacq.

Dans ce travail, je décris à partir d'une approche multidisciplinaire et multi-échelle les structures de rift observées à l'échelle de l'affleurement et du bassin et je propose un modèle numérique capable de décrire l'évolution du système dans le temps et l'espace. Les résultats principaux sont :

1) l'identification d'un détachement qui exhume au fond de la mer des roches issues de la croûte moyenne et du manteau;

2) la reconstruction et la réinterprétation de l'évolution du rifting dans le Golfe de Gascogne : celui-ci présente une évolution polyphasée initiée par une phase d'étirement (Trias-Jurassique) qui se poursuit par une phase transtensive active entre le Jurassique terminal et l'Aptien inférieur. Celle-ci a fortement influencé le développement des phases postérieures d'amincissement et d'exhumation en préstructurant le système;

3) la mise en évidence de la forte influence des couches ductiles présentes dans la croûte (croûte moyenne) et dans les sédiments (sel triasique) sur la structuration du rift et la géométrie des bassins.

Enfin, il est clair que l'héritage de cet épisode de rifting joue un rôle majeur dans la réactivation et la formation de l'orogène pyrénéen.

*Mots clés* : processus d'amincissement crustal, contexte transtensif, bassin en forme de V, Pyrénées, Golfe de Gascogne

## Abstract

The Bay of Biscay represents a V-shaped oceanic basin that opened in Aptian-Albian time within a transtensional setting. In front of this propagating ocean several rift basins preserve evidence for extreme crustal thinning (e.g. Parentis, Arzacq-Mauleon, Cantabrian basins). During the subsequent Pyrenean compression in Santonian to Oligocene time, the southern Mauleon and Cantabrian basins were strongly reactivated and became part of the western Pyrenees meanwhile the Parentis basin located further to the northwest, was only weakly reactivated and preserved the major structure related to rifting. This situation enables to study the processes and timing of extreme crustal thinning with geological methods on land (southern Mauleon basin) and in using geophysical and drilling data in the northern Arzacq and onshore in the Parentis basin.

In my study I was able to describe, based on a multidisciplinary and multiscale approach the rift structures from the outcrop to the basin scale and to propose a numerical model that can describe the evolution of these basins in time and space. The major results obtained are:

1) the discovery and proposition that mantle and mid crustal rocks were exhumed along top-basement detachment faults to the seafloor;

2) the reconstruction and reinterpretation of the rift evolution in the Bay of Biscay showing a polyphase evolution that initiated with a stretching phase (Triassic-Jurassic) continued in a transtensional phase occurring between latest Jurassic to Early Aptian time and playing a major role in pre-structuring the area during final thinning and exhumation in Aptian to Albian time;

3) the finding that ductile layers in the crust (middle crust) but also in the sediments (Triassic salt) are important in controlling the final rift structures and basin geometries.

Finally, it is clear that the rift-related inheritance played a major role during reactivation and formation of the Pyrenean orogen.

*Key words*: crustal thinning processes, transtensional setting, V-shape basin, Pyrenees, Bay of Biscay



## *REMERCIEMENTS*



Ca y est il est temps d'écrire ces remerciements...C'est finalement pas le plus facile : peur d'oublier quelqu'un, peur de ne pas trouver ses mots, de mal exprimer ces pensées, peur de la banalité...Je sais bien que c'est finalement la page la plus populaire d'une thèse... Je me lance, on verra bien, au pire j'efface tout et je recommence....

Je commence bien sûr par mon directeur de thèse Gianreto Manatschal...

Merci Gianreto... Tu m'as fait confiance alors qu'à l'époque je n'aurais pas parié un sous sur moi... J'ai progressé sur ce plan là, n'est-ce pas ? Je te suis très « grat » de m'avoir encouragée, motivée... Merci pour l'intérêt que tu as porté à mon travail, pour le temps que tu y as consacré (surtout au cours des derniers mois....), pour ton dynamisme, ton enthousiasme et pour tout ce que tu m'as appris...Merci beaucoup...

Merci aussi à Christel Tibéri et Luc Lavier :

Christel pour m'avoir accueillie dans les bureaux de Jussieu et pour m'avoir initiée sur les méthodes d'inversions gravimétriques... J'ai beaucoup apprécié ton enthousiasme, ton énergie et ta bonne humeur...

Luc pour m'avoir fait découvrir Austin au Texas, et pour m'avoir réconciliée avec la physique... Ces sept semaines auront été une expérience très enrichissante...J'ai aimé Austin, sa musique, sa folie américaine....Merci aussi à Paresh, pour m'avoir fait découvrir les bars les plus insolites de la ville...

Je souhaite également exprimer toute ma gratitude à Barbara John, Jean Michel Marthelet et Yves Lagabrielle pour avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail, à Francis Mediavilla et Patrick Unternehr qui m'ont fait l'honneur de participer au jury de thèse, ainsi qu'à Joseph Canerot et Jean Marie Flament pour avoir accepté de m'accompagner sur le terrain et de me faire profiter de leur connaissance du Pays basque. Merci à tous pour l'intérêt que vous avez portez à mon travail et pour toutes les discussions que nous avons partagées...

Je tiens également à remercier très sincèrement tous ceux qui ont apporté une pierre à cet édifice:

Je pense bien sûr à Guy Nesen (et sa définition toute personnelle des cataclasites), à Bernard Ros (successeur de Guy à Lacq) et Daniel Monge pour terminer le volet Total.

Je pense aussi à Marc Schaming pour m'avoir initiée au fonctionnement du scanner et pour m'avoir aidé à lire ces « étranges » fichiers .cgm.

Je n'oublie pas Annie Bouzeghaia, indispensable à tout thésard en fin de thèse... merci beaucoup Annie, sans toi mes blocs 3D n'auraient pas d'allure...

Merci aussi à Betty Kieffer pour être capable de dénicher n'importe quel article, à Ghénima Bégriche pour nous décoder l'administration, à Anne Marie Karpoff pour sa connaissance des rouages de l'Université.

Je souhaite également remercier Joelle Hube et Janine Harovelio pour leur travail au sein de l'UDS, au bureau de la formation doctorale ou au CIES...

Vient maintenant le moment de remercier tous les amis qui ont égayé ces 7 années strasbourgeoises... A cause de vous (ou grâce à vous) je quitterai cette ville le cœur gros....

Commençons par les thésards et par Jérémie bien sûr, qui en ce moment même dans mon dos, maudit la Mongolie et ses X modèles paléogéographiques... merci beaucoup Jérémie, la dernière ligne droite à été plus facile en ta compagnie...Bon courage à toi, tu vas pouvoir enfin envahir tout le bureau...

## Remerciements

Viennent tous les autres ensuite (et associés) : Geoffroy (BEP et ses curly), Flavia (et ses apéros coutures), Marie Laure (humm, les gâteaux de Marie Laure !!!), Francis (CHON le ténor), Edouard et Emilie (une pétanque-galette saucisse, ça vous dit ?), Manu (j'ai encore beaucoup à apprendre sur le vin et les champignons), Damien (le grindeux), Eric, Thomas, Moussa, Mohammed.... Et les géophysiciens : Elise, Vincent, Maxime, Anthony, Julien, Simon ... La liste est trop longue : la famille s'est considérablement agrandit en 3 ans !!!! Merci à vous tous pour tous les bons moments passés en votre compagnie...

Je poursuis par la ChoU et sa bande de gais lurons... Que de bons souvenirs au cours de ces nombreux lundis soirs... une vrai thérapie anti-stress le chant choral...

Jeanne, Lucie D, Lucie F, Anne et les autres vous viendrez me voir en Norvège ??

Je n'oublie pas non plus mes parents, mes sœurs et mon petit frère... Papa je n'oublierai pas ta devise : la thèse c'est comme le bricolage, il faut beaucoup de temps pour sortir les outils avant d'attaquer réellement le chantier...

Enfin, je voudrais remercier Joachim, hors et toutes catégories... merci beaucoup pour ton soutien, ton aide, tes critiques justifiées (tu veux bien corriger ces dernières pages, s'il te plaît ??)... Merci d'être là...

## ***SOMMAIRE***

**RÉSUMÉ & ABSTRACT**  
**REMERCIEMENTS**

**SOMMAIRE**

<b>INTRODUCTION</b>	15
<b>PREMIÈRE PARTIE</b>	19
<b>I. INTRODUCTION</b>	21
<b>II. LE CHANTIER</b>	24
<b>II.1. L'héritage : l'évolution pré rift</b>	24
II.1.1. L'évolution paléogéographique	24
II.1.2. Le cycle varisque dans les Pyrénées	26
II.1.3. Evolution post varisque : du Permien au Jurassique	28
<b>II.2. Le rifting : évolution du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur</b>	32
II.2.1. Le rifting à l'échelle des limites de plaques	32
II.2.1.1. Le modèle de décrochement sénestre le long de la FNP	32
II.2.1.2. Le modèle de rotation de l'Ibérie et l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne	36
II.2.1.3. Les systèmes analogues	38
II.2.1.4. Le nouveau regard sur la cinématique de la plaque Ibérique	40
II.2.2. Le rifting à l'échelle des bassins	43
II.2.2.1. Enregistrement sédimentaire	43
II.2.2.2. Forme des bassins	47
II.2.3. Les processus associés à l'étirement de la croûte	48
II.2.3.1. Le diapirisme	48
II.2.3.2. Le magmatisme	48
II.2.3.3. Le métamorphisme	49
II.2.3.4. La mise en place des lherzolites	49
<b>II.3. Du Crétacé supérieur au Miocène : la phase compressive</b>	51
II.3.1. L'évolution paléogéographique	51
II.3.2. L'enregistrement de la compression dans la couverture sédimentaire	52
II.3.3. Les structures profondes	55
<b>III. LES QUESTIONS SCIENTIFIQUES</b>	59
<b>III.1. Quels processus expliquent l'amincissement extrême de la croûte à la pointe d'un système de propagation océanique et quel est l'enregistrement sédimentaire associé?</b>	60
<b>III.2. Comment les domaines cassants et ductiles se comportent-ils lors des processus d'amincissement ?</b>	61
<b>III.3. Comment les déformations sont elles partitionnées dans l'espace et dans le temps dans un système complexe?</b>	62

<b>IV. LA DÉMARCHE DE CE TRAVAIL : L'APPROCHE TERRE-MER.....</b>	63
<b>IV.1. Le travail de terrain.....</b>	64
<b>IV.2. Les données de sismique réflexion et de forages.....</b>	65
<b>IV.3. La modélisation numérique.....</b>	66
<b>IV.4. L'utilisation des données gravimétriques.....</b>	67
 <b>DEUXIÈME PARTIE.....</b>	69
 <b>PIAPIER N°1: TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION RELATED TO EXTREME CRUSTAL THINNING AHEAD OF A PROPAGATING OCEAN: THE EXAMPLE OF THE WESTERN PYRENEES.....</b>	71
 <b>PIAPIER N°2: WHAT IS THE INTERACTION BETWEEN PRE-RIFT SALT AND DETACHMENT FAULTING IN HYPER-EXTENDED RIFT SYSTEMS: THE EXAMPLE OF THE PARENTIS AND MAULEON BASINS (BAY OF BISCAY-WESTERN PYRENEES).....</b>	109
 <b>PIAPIER N°3: WHAT IS THE 3D RIFT STRUCTURE IN FRONT OF AN OCEANIC PROPAGATOR: THE EXAMPLE OF THE BAY OF BISCAY-WESTERN PYRENEES.....</b>	131
 <b>PIAPIER N°4: EXTREME CRUSTAL THINNING IN AN OBLIQUE ENVIRONMENT (BAY OF BISCAY – WESTERN PYRENEES): FROM OBSERVATIONS TO MODELLING.....</b>	155
 <b>DISCUSSION.....</b>	183
 <b>CONCLUSION.....</b>	197
 <b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	201
 <b>ANNEXES.....</b>	217
<b>LELEU ET AL. [SUBM]: HOW DOES PROVENCE FIT INTO THE ALPINE PUZZLE? A KEY TO UNRAVEL THE LINK BETWEEN THE TETHYAN, ATLANTIC AND WESTERN MEDITERRANEAN SYSTEMS.....</b>	221
<b>LA CARTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE MAULÉON.....</b>	240
<b>LES DONNÉES DE FORAGES.....</b>	243
<b>LES DONNÉES SISMIQUES.....</b>	250
<b>LES MODÈLES D'INVERSION GRAVIMÉTRIQUE.....</b>	262



# *INTRODUCTION*



Introduit par la théorie de la tectonique des plaques, le principe de la déchirure continentale existe depuis la fin des années 60. Cependant, malgré les nombreux travaux menés sur ce sujet, les mécanismes (amincissement et rupture de la croûte continentale) d'un système de rift en contexte peu magmatique ainsi que la géométrie des marges profondes et des bassins sédimentaires associés restent encore mal compris. Or, du fait de leur possible potentiel pétrolier, ces bassins constituent aujourd'hui les principaux sites d'étude des compagnies pétrolières. Ce travail de thèse a donc pour principal objectif de comprendre les mécanismes permettant d'amincir fortement une croûte continentale.

Dans le passé, les modèles proposaient une seule phase d'étirement-amincissement utilisant les mécanismes de cisaillement pur, simple ou une combinaison des deux [McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; Lister *et al.*, 1986; Boillot *et al.*, 1987]. Ces mécanismes s'exprimaient en surface par des basculements de blocs le long de failles normales dans des systèmes de rift symétriques (cas du cisaillement pur) ou asymétriques (cas du cisaillement simple). Le développement des méthodes d'imagerie géophysique, l'acquisition de nouvelles données sismiques et la multiplication des forages dans les marges ont remis en cause ces modèles trop simplistes. On observe en effet, sur certains profils sismiques acquis dans des marges profondes, l'existence d'une croûte extrêmement amincie que le déplacement cumulé le long des failles identifiées sur le profil ne peut expliquer. Par ailleurs on observe également dans ces marges, entre le domaine continental et le domaine océanique, la présence de manteau subcontinental exhumé sur 10 à 150 km [Boillot *et al.*, 1987 ; Contrucci *et al.*, 2004]. Cette zone de transition appelé Transition Continent-Océan (TOC) est coiffée d'une faille de détachement surmontée localement par des blocs allochtones et recouverte par des sédiments syn-rift et post-rift puis par des basaltes lorsqu'on se rapproche de l'océan [Reston *et al.*, 1995 ; Manatschal *et al.*, 2001]. Suite à ces observations et à partir de l'étude de la marge Ibérique et des marges fossiles de la Téthys Alpine, Whitmarsh *et al.* [2001a], Manatschal [2004] et Lavier et Manatschal [2006] ont proposé et développé un modèle d'amincissement conceptuel. Ce modèle est polyphasé et comporte trois phases majeures qui se succèdent et se superposent :

- **la phase d'étirement** similaire à une phase de cisaillement pur,
- **la phase d'amincissement** faisant intervenir un système de failles conjuguées concaves vers le bas, en partie invisibles sur les profils sismiques, qui permettent d'accumuler un taux important d'extension et d'amincir très fortement la croûte (<10km),
- **la phase d'exhumation** dans laquelle une faille de détachement prend le relais d'une des failles d'amincissement pour exhumer du matériel de la croûte moyenne et mantellique.

Si les phases d'étirement et d'exhumation sont observables sur des analogues de terrain (la Mer du Nord et la marge Ibérique respectivement), les marqueurs de la phase d'amincissement sont généralement effacés par le processus final de rupture (« breakup »), recouverts par une épaisse série sédimentaire post-rift et se situent actuellement à des profondeurs abyssales. C'est le cas notamment de nombreuses marges telles les marges Sud-Atlantique, Sud-Australienne et Ouest-Australienne. Au contraire, dans les bassins de rift en forme de V tels les bassins de Woodlark, du Golfe de Californie et de Rockall Trough, les différentes phases du processus d'extension sont enregistrées. En effet, quand la pointe du bassin est soumise aux premières contraintes d'étirement, la partie la plus large du bassin a déjà enregistré un taux important d'extension et des processus d'exhumation ou d'expansion océanique peuvent y avoir été initiés [e.g. Lavier et Manatschal, 2006]. Cette géométrie particulière suggère ainsi que les différentes phases du processus d'extension ont pu être enregistrées dans ces bassins de rift qui constituent dès lors des laboratoires idéaux pour étudier les processus de rifting et notamment les processus d'amincissement de la croûte encore mal connus.

Dans ce but, ce travail de thèse s'est concentré sur l'étude de la terminaison Est du Golfe de Gascogne dans le Sud-Ouest de la France. Dans ce domaine, situé à la pointe d'un domaine de propagation océanique en forme de V, des études se basant sur des données de sismique réflexion/réfraction et des données gravimétriques ont montré la présence d'un très fort amincissement crustal sous les bassins crétacés de Parentis, Arzacq-Mauléon et Cantabrique [Daignières *et al.*, 1981 ; Grandjean, 1994 ; Pulgar *et al.*, 1996 and Pedreira *et al.*, 2007]. Ce travail se focalise plus particulièrement sur l'étude de deux de ces bassins : le bassin offshore de Parentis et le bassin onshore d'Arzacq-Mauléon. Dans le but de proposer un modèle d'évolution de ces bassins cohérent à toutes les échelles (spatiales et temporelles) et prenant en compte les données de surfaces et les données profondes, ce travail utilise de manière complémentaire les deux approches : géophysique et géologique.

Ce manuscrit est organisé en quatre grandes parties : dans la **première partie** je me suis focalisée sur la description du chantier dans le but de faire ressortir les principales questions qui ont orienté ce travail. La démarche adoptée pour tenter d'y répondre est également développée à la fin de cette partie. Le corps du manuscrit est constitué de **4 articles** (accepté dans la revue Tectonics pour le premier ou soumis pour les trois autres) qui, ensemble, apportent des éléments de réponses aux questions présentées dans la première partie. La troisième partie, sous forme de **discussion**, reprend ces questions et les réponses présentées au sein des différents articles. Les conséquences à l'échelle pyrénéenne sont discutées ainsi que l'intérêt potentiel de ces résultats pour l'étude de systèmes similaires comme les autres bassins en V du pourtour de l'Atlantique Nord ou les bassins de Woodlark, du Golfe de Californie et de la mer rouge, tous trois situés à la pointe d'un système de propagation océanique. Une **conclusion** vient ensuite clore ce travail. Par ailleurs, l'ensemble des données utilisées pour l'élaboration de ce travail sont présentées en **annexe**.

## ***PREMIÈRE PARTIE***



## I. INTRODUCTION

Sur le pourtour de l'Atlantique Nord de nombreux bassins sédimentaires présentant plus ou moins une forme de V ont été identifiés (Fig. 1). Du sud vers le nord on peut citer sur la bordure est de l'océan Atlantique : le bassin Interne de Galice situé dans la partie nord de la marge Ouest Ibérique, le bassin de Parentis à la terminaison Est du Golfe de Gascogne, le bassin de Porcupine à l'ouest de l'Irlande et le fossé de Rockall à l'ouest de l'Irlande et de l'Ecosse. Sur la bordure ouest de l'Atlantique Nord on peut citer le bassin d'Orphan situé à l'est de l'île de Terre Neuve. Ces bassins, associés à l'ouverture de l'Atlantique Nord se sont formés entre la fin du Trias (premières phases de rifting) et le Crétacé inférieur (séparation de l'Europe et de l'Amérique du Nord). Des campagnes de sismique réflexion profonde et réfraction menées dans ces différents bassins montrent que sous chacun d'eux la croûte est amincie à moins de 10 km (voir Pérez-Gussinyé *et al.* [2003] pour le bassin interne de Galice ; Bois *et al.* [1997] pour le bassin de Parentis, Reston *et al.* [2004] et O'Reilly *et al.* [2006] pour le bassin de Porcupine, O'Reilly *et al.* [1994] pour le fossé de Rockall et Haworth *et al.* [1979] ainsi que Chian *et al.* [2001] pour le bassin d'Orphan). Ces bassins constituent donc des bassins de rift avortés mais, au contraire des bassins classiques où les différentes phases de l'extension se superposent, dans ces bassins en forme de V, comme expliqué dans l'introduction, ces diverses phases sont spatialement distribuées. Les mécanismes d'amincissement de la croûte, enregistrés à la pointe du système, peuvent dès lors, être plus facilement étudiés.

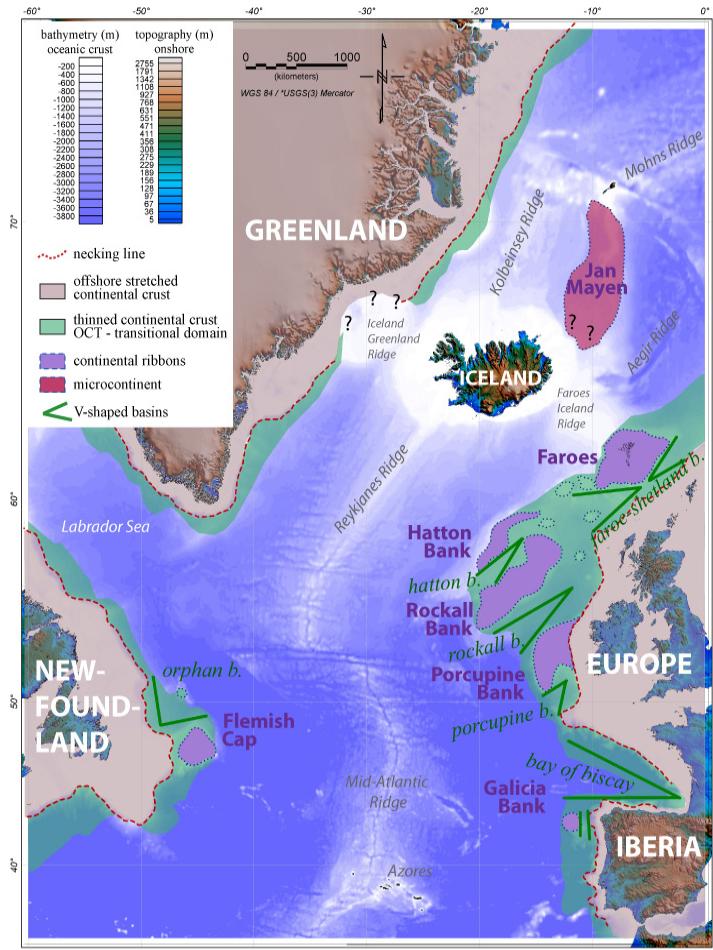


Fig. 1: Carte de l'Atlantique Nord, localisation des différents bassins en forme de V associés à l'ouverture de cet océan [D'après Peron-Pinvidic, subm].

Dans ce travail je me concentrerai sur l'étude de la terminaison Est du Golfe de Gascogne où non pas un seul mais plusieurs bassins de rift ont été identifiés (bassin de Parentis, bassin Cantabrique et bassin de Mauléon) (Fig. 3). La carte présentant les structures tectoniques majeures observées dans le système Golfe de Gascogne-Pyrénées montre la position très particulière du domaine étudié (Fig. 2). Situé dans la zone externe de la chaîne varisque, à la pointe du système de propagation océanique que constitue le Golfe de Gascogne et au front de la chaîne pyrénéenne, ce domaine a subi plusieurs phases tectoniques majeures. Dans l'histoire du Golfe de Gascogne et des Pyrénées, deux cycles majeurs sont décrits : le cycle varisque qui regroupe l'évolution cambrienne à carbonifère et le cycle alpin qui caractérise l'évolution du domaine à partir du Permien. Dans ces deux cycles une phase compressive succède à une phase extensive. Ainsi l'étude du rifting crétacé nécessite la prise en compte de l'héritage varisque et tardi varisque mais également de la superposition des déformations compressives pyrénéennes.

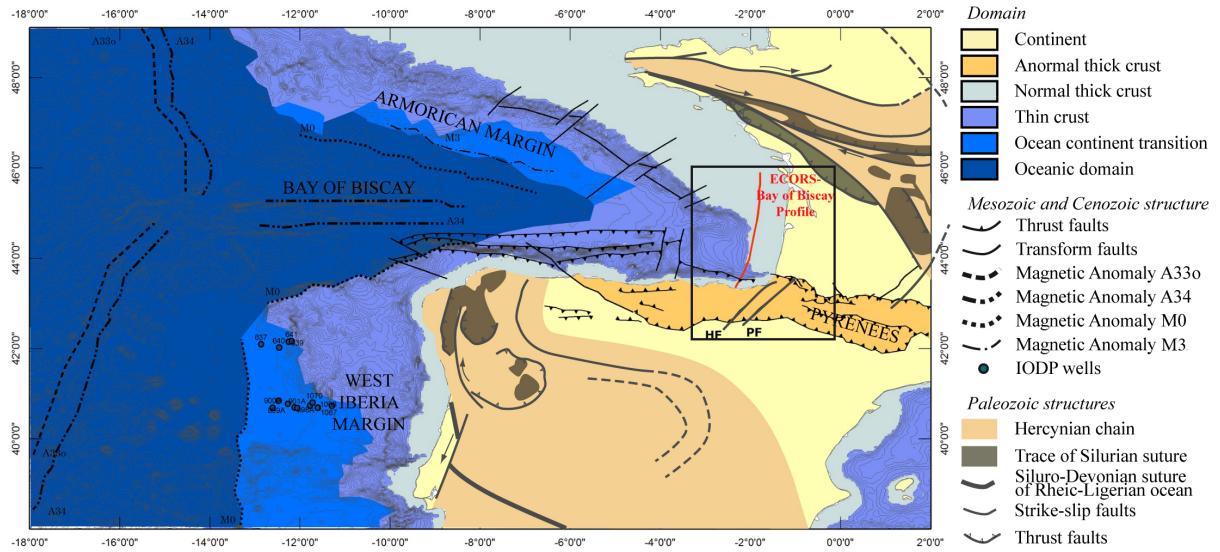


Fig. 2: Carte du Golfe de Gascogne et des Pyrénées: structures tectoniques majeures et différents domaines du Golfe de Gascogne et de la marge Ouest Ibérique situés entre les domaines continentaux et océaniques.

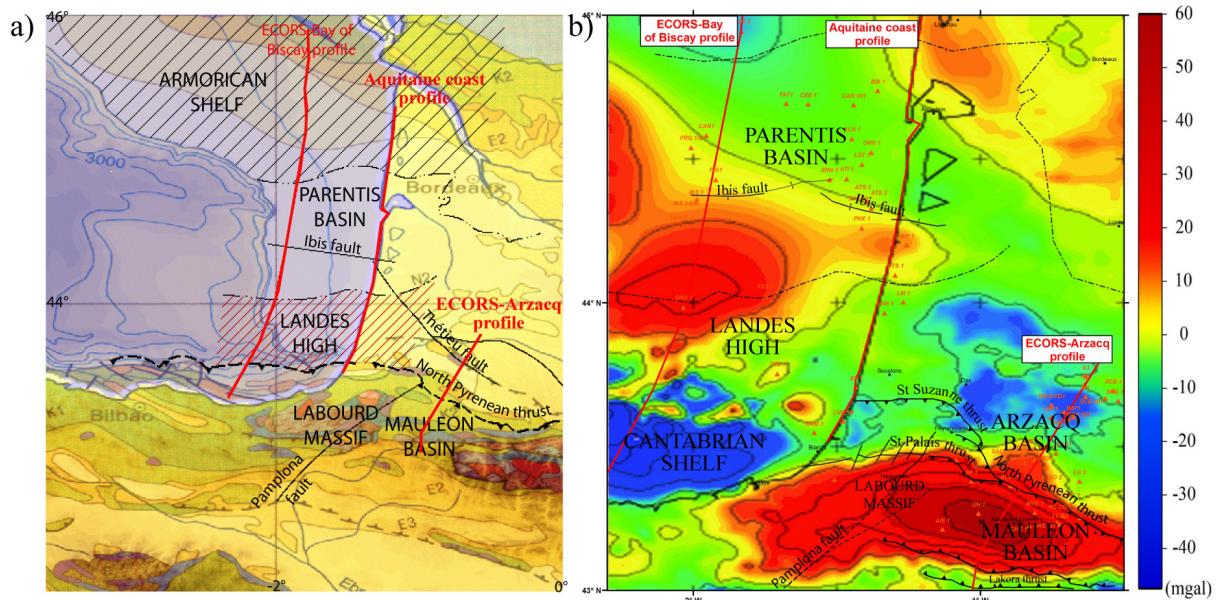


Fig. 3: a) Carte de localisation des bassins de Parentis et de Mauléon et plan de position des profils sismiques ECORS-Golfe de Gascogne et ECORS-Arzacq-Pyrénées occidentales, Le fond de carte est un détail de la carte géologique de l'Europe au 1:5 000 000 (CGMW-BGR); b) Carte de l'anomalie de Bouguer simple ( $\lambda < 170$  km).

Les données géophysiques (sismique réflexion et réfraction) obtenues au niveau des bassins de Mauléon et Parentis mettent en évidence cette complexité. En effet, les profils de sismique réflexion profonde traversant ces bassins (profil ECORS-Golfe de Gascogne pour le bassin de Parentis (Fig. 4) et profil ECORS-Arzacq pour le bassin d'Arzacq-Mauléon (Fig. 5)) ont montré que ces deux bassins présentaient des évidences de fort amincissement crustal [respectivement Bois *et al.*, 1997 ; Daignières *et al.*, 1981].

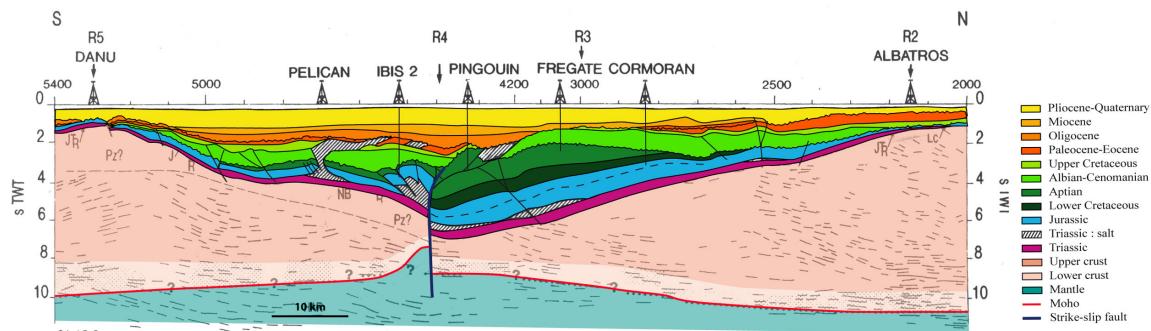


Fig. 4: Partie centrale du profil ECORS-Golfe de Gascogne montrant un amincissement crustal majeur sous le bassin [Bois *et al.*, 1997].

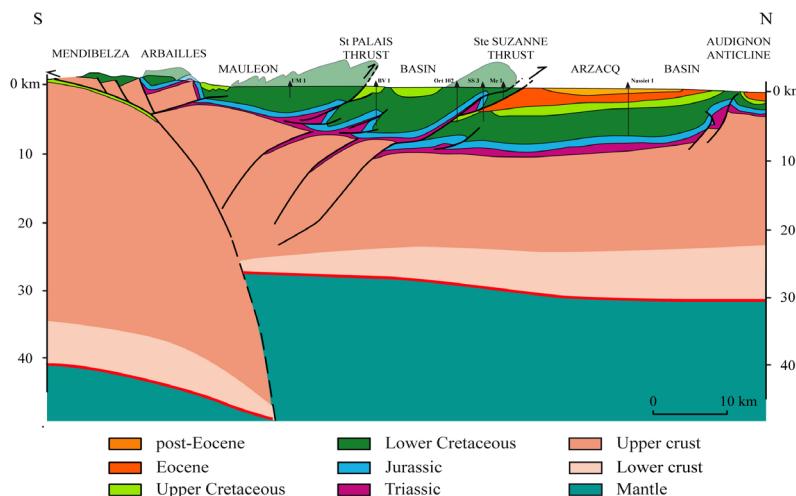


Fig. 5: Profil ECORS-Arzacq montrant un amincissement de la croûte Européenne tandis que la croûte Ibérique est épaisse [D'après Daignières *et al.*, 1994].

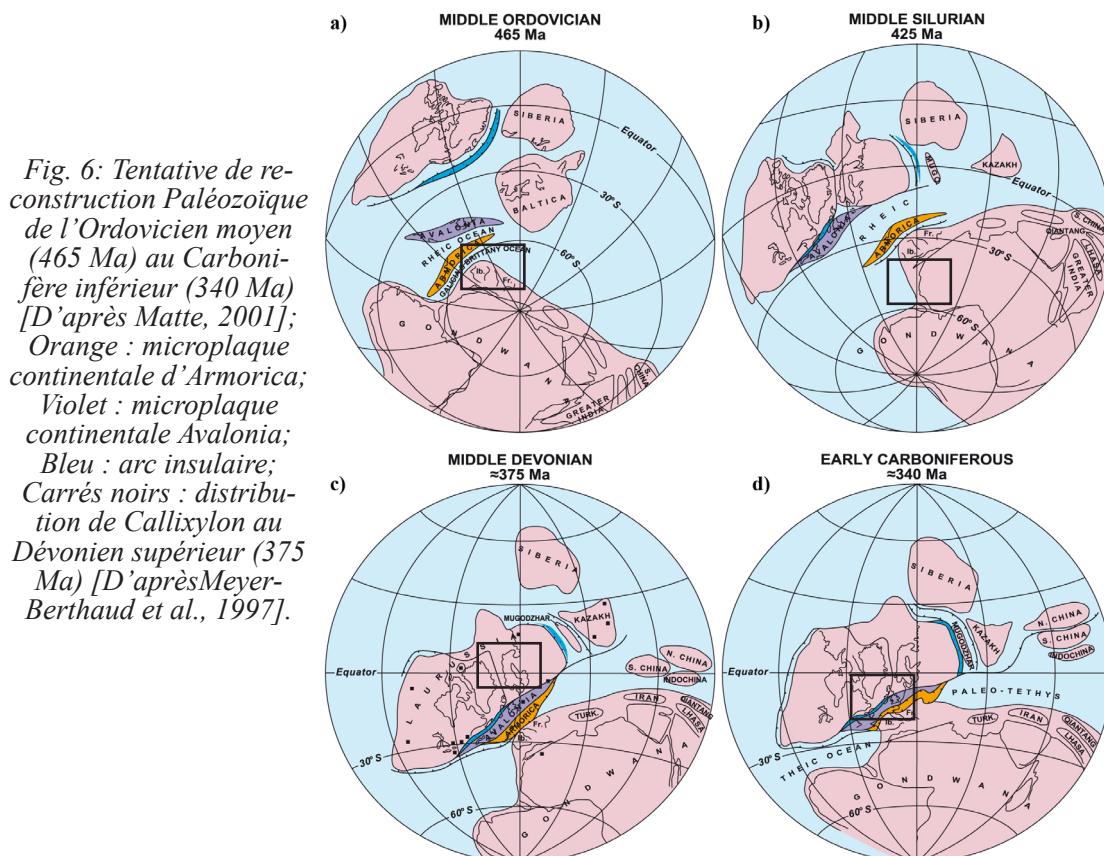
Ces observations sont par ailleurs confirmées par la présence de fortes anomalies gravimétriques positives au-dessus de ces bassins [Pinet *et al.* 1987 ; Grandjean 1994] (Fig. 3). Cependant si le bassin de Parentis ne semble pas avoir été fortement réactivé lors de la phase pyrénéenne, les structures de rift du bassin d'Arzacq-Mauléon ont été inversées. La compréhension de la phase de rifting est dès lors plus difficile. D'autre part, dans chacun de ces deux bassins la préstructuration varisque et post-varisque a certainement influencé la formation ultérieure des structures de rift et contribué à l'amincissement de la croûte. Il est cependant difficile d'estimer à posteriori l'importance et l'influence de cette préstructuration.

## II. LE CHANTIER

La richesse stratigraphique de ce chantier s'explique par la mise en place de nombreuses séquences de dépôt, d'épaisseur et de faciès très variables au cours des cycles varisque et alpin. Dans cette situation complexe le terme de « socle » est généralement utilisé en Europe occidentale pour désigner le substratum anté-Permien. Cependant, le Permien interprété comme une phase compressive post-varisque ou une phase de collapse de la chaîne varisque selon les auteurs, termine le cycle varisque plus qu'il ne débute le cycle alpin (Fig. 7). C'est pourquoi, dans l'ensemble de ce travail, le mot « socle » sera utilisé pour désigner le substratum anté-Trias. Le Permien est donc assimilé au socle varisque dans l'ensemble des coupes sismiques et cartes géologiques présentées dans ce manuscrit. De même, en ce qui concerne l'héritage, je parlerai d'héritage varisque pour décrire la préstructuration induite par le cycle varisque et post-varisque (c'est-à-dire jusqu'à la fin du Permien). Par ailleurs, dans ce travail, le socle pourra être subdivisé en 3 unités : la croûte supérieure qui désigne l'ensemble des métasédiments paléozoïques, la croûte moyenne formée d'une grande variété de roches quartzo-feldspathiques dont les roches de faciès granulitique affleurant sur le massif du Labourd et la croûte inférieure mafique formée en grande partie par des gabbros. A l'échelle crustale et dans les modèles conceptuels et numériques présentés dans ce travail, des caractéristiques rhéologiques sont associées à ces différents termes. Ainsi, la croûte supérieure désigne la partie supérieure cassante de la croûte continentale, la croûte moyenne la partie ductile et la croûte inférieure la partie cassante de la croûte qui surmonte le manteau lithosphérique.

### II. 1. L'héritage : l'évolution pré rift

#### II. 1. 1. L'évolution paléogéographique



*Fig. 6: Tentative de reconstruction Paléozoïque de l'Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma) [D'après Matte, 2001]; Orange : microplaqué continentale d'Armorica; Violet : microplaqué continentale Avalonia; Bleu : arc insulaire; Carrés noirs : distribution de Callixylon au Dévonien supérieur (375 Ma) [D'après Meyer-Berthaud et al., 1997].*

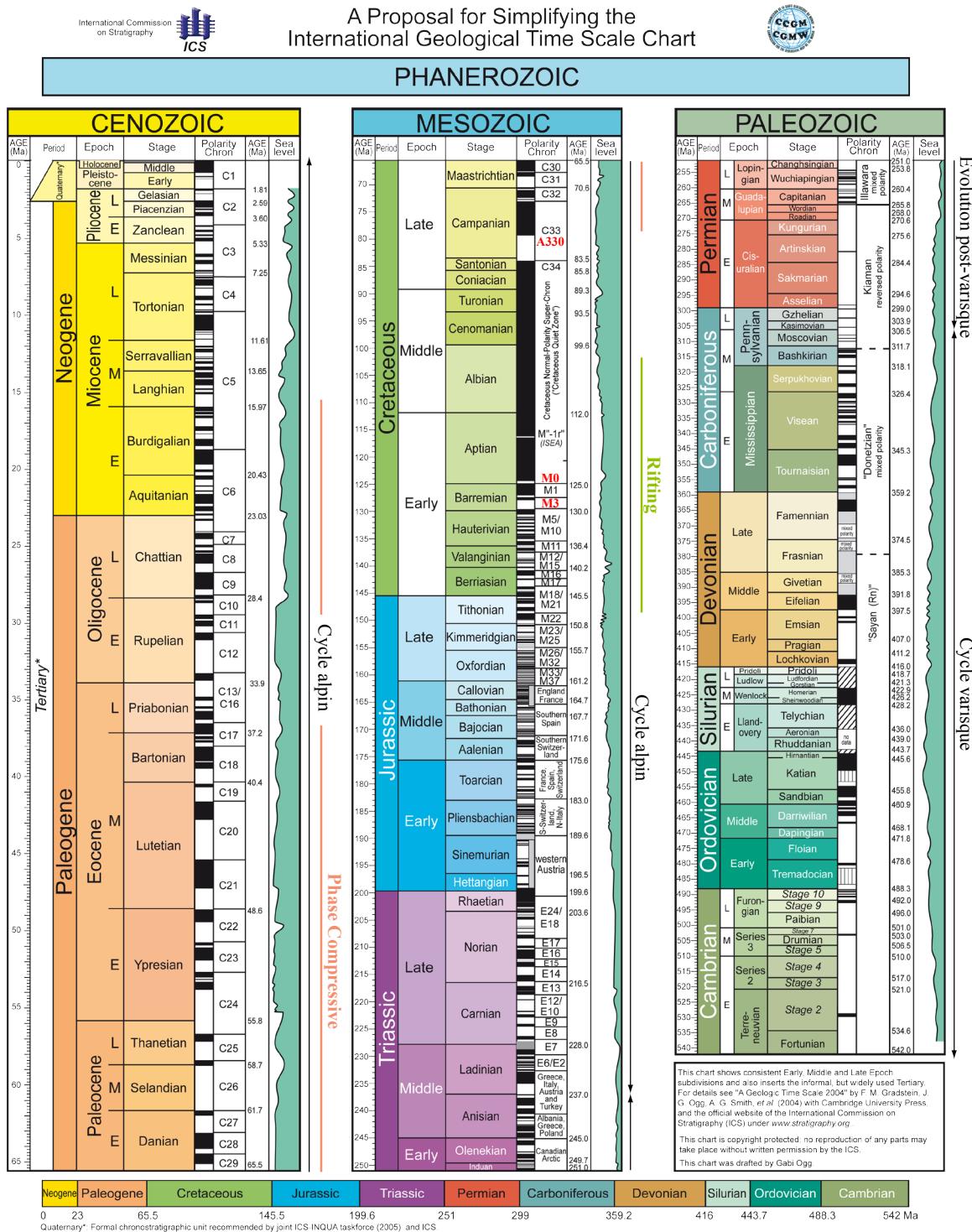


Fig. 7: Charte stratigraphique internationale modifiée d'après Gradstein et al. [2004] et d'après la charte publiée sur le site officiel de la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS; [www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)). Les principaux cycles tectoniques affectant les Pyrénées ainsi que les anomalies magnétiques majeures observées dans le Golfe de Gascogne (en rouge) sont indiqués sur cette carte.

La configuration des plaques à l'Ordovicien moyen, il y a 465 Ma, est illustrée par la figure 6a. Quatre plaques majeures sont individualisées (Larentia, Baltica, Siberia et Gondwana) et trois microcontinents en majeure partie d'origine nord-gondwanienne : Avalonia, Iberia-Armorica et Bohemia (ou Perunica). Au Silurien (444 Ma à 416 Ma) la fermeture par subduction de l'océan Iapetus puis la collision entre Laurentia, Baltica et Avalonia a abouti à la formation du continent Laurussia et de la chaîne calédonienne qui s'étend de la Norvège aux Appalaches en passant par le nord des îles britanniques et l'est du Groenland (Fig. 6b) [Matte, 2001 ; Lardeaux *et al.*, 2008]. La chaîne varisque résulte du rapprochement et de la collision entre Laurussia et Gondwana au cours du Dévonien et du Carbonifère (Fig. 6c et 6d). Lors de cet épisode de convergence deux domaines océaniques se referment par subduction : au nord l'océan Rhéic situé entre Avalonia, Ibérie-Armorica et Bohemia et au sud l'océan Galice-Massif central (ou Galicia-Brittany ocean) entre ces mêmes micro-continents et Gondwana [Matte, 2001]. La chaîne varisque ainsi créée se déploie du sud de l'Espagne jusqu'en Pologne. Elle s'étend sur près de 700 km de large et constitue le substratum anté-Permien ou socle de l'Europe centrale et méridionale. L'actuel domaine pyrénéen est alors intégré à la bordure sud de la partie occidentale de la chaîne varisque (Fig. 8).

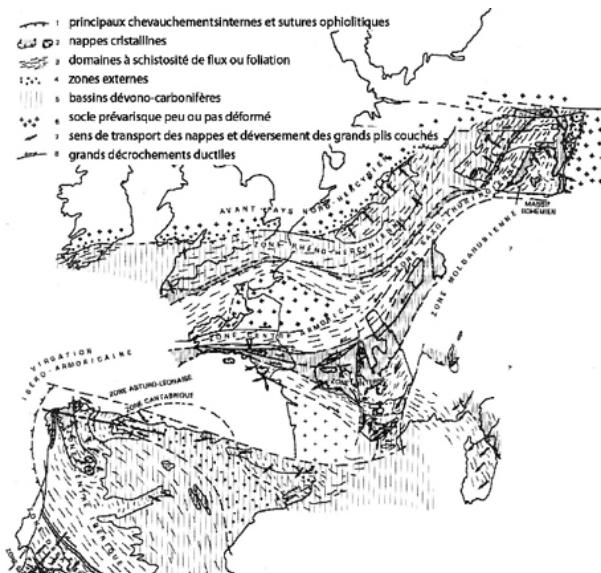


Fig. 8: Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe occidentale [D'après Matte, 1986].

## II. 1. 2. Le cycle varisque dans les Pyrénées

L'ensemble de la série caractéristique du cycle varisque des Pyrénées (Fig. 9) se développe en discordance angulaire nette (discordance cadomienne) au-dessus d'un bâti très ancien, probablement précambrien, composé de roches fortement métamorphiques. Cette série débute par des grès et pélites déposés dans un vaste bassin cambrien à ordovicien dépassant largement les limites du domaine pyrénéen. On retrouve au-dessus, en contact discordant (discordance sarde) des sédiments terrigènes fins attribués au Silurien (conglomérats, grès et pélites) puis des calcaires, grès et quartzites du Dévonien. Les dépôts dévoiens se mettent en place sur des plateformes plus ou moins subsidentes caractérisant un régime distensif et la formation d'un large bassin de rift nord-ouest/sud-est (Fig. 10). Au début du Carbonifère, une plate forme carbonatée relativement stable et peu subsidente s'installe sur l'ensemble du domaine pyrénéen. A partir du Namurien, les faciès tectogènes, carbonatés puis terrigènes, se mettent en place et annoncent la fermeture tectonique du bassin.

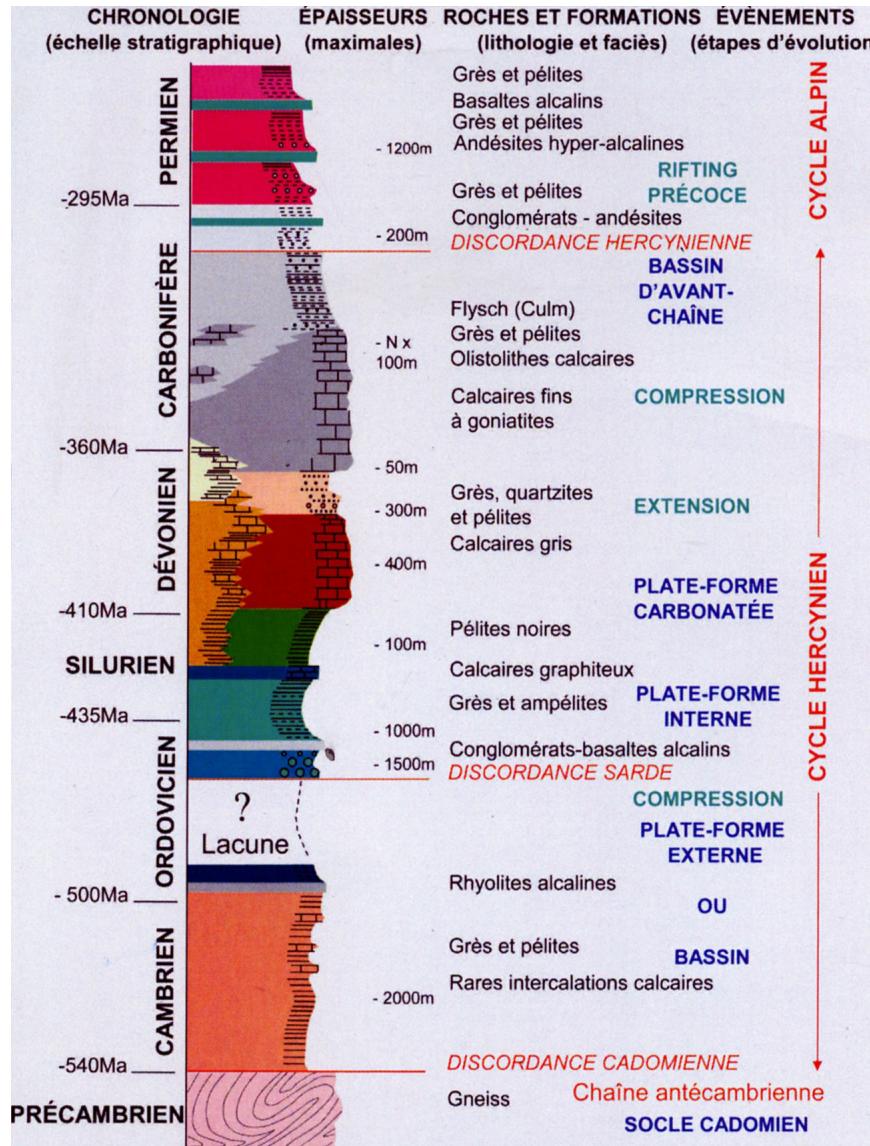
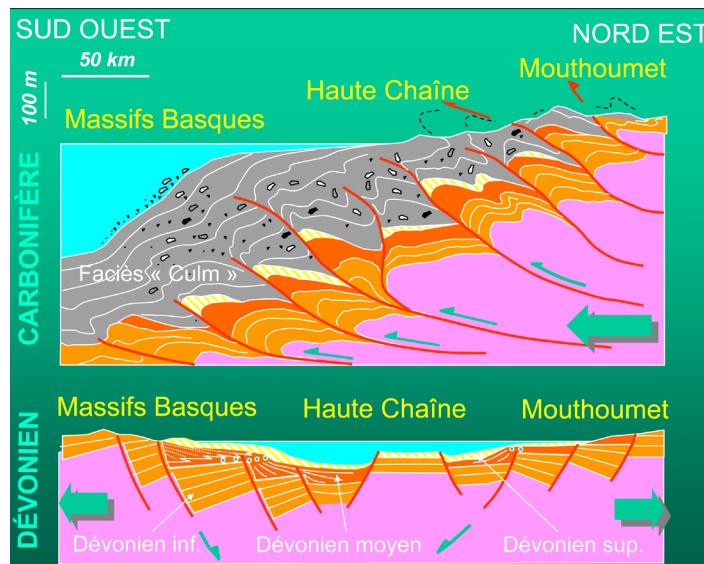


Fig. 9: Epaisseurs, lithologies et principaux événements du cycle varisque des Pyrénées [Canérot, 2008].

Au Carbonifère, sous l'effet d'une compression nord-est/sud-ouest (phase varisque) un fossé profond se forme et se comble progressivement de grès, silts et pélites turbiditiques de faciès « Culm » (Fig. 10). Cette phase majeure de déformation varisque s'accompagne de la mise en place de nombreux plutons granitiques et de processus métamorphiques au contact de ces massifs de granite ou en profondeur, au sein de dômes, sous l'effet d'une température élevée. D'autres événements magmatiques sont associés aux premiers épisodes du cycle varisque avec la mise en place de roches volcaniques (acides ou basiques) ou volcano-sédimentaire au cours du Cambrien (rhyolites et tholéïtes), du Dévonien (dolérites) et du Tournasien (roches vertes).

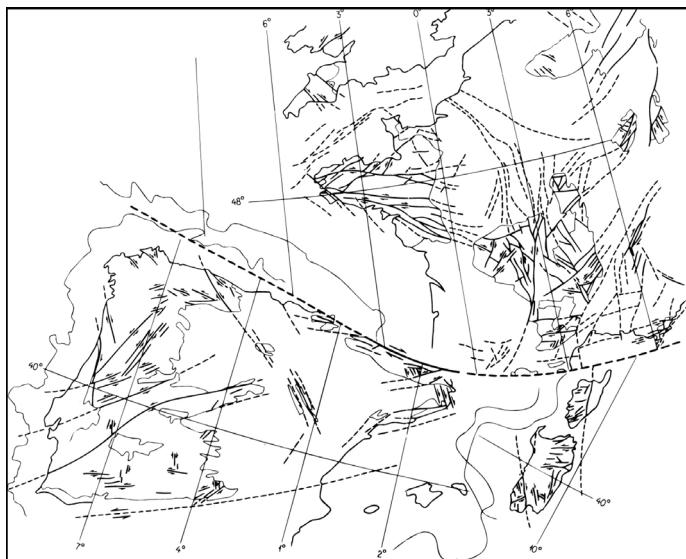
Le socle ainsi formé au cours du cycle varisque est constitué d'une épaisse série sédimentaire ( $>5000$  m) plus ou moins métamorphisée localement intrudée par des plutons granitiques mécaniquement plus résistants. Il est par conséquent très probable que la forte hétérogénéité de ce « socle varisque » ait fortement influencé l'organisation et la géométrie des structures plus récentes créées lors du cycle alpin.



*Fig. 10: Structuration de la chaîne varisque dans les Pyrénées : les anciennes failles normales, contemporaines de la sédimentation dévonienne, sont réactivées en failles inverses et chevauchements sous l'effet de la compression pyrénéenne NE-SO [Canérot, 2008].*

### II. 1. 3. Evolution post varisque : du Permien au Jurassique

L'évolution enregistrée entre le Carbonifère supérieur et le Permien, qualifiée de tardi-varisque est caractérisée par le dépôt d'une série détritique, « molassique » dite « série grise » et reste encore très mal comprise. Deux modèles principaux tentent d'expliquer l'évolution de cette période située entre 310 et 270 Ma.



*Fig. 11: Carte des principaux décrochements tardi-varisques reconnus ou supposés dans le Sud-Ouest de l'Europe [D'après Artaud et Matte, 1975].*

Pour Artaud et Matte [1975], la période tardi-varisque correspond à un épisode généralisé de fracturation antérieur au Trias, qui affecte le domaine plissé varisque et également les plateformes adjacentes. Cet évènement tectonique indépendant de la tectogénèse varisque proprement dite et responsable de la formation de grands décrochements telles le Sillon Houiller (Fig. 11), correspondrait à une phase de compression N-S à NW-SE.

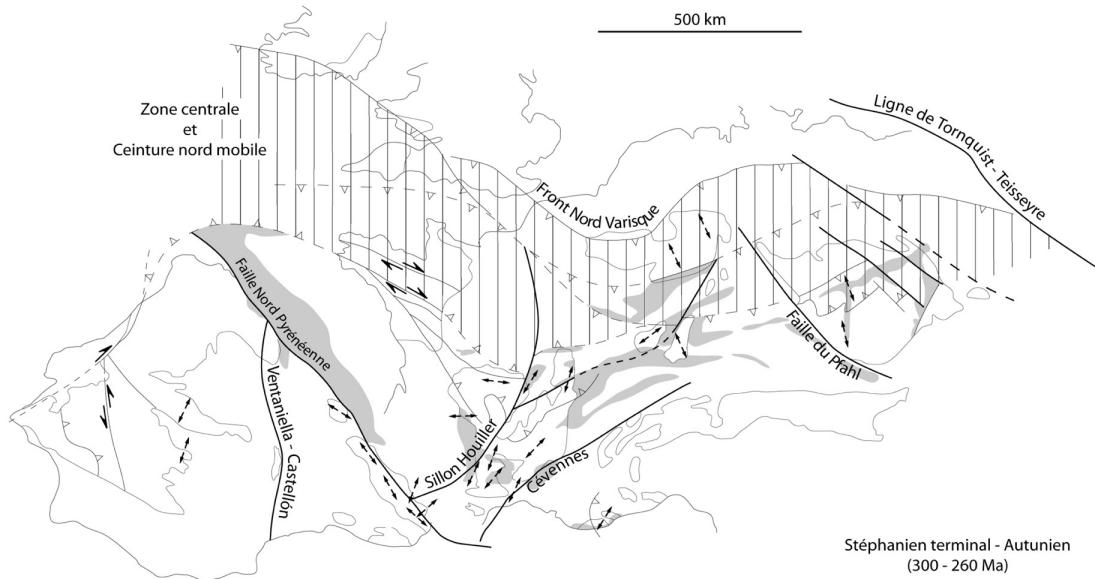


Fig. 12: Directions d'extensions du Stéphanien supérieur au Permien inférieur dans la chaîne varisque d'Europe occidentale. Les principaux bassins sont en grisé [D'après Burg et al., 1994b].

Pour Burg et al. [1994a;1994b] la période tardi-varisque correspond à une extension syn à post épaisseissement générée par l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque. Cette extension se ferait en deux étapes. Au Carbonifère, alors que la convergence continentale se poursuit, la croûte commence à s'affaisser induisant l'échappement latéral de blocs continentaux parallèlement à l'axe de la chaîne. Cette période se marque dans l'enregistrement sédimentaire par la forte érosion des reliefs et la mise en place de grands systèmes fluvio-deltaïques; elle s'accompagne par ailleurs d'un volcanisme acide explosif. Du Carbonifère supérieur au Permien, une extension transverse traduisant un effondrement radial se généralise (Fig. 12). Les failles de transfert d'échelles crustales telles que le Sillon Houiller accueillent les extensions différentielles [Burg et al., 1990]. La forte activité extensive de cette période, se traduit par la mise en place de coulées volcaniques et de caldeiras et par l'arrivée, dans les bassins, de sédiments provenant de l'érosion des reliefs.

Ces deux interprétations restent aujourd'hui débattues, il apparaît cependant que quelle que soit l'interprétation, l'évolution tardi-varisque a fortement marqué de son empreinte la lithosphère européenne par la formation de failles majeures interprétées comme décrochements [selon Artaud et Matte, 1975] (Fig. 11) ou failles de transfert [selon Burg et al., 1994a;1994b] (Fig. 12). Certaines de ces failles (comme la Faille Nord Pyrénéenne et le sillon houiller) seront en effet réutilisées au Permien en failles normales limitant des bassins subsidents ou se déposent des grès, silts, pélites et rares conglomérats. Elles contrôleront par ailleurs, les bassins et zones de hauts fonds durant le Mézo-Cenozoïque. La mise en place des bassins permiens s'accompagne d'un épisode magmatique intracontinental calco-alcalin. Féménias et al. [2003] suggèrent que cet épisode magmatique est associé à un sous-plaquettement mafique engendré par la tectonique de bassin, responsable de la formation d'une croûte inférieure gabbroïque. Ce sous plaquettement expliquerait la présence d'une croûte inférieure extrêmement litée et facilement identifiable sur les profils sismiques. Par ailleurs, Le Roux et al. [2007] suggèrent que l'extension crustale associée à cet épisode tardi-varisque aurait engendré une refertilisation d'un manteau lithosphérique archéen: mécanisme responsable de la formation des lherzolites pyrénéennes.

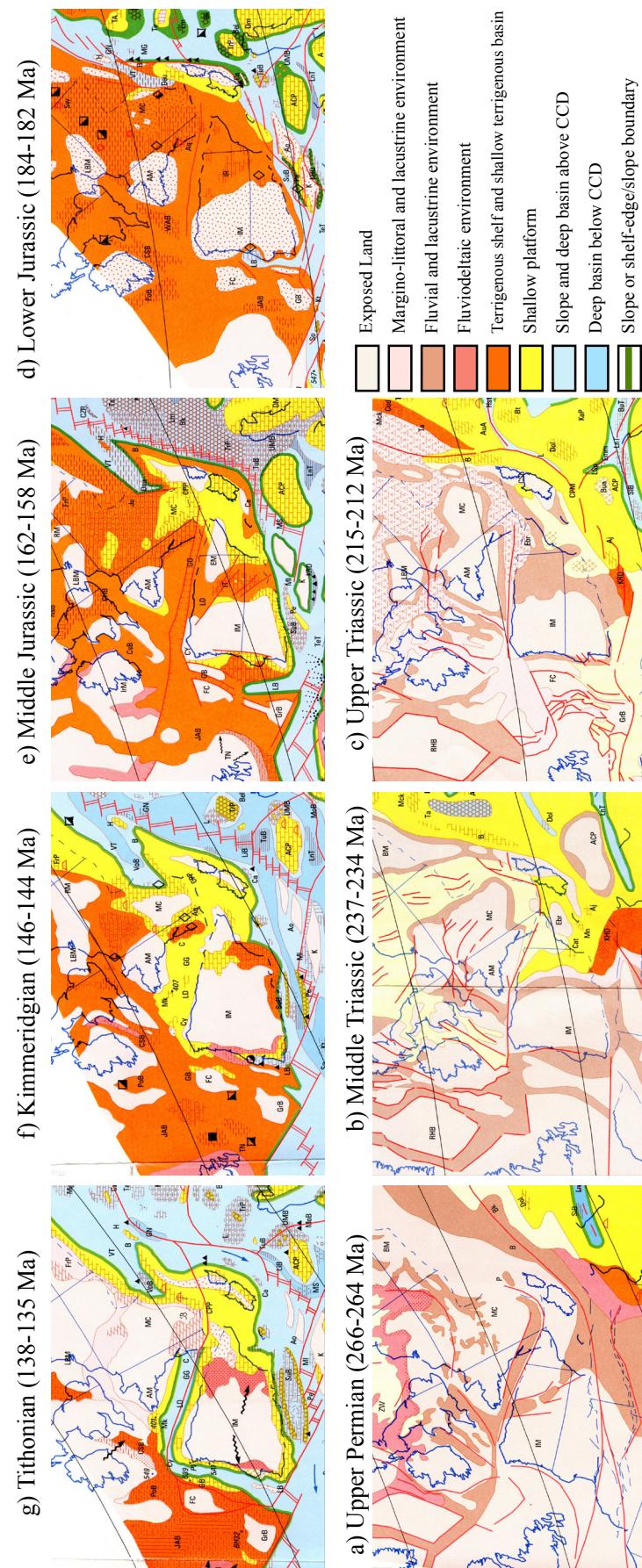


Fig. 13: Evolution paléogéographique du Permien au Jurassique supérieur [D'après Dercourt et al., 2000].

Au Trias inférieur, la diminution progressive des reliefs varisques par érosion est enregistrée dans les épandages gréseux ou conglomératiques, de plus en plus matures, fluviatiles caractérisant le faciès « Buntsandstein ». Les derniers témoins de la chaîne varisque disparaissent au Trias moyen, laissant place à la transgression marine du Muschelkalk (Fig. 13b). Le Trias supérieur présente une association d'argiles et d'évaporites correspondant aux dépôts marins, régressifs, littoraux ou lagunaires du Keuper, accumulés dans un vaste golfe peu profond limité au nord par la flexure Celtaquitaine et ouvert sur la Téthys orientale (Fig. 13 et 14). Cette période triasique est marquée par la mise en place d'un magmatisme tholéïtique (ophite) dans les Pyrénées centrales et occidentales, favorisé par la distension crustale et la création des bassins triasiques. La période du Trias terminal (Rhétien) au Jurassique inférieur est caractérisée par un nouvel épisode de transgression marine et la mise en place d'une vaste plateforme recouvrant l'ensemble du domaine Aquitain.

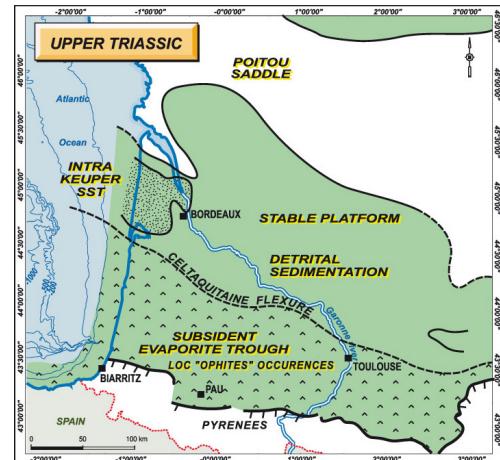


Fig. 14: Carte de répartition des faciès triasiques dans le bassin Aquitain [D'après Biteau et al., 2006].

La période du Trias terminal (Rhétien) au Jurassique inférieur est caractérisée par un nouvel épisode de transgression marine et la mise en place d'une vaste plateforme recouvrant l'ensemble du domaine Aquitain.

## II. 2. Le rifting : évolution du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

### II. 2. 1. Le rifting à l'échelle des limites de plaques

En utilisant les données paléomagnétiques, géologiques et/ou en se basant sur la superposition des anomalies magnétiques isochrones dans l'océan Atlantique et le Golfe de Gascogne de nombreux auteurs ont essayé de reconstituer les mouvements cinématiques de la plaque Ibérique et de comprendre le mode d'ouverture du Golfe de Gascogne [Srivastava *et al.*, 1990b ; Olivet 1996, Sibuet *et al.* 2004]. L'importante marge d'erreur qui existe dans ce type de reconstruction (difficulté d'interprétation des anomalies, mauvaises répartition des données, choix des isochrones pour la reconstruction...) explique l'existence de modèles très différents et l'absence de consensus concernant les mouvements de la plaque Ibérique et notamment l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Plusieurs solutions ont été proposées pour refermer les bassins du pourtour de l'Atlantique nord et restituer ainsi l'agencement des masses continentales à la fin de l'époque varisque [Rowley *et Lottes*, 1988 ; Srivastava *et al.*, 1990b ; Malod *et Mauffret*, 1990 ; Olivet 1996...]. Si ces modèles sont tous différents, beaucoup d'entre eux font néanmoins appel à un décrochement senestre de 300 km à 500 km le long du domaine pyrénéen [Rowley *et Lottes* 1988; Srivastava *et al.*, 1990b ; Olivet 1996] plus ou moins actif entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Une des différences majeures existant entre ces modèles concerne le calage en temps de ce mouvement décrochant et par conséquent la position de la plaque Ibérique à l'anomalie M0 (118,5 Ma) par rapport à l'Eurasie. En effet, s'il est communément admis que le Golfe de Gascogne s'est ouvert entre le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur (entre M0 (118,5 Ma ; base de l'Aptien, Fig. 7) et l'anomalie 34 (83 Ma ; Campanien inférieur, Fig. 7), les différentes reconstructions de la plaque Ibérique à l'anomalie M0 génèrent différents mode d'ouverture du Golfe de Gascogne. Deux d'entre eux s'opposent principalement dans la littérature et seront détaillés dans cette partie : le mode d'ouverture selon un grand mouvement de décrochement senestre le long de la Faille Nord Pyrénéenne [Le Pichon *et al.*, 1971; Choukroune *et Mattauer*, 1978 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Malod *et Mauffret*, 1990 ; Olivet, 1996] et le mode d'ouverture en ciseaux [Masson *et Miles*, 1984 ; Srivastava *et al.*, 1990b ; Sibuet *et Colette*, 1991 ; Roest *et Srivastava*, 1991 ; Sibuet *et al.*, 2004].

#### II.2.1.1 Le modèle de décrochement senestre le long de la Faille Nord Pyrénéenne

Dans les années 1970, Le Pichon *et al.* [1971] et Choukroune *et al.* [1973] suggèrent que l'ouverture de Golfe de Gascogne entre 114 Ma et 88 Ma (entre M0 et A34 selon l'échelle d'Odin) serait due au déplacement de l'Ibérie selon un mouvement décrochant senestre de près de 300 km (Fig. 15) accommodé au niveau de la Faille Nord Pyrénéenne [Le Pichon *et al.*, 1971] ou d'une Zone Transformante Nord-Pyrénéenne [Choukroune *et Mattauer*, 1978]. Dans ce modèle, les bassins crétacés sont interprétés comme des bassins de type «pull-apart» distribués en échelon le long de cette zone transformante [Choukroune *et Mattauer*, 1978] (Fig. 16).

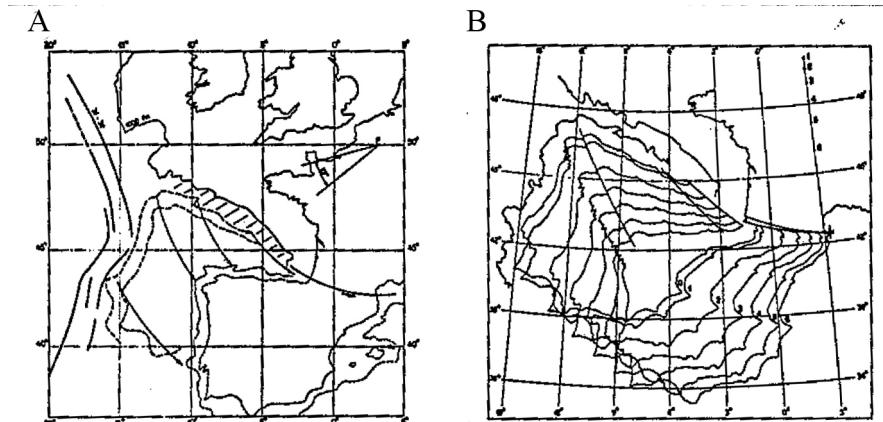


Fig. 15: Modèles cinématiques expliquant l'ouverture du Golfe de Gascogne par un important mouvement décrochement le long de la Faille (ou Zone) Nord Pyrénéenne [D'après Choukroune, 1992]; a) hypothèse de Le Pichon et al. [1971]; b) hypothèse de Choukroune et al. [1973].

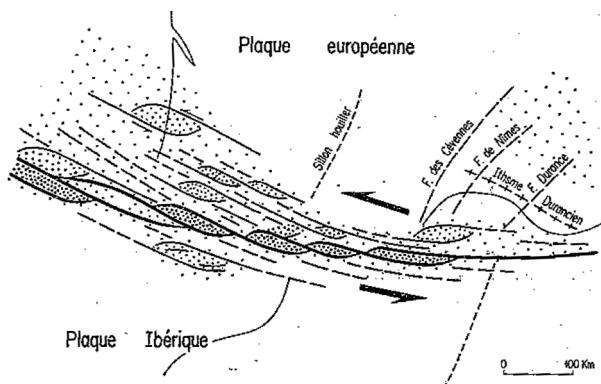


Fig. 16: Hypothèse de reconstruction du domaine pyrénéen à l'Albien, avec allure possible de la Zone Transformante Nord-Pyrénéenne (ZNTP); pointillé lâche: le domaine marin; pointillé resserré: principaux bassins de sédimentation [Choukroune et Mattauer, 1978].

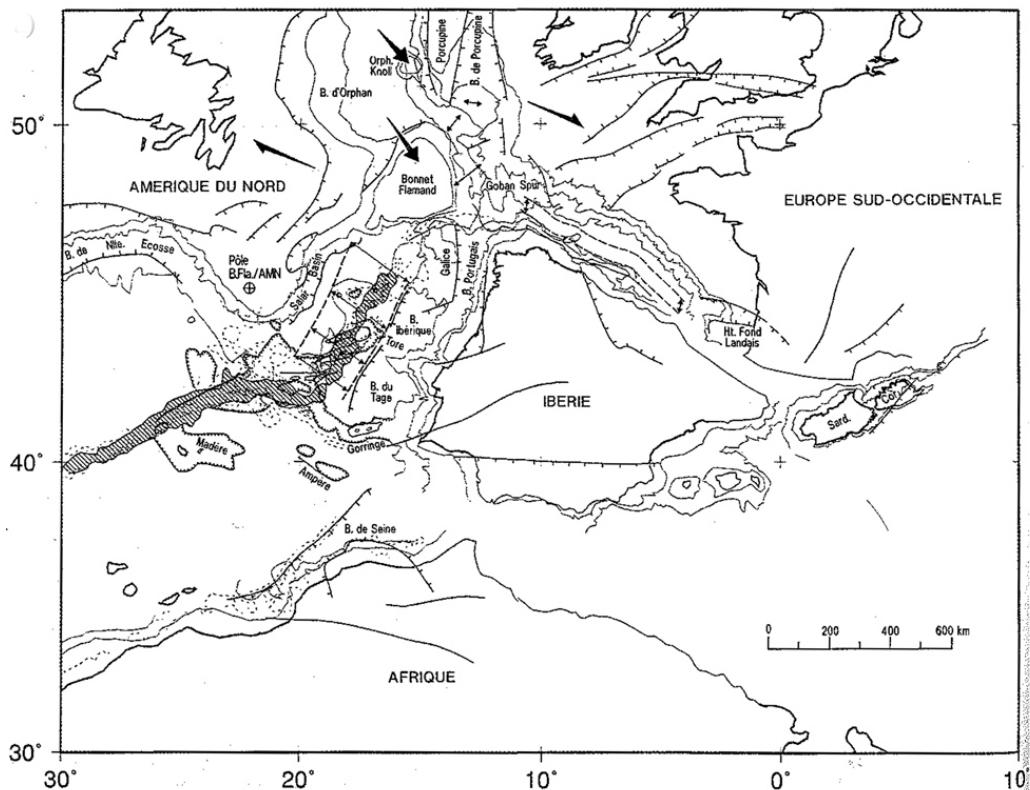
En 1996, Olivet [1996] reprend dans son principe cette idée pour reconstituer et intercaler l'évolution de la plaque Ibérique entre le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur. En effet, l'existence d'une période magnétiquement calme entre le Barrémien (anomalie J) et le Campanien (anomalie 33) explique l'absence de fortes contraintes sur le mouvement de l'Ibérie pendant cette période. L'anomalie J, existant de part et d'autre de l'Atlantique, correspond à une dorsale anormale s'étendant de M3 à M0 (126 à 118,5 Ma, Fig. 7), large de 50 km dans la partie sud de l'Atlantique Nord et beaucoup plus étroite entre l'Ibérie et la Terre Neuve. La reconstruction obtenue par la superposition de cette anomalie admet qu'une partie de la distension s'est déjà produite entre l'Europe et l'Amérique du Nord avant le Barrémien (l'Ibérie est alors solidaire de l'Eurasie) expliquant l'étiement continental enregistré sur les pourtours de l'Atlantique Nord. L'extension lors de cette phase pré-Barrémienne est estimée à 100 ou 150 km [Boillot et al., 1984a ; Barbier et al., 1986 et Keen et Dehler, 1993]. D'un point de vue pyrénéen le modèle ainsi proposé par Olivet [1996] suggère que la phase de rifting peut être décomposée en 2 étapes majeures :

- Une première phase de mouvement à caractère distensif entre le Barrémien et l'Albien moyen avec une extension NO-SE d'environ 100 km accommodée dans le domaine pyrénéen (Fig. 17a&17b).
- Une seconde phase à caractère décrochant de l'Albien moyen au Sénonien inférieur (90 Ma), l'Ibérie se déplace vers l'est par rapport à l'Europe le long de la faille

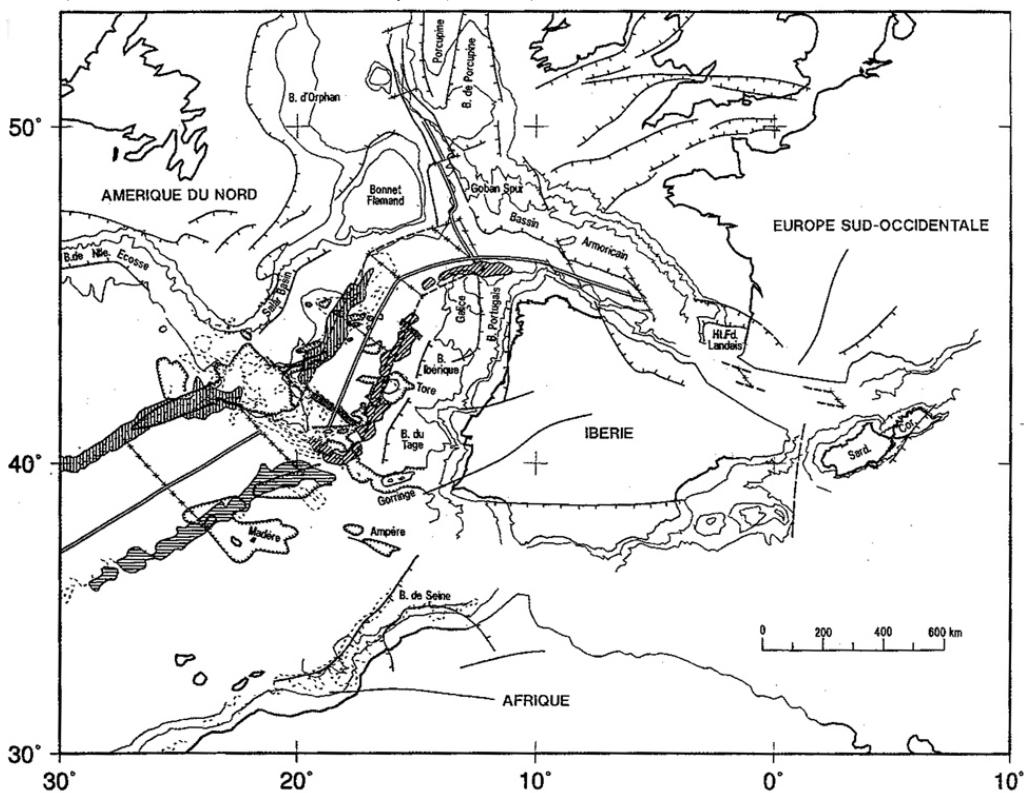
## Première partie

transformante Nord Pyrénéenne avec un pôle de rotation situé au nord de la France (Fig. 17b&17c). Ce mouvement permet l'ouverture quasi complète du Golfe de Gascogne.

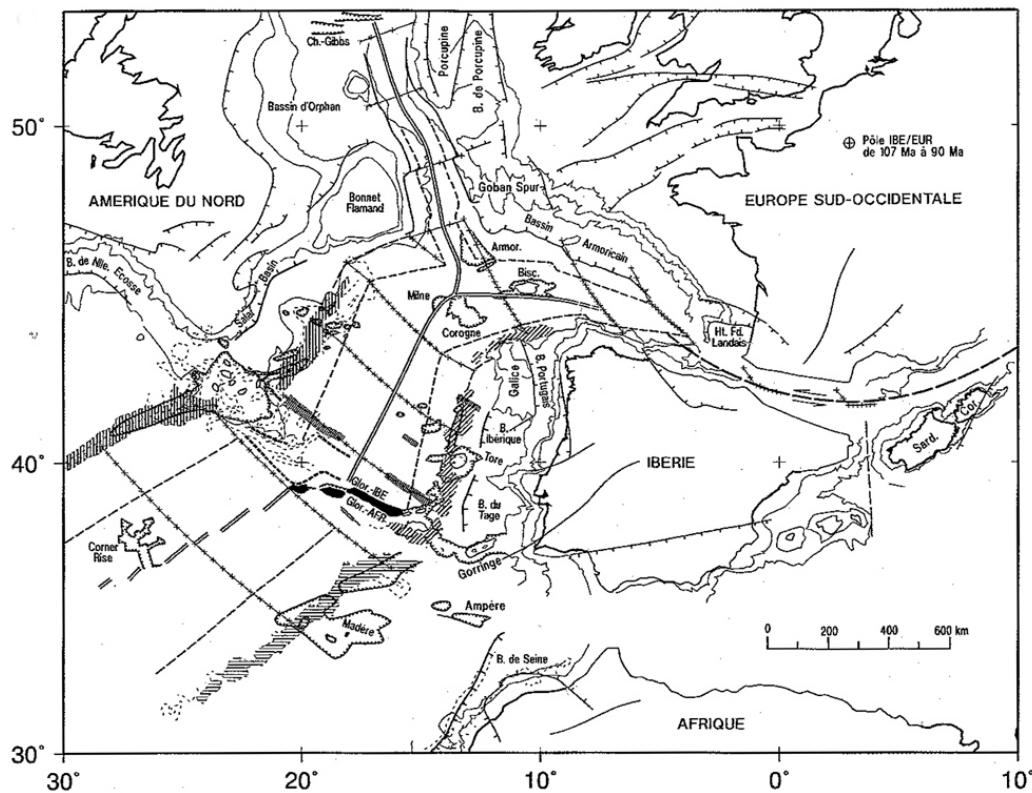
a) Reconstruction à l'anomalie J (130-125 Ma)



b) Reconstruction à l'Albien moyen (107 Ma)



c) Reconstruction au Sénonien inférieur (90 Ma)



d) Reconstruction au Campanien moyen (79 Ma)

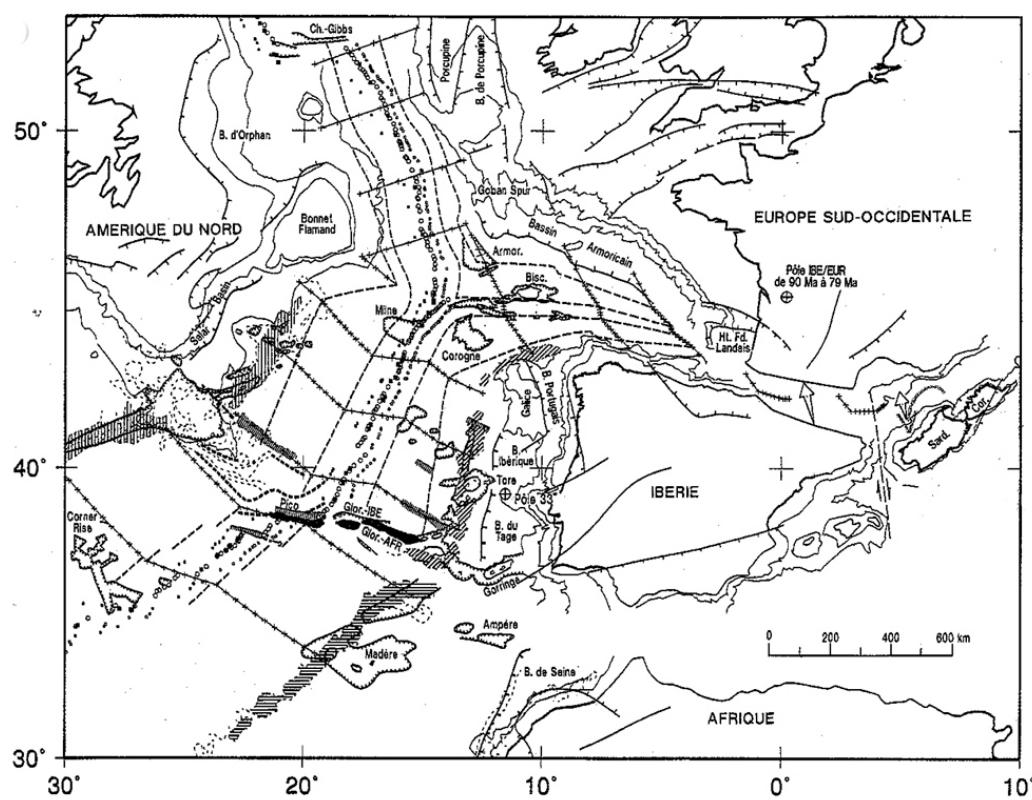


Fig. 17: Modèle cimématique de l'Ibérie proposé par Olivet [1996]; l'Europe occidentale est supposée fixe dans ces reconstructions.

### II.2.1.2 Le modèle de rotation de l'Ibérie et l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne

Le deuxième mode proposé pour l'ouverture du Golfe de Gascogne suggère que entre M0 et l'anomalie A330 l'Ibérie se déplace suivant un mouvement de rotation autour d'un pôle situé dans le domaine pyrénéen [Carey, 1958 ; Schoeffler, 1965] (Fig. 18a&18b) ou dans l'axe de celui-ci [Montadert et Winnock, 1971] (Fig. 18c). Ce mouvement de rotation entraîne ainsi l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne qui s'accompagne d'un mouvement de convergence dans les parties orientales des Pyrénées. Dans ce type de modèle, les bassins crétacés se sont formés en contexte essentiellement extensif en utilisant les discontinuités héritées des phases varisques et tardi-varisques [Souquet et Mediavilla, 1976] (Fig. 19). Une augmentation du taux d'extension de l'est vers l'ouest est induite par ce modèle.

Ces modèles sont basés sur le positionnement de la plaque Ibérique à l'anomalie M0 (118 Ma). Dans cette reconstruction l'Ibérie est basculée de quelques degrés vers l'est par rapport au modèle précédent induisant un espace d'environ 300 km dans le domaine pyrénéen [Masson et Miles, 1984 ; Srivastava et al., 1990b ; Sibuet et Colette, 1991 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Rosenbaum, 2002].

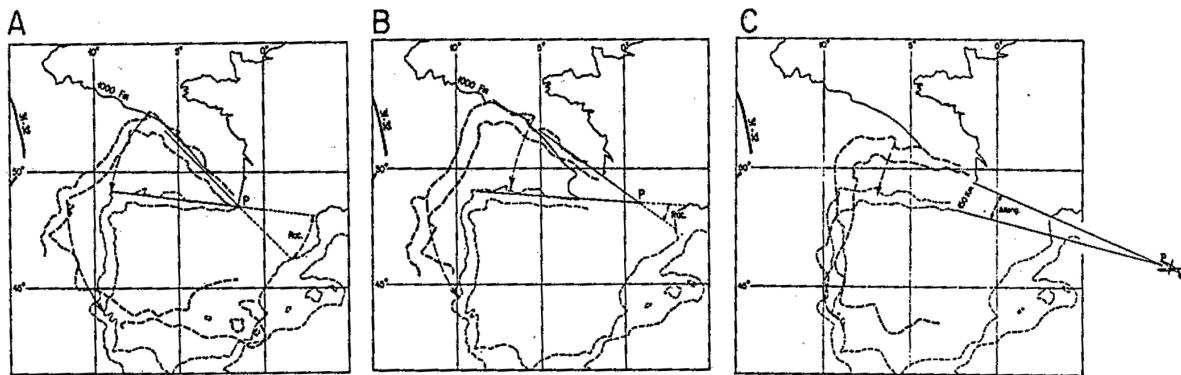


Fig. 18: Modèles cinématiques expliquant l'ouverture du Golfe de Gascogne par un mouvement de rotation autour d'un pôle situé dans le ou dans l'axe du domaine pyrénéen [D'après Choukroune, 1992]; A) Hypothèse de Carey [1958]; B) Hypothèse de Schoeffler [1965]; C) Hypothèse de Montadert et Winnock [1971].

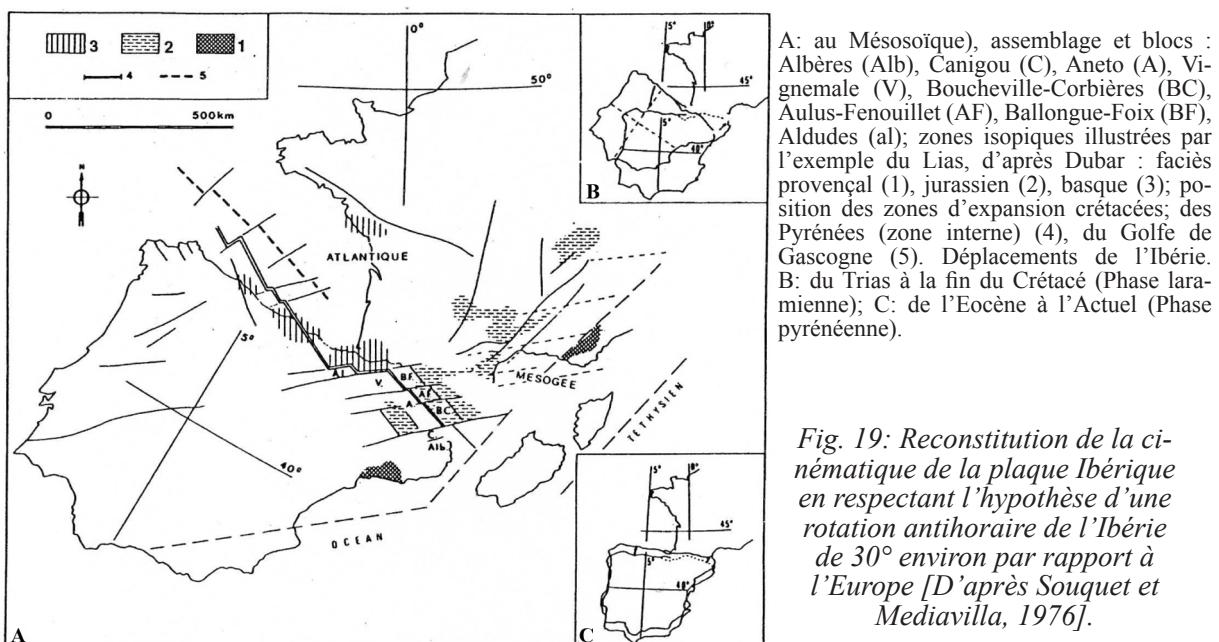


Fig. 19: Reconstitution de la cinématique de la plaque Ibérique en respectant l'hypothèse d'une rotation antihoraire de l'Ibérie de 30° environ par rapport à l'Europe [D'après Souquet et Mediavilla, 1976].

Plus récemment, *Sibuet et al.* [2004] ont découvert deux nouvelles anomalies dans le Golfe de Gascogne et les interprètent comme étant les anomalies M0 et M3. Ils proposent alors une nouvelle reconstruction paléogéographique de la plaque Ibérie à l'anomalie M0 dans laquelle l'espace dans le domaine pyrénéen est encore augmenté puisqu'il atteint plus de 600km à l'est des Pyrénées (Fig. 20a). Le déplacement cinématique de la plaque Ibérique, lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne, déduit de cette reconstruction se décompose en deux phases :

- Une première phase de mouvement extensif entre le Jurassique supérieur et l'Aptien inférieur (M25 : 156,5 M à M0 : 118 Ma) : 350 km d'extension N-S sont alors accommodés dans le domaine pyrénéen et forment ce que *Sibuet et al.* [2004] appellent la néo-Tethys.

- Une deuxième phase d'extension dans le Golfe de Gascogne entre l'Aptien supérieur et le Santonien supérieur (M0 à A330 : 85 Ma) induite par la rotation de 25° de l'Ibérie (Fig. 20b). Ce mouvement de rotation génère un mouvement de convergence SO-NE dans le domaine pyrénéen qui serait accommodé par la subduction de la néo-Téthys (la quantité de convergence accommodée augmente d'ouest en est en passant de 250 km à 450 km). Cette subduction entraînerait la formation de bassins arrière-arcs dans le domaine nord pyrénéen.

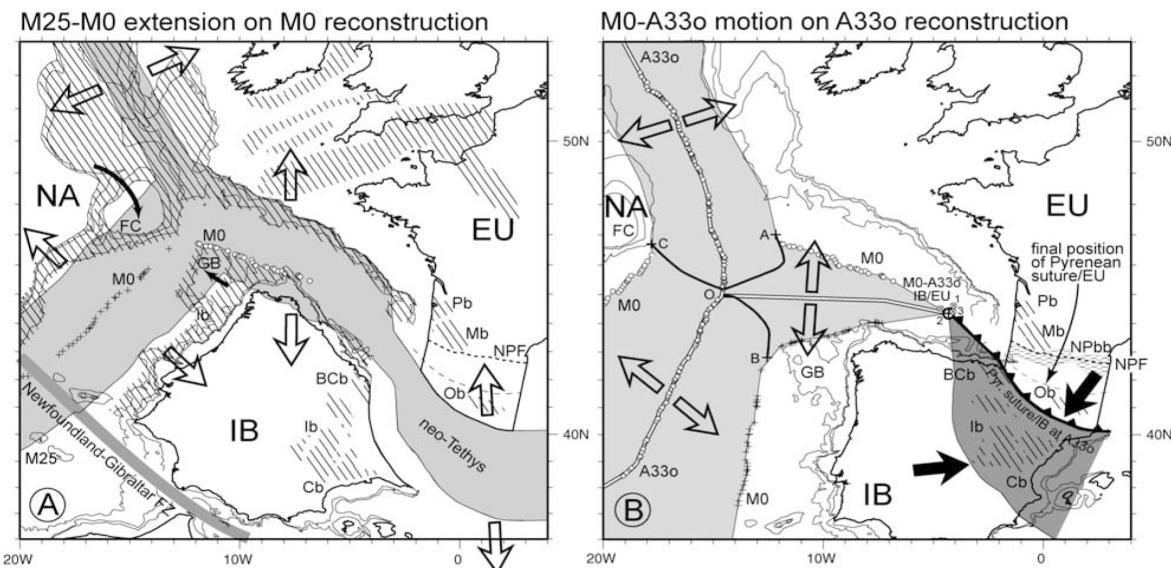


Fig. 20: Modèle cinématique de l'Ibérie proposé par [Sibuet et al., 2004]; l'Europe (EU) est supposée fixe a): Reconstruction des continents à l'anomalie M0, b) Reconstruction à l'anomalie A330.

### II.2.1.3 Les systèmes analogues

#### Le bassin de Woodlark

Le bassin de Woodlark est un bassin en forme de V abondamment étudié pour essayer de comprendre les processus de rifting et la phase de transition entre rift continental et expansion océanique. Le mouvement vers le nord relatif de la plaque de Woodlark par rapport à la plaque Australienne explique l'extension rapide observée dans ce bassin dès la fin du Miocène et le fort gradient est-ouest du taux d'extension enregistré le long de celui-ci [Taylor *et al.*, 1999; Kington and Goodliffe, 2008]. Sur la base de reconstruction cinématique, il semble que l'expansion océanique ait débuté il y a 6 Ma à l'est du bassin après environ 200 km d'extension et se propage maintenant vers l'ouest dans la péninsule papouasiennne [Taylor and Huchon, 2002 ; Taylor *et al.*, 1999]. Ce bassin s'est donc formé par un mécanisme d'ouverture en ciseau comparable à celui proposé par Masson et Miles [1984], Srivastava *et al* [1990b], Sibuet et Colette [1991], Roest et Srivastava [1991] et Sibuet [2004] pour l'ouverture du Golfe de Gascogne (Fig. 21a&21c). Le contexte régional reste cependant très différent puisque le bassin de Woodlark est bordé au nord et au sud par une récente et ancienne zone de subduction (le fossé de Trobriand et le fossé de Pocklington respectivement). Il est par ailleurs intéressant de noter que se sont développés à la terminaison ouest du système des «Metamorphic Core Complexes» le long des îles D'Entrecasteaux et au sein de la péninsule Papouasiennne [Davies, 1980; Davies and Warren, 1988, 1992; Hill *et al.*, 1995; Baldwin *et al.*, 1993; Lister and Baldwin, 1993; Martinez *et al.*, 2001] (Fig. 21b). Un système similaire peut également être observé entre l'Italie et le domaine Corse-Sardaigne, puisque l'île d'Elbe est constituée par un «Metamorphic Core Complex» situé à la pointe du système de propagation océanique de la mer Thyrénienne.

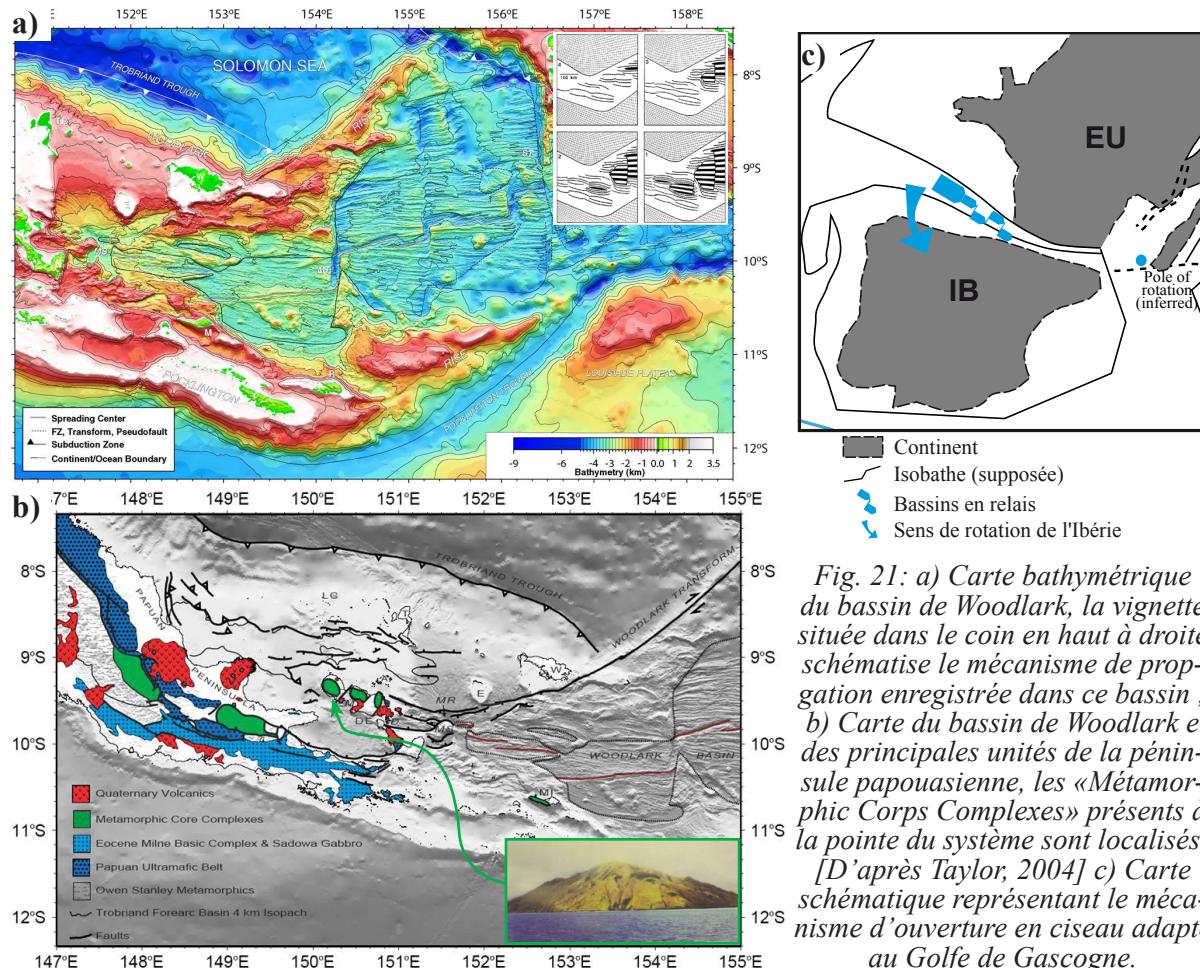


Fig. 21: a) Carte bathymétrique du bassin de Woodlark, la vignette située dans le coin en haut à droite schématise le mécanisme de propagation enregistrée dans ce bassin ; b) Carte du bassin de Woodlark et des principales unités de la péninsule papouasiennne, les «Métamorphic Corps Complexes» présents à la pointe du système sont localisés ; [D'après Taylor, 2004] c) Carte schématique représentant le mécanisme d'ouverture en ciseau adapté au Golfe de Gascogne.

### Le Golfe de Californie

L'extension dans le Golfe de Californie débuta il y a environ 12 Ma au Miocène moyen [Gastil et al., 1979 ; Sawlan, 1991], en relation avec la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Nord Américaine. Au Miocène supérieur, la région de l'actuel Golfe de Californie enregistre une déformation extensive ENE-OSO tandis qu'à l'ouest de la péninsule de Baja California un mouvement décrochant dextre est accommodé. Il y a environ 6 Ma, la limite de plaque s'est brutalement déplacée vers l'est, sur le continent, pour créer la zone transformante actuelle du Golfe de Californie sous un régime de contrainte NO-SE [Lonsdale, 1989 ; Osokin et al., 2001]. Cette zone se caractérise par une série de failles transformantes relayées par de petits bassins de type «pull-apart» distribués tout au long du Golfe (Fig. 22a). Seuls les bassins situés au sud du Golfe, comme le bassin d'Alarcón, semblent avoir accommodé suffisamment d'extension pour initier l'expansion océanique. Cette géométrie est similaire à celle proposée par les défenseurs de la Zone Transformante Nord Pyrénéenne, une comparaison qui avait d'ailleurs déjà été proposée par Choukroune et Mattauer [1978] (Fig. 22b).

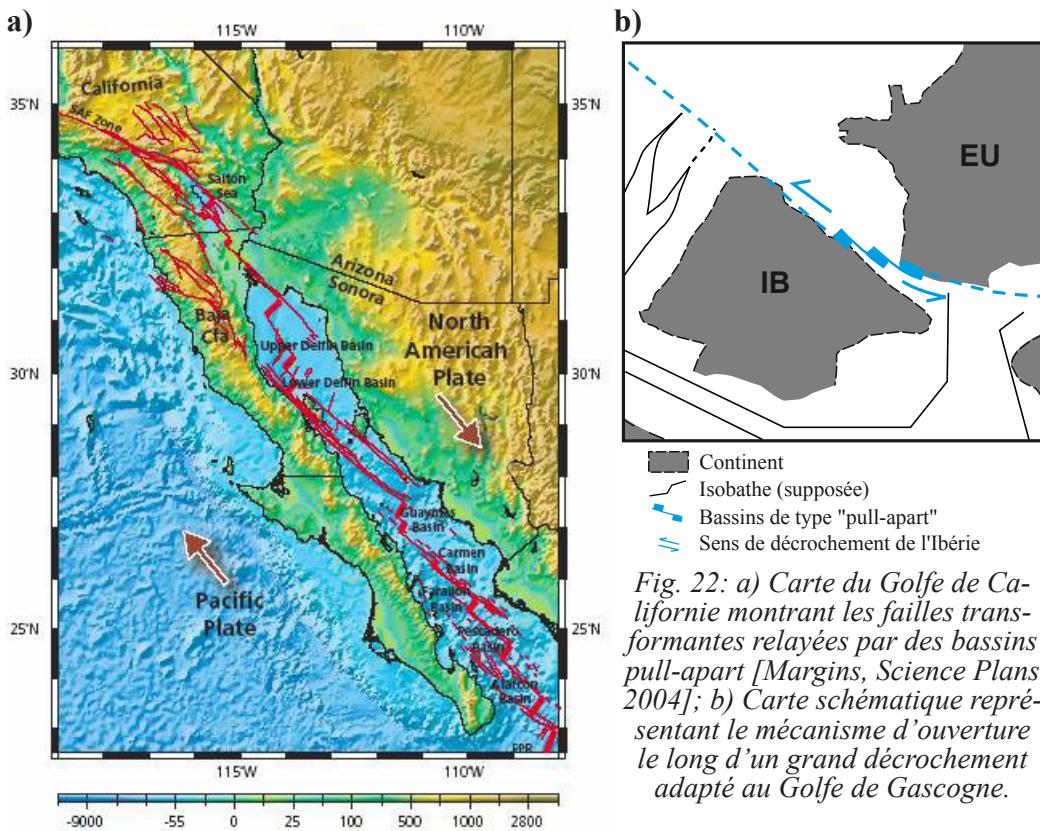


Fig. 22: a) Carte du Golfe de Californie montrant les failles transformantes relayées par des bassins pull-apart [Margins, Science Plans 2004]; b) Carte schématique représentant le mécanisme d'ouverture le long d'un grand décrochement adapté au Golfe de Gascogne.

### Discussion sur ces analogues:

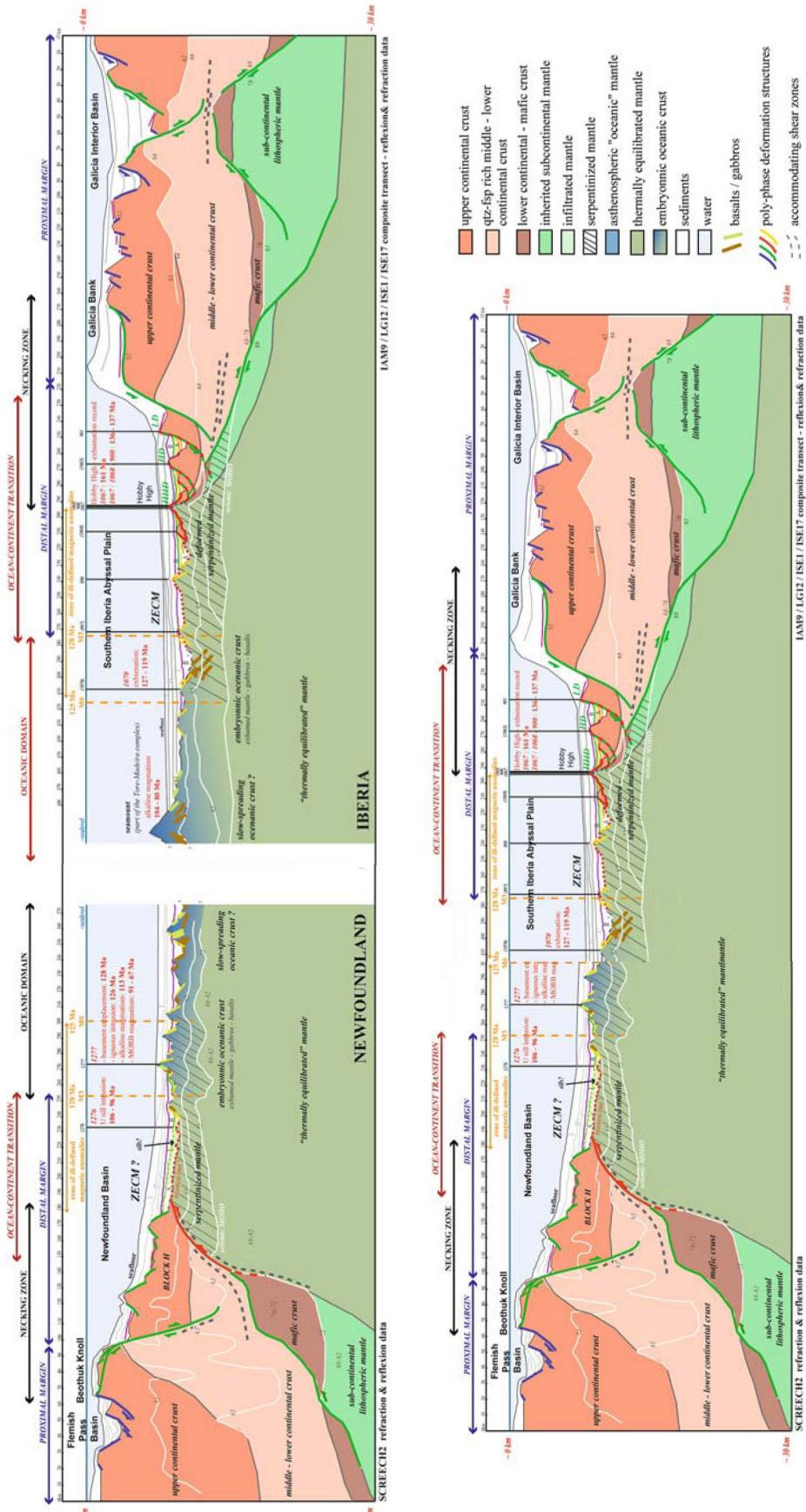
Si les deux systèmes décrits brièvement ci-dessus présentent des similitudes à l'échelle des bassins avec le système Golfe de Gascogne-Pyrénées Basques, il ne faut pas oublier que les contextes géodynamiques sont très différents. En effet, au contraire du Golfe de Gascogne, dans ces deux exemples, un système compressif associé à une subduction est le moteur de l'extension enregistrée dans le bassin. Mais ces deux exemples montrent tout de même que les deux modèles proposés pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur (ouverture selon un mouvement décrochant et ouverture en ciseau) sont réalistes puisqu'ils peuvent être observés dans la nature sur des systèmes analogues. Toutes les données disponibles (terrain, géophysique marine, cinématique) apporteront des contraintes essentielles pour déterminer lequel des deux modèles est le plus adapté ou si la construction d'un modèle alternatif est nécessaire.

#### II.2.1.4 Le nouveau regard sur la cinématique de la plaque Ibérique

##### Les nouvelles observations majeures et la remise en cause des modèles

Si les deux types de modèles présentées précédemment sont réalistes puisque observés dans la nature, ils ont tous deux été fortement critiqués sur la base d'arguments géologiques. La chaîne pyrénéenne présente entre Perpignan et la région des chaînons béarnais au sud de Pau une zone étroite et allongée (500 km de long, 20 km de large) caractérisée par la présence de granulites, de pointements de roches ultramafiques et par une zone mylonitiques principalement E-O à NO-SE d'âge Crétacé moyen [Monié *et al.*, 1994]. Cette zone étroite, appelée Faille Nord Pyrénéenne, constitue la donnée de terrain fondamentale en faveur d'un système décrochant parallèle au domaine pyrénéen. Cependant certains auteurs minimisent le déplacement latéral enregistré le long de ce couloir de décrochement au cours du Mésozoïque [Mattauer et Séguert, 1971 ; Souquet *et al.*, 1975 ; Souquet et Mediavilla, 1976]. Plusieurs objections à un décrochement de grande ampleur entre le Barrémien et le Sénonien sont évoquées. La première concerne la remise en question de la faille Nord Pyrénéenne puisque d'une part, cet accident ne se prolonge pas dans les Pyrénées occidentales et d'autre part on observe une continuité des faciès jurassiques et crétacés de chaque côté de cet accident [Souquet et Mediavilla, 1976]. Par ailleurs, Razin [1990] et Claude [1990] ont montré que les Pyrénées occidentales sont découpées par des failles de transfert NNE-SSO actives au Crétacé moyen, telle que la faille de Pamplona, qui empêchent de concevoir à cette époque un décrochement majeur entre le domaine basque d'affinité Ibérique et les bassins crétacés d'affinité européenne. Dans un cadre plus régional, les implications d'un tel modèle soulèvent également quelques objections : en effet la marge armoricaine (ou Nord Gascogne) créée dans un tel contexte devrait être une marge transformante mais l'étude menée par Thinon [1999] ne révèle aucun mouvement décrochant le long de cette marge. Par ailleurs un tel mouvement devrait être accommodé dans le système alpin mais aucun événement compressif majeur n'est enregistré dans ce domaine avant le Santonien. Quant au modèle proposé par Sibuet *et al.* [2004] il s'avère qu'aucune observation géologique ne vient étayer cette hypothèse. En effet, d'une part aucune trace de subduction d'une éventuelle néo-Tethys n'est observable sur le terrain et d'autre part le Crétacé moyen est reconnu pour être une période calme dans l'évolution de l'orogène pyrénéen : les premières événements compressifs ne sont enregistrés qu'à partir de la fin du Santonian [Garrido-Megías and Rios, 1979 ; McClay *et al.*, 2004].

Outre les données de terrain, des observations faites lors des forages OPD 103, 149, 173 et 210 et des campagnes de sismique réflexion et réfraction menées le long de la marge située à l'ouest de l'Ibérie remettent en question ces modèles cinématiques basés sur la reconstruction du domaine atlantique nord aux anomalies J ou M0. En effet, à partir des nombreux travaux réalisés sur les Transitions Océan-Continent (TOC) Sibuet *et al.* [2007] et Peron-Pinvidic and Manatschal [2008] ont montré que l'extension précédent la rupture lithosphérique (ou «break-up») et la mise en place de M0 était de l'ordre de 300 à 400 km entre l'Ibérie et la Terre Neuve et non de 100 à 150 km comme proposé antérieurement [Boillot *et al.*, 1984 ; Barbier *et al.*, 1986 et Keen et Dehler, 1993]. Comme le montre la figure 23, une reconstruction à l'anomalie M0 ne permet pas de refermer complètement l'océan Atlantique Nord.



Dans les modèles cinématiques présentés ci-dessus (paragraphes II.2.1.1 et II.2.1.2) l'importance de la phase extensive pré-Barrémienne a donc été fortement sous-estimée. Ce résultat a des conséquences majeures pour les reconstructions paléogéographiques puisqu'il suggère que l'essentiel du mouvement décrochant (de l'ordre de 300 à 400 km) entre l'Ibérie et l'Europe précède le «break-up» daté de l'Aptien supérieur-Albien inférieur [Tucholke *et al.*, 2007]. Par ailleurs, Norton [2007] ont récemment proposé que l'anomalie M0 utilisée par Sibuet dans sa reconstruction ne correspond pas à une isochrone magnétique. De son point de vue, la linéation M0 est créée par la transition entre le domaine océanique et la zone de manteau exhumé, par conséquent il ne s'agirait pas d'une isochrone puisqu'elle deviendrait de plus en plus jeune vers le Nord. Cette hypothèse pose donc la question de la fiabilité des anomalies magnétiques dans les transitions océan-continent lorsque celles-ci sont utilisées dans des modèles de reconstruction cinématique.

Il semble donc que sur la base des données de terrain et de géophysique marine les deux modèles proposés (paragraphes II.2.1.1 et II.2.1.2) pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur peuvent être remis en cause.

#### Un modèle alternatif (Fig. 24)

Afin de concilier les données géologiques des domaines pyrénéen, provençaux et alpin avec un modèle cinématique prenant en compte les récentes observations réalisées sur la marge Ouest Ibérique, Leleu *et al.* [soumis] proposent une explication alternative de l'évolution mésozoïque et cénozoïque du domaine alpin au sens large. Cet article, duquel je suis co-auteur, est présenté en annexe de ce manuscrit. Du fait des doutes émis sur la fiabilité des anomalies magnétiques [Norton, 2007] ce modèle privilégier les observations géologiques plutôt que la superposition des anomalies magnétiques pour la phase initiale précédant l'anomalie A34. Pour l'intérêt de ce travail, seuls les mouvements de l'Ibérie par rapport à l'Europe entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen seront détaillés. Pour rappel, les reconstructions cinématiques imposent l'existence d'un décrochement d'environ 500 km entre le Jurassique supérieur (150 Ma) et le Crétacé supérieur (84 Ma) [Rowley *et Lottes*, 1988]. De plus, nous avons vu précédemment que d'une part un important mouvement décrochant (de l'ordre de 300 à 400 km) a été accommodé avant le «break-up» (daté à l'Aptien supérieur-Albien inférieur) [Tucholke *et al.*, 2007] entre l'Ibérie et l'Europe et que d'autre part les données géologiques de terrain s'opposent à un décrochement de grande ampleur à l'Aptien-Albien dans le domaine pyrénéen. De ce fait, pour concilier les arguments géologiques et géophysiques ainsi que les contraintes cinématiques, Leleu *et al.* [soumis] proposent une reconstruction dans laquelle les  $\pm 300$  km de déplacement vers l'est de l'Ibérie par rapport à l'Europe précédant le break-up sont accommodés le long d'un large couloir de décrochement situé dans la zone actuelle des Pyrénées, entre le Jurassique terminal (Tithonian) et l'Aptien inférieur. Ce mouvement entraîne la formation de bassins transtensifs dans le couloir de décrochement et est transféré le long de la zone transformante alpine dans la zone de subduction des Carpates. Au cours de l'Aptien supérieur un changement majeur se produit dans le mouvement cinématique de la plaque Ibérique puisqu'elle commence à se déplacer suivant un mouvement de rotation antihoraire par rapport à l'Europe. De récentes données paléomagnétiques étudiées par Gong *et al.* [2008] confortent cette hypothèse et démontrent que le mouvement rotationnel de l'Ibérie à lieu essentiellement à l'Aptien, entre 125 et 112 Ma. Ce mouvement de rotation génère des contraintes extensives au sein du couloir de décrochement et l'ouverture du Golfe de Gascogne.

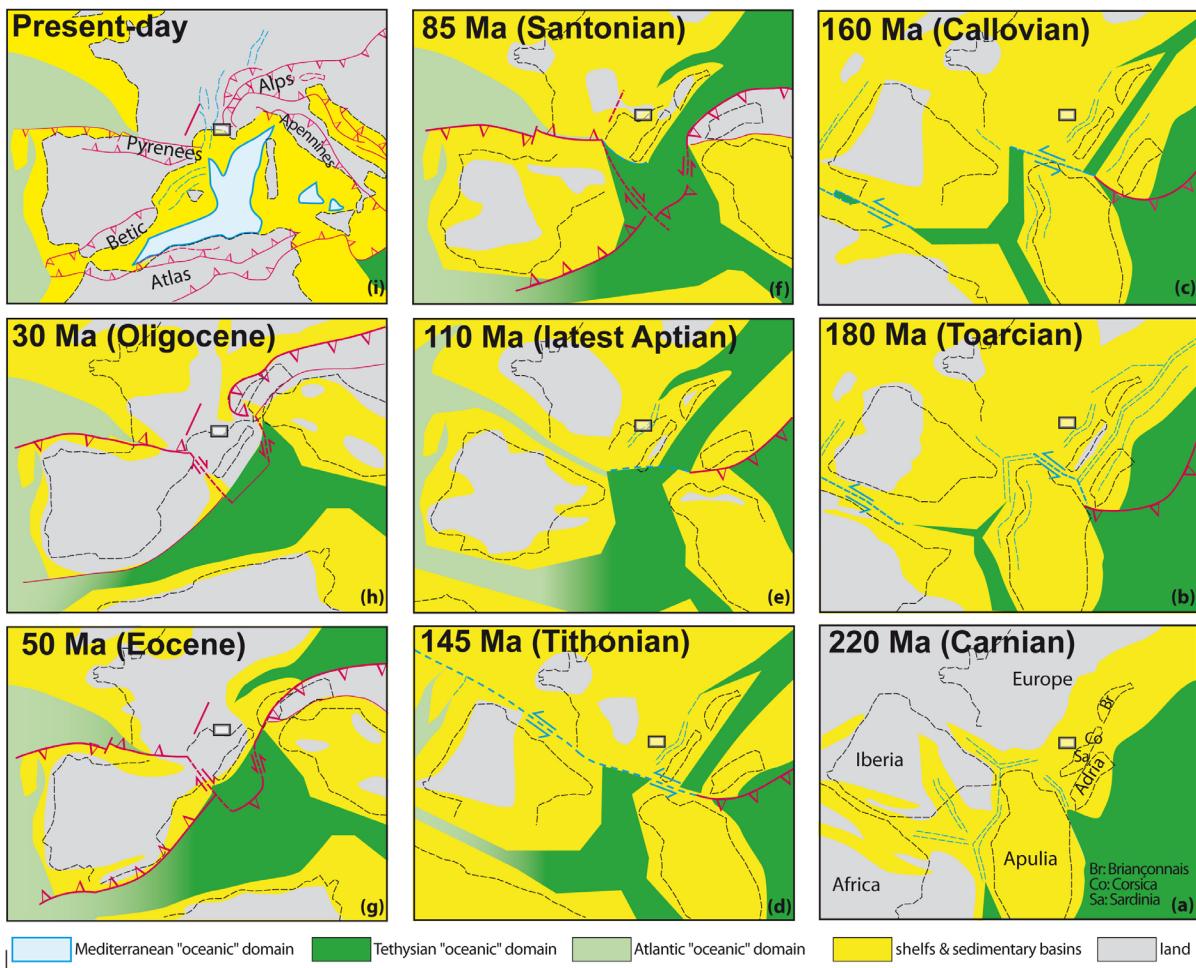


Fig. 24: Reconstruction paléogéographique du système des Alpes occidentales du Trias à l'actuel [Leleu et al., subm]. Ce modèle s'étend du Golfe de Gascogne à l'ouest jusqu'aux Carpates à l'est.  
Sa: Sardaigne, Co: Corse, Br: Briançonnais.

## II. 2. 2. Le rifting à l'échelle des bassins

### II.2.2.1 Enregistrement sédimentaire

Des changements paléogéographiques importants ont lieu au cours du Kimmeridgien supérieur et au Tithonien avec l'abandon de la physionomie jurassique (vaste plateforme carbonatée) lors d'une régression généralisée et la mise en place de zones de subsidences et de sédimentation actives de direction E-O ou NO-SE (Fig. 25a&25b). Les sillons de Parentis et de l'Adour-Mirande en sont les deux principaux exemples et sont à cette période le siège de dépôts carbonatés : calcaires et marnes riches en matière organique (Fig. 26a&26b). Par la suite, la période crétacée inférieure est marquée par une nouvelle phase transgressive en provenance de l'Atlantique Nord (rift de Biscaye) et surtout de la Téthys occidentale (golfe pyrénéo-provençal) (Fig. 25c). Cet épisode transgressif est particulièrement bien enregistré au Crétacé inférieur dans le bassin de Parentis où des niveaux argilo-gréseux fluviatiles à tidaux datés du Berriasien et Valanginien sont recouvert par des argiles d'environnement littoral à deltaïque du Valanginien à l'Hauterivien (Fig. 26c). Dans les Pyrénées plus méridionale, la mer occupe à cette époque les Pyrénées centrales et orientales de part et d'autre d'un isthme émergé siège de dépôts bauxitiques (Fig. 25c). Pendant la période barrémienne à aptienne des cuvettes losangiques s'individualisent pour former les sub-bassins de Parentis au nord et de Mirande et Adour-Arzacq-Tarbes au sud (Fig. 25d, 26d&26e). Ces bassins s'agencent en un proto-rift qui

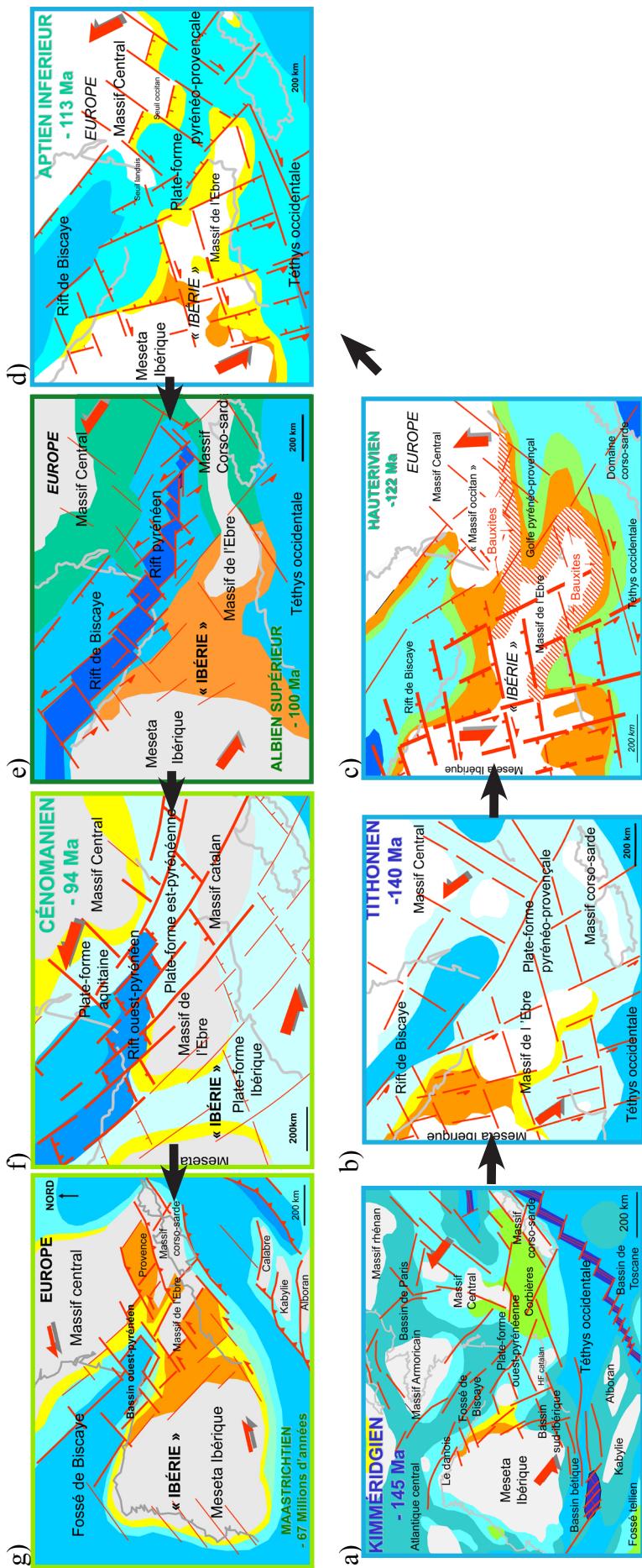


Fig. 25: Evolution paléogéographique de l'Europe sud occidentale du Kimmeridgien au Maastrichtien [Canérot, 2008 d'après Dercourt et al., 2000].

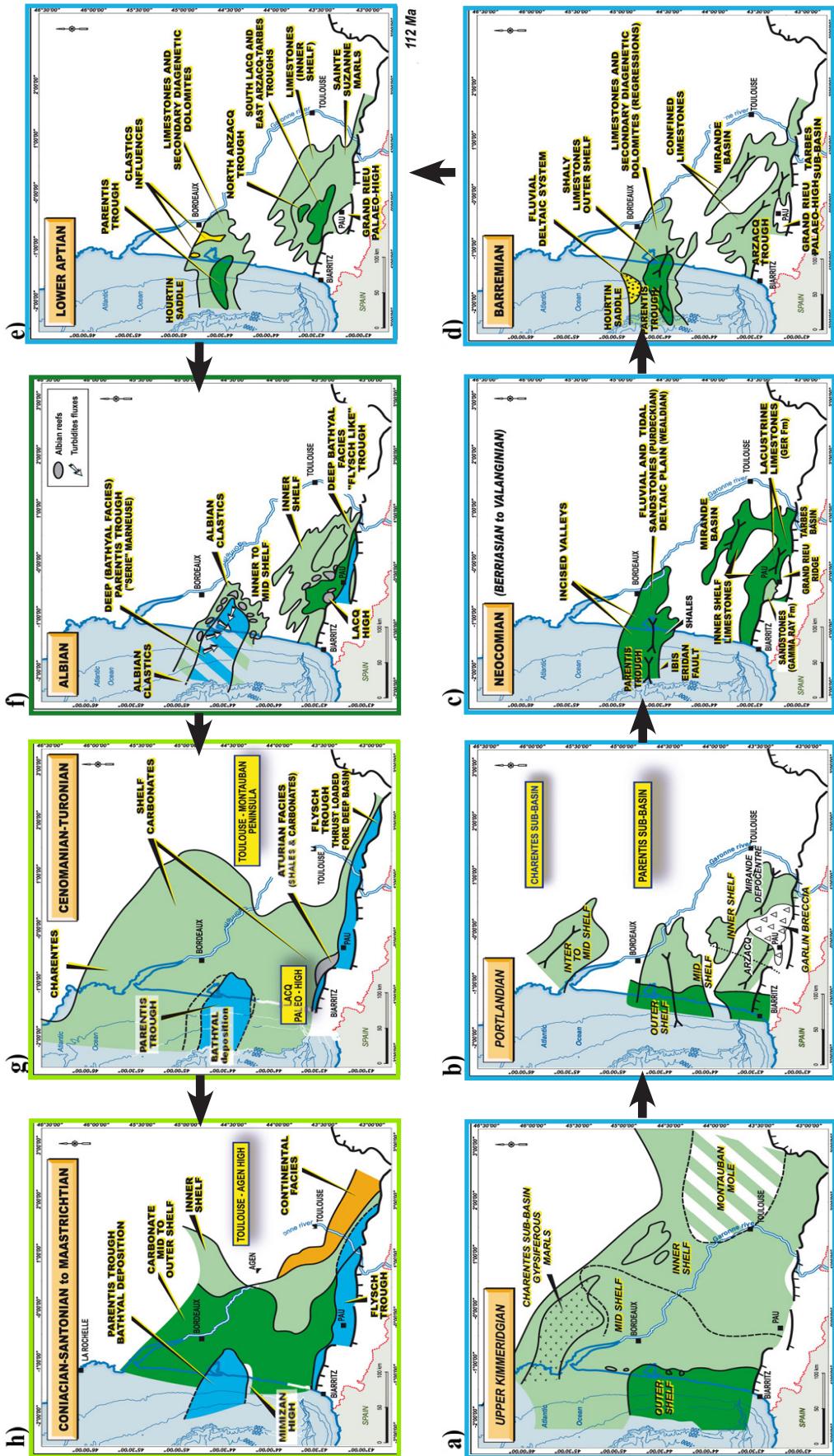


Fig. 26: Le bassin d'Aquitaine : évolution des faciès et des environnements entre le Jurassique supérieur et le Maastrichtien [Biteau et al., 2006].

s'élargit au cours du temps. Ils sont alors remplis de sédiment marneux, comme les marnes de Sainte Suzanne datées du Bédoulien (Aptien inférieur) (Fig. 27) et déposés en milieu marin peu profond [Cassou, 1968], tandis que sur les bordures de ces bassins des plateformes carbonatées se forment.

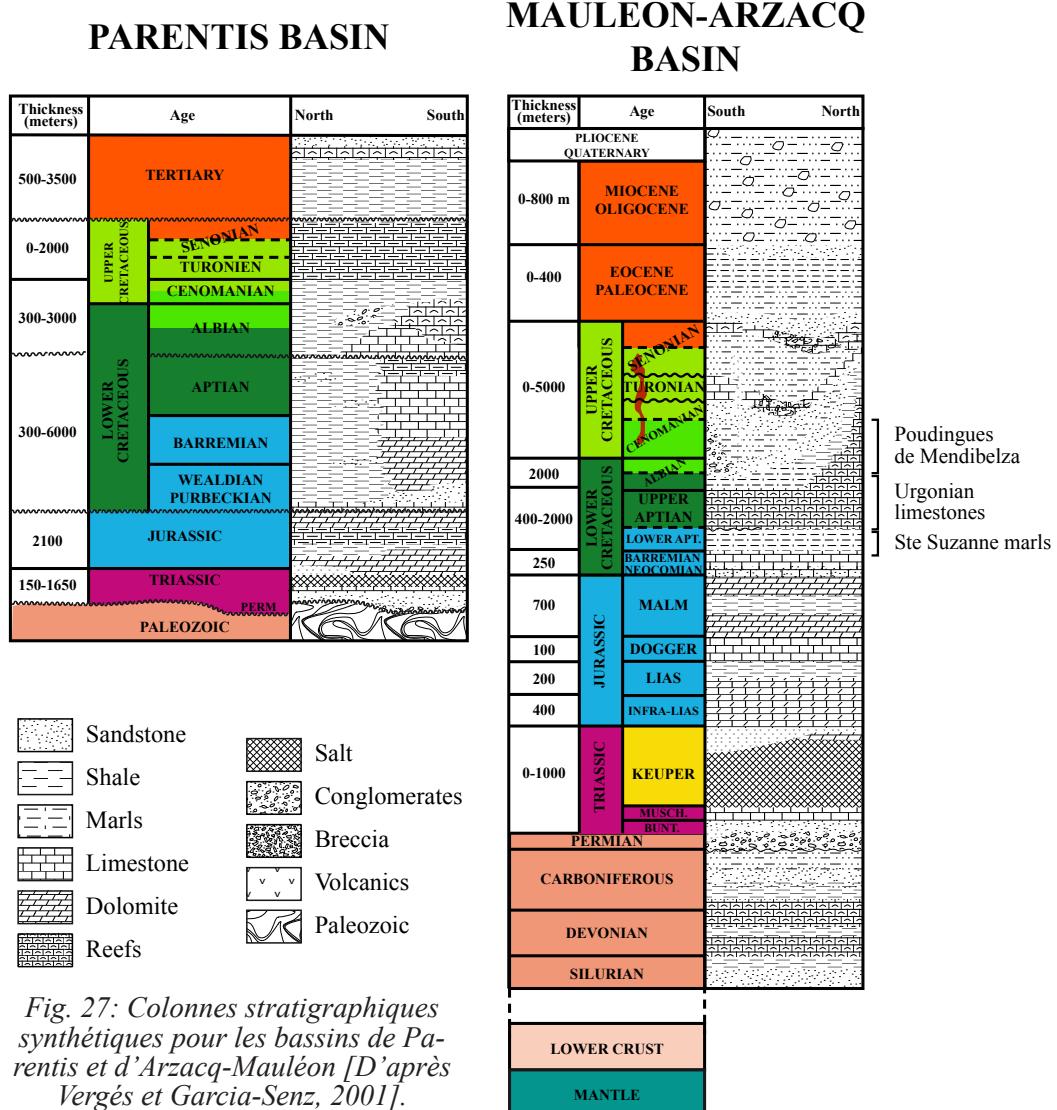


Fig. 27: Colonnes stratigraphiques synthétiques pour les bassins de Parentis et d'Arzacq-Mauléon [D'après Vergés et Garcia-Senz, 2001].

Dès le Gargasien (Aptien supérieur), un retour général à la sédimentation carbonatée de type Urgonien (Fig. 27) s'opère en contexte instable, puisque des structures de croissance et des variations d'épaisseur observées dans ces sédiments traduisent les basculements relatifs de différents blocs crustaux sur les bordures des bassins. Cette instabilité entraîne par ailleurs dans les bassins de Parentis et d'Arzacq Mauléon des phénomènes de basculement gravitaires sur sel [Biteau et Canérot, 2008]. A l'Albien inférieur, la poursuite des contraintes extensives permet l'installation d'un vaste bassin transpyrénéen rempli de marnes noires à ammonites et spicules de spongaires. A l'Albien moyen l'accélération des mouvements tectoniques conduit au creusement d'un sillon profond où se déposent des milliers de mètres de Flysch noirs. Ce sillon se décompose en plusieurs fossés tectoniques disposés en relais dont le bassin d'Arzacq-Mauléon dans la partie occidentale du système (Fig. 25f, 26e&27). Ce bassin très vaste s'élargit graduellement par extension N-S au cours de l'Albien et du Cénomanien inférieur vers le sud en intégrant des blocs crustaux de la marge continentale Ibérique (Fig. 25f) [Canérot, 2008]. Associés aux dépôts de Flysch noirs dans le centre du bassin, 900m de poudingues, dits poudingues d'Igountze ou de Mendibelza; sont déposés dans la partie sud du bassin (Fig. 27)

[Boirie et Souquet, 1982]. La période du Cénomanien au Campanien inférieur se caractérise par une phase de transgression généralisée, favorable au dépôt d'argiles et marnes bathyales qui recouvrent entièrement le bassin aquitain jusqu'au Massif central (Fig. 25g, 26f&26g). Dans le domaine pyrénéen, une sédimentation marine (série flysch turbiditique, essentiellement carbonatée à microfaunes pélagiques) se poursuit dans le sillon de Mauléon qui demeure très profond et s'élargit par pulsations extensives successives (Fig. 27). Au sud de ce bassin, se développe une vaste plate-forme, transgressive vers le sud jusqu'au Coniacien, qui recouvre directement le socle paléozoïque de la Haute Chaîne. Ces calcaires, plus ou moins marneux voire gréseux à l'approche du littoral, sont formés des calcaires à Préalvéolines du Cénomanien et du complexe de 300 à 400 m d'épaisseur des « calcaires des Cañons » ou « calcaires des Eaux-Chaudes » datés du Turonien au Campanien.

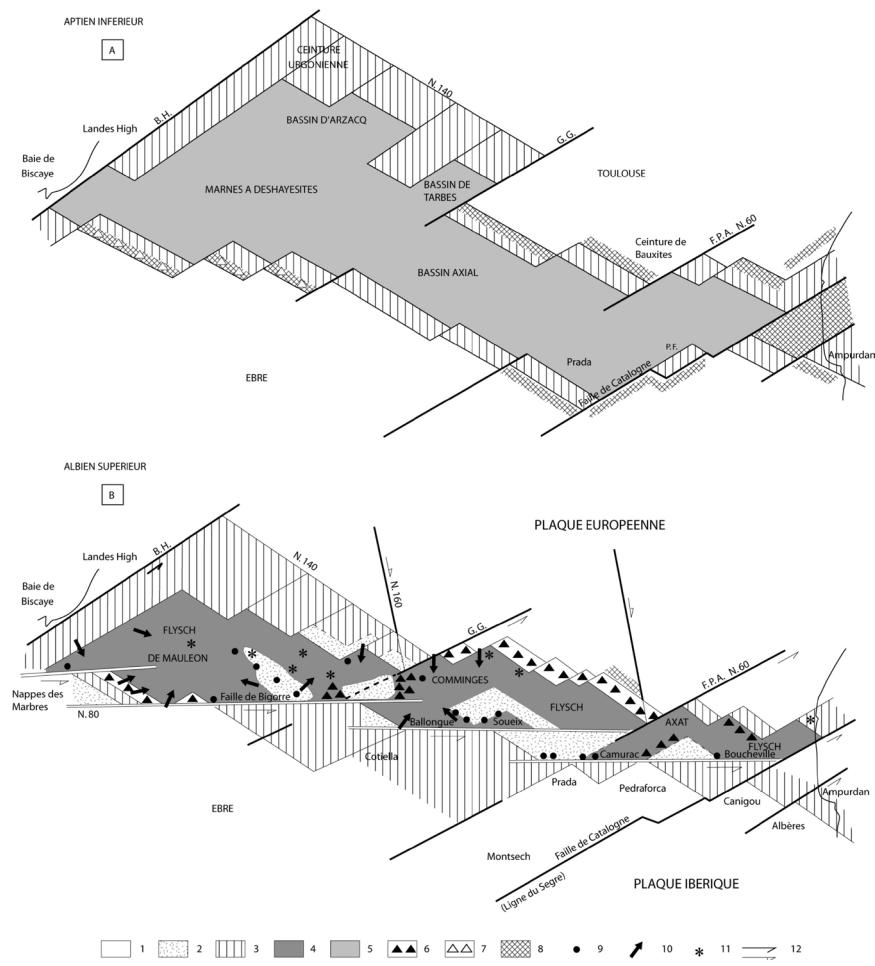


Fig. 28: Hypothèse de reconstructions palinspastiques du domaine [Peybernès et Souquet, 1984]; A) Bassins rhomboïdiens à l'Aptien inférieur; B) Bassins triangulaires à l'Aptien supérieur.

- 1) aires continentales;
- 2) zones érodées ou blocs chevauchants;
- 3) plate-forme;
- 4) flyschs Albiens;
- 5) marnes noires de l'Aptien,
- 6) brèches de Talus;
- 7) brèches de plate-forme;
- 8) bauxites;
- 9) herzolites;
- 10) cônes sous marins et direction générales des paléocourants;
- 11) magmatisme du Crétacé moyen;
- 12) mouvements décrochants

### II.2.2.2 Forme des bassins

Dès l'Aptien, les contraintes transtensives associées à l'ouverture du Golfe de Gascogne vont générer dans les domaines aquitain et pyrénéen un proto-rift formé de trois sub-bassins (Parentis, Mirande et Adour-Arzacq-Tarbes) bien individualisés et séparés par des hauts fonds : le seuil des Landes entre les sub-bassins de Parentis et de Mirande et le seuil de Tarbes entre les sub-bassins de Mirande et de Adour-Arzacq-Tarbes. Ces bassins très subsidents sont allongés selon une direction N110° à N140° et sont décalés par des failles de transferts N50° à N80° [Souquet et Mediavilla, 1976 ; Peybernès et Souquet, 1984] (Fig. 28a). A l'Albo-Cé-

nomanien, dans l'hypothèse d'un important mouvement décrochant le long de la Zone Nord Pyrénéenne, *Peybernès et Souquet* [1984] suggèrent que les précédents bassins losangiques, tronqués par un réseau de failles est-ouest en échelons, se transforment en bassins triangulaires où se déposent des milliers de mètres de flysch noir (Fig. 28b).

Cette hypothèse suppose que ces bassins, bordés au sud par des failles décrochantes restent confinés mais *Ducasse et Vélasque* [1988] et *Canérot* [1989] ont démontré que le fossé de Mauléon s'élargit progressivement vers le sud jusqu'au Santonien par le basculement de compartiments bordiers de plus en plus méridionaux, à la faveur de failles normales E-O ou SO-NE. De courts relais en décrochements peuvent être identifiés entre les différents blocs. Ils décrivent ainsi la géométrie classique d'un rift extensif où la composante décrochante ne peut être que mineure.

### II. 2. 3. Les processus associés à l'étirement de la croûte

Dans la Zone Nord Pyrénéenne, l'épisode de rifting et d'amincissement crustal se traduit également par l'accentuation du diapirisme salifère, la mise à l'affleurement de roches mantelliques, le développement d'un magmatisme alcalin et d'un métamorphisme haute température–basse pression limité à la zone de l'ancien sillon trans-pyrénéen Albien.

#### II.2.3.1 Le diapirisme

Comme nous l'avons vu précédemment, la phase de rifting du Crétacé inférieur s'est traduite dans les Pyrénées occidentales par le découpage du socle varisque en blocs séparés par des failles est-ouest à jeu normal et des accidents décrochants transverses. A partir de l'Aptien, les contraintes distensives s'intensifient ce qui provoque le basculement de ces blocs avec affaissement dominant vers le sud. Ces mouvements tectoniques et l'accumulation de sédiments dans les parties effondrées des blocs entraînent la migration du sel triasique et la formation de rides diapiriques, de dômes ou de diapirs. Dans le bassin de Mauléon, plusieurs structures diapiriques ont été décrites tels les diapirs des Arbailles [*Canérot*, 1989], du Lichançumendy ou du Chapeau de Gendarme. Plus au nord, une vaste structure associant vraisemblablement plusieurs dômes plus ou moins coalescents constitue la zone diapirique du Saison ou de Roquiague active jusqu'à l'Albien. De nombreuses structures diapiriques, mises en place entre le Crétacé et le Paléogène ont également été identifiées au nord et au sud des Pyrénées dans les bassins d'Aquitaine et de l'Ebre.

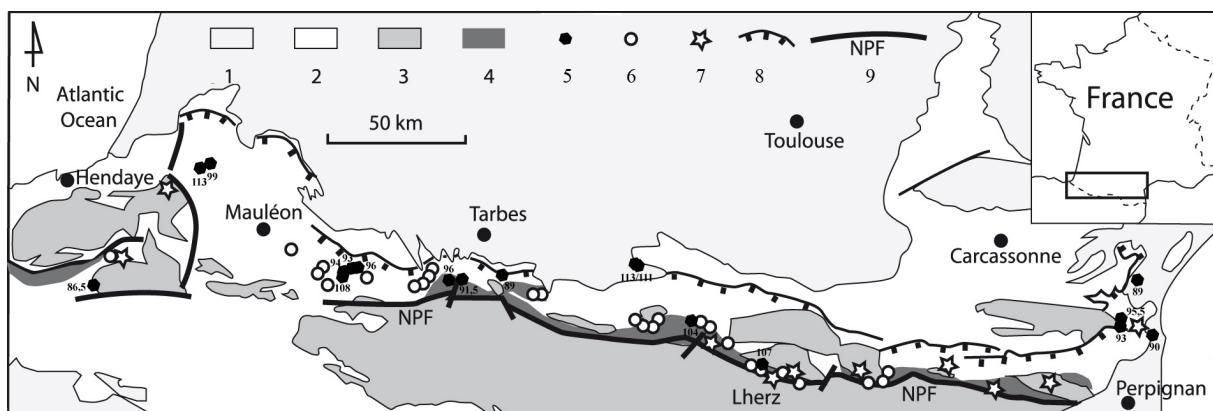
#### II.2.3.2 Le magmatisme

Les roches magmatiques alcalines, mises en place au cours du Crétacé dans des sédiments d'âge Albien à Turonien, s'observent principalement le long de la Zone Nord Pyrénéenne, dans les Corbières, entre Narbonne et Perpignan ou dans les Pyrénées centrales et occidentales (Fig. 29). Dans le bassin de Mauléon ces roches magmatiques peuvent être des roches volcaniques basaltiques ou trachytiques (par exemple les basaltes en « pillows » de Herrère près d'Oloron Sainte-Marie) ou intrusives (filons de picrites ou de teschénites et syénites feldspathoïdiques) [*Montigny et al.*, 1986]. Sur le terrain, les roches volcaniques ou intrusives sont généralement voisines ce qui suggère un lien génétique entre ces différentes roches. Des datations K-Ar menées principalement sur les roches intrusives ont montré que cet événement magmatique s'est produit entre 110 et 85 Ma (entre l'Albien et le Coniacien) [*Montigny et al.*, 1986] (Fig. 29). Initié lors de la phase extensive majeure, cet événement s'est donc poursuivi tardivement au cours du Crétacé supérieur.

### II.2.3.3 Le métamorphisme

Dans une bande étroite de la Zone Nord Pyrénéenne s'étendant de Perpignan à la province de Navarre en Espagne, appelée Zone Interne Métamorphique, les sédiments mésozoïques ont été soumis à un événement métamorphique, identifié comme statique, de haute température et basse pression et n'impliquant aucune contrainte mécanique. Les datations opérées sur biotites et amphiboles indiquent que cet épisode métamorphique s'est produit entre 95 et 85 Ma [Montigny *et al.*, 1986], c'est-à-dire après l'épisode final du rifting, à l'Aptien-Albien et avant la compression pyrénéenne. On remarque dès lors, que cet événement intervient tardivement par rapport au magmatisme mésocrétacé décrit dans le paragraphe précédent.

En dehors de cette Zone Interne Métamorphique, un second événement métamorphique a été identifié. Celui-ci affecte essentiellement les carbonates et évaporites du Trias supérieur et est décrit comme un métamorphisme hydrothermal daté de  $107 \pm 3$  Ma [Thiébaut *et al.* 1988, 1992]. Ce métamorphisme est donc plus ancien que le métamorphisme « pyrénéen » de la zone interne de la chaîne et est contemporain du premier épisode magmatique alcalin. Comme ce dernier il serait associé à l'amincissement crustal aptien-albien.



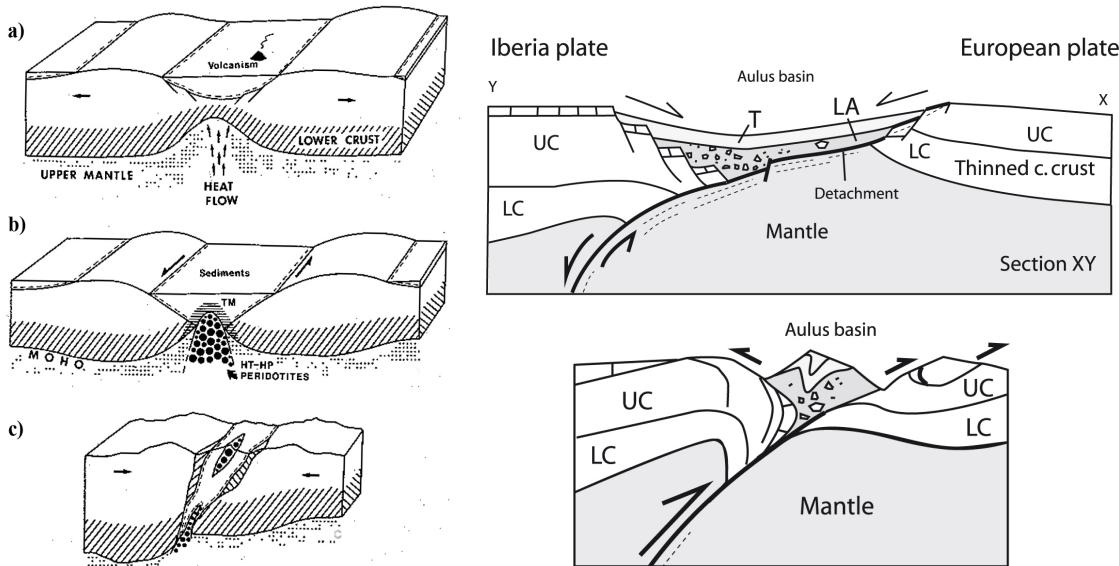
1: sédiments oligocènes et post-oligocènes; 2: sédiments mésozoïques et eocènes; 3: socle paléozoïque; 4 : zone de métamorphisme pyrénéen HT-BP; 5: roches magmatiques datées, le nombre associé représente l'âge obtenu en millions d'années; 6: affleurements de lherzolites; 7: granulites; 8: principaux chevauchements des zones externes; 9: Faille Nord Pyrénéenne.

*Fig. 29: Carte de localisation des affleurements de lherzolites, des roches magmatiques datées et des zones de métamorphisme haute température-basse pression  
[Modifiée d'après Lagabrielle and Bodinier, 2008].*

### II.2.3.4 La mise en place des lherzolites

Quarante affleurements de petite taille (moins de 3km de long) de périclases ont été décrits dans le domaine pyrénéen. Ceux-ci sont principalement situés dans une bande étroite de sédiments mésozoïques, de 400 km de long et parallèle à ce qu'on appelle généralement la Faille Nord Pyrénéenne [Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008] (Fig. 29). Ces corps périclastiques sont principalement constitués de lherzolites fraîches à modérément serpentinisées et présentent les caractéristiques chimiques et pétrologiques typiques de la lithosphère subcontinentale (faible température d'équilibre ( $800-900^{\circ}\text{C}$ ), large éventail de composition isotopique et métasomatisme comparable à celui observé dans les xénolites mantelliques) [Bodinier *et al.*, 1988, 1990, 2004 ; Fabriès *et al.*, 1991]. Leroux *et al.* [2007] ont par ailleurs démontré, à partir d'une étude structurale et géochimique minutieuse du massif de Lherz, que ces lherzolites pyrénéennes sont d'origine secondaire et résultent d'une refertilisation des harzburgites lithosphériques anciennes ( $\sim 2,5$  Ga [Reisberg and Lorand, 1995]). Cette refertilisation a probablement eu lieu au cours de l'événement thermique associé à l'effondrement de la chaîne varisque et responsable du métamorphisme granulitique observé dans les Pyrénées occidentales.

[Pin and Vielzeuf, 1983]. Enfin, ces affleurements de lherzolites sont toujours observés dans des formations sédimentaires correspondant à des bassins mésozoïques inversés et sont, dans les Pyrénées centrales, fréquemment localisés au voisinage de roches granulitiques caractéristiques de la croûte inférieure. Plusieurs scénarios ont été présentés pour expliquer la mise en place de ces fragments de manteau dans les sédiments crétacés. Vielzeuf et Kornprobst [1984], proposent que ceux-ci s'expliquent par des intrusions de roches mantelliques froides ou chaudes dans les sédiments au cours de l'Albien (Fig. 30). D'autres auteurs suggèrent que ces roches ont été exhumées à la fin du Varisque lors du jeu décrochant de la Faille Nord Pyrénéenne [Mattauer et Choukroune, 1974], puis remaniées par des processus tectono-sédimentaires dans les sédiments crétacés [Fortané et al. 1986]. Plus récemment, Lagabrielle et Bodinier [2008], ont montré que ces roches ultramafiques ont été mises en place dans un niveau lithosphérique superficiel avant le Crétacé, pendant un épisode d'amincissement crustal tardivoisque ou au cours de l'épisode de rifting triasique à liassique. Ces roches ont ensuite été exhumées au fond de la mer par une faille de détachement pendant le Crétacé avant d'être remaniées dans les sédiments sous formes d'olistolithes (Fig. 31).



a) situation au Crétacé inférieur; b) intrusions de roches mantelliques froides ou chaudes dans les sédiments au cours de l'Albien; c) Inversion du bassin entre le Crétacé supérieur et l'Eocène; TM : Métamorphisme thermique

Fig. 30: Modèle de mise en place des lherzolites et des granulites dans la Zone Nord Pyrénéenne [D'après Vielzeuf et Kornprobst, 1984].

Fig. 31: Modèle géodynamique d'exhumation du manteau dans le contexte particulier de la chaîne pyrénéenne [Lagabrielle and Bodinier, 2008].

Dans le bassin de Mauléon, cinq affleurements de lherzolites ont été identifiés à proximité d'Oloron Sainte Marie : au Col d'Urdach, près du lieu-dit de Pédaing, au sommet du Saraillé, plus à l'est le Turon de Tecouère et plus au nord, près du village de Roquiague (Fig. 45). À la différence des affleurements observés dans les Pyrénées centrales, ces corps de lherzolites ne sont pas associés à des affleurements de roches issues de la croûte inférieure. Les quatre premiers affleurements cités s'observent en effet à la base de deux grandes barres calcaires parallèles composées des sédiments du Trias supérieur jusqu'au faciès Urgonien de l'Aptien supérieur. Ces structures constituent ce qu'on appelle les chaînons béarnais : les affleurements d'Urdach et du Turon de la Técouère sont situés à la base du chaînon de Mail Arrouy, tandis que les affleurements de Pédaing et Saraillé sont situés, plus au sud, à la base du chaînon de Sarrance. L'affleurement de Roquiague est quant à lui, observé dans un contexte très particulier puisque les corps lherzolitiques sont emballés dans les marnes bariolées gypsifères du Keuper.

## II. 3. Du Crétacé supérieur au Miocène : la phase compressive

### II. 3. 1. L'évolution paléogéographique

La fin de la période magnétique calme et l'existence de l'anomalie magnétique A34 (83 Ma) dans le Golfe de Gascogne permettent de mieux contraindre le mouvement cinématique de la plaque Ibérique à partir du Santonien. Ainsi, les modèles cinématiques concernant les mouvements de l'Ibérie après 83 Ma sont relativement cohérents et décomposent le mouvement en 4 phases majeures [Roest et Srivastava, 1991 ; Rosenbaum *et al.*, 2002].

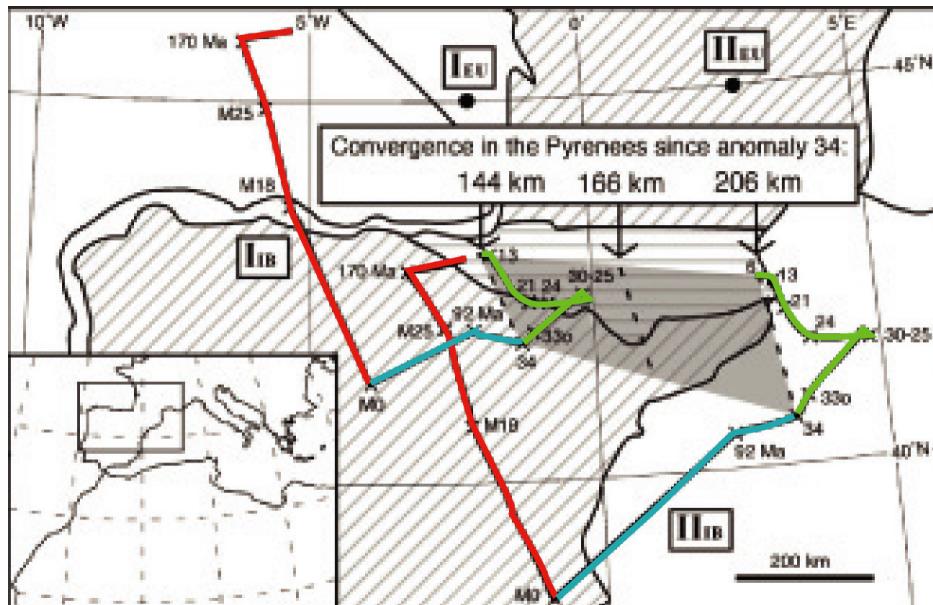


Fig. 32: Trajectoires de deux points de l'Ibérie par rapport à deux points fixes de l'Europe [D'après Rosenbaum, 2002]; la zone grise indique la quantité de convergence accumulé dans le domaine pyrénéen depuis l'anomalie 34.

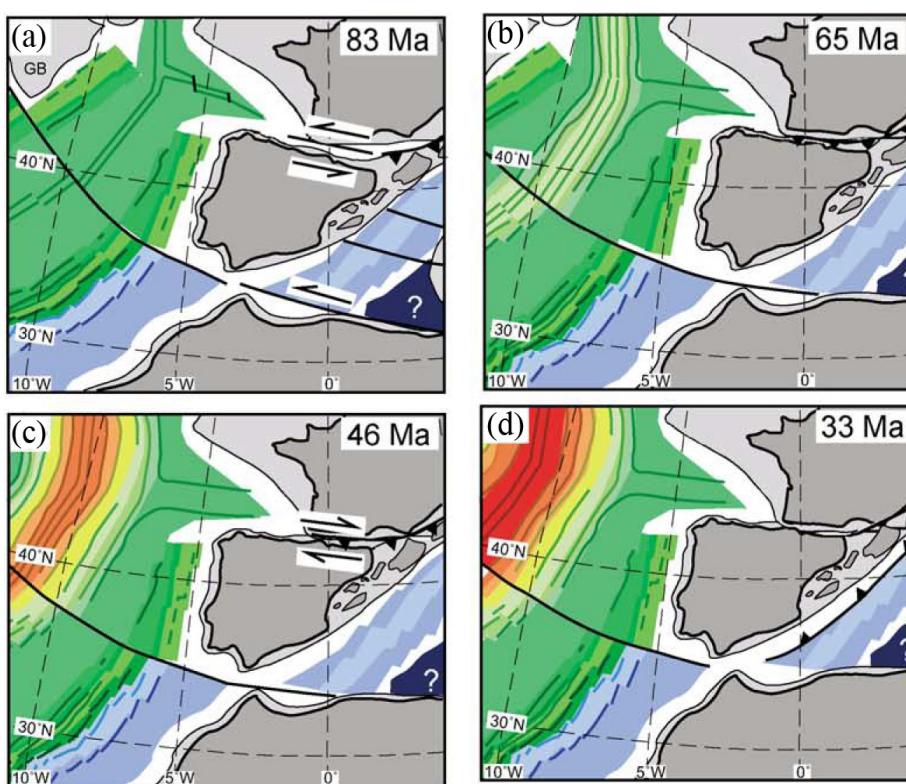


Fig. 33: Reconstruction des mouvements cinématiques de l'Ibérie à partir du Santonien [D'après Rosenbaum, 2002]: a) situation au Santonien; b) situation à la fin du Maastrichtien; c) situation à l'Eocène moyen; d) situation à la fin de l'Eocène.

De 83 à 67 Ma (A34 à A31), l’Ibérie et l’Europe convergent selon un mouvement de direction NS selon *Roest et Srivastava* [1991] ou NE-SO selon *Rosenbaum et al.* [2002] (Fig. 32, 33a&33b). Le domaine pyrénéen enregistre alors un raccourcissement majeur estimé par *Roest et Srivastava* [1991] à 110 km à l’Est et 80 km à l’Ouest. De 67 à 55 Ma (A31 à A25), l’Afrique et l’Ibérie stoppent leurs mouvements relatifs par rapport à l’Europe, en raison peut être de la collision alpine enregistrée à 65 Ma. De 55 Ma à 46 Ma (A24 à A 21), l’Ibérie se déplace selon un mouvement décrochant dextre d’ environ 60 à 70 km. Aucun raccourcissement ne serait accommodé dans cette période de temps (Fig. 33c). Par la suite, jusqu’à l’Oligocène, un ultime mouvement de convergence, relativement lent, serait accommodé entre l’Ibérie et l’Europe. Ainsi, selon *Rosenbaum et al.* [2002], 144 km de raccourcissement auraient été accommodés dans les Pyrénées occidentales, 166km dans les Pyrénées centrales et 206 km dans les Pyrénées orientales entre le Campanien et l’Oligocène (Fig. 32).

### **II. 3. 2. L’enregistrement de la compression dans la couverture sédimentaire**

Les premiers effets de la compression pyrénéenne se font ressentir dans l’enregistrement sédimentaire à partir de la fin du Santonien [*Garrido-Megías and Rios*, 1979 ; *McClay et al.*, 2004]. Le large bassin de flysch carbonaté turbiditique du Crétacé inférieur à moyen se convertit peu à peu en deux gouttières ouvertes vers l’ouest sur le Golfe de Gascogne séparées par un bourrelet montagneux, qui initialement cantonné à l’est, se développe graduellement vers l’ouest par intégration progressive de nouvelles terres émergées. Ces deux bassins établis dans les Zones Nord et Sud Pyrénéenne se remplissent de sédiments margino-littoraux et deltaïques progradant vers l’ouest. A la fin du Maestrichtien, le bassin de flysch ne subsiste plus que dans la partie occidentale des Pyrénées. Il rejoint alors, en migrant vers le nord ouest, le bassin de Parentis et de Biscaye et se comble de dépôts turbiditiques. Au Paléocène, s’observe une relative quiescence tectonique, un bassin marin occupe encore une grande partie du Pays Basque et du Béarn. Plus à l’est, au-delà d’une plate-forme carbonatée beaucoup plus interne, la sédimentation argilo-gréseuse continentale devient largement dominante. A l’Eocène, les deux gouttières nord et sud-pyrénéennes présentent des évolutions très différentes. Au nord du bourrelet montagneux, on observe une sédimentation continentale et molassique tandis que dans le bassin sud pyrénéen une sédimentation marine persiste. A l’Oligocène, les Pyrénées sont quasiment émergées, le domaine marin est réduit à la seule zone littorale du Pays Basque, des Landes et du Bordelais. L’érosion de la chaîne s’accélère et nourrit le dépôt des molasses continentales emplissant les bassins nord (bassin Aquitain) et sud pyrénéen (bassin de l’Ebre). Au Miocène supérieur et au Pliocène, la mer se retire vers l’ouest pour atteindre peu à peu ses rivages landais proches de la côte actuelle.

C’est principalement au cours de l’Eocène que la chaîne pyrénéenne acquiert sa structuration et son style tectonique propre. La phase tectonique du Crétacé terminal au Paléocène ne se manifeste clairement que dans la partie orientale et centrale de l’orogène. Elle se caractérise par un taux de raccourcissement faible (inférieur à 0,5 mm/an dans la partie sud des Pyrénées [*Vergès et al.* 2002]) et la mise en place de chevauchements superficiels résultant de l’inversion tectonique des bassins de rift mésozoïques. A partir de l’Eocène, les contraintes compressives enregistrées dans toute la chaîne lui permettent d’acquérir sa géométrie actuelle parfois qualifiée de géométrie en éventail puisque les structures (plis, chevauchements, schistosité) se déversent vers le nord dans la partie nord et vers le sud dans la partie sud. Dans les parties est de l’orogène la zone de divergence, entre les structures à vergence nord et les structures à vergence sud, est généralement observée le long de la Faille Nord Pyrénéenne : cette étroite bande de direction E-O est constituée de terrains métamorphisés et intensément déformés.

Au cours des 20 dernières années plusieurs sections à travers les Pyrénées ont été réalisées dans le domaine occidental [Ducasse et Velasque, 1988 ; Teixell, 1996, 1998], central [Muñoz, 1992] ou oriental [Vergès et al., 2002]. Seule la section Ansó-Arzacq de Teixell [1998], traversant le bassin de Mauléon, sera détaillée dans cette partie (Fig. 34). Dans cette section, l'axe de divergence se situe au niveau de la structure synclinale de Roquiague (Fig. 34b). La zone des structures à vergence nord s'étend sur environ 40 km tandis que la zone des structures à vergence sud s'étend sur plus de 70 km vers le sud. Au nord de l'axe de divergence, au sein du large bassin crétacé, des plis et des chevauchements déversés vers le nord se développent (Fig. 34b). D'après le profil ECORS-Arzacq [Daignières et al., 1994] (Fig. 5), certains de ces chevauchements s'enracinent dans la partie supérieure de la croûte (Chevauchements de St Palais et de Ste Suzanne) tandis que d'autres utilisent la semelle ductile constituée par les évaporites triasiques. Ces structures ont été principalement identifiées sur les sections sismiques et les données de puits. Dans cette partie des Pyrénées, le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) qui constitue la limite nord du domaine pyrénéen correspond au chevauchement de Sainte Suzanne. Il sépare le bassin crétacé en deux sous-bassins : au nord le bassin d'Arzacq qui reste partie intégrante du bassin d'avant pays et au sud le bassin de Mauléon qui est assimilé à la Zone Nord Pyrénéenne. Ce chevauchement frontal ne constitue pas pour autant la limite nord des déformations compressives. De grands plis, d'échelle kilométrique, sont en effet identifiés dans le bassin d'Arzacq comme l'anticlinal de Lacq. D'autre part, la compression affecte également le bassin de Parentis, en inversant les structures gravitaires Albiennes et en remobilisant les évaporites de la bordure méridionale du bassin (rides de Parentis, Antarès...). D'après des travaux menées sur la subsidence il apparaît que dans la partie nord des Pyrénées, les déformations compressives se terminent à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène [Déségaulx, 1990]. Teixell [1998] estime par ailleurs que le raccourcissement accommodé dans ce domaine est de l'ordre de 20 à 25 km.

Au sud du synclinal de Roquiague deux types de structures à vergence sud peuvent être observées (Fig. 34c). Les premières n'impliquent que la couverture sédimentaire ou la partie supérieure du socle paléozoïque. Ces structures résultent de l'inversion du bassin de Mauléon (chevauchements vers le sud des chaînons Béarnais) et de la bordure sud de ce bassin comme au niveau du chevauchement de Lakhoura (ou Lakora) où les massifs d'Igountze et de Mendibelza chevauchent vers le sud la Zone Axiale. Ce chevauchement amène le Paléozoïque, le Trias et le Crétacé des massifs en superposition sur la couverture du Crétacé supérieur de la Zone Axiale et se propage plus au sud dans le système de Larra. D'après Teixell [1996], ce type de déformation se termine à l'Eocène moyen. Le second type de structures est constitué de chevauchements crustaux, qui d'après Beaumont et al. [2000] s'enracinent dans la croûte moyenne, comme le chevauchement de Gavarnie dont l'anticlinal de rampe forme la Zone Axiale. Ce chevauchement actif à l'Oligocène inférieur est relayé à l'Oligocène moyen par un second chevauchement de socle actif jusqu'au Miocène inférieur, le chevauchement de Guarga, responsable de la déformation du bassin de Jaca. L'ensemble de ces structures à vergence sud ont permis d'accommoder environ 55 km de raccourcissement [Teixell, 1998].

On constate dès lors que dans le domaine pyrénéen les déformations compressives ont d'abord été accommodées par des structures superficielles résultant de la fermeture des bassins crétacés pour être ensuite relayées par des failles de socles à vergence sud responsables de la formation de la Zone Axiale. Une migration de la déformation vers le sud de la chaîne est ainsi observée [Teixell, 1998].

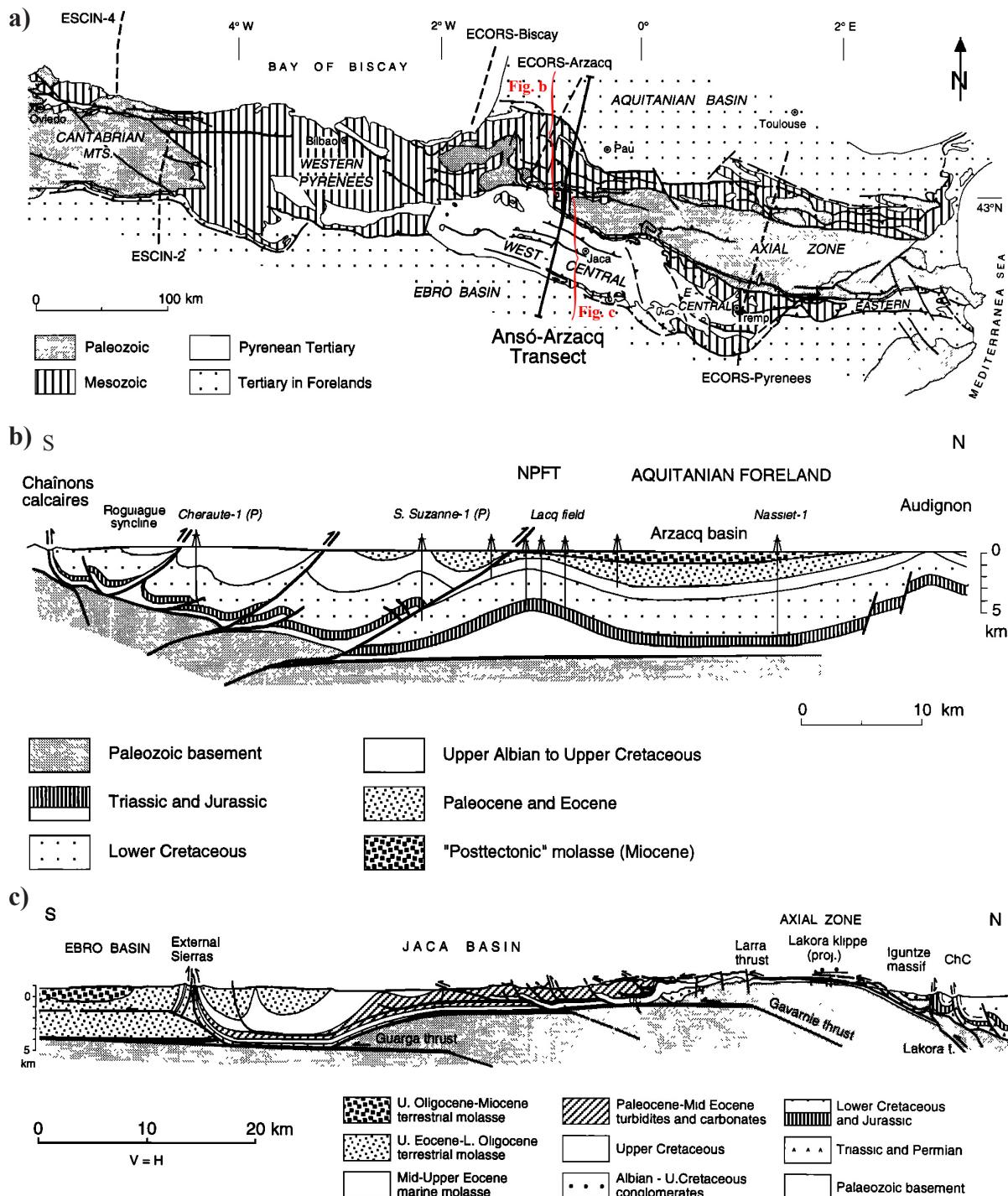


Fig. 34: Transect Ansó-Arzacq traversant la partie ouest des Pyrénées [Teixell, 1998]: a) carte de localisation de la coupe; b) portion nord de la coupe à travers la Zone Nord Pyrénéenne et le bassin Aquitain; c) portion sud de la coupe à travers la Zone Sud Pyrénéenne et la bassin de l'Ebre.

### II. 3. 3. Les structures profondes

S'il existe un certain consensus sur la nature et la géométrie des principales structures compressives en surface, la structure profonde des Pyrénées est depuis longtemps le sujet de nombreuses controverses. Celles-ci portent plus particulièrement sur la géométrie en profondeur des chevauchements crustaux et de la Faille Nord-Pyrénéenne, et sur l'origine du décalage brutal du Moho à l'aplomb de cette faille. Sur la base de données géologiques et géophysiques, plusieurs modèles très différents ont été proposés (Fig. 35):

- Mattauer [1968], Choukroune *et al.* [1973], Choukroune [1976], Séguret et Daignières [1986] proposèrent un modèle en éventail dissymétrique dans lequel les chevauchements se verticalisent en profondeur et s'enracinent dans une zone de déformation ductile. La Faille Nord-Pyrénéenne est verticale et sépare la croûte ibérique épaisse de la croûte européenne qui a retrouvé une épaisseur normale (Fig. 35a).

- En 1977, l'orogène pyrénéen est présenté comme le résultat d'une subduction limitée, sous l'Ibérie, de la lithosphère européenne [Souquet *et al.*, 1977] ou d'un bassin océanique séparant initialement les marges crétacées ibérique et sud-aquitaine [Boillot et Capdevilla, 1977] avant leur entrée en collision (Fig. 35b).

- En 1984, Williams et Fischer décrivent la structure de la chaîne comme un ensemble de chevauchements imbriqués, à pendage nord et sud et reliés en profondeur à un chevauchement crustal unique à très faible pendage nord (de l'ordre de 6°) (Fig. 35c).

- Enfin en 1985, Déramond *et al.* proposèrent un modèle de chevauchements de socle d'échelle crustale impliquant un décollement et un glissement à la base de la croûte européenne. La Faille Nord-Pyrénéenne est interprétée comme une paléofaille normale crétacée réactivée en faille inverse. Du fait de son fort pendage initial, cette faille ne peut pas accommoder beaucoup de compression. Les contraintes se transmettent donc de part et d'autre de la faille par le développement de chevauchements crustaux en duplex au sud (Zone Axiale) et par la réactivation des paléofailles listriques crétacées au nord (Zone Nord-Pyrénéenne) (Fig. 35d).

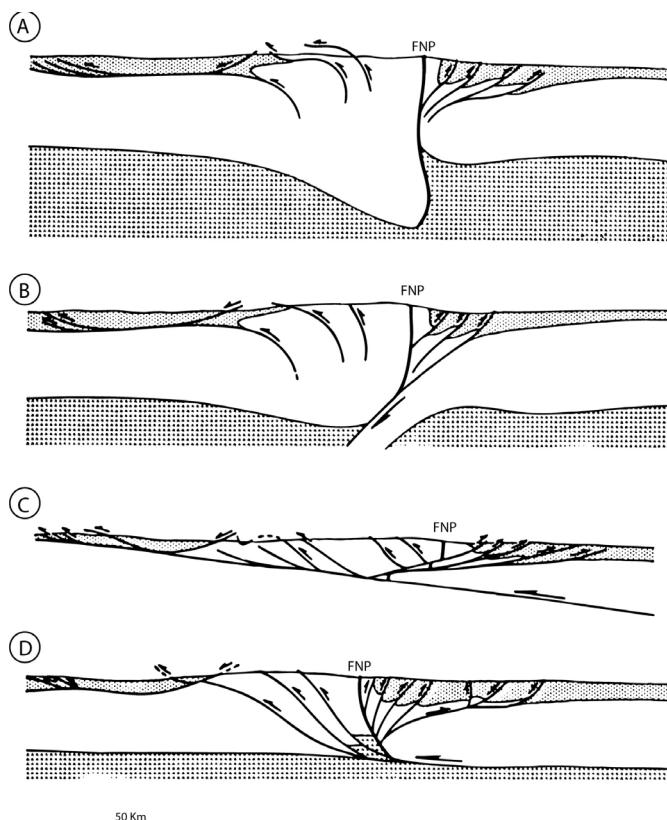


Fig. 35: Les principaux modèles de la géométrie de l'orogène pyrénéen avant les campagnes ECORS; a) D'après Mattauer [1968] et Choukroune [1976]; b) D'après Boillot et Capdevilla [1977]; c) D'après Williams et Fischer [1984]; d) D'après Déramond *et al.* [1986].

L'acquisition en 1985 et 1986 du premier profil de sismique réflexion profonde traversant toute la chaîne pyrénéenne (Profil ECORS-Pyrénées) permit de mieux contraindre la structure profonde de la chaîne (Fig. 36). Il apparaît en effet que les deux croûtes européenne et ibérique présentent une croûte inférieure fortement litée permettant d'identifier aisément la position du Moho. On observe ainsi un épaississement de la croûte ibérique sous la Zone Axiale, tandis que sous la Zone Nord Pyrénéenne la croûte européenne conserve une épaisseur normale (Fig. 37). Suite à l'acquisition de ces nouvelles données *Choukroune et ECORS Team [1989]* et *Roure et al. [1989]* proposèrent une interprétation géométriquement équilibrée du profil ECORS (Fig. 38). Dans cette hypothèse, la géométrie restaurée de la coupe, avant la phase orogénique, présente une très forte asymétrie. Celle-ci serait due au jeu décrochant de la Faille Nord Pyrénéenne, responsable de la formation de bassins en pull-aparts et de l'amincissement extrême de la croûte européenne. Lors de la phase compressive, la croûte inférieure de la plaque ibérique se serait enfoncee sous une surface de décollement inclinée de  $30^\circ$  à  $50^\circ$  vers le nord. La Faille Nord Pyrénéenne, initialement verticale, aurait alors été déformée par l'indentation de la croûte européenne dans la croûte ibérique épaisse. Dans cette interprétation, les chevauchements présentent une géométrie en éventail et se raccordent de manière plus ou moins complexe au décollement principal tandis que l'épaississement de la croûte ibérique s'explique par un empilement d'écailles, constituées de croûte supérieure et inférieure, sous la Zone Axiale.

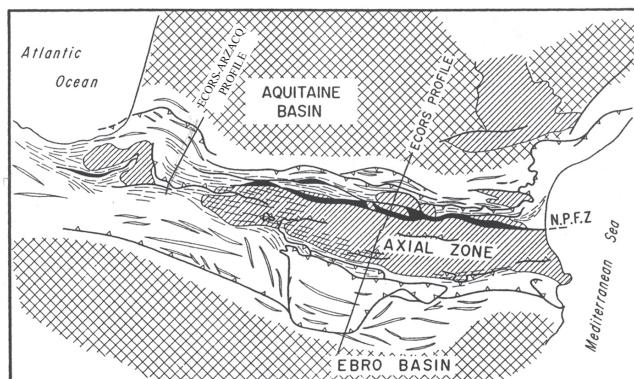


Fig. 36: carte de localisation des profils ECORS-Pyrénées et ECORS-Arzacq [Modifié d'après Roure et al. 1989]

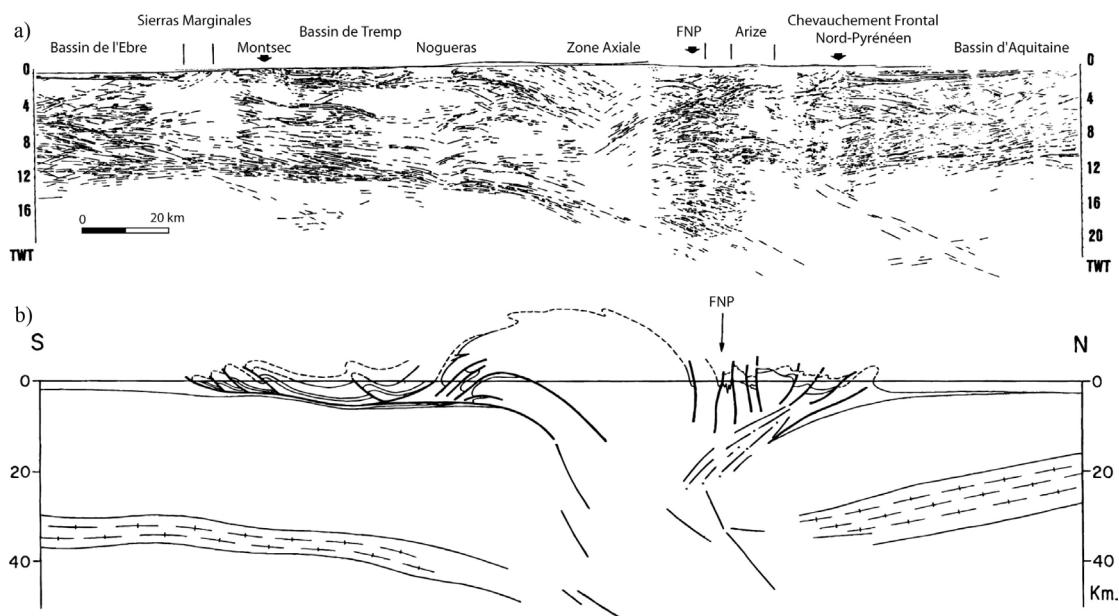
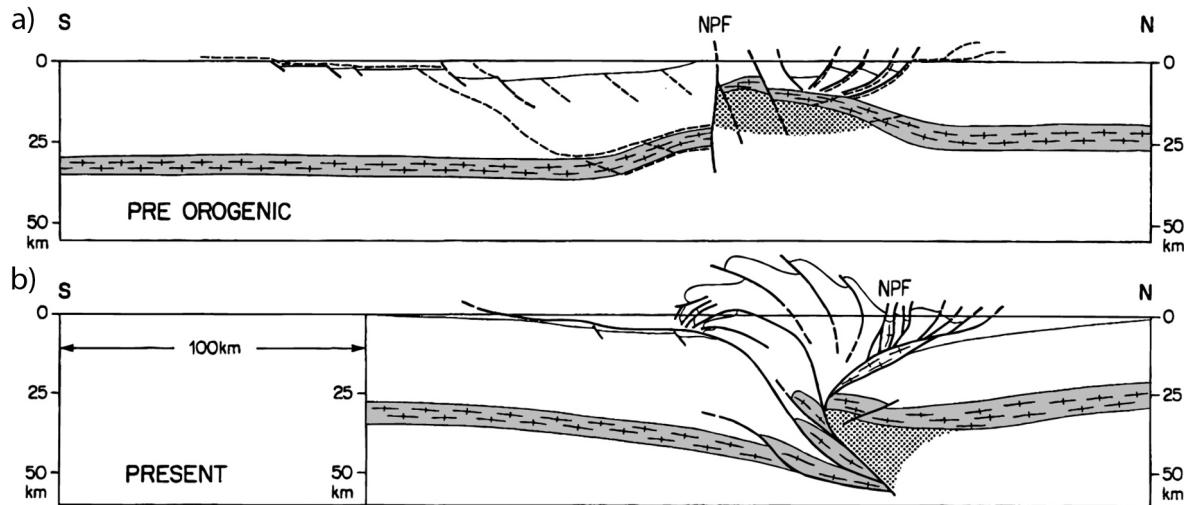
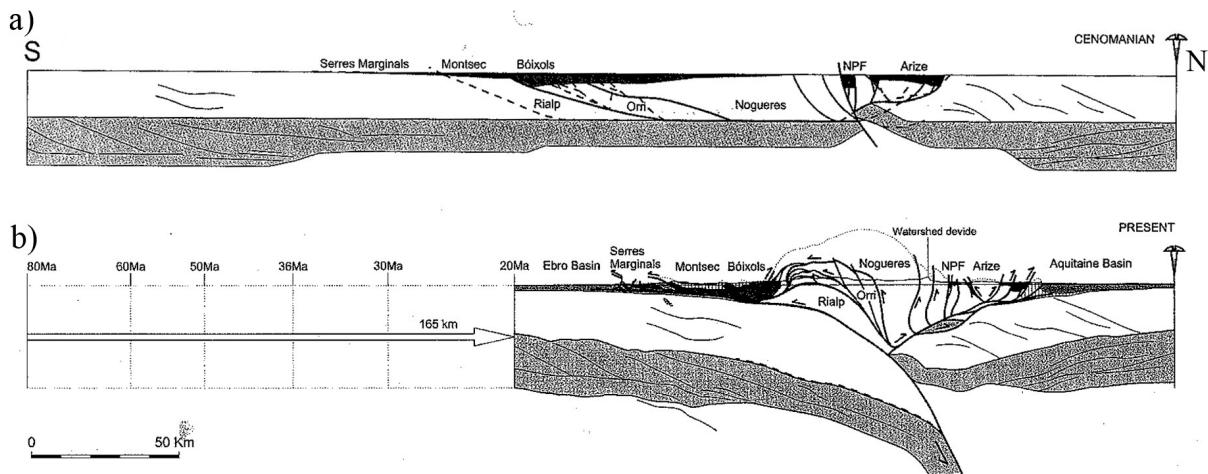


Fig. 37: Le Profil ECORS-Pyrénées [Roure et al., 1989]; a) «line drawing» réalisé à partir des données sismiques non migrées; b) section en profondeur montrant les principales structures superficielles et les événements réfléctifs profonds (croûte inférieure très litées).



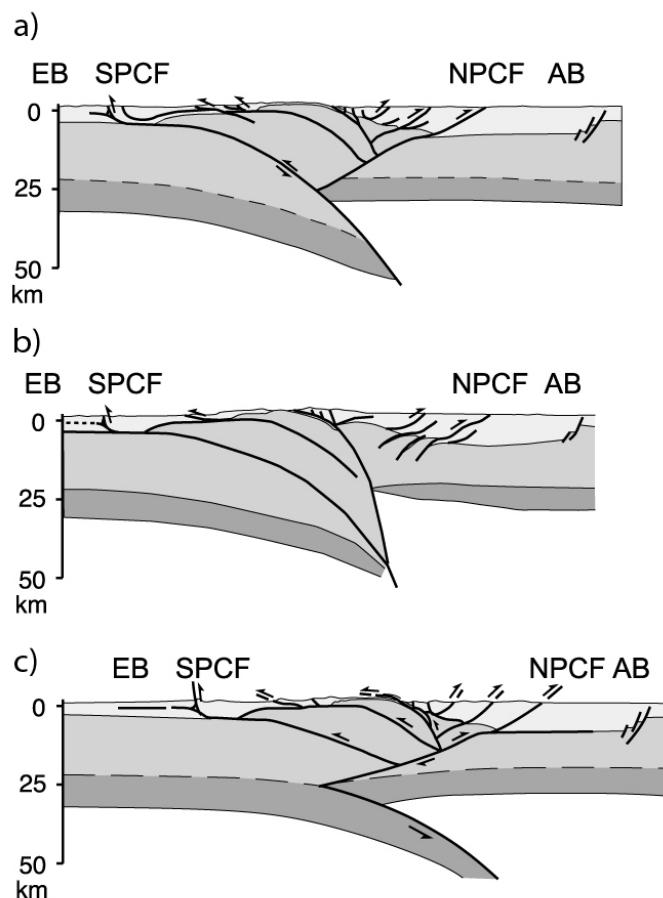
*Fig. 38: Transect ECORS-Pyrénées [Roure et al., 1989]; a) Section restaurée avant la phase compressive, la faille décrochante Nord Pyrénéenne est responsable de la formation de bassins en pull-aparts et de l'aminissement extrême de la croûte b) Interprétation du profil ECORS-Pyrénées.*

En 1992, Muñoz suggère que cette interprétation attribue trop de raccourcissement aux structures à vergence nord. Il propose dès lors la création d'un système de décollement situé à environ 15 km de profondeur entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. La croûte inférieure ibérique serait ainsi partie en subduction sous la croûte européenne, tandis que la croûte supérieure aurait accommodée toute la déformation induite par la collision avec la croûte européenne (formation de duplex crustaux dans la Zone Sud Pyrénéenne et d'écaillles imbriquées plus superficielles dans la Zone Nord Pyrénéenne) (Fig. 39). L'interprétation de données magnétotellurique [Pous et al., 1995] ainsi que l'interprétation conjointe de données gravimétriques et d'anomalie du géoïde [Vacher et Souriau, 2001] confirment l'existence de cette subduction de la croûte inférieure Ibérique sous la croûte européenne.



*Fig. 39: Transect ECORS-Pyrénées [D'après Muñoz, 1992 et Beaumont et al., 2000]; a) Section restaurée avant la phase compressive; B) Section équilibrée.*

Un second profil de sismique réflexion profonde existe dans la partie ouest des Pyrénées et traverse le bassin d'Arzacq-Mauléon. Il s'agit du Profil Arzacq-Pyrénées, réalisé en 1989 (Fig. 36). La géométrie observée sur ce profil est globalement similaire à celle observée sur le profil ECORS-Pyrénées : on retrouve le saut important de Moho (10 à 15 km) entre la croûte ibérique et la croûte européenne et la présence de structures à vergence nord dans la Zone Nord Pyrénéenne et à vergence sud dans la Zone Sud Pyrénéenne. Comme pour le précédent, plusieurs interprétations de ce profil ont été proposées : *Daignières et al.* [1994] estiment que dans cette partie des Pyrénées la croûte européenne n'indente pas la croûte ibérique (Fig. 40b) tandis que *Teixell* [1998], propose un modèle de double biseau tectonique dans lequel la croûte et le manteau supérieur européens indentent la plaque Ibérique dans un niveau crustal très profond (à environ 25 km de profondeur) (Fig. 40c). *Muñoz* [2002] propose quant à lui une interprétation très similaire à celle du profil ECORS-Pyrénées (Fig. 40a) qui semble être confirmée par les données de sismique réfraction, des expériences de réflexion grand angle menées par *Pedreira et al.* [2003], ainsi que l'utilisation de modèles gravimétriques [*Pedreira*, 2007]. Par ailleurs, une étude menée sur la propagation des ondes crustales met en évidence une extinction des phases crustales Lg (ondes S piégées dans la croûte) dans les Pyrénées occidentales. Celle-ci serait due à la présence de morceaux de manteau ou de croûte inférieure dans la croûte européenne [*Chazalon et al.*, 1993 ; *Sens-Schönfelder et al.*, in prep].



*Fig. 40: Différentes interprétations du profil ECORS-Arzacq [D'après Pedreira, 2007]; a) selon Muñoz, [2002]; b) selon Daignières et al. [1994]; c) selon Teixell [1998].*

### III. LES QUESTIONS SCIENTIFIQUES

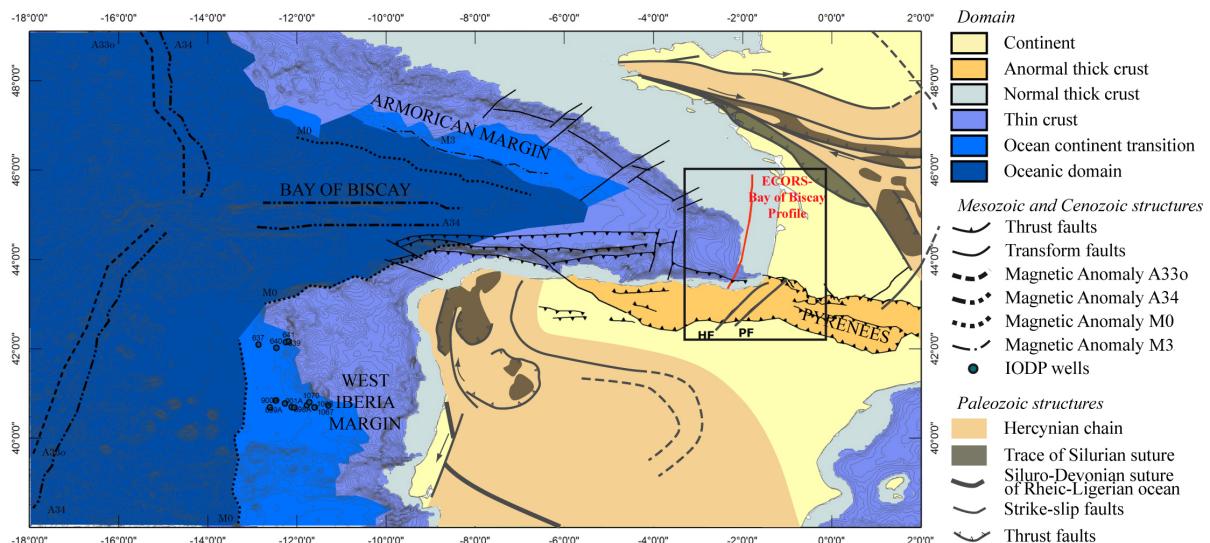


Fig. 41: Carte du Golfe de Gascogne et des Pyrénées montrant les structures tectoniques varisques et mésozoïques majeures ainsi que les différents domaines du Golfe de Gascogne et de la marge Ouest-Ibérie situés entre les domaines continentaux et océaniques.

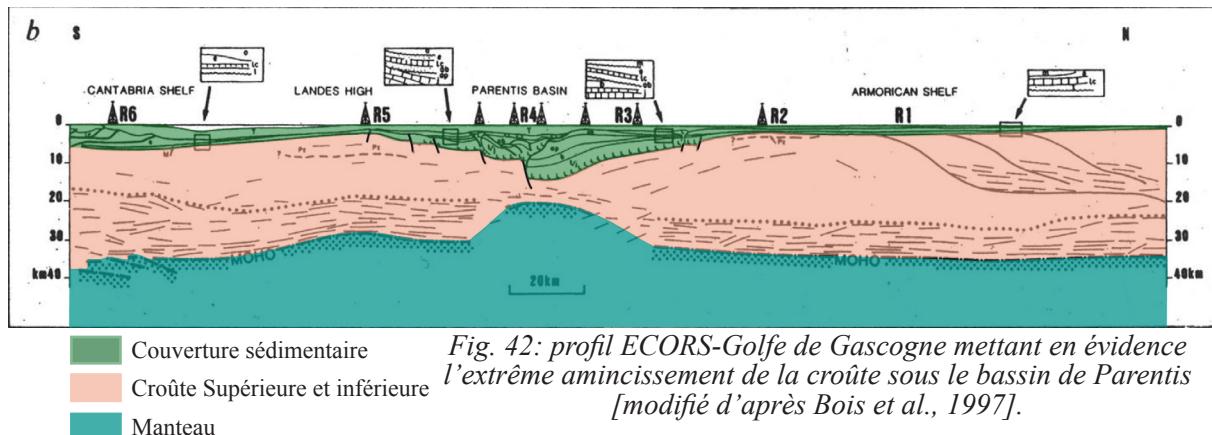
Située dans la zone externe de la chaîne varisque et à la pointe du système de propagation océanique (Fig. 41), la chaîne pyrénéenne présente, comme nous l'avons vu précédemment, une histoire complexe fortement influencée par l'héritage varisque et du rifting mésozoïque. Il est cependant très difficile, d'une part, d'identifier précisément la contribution de l'héritage varisque et tardi-varisque dans le développement des bassins de rift, et d'autre part, de comprendre les mécanismes d'inversion de ces zones de rift lors de la phase compressive. Les faiblesses locales héritées (failles normales et de transfert, zone de décollement) ainsi que la structure régionale crustale et mantellique héritée sont supposées influencer le style des déformations postérieures, qu'elles soient extensives ou compressives. Il semble ainsi évident que les caractéristiques concernant l'épaisseur (épaisseur crustale et lithosphérique), la rhéologie et la structure thermique héritées des phases de déformations précédentes doivent être prises en compte lors de l'étude d'une phase tectonique ultérieure. Il apparaît cependant que le rôle et l'importance de ces différents éléments restent généralement très mal compris, notamment dans le cas d'inversion des zones de rift.

Cette question concernant l'importance de l'héritage structural sur les déformations postérieures est trop vaste et ne sera pas résolue dans ce travail de thèse. En revanche, elle constitue en quelque sorte la « toile de fond » de ce travail sur laquelle trois questions majeures viennent se greffer :

- Quels processus expliquent l'amincissement extrême de la croûte à la pointe d'un système de propagation océanique et quel est l'enregistrement sédimentaire associé ?
- Comment les domaines cassants et ductiles se comportent lors des processus d'amincissement ?
- Comment les déformations sont elles partitionnées dans l'espace et dans le temps dans un système complexe ?

### III. 1. Quels processus expliquent l'amincissement extrême de la croûte à la pointe d'un système de propagation océanique et quel est l'enregistrement sédimentaire associé?

Les données de la campagne de sismique réflexion/réfraction ECORS-Golfe de Gascogne (menée à la terminaison Est du Golfe de Gascogne dans le bassin de Parentis) ont permis de mettre en évidence un amincissement extrême de la croûte sous ce bassin [Tomassino et Marillier, 1997 ; Bois et al., 1997] (Fig. 42). Il apparaît en effet que sous le bassin de Parentis le Moho ait été soulevé de 15 km et la croûte réduite à un minimum de 5 km, la croûte inférieure a, quant à elle, complètement disparue [Bois et al., 1997]. Cet amincissement est d'autant plus difficile à comprendre que très peu de failles normales sont identifiées en surface. Celles-ci ne peuvent dès lors accommoder qu'un taux limité d'extension, ce qui est incohérent avec l'amincissement observé [Pinet et al., 1987].



Cet amincissement extrême a également été mis en évidence dans le bassin de Mauléon situé dans les Pyrénées Basques, au sud est du bassin de Parentis [Daignières et al., 1994]. Ce processus d'amincissement, associé à l'épisode d'extension continentale enregistré dans tout le domaine pyrénéen, s'accompagne dans ces deux bassins d'un taux important de sédimentation au Crétacé inférieur (10 km de sédiments crétacés se sont déposés dans le bassin de Mauléon, 7 km dans le bassin de Parentis [Vergés et Garcia-Senz, 2001]). Lors de la phase pyrénéenne, seul le bassin de Mauléon a été fortement réactivé ce qui a entraîné la remontée et la mise à l'affleurement des structures profondes du bassin. En revanche, le bassin de Parentis, faiblement réactivé, nous donne une image de la structure des bassins avant la phase de réactivation.

A partir de ces deux bassins, ce travail de thèse a pour premier objectif de comprendre les mécanismes d'amincissement de la croûte lors de la phase de rift et d'identifier, au premier ordre, les processus sédimentaires associés. Les réponses à ces deux questions sont développées dans les articles n°1 et n°4. Le premier article se focalise plus particulièrement sur l'évolution tecto-sédimentaire associée aux mécanismes d'amincissement tandis que dans le quatrième article je présente les modèles conceptuel et numérique proposés pour expliquer l'évolution des bassins lors de la phase de rift.

Résultats majeurs: Je montre ainsi dans le premier article que la base du bassin de Mauléon est formée de roches issues du manteau et de la croûte moyenne et inférieure exhumées, recouvertes par des blocs allochtones ou des sédiments du Crétacé inférieur puis remobilisées lors de la compression pyrénéenne. L'enregistrement de l'amincissement crustal est par ailleurs documenté par 900 m de poudingues remaniant des métasédiments paléozoïques. Il est cependant

important de noter que si les premières observations concernant l'enregistrement sédimentaire sont décrites dans cet article, cette question mériterait d'être plus longuement étudiée, le bassin de Mauléon présentant toutes les conditions d'affleurement nécessaires. Le modèle d'évolution des bassins lors de la phase de rift présenté dans l'article n°4 suggère que l'amincissement crustal résulte d'une évolution tectonique polyphasée en trois étapes majeures : le décrochement actif du Jurassique terminal à l'Aptien inférieur qui a fortement préstructuré la région, l'amincissement au cours de l'Aptien puis l'exhumation pendant l'Albien inférieur.

### III. 2. Comment les domaines cassants et ductiles se comportent-ils lors des processus d'amincissement ?

Les travaux de Lavier et Manatschal [2006] (Fig. 43) ont montré que dans le cas d'un système de rift peu magmatique, l'extension est au départ accommodée dans la croûte supérieure cassante par la formation de failles normales à fort pendage qui s'enracinent dans la partie ductile de la croûte moyenne (phase d'étirement) (Fig. 43a). Par la suite, la déformation se localise dans cette croûte moyenne pour former une zone de décollement qui amincit la croûte jusqu'à 10 km d'épaisseur. Cette seconde phase constitue la phase d'amincissement (Fig. 43b). Lorsque la croûte est devenue suffisamment mince et cassante, des failles de détachement capables de traverser toute l'épaisseur de la croûte se développent et exhument la croûte inférieure et le manteau au fond de la mer. On parle alors de phase d'exhumation (Fig. 43c).

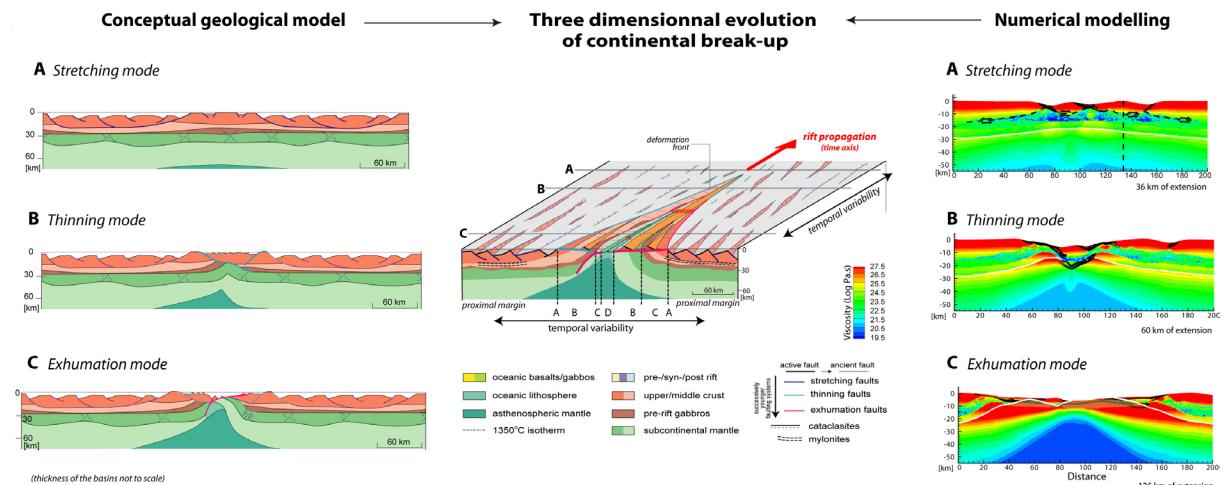


Fig. 43: Modèle polyphasé de rifting orthogonal proposé par Lavier et Manatschal [2006]: les trois phases de déformation sont représentées (étirement, amincissement, exhumation). A gauche : modèle conceptuel; au centre représentation schématique de l'évolution temporelle et spatiale des trois phases de rifting; à droite: modèle numérique illustrant l'évolution de la viscosité.

Ce modèle tend donc à expliquer, à l'échelle crustale, le comportement des domaines cassants et ductiles au cours des différentes phases du rifting. Pourtant, le comportement de la croûte moyenne lors de l'amincissement reste très mal contraint. Par ailleurs, dans ce modèle aucune hétérogénéité majeure n'est introduite dans la couverture sédimentaire, celle-ci est considérée comme homogène et composée de matériaux essentiellement fragiles. Or nous avons vu que dans le domaine aquitain et pyrénéen la couverture sédimentaire pré-rift est formée d'une épaisse couche d'évaporite déposée au Trias et surmontée de calcaires datés du Jurassique à l'Aptien inférieur. D'après les observations de terrain, cette couche ductile semble avoir été mobilisée lors de la phase de rifting et ce qui a engendré le basculement des blocs

constitutifs de la marge sud du bassin de Mauléon (formation de diapirs et rides salifère, [Carnérot, 1989]). On peut dès lors s'interroger sur l'influence de cette couche ductile lors des processus d'amincissement crustaux.

Le second objectif de ce travail est donc d'apporter de nouveaux éléments concernant le comportement des différentes couches ductiles et fragiles composant la lithosphère lors des processus de rifting et d'amincissement. Le comportement de la croûte moyenne sera principalement évoqué dans les articles n°1 et n°4 tandis que l'interaction entre tectonique salifère et processus d'amincissement est développée dans l'article n°2 de ce travail. Les observations de terrain réalisées dans le massif du Labourd et décrites dans l'article n°1 confirment en effet, comme proposé par *Lavier et Manatschal [2006]*, la formation d'une zone de décollement à l'interface croûte supérieure-croûte inférieure permettant l'amincissement de la croûte. Ces observations sont confrontées dans l'article n°4 au modèle numérique.

Résultats majeurs: *Dans l'article n°2, je m'intéresse au comportement de la couche ductile formée par les évaporites du Trias moyen lors des processus d'amincissement. Je montre alors que lors des premières phases d'extension, cette couche est utilisée, comme la croûte moyenne, comme zone de décollement. Elle permet alors de découpler la déformation entre la couverture sédimentaire et la croûte supérieure où des systèmes de détachement enracinés dans la croûte moyenne se développent. Si l'extension se poursuit, la couche de sel peut devenir suffisamment mince pour permettre un couplage de la déformation. Dans ce cas, la faille de détachement peut traverser l'ensemble de la croûte et exhumer au fond de la mer la croûte inférieure et le manteau.*

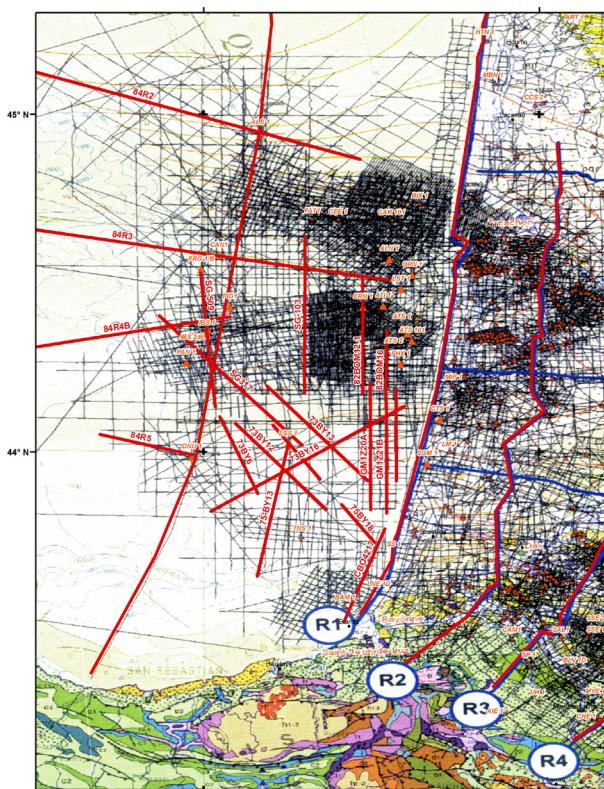
### **III. 3. Comment les déformations sont elles partitionnées dans l'espace et dans le temps dans un système complexe?**

D'un point de vue spatial, les différents bassins de rift (bassins de Parentis, d'Arzacq-Mauléon, et Cantabrique) se disposent en échelon à la pointe du Golfe de Gascogne, système de propagation océanique. Par ailleurs, d'un point de vue temporel, le nouveau modèle cinématique proposé par *Leleu et al. [soumis]* suggère qu'un mouvement décrochant sénestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe, actif du Jurassique terminal à l'Aptien inférieur, précède le mouvement rotationnel de l'Ibérie enregistré à l'Aptien. Les déformations qui ont affecté le domaine Pyrénées Basques-Golfe de Gascogne sont donc partitionnées dans l'espace et le temps. La question est donc de savoir comment ce partitionnement spatial et temporel est enregistré dans la structure des bassins et de manière plus générale dans la terminaison Est du Golfe de Gascogne. La notion de partitionnement temporel est traitée dans les articles n°1 et n°4 tandis que la question du partitionnement spatial est évoqué dans les articles n°1 et n°3 où des blocs 3D à l'échelle du bassin de Mauléon, du bassin de Parentis et de l'ensemble du système sont présentés.

Résultats majeurs: *En ce qui concerne la question du partitionnement temporel, le modèle conceptuel présenté dans les articles n°1 et n°4 traduit un partitionnement des déformations entre systèmes décrochants, zone de décollements et systèmes d'exhumation le long de failles de détachement. En ce qui concerne le partitionnement spatial, ce travail suggère que les bassins de Parentis et d'Arzacq-Mauléon sont deux bassins centrés sur une faille décrochante préexistante et qui présentent une forme de V s'élargissant vers l'ouest. Par ailleurs, dans le bassin d'Arzacq -Mauléon, des structures majeures segmentant le système, telles que la faille de Pampelune, ont pu être identifiées.*

## IV. LA DÉMARCHE DE CE TRAVAIL : L'APPROCHE TERRE-MER

Ce travail a pour principal objectif de comprendre les processus d'amincissement enregistrés au Crétacé inférieur à la pointe du Golfe de Gascogne et dans l'actuel domaine pyrénéen. Deux bassins de rift, le bassin offshore de Parentis et le bassin onshore d'Arzacq-Mauléon, ont donc été choisis pour mener à bien cette étude.



*Fig. 44: Plan de position de la sismique disponible en Aquitaine, les lignes en rouges coresspondent aux lignes utilisées dans ce travail, les triangles rouges correspondent aux forages pétroliers [Modifié d'après Serrano et al., 2006].*

Il nécessite des changements constants d'échelle puisqu'il faut intégrer des données ponctuelles de terrain dans une géométrie de bassin, pour enfin réfléchir à la structuration globale du domaine Golfe de Gascogne-Pyrénées Basques.

Par ailleurs il est important de noter que l'objectif de ce travail n'est pas de créer, dans un premier temps, de nouvelles données, mais au contraire d'essayer de synthétiser l'ensemble des données existantes sur ces deux bassins (géologiques et géophysiques) et de prendre en compte le contexte régional avant de se focaliser sur des études plus ponctuelles. L'objectif est de proposer un modèle de formation de ces bassins (processus de rifting et d'amincissement) cohérents à toutes les échelles, avec les observations de surface (données de terrain) et les données en profondeur (sismique réfraction/réflexion profonde, inversion gravimétrique), prenant en compte à la fois les observations marines et continentales et capable de s'intégrer dans le modèle géodynamique global de l'Atlantique Nord.

Situé en bordure de la côte aquitaine, dans une région fortement prospectée pour son potentiel pétrolier, le bassin de Parentis a été quadrillé par plusieurs campagnes de sismique et présente une grande densité de forages (Fig. 44). L'approche géophysique est donc utilisée pour l'étude de ce bassin. Ce bassin peu réactivé a l'avantage d'avoir conservé une géométrie proche de celle acquise au Crétacé inférieur. Au contraire, la partie sud du bassin d'Arzacq-Mauléon (appelée bassin de Mauléon) a été fortement réactivée lors de la compression pyrénéenne. La géométrie de rift n'a donc pas été conservée mais sa réactivation de ce bassin a permis la mise à l'affleurement des structures profondes qui sont ainsi directement accessibles sur le terrain. C'est donc l'approche de terrain qui sera privilégiée pour l'étude de ce bassin même si quelques données géophysiques existent également et seront ponctuellement utilisées. Ce travail utilise ainsi deux approches, géophysique et géologique, de manière complémentaire et s'appuie à la fois sur des données marines et des données continentales. Cette approche nécessite des changements constants d'échelle puisqu'il faut intégrer des données ponctuelles de terrain dans une géométrie de bassin, pour enfin réfléchir à la structuration globale du domaine Golfe de Gascogne-Pyrénées Basques.

## IV. 1. Le travail de terrain

Le bassin de Mauléon et le massif du Labourd qui le borde à l'ouest, sont deux chantiers qui ont été largement étudiés au cours de différents travaux de thèse ou autre. On peut citer, entre autres, les travaux de *Bouquet* [1986], *Razin* [1989] et *Claude* [1990] pour le massif du Labourd et les travaux de *Ducasse et Vélasque* [1988], *Boirie et Souquet* [1982], *Canérot* [1986, 1989] pour le bassin de Mauléon. Ce travail n'avait donc pas pour objectif de refaire une étude (stratigraphique, sédimentologique et/ou structurale) détaillée de ces chantiers mais plutôt d'utiliser les travaux existants pour cibler quelques affleurements clés me permettant de tester les idées proposées au cours de ce travail.

Dans le bassin de Mauléon, c'est principalement l'affleurement de lherzolites du col d'Urdach qui a été choisi et décrit tandis que le massif du Labourd, du fait de sa structure particulière, a rapidement été identifié comme un élément clé de ce travail (Fig. 45). Ce massif fait partie des massifs paléozoïques basques, il est composé d'un dôme de roches granulitiques issues de la croûte moyenne séparé des métasédiments de la croûte supérieure par l'accident de Louhossoa. L'ensemble du massif est entouré de sédiments crétacés déposés en onlap sur les bordures du massif. Dans ce massif deux contacts majeurs ont été étudiés : le contact entre la croûte supérieure et la croûte moyenne au niveau de la carrière de Bidartéa et le contact entre la croûte moyenne et les sédiments crétacés dans la carrière d'Abarratia et sur le Pic de Garralda. Tous ces affleurements sont décrits et interprétés dans l'article n°1 de ce travail.

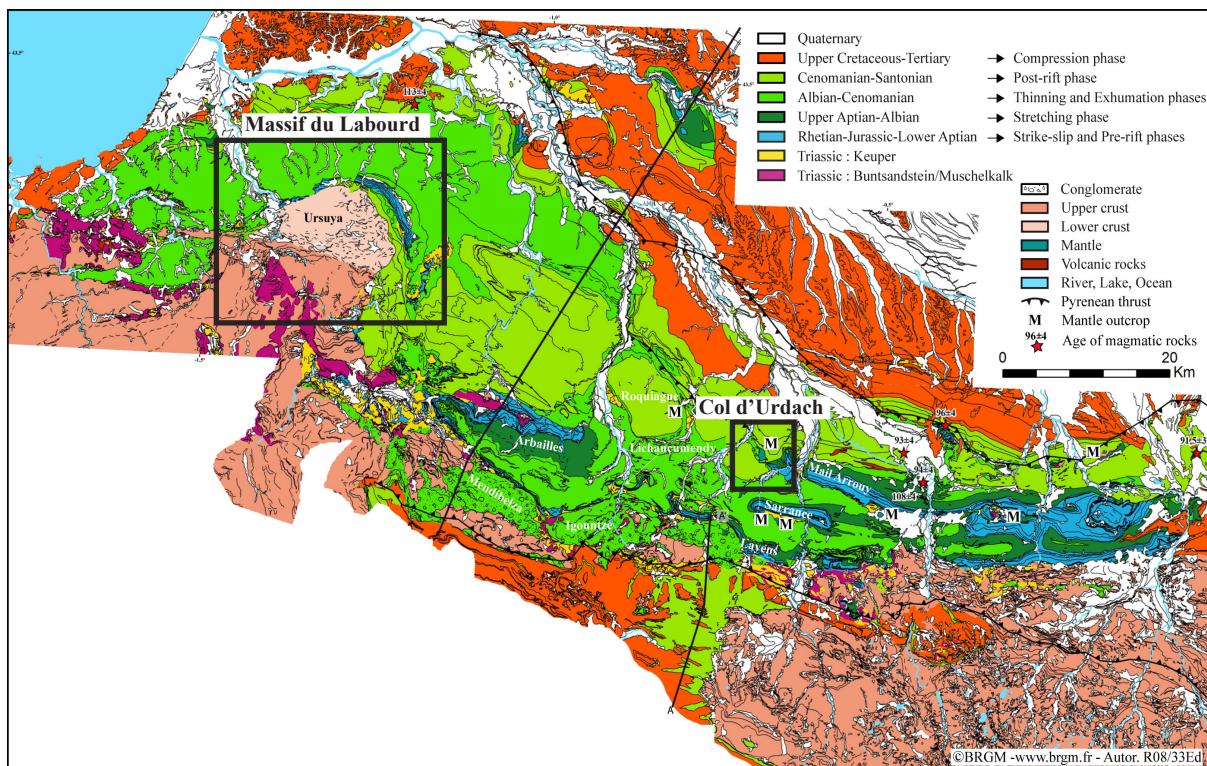
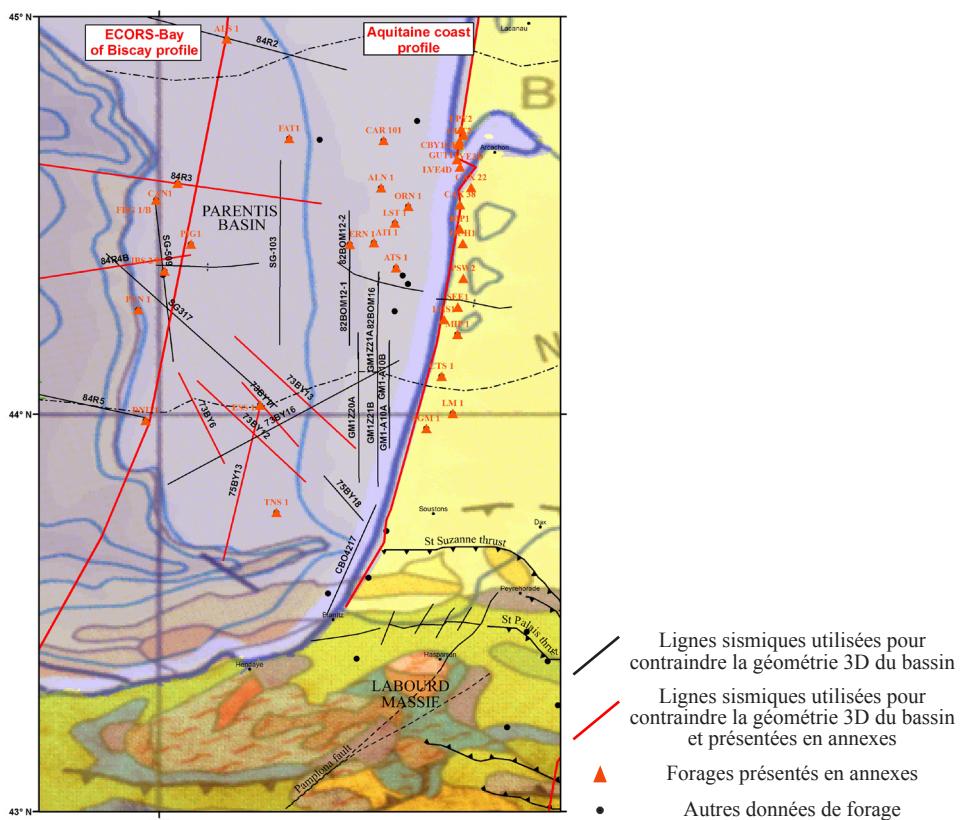


Fig. 45: Carte géologique simplifiée du bassin de Mauléon et du massif du Labourd; modifiée d'après les cartes géologiques au 1/50000 (BRGM) de Bayonne (n° 1001), Hasparren (n° 1002), Orthez (n° 1003), Espelette (n° 1026), Ihosy (n° 1027), Mauléon-Licharre (n° 1028), Pau (n° 1029), Saint Jean Pied-de-Port (n° 1049), Tardets-Sorholus (n° 1050), Oloron-Ste-Marie (n° 1051), Lourdes (n° 1052), Larrau (n° 1068), Laruns-Somport (n° 1069), Argelès-Gazost (n° 1070), Gavarnie (n° 1082)).

## IV. 2. Les données de sismique réflexion et de forages

Les données de sismique réflexion et de forages utilisées dans ce travail concernent essentiellement le bassin de Parentis. Lors de la campagne de sismique réflexion profonde ECORS-Golfe de Gascogne, ce bassin a été traversé du nord au sud par un profil sismique. Ce profil constitue un élément important de ce travail de thèse puisqu'il a, en grande partie, inspiré le modèle de formation des bassins présenté et discuté dans les articles n°1 et n°3. Au cours de la campagne ECORS-Golfe de Gascogne six profils à point commun central ont également été acquis (84R1 à 84R6) pour déterminer la profondeur du Moho sous le bassin. Par ailleurs, de très nombreuses campagnes de sismique pétrolière ont quadrillé le bassin de Parentis. Certaines de ces lignes, représentées sur la figure 46, ont été utilisées dans ce travail pour contraindre la géométrie 3D du bassin. Les lignes dessinées en rouge sur la carte sont présentées en annexes. Un dernier profil, parallèle au profil ECORS-Golfe de Gascogne est intégré à ce travail, il s'agit d'un profil longeant la côte Aquitaine réinterprété par *Serrano et al.* [2006] et publié dans la synthèse sur le bassin aquitain éditée par le BRGM. J'ai intitulé ce profil « Aquitaine coast profile ». Ce profil, également utilisé pour contraindre la géométrie 3D du bassin de Parentis, est traversé par deux forages atteignant le socle (le forage de Saint Girons en Marensin au sud, et le forage de Contis au nord). Ces données de forages, les carottes associées ainsi que les structures sismiques identifiées sur le profil apportent des informations très importantes concernant l'interaction entre tectonique salifère et processus d'exhumation, elles seront donc en parties décrites dans l'article n°2 et détaillées en annexes. En ce qui concerne les autres données de forages, celles-ci ont principalement été utilisées pour contraindre les interprétations des profils sismiques et notamment le profil ECORS-Golfe de Gascogne. Ces données sont présentées en annexes.



*Fig. 46: Carte de localisation des données sismiques et de forage utilisées dans ce travail. Le fond de carte est un détail de la carte géologique de l'Europe au 1:5 000 000 (CGMW-BGR).*

Par ailleurs, nous verrons que la faille d’Ibis constitue une structure majeure du bassin de Parentis. Cette faille, initialement interprétée comme une faille normale à pendage nord et inversée en faille décrochante pendant la réactivation pyrénéenne [Bois *et al.*, 1997] est décrite comme une faille d’orientation NE-SO [Biteau *et al.*, 2006]. Nous considérons, au contraire dans l’ensemble de ce travail, qu’il s’agit d’une faille décrochante, d’orientation est-ouest, active à partir du Jurassique terminal lors du déplacement de l’Ibérie vers l’est par rapport à l’Europe [Leleu *et al.*, soumis]. Nous suggérons dès lors que l’alignement est-ouest de rides salifères (rides d’Ibis, d’Eridan, d’Antares et de Parentis) observable dans le bassin de Parentis trahit l’existence en profondeur de cette structure décrochante.

### IV. 3. La modélisation numérique

La modélisation numérique est utilisée dans ce travail à la fois pour tester le réalisme physique des modèles de rifting proposés pour les bassins crétacés de Parentis et de Mauléon (article n°4) mais également pour nous donner une image continue de l’évolution de ces systèmes à l’échelle crustale. L’objectif principal est alors d’essayer de comprendre le comportement des domaines cassants et ductiles lors des processus d’amincissement (articles n°2 et 4) en contexte oblique. Ce travail, a été réalisé en collaboration avec Luc Lavier (Austin, Texas, USA), en utilisant un code développé par Yuri Podlatchikov et Alexei Poliakov [Poliakov *et al.*, 1993] et complété par Luc Lavier [Lavier, 2002]. Le modèle présenté dans l’article n°4 utilise les paramètres crustaux (épaisseur de la croûte, structure thermique et profil rhéologique de la croûte continentale pré-rift) définis par le modèle numérique d’extension continentale de *Lavier et Manatschal* [2006]. Dans cette partie, mon travail ne consistait donc pas à élaborer un modèle numérique mais à contraindre et tester ce modèle à partir de mes observations sismiques et de terrain. Les conditions initiales ont par ailleurs été établies à partir du modèle cinématique élaboré en collaboration avec Sophie Leleu, Gianreto Manatschal, Jean-François Ghienne et Chris Johnson [Leleu *et al.*, soumis, en annexe]. Deux phases cinématiques ont donc été imposées au modèle numérique : une première phase, active pendant 10 Ma, au cours de laquelle les contraintes imposées sont principalement décrochantes, puis, une seconde phase de 20 Ma, où l’extension devient dominante. Le “travail d’aller-retour” réalisé ensuite entre le modèle numérique et les données m’a permis d’élaborer un modèle conceptuel, physiquement réaliste, cohérent avec les données cinématiques et les observations réalisées à toutes les échelles dans les bassins de Mauléon et Parentis et capable d’expliquer l’amincissement crustal extrême de ces deux bassins ainsi que l’enregistrement sédimentaire associé à cette phase d’amincissement. Ce travail, entièrement décrit dans l’article n°4 de ce manuscrit, permet par ailleurs de comparer ces résultats obtenus en contexte oblique au modèle orthogonal présenté par *Lavier et Manatschal* [2006].

#### IV. 4. L'utilisation des données gravimétriques

Si certaines structures de rift sont directement accessibles sur le terrain comme dans la partie sud du bassin de Mauléon ou imagé par la sismique 2D dans le bassin de Parentis, la structure 3D des bassins étudiés ainsi que le partitionnement de la déformation à l'échelle de tout le système reste difficile à établir. L'existence dans ces bassins de systèmes de détachement permettant d'exhumer du matériel issu de la croûte moyenne, de la croûte inférieure et du manteau se traduit certainement par des anomalies gravimétriques importantes. Deux fortes anomalies positives sont en effet reconnues au niveau de ces bassins [Pinet *et al.*, 1987, Grandjean *et al.*, 1994] (Fig. 47). Contraintes par des observations de terrain, de forages et des données de sismique réflexion pour atténuer le problème de non-unicité des solutions, les méthodes d'inversion gravimétrique peuvent apporter des informations intéressantes concernant la localisation des contrastes de densité et des structures qui y sont associés. Dans ce travail, ces méthodes d'inversion associées à l'interprétation de données sismiques et de terrain sont donc utilisées pour cartographier les systèmes de détachement (notamment dans le bassin de Parentis faiblement réactivé) et plus globalement pour décrire la structure 3D de ces bassins de rift situé à la pointe du Golfe de Gascogne. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Christel Tibéri (Montpellier) et utilise deux méthodes: l'inversion 3D et la méthode de déconvolution d'Euler.

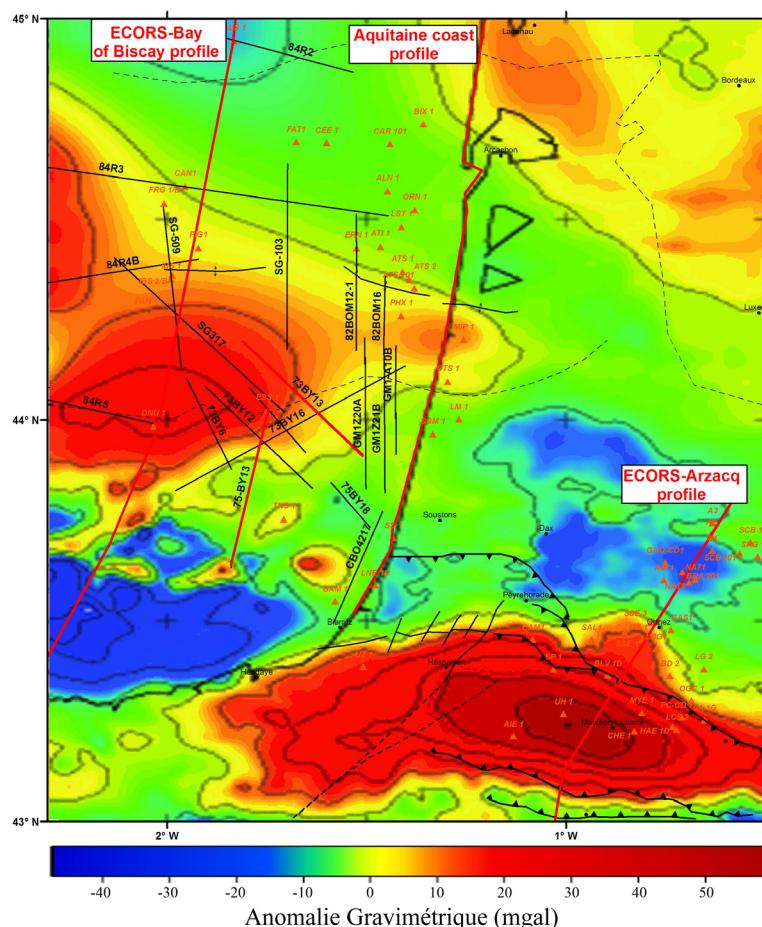


Fig. 47: Carte de l'anomalie de Bouguer simple ( $\lambda < 170$  km) observée dans le domaine étudiée et localisation des profils sismiques utilisés pour contraindre les inversions gravimétriques.

L'inversion 3D a pour but d'obtenir une distribution 3D des variations de densité qui modélise au mieux (au sens des moindres carrés) le signal gravimétrique enregistré. La méthode de déconvolution d'Euler permet, quant à elle, de localiser ponctuellement dans l'espace et en profondeur les sources produisant l'anomalie gravimétrique. Ces sources peuvent être de plusieurs types (plane, cylindrique (fini ou infini) et sphérique). Dans ce travail le meilleur résultat a été obtenu avec des sources correspondant à des plans. Ce travail est intégralement décrit dans l'article 3, les résultats des inversions 3D non présentés dans l'article sont présentées en annexes. Les données gravimétriques utilisées pour ce travail ont été fournies par le Bureau International Gravimétrique dont le rôle est de collecter, compiler et archiver toutes les données gravimétriques existantes. Une compilation de données offshore et onshore a donc été utilisée. Comme les informations concernant les corrections de terrain ne sont pas toujours précisées, c'est l'anomalie Bouguer simple qui a été exploitée lors des deux inversions réalisées dans ce travail.

## *DEUXIÈME PARTIE*



*Signalement bibliographique ajouté par le :*

**UNIVERSITÉ DE STRASBOURG**  
**Service Commun de Documentation**

**Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees**

S.JAMMES, G. MANATSCHAL, L. LAVIER, and E. MASINI

**Tectonics, 2009, vol. 28, TC4012**

*Copyright 2009 by the American Geophysical Union*

**Article 1 : pages 71-106 :**

La publication présentée ici dans la thèse est soumise à des droits détenus par un éditeur commercial.

Les utilisateurs de l'UdS peuvent consulter cette publication sur le site de l'éditeur :

<http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002406>

La version imprimée de cette thèse peut être consultée à la bibliothèque ou dans un autre établissement via une demande de prêt entre bibliothèques (PEB) auprès de nos services :

<http://www-sicd.u-strasbg.fr/services/peb/>





Article n° 2: submitted to AAPG

## **WHAT IS THE INTERACTION BETWEEN PRE-RIFT SALT AND DETACHMENT FAULTING IN HYPER-EXTENDED RIFT SYSTEMS: THE EXAMPLE OF THE PARENTIS AND MAULEON BASINS (BAY OF BISCAY-WESTERN PYRENEES)**

Suzon Jammes<sup>1</sup>, Gianreto Manatschal<sup>1</sup>, Luc Lavier<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Institut de Physique du Globe de Strasbourg/EOST, Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg, France

<sup>2</sup>University of Texas Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, Austin, Texas 78759, USA

<sup>3</sup>Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, Austin, Texas 78759, USA

### **Abstract**

The discovery of pre-rift salt layers over detachment faults exhuming mantle and continental crust at the ocean continent transition (OCT) observed in the Bay of Biscay and Western Pyrenees begs the question of how detachment faults work when salt is present. The Parentis and Arzacq-Mauléon basins located at the eastern termination of the V-shaped Bay of Biscay area show evidence for extreme crustal thinning accommodated by detachment faults. Field observations, drill hole data and seismic data allow us to take a close look at the interaction between salt tectonic and thinning processes and its consequences on seismic interpretation. We demonstrate that the presence of a thick pre-rift salt layer in an area undergoing extreme extension can control the geometry of rifting structure and obscure the thinning structures on seismic data. We suggest that in an initial stage of rifting, pre-rift salt layers can act as a decoupling horizon between sub- and supra-salt units. While the supra-salt sedimentary cover underwent block tilting associated with upward salt migration, detachment faults are initiated in the brittle crust but are unable to cross cut the thick Triassic evaporitic sequence. As a consequence they sole out along the ductile salt layer that make them difficult to identify. In a later stage, when salt has migrated and thinned out, the detachment faults can daylight, resulting in windows of exhumed basement surrounded by allochthonous blocks formed by supra-salt sedimentary cover.

## 1. Introduction

There are numerous examples reported in the literature in which the interaction between pre-, syn-or post-rift salt sequences and the underlying extensional systems are described [Duval *et al.*, 1992; Rowan *et al.*, 1999; Marton *et al.*, 2000]. In this paper, we discuss the importance of pre-rift Triassic evaporites in controlling syn-extensional structures associated with detachment faulting during extreme crustal thinning and mantle exhumation. The study is based on field, drill hole and seismic data from the Mauléon and Parentis basins in the Western Pyrenees-Bay of Biscay in SW-France. This area is, to our knowledge, the only example where a complete data set exists, including geological and geophysical data, documenting the interaction between pre-rift salt and detachment systems in a hyper-extended rift system. There is an increasing number of high-quality and high resolution refraction and reflection seismic surveys that indicate that probably a large fraction of the world deep margins went through a stage of extreme crustal thinning and mantle exhumation, often associated with salt and magmatic activity pre- and/or postdating lithospheric rupture and onset of seafloor spreading [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2008]. These so-called hyper-extended deep water rifted margins are characterized by thinned, less than 10 km thick crust and mantle exhumation, showing little seismic evidence for high-angle faulting, often associated with sag-basins. These basins lie at water depth >2km, are covered by kilometre thick sedimentary sequences, and are at present poorly investigated. Most of the recent studies on hyper-extended margins were performed along the deep Iberia and Alpine Tethys margins [Peron-Pinvidic *et al.*, 2007; Tucholke *et al.*, 2007,]. In these examples the rift structures have either been seismically imaged and drilled or are exposed and directly accessible [Manatschal *et al.*, 2007]. Similar structure have been reported from the South and Central Atlantic [Contrucci *et al.*, 2004; Karner and Gambôa, 2007; Labails *et al.*, 2009], the NW and S Australian margins [Karner and Driscoll, 2000], the northern Red Sea [Cochran and Karner, 2007] and the eastern termination of Aden [D'Acremont *et al.*, 2005], however, they have never been drilled. Very recently Lagabrielle and Bodinier [2008] and Jammes *et al.* [2009] presented evidence for extreme crustal thinning and mantle exhumation in the Pyrenean domain, which is in line with reflection and refraction seismic observation indicating highly thinned crust in the adjacent Parentis Basin in the eastern Bay of Biscay [Bois *et al.*, 1997; Tomassino *et al.*, 1997]. The investigation of the structures responsible for crustal thinning and mantle exhumation shows that there is an intimate relationship between these structures and pre-rift Triassic salt. The aim of this work is to describe the relation between hyper-extended rift systems and pre-rift salt sequences. In addition, we believe that these observations can explain the evolution and structure observed in seismic sections in many deep water rifted margins.

## 2. The Parentis and Arzacq-Mauléon basins

The Arzacq-Mauléon and Parentis basins are located at the eastern termination of the Bay of Biscay in SW France (Fig. 1). As evidenced by subsidence curves [Brunet, 1997], and documented in the stratigraphic record and by rift structures, 3 major rift events can be recognized: a Triassic to Jurassic distributed rift event, during which the salt formed; a latest Jurassic to Early Aptian transtensional event during which a diffuse, left lateral movement between Iberia and Europe occurred [Leleu *et al.*, subm]; and a Late Aptian to Albian event that is related to crustal thinning, mantle exhumation and responsible for the opening of the Bay of Biscay [Jammes *et al.*, 2009].

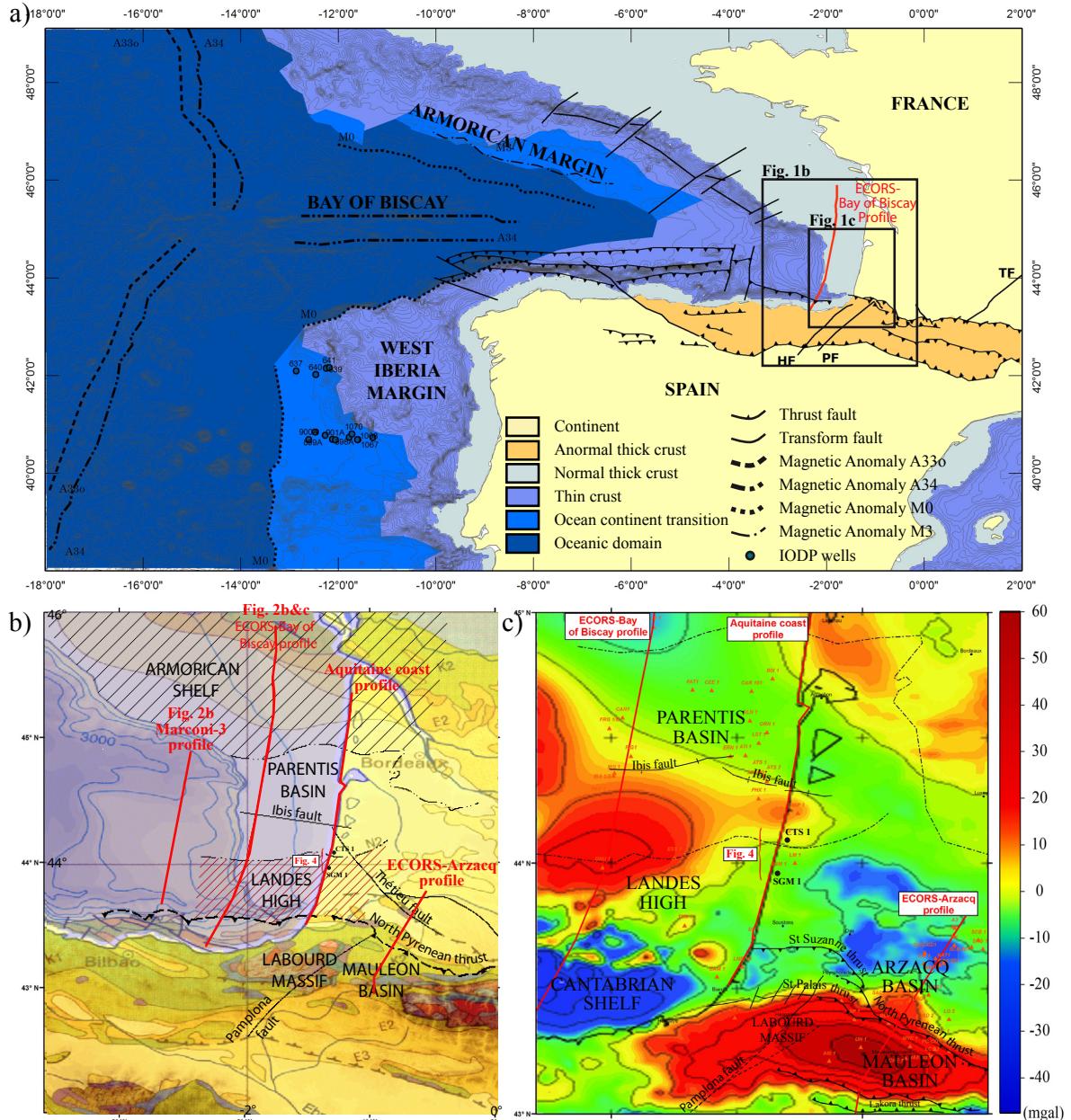


Fig. 1: a: Map of the Bay of Biscay and Pyrenees displaying the major structures identified in the area and the different domains situated between the continental and the oceanic domains in the Bay of Biscay and Iberian margin; b : Location map of the Parentis basin and Labourd-Mauléon area. Red lines show the location of seismic profiles discussed in the paper; c: Filtered simple Bouguer anomaly map of the studied area; only wavelengths lower than 170 km are displayed. Note the presence of positive anomalies above Parentis and Mauléon basin.

## 2. 1. The Parentis Basin

The Parentis Basin is a 100 km wide sag basin containing up to 15 km of Mesozoic and Tertiary sediments [Bois *et al.*, 1997] (Fig. 2). It is bounded to the north by the Armorican shelf and to the south by the Landes high. Evidence for crustal thinning to less than 10 km is based on refraction and reflection seismic investigations [Bois *et al.*, 1997; Tomassino and Marillier, 1997] and a strong positive free air gravity anomaly [Lalaut *et al.*, 1981; Pinet *et al.*, 1987] (Fig. 1c). Seven boreholes were drilled along the Ecors-Bay of Biscay profile: 5 of them in the Paren-

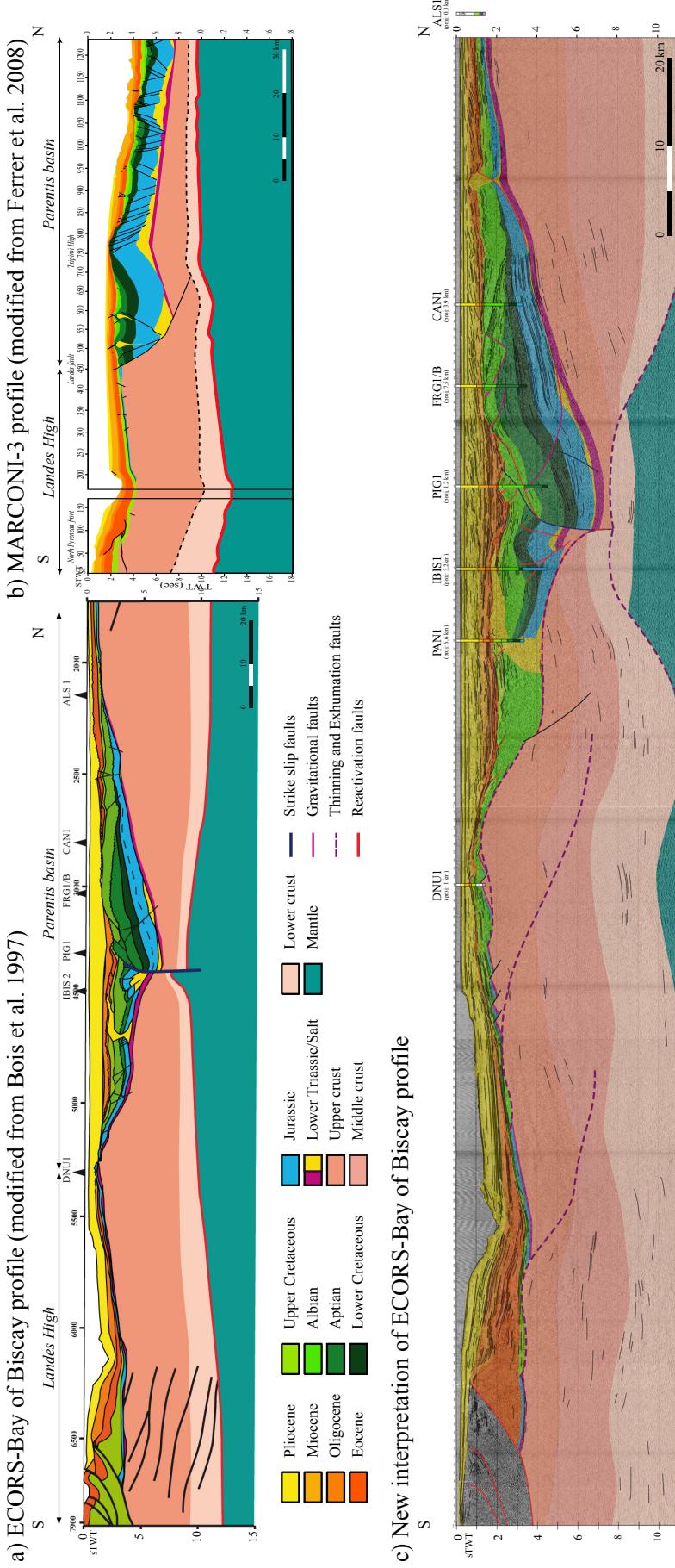
tis basin (Cormoran, Frégate, Pingouin, Ibis 2 and Pélican), one on the southern border (Danu) and one on the northern border (Albatros) (Fig. 1&2). It is important to note that the Danu drill hole situated on the southern border penetrated pre- and post rift sediments, but not syn-rift sediments, while the Albatros drill hole to the north drilled a complete stratigraphic section.

*Bois et al.* [1997] interpreted the Parentis Basin as a synclinal shaped basin, with only few normal faults, floored by continuous Triassic and Jurassic sediments, and filled by thick Lower Cretaceous and younger sediments (Fig. 2a). *Ferrer et al.* [2008] interpreted the MARCONI-3 profile, located fifty kilometres further to the west. In their interpretation, they show one major and numerous small high-angle faults (Fig. 2b). The thick Jurassic sequence shown in their interpretation, which is neither supported by drill hole data nor onshore observations, suggests that major rifting initiated already in Jurassic time. Thus, the two interpretations propose different ages for onset of major rifting (Jurassic vs. Early Cretaceous), and both are unable to explain extreme crustal thinning. *Pinet et al.* [1987] noted this problem and observed that there must be discrepancy between the amount of horizontal extension accommodated by faulting and the total calculated crustal thinning.

In this paper we propose an alternative interpretation of the ECORS-Bay of Biscay profile (Fig. 2c) that is compatible with the drill hole data and can account for the extreme crustal thinning. In our interpretation the two conjugate margins of the Parentis basin show an important asymmetry. They are separated by a deeply rooted vertical fault, referred to as the “Ibis fault”, which is inferred to be a major Late Jurassic to Early Cretaceous strike slip fault that was reactivated during the subsequent Late Aptian to Albian thinning and exhumation phase (Fig. 2c) [*Jammes et al.*, subm]. To the north of this fault, drill hole data in combination with seismic reflection data show that the Jurassic to Albian sequence is complete and little deformed. It is characterized by a set of strong reflections that are tilted southwards and thicken toward the Ibis fault. We interpret, due to the rare occurrence of high-angle faults and the strong subsidence that this part of the basins behaved as a sag basin. The southern part is more complex and strongly affected by diapirism and consequently not as well imaged seismically. In accordance with our field observations in the southern Arzacq-Mauléon basin (see below), we propose that the southern Parentis basin is floored by a top basement detachment system [*Jammes et al.*, subm]. We therefore call this part of the rift a lower plate sag basin.

## 2. 2. Arzacq-Mauléon Basin

The Arzacq-Mauléon Basin is situated at about 50 km southeast of the Parentis basin between Biarritz and Pau. The basin is filled by a thick Cretaceous sequence and is associated with a strong positive gravity anomaly. This strong anomaly may result from the presence of high-density lower crust [*Pedreira et al.*, 2007] or mantle rocks [*Casas et al.*, 1997] at shallow crustal levels emplaced during Cretaceous rifting and thrust upon the European crust during Pyrenean compression. The extreme crustal thinning assumed by these authors is also supported by the balanced restoration of the ECORS-Arzacq seismic profile [*Daignières et al.*, 1981, 1982, 1994]. During the Pyrenean compressional tectonic event, this basin was inverted along its southern border and most of the rift-related structures were reactivated and are today exposed in the NW Pyrenees. Deeper parts of this basin are directly accessible and can be studied in the field. *Jammes et al.* [2009] showed that in the Massif de Labourd upper and mid crustal rocks were exhumed along top-basement detachment faults and were onlapped by Cretaceous sediments. This interpretation is supported by the occurrence of clasts of mid-crustal granulites reworked in the Albo-Cenomanian sediments as well as by primary stratigraphic contacts between sediments and exhumed granulites (for a more detailed description see *Jammes et al.* [2009]). In the Mauléon basin, there is direct evidence that the basin was locally floored by



*Fig. 2: a: Seismic ECORS-Bay of Biscay profile as interpreted by Bois et al. (1997); b : Seismic MARCONI-3 profile as interpreted by Ferrer et al. (2008); c : New interpretation of the ECORS-Bay of Biscay profile suggesting the presence of detachment faults day lighting along the southern part of the basin. These structures, discussed in the text, can explain the observed extreme crustal thinning of the Parentis Basin.*

mantle rocks (e.g. Urdach) and overlain by extensional allochthons composed of Upper Triassic to Lower Cretaceous sediments (e.g. Chaînons Béarnais) (for a detailed discussion see *Jammes et al.* [2009]). This is supported by the occurrence of sedimentary breccias containing clasts of crustal and mantle rocks, the presence of ophicalcites, and the mapped relationship between pre-rift sediments and mantle rocks. These observations indicate that in the Mauléon basin crustal thinning and mantle exhumation were related to top-basement detachment faulting. Preserved examples of such folds are exposed in the Massif de Labourd.

### **2. 3. Structures related to crustal thinning and mantle exhumation**

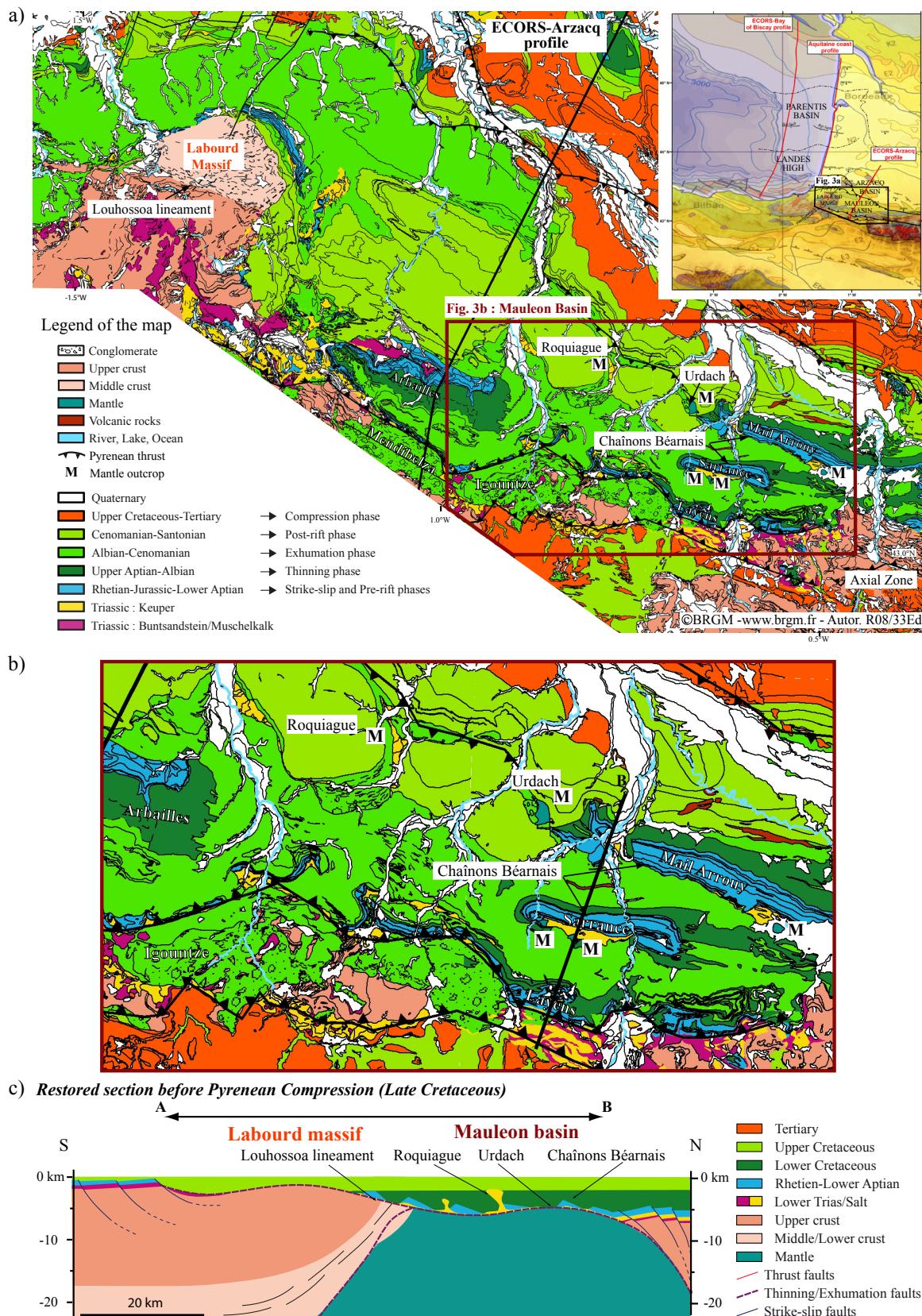
Evidence for crustal thinning in the Parentis and Arzacq-Mauléon basins is based on refraction and reflection seismic surveys [*Daignières et al.*, 1994; *Bois et al.*, 1997], gravity modeling [*Pinet et al.*, 1987; *Casas et al.*, 1994; *Pedreira et al.*, 2007] and the subsidence history of the basins [*Brunet*, 1984, 1997]. *Jammes et al.* [2009] showed that mantle rocks were locally exhumed at the seafloor and overlain by extensional allochthons in the Mauléon Basin. In the Massif de Labourd top-basement detachment faults capping mid to lower crustal rocks are observed. Thus, in contrast to the Parentis Basin, the Mauléon basin allows us to observe the structures related to crustal thinning and mantle exhumation. The major questions therefore are: 1) what is the tectonic evolution and geometry of the detachment faults observed in the Mauléon basin, and 2) do similar structures also exist in the Parentis Basin, and if yes, how are these structures imaged on seismic sections. As discussed above and shown in *Jammes et al.* [subm] the Parentis and Arzacq-Mauléon basins show a very similar tectonic evolution and the large scale structure of the basins is very similar. This similarity enables us to link observations made in the field (Mauléon) with results derived from drill hole and reflection seismic observations (Parentis). We will show that a key player in controlling both, geometry and imaging of detachment faults is the pre-rift Triassic salt.

### 3. Thinning and exhumation structures and their interaction with pre-rift evaporites

The Parentis and Mauléon basins offer the unique opportunity to study the role of Triassic evaporites during extreme crustal thinning at the time of Aptian to Albian rifting. We observe and compare different scales of deformation and discuss the relationship between extreme crustal thinning and salt tectonics. We propose a conceptual model to explain how pre-rift evaporites may interact and control the surface expression of detachment faults and their final evolution in hyper extended basins. Salt structures have been drilled and seismically imaged (e.g. Ibis glacier in Parentis basin: *Mathieu* [1986]; *Biteau et al.* [2006]) and observed in the field (e.g. massif des Arbailles, Roquiague diapir in Arzacq-Mauléon Basin; *Canérot et al.* [1989]). These studies show compelling evidence that Aptian and Eocene salt migration was associated with high-angle normal faulting and blocks tilting and was controlled by extensional processes. However, there is no description of how pre-rift salt interacted with detachment faults during extreme crustal thinning and mantle exhumation. We therefore report field observation, drill hole and seismic observations showing that pre-rift salt and detachment faulting are interacting closely and control the surface expression of extreme crustal thinning.

#### 3. 1. Field observations from the Mauleon Basin

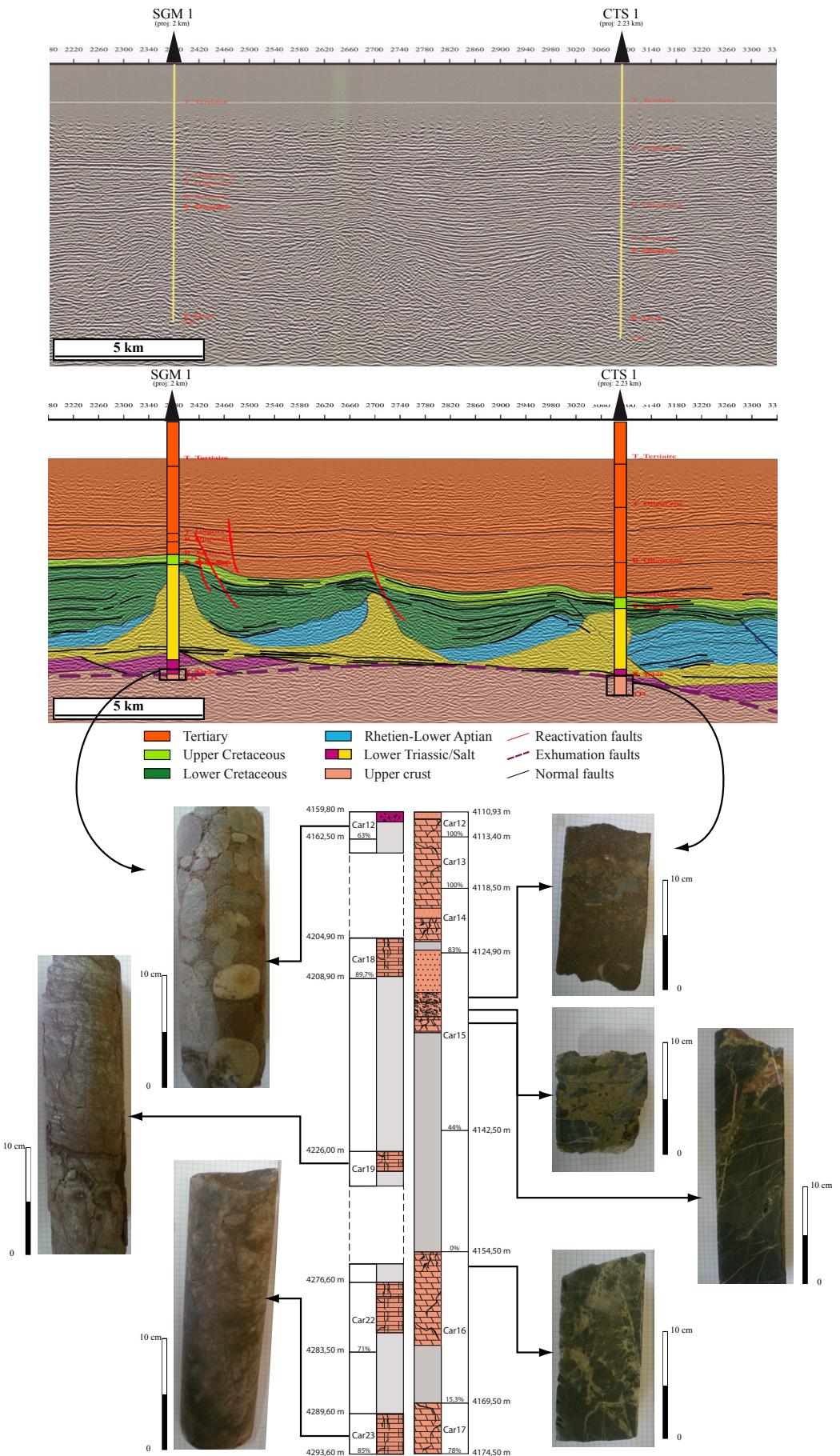
*Canérot* [1989] described salt diapirs (e.g. Roquiague diapir, Fig. 3) and showed, using the examples of the Arbailles (Fig. 3) and Lichançumendy blocks that salt migration was closely associated with block tilting along high-angle faults. In this work, we try to understand how the Triassic evaporites are related to detachment faulting. A key observation within the Mauléon basin is that the subsalt (basal Triassic Muschelkalk and Buntsandstein units) and the supra-salt units (Upper Triassic to lower Cretaceous carbonates) never occur within a complete stratigraphic section. The sub-salt lower Triassic sediments (Buntsandstein and Muschelkalk) are associated with the Paleozoic meta-sediments (e.g. northern Axial Zone) while the supra-salt Upper Triassic to lower Cretaceous carbonates form massive tilted blocks that overlay Triassic evaporites and mantle rocks (e.g. Sarrance, Mail Arrouy blocks, Fig. 3). Thus, in the Mauléon basin, the Triassic evaporites served as a decoupling horizon separating sub-salt from supra-salt units. Although the present-day position of these blocks is the result of Pyrenean compression, the occurrence of growth structures of Early Aptian age (e.g. Urgonian carbonates in the Arbailles) indicates that these blocks tilted during Early Cretaceous rifting using the Triassic evaporites as decollement horizons. The observation of mantle rocks in salt diapirs within Late Cretaceous sediments show that salt was in direct contact to exhumed mantle already in mid Cretaceous time (before Pyrenean compression). The presence of mantle outcrops is also indicated by the occurrence of ophicalcites and clasts of mantle rocks reworked in the overlying sediments. Therefore we assume that the Mauléon basin was floored by an hyper extended continental crust with mantle windows surrounded by extensional allochthons, a situation similar (except for the scale) to that shown by *Péron-Pinvidic et al.* [2007] for the Iberia margin, and that extensional allochthons are only composed of supra-salt/detachment units. An additional, independent argument is that a hydrothermal metamorphic event, associated with mantle exhumation and dated at 107+/-3Ma affected Triassic evaporites [*Thiébaut et al.*, 1988, 1992]). All these observations show that there is a close relation between salt, detachment faults and mantle exhumation.



### 3.2. Offshore observations in the southern Parentis basin

In the southern part of the Parentis basin, lots of diapiric structures are identified [Matthieu, 1986; Biteau *et al.*, 2006]. Salt migration initiated in mid Cretaceous time and lasted until the end of Eocene time. In this section we discuss a portion of a seismic section about 50 km east of the ECORS-Bay of Biscay section, running along the Aquitaine coastline, referred to as the “Aquitaine coast section” (Fig. 3). This seismic line shows, like the ECORS-Bay of Biscay section shown in Fig. 2c, an upper plate sag geometry to the north and a more complex structure, with evidence for salt migration in the south. The BRGM team [Serrano *et al.*, 2006] interpreted this complex structure as a succession of salt diapirs distorting stratigraphic beds. In their interpretation, however, there are no structures that can account for the extreme thinning of the crust observed under Parentis basin 50km westward on ECORS-Bay of Biscay profile. If we compare the whole section with the observations reported from the Arzacq-Mauléon basin, the northern upper plate sag basin may correlate with the Arzacq sub-basin, the southern Parentis to the Mauléon sub-basin. However, the existence of a detachment system in the Aquitaine coast section as observed in the Mauléon basin, remains, at least from the available reflection seismic data, an interpretation that needs to be supported by further data. A closer look (zoom) on the Aquitaine coast section shown in figure 4 shows that apart from unmistakable evidence for salt diapirs (supported by drilling), there are some hints of asymmetric blocks bounded by growth structures that are underlain by a strong reflection. The overall structure resembles that of extensional allochthons from the Iberia-Abyssal Plain (see Fig. 5 in Péron-Pinvidic *et al.* [2007]). These structures look also similar to those observed in the Arbailles, where tilted, fault bounded blocks with Urgonian growth structures are associated with salt diapirs [Canérot, 1989]. About 2 km eastward of the seismic section, two wells, SGM1 and CTS1, were drilled across the strong reflector and penetrated into basement. Well SGM1, located further continentwards, penetrates beneath Tertiary and Upper Cretaceous sediments 1737 m of salt series that overlie 800 m of Muschelkalk dolomite and Buntsandstein sandstones overlying a tectonized quartzite formation dated as Carboniferous [Serrano *et al.*, 2006] (Fig. 4). About 15 km to the north well CTS1 penetrates under Tertiary and Upper Cretaceous sediments 1189 m of salt series overlying 500 m of lower Triassic sediments, which lie on tectonized dolomites dated as Devonian [Serrano *et al.*, 2006] (Fig. 4). The large thickness of the salt series crossed by these two wells argues for diapiric structures. The strong continuous reflector identified in the seismic data corresponds with the top of the Muschelkalk dolomitic sequence, which lies at the base of the Keuper salt sequence. The continuity of this reflector under tilted blocks suggests that a decollement occurs in the overlying salt series, an interpretation which is similar to that proposed

*Fig. 3: a: Simplified geological map of the Labourd-Mauléon area modified after the BRGM 1/50000 geological maps of France (maps of Bayonne (n° 1001), Hasparren (n° 1002), Orthez (n° 1003), Espelette (n° 1026), Ihosy (n° 1027), Mauléon-Licharre (n° 1028), Pau (n° 1029), Saint Jean Pied-de-Port (n° 1049), Tardets-Sorholus (n° 1050), Oloron-Ste-Marie (n° 1051), Lourdes (n° 1052), Larrau (n° 1068), Laruns-Somport (n° 1069), Argelès-Gazost (n° 1070), Gavarnie (n° 1082)). The map shows the distribution of mantle rocks, lower and upper crustal rocks, sediments and magmatic rocks, conglomerates according to the displayed color scale. All places discussed in the text are located on the map. The location of this map in the Bay of Biscay- Western Pyrenees area is displayed on the small map situated in the up right corner; b: Zoom on the Chaînons Béarnais area where the decoupling between the subsalt (basal Triassic Muschelkalk and Buntsandstein units) associated with the Paleozoic meta-sediments and the supra-salt units (Upper Triassic to lower Cretaceous carbonates) forming massive tilted blocks overlying Triassic evaporites and mantle rocks (e.g. Sarrance, Mail Arrouy blocks) can be observed; c: Synthetic cross section crossing the Mauléon basin restored before Pyrenean compression and summarizing all field observations.*



for the Mauléon area [Jammes *et al.*, 2009]. The fact that the top of the basement is tectonized shows that this deformation cannot be related only to gravitational deformation. A major decoupling horizon is required to be located in the evaporitic Keuper, which was probably interacting with the deformation that could be found on the top of the basement within CTS1 (Fig. 4). Therefore we propose that the tilting of the Upper Triassic to Lower Cretaceous carbonates, associated with the growth-structures (probably of Aptian age) occurred simultaneously with, but decoupled from major crustal thinning of the crust. The interaction of detachment faults and decollements, the latter within the Keuper evaporites, can explain the unconformities observed and drilled in the southern Parentis Basin (e.g. Danu drill hole in the southern margin of the Parentis basin Bois *et al.* [1997]), as well as the extreme thinning of the crust observed in this basin. Last but not least, it is important to note, that apart from some mild folds sealed by Albian sediments and interpreted as related to gravitational processes [Biteau *et al.*, 2006], there is no evidence for compressional structures at the toe of the extensional domain.

## 4. Discussion

### Interaction between salt tectonics and extensional processes

Although detachment models may, on a large scale, explain the evolution and final architecture observed in the ECORS-Bay of Biscay seismic section, these models cannot explain all the details found in the borehole data and the field observations. It is therefore necessary to consider the interaction between salt tectonic and extensional processes. In the Parentis and Mauléon basins the salt sequence predated the major rifting event. As a consequence the initial distribution of salt layers in the area controlled the geometry of the basin and the geometry of related structures. In the eastern part of Parentis basin, on the Aquitaine coast profile, we observe in seismic sections the occurrence of tilted blocks and salt diapirs (Fig. 4). These are located above a strong flat reflector at the base of Keuper salt sequence interpreted as the decollement zone. On a seismic section no structure can be observed that can be interpreted as a detachment fault responsible for the observed crustal thinning. However, the presence of tectonized basement in the two boreholes (SGM and CTS) (Fig. 4) situated not far from the seismic section suggests the presence of detachment faults. Along the section no break-away structure can be observed related to these detachment faults. Therefore we assume that during a first stage, thinning of the crust was decoupled along the Keuper salt from extension in the supra-salt Upper Triassic to Early Cretaceous massif carbonates. As a consequence, these sediments underwent block tilting and only in a later stage, when the evaporites were no longer able to decouple deformation, the detachment faults were exhumed and resulted in the exhumation of sub-salt units and basement at the seafloor (e.g. Labourd). During this stage, the blocks that were tilted over the salt, were loaded onto the active detachment fault and were pulled out to the seafloor.

*Fig. 4: a : Detail of the Aquitaine coast profile (for location see Fig. 1). Note presence of the asymmetric blocks bounded by growth structures and soled by a strong reflection; b: Proposed interpretation of the profile. A decoupling horizon between sub-salt sedimentary cover and crustal level is proposed to explain the seismic and drill hole data. In the supra-salt sedimentary cover, tilted blocks associated with upward salt migration can be observed. At crustal levels detachment faults form and sole out along the ductile salt layer. These structures can explain the presence of cataclastic basement in the boreholes; c : Detail of borehole data observed in the basement and core pictures. To the right: detail of Saint Girons en Marensin borehole (SGM 1), picture show from the top to bottom sandstones belonging to the Buntsandstein and two pictures showing tectonized quartzite of Carboniferous age. To the left: detail of Contis borehole (CTS 1), picture shows example of samples of Devonian dolomites that are tectonized.*

This can explain the emplacement of extensional allochthons formed by Upper Triassic to Lower Cretaceous carbonates over mantle rocks as observed in the Chaînons Béarnais in the Mauléon Basin (Fig. 3). In the western part of the Parentis basin, along ECORS-Bay of Biscay profile, it can be observed that the detachment fault was able to day light at the surface near Danu where no salt was found in the well (Fig. 2c). Thus, either there was no or little salt, or that the salt had been stretched and smeared out along the decollement before the detachment faults was able to cut across and to form a break away at the seafloor. The similarities between the observations made in the Parentis basin with those made in the Arzacq-Mauléon basin suggest that in both basins the initial salt distribution controlled the hanging wall geometry of the detachment system. Moreover, there is some evidence that tilted blocks created above the Triassic decollement zone were affected by gravitational deformation after extension ceased, as indicated by the occurrence of Albian anticlinal structures described by *Masse et al.* [1997] and *Biteau et al.* [2006] and observed in ECORS-Bay of Biscay profile (Fig. 2c).

#### A model to explore the role of pre-rift salt in controlling the evolution of rift structures

Based on our observations we propose a conceptual model to describe the interaction between pre-rift evaporites and rift structures. The existence of a weak, ductile salt layer in between the brittle upper crust and a massive carbonate platform is a key to understand the final structures as well as the evolution of these structures during rifting (Fig. 5a). It can as well explain observations in the Mauléon and Parentis basins. We propose that crustal detachment faults sole out along Triassic evaporites while the overlying Jurassic limestones and upper crustal rocks were affected by high angle faulting and block-rotation (Fig. 5b). This can explain the strong reflector identified beneath tilted blocks corresponding to the contact between Keuper evaporites and Muschelkalk dolomites in the Aquitain coast profile (Fig. 4). However, increasing extension and exhumation of basement rocks resulted in the thinning and stretching of the overlying evaporitic layer with two major consequences (Fig. 5c): 1) where the evaporites were stretched and thinned to zero, deformation coupled and detachment faults were able to day light, resulting in windows of exhumed basement surrounded by tilted blocks (e.g. Mauléon and southern Parentis); and 2) the evaporites were juxtaposed and emplaced during exhumation onto newly exhumed crustal, and, in a final stage, also mantle rocks, resulting in “allochthonous” salt. Thus, tectonic exhumation can explain the occurrence of salt over lower crustal and mantle rocks as well as the occurrence of mantle rocks as blocks in salt diapirs (e.g Roquiague diapir). Hence, pre-rift salt systems can, in contrast to post-salt systems, be controlled by both, gravitational and tectonic processes and are consequently more complex. In contrary to pure gravitational post-rift salt systems (Fig. 6a), such as those observed in the South Atlantic, where the extensional strain upslope equals the shortening in the toe, in pre-rift salt systems (Fig. 6c) the newly created space due to tectonic exhumation needs to be taken into account. This may explain the lack of prominent compressional structures in the toe of the extensional domain in the Parentis basin. Thus, we suggest that the supra salt units, affected by gravitational and tectonic forces, slid into the basin and were emplaced onto the exhuming crustal and mantle rocks, masking the major extensional surfaces in seismic sections. Whether the pre-rift salt was used (Fig. 6c) or not (Fig. 6b) as a decollement horizon has major implications on the strain distribution and the geometry and location of the break-away zone, referred to as the location where the major detachment fault cut out at the surface. In the case of salt not acting as decollement layer, the detachment is expected to form a well defined break away zone (Fig. 6b), whereas in the presence of salt, acting as a decoupling horizon, the detachment would be expected to terminate in a salt decollement horizon (Fig. 6c). In the former case (Fig. 6b), hanging wall blocks would include supra and sub salt units, while in the latter case (Fig. 6c) extensional allochthons should be expected to consist only of supra-salt units. In the case of the Parentis and Mauléon basins

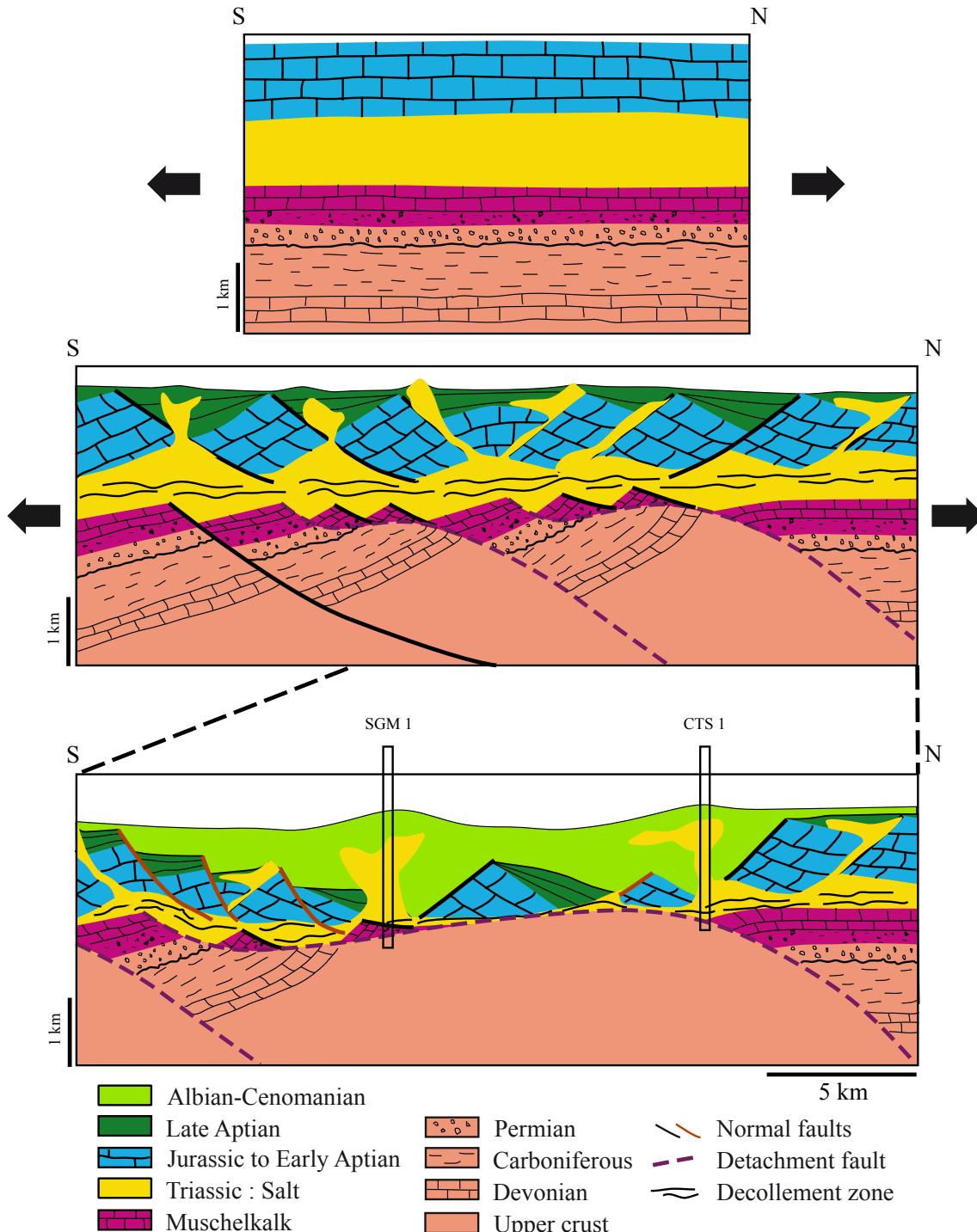
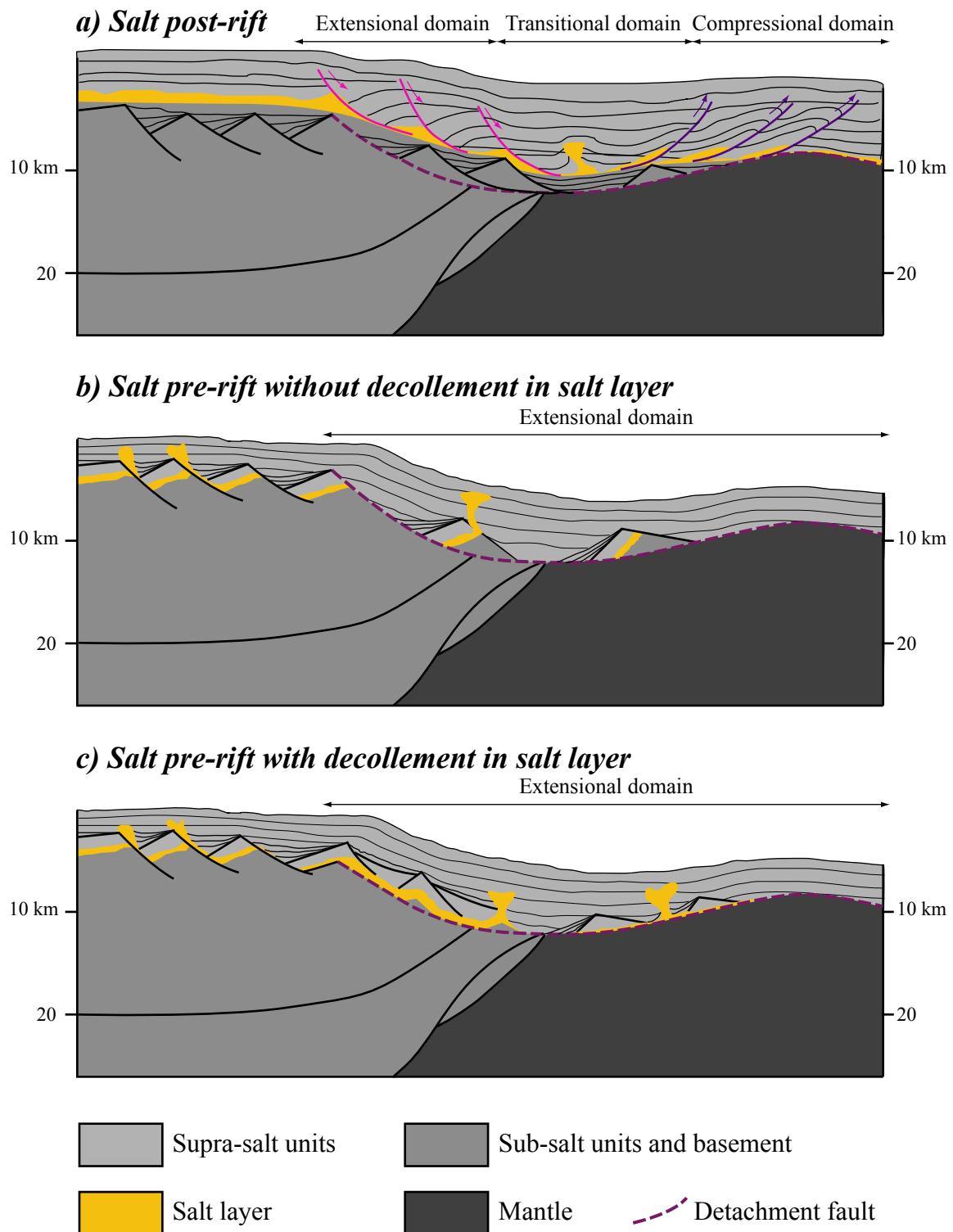


Fig. 5: Conceptual model showing the role of the Triassic pre-salt during extreme crustal thinning: a) Situation in late Jurassic time before onset of extension; b) Situation during the early stage of crustal thinning (deposition of the Urgonian limestones and the onset of migration of the salt). During this stage crustal detachment faults sole out along Triassic evaporates while the overlying Late Triassic to Jurassic limestones tilted, resulting in the formation of fault bounded half grabens. Note also that the first faults in the basement initiated as high-angle faults before deformation localized along downward concave faults; c) Situation during exhumation (deposition of the Albian «flysch noir» and formation of sag basin). The salt has been smeared out along exhumation surfaces (top basement detachment faults) or raised as diapir into the overlying Cretaceous sediments. The result is that the salt was thinned or locally omitted, enabling detachment faults do daylight and resulting in windows of exhumed basement surrounded by tilted blocks. Figure 5c is drawn in a way that it can explain the major structures shown in the “Aquitaine coast profile” as well as the results found in the two wells SGM 1 and CTS 1 shown in Fig. 4.



**Key observations :**

- No compressional domain → B&C
- Allochthons only made by supra-salt units → C
- Salt is over exhumed mantle → C
- Difficulty to define break away of detachment fault → C

the break-away zone is not well defined and the extensional allochthons in the Chaînons Béarnais in the Mauléon basin are formed entirely by Upper Triassic to Lower Aptian sediments (supra-salt units). Therefore we propose that the pre-rift salt played a major role and controlled the strain distribution during extreme crustal thinning. The existence of Albian anticlinal structures, suggests, however, that this tectonic exhumation interacted or was overprinted by gravitational processes, which are, however, of subordinate importance in the case of the Parentis basin.

### Implications for seismic interpretations

The interpretations of *Bois et al.* [1997] and *Ferrer et al.* [2008] for the Parentis Basin shown in Fig. 2 illustrate the major problem of interpreting seismic sections of hyper-extended rifted margins. Due to the lack of visible high-angle faults, either do to the fact that they are not present, not imaged, or masked by salt tectonics, a major problem arises in interpreting the structures that are responsible for crustal thinning. In the interpretation of *Bois et al.* [1997] extensional structures are not shown and the pre-rift sediments floor the whole basin, suggesting that the thinning had to occur by crustal flow or another undefined and unknown deformation mechanism. The other end-member interpretation is shown in *Ferrer et al.* [2008], where extension is accommodated by high-angle faults, most of them not visible on the seismic section. The problem of this interpretation is, however, that the high-angle faults, as drawn on the section, can not account for the crustal thinning. *Pinet et al.* [1987] pointed out that problem and stated that there is a discrepancy between the amount of horizontal extension accommodated by faulting and the total observed crustal thinning. This problem is a general problem and applies to all basins that undergo extreme crustal thinning, and exhumation processes. In all these examples, the amount of crustal thinning is often underestimated in seismic interpretations. In the past, models proposing exhumation of either crustal or mantle sections usually assumed detachment faults that cut across the whole lithosphere producing highly asymmetric margins [i.e. *Wernicke*, 1982]. However, more recent investigations show that detachment systems are more complex and poly-phase, which makes their recognition more difficult [e.g. *Lavier and Manatschal*, 2006]. Two major conceptual models have been proposed and are used to interpret extreme crustal thinning: 1) the formation of poly-phase high-angle faults that rotate and consequently image complex top basement structures on seismic sections [e.g. *Reston* 2005, 2009], and 2) the formation of top-basement detachment faults that are exhuming crustal and mantle rocks to the seafloor [*Hoelker et al.*, 2003; *Péron-Pinvidic et al.*, 2007]. As shown by field observations and seismic imaging and drilling, both top basement detachment faults as well as tilted blocks occur in the Mauléon and Parentis basins. In our model, we can demonstrate that the structure strongly depends on the existence or non-existence of decoupling horizons. In the case of pre-rift evaporites, the potential to decouple depends on the lateral extend and thickness of the layer. Because it has a finite volume it will thin, as a function of extension, and eventually result in localized coupling of brittle layers.

*Fig. 6: Conceptual model showing the major differences between gravitational and tectonic salt systems and the importance of decollement layers during detachment faulting. a) Classical gravitational post-rift salt system where salt tectonics post-date crustal extension (e.g. South Atlantic): in this case the extensional strain created by gravitational sliding equals the shortening observed in the compressional domain. b) Pre-rift salt system without decollement in salt layer in which salt tectonics occurs simultaneous to extension: in this case compressional structures in the toe of the extensional domain are either absent or less prominent, the break away zone of the detachment fault is well identified and extensional allochthons consist of sub- and supra-salt units; c) Pre-rift salt system with decollement in salt layer in which salt tectonics occurs simultaneous to extension: the major characteristics are the absence of prominent compressional structures in the toe of the extensional domain, detachment terminate in a salt decollement horizon and extensional allochthons consist only of supra-salt units.*

Thus, on sections, the style and consequently the way extension is interpreted on seismic sections strongly depends on the presence of salt. Areas with a lot of salt tend to decoupled resulting in block-tilting (model of *Reston* [2005; 2009]), areas with little salt or where salt has been thinned out, coupling can occur resulting in the day lighting of faults (models of *Hoelker et al.* [2003] and *Péron-Pinvidic et al.* [2007])

## 5. Conclusion

In this paper, we propose, that although detachment models may, on a large scale, explain the evolution and final architecture of the basins, they cannot explain all the field observations in the Mauléon basin and the interpretation of seismic and borehole data in the Parentis basin. We therefore suggest that salt tectonic interacted with extensional processes and controlled the geometry of the basin and the geometry of related structures. We assume that during a first stage, the pre-rift Keuper salt layer decoupled the deformation at crustal levels associated with the thinning of the crust, from extension recorded in the supra-salt Upper Triassic to Early Cretaceous massif carbonates. We suggest that during this stage, detachment faults initiated at crustal levels were not able to cross cut the thick Triassic evaporitic sequence and soled out along the ductile salt layer. As a consequence, the sub-salt sedimentary cover underwent block tilting associated with upward salt migration. In a later stage, when the evaporitic layer was no longer able to decouple deformation, detachment faults day lighted and exhumed basement rocks. During this stage, the blocks that were tilted over the salt could be emplaced over exhumed basement and form extensional allochthons constituted by supra salt units (Upper Triassic to Lower Aptian sediments). Finally we suggest that the existence or non-existence of pre-rift decoupling horizons as salt layer have to be considered in seismic interpretation of extremely thinned areas. Indeed we propose that in the case of pre-rift evaporates tilted blocks along high-angle fault can be formed in the supra-salt sedimentary cover and obscure the top-basement detachment faults initiated at deeper crustal levels and responsible for crustal thinning.

## Bibliography

- Biteau, J. J., A. Le Marrec, M. Le Vot and J. M. Masset (2006), The Aquitaine Basin, *Petroleum Geoscience*, 12, 247-273.
- Bois, C., O. Gariel, J. P. Lefort, J. Rolet, M. F. Brunet, P. Masse and J. L. Olivet (1997), Geologic contribution of the Bay of Biscay deep seismic survey: a summary of the main scientific results, a discussion of the open questions and suggestions for further investigations, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 193-209.
- Brunet, M. F. (1984), Subsidence history of the Aquitaine Basin determined from subsidence curves, *Geol. Mag.*, 121, 421-428.
- Brunet, M. F. (1997), Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 167-176.
- Canérot, J. (1989), Rifting eocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées Occidentale (France). Conséquences structurales, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 13, 87-99.
- Casas, A., P. Kearey, L. Rivero and C. R. Adam (1997), Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 65-78.
- Cochran, J. R., and G. D. Karner (2007), Constraints on the deformation and rupturing of continental lithosphere of the Red Sea: The transition from rifting to drifting, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 282, 265-289.
- Contrucci, I., L. Matias, M. Moulin, L. Géli, F. Klingelhöfer, H. Nouzé, D. Aslanian, J. L. Olivet, J. C. Sibuet, and J. P. Réhault (2004), Deep structure of the west African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismic and gravity data, *Geophys. J. Int.*, 158, 529-553, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x.
- D'Acremont, E., S. Leroy, M. O. Beslier, N. Bellahsen, M. Fournier, C. Robin, M. Maia, and P. Gente (2005), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, 160, 869-890, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02950.x.
- Daignières, M., J. Gallart and E. Banda (1981), Lateral variation of the crust in the North Pyrenean zone, *Ann. Geophys.*, 37, 435-456.
- Daignières, M., J. Gallart, E. Banda and A. Hirn (1982), Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range, *Earth Planet Sci. Lett.*, 57, 88-110, doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3.
- Daignières, M., M. Séguert, M. Specht and ECORS team (1994), The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile, in *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.*, 4, 199 – 208.
- Duval, B., C. Cramez, M. P. A. Jackson (1992), Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola, *Marine and Petroleum Geology*, 9, 389-404.
- Ferrer, O., E. Roca, B. Benjumea, J. A. Munoz, N. Ellouz and MARCONI Team (2008), The deep seismic reflection MARCONI-3 Profile: role of extensional mesozoic structure during the pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay, *Mar. Petrol. Geol.*, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002.
- Hölker, A.B., G. Manatschal, K. Holliger, D. Bernoulli (2003), Tectonic nature and seismic response of top-basement detachment faults in magma-poor rifted margins, *Tectonics*, 22 (4), 9-1.
- Jammes, S., L. Lavier, G. Manatschal (subm), Extreme Crustal Thinning in a Transtensional Setting (Bay of Biscay – Western Pyrenees): from Observations to Modelling.

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier and E. Masini (2009), Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees, *Tectonics*, doi: 10.1029/2008TC002406.

Karner, G. D., and N. W. Driscoll (2000), Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 164, 271 – 311.

Karner, G. D. and L. A. P. Gambôa (2007), Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporates, In *Evaporites Through Space and Time* edited by Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 285, 15–35.

Labails, C., J. -L. Olivet and the Dakhla Study Group (2009), Crustal Structure of the SW Moroccan Margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B — the tectonic heritage, *Tectonophysics*, Vol. Special, 468 (1-4), 83-97, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.028.

Lagabrielle, Y. and J. L. Bodinier (2008), Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*, 20, 11-21, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

Lalaut, P., J.C. Sibuet and C. Williams (1981), Présentation d'une carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-Est, *C. R. Acad. Sc.*, 292, 597-600

Lavier, L. and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440, Issue 7082, 324-328, doi: 10.1038/nature04608.

Leleu, S., G. Manatschal, C. Johnson, J. F. Ghienne and S. Jammes (subm), How does Provence fit into the Alpine puzzle.

Manatschal, G., O. Müntener, L. Lavier, T. A. Minshull, and G. Péron-Pinvidic (2007), Observations from the Alpine Tethys and Iberia-Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 282, 291-324.

Marton, L. G., G. C. Tari and C. T. Lehmann (2000), Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles, in: *Atlantic rifts and continental margins*, edited by W. U. Morhriak and M. Talwani, 345p, 129-149.

Masse, P. (1997), The early Crataceous Parentis basin (France). A basin associated with a wrench fault, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 177-185.

Mathieu, C. (1986), Histoire géologique du sous-bassin de Parentis, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10, 33-47.

Pedreira, D., J. A. Pulgar, J. Gallart and M. Torné (2007), Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains, *J. Geophys. Res.*, 112, doi: 10.1029/2007JB005021.

Peron-Pinvidic, G., and G. Manatschal (2008), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9

Péron-Pinvidic G., G. Manatschal, T.A. Minshull and S. Dean (2007) Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26, doi: 10.1029/2006TC001970.

Pinet, B., L. Montader, R. Curnelle, M. Cazes, F. Marillier, J. Rolet, A. Tomassino, A. Galdeano, P. Patriat, M. F. Brunet, J. L. Olivet, M. Schaming, J. P. Lefort, A. Arrieta and C. Riaza (1987), Crustal thinning on the Aquitaine shelf Bay of Biscay, from deep seismic data, *Nature, Letters to nature*, 325.

Reston, T. J. (2005), Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237, 561–576, doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.019.

Reston, T. J. (2009), The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, 468, 6–27, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.002.

Rowan, M. G., M. P. A. Jackson and B. D. Trudgill (1999), Salt-related fault families and fault welds in the Northern Gulf of Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 9, 1454-1484.

Serrano, O., J. Delmas, F. Hanot, R. Vially, J. P. Herbin, P. Houel and B. Tourlière (2006), Le bassin d'Aquitaine: Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, *Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière*, 245 pp., Bur. de Rech. Géol. et Minière, Orléans, France.

Thiébaut, J., M. Debeaux, C. Durand-Wackenheim, P. Souquet, Y. Gourinard, Y. Bandet and M.J. Fondecave-Wallez (1988), Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute Garonne et Ariège, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 1535-1540.

Thiébaut, J., C. Durand-Wackenheim, M. Debeaux and P. Souquet, (1992), Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et occidentales, *Bull. Soc. Hist. Nat.*, 128, 77-84.

Tomassino A. and F. Marillier (1997), Processing and interpretation in the tau-p domain of the ECORS Bay of Biscay expanding spread profiles, *Mém. Soc. Géol. France*, 171, 31-43.

Tucholke, B. E., D. S. Sawyer, and J. C. Sibuet (2007), Breakup of the Newfoundland-Iberia rift, in *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, edited by G. D. Karner, G. Manatschal, and L. M. Pinheiro, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 282, 9 – 46.

Wernicke, B. and B.C. Burchfiel (1982), Modes of extensional tectonics, *Journal of Structural Geology*, 4 (2), 105-115.







Article n° 3: submitted to Tectonophysics

# WHAT IS THE 3D RIFT STRUCTURE IN FRONT OF AN OCEANIC PROPAGATOR: THE EXAMPLE OF THE BAY OF BISCAY-WESTERN PYRENEES

Suzon Jammes<sup>1</sup>, Christel Tiberi<sup>2</sup>, Gianreto Manatschal<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institut de Physique du Globe de Strasbourg/EOST, Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg, France

<sup>2</sup>Géosciences Montpellier UMR5243, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

## Abstract

The Parentis and Arzacq-Mauléon basins located in front of the V shaped oceanic propagator in the Bay of Biscay present evidence for extreme crustal thinning. In this paper we investigate the 3D structure of these rifted basins, based on field observations and the interpretation of seismic data. We compare these results to those obtained from a 3D inversion and the Standard Euler deconvolution that represent two different and independent methods to invert gravity data.

For the Mauléon Basin our results show that the positive gravimetric anomaly identified above its southern margin is the consequence of two independent positive anomalies that are separated by the deeply rooted Pamplona fault. The two anomalies can be explained by the presence of exhumed middle crustal and mantle rocks exposed in the Mauléon basin. We propose that these rocks were exhumed during Early Cretaceous rifting to the seafloor and remained within a shallow crustal position during Pyrenean compression.

For the Parentis Basin we can demonstrate, based on seismic data and gravimetric inversion methods a decrease in extension from west to east, which is compatible with the V shaped geometry of the overall Bay of Biscay. Along strike, a change in the fault geometry from downward concave top-basement detachment faults in the west to upward concave high-angle faults to the east can be observed. A key structure, controlling the evolution of the Parentis Basin, is the east-west trending Ibis fault. This fault, interpreted to have formed as a strike slip fault that was reactivated during later crustal thinning, juxtaposes an upper plate sag basin in the north against a lower plate sag basin, floored at least locally by a top-basement detachment faults to the south. The strong asymmetry of the basin is supported by the shape of the basin and the results of standard Euler deconvolution.

## 1. Introduction

The structures observed in front of propagating oceans such as in the Woodlark basin [Taylor and Huchon, 2002] or the Gulf of California [Nagy and Stock, 2000] bear a lot of information of how rifts evolve into oceans. However, most of the present-day active systems, except the Red Sea and the Gulf of Aden, are related to subduction zones and hence do not represent, in a strict sense, Atlantic type rift systems. The Bay of Biscay located between France and Spain is one of the rare examples of a V-shaped oceanic basins, from which rift structures are imaged and drilled (e.g. Parentis Basin) and, due to its reactivation along the southern margin, also exposed on land (e.g. southern Arzacq-Mauléon Basin). Although single rift structures are exposed or drilled, the overall rift system is hidden beneath up to 10 km thick sedimentary succession which makes that the partitioning of the deformation on the scale of the entire system is difficult to image. In this study we use 3D inversion and Standard Euler deconvolution of gravity data to investigate the crustal structure and their distribution in a transtensional domain in front of a propagating ocean. This approach can reduce, when combined with field observations, drill hole and seismic reflection data the non-uniqueness of the mathematical solutions, and can provide interesting information on the density structure and distribution of major density contrasts and consequently give some insights into the crustal architecture within the study area. The aim of the paper is to describe the 3D structure of the overall rift system situated in front of the V shaped oceanic domain in the Bay of Biscay.

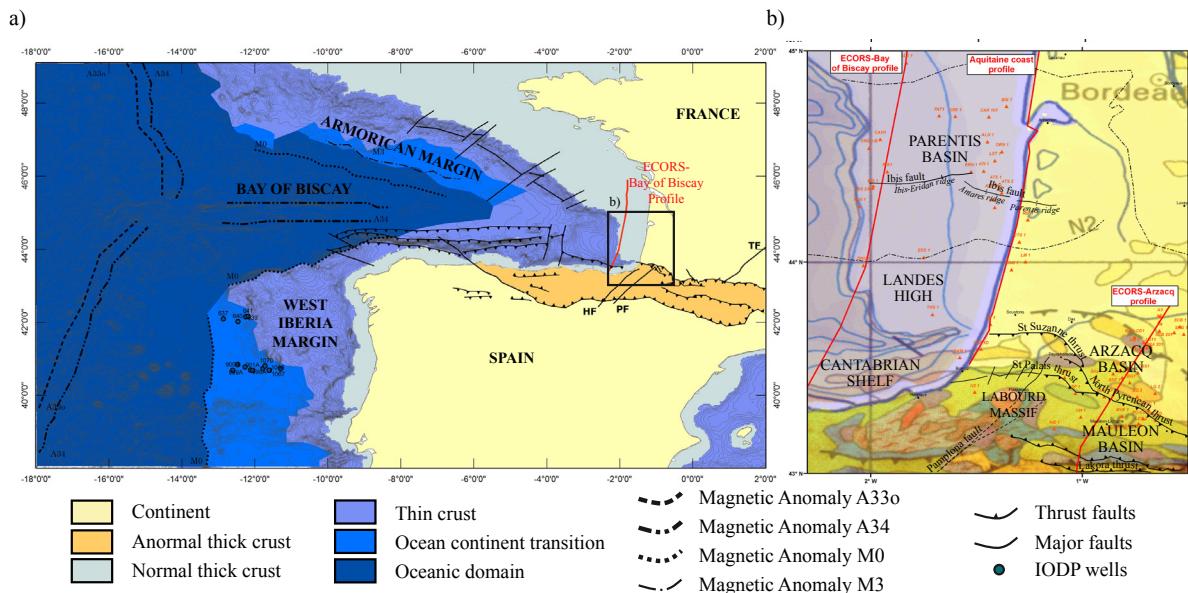


Fig. 1: a: Map of the Bay of Biscay and Pyrenees displaying the major structures identified in the area and the different domains situated between the continental and the oceanic domains in the Bay of Biscay and western Iberia margin; Magnetic anomalies proposed by Sibuet et al. (2004) are also reported for the oceanic part. b: Location map of the Parentis basin and the Labourd-Mauléon area showing the major tectonic structures referred to in the text. Red lines show the location of the ECORS-Bay of Biscay reflection seismic profile, the Aquitaine coast profile and the ECORS-Arzacq profile. Wells are indicated by orange triangles.

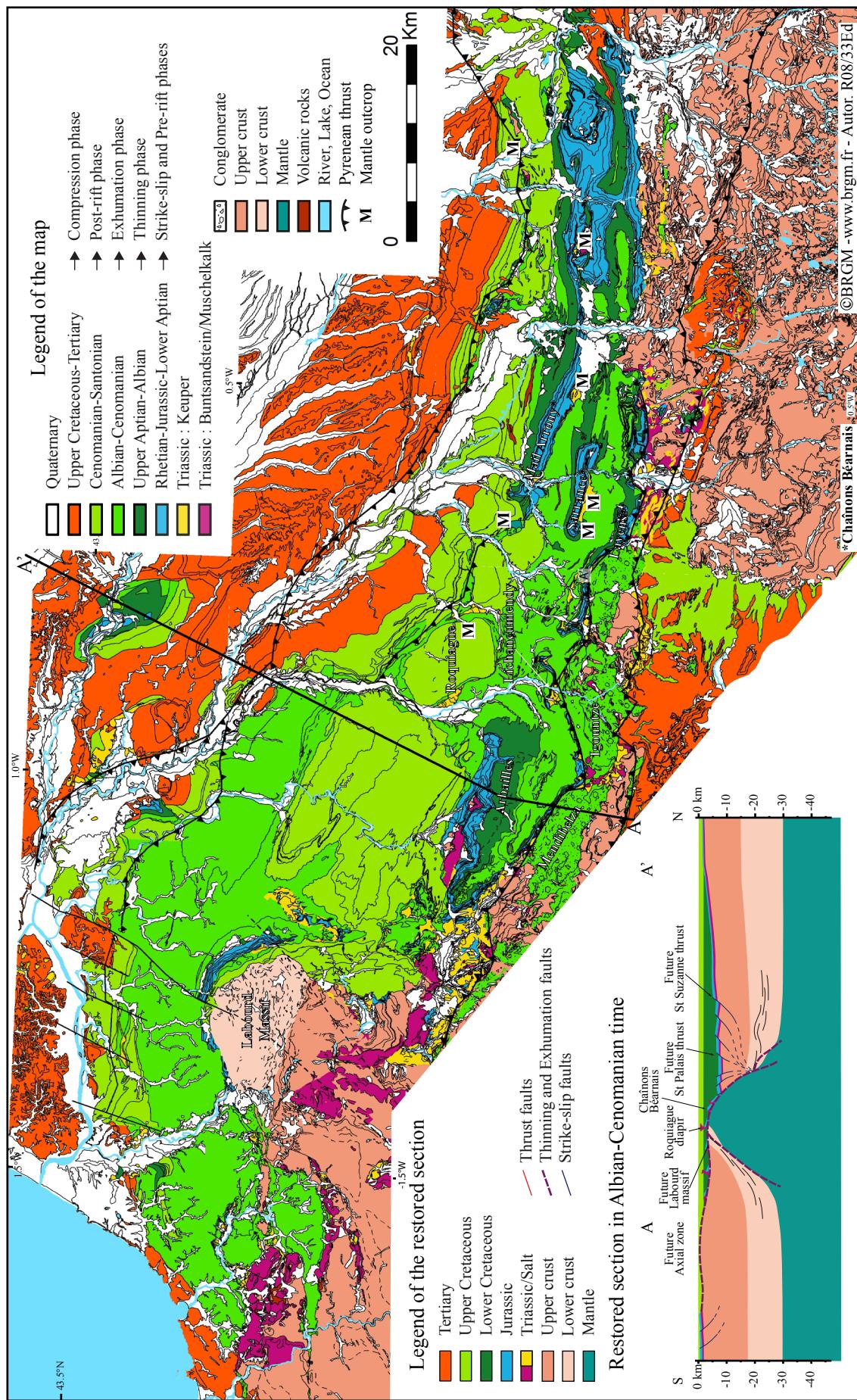
## 2. Geological setting

The Bay of Biscay is a V-shape propagating oceanic domain located between the Armorican and Cantabrian margins separating France from Spain (Fig. 1a). Rifting affected a strongly pre-structured domain and was associated with left lateral movements between Iberia and Europe. [Leleu *et al.*, subm] suggested in their plate-kinematic reconstruction that after a phase of diffuse rifting (Triassic to Jurassic), a major rift event initiated in latest Jurassic time and was linked with the left lateral displacement between Iberia and Europe. During this phase strain was accommodated along E-W directed strike slip segments (e.g. Ibis fault) resulting in the formation of E-W directed transtensional basins along a diffuse plate boundary located in the Bay of Biscay – Pyrenean domain. In Late Aptian time, a change from transtensional to orthogonal extension resulted in continental breakup in the western Bay of Biscay; the formation of NE-SW trending transform faults (e.g. Pamplona fault); and the reactivation of former transtensional basins and exhumation of mantle and crustal rocks to the east [Jammes *et al.*, 2009]. Examples are the Parentis and Arzacq-Mauléon basins situated at the eastern termination of the Bay of Biscay (Fig. 1b). Both basins are characterized by a remarkable positive gravimetric anomaly [Daignières *et al.*, 1981; 1982; Pinet *et al.*, 1987; Casas *et al.*, 1997, e.g. Fig. 4].

The Parentis Basin is a 100 km wide weakly reactivated offshore basin bordered to the north by the Armorican shelf and to the south by the Landes high (Fig. 1b). The geometry of the Parentis basin is well imaged in the ECORS-Bay of Biscay profile [Bois *et al.*, 1997] and East-West Expanding Spread profiles (ESPs) [Marillier *et al.*, 1988]. These data show that under the basin extreme crustal thinning to less than 10 km occurred over a zone of 60 km under the center of the basin, explaining the positive gravimetric anomaly [Pinet *et al.*, 1987].

The Arzacq-Mauléon basin is exposed in the northwestern foreland of the Pyrenees between Biarritz and Pau. A restoration of the ECORS-Arzacq deep seismic profile suggests that major crustal thinning occurred beneath the southern part of this basin during Early Cretaceous time [Daignières *et al.*, 1994]. This basin was inverted as a pop-up structure during Pyrenean compression, with south verging thrust faults to the south (e.g. the Lakora thrust) [Teixell, 1996; 1998] (Fig. 1b) and the north vergent North Pyrenean thrust system to the north (e.g. Saint Palais and Sainte Suzanne thrusts faults; Fig. 2). Daignières *et al.* [1994] interpreted the Sainte Suzanne thrust as the present-day boundary between the southern Mauléon and the northern Arzacq basins. In this study we demonstrate, based on field observations, seismic data and gravimetric modelling that the Saint Palais thrust constitutes a key boundary that reactivated a major rift structure. Therefore we consider this structure as the major boundary separating the Arzacq basin from the Mauléon basin.

Several interpretations have been proposed to interpret the crustal structure within the ECORS-Arzacq profile. Daignières *et al.* [1994] suggest that the southern termination of the basin was reactivated as a crustal ramp that rooted in the mantle and coincided with the place where the Iberian crust was subducted underneath the European crust. On the contrary, Muñoz (2002) suggested that the European crust formed an indenter that separated the Iberian upper crust from its lower crust and upper mantle. While the upper crust was thrust south as well as northwards, forming an orogenic lid, the remainder of the Iberian crust was subducted underneath the European margin. A major question is whether the positive gravimetric anomaly recorded along the southern Mauléon margin is, as proposed by Pedreira *et al.* [2007] related to the emplacement of lower crustal rocks during compression, or, as suggested in this study, during Early Cretaceous extension.



### 3. Field observations in the southern Mauleon basin

During Pyrenean compression the southern margin of the Arzacq-Mauléon Bassin was inverted and most of the rift-related structures were reactivated and are exposed today in the Basque massifs and the Chaînons Béarnais (Figs. 1&2). A description of the geological evolution of this zone can be found in *Jammes et al.* [2009] and the key observations are summarized below.

In the Massif du Labourd, situated at the western termination of the Mauléon basin (Fig. 1&2), Paleozoic upper crustal rocks and remnants of granulites outcrop and are overlain by Albian to Santonian sediments. Our field observations made in this area show that granulites belonging to the pre-rift middle crust were exhumed along a detachment system and were partly eroded and redeposited in Albo-Cenomanian sediments (e.g. Bonloc Breccia). The occurrence of sedimentary breccias containing clasts of crustal and mantle rocks over exhumed mantle (e.g. Urdach, Fig. 2) implies that mantle rocks were exhumed and locally floored the southern part of the Mauléon basin. The Upper Triassic to Lower Cretaceous blocks in the Chaînons Béarnais (Fig. 2) are interpreted as extensional allochthons overlying exhumed mantle (for details see *Jammes et al.* [2009]). We assume, as already proposed in former palinspastic reconstructions by *Peybernès and Souquet* [1984], that the basin was segmented by N40° to N60° transfer faults. For one of these faults, which may represent a northern branch of the Pamplona fault, *Claude* [1990] and *Larrasoña et al.* [2003] showed that this fault was active during the deposition of Cretaceous sediments. We demonstrate moreover that this fault separates an eastern domain with exhumed mantle (e.g. Chaînons Béarnais) from a western domain with exhumed middle crust (e.g. Massif du Labourd) (Fig. 1b) [*Jammes et al.*, 2009]. During Pyrenean compression, the detachment system that was responsible for the exhumation, was reactivated as a thrust fault. Where the thrust faults incised into the footwall, pieces of the previous footwall, consisting of exhumed crustal or mantle rocks, were thrust together with the former cover sequence over Upper Cretaceous post-rift sediments. During the final stages of convergence in Oligocene to earliest Miocene time, the major shortening occurred outside the former rift basin and affected the domain located south of the Mauléon basin [*Jammes et al.*, 2009].

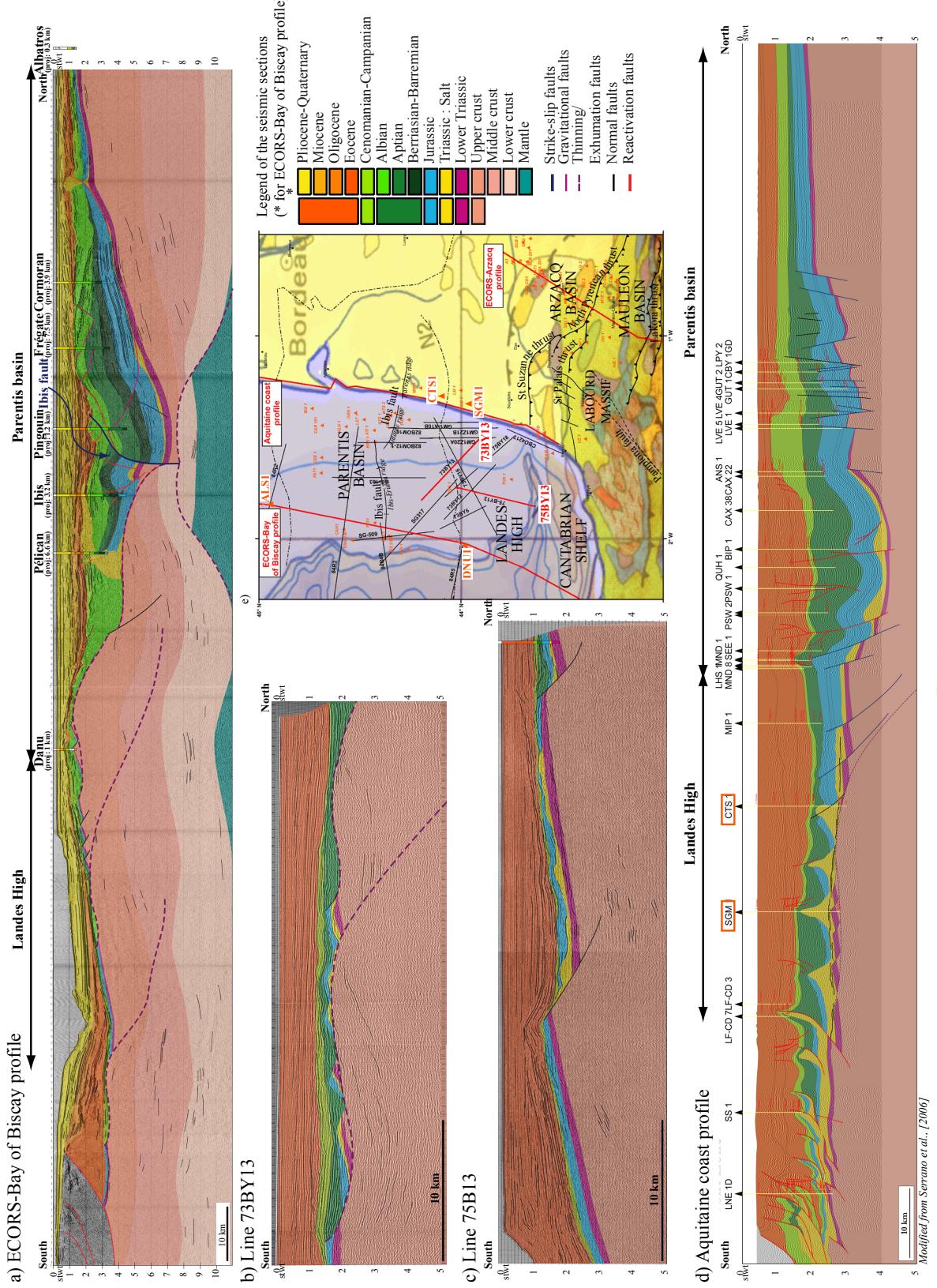
*Fig. 2: Simplified geological map of the Labourd-Mauléon area modified after the BRGM 1/50000 geological maps of France (maps of Bayonne (n° 1001), Hasparren (n° 1002), Orthez (n° 1003), Espelette (n° 1026), Ihosy (n° 1027), Mauléon-Licharre (n° 1028), Pau (n° 1029), Saint Jean Pied-de-Port (n° 1049), Tardets-Sorholus (n° 1050), Oloron-Ste-Marie (n° 1051), Lourdes (n° 1052), Larrau (n° 1068), Laruns-Somport (n° 1069), Argelès-Gazost (n° 1070), Gavarnie (n° 1082)). The cross section shown in the inset is a restored section of the ECORS-Arzacq reflection seismic interpretation [Jammes et al., 2009] showing the situation in Albian-Cenomanian time. Major field relations described in the text are shown in the section.*

## 4. Interpretation of reflection seismic data from the Parentis basin

In the ECORS-Bay of Biscay section, the Parentis Basin was originally interpreted as a synclinal basin affected by little normal faults and floored by continuous Triassic and Jurassic sediments [Bois *et al.*, 1997]. Ferrer *et al.* [2008] proposed using new data issued from the MARCONI campaign, that the basin is formed by a major half-graben bounded by a major north-dipping high-angle fault. None of the two interpretations can, however, explain the observed extreme crustal thinning. Based on the available data we propose a new-interpretation which can take into account the observed extreme crustal thinning.

The ECORS-Bay of Biscay profile shows an important asymmetry of the two conjugate margins, which are separated by a deeply rooted vertical fault referred to as the “Ibis fault” (Fig. 3). This structure is associated to an east-west alignment of salt ridges: the Ibis, Eridan and Antares ridge [Biteau *et al.*, 2006]. We interpret this structure as a remnant of a former strike slip system along which the left lateral displacement of Iberia relative to Europe was accommodated [Leleu *et al.*, subm]. The Ibis fault separates the basin into two very different parts. To the north, drill hole data in combination with seismic reflection data show that Jurassic to Albian sequences, characterized by a set of strong reflections, are tilted southwards and thicken towards the Ibis fault (Fig. 3a). In the ECORS-Bay of Biscay profile, normal faults are rare, but seem to become more abundant eastwards, on profiles situated along the Aquitaine coast (Fig. 3d). These high-angle faults affect Lower Aptian sediments and are sealed by Upper Aptian to Albian sediments [Biteau *et al.*, 2006; Serrano *et al.*, 2006]. The southern margin is strongly affected by diapirism and is consequently less well imaged. However, where structures can be seen, they appear more complex. Based on the resemblance of the northern Parentis and Arzacq basins and the occurrence of a positive anomaly over the southern parts of these basins, we explored for the possibility that the southern Parentis basin is floored, like the Mauléon basin, by a top-basement detachment system. However, since top basement detachment faults cannot be observed directly in seismic sections, their interpretation needs to be based on other arguments. In a NW-SE profile (73BY73, Fig. 3b) crossing the southern border of Parentis basin to the east of the ECORS-Bay of Biscay profile, we observe strong reflectors between 2 and 3 sTWT in the basement that are tilted towards the southeast (continentwards), truncated by the top basement reflection and onlapped by Cretaceous sediments. This relationship is comparable to those described from the Massif du Labourd by Jammes *et al.* [2009], where upper crustal meta-sediments (likely to be very reflective) are juxtaposed against granulitic middle crust, capped by a top-basement detachment fault and sealed by Cretaceous sediments. Thus, in analogy to this interpretation, we interpret the top-basement reflection as an exhumation fault along which Paleozoic meta-sediments were exhumed and onlapped by Cretaceous sediments (Fig. 3b).

*Fig. 3: Interpretation of seismic reflection profiles from the Parentis and Landes high (for location of the sections see Fig. 3e. a) A new interpretation of ECORS-Bay of Biscay seismic profile; b) Interpretation of seismic line 73BY13 (from Total) showing basement reflectors that are tilted and truncated by the top basement reflector. This structure is interpreted as a top basement detachment fault; c) Interpretation of seismic line 75BY13 (from Total) showing normal faults over the Landes high; d) New interpretation of the Aquitaine coast profile seismic section: we observe an upper plate sag basin to the north of the Parentis ridge and a more complex structure affected by salt diapirs to the south. In this southern part we can observe tilted blocks underlying a strong reflector which was drilled and identified to coincide with a decollement in Triassic salt [Jammes *et al.*, subm]. Our interpretation suggests that a detachment fault floored both the southern part of the Parentis basin and the northern part of the Landes high. This structure was responsible for the exhumation of deeper crustal levels beneath the salt layer while the upper sedimentary cover was deformed by tilted blocks and salt diapir; e) location map of all seismic sections used to draw the 3D block of Parentis basin (see Fig. 8). The seismic sections in red are those presented and interpreted in this paper.*



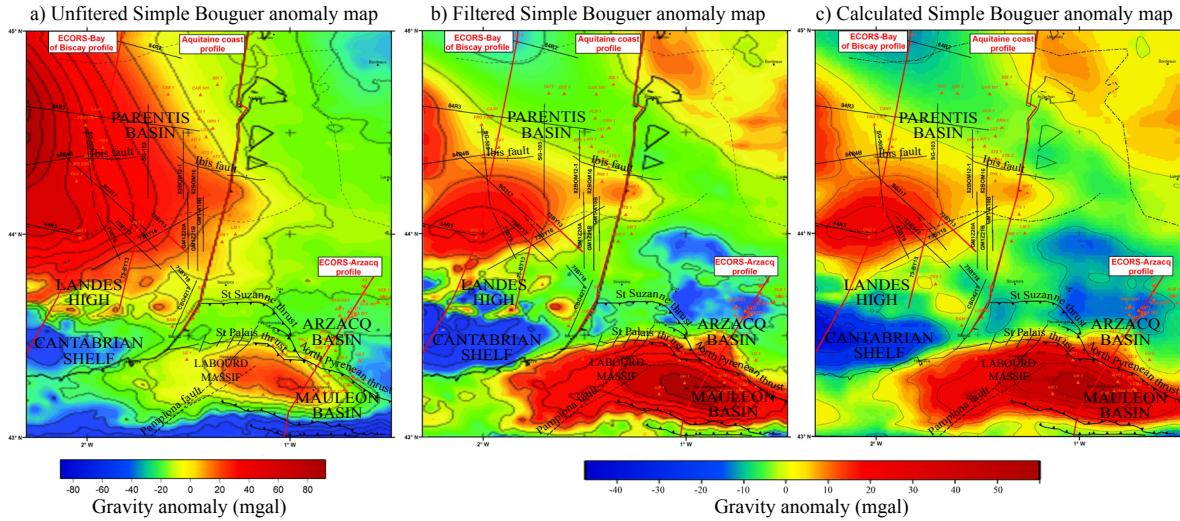
Another evidence for the occurrence of a top-basement detachment faults can be found in the Aquitaine coast profile (Fig.3d). Along this line, the SGM and CTS wells penetrated beneath the salt into a strongly deformed basement formed by cataclasites and gouges. This observation is compatible with the existence of a top basement fault, which is, in the seismic section hidden by the Triassic salt structures (for further details see *Jammes et al.* [subm]).

Apart from indirect evidences that the southern margin of the Parentis basin is locally floored by tectonically exhumed basement, there is also evidence that to the south and southwest, over the Landes high, other extensional structures exist. This is well documented on Line 75BY13 (Fig. 3c) in which a set of layered, southward tilted reflections can be observed. *Lefort et al.* [1997] highlighted the existence of strong reflectors in the seismic basement in the ECORS-Bay of Biscay and interpreted them as the result of major tilting related to pre-Mesozoic deformation events. In our interpretation, we suggest that under the DANU, were post-rift sediments are deposited directly on pre-rift sediments, the top of the basement is formed by a detachment system, like in Line 73BY13 (Fig. 3b), This is in line with the observed crustal thinning, however, not very clearly imaged on the seismic section. Further to the south, on the ECORS-Bay of Biscay (Fig. 3a), abrupt changes in the tilting of the basement reflectors can be observed. To explain these geometries we suggest the existence of two more detachment systems. These detachment faults seem become, going eastwards, high-angle normal faults (profile 75BY13; Fig. 3c).

In conclusion, the Parentis and Arzacq-Mauléon basins show many similarities in the overall, large scale architecture of the basin. Strong similarities exist between the northern Parentis and Arzacq basins while correlations between the southern Parentis and Mauléon basins are more difficult to establish, because of the reactivation of the latter. However, the observed top basement detachment faults in the Mauléon basin may correspond and be analogue to the one interpreted in the southern Parentis basin.

## 5. Results of gravimetric modeling

A compilation of onshore and offshore gravity data issued from the BGI (Bureau Gravimetric International) is used for this study. As terrain corrections are not always defined within the area we use hereafter simple Bouguer anomaly data (Fig. 4a). In the study area the simple Bouguer gravity anomaly could come from mainly three different sources: the Moho topographic variations, the crustal heterogeneities and the topographic variations. We will make the assumption that short wavelengths are mainly the expression of small-scale crustal heterogeneities and topographic variations, whereas the longest wavelengths mainly result from the regional component (mainly variations in the Moho topography). As the aim of this work is to study crustal heterogeneities, we filtered all wavelengths greater than 170 km (Fig. 4b). We then used two different and independent methods to invert gravity data: a 3D inversion and the Standard Euler deconvolution. The first one allows us to map in 3D the distribution of density contrasts. The second one allows us to map and localize the depths of sources that can be at the origin of the gravimetric anomaly. These two methods were applied on 34821 data points, situated between 2.3°W and 0.3°W in longitude and 43°N and 45°N in latitude.



*Fig. 4: a) Unfiltered simple Bouguer anomaly map of the studied area based on BGI (Bureau Gravimétrique international) database; b) Filtered simple Bouguer anomaly map of the studied area; only wavelengths lower than 750 km are displayed. Note on the southern border of the Parentis basin the remaining oval shaped positive anomaly; c) Calculated simple Bouguer anomaly map of the studied area from the 3D inversion model presented in this paper. The comparison between calculated and filtered data reveals few differences, mainly coming from very short wavelengths unable to be taken into account by our parametrization (blocks of 10 km). Note that the principal features are very well retrieved. Major tectonic features and seismic lines are displayed to ease the comparison with the other figures.*

#### Filtered Simple Bouguer Anomaly map:

By filtering the largest wavelengths, we consider the regional component suppressed from the gravimetric signal. Actually, in Parentis basin, the effect of the Moho uplift under the center part of the basin was interpreted to be responsible for the largest part of the longest wavelength anomaly [Pinet *et al.*, 1987]. This would suggest that the remaining anomalies on the filtered simple Bouguer anomaly map mainly result from small-scale crustal heterogeneities (Fig. 4b). In the Parentis basin these crustal heterogeneities create a small scale positive anomaly, oval shaped and centered above the southern border of the Parentis basin (Fig. 4a&4b). This anomaly wedges out westwards where it seems to be relayed to the north by a similar anomaly observable on the western border of the map at about 44.5 °N. To the south of this positive anomaly, above the Cantabrian shelf, a strong negative anomaly is present. Concerning the anomaly located above the Mauléon-Labourd region, the filtering of the data certainly reduces the influence of the steep variation of the Moho depth observed in ECORS-Arzacq profile under the basin [Grandjean, 1992; Daignières *et al.*, 1994]. However, it does not fundamentally modify the shape and the location of the anomaly (Fig. 4a&4b). The resulting anomaly is centered on the southern part of the basin, whereas no positive anomaly is observed above the northern Arzacq basin.

3D density model:

To account for the lateral changes in density contrast within the gravity data, we perform a 3-D inversion. The aim of the inversion is to obtain a distribution of density variations in a 3-D model space that can fit the observed gravity data in a least-squares sense. The causative sources of the local simple Bouguer gravity anomaly are assumed to be distributed in N horizontal layers of thickness  $H_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$ , in the crust. Every layer is subdivided into a number of rectangular blocks in which an initially homogeneous density contrast is assigned. In this method, the average density contrast and gravity anomaly are both assumed to be zero (see *Widiwijayanti et al.* [2004] for a detailed presentation of the method). The final density contrasts retrieved by the inversion are then relative to each layer, and cannot be directly compared between depths. In this work, four or five layers constitute the model down to 45 km depth. Each layer is equally divided into  $10 \times 10$  km blocks in the central area, and with larger blocks on the edges to eliminate possible boundary effects. Each block is also associated with a standard deviation that accounts for an *a priori* information: by increasing or decreasing this parameter for a given block we allow the inversion to put higher or lower density contrast in this block, respectively. We start the inversion with a homogeneous density contrast model. We are fully aware of the difficulty for a gravity inversion to properly retrieve the depth location of an anomaly without any more information. In order to investigate this question, we realized several inversions with various layers with different depths and widths.

Within all our models, the Root Mean Square (RMS) decreases by about 85-86 per cent, and the retrieved Bouguer anomaly is very close to the observed one (Fig. 4b&4c), with only differences for the very short wavelengths. In these models, the most superficial layer records the topographic variation and cannot be properly interpreted in terms of density contrast; the observation realized in this layer will be consequently not discussed in this paper. We will concentrate our discussion on the deeper levels, where major structures remain coherent for all the models. Our preferred model is presented in Figure 5. It is a five layer model (layer 1 : 0-8 km, layer 2: 8-15 km; layer 3: 15-18,5 km; layer 4 : 18,5-30 km and layer 5 : 30-45km) where standard deviation is set to 0.1 g.cm<sup>-3</sup> for layers 1 to 4 and set to 0.01 for layer 5. We decrease this parameter in the deepest layer to prevent the apparition of artifacts at deeper levels. In all our models, the positive gravimetric anomaly observed on the southern border of the Parentis basin is interpreted by the presence of a small scale positive density contrast in the first fifteen kilometers that widens at deeper crustal levels. Also, between 18 and 45 km depth this high density body is triangle shaped and bounded to the north by an east-west directed structure. To the south, the negative gravimetric anomaly of the Cantabrian shelf is interpreted by a negative density contrast well marked in all models between 5 and 20 km, and which amplitude decreases with depth. Between this anomaly and the northern anomaly of the Parentis basin, the southern part of the Landes high is characterized by an EW succession of small scale positive anomalies (Fig. 4b). To fit these small wavelength variations, 3D models need to put small heterogeneities in an upper crustal level and a strong negative density contrast between 18 and 45 km depth. However, when comparing observed and calculated gravity anomalies in this area, we notice that the 3D model is not able to reproduce correctly the small scale anomalies (Fig. 4b&4c). The model is consequently not well constrained in the southern part of Landes high, and results have to be cautiously considered in this area. Concerning the Labourd-Mauléon anomaly, all models suggest that this positive anomaly is created by two high density bodies separated by a major N-S directed structure. The easternmost body was hereafter referred to as the Labourd-Mauléon anomaly and the westernmost body as Cinco-Villas anomaly. The structure separating these two anomalies is well imaged on the southern border of the model at about 358.5°W. It splits a high density body situated to the west, beneath Cinco-Villas massif from a low density body to the east (Fig. 5). In all the models this pattern is observed between 5 and 45

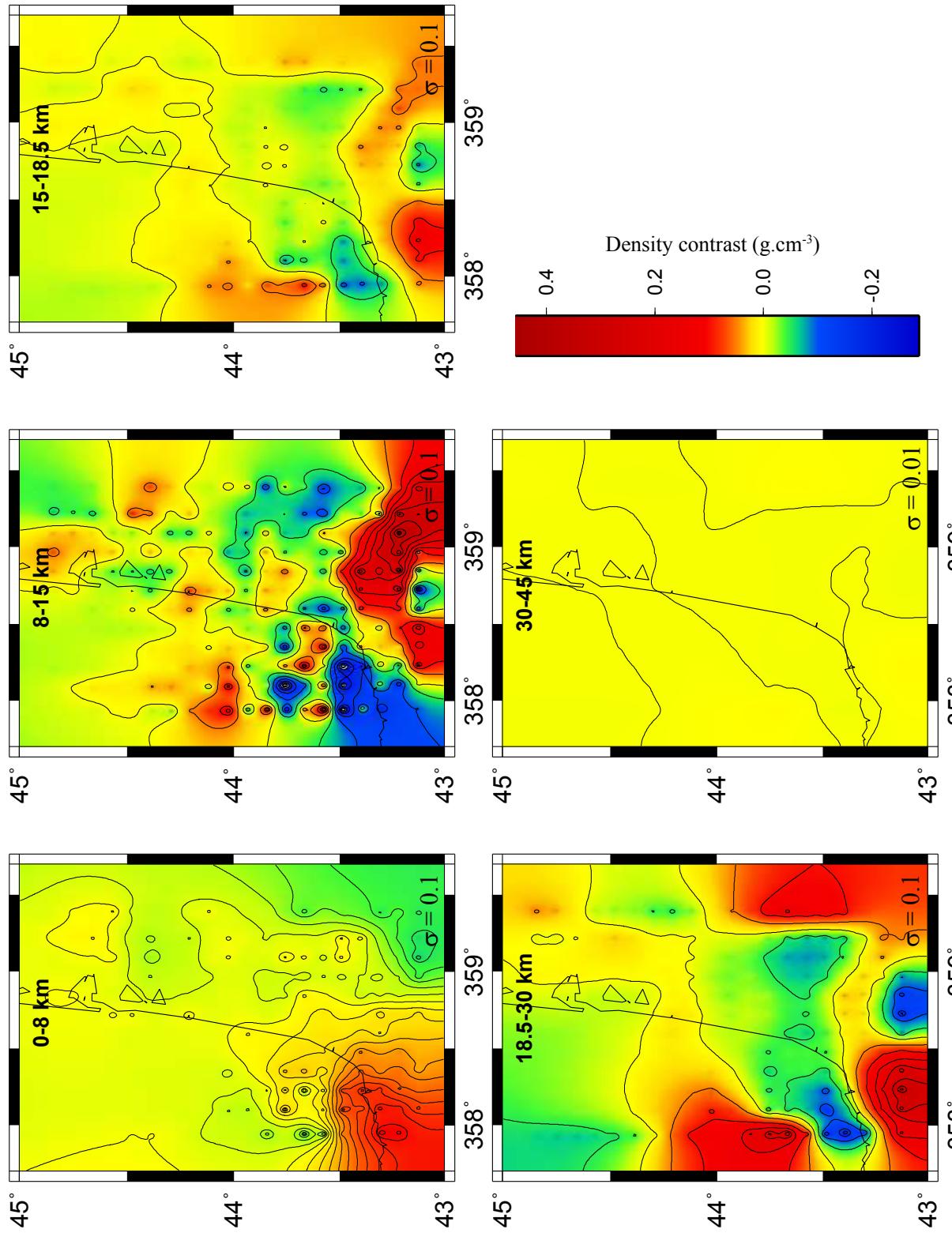


Fig. 5: 3-D density distribution within each of the 5 layers constituting the model issued from our 3D inversion. The standard deviation ( $\sigma$ ) for each layer is indicated in the lower right corner. Note the two high density bodies separated by a major N-S directed structure creating the Labourd-Mauléon anomaly between 8 and 15 km depth. A small scale density contrast on the southern part of Parentis basin is presented in the second layer, and widens at deeper crustal level to become triangle shaped and bounded to the north by an east-west directed structure between 18 and 45 km depth.

km and decreases with depth. We link this anomaly to the Pamplona fault and will discuss it in the later part of the paper. The second body responsible for the positive gravimetric anomaly of the Labourd-Mauléon area is identified at shallower depth between 5 and 15 km, and is located NE from the Pamplona pattern (Fig. 5).

#### Standard Euler deconvolution method:

The standard Euler deconvolution method is based on Euler's homogeneity equation that relates the potential field (gravimetric or magnetic) and its gradient components to the location of the source, with the degree of homogeneity  $n$  which may be interpreted as a structural index (SI) [Thompson, 1982; Blakely, 1996]. For a three dimensional function  $f(x, y, z)$  the Euler's equation is (where  $n$  correspond to the degree of homogeneity):

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf$$

Considering potential field data, Euler's equation can be re-stated as follow:

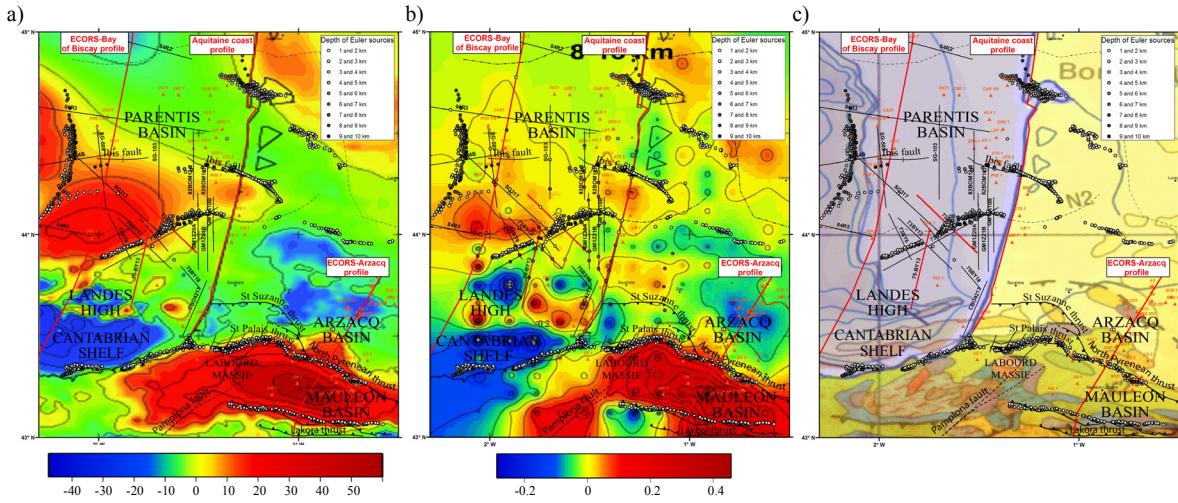
$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

Where  $(x_0, y_0, z_0)$  is the position of the source whose total field  $T$  is measured at  $(x, y, z)$ ,  $B$  the regional value of the total field and  $N$  the structural index which is a measure of the rate of change with distance of a potential field. Given a set of observed total field data, this method determines an optimum source location  $(x_0, y_0, z_0)$  by solving Euler's equations for a given index  $N$  by least squares inversion of the data. This method operates on gridded data and solves Euler's equation simultaneously for each grid position within a square window that moves along each grid row. The inversion process will also yield an uncertainty (standard deviation) for each of the fitted parameters. If the calculated depth is less than a specified tolerance (typically 15%) and the solution is within a limiting distance of the centre of the data window, the solution is accepted.

We inverted the gravity data with the Geosoft software. We tested the parameters by processing several inversions with different structural indexes and window sizes. The most convincing results were obtained for a structural index characterizing a planned structure ( $SI=0$ , fault, dyke, sill...) and with a window size of 20 km. The results of this inversion are shown in figure 6, where we only display solutions with error in depth and horizontal location less than 9% and 25%, respectively. Calculated sources are situated between 0 and 10 km depth, coherent with the fact that only short and medium wavelengths are used. By superimposing these results on the simple Bouguer gravimetric map (Fig. 6a), we check that the Euler sources coincide well with the most important gravimetric gradients. Moreover, to check the coherence of this inversion with the previous 3D inversion method, we overlay the calculated Euler sources on layer 2 of the density model (Fig. 6b). Between about 5 and 15 km depth, the Euler sources mark boundaries of inverted high density bodies, therefore proving the good coherence between the two independent methods, and the robustness of the results (Fig. 6b).

To identify the structures marked by the alignment of our Euler sources, we superimpose these results on a geological and structural map (Fig. 6c). We observe that in the western Pyrenean domain sources line up with major structural features. Indeed, north of Mauléon basin, sources correspond with the Saint Palais thrust in the western part of the basin and the North Pyrenean thrust in the eastern part of the basin. Moreover, to the south these sources coincide with south verging thrust system located along the southern margin of the Mauléon basin (e.g. Arbailles thrust). To the west, the alignment of sources along the Basque coast might be due to the steep topographic variation. Surprisingly, in Parentis basin, superficial Euler sources under-

line a SW-NE directed structure that does not correspond to the southern border of the basin as defined by *Bois et al.* [1997] (Fig. 6c). In the north-eastern part of the basin, Euler sources align with the salt ridges defined as the eastern termination of the Ibis fault.



*Fig. 6: Major tectonic structures and seismic profiles are displayed to ease the interpretation and comparison of figures. Same code as for figure 3e is used. a) Superposition of Euler sources obtained in this paper on the simple Bouguer gravimetric map: the Euler deconvolution calculated sources coincide well with the most important gravimetric gradients; b) Superposition of Euler sources on the second layer (8-15 km) of our density models (Fig. 5): the Euler sources mark boundaries of major high density bodies; c) Superposition of Euler sources on a geological and structural map : the Euler sources line up with major structural features, such as Saint Palais thrust.*

## 6. Discussion and Conclusion

### Labourd-Mauléon gravity anomaly:

The 3D inversion method suggests, as previously proposed by *Grandjean* [1992], *Casas et al.* [1997] and *Pedreira et al.* [2007] that the anomaly of the Labourd-Mauléon area is created by the presence of a high density body located between 5 and 15 km depth (Fig. 5). The Standard Euler deconvolution method suggests moreover that this body is situated between the south verging thrust system to the south and the north verging Saint Palais thrust to the north (Fig. 6b&6c). The high density body responsible for the positive gravimetric anomaly is consequently located inside the pop up structure resulting from the reactivation of the Mauléon basin. This result is compatible with the discovery of exhumed mid crustal and mantle rocks in the Mauléon basin [*Jammes et al.*, 2009]. During inversion of the basin, thrust faults reactivated on a first order the former rift-related detachment faults responsible for mantle exhumation. Wherever on a more locale scale the thrust faults were unable to use the preexisting detachment, they incised into the footwall. As a consequence, slivers of the underlying exhumed material (mantle or crustal rocks) were accreted together with the former hanging wall rocks (allochthons and post-rift sedimentary cover) in the orogenic wedge. This can explain the occurrence of mantle rocks at the base of Jurassic to Lower Aptian calcareous blocks in the southern Mauléon basin. Although such thin slices of mantle rocks are not able to produce such gravimetric anomaly, they show that mantle and lower crustal rocks were at the seafloor before convergence. We therefore think that remnants of these previously exhumed rocks are within the orogenic wedge in quite shallow positions. To better visualize this idea, we realized a vertical slice in our density model along the ECORS-Arzacq profile (Fig. 7). We are totally aware

that a direct comparison of the vertical density contrasts obtained by our 3D inversion is not perfectly correct [see e.g. *Widiwijayanti et al.*, 2004], but such a vertical slice helps to visualize the localization of perturbing structures and allows comparison with geological sections to be made. We compare our results with two geological sections realized along the ECORS-Arzacq profile (Fig. 7b&7c). For the external parts of the sections we used interpretations proposed by *Teixell* [1998] and *Schellart* [2002] for the Spanish part, and *Ducasse and Velasque* [1988] and *Serrano et al.* [2006] for the French part. For the internal parts, we show a new interpretation, based on new field observations described in *Jammes et al.* [2009]. For the deeper crustal structure, we show two alternative interpretations of the ECORS-Arzacq profile: one proposed by *Daignières et al.* [1994] (Fig. 7b), and the other by *Muñoz* [2002] (Fig. 7c). The comparison between the two cross sections and the corresponding slice in our 3D density model highlights that the high density body is clearly situated inside the pop up structure resulting from the reactivation of the southern Mauléon basin. For deeper crustal levels, the cross section based on the interpretation of *Muñoz* [2002] seems to better explain the observed density contrasts. Indeed, the deeply rooted low density body observed beneath the Axial Zone could be explained by the underthrusting of the Iberian middle and lower crust. The positive anomaly to the north and the related density contrast might be due to the indentation of lower crust beneath the Mauléon basin. Actually, 2D gravity modeling realized in this area by *Pedreira et al.* [2007] also supports this model. However, our gravimetric inversion lacks constraints at depth to fully advocate for this interpretation, and further geophysical studies have to be realized to better constrain the deep crustal structure of the Western Pyrenees.

#### Cinco-Villas anomaly and Pamplona fault:

The Cinco-Villas anomaly is characterized in all our 3D density models by a strong density contrast between a high density body below the Cinco-Villas massif and a low density body beneath the adjacent Axial Zone. This density contrast induces the presence of a major structure that is deeply rooted, down to more than 30 km depth. The Pamplona fault interpreted by *Larrasoña et al.* [2003] as a transfer fault separating two segments of the Pyrenean rift, is a good candidate to explain such a density contrast. Indeed, in Spain, this structure separates the western deep Biscay basin from the eastern shallower Ebro basin [*Schoeffler*, 1982; *Vergés and García Senz*, 2001; *Vergés*, 2003]. To the north in France, a flip in basement depth can be observed across the fault. The deeper basin (the Mauléon basin) is located on the eastern side of the fault and the shallower basin (the Hendaya basin) on the western side. However, in the northern part, the trace of the fault does not seem well constrained. *Razin* [1989], *Claude* [1990], *Larrasoña et al.* [2003] and *Pedreira et al.* [2003; 2007] suggested that this fault is situated to the east of the Massif du Labourd, whereas for *Schoeffler* [1982], *Vergés* [2003] and *Vergés and García-Senz* [2001] this fault cross-cuts the Massif du Labourd. All our 3D density models suggest that the major change in basement depth, which corresponds to the Pamplona fault, occurs to the west of the Massif du Labourd. Thus, as proposed by *Jammes et al.* [2009], the transfert fault that separated an eastern domain with exhumed mantle in the Chaînons Béarnais from a western domain with exhumed middle crust in the Massif du Labourd is consequently not the Pamplona fault but may represent a branch of this fault that was reactivated during the Pyrenean compression.

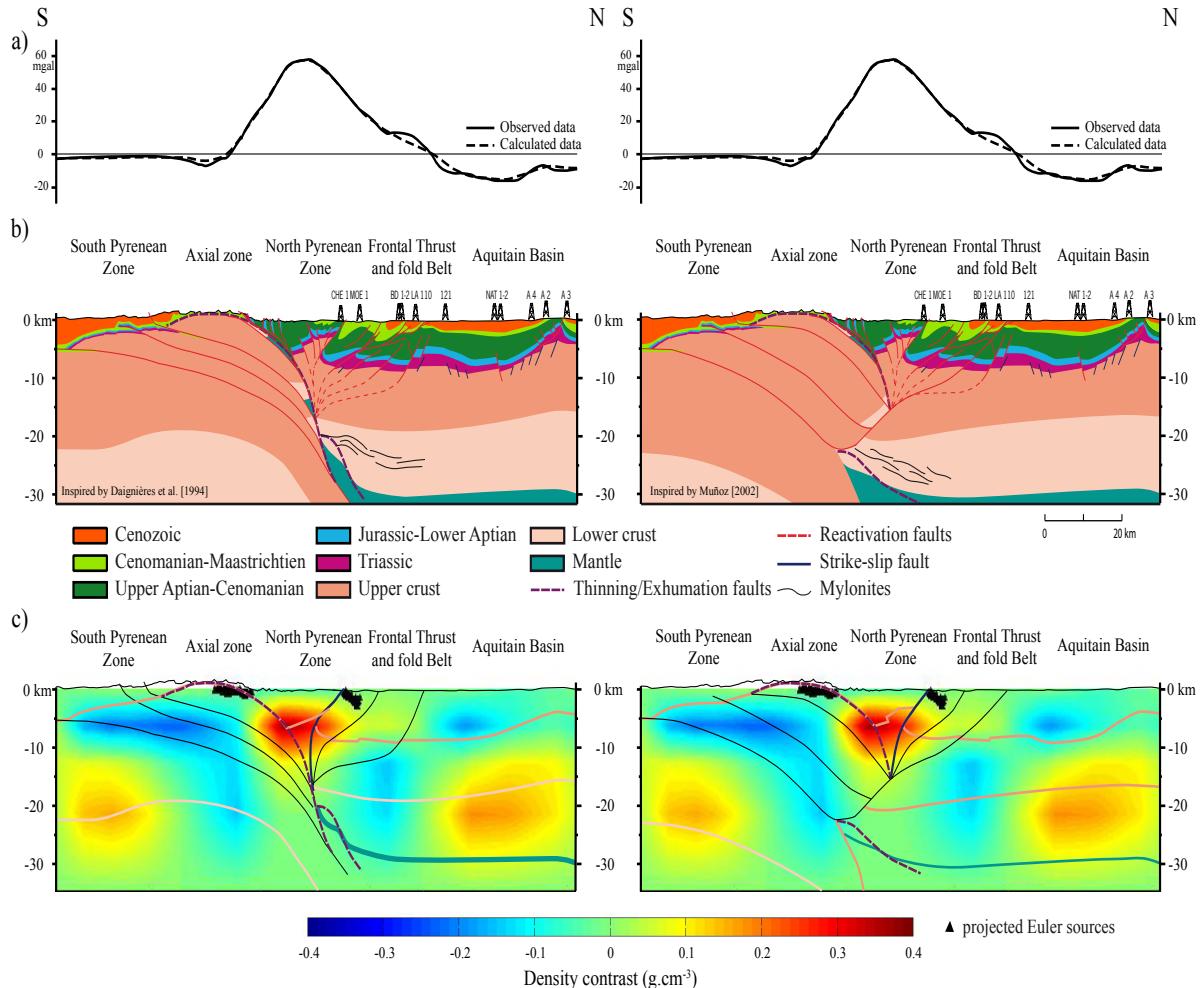


Fig. 7: Comparison of our results (density and Euler sources) with two alternative geological interpretations. a) observed (plain) and calculated (dashed line) Bouguer anomaly along the ECORS-Arzacq profile. The calculated data correspond to the gravimetric anomaly obtained with the density model shown in Fig. 5. b) Geological sections realized along ECORS-Arzacq profile. For the external parts of the orogen this interpretation used cross sections realized by Teixell (1998) and Schellart (2002) for the Spanish part, and Ducasse and Velasque (1988) and Serrano et al. (2006) for the French part. For the internal parts, we show a new interpretation, which is based on our field observations. For the left panel, the lower crustal structure is based on the interpretation of the ECORS-Arzacq profile proposed by Daignières et al. (1992, 1994); for the right panel, the interpretation is that of Muñoz (2002). c) Vertical slice through our density model along the ECORS-Arzacq profile (Fig. 5). Black triangles correspond to neighboring projected Euler sources (Fig. 6). The main structures issued from the above geological cross sections (Moho, top of the lower crust, top of the basement) are superimposed.

#### Parentis anomaly:

The interpretation of several seismic profiles crossing the Parentis Basin including the deep reflexion ECORS-Bay of Biscay profile, suggests that the Parentis basin is strongly asymmetric and separated by the Ibis fault (Fig. 3a&3e) into a northern and southern part. Well identified in the ECORS-Bay of Biscay profile, this structure can be traced eastwards and correlated with the Ibis, Eridan and Antares salt ridges. The basin to the north is floored by a complete stratigraphic section, whereas to the south, top basement detachment faults may floor the basin (e.g. 73BY13 profile and Aquitaine coast profile; Fig. 3b and 3d). Detachment faults are also observed on the western Landes High, however, eastwards the displacement along these faults decreases and a lateral change into normal faults can be observed (profile 75BY13

on Fig. 3c). To better visualize the results of this work concerning the Parentis basin we realized two 3D blocks. The first one (Fig. 8a) summarizes the results of gravimetric inversion. The cross section bounding the block on the upper left side corresponds to a vertical slice through our density model along the ECORS-Bay of Biscay profile on which the interpretation of the ECORS-Bay of Biscay seismic section is superimposed. We use a reinterpretation of a depth section published in [Bois *et al.*, 1997] to properly compare the geological interpretation with the density section, and to correctly locate major structures such as the Moho, the top of the lower crust and basement in a depth section. The second block (Fig. 8b) represents the geometry of the Parentis basin between the ECORS-Bay of Biscay profile (redrawn on the western border of the 3D block) and the Aquitaine coast profile deduced from seismic observations and Euler deconvolution results. In order to highlight the crustal structure of the basin all sediments younger than Late Aptian have been removed.

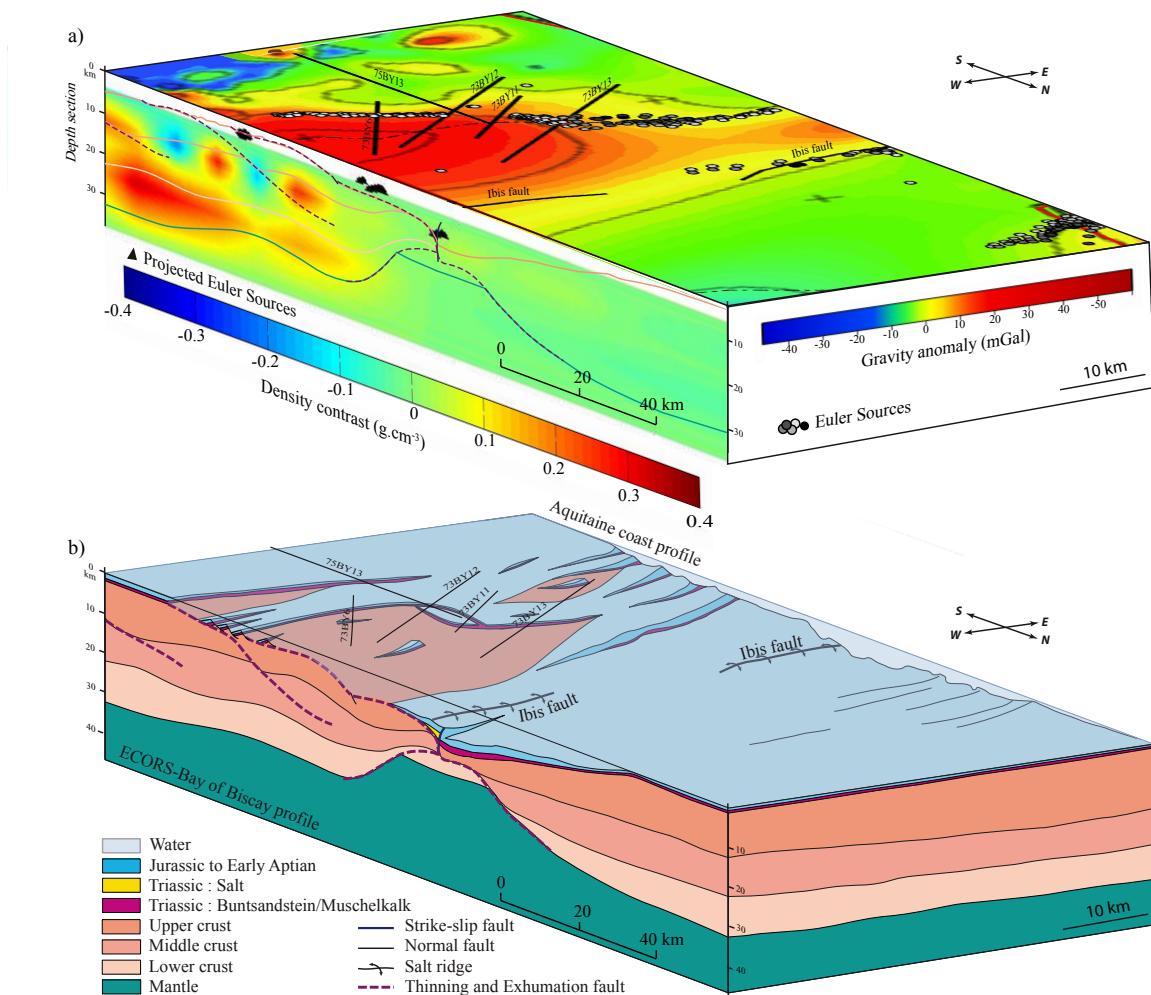


Fig. 8: a) 3D block summarizing gravimetric results obtain from the superposition of Euler sources on the filtered simple Bouguer gravimetric map of the Parentis basin. On the cross section bounding the block on its left side a vertical slice through our density model (Fig. 5) is shown that coincide with the ECORS-Bay of Biscay profile (Fig. 3a). Black triangles correspond to neighboring projected Euler sources. We report on the density profile major structures issued from a reinterpretation of the depth section published in Bois *et al.* (1997); b) the 3D structural below summarizes the major 3D structures observed in the Parentis basin between the ECORS-Bay of Biscay profile (redrawn on the western border of the 3D block) and the Aquitaine coast profile. This section is realized by gathering seismic data and results obtained with gravimetric inversion methods. All Late Aptian and younger sediments have been removed to highlight the basement structure of the basin.

In figure 8a we can observe that the Ibis fault is well marked by our projected Euler sources represented by black triangles. These sources located at 10 km depth are clearly associated with the major change in basement depth that occurs on both sides of this fault (Fig. 8a). The continuity of the Ibis fault eastward is not evidenced by Euler sources (gravity map in figure 8a), except between 1.5°W and the Aquitaine coast where sources line up on salt ridges. The absence of Euler sources all along this structure might be explained by a local attenuation of the density contrast from both sides of this fault. In 3D inversion models, however, this structure is evidenced by the northern limit of east-west oriented triangle shaped high density body located between 18 and 45 km depth and responsible for the Parentis anomaly (Fig. 5). Moreover, we can note that projected Euler sources issued from the SW-NE alignment observed on the southern part of the basin correspond to the break away of the northern detachment fault (near the central part of the profiles; Figs. 8a and b). Likewise, on the eastern part of the basin, this alignment of Euler sources superimposes the break away of the northern detachment system identified on the 73BY13 seismic section (Figs. 3b and 8a). We conclude therefore that, in this area, these superficial Euler sources trace the presence of a density contrast between exhumed upper crust to the north and pre-rift sediments characterizing the break away of a detachment fault to the south. Consequently, this alignment of the Euler sources defines the northern limit of the major detachment fault and its SW-NE orientation reflects the widening of the Parentis basin and increasing importance of exhumation processes westward (Fig. 8b).

#### 3D reconstruction of the eastern Bay of Biscay-Western Pyrenees and conclusions:

Based on field and seismic observations and gravimetric modelling results we realized a 3D block for the entire study area illustrating the 3D architecture of the eastern termination of the Bay of Biscay – NW Pyrenees before onset of Pyrenean compression (Fig. 9). In order to make the crustal structure more visible, we do not show the Late Aptian and younger sediments. The cross section bounding the block on the upper left side corresponds to the ECORS-Bay of Biscay profile, the one on the lower right side to a reconstruction across the Arzacq-Mauléon basin.

The major structures that can be observed on the 3D block are the Parentis and Arzacq-Mauléon basins that correspond to hyper-extended rift basins. The comparison with the filtered Bouguer gravimetric map shows that there is a strong correlation between areas of major thinning and the positive gravimetric anomalies. This correlation is despite of the compressional overprint of the Mauléon basin and the thick sedimentary infill. The reconstruction shows that the basins are made of complex geometries. This is in particularly shown for the Parentis basin, for which the 3D architecture is better resolved due to the weak reactivation and denser seismic data set (Fig. 8b). This basin shows windows of exhumed crustal rocks, which wedge out eastwards, suggesting a decrease in accommodated extension from west to east. This change is also associated with a change from downwards-concave faults in the west (e.g. top basement detachment faults) to upwards-concave faults in the east (e.g. high-angle faults) (Figs. 8b and 9).

Another interesting observation is that there is evidence in the western Parentis basin that there is not one single detachment fault, but a detachment system formed by several detachments that extended and thinned the crust (Fig. 3a). How these structures evolved in time and space is not yet understood. The observation that high-angle faults can be traced laterally into low-angle detachment faults suggests that the faults may have initiated as high-angle faults and developed, with increasing displacement, into downward concave faults (Fig. 8b). Since the transition from high-angle to low-angle faulting can also be observed parallel to strike, a likely scenario that needs to be further investigated, is that the change from high-angle to low-angle faulting is probably also a function of increasing thinning of the crust. This interpretation does, however, not answer the question of how the extensional structures were linked and interacted

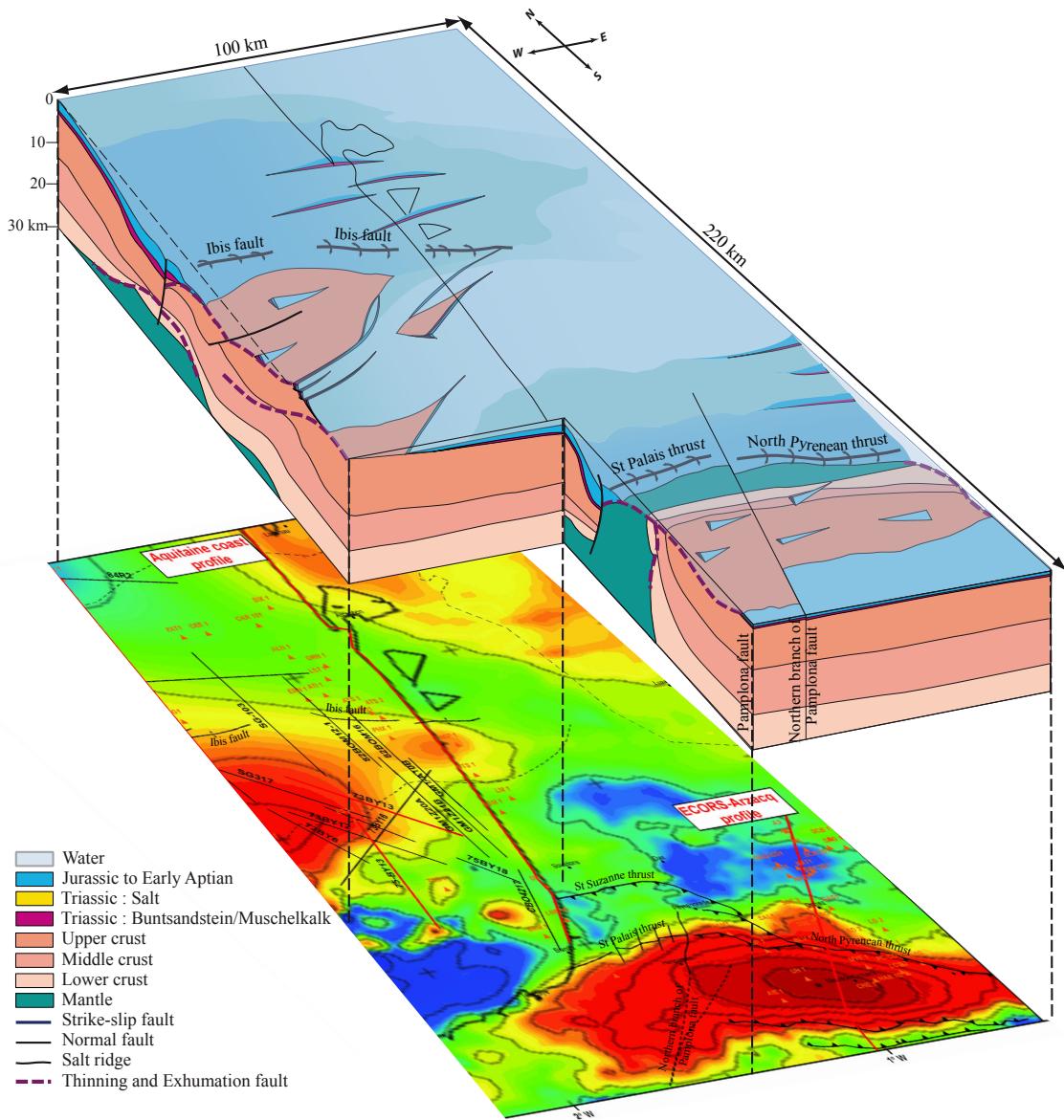


Fig. 9: 3D reconstruction of the entire studied area before Pyrenean compression based on field observations, seismic interpretations and results obtained by gravimetric inversion methods. Syn- and post-rift sediments are removed to better highlight the rift-structures. A map showing the filtered simple Bouguer anomaly is underlined the 3D block in order to show the correlation between gravity data and the geological interpretation.

with major structures such as the Ibis, Saint Palais and Pamplona faults, to mentions just the most prominent structures identified in this work and not representing classical extensional structures.

This work shows that the Ibis and Saint Palais faults are key structures aligned parallel to the axes of the Parentis and Arzacq-Mauléon basins and separating within these basins two parts that show contrasting gravimetric anomaly, different structures and tectonic evolutions (Fig. 9). Based on seismic interpretations and considering the paleo-geographic framework (see *Jammes et al.* [2009]), we interpret these structures as the result of an early stage strike slip movement that may have happened before early Aptian time. Although there are no direct constrains for such an interpretation, we propose that these structures: 1) post-date initial Triassic to Jurassic rifting and predated the final Late Aptian to Albian exhumation event, and 2) presented a major crustal or even lithospheric weakness that guided and localized the subsequent extension.

The fact that the Ibis fault was overprinted during the subsequent exhumation might explain why this fault is not clearly evidenced in our 3D density model (Fig. 5). On the contrary, the Pamplona fault is very well imaged and resolved in the gravity data, despite of the fact that it is less well resolved by surface geological observations probably due to late shallow crustal overprint during the Pyrenean compression. This fault, identified in gravimetric modeling as a major deeply rooted structure, juxtaposes crustal blocks of different thicknesses (western termination of Axial Zone to the east and Cinco Villas massif to the west). Therefore, this fault had to be active either during or after crustal thinning. Since *Claude* [1990] and *Larrasoña et al.* [2003] could demonstrate that this fault was active and was sealed by Cretaceous sediments, we interpret the Pamplona fault to be active during final thinning and exhumation as a transfer fault linking the eastern termination of the Cantabrian basin with the Arzacq-Mauléon basin.

On the scale of the entire studied area, we suggest that Parentis and Arzacq-Mauléon are two V-shaped basins widening westward. We propose that the formation of the hyper-extended Parentis and Arzacq-Mauléon basins were localized along pre-existing strike slip lineaments (Ibis and Saint Palais faults). During subsequent rotation of the Iberian plate away from Europe, the propagation of the deformation was accommodated along extensional faults that show decreasing amounts of extension along strike, resulting in wedges of exhumation surfaces and a change from high-angle to low-angle structures along strike. This kind of structures result in frayed terminations of the basins (e.g. eastern Parentis basin (Fig. 9)). Elsewhere, transfer structures such as the Pamplona fault segmented basins during final rifting resulting in sharp basin terminations (e.g. western Mauléon Basin).

## Bibliography

- Biteau, J. J., A. Le Marrec, M. Le Vot and J. M. Masset (2006), The Aquitaine Basin, *Petroleum Geoscience*, 12, 247-273.
- Blakely, R. (1996), Potential Theory in *Gravity and Magnetic Applications*, 441 pp., Cambridge University Press.
- Bois, C., O. Gariel, J. P. Lefort, J. Rolet, M. F. Brunet, P. Masse and J. L. Olivet (1997), Geologic contribution of the Bay of Biscay deep seismic survey: a summary of the main scientific results, a discussion of the open questions and suggestions for further investigations, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 193-209.
- Casas, A., P. Kearey, L. Rivero and C. R. Adam (1997), Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 65-78.
- Claude, D. (1990), Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts mésozoïques au nord du massif du Labourd. Rôle de la faille de Pamplona (Pays Basque), *thèse de Doctorat*, 436 pp, Univ. Bordeaux II, Bordeaux, France.
- Daignières, M., J. Gallart and E. Banda (1981), Lateral variation of the crust in the North Pyrenean zone, *Ann. Geophys.*, 37, 435-456.
- Daignières, M., J. Gallart, E. Banda and A. Hirn (1982), Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range, *Earth Planet Sci. Lett.*, 57, 88-110, doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3.
- Daignières, M., M. Séguert, M. Specht and ECORS team (1994), The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile, in *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.*, 4, 199 – 208.
- Ducasse, L. and P.C. Velasque (1988), Geotraverse dans la partie Occidentale des Pyrénées de l'avant-pays Aquitain au bassin de l'Ebre, effet d'une inversion structurale sur l'édification d'une chaîne intra-continentale, *thèse de Doctorat*, 248 pp., Université d'Aix-Marseille III, Marseille, France.
- Ferrer, O., E. Roca, B. Benjumea, J. A. Munoz, N. Ellouz and MARCONI Team (2008), The deep seismic reflection MARCONI-3 Profile: role of extensional mesozoic structure during the pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay, *Mar. Petrol. Geol.*, doi: 10.1016/j.marpgeo.2008.06.002.
- Grandjean, G. (1992), Etudes des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées Occidentales au travers du projet ECORS-Arzacq-Pyrénées, *thèse de Doctorat*, 300 pp., Univ. Montpellier III, Montpellier, France.
- Jammes, S., G. Manatschal and L. Lavier (subm), What is the interaction between pre-rift salt and detachment faulting in hyper-extended rift systems: the example of the Parentis and Mauleon basins (Bay of Biscay-Western Pyrenees).
- Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier and E. Masini (2009), Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees, *Tectonics*, doi:10.1029/2008TC002406.
- Larrasoña, J.C., J.M. Parés, H. Millà, J. del Valle and E.L. Pueyo (2003), Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain), *Tectonics*, 22, 1071-1092, doi:10.1029/2002TC001446.

Lefort, J. P., C. Bois, N. Liewig, J. J. Peucat, B. Agarwal and O. Gariel (1997), Contribution of the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile to the location of the southern Variscan front beneath the Aquitaine basin (France), *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 79-96.

Leleu, S., G. Manatschal, C. Johnson, J. F. Ghienne and S. Jammes (subm), How does Provence fit into the Alpine puzzle.

Marillier, F., A. Tomassino, P. Patriat and B. Pinet (1988), Deep structure of the Aquitaine shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect, *Mar. Petrol. Geol.*, 5, 65-74.

Muñoz, J. A. (2002), Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera: The Pyrenees, in *The Geology of Spain*, edited by W. G. a. T. Moreno, pp. 370-385, *Geol. Soc., London*.

Nagy, E., and J. Stock (2000), Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 105, 16251-16269, doi:10.1029/1999JB900402.

Pedreira, D., J. A. Pulgar, J. Gallart and J. Diaz (2003), Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia), *J. Geophys. Res.*, 108, 2204-2214.

Pedreira, D., J. A. Pulgar, J. Gallart and M. Torné (2007), Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains, *J. Geophys. Res.*, 112, doi: 10.1029/2007JB005021.

Peybernès, B. and Souquet, P. (1984) Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times, *Geol. Mag.*, 121, 397-405, doi:10.1017/S0016756800029927.

Pinet, B., L. Montader, R. Curnelle, M. Cazes, F. Marillier, J. Rolet, A. Tomassino, A. Galdeano, P. Patriat, M. F. Brunet, J. L. Olivet, M. Schaming, J. P. Lefort, A. Arrieta and C. Riaza (1987), Crustal thinning on the Aquitaine shelf Bay of Biscay,from deep seismic data, *Nature, Letters to nature*, 325.

Razin, P. (1989), Évolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd), *Thèse de doctorat*, 464 pp., Univ. Bordeaux III, Bordeaux, France.

Schellart, W. P. (2002), Alpine deformation at the western termination of the Axial Zone, Southern Pyrenees, *J. Virtual Explor.*, 8, 35-55, doi:10.3809/jvirtex.2002.00055.

Schoeffler, J. (1982), Les transversales Basco-Landaises, *Bull. Cent. Rech. Prod. Explor. Elf Aquitaine*, 6, 257-263.

Serrano, O., J. Delmas, F. Hanot, R. Vially, J. P. Herbin, P. Houel, and B. Tourlière (2006), Le bassin d'Aquitaine: Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière, 245 pp., Bur. de Rech. Géol. et Minière, Orléans, France.

Sibuet, J.C., S.P. Srivastava and W. Spakman (2004), Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, 109, B08104, doi : 10.1029/2003JB002514.

Taylor, B. and P. Huchon (2002), Active continental extension in the western Woodlark Basin: a synthesis of Leg 180 results., in *Proc. ODP, Sci. Results 180*, edited by B. Taylor, Huchon, P., Klaus, A., pp. 1-36.

Teixell, A. (1996), The Ansò transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *J. Geol. Soc. London*, 153, 301-310, doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301.

Teixell, A. (1998), Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees: *Tectonics*, 17, 395-406, doi:10.1029/98TC00561.

Thompson, D. T. (1982), EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31-37.

Vergés, J. (2003), Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona: *Bol. Geol. Minero Esp.*, 114, 87-101.

Vergés, J., and J. M. García-Senz (2001), Mesozoic Evolution and Cenozoic Inversion of the Pyrenean Rift, in *Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, edited by P. A. Ziegler et al., *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 186, 187 – 212.

Widiwijayanti, C., C. Tiberi, C. Deplus, M. Diament, V. Mikhailov and R. Louat (2004), Geodynamic evolution of the northern Molucca Sea area (Eastern Indonesia) constrained by 3-D gravity field inversion, *Tectonophysics*, 386, 203-222, doi: 10.1016/j.tecto.2004.05.003.





Article n° 4: ready for submission to Geochemistry, Geophysics, and Geosystems (G<sup>3</sup>)

## **EXTREME CRUSTAL THINNING IN AN OBLIQUE ENVIRONMENT (BAY OF BISCAY – WESTERN PYRENEES): FROM OBSERVATIONS TO MODELLING**

Suzon Jammes<sup>1</sup>, Luc Lavier<sup>2,3</sup>, Gianreto Manatschal<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institut de Physique du Globe de Strasbourg/EOST, Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg, France

<sup>2</sup>University of Texas Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, Austin, Texas 78759, USA

<sup>3</sup>Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, Austin, Texas 78759, USA

### **Abstract**

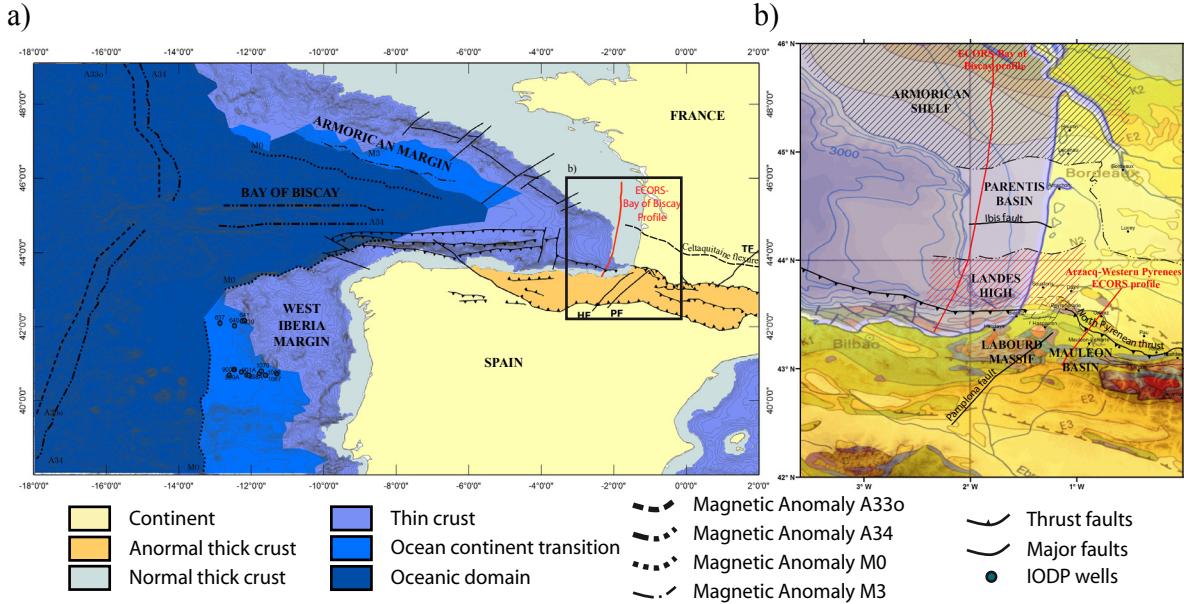
The Bay of Biscay represents a V-shaped oceanic basin that opened in Aptian-Albian time within an oblique environment. In front of this propagating ocean, several rift basins showing evidence for extreme crustal thinning formed (e.g. Parentis, Mauleon, Cantabrian basins). In this paper, we propose, based on geological and geophysical observations and using numerical modelling, a model that can explain how extreme crustal thinning can be accomplished in an oblique environment. Our results show that rifting in Bay of Biscay initiated by a distributed stretching phase (Triassic to Jurassic) continued by a highly oblique phase (little extension, high strike slip component) (latest Jurassic to Early Aptian) and ended by a little oblique phase (lots of extension and small strike slip component) that led to the exhumation of lower crust or mantle rocks during Aptian to Albian time. These stages of deformation are similar to those observed in orthogonal rift systems. We show that thinning is accomplished by the formation of a semi-brittle shear zone that allows for the transfer of middle to lower crustal material from the hanging wall to the footwall of the rift.

The main difference with an orthogonal rift appears to be generated by the formation of flower structures formed during the highly oblique phase. These oblique slip faults are forming very steep normal faults that induce the development of strongly localised, compartmentalized and asymmetric rift basins. In the case of the Parentis and Arzacq-Mauleon basins, these strike slip faults separate upper plate sag basins to the north where no evidence for exhumation is observed from lower plate sag basins to the south where syn- and post-tectonic sediments onlap onto exhumed lower crustal and mantle rocks.

## 1. Introduction

In the past two decades the development of new and more performing geophysical imaging techniques, combined with the drilling results from deep magma-poor rifted margins have led to new insights of how the lithosphere thins in magma-poor rift systems. The occurrence of subcontinental mantle and hyper extended crust exhumed over tens to hundreds of kilometres at the seafloor is the most striking observation. These rocks are capped by a top-basement detachment fault system, extensional allochthons and covered by syn- and post-rift sediments [Boillot *et al.*, 1987; Reston *et al.*, 1995; Manatschal *et al.*, 2001; Whitmarsh *et al.*, 2001a, Osmundsen and Ebbing, 2008; Jammes *et al.*, 2009]. Some of these observations formed the basis for a new generation of numerical models that can explain the polyphase evolution of lithospheric extension [e.g., Huismans and Beaumont, 2003]. Constrained by geological and geophysical observations from the Alpine Tethys and the Iberia/Newfoundland rifted margins, Lavier and Manatschal [2006] proposed a polyphase model able to reproduce the final structure as well as the stratigraphic evolution observed in the two rift systems. In their model rifting initiates with pure shear extension (e.g. distributed stretching phase) before it goes through a stage of extreme localized crustal thinning, during which the semibrittle and ductile parts of the crust thins to less than 10 km (referred to as thinning mode). Rifting terminates with simple shear extension during which the previously attenuated crustal and mantle rocks are coupled and the faults penetrate and exhume mantle rocks to the seafloor (e.g. exhumation phase).

The Bay of Biscay-Western Pyrenees is an ideal natural laboratory to study extreme crustal thinning and test this model in oblique environment. Indeed, in latest Jurassic to early Cretaceous time, this area experienced up to 300 km of lateral strike-slip displacement between the Iberian and European plates [Srivastava *et al.*, 1990b, Olivet, 1996]. This initial phase probably pre-structured the lithosphere and influenced the following extension dominated phase of deformation. The opening of the Bay of Biscay occurred probably in Aptian time and was related with the formation of smaller rift basins ahead of a propagating ocean. The crustal structure of these basins, the Parentis basin to the northwest and the Mauléon basin to the southeast, is well imaged by seismic reflection and refraction data [Daignières *et al.*, 1981; Grandjean, 1994; Bois *et al.*, 1997], showing good evidence for very localized crustal thinning to less than 10 km with only little evidence for normal faulting. In the offshore Parentis basin the rift-related basin architecture is preserved and can be studied using geophysical imaging methods and drill hole data meanwhile in the reactivated onshore Mauleon basin, the rift structures and their relations to basement rocks (middle crustal rocks or exposed mantle) and sediments recording the various rift events can be directly studied in the field. The aim of this paper is to propose a model able to explain how thinning is accomplished in an oblique environment based on geological and geophysical observations made in the Bay of Biscay-Western Pyrenees.



*Fig. 1: Map of the Bay of Biscay and Pyrenees displaying the major structures identified in the area and the different domains situated between the continental and the oceanic domains in the Bay of Biscay and western Iberia margin; b: Location map of the Parentis basin and the Labourd-Mauléon area. Red lines show the location of the ECORS-Bay of Biscay reflection seismic profile*

## 2. Geological setting

### 2. 1. Tectonic evolution of the Bay of Biscay - Western Pyrenees

The Bay of Biscay is a V-shape propagating oceanic embayment situated between France (part of Eurasia) and Spain (part of Iberia) and bordered to the north by the North Biscay margin (Amorican margin) and to the south by the North Iberia margin (Cantabrian margin) (Fig. 1). Before the opening, the area of the actual Bay of Biscay underwent several tectonic phases that strongly structured the region. Indeed a late-Variscan to early Permian orogenic collapse [Burg *et al.*, 1994a, 1994b] was followed by a Triassic to Jurassic rift event resulting in the deposition of up to 2000 m of Triassic and Jurassic sediments including up to 1000m thick Keuper evaporites in the Aquitaine domain. This sequence was deposited south of the Celtic-Aquitaine hinge line (Fig. 1a), a major structural feature occurring between Arcachon and Toulouse controlling, distribution, thickness and facies of the Triassic deposits [BRGM, Esso and SNPA, 1974]. In the most subsiding part of the basin an important ophitic magmatic event is associated with the Keuper evaporitic series [Montadert and Winnock, 1971; Winnock, 1971]. During the Jurassic a carbonate platform covered the Aquitaine domain. A change occurred in Latest Jurassic time when an important reorganization of the depocentres occurred. The main basins (the future Parentis and Arzacq-Tarbes basins) within the Aquitanian and Pyrenean domains became E-W trending. At the same time in the western Bay of Biscay deep marine facies were deposited [BRGM, Esso and SNPA, 1974]. In Early Cretaceous time, during the northward propagation of the Atlantic rifting, the Bay of Biscay underwent a major extensional phase that resulted in continental breakup during latest Aptian earliest Albian time. Seafloor spreading occurred during this stage in the western part of the V-shape basin. While to the east, ahead of the propagating ocean, rift basins formed (e.g. Parentis and Mauléon basins). The first evidence of convergence between Iberia and Europe is recorded in Late Cretaceous time (Campanian to Santonian) and results in a heterogeneous and weak reactivation of the Bay of Biscay [Thinon *et al.*, 2001]. This compression phase reaches its paroxysm in Eocene time and continues until

the end of the Oligocene. Recent studies based on compilation of deep seismic reflection and wide angle seismic profiles and well data from the North Iberian margin suggest that the shortening in the Bay of Biscay is about 90 km [Gallastegui *et al.*, 2002]. Eastward, the shortening calculated for the Pyrenean region using balanced cross-section technique varies from 75 km in the west central Pyrenees [Teixell, 1998] to 147 km in the central Pyrenees [Muñoz, 1992].

## 2. 2. The Parentis and Arzacq-Mauléon basins

The Parentis and Arzacq-Mauléon basins represent individualized basins that formed at the tip of a V-shaped domain (Fig. 1). These basins were interpreted as pull apart basins formed in Late Cretaceous time [Choukroune and Mattauer, 1978; Mattauer, 1985]. They have been drilled and seismically imaged by the ECORS-Bay of Biscay and Arzacq-Mauléon experiments, the former interpreted and published by Bois *et al.* [1997], the latter by Daignières *et al.* [1994] (Fig. 2). The Parentis basin is a 100 km wide offshore basin bordered to the north by the Armorican shelf and to the south by the Landes high. Only affected by minor tectonic inversion, the geometry of the Parentis basin is well imaged by the ECORS-Bay of Biscay profile [Bois *et al.*, 1997] and East-West Expanding Spread profiles (ESPs) [Marillier *et al.*, 1988]. These data show underneath the basin evidence for extreme crustal thinning over about 60 km in N-S direction. In the former interpretations it was suggested that the lower crust wedges out and the upper crust is thinned to less than 10 km under the center of the basin [Bois *et al.*, 1997]. The observed extreme crustal thinning is coherent with the positive gravimetric anomaly recorded above the basin [Pinet *et al.*, 1987]. A restoration of the present section back to its initial crustal thickness of 30 km, observed outside the thinned areas, suggests that a total of 40.5 km of extension (thinning factor  $\beta = 1.39$ ) was accommodated in the basin [Vergés and García Senz, 2001]. In the central part of the basin the maximum sedimentary thickness is about 13 km, of which Triassic to Jurassic sediment accounts for 3-4 km, the Cretaceous series for about 7 km and the Tertiary and Quaternary deposits for up to 3.5 km [Vergés and García Senz, 2001].

The Arzacq-Mauléon basin, exposed in the northwestern Pyrenees between Biarritz and Pau is located at about 50 km to the southeast of the Parentis basin. Like the Parentis basin, it coincides with a zone of important crustal thinning as suggested by the restoration at the end of Cretaceous time of the Arzacq- ECORS deep seismic profile [Daignières *et al.*, 1994] and by the presence of a strong positive gravimetric anomaly above the basin [Daignières *et al.*, 1981; Daignières *et al.*, 1982]. Assuming a 32 km thick pre-rift crust, Vergés and García-Senz [2001] estimated the total amount of the Mesozoic extension for the Arzacq-Mauléon basin in the order of 60.5 km ( $\beta=1.49$ ). The Mauléon basin is filled with up to 10 km of Lower and Upper Cretaceous sediments meanwhile the Arzacq basin contains about 5 km of mainly Lower Cretaceous sediments.

The Parentis and Arzacq-Mauléon basins present a similar subsidence history which consists of a Late Triassic-Early Liassic event, a Late Jurassic-Late Aptian event and a Late Aptian to Albian event [Brunet, 1984, 1997] (Fig. 2c). The first rifting phase is evidenced by the accumulation of thick siliciclastic and evaporitic sequences [Brunet, 1984, 1997] and is followed by the deposit of about 2 km of Jurassic sediments consisting mostly of shallow marine limestones, dolomites and shales [Brunet, 1984]. A more important rift phase related to more subsidence begun in latest Jurassic time and lasted until Cenomanian time; it is associated to the individualization of the basins at the head of Bay of Biscay. During this phase, between latest Jurassic and Aptian times, deltaic sequences filled the Parentis basin [Curnelle and Dubois, 1986] and shelf carbonates were deposited in the Arzacq-Mauleon basin. During Albian-Cenomanian time, the two basins were filled by turbidites.

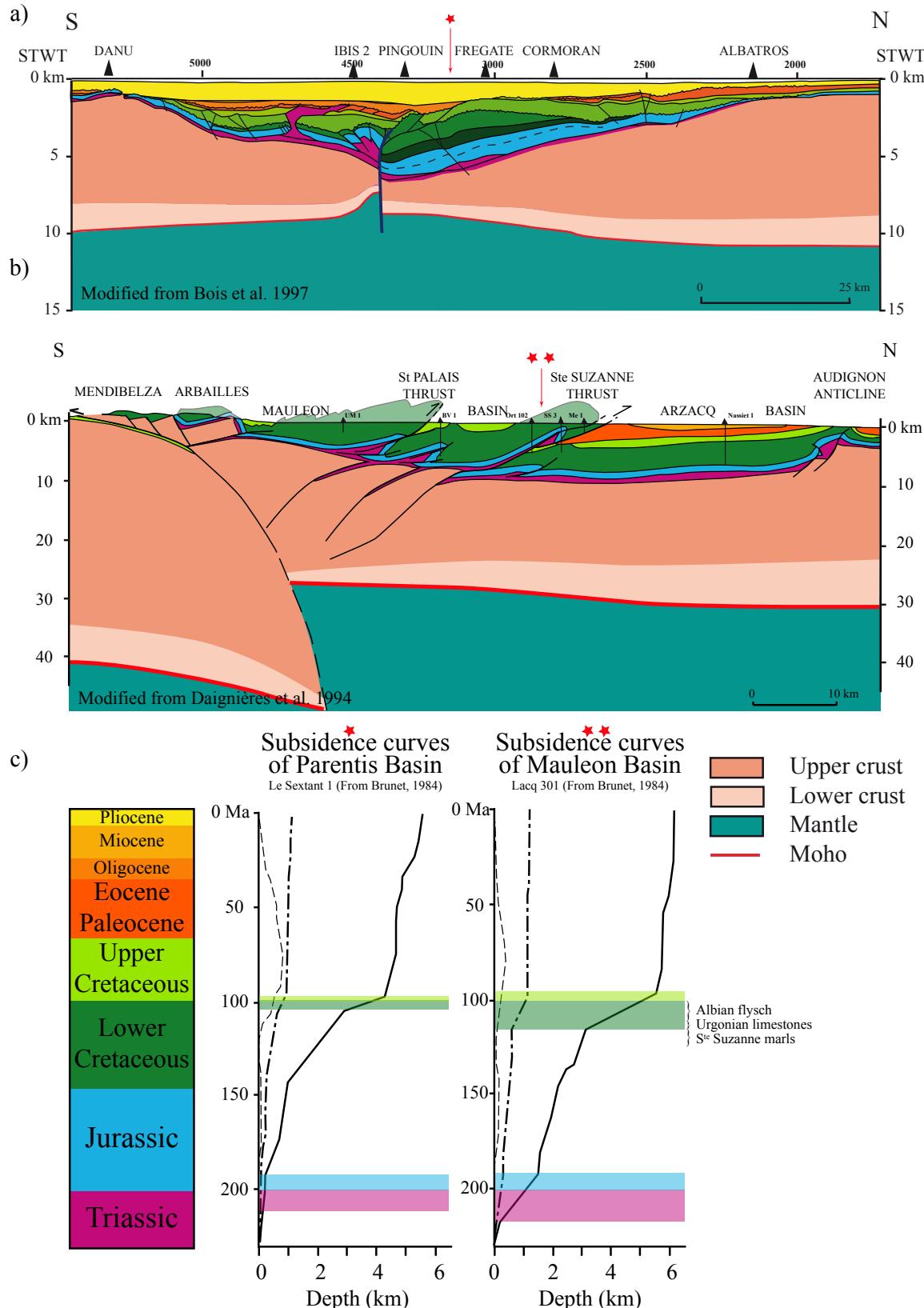
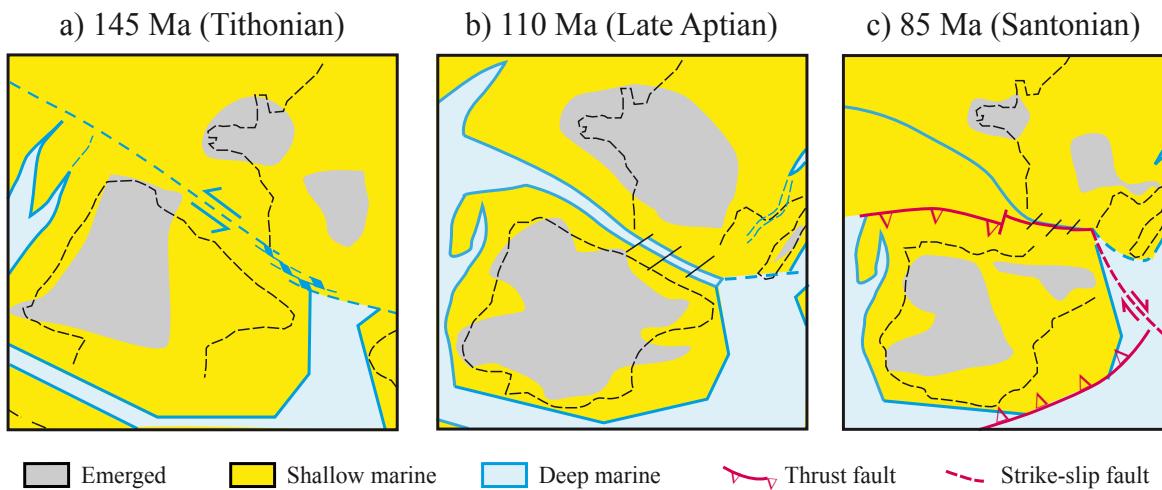


Fig. 2: a: ECORS-Bay of Biscay deep seismic reflection profile as interpreted by Bois et al. [1997]; b: ECORS-Arzacq deep seismic reflection profile as interpreted by Daignières et al. [1994]; c: Subsidence curves calculated in Parentis and Mauleon basin by Brunet [1984]; total subsidence is drawn in continuous line, tectonic subsidence with an alternation of dashes and dots and paleowater depths is drawn is dashed line.

### 2.3. New plate kinematic model for Iberia

The major questions related to the understanding of the kinematic evolution of the Iberian plate are related to the timing, location and amount of left lateral displacement between the Iberian and European plates. In the literature this major left-lateral strike-slip movement is generally considered to begin in Aptian time constrained by the J anomaly (M3-M0, 126 to 118.5 Ma). It was interpreted to be related to a displacement of the Iberian plate relative to the European of about 300 to 500 km [Rowley and Lottes, 1988; Srivastava *et al.*, 1990a; 1990b; Olivet *et al.*, 1996] along the North Pyrenean fault [Le Pichon *et al.*, 1971; Choukroune and Mattauer, 1978; Olivet *et al.*, 1984; Olivet, 1996; Rosenbaum *et al.*, 2002]. However, these interpretations did not take into account the occurrence of exhumed sub-continental mantle and hyper-extended crust well documented by deep sea drilling (ODP Legs 103, 149, 173 and 210) and refraction and reflection seismic experiments along the Iberia-Newfoundland margins (for a review see Tucholke *et al.* [2007] and Peron-Pinvidic and Manatschal [2008]). Sibuet *et al.* [2004] proposed a reconstruction in which up to 600 km of extension occurred in the eastern Pyrenees. This number is clearly in conflict with the geological observations made in the Pyrenees (see the crustal balanced and restored cross-section across the Pyrenean chain realized by Muñoz [1992]). Moreover, two recent observations have to be taken into account in the paleogeographic reconstruction of the Iberia plate. The first is based on the results of ODP Legs 103, 149, 173 and 210 and seismic reflection and refraction surveys [e.g. Sibuet *et al.*, 2007 and Peron-Pinvidic and Manatschal, 2008] and results in a re-evaluation of the pre-breakup extension in the Iberia-Newfoundland margins that is estimated to be in the order of 300 to 400 km (including exhumed subcontinental mantle and mid to lower continental crust) in contrast to 100 to 150 km estimated in previous models [Boillot, 1984; Barbier *et al.*, 1986; Keen and Dehler, 1986]. Leleu *et al.* [subm] proposed a new model in which they tried to take into account the pre-breakup extension.



*Fig. 3: Plate kinematic interpretation for the Europe-Iberia plate evolution as proposed by Leleu *et al.* [subm]. During Late Jurassic to early Aptian time the movement of Iberia relative to Europe was accommodated within E-W directed transtensional basins along a diffuse plate boundary between Iberia and Europe. In Aptian time Iberia started to rotate away from Europe resulting in orthogonal extension that localized within the diffuse Late Jurassic to early Aptian plate boundary. The position of the Iberia plate relative to the European plate is showed for: (a) end of Tithonian; (b) Late Aptian; and (c) Santonian.*

In their reconstruction, the movement of Iberia relative to Europe is accommodated within E-W directed transtensional basins along a diffuse plate boundary between Iberia and Europe during latest Jurassic to early Aptian time (Fig. 3a). In their model they propose that Iberia started to rotate away from Europe in Aptian time resulting in orthogonal extension that localized within the diffuse Late Jurassic to early Aptian plate boundary (Fig. 3b). This is compatible with new paleomagnetic data by *Gong et al.* [2008] suggesting that the rotation of Iberia occurred predominantly in Aptian time, between 125 Ma and 112 Ma according to the time scale of *Ogg et al.* [2004]. Extension related to this rotation resulted in opening of an ocean within the present-day Bay of Biscay and a major crustal thinning and locale mantle exhumation in the east. This model changes the classical interpretations for the Bay of Biscay-Western Pyrenees in suggesting that most of the E-W directed displacement between the European-and Iberian plates had to occur between latest Jurassic to mid Aptian time. The fact that the pre- mid Aptian strike slip movement was not recognized may be related to the fact that this event was obscured by the later Late Aptian to Albian extension. However, the formation of E-W directed depocentres of latest Jurassic to Aptian age, the local occurrence of deep marine facies in the Bay of Biscay and the thick Upper Jurassic to Lower Cretaceous sequences in the Cameros basin [Platt, 1990; Casas-Sainz and Gil-Imaz, 1998; Mata et al., 2001] in northern Spain clearly support an transtensional tectonic activity prior to mid Aptian time.

### **3. Conceptual model**

#### **3. 1. Field observations and seismic data**

##### *Field observations in Labourd-Mauléon area*

As a consequence of the Pyrenean compression the lower cretaceous rift basins were inverted and most of the rift-related structures were exhumed and are today directly accessible in the field [*Jammes et al.*, 2009]. In the following we summarize the key observations on which our conceptual model is based on.

The Labourd Massif located in the Western Pyrenees is formed of Paleozoic upper crustal rocks and remnants of mid crustal granulites onlapped by Cretaceous sediments (Fig. 4a). Along the northern border of this massif, *Razin* [personnal communication, 2007] observed that the change from upper to mid crustal rocks is mirrored in the sedimentary detritus suggesting that this body was already exhumed in Albian time. Our field observations show that the granulites derived from the pre-rift middle crust are capped by brittle fault zone that preserves stratigraphic contact to sediments suggesting that these rocks were exhumed along a detachment system (identified in Abarratia quarry and Pic de Garralda, Fig. 4a for location) and were partly eroded and redeposited in Albo-Cenomanian sediments (e.g. Bonloc Breccia, Fig. 4a for location). Moreover the Louhossoa lineament (Fig. 4a) representing the contact between the upper and the middle crust is formed by proto-mylonites (Fig. 4b-1) [*Jammes et al.*, 2009] that are interpreted to have formed along a decollement zone located in the middle crust. During the subsequent exhumation phase, this shear zone was cut by a detachment fault and was exhumed at the seafloor (Fig. 4c). In the Mauléon basin, there is direct evidence that the southern part of the basin (south of the Saint Palais thrust) was locally floored by mantle rocks (e.g. Urdach; Fig. 4a) and overlain by extensional allochthons formed by upper Triassic to Lower Cretaceous rocks (e.g. Chainons Béarnais; Fig. 4a&4c). This is indicated by the occurrence of sedimentary breccias containing clasts of upper and lower crustal and mantle rocks (Fig.4b-3) over exhumed mantle (presence of ophicalcite in Urdach outcrop; Fig.4b-4).

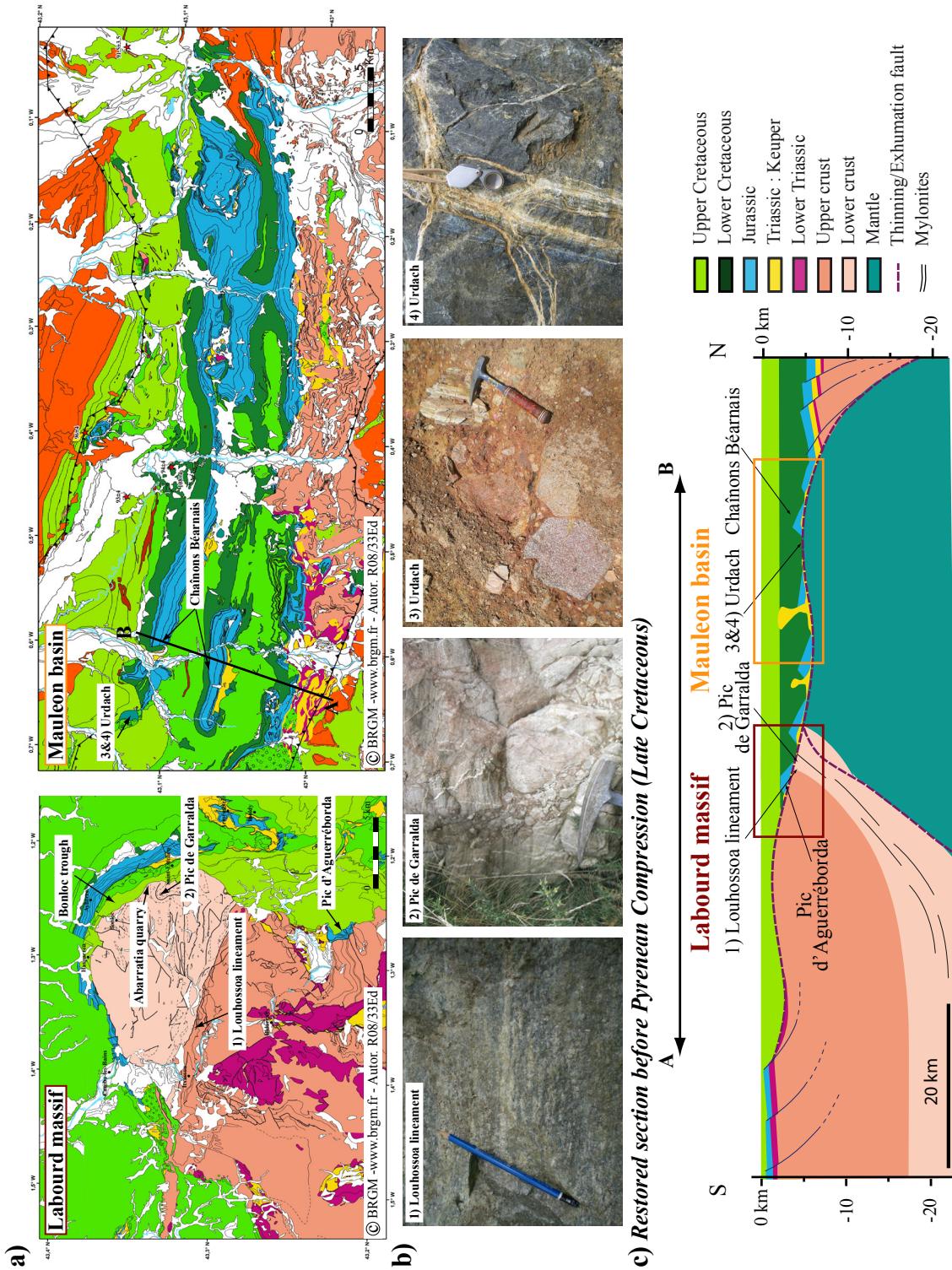


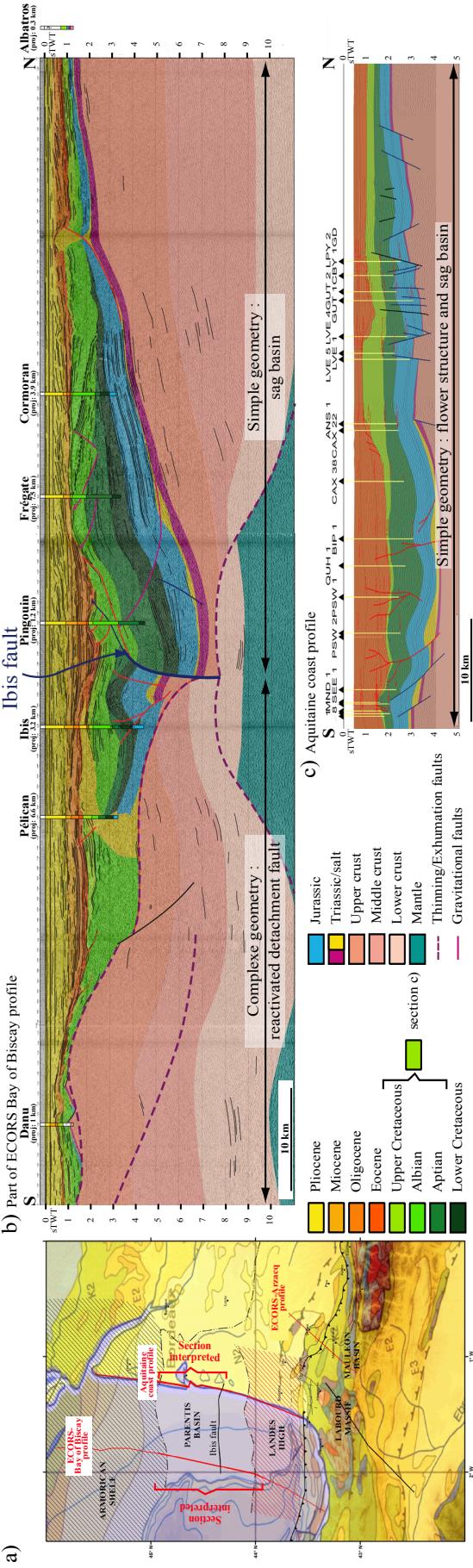
Fig. 4: Summary of all observations realized on the field in Labourd-Mauleon area; a) Simplified geological maps of the Massif de Labourd (map modified after the BRGM 1/50000 geological map of Ihosdy) and the eastern part of the Chaînons Béarnais belonging to the Mauléon basin (map modified after the BRGM 1/50000 geological map of Tardets-Sorholus, Oloron-Ste-Marie, Lourdes, Larrau, Laruns-Somport); b) pictures showing the majors observations: (1) mylonites located at the contact between upper and middle crust, in Louhossoa accident in Labourd massif, interpreted as a decollement zone located in the middle crust; (2) sediments infiltrating the granulitic middle crustal rocks at the Pic de Garralda; (3) ophicalcite capping the serpentized exhumed mantle rocks at the Col d'urdach; (4) sedimentary breccia consisting of reworked mantle, lower crustal and upper curstal rocks overlying exhumed serpentized mantle at the Col d'Urdach; c) Schematic geological section documenting the geometry of Mauleon basin prior to onset of compression. All majors outcrops observed in Labourd-Mauleon area are projected on this section.

The timing of the different deformation events is recorded in the stratigraphic record. A key marker horizon is the Early Aptian Saint Suzanne Formation, which is deposited conformably across the whole area within a shallow marine environment (Fig. 2c). It is overlain by thick Late Aptian limestones, the Urgonian limestones (Fig. 2c), which form sedimentary wedges above tilted blocks (e.g. Arbailles block). These sediments date the onset of major extension and thinning of the crust which initiated in Late Aptian time. Extension continued until Late Albian to Cenomanian time resulting in deep basins filled with up to 3000m of Albo-Cenomanian sediment, also referred to as the “flysch noir” (Fig. 2c).

#### Seismic observations in Parentis basin

The Parentis Basin was originally interpreted as a synclinal basin floored by continuous Triassic and Jurassic sediments [Bois *et al.*, 1997] (Fig. 2a). Recently Ferrer *et al.* [2008] interpreted the basin as a major half-graben bounded along its southern border by a north-dipping major high-angle fault (Fig. 2b). In both interpretations there is a large discrepancy between the amount of horizontal extension accommodated by faulting and the total amount of observed crustal thinning. Moreover, in the interpretation of Pinet *et al.* [1987], the continuity of Triassic and Jurassic series at the base of the basin and the amount of extension needed to thin the crust are incoherent. A re-interpretation of this basin is therefore required.

The ECORS-Bay of Biscay profile (Fig. 1&5a) shows that in the Parentis basin, the sediment infill presents an important asymmetry on both sides of a deep rooted vertical fault referred to as the “Ibis fault” (Fig. 5b). This fault is interpreted by Bois *et al.* [1997] as a north-dipping normal fault subsequently inverted as a strike slip fault during oblique compression [Masse, 1997]. To the north of the Ibis fault, the Jurassic to Albian sequences are characterized by a set of layered reflections tilting and thickening toward the Ibis fault and forming, at a first glance, a sag geometry (Fig. 5b). Normal faults are rare in this part of the section and occur predominantly in the northern part of the basin section. They affect basement to Lower Aptian sediments and are sealed by Upper Aptian to Albian sediments [Biteau *et al.*, 2006; Serrano *et al.*, 2006] (Fig. 5c). Folded Jurassic to Aptian sequences, eroded at the top and sealed by Albian sediments [Masse, 1997], are observed and interpreted as resulting from gravitational sliding of the sequences over the salt layer [Biteau and Canérot, 2007]. To the south of the Ibis fault, the basin seems to be strongly affected by diapiric activity. Layered reflections corresponding to the Jurassic to Aptian sequences are not observed in this part of the basin (Fig. 5b). The southern part shows a complex structure that is poorly imaged in seismic sections, which makes their interpretation difficult (Fig. 5b). In the neighbouring Arzacq-Mauleon basin, field observations show that in this basin the thinning of the crust can be explained by a decollement zone in the middle crust that is cut in a later stage by a detachment systems and exhumed to the seafloor together with lower crustal and mantle rocks [Jammes *et al.*, 2009] (Fig. 4). In analogy with this field observation, we propose that in the southern part of Parentis basin the basement is capped by a detachment fault that roots into the Ibis fault (Fig. 5b). Few reflectors identified in the basement [Lefort *et al.*, 1997] dip southward and are truncated by the top basement reflector. Thus, a possible interpretation could be that these reflections represent the contact between upper and middle to lower crustal rocks that were truncated and back-rotated during their exhumation along a downward concave top-basement detachment fault at the seafloor. This interpretation is similar to that proposed for the Labourd massif (Fig. 4) which is exposed onshore.



In summary, it appears that the Parentis basin is characterized by two asymmetric parts that are separated by the Ibis fault. To the north, the predominant structure is a sag geometry whereas to the south we infer the existence of a top-basement detachment system. Further to the east, in the NW Pyrenees, a similar organization can be identified in the Arzacq-Mauleon basin. In previous interpretation, *Daignières et al.* [1994] proposed that the limit between the Mauleon and Arzacq basins is formed at present by a fault that was reactivated and corresponds today to the St Suzanne thrust. Along this thrust, which reactivates an older structure the Mauleon basin is thrust northwards over the Arzacq basin. However, in this work we consider that the St Palais thrust, situated at about 20 km to the south of St Suzanne thrust represents a more important boundary separating a basin floored by a top-basement detachment fault to the south (e.g. the Mauleon basin) from a sag basin that overlies a complete pre-rift stratigraphic succession to the north (e.g. Arzacq basin). Thus, the northern Parentis basin can be directly compared to the Arzacq basin meanwhile the southern Parentis can be compared to the Mauleon basin. In both examples, the two parts of the basin are separated by a major fault, the Ibis fault in Parentis basin and the St Palais faults (the later reactivated) in Arzacq-Mauleon basin. This similarity suggests that the underlying processes that controlled the formation of these basins are very similar.

### 3. 2. Description of conceptual model

Based on the new plate kinematic reconstruction [*Leleu et al.*, subm], field observations made in the Labourd-Mauleon area [*Jammes et al.*, 2009], and interpretation of geophysical data from the Parentis basin, we propose a conceptual model to explain the formation of the hyper-extended basins within an oblique environment at the eastern tip of the Bay of Biscay. The rift evolution can be subdivided in four main phases: a diffuse stretching phase that occurred during Triassic and Jurassic time and which is not considered in the following, a strike-slip dominated phase, a thinning phase and an exhumation phase.

#### The strike-slip dominated phase:

We assume that the deformation of the Western Pyrenean domain begun in latest Jurassic time and was accommodated within a transtensional setting with a dominant strike slip component. During this phase deformation was distributed across a wide area within the present day Pyrenean domain and created E-W directed basins (Fig. 7-1). These initial basins developed as flower structures centered on major E-W strike-slip faults. In the northern Parentis and Arzacq basins, this deformation phase may account for some to the subsidence in the basin [*Brunet*, 1984, 1997] and the creation of local depocentres filled by deltaic sediments in the Parentis basin [*BRGM, ESSO et SNPA*, 1974] and shelf carbonate sediments in the Arzacq-Mauléon basin [*Vergés and García Senz*, 2001]. The creation of a flower structure centred on a major E-W directed strike-slip fault related to normal faults is evidenced in the northern part of the Parentis basin where Jurassic to early Aptian sequences are tilted and thicken toward the Ibis fault [*Biteau et al.*, 2006] (Fig. 5b).

#### The thinning phase:

The thinning phase can be dated as Late Aptian to Early Albian (Fig. 7b-2&7b-3) and starts after the deposit of the Sainte Suzanne marls in the Mauléon basin. The transition from strike-slip dominated to more orthogonal extension coincides with the onset of distributed extensional strain leading to block tilting in the Late Triassic to Lower Cretaceous limestones. During this stage, in the northern Parentis and Arzacq basins, a regional sagging is related to a tilting of the whole basin resulting in thickening of late Aptian sequences southwards toward the major strike slip fault. South of the major strike slip fault system, in the Mauleon basin normal

faults can be observed within the pre-rift sedimentary cover. Indeed, we can observe that blocks of pre-rift sedimentary sequences are tilted during the deposition of the Urgonian limestones resulting in the formation of classical sedimentary wedges thickening into the footwall (e.g. Arbailles block in Mauleon basin). At this stage, basement faults do not yet day light. Indeed, as discussed later, there is some evidence that major decoupling horizons existed in the middle crust as well as in the Triassic cover (e.g. evaporites) separating strong and more rigid layers (upper crust, upper Triassic to Jurassic carbonates) and lower crustal/upper mantle rocks (e.g. Louhossoa shear zone). These decollement levels may have played an important role during thinning of the crust to less than 10 km. How these decollements developed and how they are related to strike-slip fault systems (e.g. Ibis fault and St Palais fault) will be discussed in a later part of this paper.

*The exhumation phase:*

From Early Albian time onwards, the northern Parentis and Arzacq basins continue to sag whereas on the southern margins of the basins detachment faults exhumed mid and lower crust and mantle rocks to the seafloor (Fig. 7-4). Indeed it appears that when the crust was thinned to the critical point at which no ductile layers prevailed, a detachment fault system was able to cut across the embrittled middle crust and to exhume successively middle and lower crust and mantle rocks to the seafloor (e.g. Labourd and Mauléon). During this phase, previously tilted blocks can be truncated and loaded onto the exhumed lower plate (footwall) margin corresponding to the southern Parentis and Mauleon basins. Good field examples for such top basement detachment faults are exposed in the Labourd area (Fig. 4). This process can explain the exhumation of middle and lower crustal and mantle rocks at the seafloor and their reworking in the overlying sedimentary cover as observed in the field (Labourd and Mauléon basin (e.g. Urdach mantle)) and the formation of extensional allochthons overlying exhumed mantle (e.g. Chaînons Béarnais, Fig. 4). Onset of exhumation seems to be related to a sudden increase in subsidence as shown in the Parentis and Mauleon basins [Brunet, 1984, 1997] (Fig. 2c). In the southern Parentis basin, where the rift structures are still preserved, it can be shown that the thinning of the crust occurred across an area of about 20 km, indicating that the exhumed detachment faults formed steep slopes onto which gravitational systems reworked the exhumed and cataastically deformed top basement. The gravitational gliding of the pre-rift sedimentary cover toward the centre of the basin, over Triassic salt, can explain the presence of folded structures in the Parentis basin sealed by Albian sediment [Masse, 1997].

## 4. Numerical model

To check the validity of our geological assumptions and provide a continuous picture of the evolution of the rifted margin; in the limit of our understanding the physical processes driving deformation in the Earth's lithosphere, we ran 2D model experiments for the spontaneous development of structures similar to that observed in the Bay of Biscay and its vicinity. We use the same philosophy as that stated in *Lavier and Manatschal* [2006]. We use the code PARAVOZ developed by Yuri Podlatchikov and Alexei Poliakov [*Poliakov et al.*, 1993]. This version is extended to account for energy conservation and particle phase and properties tracking to reduce phase boundary diffusion in between remeshings after large amounts of deformation [*Lavier and Buck*, 2002; *Lavier and Manatschal*, 2006]. To take into account the effect of the development of strike slip structures we solve the force balance out of the plane by calculating the forces resulting from the shear stresses in a plane perpendicular to the 2D model cross section. For each numerical time step, the modelling involves the quasi-static solution of the equation of motion for every grid point [*Cundall*, 1989]:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \rho g_i = 0,$$

where  $g_i$  is the acceleration due to gravity,  $\rho$  is the density and  $\sigma_{ij}$  is the stress in each grid element with  $i = x, y$  and  $z$ . We model strike-slip deformation in and out of the plane by calculating the force  $F_y$  resulting from the shear stresses applied in and out of the plane as [*Roy and Royden*, 2000a]:

$$F_y = \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x},$$

We first use this formulation to establish the type of structure that the model will develop and we ran several experiments with small and large obliquity in a 10 km thick and 150 km wide layer. To model spontaneous accumulation of deformation on faults we use an elastoplastic constitutive update with a Mohr-Coulomb yield criterion. We assume that the yield stress of a brittle material is given by a linear Mohr envelope or Coulomb failure criterion. When that criterion is met, flow follows a rule for non-associative plasticity. The cohesion and friction are reduced linearly with increasing strain after yielding [*Lavier et al.*, 2000].

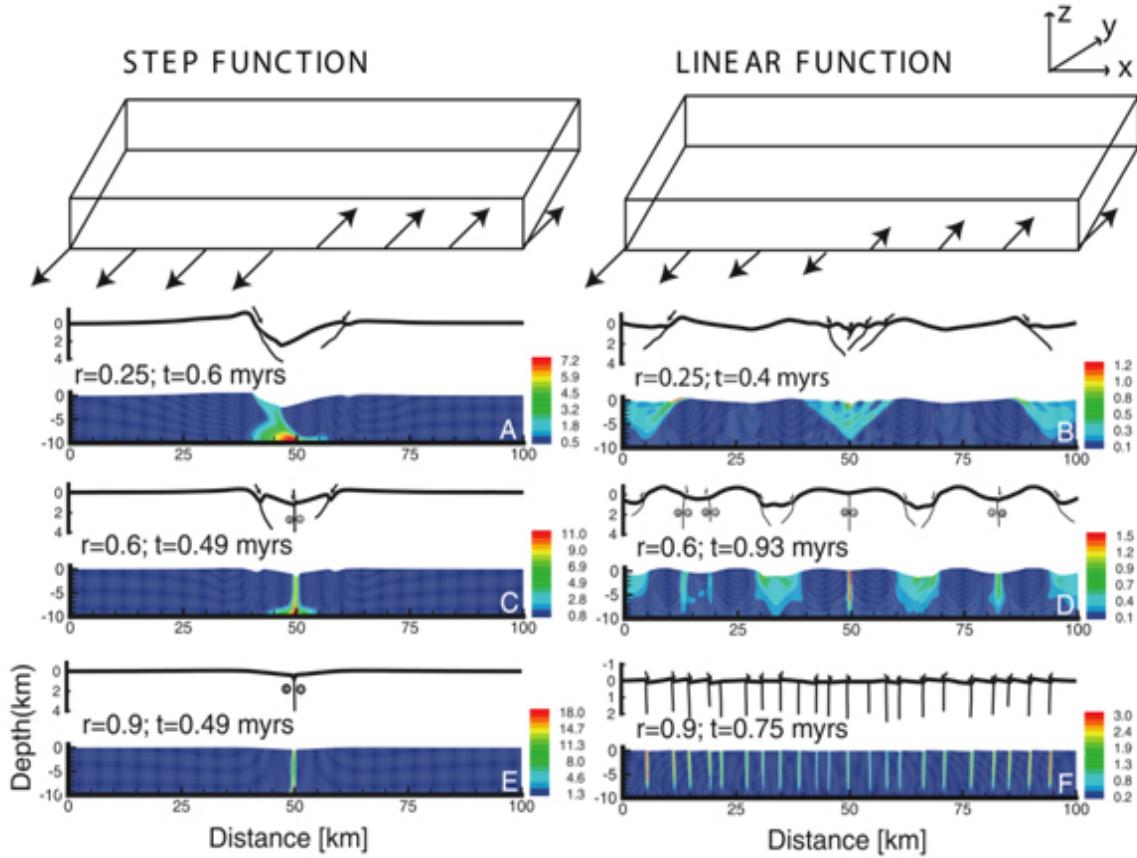
Deformation in transtensional settings is commonly partitioned into strike-slip and tensional components [e.g., *Umhoefer and Dorsey*, 1997]. *Teyssier et al.* [1995] suggested that the angle between the rift margin and the direction of relative plate motion,  $\theta$ , controls the efficiency of partitioning, with the transition between partitioned and non-partitioned deformation occurring at  $\theta = 20^\circ$ . These results were from analogue strain models of transpression, which in terms of strain, is the numerical inverse of transtension; therefore, these models may also apply in our case. Considering strain partitioning as the kinematic response of a deformation system to the applied boundary conditions [*Tikoff and Teyssier*, 1994], we test these predictions by examining how the style of deformation varies with obliquity with model setup similar to that of analogue models.

The brittle crust is modelled as a single 10 km thick, 100 km wide, frictional and cohesive elastic-plastic material. We use two types of basal boundary conditions as end members, step or linear functions of velocity (Fig. 6). A step function of velocity represents one extreme form of basal shear, where shear is focused on a narrow fault zone and block like behaviour is

expected. A linear function of velocity is one representation of distributed shear, chosen for its simplicity. The basic model setup and weakening on the fault follows *Lavier et al.* [2000]. In all cases, a constant total plate velocity,  $v_0 = 5 \text{ cm.yr}^{-1}$ , was applied to the sides of the models, which moved apart at different obliquities. Obliquity,  $r$ , is given as:

$$r = \frac{v_y}{v_x + v_y},$$

where  $v_x = v_0 \sin \theta$  is the extensional component of velocity and  $v_y = v_0 \cos \theta$  is the boundary conditions.  $r$  is 0 for purely extensional and 1 for purely strike-slip. The models in Figure 6 show a very wide range of structural styles, similar to that observed in rifts. In the case of a step-function like drag, by varying only the obliquity, we obtain localized rift structures ranging from half-graben (Fig. 6a) to flower structures, (Fig. 6c) to single sag above a highly oblique fault (Fig. 6e). These environments are similar to areas such as the Dead Sea Rift [Rümpker et al., 2003] or the East African Rifts [Birt et al., 1997]. In all models with step functions of basal velocity, deformation is localized on a single or few faults in the middle of the layer above the velocity discontinuity at 50 km (Fig. 6, left panel). Low angle ( $\theta < 45^\circ$  dip) oblique-normal faults form at low values of obliquity,  $r < 0.35$  (Fig. 6a), similar to the purely extensional cases of *Lavier et al.* [2000]. At higher obliquities, a single near vertical fault forms in the centre of the layer. This is accompanied by a set of conjugate normal faults if  $r < 0.9$ . Slight normal offset on the near-vertical faults is evident in the topographic profiles (Fig. 6c&6e) even when normal faults co-exist, indicating incomplete strain partitioning. For the cases with linear basal velocity boundary conditions, the deformation comprises a series of widely spaced half-graben with multiple oblique faults for a low obliquity (Fig. 6b), and a series of sag basins separated by strike-slip faults accumulating normal offset for an intermediate obliquity (Fig. 6d). Finally, for high obliquity, deformation is distributed over many strike-slip faults, each accumulating a small amount of normal offset (Fig. 6f). When, at high obliquity, deformation becomes partitioned between normal faults and strike-slip faults, the blocks stuck between strike-slip and normal faults show differential rotation, forming structures typical in transtensional settings. Any of these styles of deformation can be encountered in settings of oblique divergence, or even in a single transtensional environment, e.g., the Gulf of California [Persaud et al., 2003]. In all experiments with linear basal velocity boundary conditions, deformation is distributed across the entire width of the model (Fig. 6, right panel). In these cases, multiple basins and oblique-normal faults form at low obliquities,  $r = 0.25$  (Fig. 6b). Starting at  $r = 0.6$  ( $\theta = 34^\circ$ ), intrabasinal zones of steeply dipping faults develop, and strain is incompletely partitioned. We expect this from theory [Tikoff and Teyssier, 1994], but what we also see is a transition from shallower to steeper dips, with increasing obliquity and a closer spacing between faults as the strike-slip component increases. This was also noted in analog experiments on oblique convergence with solely basal boundary conditions [Burbidge and Braun, 1998]. The results for a linear drag function represent the same family of structures as in the case a step function drag. One can see that distributing the strain leads to a distribution of the partitioning over several structures or even a separation of highly oblique structures with steeply dipping fault zones and less oblique structures with shallower dipping faults. Whether distributed deformation in the lithosphere is due to viscous strengthening or elastic bending [Buck and Lavier, 2001], this phenomena should lead to the formation of multiple lower obliquity structures in highly oblique environments (Fig. 6c&6d). For the case of the Bay of Biscay and the Pyrenees addressed in this paper, the first phase of highly oblique deformation should therefore lead to the formation of multiple basins shaped as flower structures.

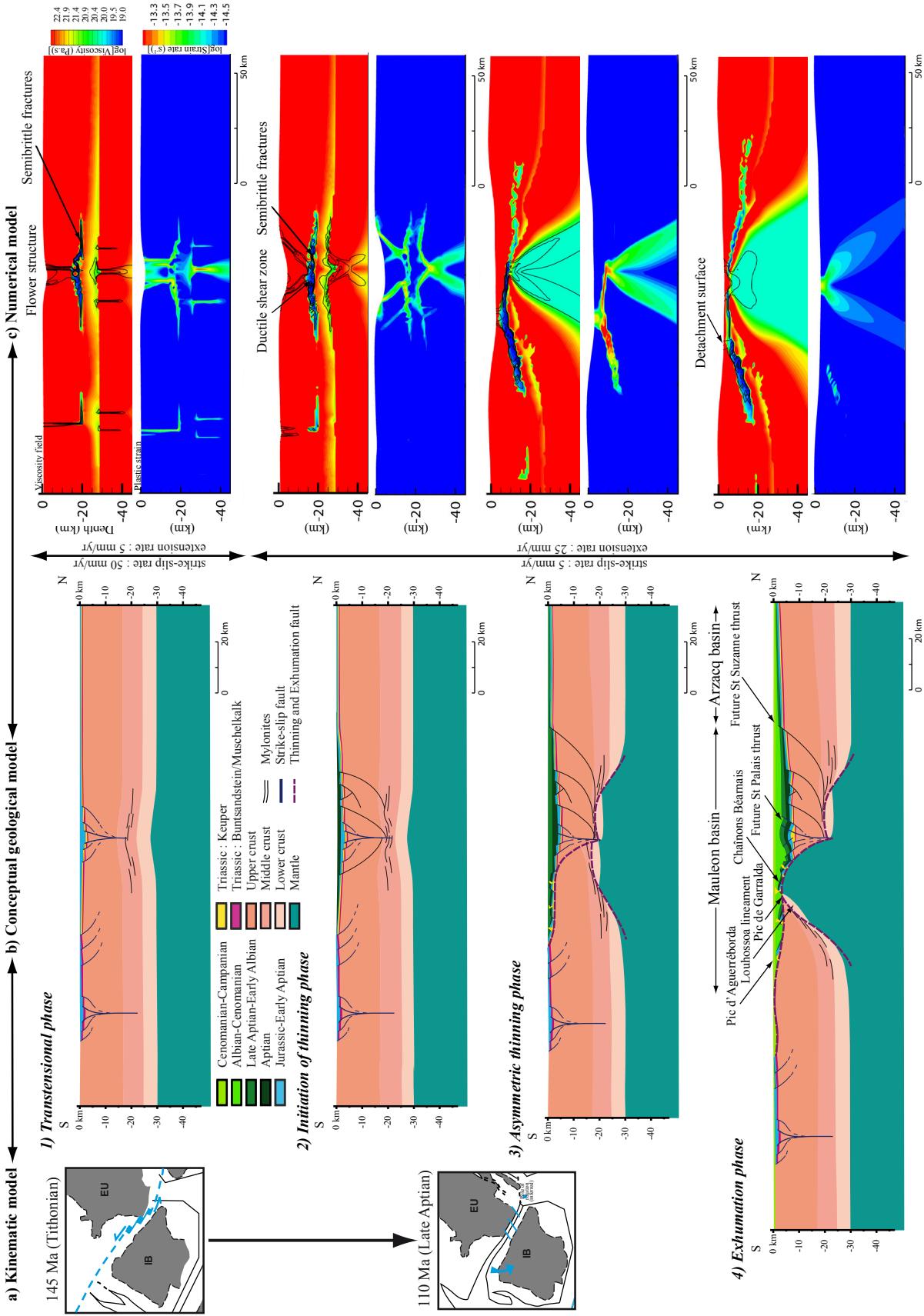


*Fig. 6: Models of different structural styles that we can observe in oblique rift systems in varying only the obliquity. On the left side, in the case of a step-function like drag, a) half-graben; c) flower structures; e) single sag above a highly oblique fault. On the right side, in the case of a linear function, b) widely spaced half-grabens with multiple oblique faults; d) series of sag basins separated by strike-slip faults accumulating normal offset; f) deformation is distributed over many strike-slip faults, each accumulating a small amount of normal offset.*

In order to simulate the evolution of the different basins in the Bay of Biscay and the Pyrenees we need to model the semi-brittle and ductile parts of the lithosphere. For ductile material we use the Maxwell viscoelastic constitutive equations relating the deviatoric stresses to the deviatoric strains. In this formulation  $\tau_M$ , the Maxwell time at which viscous deformation starts after a period of elastic strain accumulation is defined as  $\tau_M = 2\eta/E$  where  $E$  is the Young's modulus,  $\eta$  being the effective viscosity. The semibrittle part of the crust is defined as a bimimetic rock with a strong phase (plagioclase) and a weak phase (quartz) [Lavier and Manatschal, 2006]. Yield is initiated for an amount of work corresponding to 4.e6 J between temperatures of 300°C and 400°C corresponding to the onset of plasticity for quartz and the onset of plasticity for plagioclase [Lavier and Manatschal, 2006]. After the initiation of the fracture for a small amount of elastoplastic or ductile strain (3 %) we accumulate weak quartz in the fractured zone that will then flow in a viscoelastic manner (ductily). In this domain yield leads to the formation of shear fractures that are filling with weak quartz and can then behave ductily. This process is similar to what is described in the field for the formation and evolution of ductile shear zone [Manktelow and Pennachioni, 2005]. This process defines quasistatic fractures or veins at or near the brittle ductile transition that coalesce into ductile shear zones. In the brittle part of the crust these zones form as shear fractures following the Mohr-Coulomb orientation for localization. In the ductile crust the fractures form in the direction of the minimum principal stress. Both types of fractures are then deforming in a ductile manner after a time,  $\tau_M$  corresponding to the initial elastic response of a Maxwell body.

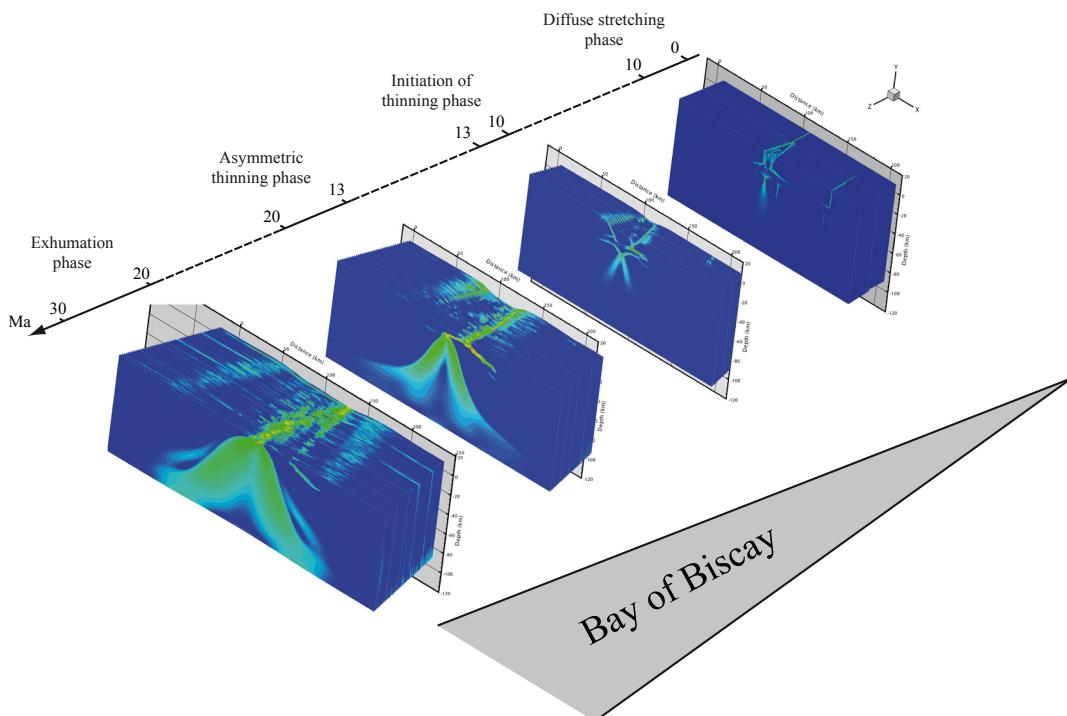
The initial conditions and boundary conditions are consistent with that provided by the geological and geophysical data (see above). The initial model is 210 km wide and 100 km thick with a 35 km thick continental crust with a high plastic strain weakness in its top-centre 3 elements. Crustal and mantle density are  $2800 \text{ kg.m}^{-3}$  and  $3300 \text{ kg.m}^{-3}$  respectively. Power law creep parameters are: crust, quartz [Kirby and Kronenberg, 1987] (exponent,  $n = 3$ , Activation energy,  $Q = 2 \cdot 10^5 \text{ J.mol}^{-1}$ , pre-exponent,  $A = 5 \cdot 10^2 \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and plagioclase [Ranalli, 1995] ( $n = 3.2$ ,  $Q = 2.38 \cdot 10^5 \text{ J.mol}^{-1}$ ,  $A = 3.3 \cdot 10^{-4} \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$ ), gabbroic lower crust ( $n = 3.05$ ,  $Q = 3.5 \cdot 10^5 \text{ J.mol}^{-1}$ ,  $A = 1.25 \cdot 10^{-1} \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$ ), mantle, dry olivine [Kirby and Kronenberg, 1987] ( $n = 3$ ,  $Q = 5.2 \cdot 10^5 \text{ J.mol}^{-1}$ ,  $A = 7 \cdot 10^4 \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$ ). We initially run a phase of highly oblique slip ( $v_x = 5 \text{ mm.yr}^{-1}$ ,  $v_y = 5 \text{ cm.yr}^{-1}$ ,  $r=0.91$ ) that runs for 10 myr and corresponds to strike slip phase followed by a phase of extension with a very small component of obliquity ( $v_x = 2.5 \text{ cm.yr}^{-1}$ ,  $v_y = 5 \text{ mm.yr}^{-1}$ ,  $r=0.16$ ) lasting 20 myr consistent with kinematic plate reconstructions and corresponds to the thinning and exhumation phases. We vary the initial temperature field in the model since little information is available about the temperature at the time of rifting initiation. We used 3 different geotherms varying the Moho temperature from  $400^\circ\text{C}$  to  $600^\circ\text{C}$ . In all of the models we can distinguish three main phases of deformation (Fig. 7) (we ignore the stretching phase, which is Triassic to Jurassic in age and not necessarily related to the latest Jurassic to Albian deformation studied in this paper): (1) A highly oblique phase of transtension during which several flower structures develop across the model, (2) a phase of highly asymmetric and localized thinning; and (3) a phase of asymmetric crustal and mantle exhumation. The right panel of figure 7 shows the evolution of the model through the 10 myr phase of highly oblique extension (**transtensional phase**) and the 20 myr phase of extension dominated oblique deformation (thinning and exhumation). On top of each figure is the evolution of the viscosity and at the bottom the strain rate. In the initial phase of deformation, two main zones of active deformation form and develop flower structures in which the deformation is highly partitioned (Fig. 7c model). Moreover in addition to weak semi-brittle shear fractures in the continuation of highly steeping strike slip faults, weak tensional semi-brittle fractures form and propagate at the brittle ductile transition at about 20 km depth. Deformation then localizes on the main flower structure and multiple strike slip and normal faults form. In the centre of the model the resulting basin is sag-shaped. During this phase a 40 km wide weak ductile shear zone has formed which acted as a decoupling zone between the upper and lower crust of the continent. Distributed shear at depth results from the formation of a weak zone and leads to distributed partitioning in that single zone. Several zone of strike slip faulting develop in the brittle part of the subcontinental mantle. Although crustal thinning during the transtensional phase is minor, it is during this stage that the location of future thinning and exhumation is going to be pre-determined.

*Fig. 7: a) Kinematic model proposed for the Europe-Iberia plate evolution : Late Jurassic to Early Aptian eastward directed movement of Iberia relative to Europe and the following rotation of Iberia in Aptian time; b) Conceptual model for the polyphased evolution of Parentis and Mauleon basins based on field and seismic data. (1) The transtensional phase is characterized by the formation of multiple basins shaped as flower structures, at depth a semibrittle shear zone decoupling the upper and lower crust is created; (2) Initiation of the thinning phase characterized by a deepening and widening of the basin; (3) During the asymmetric thinning phase the continuous embrittlement of crust leads to the development of detachment structures in the southern part of the basin, meanwhile in the southern part semibrittle fractures propagate and induce the thinning of the continental crust; (4) The exhumation phase leads the exhumation of lower crustal and mantle rock at the surface of the basin. c) Numerical model of the evolution, the viscosity field (on top) and the plastic strain (brittle deformation) (at the bottom) are plotted for the different phases of the modeled evolution of the basins.*



During the subsequent thinning phase, deformation localizes in the centre of the model. The crust thins by 15 km. The obliquity  $r$  is now less than 0.25 and in the brittle crust deformation is accommodated by oblique normal faults. Initially extension is dominated by a pure shear coaxial component of deformation controlled by the weak zone of semi-brittle shear in the middle crust. The continental crust necks in middle crustal layer while semi-brittle fractures propagate in the hanging walls away from the centre of the rift. During this phase of thinning, the basin continues to sag while little uplift of the hanging wall can be observed on each sides of the basin. The deformation is distributed across the semibrittle shear zone and as extension continues a highly asymmetric detachment system develops in the crust while thinning in the mantle remains relatively symmetric. This occurs while the middle crust is exhumed and goes through a process of embrittlement. The deformation is then accommodated by both pure shear at the brittle ductile transition (necking and thinning of the middle crust) and simple shear in the brittle crust (asymmetric normal faulting in the upper crust). This mixed mode results in shallow dipping detachment structures rooting in decollement in horizons. Uplift of the hanging wall (to the right) is suppressed by the propagation of semi-brittle fractures that weakens the continental crust. This phase results in the dramatic thinning of the lithosphere (**thinning phase**) and the formation of decollements at mid-crustal levels. The resulting basin is highly asymmetric with semi-brittle shear zones that are exhumed along detachment faults towards the seafloor (to the left).

The final phase of exhumation (**exhumation phase**) uses the detachment structure to exhume middle/lower crust and mantle at the seafloor. This is when basement faults are for the first time day lightening and consequently floor the basin.



*Fig. 8: Pseudo 3D model in which each modeled time section of the numerical model are aligned to observe the three dimensional evolution of the basin. We can see that the basin forms a V-shape similar to what is observed in the Bay of Biscay. Each of the 4 blocks represents the different phases of evolution of the basin: the transtensional phase, the sag and asymmetric thinning phase and the exhumation phase.*

In order to observe the three dimensional evolution of the basin we aligned each modelled time section of the numerical model. In this pseudo 3D representation (Fig. 8) the basin forms a V-shape geometry similar to what is observed in the Bay of Biscay. Each of the 4 blocks represents a snap shot of the different phases of evolution of the basin. Through time the basin evolution can be seen as a lithospheric scale structure propagating eastward through the Pyrenean domain. In detail, the structure is rooted in semi-brittle middle crust and in deeper mantle levels. As the semi-brittle fracture propagates the crust and mantle are thinned and exhumed and form several windows in the lithosphere. The first one corresponds to exhumed middle and lower crust, the second to continental mantle.

## 5. Discussion

*Lavier and Manatschal* [2006] proposed a numerical model, which was able to reproduce the tectonic evolution observed along the magma-poor, orthogonal Iberia-Newfoundland and Alpine Tethys rift systems. Their model starts with decoupled distributed pure-shear deformation (e.g. stretching phase) and terminates with coupled localized simple shear deformation resulting in the exhumation of sub-continental mantle (e.g. exhumation phase). A major result of their model was the description of a thinning phase, which can explain extreme crustal thinning of the crust from 30 to 10 km with subdued high-angle faulting. During the thinning stage mid-crustal shear zones interact with brittle conjugate detachment faults, which results into the individualisation of a keystone block, also referred to as the H-Block [*Lavier and Manatschal*, 2006]. When the crust is thinned to the extent that no ductile layers prevail in the crust, the brittle faults cut from the surface across the previously thinned brittle crust into the mantle and exhume mid and lower crustal and sub-continental mantle rocks. At this stage, the rift system becomes highly asymmetric and, if successful, evolves into seafloor spreading.

The Bay of Biscay-Western Pyrenees constitutes the ideal natural laboratory to test this model because it shares many similarities with the Iberia-Newfoundland and Alpine Tethys rift systems where the model was first developed. All three systems overprint a Variscan lithosphere with a strong post-Variscan Permian magmatic imprint, bear a similar pre-rift Triassic evolution, show evidence for mantle exhumation during final rifting, and belong to one and the same kinematic framework [*Leleu et al.*, subm]. Therefore, we used the same boundary conditions (rheology, thermal structure and rates) like those used in of the experiment published in *Lavier and Manatschal* [2006]. The main difference is that the Bay of Biscay-Western Pyrenees formed within an oblique environment and did not, like the Iberia-Newfoundland example, evolve into seafloor spreading.

The Bay of Biscay-Western Pyrenees is the only documented oblique rift system which is not related to a back-arc system (e.g. Tyrrenian Sea, Woodlark of Gulf of California) and from which geophysical and geological data exist documenting the structures and stratigraphic record related to extreme crustal thinning and mantle exhumation. Due to its reactivation along the southern margin, remnants of hyper-extended rift basins are exposed in the Mauleon basin, whereas further to the northern in the Parentis and Arzacq basins, similar rift structures are preserved and were imaged by seismic reflection experiments and drilled in numerous holes. Based on this unique data set, we are able to propose a geological model, which together with a reinterpretation of the kinematic evolution of the Iberia plate [see *Leleu et al.*, subm], forms the basis for the numerical model shown in Fig. 7. A key question is if in the Parentis and Arzacq-Mauleon basins the stretching, thinning and exhumation modes proposed *Lavier and Manatschal* [2006] can be recognized. The stretching phase, i.e. distributed decoupled extension oc-

curred during Triassic and lasted, probably not as a continuous process, until late Jurassic time. The exhumation phase is well constrained by field observations and terminates the thinning processes. The thinning phase, as observed in the Bay of Biscay–Western Pyrenees, is different from that proposed by *Lavier and Manatschal* [2006] in that it shows a strong localization and compartmentalization associated with transform systems. It results in strongly asymmetric margins, and an H-Block, as observed in orthogonal experiments, does not develop.

In order to better understand the evolution of crustal thinning in this setting, we developed a numerical model that is constrained by the initial conditions and can reproduce the final structure of the rift system as observed on seismic sections and documented in the field (Fig. 7). A key stage in the evolution of the study area is to understand how the left lateral strike slip movement of Iberia relative to Europe is related to extreme crustal thinning that predates the exhumation phase. In our model, we impose, based on results of *Leleu et al.* [subm], a strike slip dominated system (obliquity of  $r = 0.91$ ), that, after 10 myr changes and becomes more orthogonal (obliquity of  $r = 0.16$ ). This sudden change may be in nature more transitional, however, in the field, there is good evidence that the strike slip dominated deformation initiated first and pre-structured and controlled the subsequent thinning stage. Faults that may be remnants of strike slip segments that defined a diffuse plate boundary between Iberia and Europe are the Ibis fault in the Parentis basin and the reactivated St Palais thrust in the Arzacq-Mauleon basin. These faults separate exhumed domains to the south from sagged domains to the north. They also control the localization and compartmentalization of the basins during the thinning phase, which clearly suggest that they formed either before or during the thinning, which precedes the exhumation phase. The fact that the initial strike slip system is not very well documented, may be related to the fact that it was overprinted during the thinning and exhumation and opening of the Bay of Biscay and, onland also during the compression phase (e.g. St Palais thrust).

Another observation that may be linked to the thinning event is the contact between upper crustal meta-sediments and middle crustal granulites. The contact, referred to as the Louhossoa shear zone, is formed by foliated greenschist facies quartzo-feldspathic rocks, locally containing calcite. As discussed in *Jammes et al.* [2009], this contact predates the exhumation of middle crustal rocks and their subsequent reworking and onlapping by the Albo-Cenomanian sediments. From the geometry of this fault, as well as the juxtaposition of upper and middle crustal rocks, this contact is interpreted to represent a decoupling horizon between upper and middle crustal rocks during the thinning stage of the crust. Thus, this outcrop is interpreted as an exposed example of a mid-crustal decollement that may be comparable to the decollement that forms in the numerical model during the thinning phase (Fig. 7). This observation suggests that final exhumation was preceded by a stage during which the crust was thinned along mid-crustal shear zones, decoupling brittle deformation in the crust and the mantle.

The timing and sedimentary evolution of the stretching and thinning phases are in detail not yet understood and a more focused study of the sedimentary evolution is necessary. However, a key marker horizon that documents the evolution of the system is the shallow marine St Suzanne Fm, which is Lower Aptian in age (Bedoulian). This formation constitutes the last sequences deposited above normal thick crust. Also, the overlying Urgonian limestones (Late Aptian in age) forming sedimentary wedges date the onset of the thinning of the crust which was associated with little subsidence. The subsequent deposition of deep marine facies (Albian flysch) associated to the formation of the sag basin is related to the exhumation phase.

## 6. Conclusion

The aim of this study was to understand and model extreme crustal thinning in a well constrained setting. For the example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees we can show that rifting initiated by stretching and ended by exhumation processes very similar to those described by *Lavier and Manatschal* [2006] for orthogonal rift systems. In contrast, the evolution during the thinning phase is different. In the Bay of Biscay–Western Pyrenees strike slip faulting strongly localised and compartmentalized the basins and resulted in the development of asymmetric rift basins without evidence for the formation of H-Blocks. In the case of the Parentis and Arzacq-Mauleon basins, early strike slip faults control the subsequent evolution of the basins, separating upper plate sag basins (without any evidence for exhumation) against lower plate sag basins where syn- and post-tectonic sediments onlap onto exhumed lower crustal and mantle rocks.

Geological and geophysical data enable to make punctual observations, observe the final structure and if age constraints are available, to unravel the evolution of a tectonic system. Numerical modelling can provide a continuous picture of the evolution of a rift system on a crustal scale, illuminate parts of the system that are not or only locally exposed or can not be imaged by geophysical methods and moreover they help to evaluate the physical conditions under which the various modes of deformation took place. Therefore in coupling observations with modelling it is possible to evaluate the conditions under which extreme crustal thinning may occur in an oblique environment. The major result from the modelling is that it shows that strike slip faults are the major factor in prestructuring and controlling the subsequent evolution of the rift system. They can explain the steepening and narrowing, the necking of the basin and the development of a zone of decoupling in the middle crust that play a critical role in the development of basin structures and subsidence in the area. Indeed, this pre-structuration of the middle crust allows for the development of distributed normal faults above the distributed crustal flow in the semibrittle crust and coaxial thinning of the crust during the following sag phase. Even if it is difficult to test this model on a crustal scale, the modelled evolution of the basins provide new ideas and questions in particular about the subsidence and thermal evolution that forces us to return to the outcrops and the drill hole data to unravel to a greater detail the stratigraphic and sedimentary evolution of these basins.

## Appendix

### A Mechanical Equilibrium

For each numerical time step, the modelling involves direct solution of the equation of motion for every grid point including the effects of inertia:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \rho g_i = \rho \frac{\partial v_i}{\partial t},$$

where  $v_i$  is the velocity at each grid point,  $g_i$  is the acceleration due to gravity,  $\rho$  is the mass density and  $\sigma_{ij}$  is the stress in each grid element. In order to approximate quasi-static processes, the effects of inertia must be damped in a way akin to oscillations in a damped oscillator. Starting from a non-equilibrium state, the forces present at each grid point are summed ( $f_i = \rho \delta v_i / \delta t$ ). The corresponding out-of-balance forces and the mass at the grid point give rise to acceleration. The accelerations are integrated to calculate the new velocities that are used to determine the incremental strain,  $\epsilon_{ij}$ , at each grid point. During a single time step, finite rotations also change the stress tensor, which is defined with respect to a fixed frame of reference. Before the incremental strains are determined, the stress tensor is updated to take these rotations into consideration as follows.

$$\sigma_{ij}^{\text{new}} = \sigma_{ij}^{\text{old}} + (\omega_{ik}\sigma_{kj} - \sigma_{ik}\omega_{kj})\Delta t,$$

where  $\Delta t$  is the time step and  $\omega_{ij}$ , the rotation per unit time, is given in terms of the velocity derivatives by

$$\omega_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} - \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right),$$

By using the constitutive law for elastic, viscous and plastic rheologies the corresponding stress increments are determined from the strain increments, and the forces that they produce on the surrounding grid points are summed to determine the new out-of-balance forces and velocities. This dynamic response is then damped to approach a quasi-static equilibrium. FLAC is a very powerful technique for simulating non-linear rheological behavior at very high resolution because the explicit time-marching scheme does not require the storage of the large matrices that are needed for implicit methods. The time step of the calculation scales with the elastic-plastic property of our model. If the problem is purely elastic, the time step of the dynamic response scales with the velocity of the elastic wave propagating through the elements. This time step is of the order of a few hundredths of a second. Therefore, the resolution of the domains studied and the timescale needed for our numerical experiments would yield very long run times. In order to decrease the CPU time needed to perform the numerical experiments, we increase the speed of calculation by setting the boundary displacement per time step to a fraction of the grid spacing. To set the boundary displacement, we choose a ratio of boundary velocity to sound velocity of  $10^{-6} - 10^{-5}$ . We find that this ratio allows for fast enough runs and at the same time minimizes the error in the strain calculation.

## B Re-meshing

The initial mesh of the model is made of quadrilaterals subdivided into two pairs of superimposed constant-strain triangular zones. The use of triangular zones eliminates the problem of “hourgassing” deformation sometimes experienced in finite differences. Since this method is Lagrangian (i.e., the numerical grid follows the deformations), the simulation of large deformation (locally more than 50%) involves re-meshing to overcome the problem of degradation of numerical precision when elements are distorted. We trigger remeshing when one of the triangles in the grid elements is distorted enough that one of its angles becomes smaller than a given value. Every time re-meshing occurs, strains at each grid point are interpolated between the old deformed mesh and the new undeformed mesh using the barycentric coordinates of the nodes and Gauss points of the new elements in the old deformed mesh. The new state of strain is then used with the rheological laws to calculate the stress and resulting out-of-balance forces to start the time step cycle again. Also every time we re-mesh, errors in the interpolation of the state variables result in an increase in the out-of-balance force, and artificial accelerations and oscillations may occur. For this reason the solution may not be in equilibrium immediately after re-meshing. We have tested different criteria to trigger remeshing in order to reduce the oscillations and chose to use a minimum angle before re-meshing of the grid.

## C Particle tracking.

To guarantee that the boundary between the different physical phases in the model (i.e, quartz, plagioclase, olivine) do not diffuse at the time of remeshing we use particles distributed in the grid elements. These particles have both Eulerian and Lagrangian coordinates attached to the elements. When remeshing occurs their Eulerian and barycentric (Lagrangian) coordinates and their physical properties are registered in the old grid. When the new regular grid is formed the Eulerian coordinate of the particles are used to calculate the new barycentric coordinates of the particles in the new grid elements. Then the physical properties are then properly assigned with no spatial diffusion. These particles are also used to track the pressure, strain and temperature history of the different phased through the deformation history. New particles are added or destroyed when needed (i.e. when few particles populate one given grid element or when a particle falls out of the new mesh boundaries after remeshing).

## Bibliography

- Barbier, F., C. Keen and P. Potter (1986), Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale, *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod Elf Aquitaine*, 10, 105-121.
- Birt, C. S., P. K. H. Maguire, M. A. Khan, H. Thybo, G. R. Keller and J. Patel (1997), The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley - Evidence from seismic and gravity studies, *Tectonophysics*, 278, 211-224.
- Biteau, J. J. and J. Canérot (2007), La chaîne des Pyrénées et ses avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre: caractéristiques structurales, évolution géodynamique et tectono-sédimentaire, *Géologues*, 155, 16-28.
- Biteau, J. J., A. Le Marrec, M. Le Vot and J. M. Masset (2006), The Aquitaine Basin, *Petroleum Geoscience*, 12, 247-273.
- Boillot, G. (1984), Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées, in *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, edited by Masson, 7-73.
- Boillot, G., M. Recq and E. L. Winterer (1987), Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (OPD leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, 132, 335-342.
- Bois, C., O. Gariel, J. P. Lefort, J. Rolet, M. F. Brunet, P. Masse and J. L. Olivet (1997), Geologic contribution of the Bay of Biscay deep seismic survey: a summary of the main scientific results, a discussion of the open questions and suggestions for further investigations, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 193-209.
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Esso, and SNPA (1974), Géologie du basin d'Aquitaine, 26 pp., Orléans, France.
- Brunet, M. F. (1984), Subsidence history of the Aquitaine Basin determined from subsidence curves, *Geological Magazine*, 121, 421-428.
- Brunet, M. F. (1997), Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 167-176.
- Buck, W. R. and L. Lavie (2001), A tale of two kinds of normal fault: The importance of strain weakening in fault development, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 187, 289-303.
- Burbidge, D. R. and J. Braun (1998), Analogue models of obliquely convergent continental plate boundaries, *J. Geophys. Res.*, 103, 15221-15237.
- Burg, J.P, J. Van-Den-Driessche and J.P. Brun (1994a), Syn to post-thickening extension: Modes and structural consequences, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 1019-1032.
- Burg, J.P, J. Van-Den-Driessche and J.P. Brun (1994b), Syn to post-thickening extension: in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences, *Géol. France*, 3, 33-51.
- Casas-Sainz, A.M., and A. Gil-Imaz (1998), Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin, northern Spain, *Geol Rundsch*, 86, 802-818, doi:10.1007/s005310050178.
- Choukroune, P., and M. Mattauer (1978), Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 689-700.

Cundall, P. A. (1989), Numerical experiments on localization in frictional materials, *Ing. Arch.*, 58, 148-159.

Curnelle, R. and P. Dubois (1986), Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine, et du Sud-Est), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 526-546.

Daignières, M., J. Gallart and E. Banda (1981), Lateral variation of the crust in the North Pyrenean zone, *Ann. Geophys.*, 37, 435-456.

Daignières, M., J. Gallart, E Banda and A. Hirn (1982), Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range, *Earth Planet Sci Lett.*, 57, 88-110, doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3.

Daignières, M., M. Séguert, M. Specht and ECORS team (1994), The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile, in *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.*, 4, 199 – 208.

Ferrer, O., E. Roca, B. Benjumea, J. A. Munoz, N. Ellouz and MARCONI Team (2008), The deep seismic reflection MARCONI-3 Profile: role of extensional mesozoic structure during the pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay, *Mar. Petrol. Geol.*, doi: 10.1016/j.marpgeo.2008.06.002.

Gallastegui, J., J. A. Pulgar and J. Gallart (2002), Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition, *Tectonics*, 21, 15.11-15.14.

Gong, Z., C.G. Langereis and T.A.T. Mullender (2008), The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 273, 80-93, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016.

Grandjean, G. (1994), Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées Occidentales, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 391-420.

Huismans, R. S. and C. Beaumont (2003), Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening, *J. Geophys. Res.*, 108, 13/11-13/22.

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier and E. Masini (2009), Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees, *Tectonics*, doi:10.1029/2008TC002406.

Keen, C. E. and S. A. Dehler (1986), Stretching and subsidence: rifting of conjugate margins in the North Atlantic region, *Tectonics*, 12, 1209-1229.

Kirby, S. H. and A. K. Kronenberg (1987), Rheology of the lithosphere: Selected topics, *Rev. Geophys.*, 25, 1219-1244.

Lavier, L. and W. R. Buck (2002), Half graben versus large-offset low-angle normal fault: Importance of keeping cool during normal faulting, *J. Geophys. Res.*, 107, Issue 6, 8-1, doi: 10.1029/2001JB000513.

Lavier, L., W. R. Buck and A. N. B. Poliakov (2000), Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer, *J. Geophys. Res.*, 105, 23,431-423,442.

Lavier, L. and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440, Issue 7082, 324-328, doi: 10.1038/nature04608.

Le Pichon, X., J. Bonnin, J. Francheteau and J. C. Sibuet (1971), Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Technip, pp. 1-44, Paris.

Lefort, J. P., C. Bois, N. Liewig, J. J. Peucat, B. Agarwal and O. Gariel (1997), Contribution of the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile to the location of the southern Variscan front beneath the Aquitaine basin (France), *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 79-96.

Leleu, S., G. Manatschal, C. Johnson, J. F. Ghienne and S. Jammes (subm), How does Provence fit into the Alpine puzzle.

Manatschal, G., N. Froitzheim, M.J. Rubenach and B. Turrin, (2001), The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. in *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea*, edited by R. C. L. Wilson et al., *Geol Soc Spec Publ.*, 187, 405-428.

Mancktelow, N. S. and G Pennacchioni (2005), The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones, *Journal of Structural Geology*, 27 (4), 645-661.

Marillier, F., A. Tomassino, P. Patriat and B. Pinet (1988), Deep structure of the Aquitaine shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect, *Mar. Petrol. Geol.*, 5, 65-74.

Masse, P. (1997), The early Crataceous Parentis basin (France). A basin associated with a wrench fault, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 177-185.

Mata, M. P., A.M. Casas, A. Canals, A. Gil and A. Pocovi (2001), Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain, *Basin Research*, 13, 91-111, doi:10.1046/j.1365-2117.2001.00138.x.

Mattauer, M. (1985), Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sc.*, 2, 71-74.

Montadert, L. and E. Winnock (1971), L'histoire structurale du golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, edited by Technip, pp. VI.16-11-VI.16-18, Paris.

Muñoz, J. A. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, pp. 235-246, Chapman and Hall, London.

Ogg, J.G., F.P. Agterberg and F.M. Gradstein (2004), The Cretaceous Period, in A Geologic Time Scale 2004, edited by A.G. Smith, pp 589-694, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Olivet, J. L., J. Bonnin, P. Beuzart and J. M. Auzende (1984), Cinématique de l'Atlantique Nord et Central, *Cent. Nat. pour l'Exploit. des Océans*, Paris, 108.

Olivet, J. L. (1996), La cinématique de la plaque Ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.

Osmundsen, P.T. and J. Ebbing (2008), Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins, *Tectonics*, 28, TC6016, doi:10.1029/2007TC002242, 2008.

Peron-Pinvidic and Manatschal (2008), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9.

Persaud, P., J. M. Stock, M. S. Steckler, A Martin-Barajas, J. B. Diebold, A. Gonzalez-Fernandez and G. S. Mountain (2003), Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfin Basins, northern Gulf of California, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 108 (B7), 2355, doi:10.1029/2002JB001937.

- Pinet, B., L. Montader, R. Curnelle, M. Cazes, F. Marillier, J. Rolet, A. Tomassino, A. Galdeano, P. Patriat, M. F. Brunet, J. L. Olivet, M. Schaming, J. P. Lefort, A. Arrieta and C. Riaza (1987), Crustal thinning on the Aquitaine shelf Bay of Biscay, from deep seismic data, *Nature, Letters to nature*, 325.
- Platt, N. H. (1990), Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros Basin, Northern Spain, *J. geol. Soc. London*, 147, p. 165-175, doi:10.1144/gsjgs.147.1.0165.
- Poliakov, A. N. B., Y. Podladchikov and C. Talbot (1993), Initiation of salt diapirs with frictional overburdens-numerical experiments, *Tectonophysics*, 8, 199-210.
- Ranalli, G., 1995, The rheology of the Earth Ed. 2, Springer, pp. 413.
- Reston, T.J., C.M. Krawczyk and H.J. Hoffmann (1995), Detachment tectonics during Atlantic rifting: analysis and interpretation of the S reflection, the west Galicia margin, in *The Tectonics, Sedimentation and Palaeoceanography of the North Atlantic Region*, edited by R. A. Scrutton et al., Geol. Soc. Spec. Publ., 90, 93-109.
- Rosenbaum, G., G. S. Lister and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117-129, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Rowley, D. B. and A. L. Lottes (1988), Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present, *Tectonophysics*, 155, 73-120.
- Roy, M. and L. H. Royden (2000a), Crustal rheology and faulting at strike-slip plate boundaries 1. An analytic model, *J. Geophys. Res.*, 105, 5583-5597.
- Rümpker, G., T. Ryberg and G. Bock (2003), Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy, *Nature*, 425, 497-501, doi: 10.1038/nature01982.
- Serrano, O., J. Delmas, F. Hanot, R. Vially, J. P. Herbin, P. Houel and B. Tourlière (2006), Le bassin d'Aquitaine: Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière, 245 pp., Bur. de Rech. Géol. et Minièr., Orléans, France.
- Sibuet, J.C., S.P. Srivastava and W. Spakman (2004), Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, 109, B08104, doi : 10.1029/2003JB002514.
- Sibuet, J.-C., S. Srivastava and G. Manatschal (2007), Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 112, B06105, doi:10.1029/2005JB003856.
- Srivastava, S., W. R. Roest, L. C. Kovacs, G. Okay, S. Levesque, J. Verhoef and R. Macnab (1990a), Motion of Iberia since the late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin, *Tectonophysics*, 184, 229– 260, doi:10.1016/0040-1951(90)90442-B.
- Srivastava, S., W. R. Roest, L. C. Kovacs, H. Schouten and K. Klitgord (1990b), Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, 344, 756– 759, doi:10.1038/344756a0.
- Teixell, A. (1998), Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees: *Tectonics*, 17, 395-406, doi:10.1029/98TC00561
- Teyssier, C., B. Tikoff and M. Markley (1995), Oblique plate motion and continental tectonics, *Geology*, 23, 447-450.
- Thinon, I., L. Fidalgo-González, J. P. Réhault and J. L. Olivet (2001), Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne, *C. R. Acad. Sci.*, 332, 561-568.
- Tikoff, B. and C. Teyssier (1994), Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens, *J. Struct. Geol.*, 16, 1575-1588.

Tucholke, B. E., D. S. Sawyer and J. C. Sibuet (2007), Breakup of the Newfoundland-Iberia rift, in *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, edited by G. D. Karner, G. Manatschal, and L. M. Pinheiro, Geol. Soc. Spec. Publ., 282, 9 – 46.

Umhoefer, P. J. and R. J. Dorsey (1997), Translation of terranes: Lessons from central Baja California, Mexico, *Geology*, 25, 1007-1010.

Vergés, J., and J. M. García-Senz (2001), Mesozoic Evolution and Cenozoic Inversion of the Pyrenean Rift, in *Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, edited by P. A. Ziegler et al., *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 186, 187 – 212.

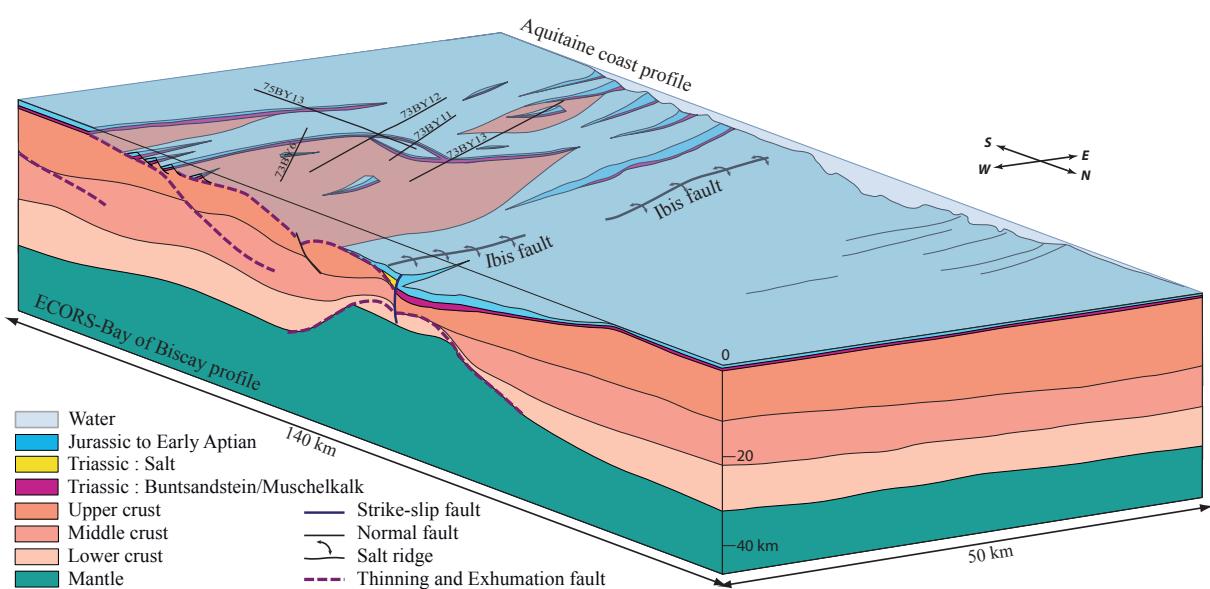
Whitmarsh, R. B., G. Manatschal and T. A. Minschull (2001a), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413, 150-154, doi: 10.1038/35093085.

Winnock, E. (1971), Géologie succincte du bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne), in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Technip, pp. IV.1-1-IV.1-30, Paris.

## *DISCUSSION*



Afin de comprendre les mécanismes d'amincissement de la croûte, à la pointe d'un système de propagation océanique en contexte transtensif, ce travail s'est focalisé sur la terminaison Est du Golfe de Gascogne où plusieurs bassins de rift présentant un amincissement crustal extrême peuvent être observés (e.g. le bassin offshore de Parentis et les bassins onshores Cantabrique et d'Arzacq-Mauléon). Cette structuration particulière suggère d'une part un fort partitionnement de la déformation au sein de ce système et d'autre part, que la géométrie 3D des différents bassins de rift doit être prise en compte au cours de ce travail. Dans ce travail de thèse je me suis focalisée sur l'étude des bassins de Parentis et d'Arzacq-Mauléon. A partir de données ponctuelles de terrain pour le bassin d'Arzacq-Mauléon, de données sismiques 2D pour le bassin de Parentis et de données gravimétriques plus régionales pour l'ensemble du système, j'ai réalisé deux blocs 3D de la géométrie Albiennne de ces bassins (Fig. 1 et 2) que j'ai ensuite intégrés dans un système 3D plus global (Fig. 3). On comprend dès lors que ce travail de thèse a nécessité d'une part de travailler à toutes les échelles et d'autre part d'effectuer des allers-retours permanents entre les différents types de données pour comprendre au mieux la géométrie des bassins et plus globalement la structuration de la terminaison Est du Golfe de Gascogne. Dans cette partie, sous forme de discussion, je rappelle brièvement dans un premier temps les principales observations réalisées dans le bassin de Parentis et le bassin d'Arzacq-Mauléon. Je discute ensuite la géométrie de ces bassins avant de reprendre une à une les questions de l'introduction et les réponses proposées dans ce travail.



*Fig. 1: Bloc 3D construit à partir des interprétations sismiques et des résultats obtenus par la méthode de déconvolution d'Euler schématisant la géométrie du bassin de Parentis avant la compression pyrénéenne.*

## Discussion

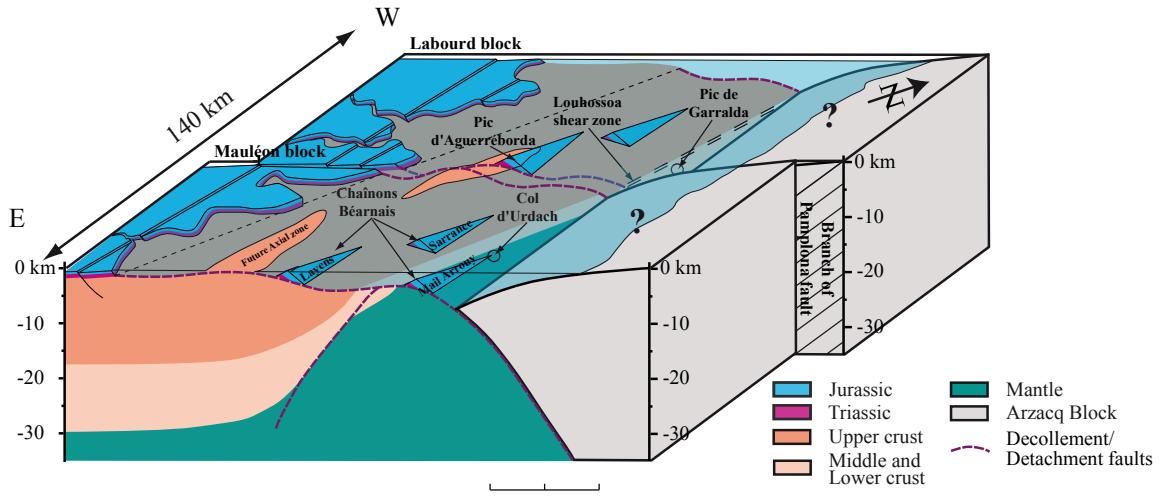


Fig. 2: Bloc 3D construit à partir des observations de terrain schématisant la géométrie du bassin de Mauléon et du massif du Labourd avant la compression pyrénéenne.

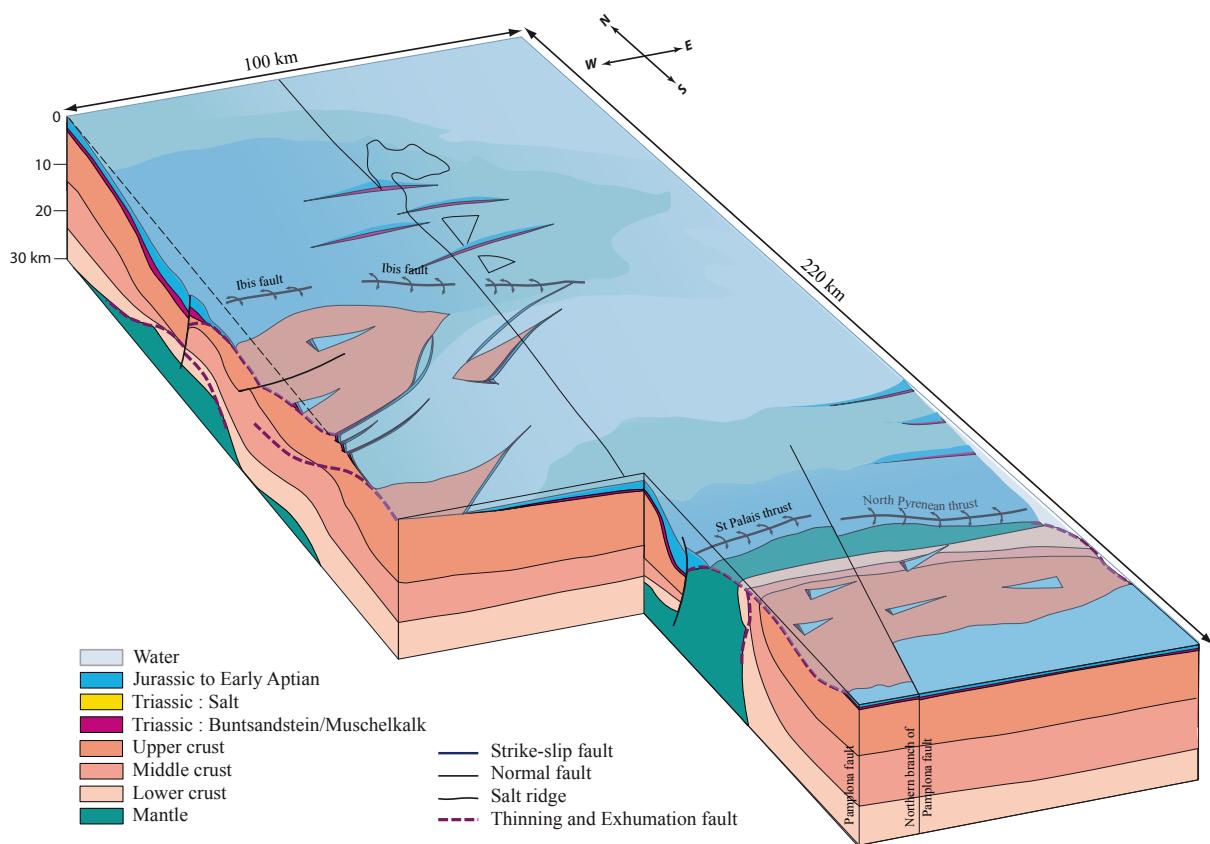


Fig. 3: Reconstruction 3D du système étudié avant la compression pyrénéenne. Ce schéma se base sur les observations de terrain réalisées dans le bassin de Mauléon, sur des interprétations sismiques et sur les résultats obtenus à partir des méthodes d'inversion gravimétrique.

## **1. Bref rappel des principales observations réalisées dans les bassins de Parentis et d'Arzacq-Mauléon.**

Dans le bassin de Parentis, l'étude conjointe de données sismiques et des données de forages a permis de mettre en évidence la très forte asymétrie de ce bassin de rift de part et d'autre d'une faille centrale active dès le Jurassique supérieur. Au nord de cette faille (appelée faille d'Ibis dans le bassin de Parentis) une géométrie de sag est observée tandis qu'une géométrie plus complexe affectée par des diapirs de sel est identifiée dans la partie sud du bassin. Malgré la réactivation du bassin d'Arzacq-Mauléon, on observe dans ce bassin une géométrie similaire. Au nord du chevauchement de St Palais, le bassin présente une géométrie de sag (e.g. le bassin d'Arzacq) tandis qu'au sud de ce chevauchement (e.g. le bassin de Mauléon) on retrouve la forte activité salifère caractéristique de la partie sud du bassin de Parentis. Fortement réactivé lors de la compression pyrénéenne, le bassin de Mauléon n'a pas conservé sa géométrie de rift mais l'épisode compressif tardif a permis de mettre à l'affleurement les structures profondes de ce bassin qui sont ainsi directement accessibles sur le terrain. Des observations de terrain réalisées dans la partie sud de ce bassin ont ainsi permis de mieux contraindre la géométrie du domaine « complexe ». A partir d'affleurements clés décrits dans l'article n°1, je démontre en effet que des roches issues de la croûte moyenne et du manteau ont été exhumées à la base du bassin par des systèmes de détachement.

Je propose ainsi dans ce travail que ces bassins (le bassin de Parentis et d'Arzacq-Mauléon) sont constitués de deux parties séparées par une faille de direction est-ouest (La faille d'Ibis dans le bassin de Parentis et la faille de St Palais, aujourd'hui réactivée, dans le bassin d'Arzacq-Mauléon). La partie nord, présente une géométrie de sag ici appelée « upper plate sag basin » caractérisant le bassin Nord Parentis et le bassin d'Arzacq. La partie sud caractérise le bassin Sud Parentis et le bassin de Mauléon. Elle présente à la base du bassin un système de détachement ayant exhumé la croûte moyenne et/ou le manteau et est par conséquent appelée « lower plate sag basin ». Dans l'ensemble de ce travail, on observe que cette géométrie de bassin est cohérente à toutes les échelles, avec les observations de surface (données de terrain) et les données en profondeur (sismique réfraction/réflexion profonde, inversion gravimétrique). Je démontre par ailleurs que cette géométrie résulte d'une évolution polyphasée s'intégrant parfaitement dans le contexte géodynamique du Golfe de Gascogne.

## 2. Quels processus expliquent l'amincissemement extrême de la croûte à la pointe d'un système de propagation océanique et quel est l'enregistrement sédimentaire associé ?

Si l'interprétation conjointe des données géophysiques et géologiques permet d'obtenir une image actuelle et figée de la géométrie des bassins, il convient, pour comprendre les mécanismes d'amincissemement enregistrés dans ces bassins, de reconsidérer ces objets comme des objets dynamiques, façonnés par les différentes phases tectoniques qui ont affecté le Golfe de Gascogne. La cinématique de l'Ibérie et le mode d'ouverture du Golfe de Gascogne associé deviennent ainsi des éléments clés de ce travail. Nous avons vu dans la première partie de ce manuscrit que, sur la base de données de terrain et de nouvelles observations réalisées sur la marge Est Ibérique, les deux modèles classiques d'ouverture du Golfe de Gascogne (décrochement majeur au Crétacé inférieur [Olivet, 1996], ouverture en ciseaux à l'Aptien [Sibuet *et al.*, 2004]) pouvaient être remis en cause. Un nouveau modèle, permettant de concilier l'ensemble de ces observations et les contraintes géologiques imposées par le système alpin au sens large, a été récemment proposé par Leleu *et al.* [soumis, en annexe]. Dans ce modèle, l'Ibérie se déplace de  $\pm 300\text{km}$  entre le Jurassique terminal (Tithonique) et l'Aptien inférieur le long d'un large couloir de décrochement situé dans la zone actuelle des Pyrénées puis se déplace, au cours de l'Aptien, suivant un mouvement de rotation par rapport à l'Europe [Gong *et al.*, 2008]. En accord avec ce nouveau modèle cinématique et en prenant en compte la géométrie finale des deux bassins étudiés, je propose un modèle conceptuel de leur évolution entre le Trias et le Crétacé supérieur, avant la phase de réactivation. L'utilisation conjointe de la modélisation numérique me permet d'une part de tester le réalisme physique de ce modèle et d'autre part d'obtenir une image continue de la déformation à l'échelle crustale (article n°4). Le modèle d'évolution finalement proposé est constitué de quatre phases majeures : une phase d'étirement non développée dans ce travail mais certainement active au cours du Trias et du Jurassique, une phase transtensive active pendant le mouvement décrochant de l'Ibérie entre le Jurassique terminal et l'Aptien inférieur, une phase d'amincissemement associée à la rotation de l'Ibérie au cours de l'Aptien et enfin une phase d'exhumation active au cours de l'Albo-Cénomanien.

La phase transtensive : lors de cette phase, la déformation est distribuée dans toute la région des Pyrénées actuelles où des structures en fleur centrées sur une faille décrochante est-ouest (e.g. la faille d'Ibis dans le bassin de Parentis ou la faille de Saint Palais dans le bassin d'Arzacq-Mauléon) se développent. Des dépôt-centres de direction est-ouest et disposés en échelons le long du système décrochant sont ainsi créés. Le modèle numérique suggère par ailleurs que cette phase de déformation est associée à la création en profondeur d'une zone de découplage localisée à la transition fragile-ductile située entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. L'influence de cette zone de décollement sera discutée dans la partie suivante.

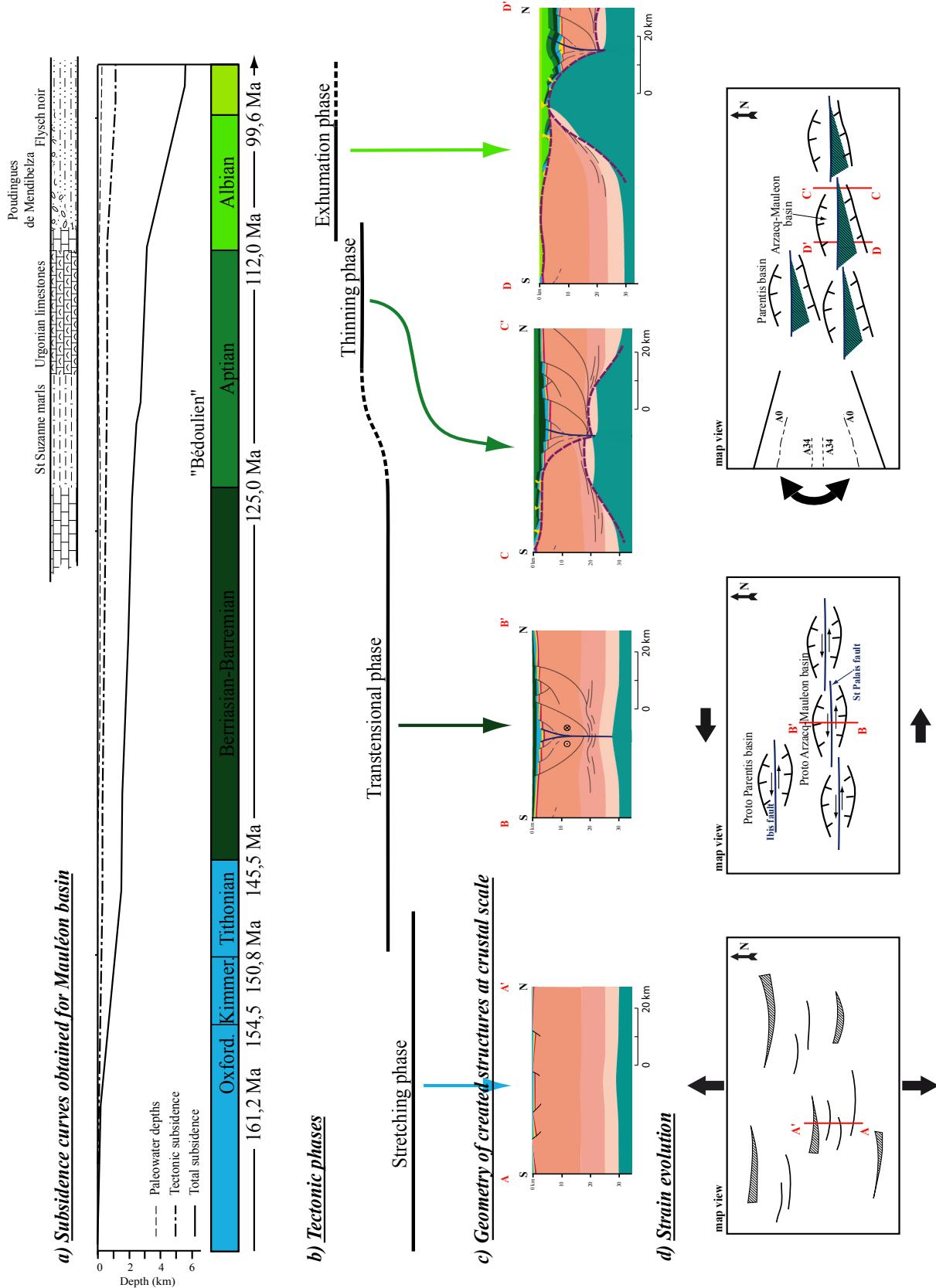


Fig. 4: Schéma synthétisant l'évolution du système étudié entre le Jurassique et le Cénomanien inférieur; a) Courbe de subsidence calculée dans le bassin de Mauléon [d'après Brunet, 1984]; b) Chronologie des phases tectoniques majeures; c) Géométrie des structures créées à l'échelle crustale; d) Evolution des contraintes et morphologie des bassins créés.

La phase d'amincissement: Au cours de l'Aptien, le mouvement de l'Ibérie change brutalement : un mouvement de rotation succède au mouvement décrochant. Les contraintes d'extension orthogonales deviennent alors dominantes par rapport aux contraintes décrochantes et initient la phase d'amincissement. Au cours de cette phase, l'étranglement de la croûte moyenne entraîne un affaissement des bassins. Par la suite, si l'extension se poursuit, le système devient fortement asymétrique de part et d'autre de la zone de décrochement centrale : l'affaissement se poursuit dans la partie nord des bassins (dans le bassin Nord Parentis et dans le bassin d'Arzacq) tandis qu'un système de détachement enraciné dans la croûte moyenne se développe dans la partie sud. En surface, dans la couverture sédimentaire, l'extension est accommodée par des basculements de blocs le long de failles normales et par la migration du sel le long de ces failles (ex : le bloc des Arbailles).

La phase d'exhumation: Lorsque la croûte moyenne est devenue suffisamment mince et cassante le système de détachement est alors capable de traverser toute l'épaisseur de la croûte et d'exhumer la croûte inférieure et le manteau au fond de la mer.

Sur le terrain, ces différentes phases sont associées à des dépôts sédimentaires caractéristiques permettant de mieux contraindre la chronologie de ces événements (Fig. 4). La phase transtensive du Jurassique terminal à l'Aptien inférieur est associée au dépôt de séries carbonatées, affectées, au cours de la sédimentation, par des basculements de blocs dans le bassin d'Arzacq et la partie nord du bassin de Parentis [Canérot, 2008; Biteau, 2006]. Cette plateforme carbonatée s'est donc mise en place dans un système tectoniquement actif, que je suggère associé à la formation de structures en fleur. A l'Aptien inférieur (au Bédoulien), la période de transition entre la phase transtensive et la phase d'affaissement et d'amincissement est enregistrée dans le domaine pyrénéen par le dépôt uniforme des marnes de Sainte Suzanne en contexte marin peu profond. A partir de l'Aptien supérieur un changement majeur observé dans la sédimentation traduit une reprise de l'activité tectonique: les calcaires urgoniens qui se déposent au dessus de blocs basculés en formant des éventails sédimentaires sont interprétés comme marqueur de la phase d'amincissement. A l'Albo-Cénomanien, 5 kilomètres de Flyschs noirs se déposent dans le centre du bassin de Mauléon et viennent recouvrir les roches de la croûte moyenne et les roches mantelliques exhumées (e.g. le massif du Labourd et le col d'Urdach). Au même moment, sur la bordure sud du bassin, 900 m de poudingues remaniant la croûte supérieure, dits poudingues d'Igountze ou Mendibelza sont déposés. Ce système sédimentaire est associé aux mécanismes d'exhumation de la croûte et du manteau puisqu'il traduit un approfondissement rapide de la partie centrale du bassin associé à une surrection de sa bordure sud nouvellement exhumée par la faille de détachement. La bordure sud du bassin est alors érodée et remaniée sous forme de poudingues.

### 3. Comment les domaines cassants et ductiles se comportent lors des processus d'amincissements ?

En ce qui concerne le comportement des différentes couches ductiles et fragiles composant la lithosphère lors des processus d'amincissement, ce travail démontre qu'à toutes les échelles, tant qu'elles sont suffisamment épaisses, les couches ductiles se comportent en zone de décollement et permettent de découpler la déformation accommodée de part et d'autre de celle-ci. Par contre, si l'extension se poursuit, la couche ductile devient suffisamment mince pour permettre un couplage de la déformation. Des systèmes cassants, comme les failles de détachement sont alors capables de traverser l'ensemble de la croûte pour exhumer la croûte inférieure et le manteau sous-jacent.

On observe ainsi à l'échelle crustale que, dès la phase transtensive, une zone de cisaillement ductile se forme dans la croûte moyenne ductile. Cette zone de décollement permet alors de découpler la formation de structures en fleur dans la croûte supérieure cassante et la mise en place de zones décrochantes dans la partie supérieure du manteau. Au cours de la phase d'amincissement, des systèmes de détachement asymétriques (ou failles d'amincissements) se développent dans la croûte supérieure, et s'enracinent dans cette zone de cisaillement ductile formée au sein de la croûte moyenne. En profondeur, l'amincissement symétrique du manteau lithosphérique se poursuit. En exhumant progressivement la croûte moyenne, celle-ci se fragilise et devient peu à peu cassante. Si ce processus ce poursuit, un couplage entre croûte supérieure et croûte inférieure est alors observé, un système de détachement peu dès lors traverser l'ensemble de la croûte pour exhumer croûte inférieure et roches mantelliques au fond de la mer. Ces mécanismes de couplage/découplage à l'échelle crustale sont enregistrés sur le profil de sismique réflexion profonde ECORS-Golfe de Gascogne. On y observe en effet sur ce profil que lors de la phase d'amincissement plusieurs systèmes de détachements enracinés dans la zone de décollement ductile se sont formés au sein de la croûte supérieure. Au cours de la phase d'exhumation, seule la faille de détachement enracinée dans la zone de décollement située au centre du bassin, et donc suffisamment amincie, a été utilisée pour initier l'exhumation de matériels profonds.

Dans la couverture sédimentaire, le comportement de la couche salifère triasique est tout à fait comparable. Ainsi, lors de la phase d'amincissement, cette couche ductile se comporte comme une zone de décollement entre la couverture sédimentaire formée des séries du Trias supérieur à l'Aptien inférieur au-dessus et la croûte supérieure à laquelle le Trias inférieur est associé au-dessous. On observe alors un découplage de la déformation. Dans la croûte supérieure, le système de détachement initié est alors incapable de traverser cette zone de décollement et se propage dans celle-ci tandis qu'un morcellement de la couverture sédimentaire en blocs basculés, associé à la formation de diapirs est observé. Sur le terrain, ce découplage permet de comprendre la discontinuité des sédiments du Trias : séparation entre les sédiments du Trias supérieur et les sédiments du Trias inférieur. Si l'extension se poursuit, la couche de sel peut devenir localement trop mince ; la faille de détachement se propage alors jusqu'à la surface et exhume au fond de la mer la croûte inférieure et le manteau. Les blocs basculés issus du morcellement de la couverture sédimentaire (sédiments du Trias supérieur à l'Aptien inférieur) peuvent alors constituer des blocs allochtones posés sur de la croûte inférieure et du manteau exhumé. Ils peuvent également glisser vers le centre du bassin et créer les structures compressives albiennes observées dans le centre du bassin de Parentis [Masse et al., 1997].

Ces mécanismes de couplage/découplage entre domaines cassants séparés par un domaine ductile sont importants d'une part pour bien comprendre les processus d'amincissement de la croûte et d'autre part pour l'interprétation des données sismiques acquises dans des systèmes de rift. En effet, si une couche salifère pré-rift suffisamment épaisse existe, elle peut être utilisée comme zone de décollement lors du rifting, ce qui doit être pris en compte dans l'interprétation. Le bassin de Parentis étant un bassin en forme de V, les différentes phases de déformation ont été enregistrées et par conséquent les différents états de couplage/découplage entre la couverture sédimentaire et la croûte supérieure peuvent être observés. Ainsi dans la coupe « Aquitaine coast profile », présentée en annexe, la couche salifère est encore trop épaisse pour permettre au détachement de la traverser, celui-ci se propage donc dans cette couche. Au-dessus, la couverture sédimentaire est affectée par le basculement de blocs le long de failles normales enracinées dans cette couche salifère. Ces basculements peuvent entraîner la migration du sel et la formation de diapirs. Un peu plus à l'ouest, le profil 73BY13 suggère que dans cette partie du bassin la couche de sel était suffisamment mince pour permettre au détachement d'exhumier au fond de la mer du matériel crustal. Ce système de détachement peut alors être recouvert par des sédiments syn-rift déposés en onlap sur le socle exhumé ou par des blocs allochtones qui peuvent être issus du morcellement de la couverture sédimentaire située au-dessus de la zone de décollement salifère ou du démantèlement de la bordure sud du bassin. Dans ce dernier cas l'allochtonie peut être formé de croûte supérieure et de sédiments du Trias à l'Aptien inférieur. Enfin, sur le profil ECORS-Golfe de Gascogne, la présence de structures compressives albiennes traduit le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire vers le centre du bassin lors de la mise en place du système de détachement. Dans cette partie du bassin, la couche salifère a donc également été utilisée comme zone de décollement lors de la phase d'amincissement.

#### **4. Comment les déformations sont-elles partitionnées dans l'espace et dans le temps dans un système complexe ?**

D'un point de vue temporel, comme nous l'avons vu précédemment, la déformation est partitionnée entre systèmes décrochants, de décollements et d'exhumation qui se succèdent au cours du temps. Dans les bassins en forme de V cette succession entre les différentes phases de déformation est enregistrée spatialement. Chaque phase peut dès lors être étudiée séparément, comme dans le bassin de Parentis où, entre les profils « Aquitaine coast profile » et ECORS-Golfe de Gascogne, l'évolution entre phase d'amincissement et phase d'exhumation peut être observée d'est en ouest. L'interprétation de données sismiques traversant le bassin et l'utilisation de méthodes d'inversion gravimétrique me permet de proposer une géométrie 3D de ce bassin, et notamment de sa partie sud, entre ces deux principaux profils. Je montre ainsi qu'un système d'exhumation s'élargissant vers l'ouest peut être clairement identifié au sud de la faille d'Ibis associée à un alignement est-ouest de rides diapiriques. Cette géométrie permet d'expliquer d'une part, l'affaiblissement de l'anomalie gravimétrique vers l'est du bassin, et d'autre part la répartition des sources d'Euler dans ce système et l'ensemble des données sismiques étudiées. Sur ces données d'autres failles de détachement peuvent être identifiées au sud de ce système principal d'exhumation. C'est en effet le cas sur les profils ECORS-Golfe de Gascogne et 73BY13. Ces détachements avortés, certainement enracinés dans la croûte moyenne comme sur le profil ECORS-Golfe de Gascogne, sont des marqueurs de la phase d'amincissement et sont relayés à l'échelle du bassin par des systèmes de failles normales (profil 73BY15). Dans la partie Est du bassin, les contraintes extensives ayant été moins importantes, la couche salifère est restée suffisamment épaisse pour être utilisée comme zone de décollement par ces détachements.

En ce qui concerne le partitionnement spatial à l'échelle de la terminaison Est du Golfe de Gascogne, je suggère dans ce travail que les différents bassins de rifts sont distribués en échelons et relayés par des failles de transfert ( $N40^\circ$  à  $N60^\circ$  dans le domaine pyrénéen) issues de la réactivation de failles varisques. La faille de Pampelune, structure majeure et profondément enracinée d'après l'étude gravimétrique, constitue l'exemple principal présenté dans ce travail. Dans le domaine pyrénéen, les failles d'Hendaye et de Toulouse pourraient également avoir joué le rôle de failles de transfert entre différents bassins de rift (comme par exemple d'est en ouest : le bassin Cantabrique, le bassin de Saint Jean de Luz, le bassin de Mauléon, le bassin de Saint Gaudens et le bassin d'Aulus).

## **5. En quelles mesures l'héritage contrôle-t-il l'évolution postérieure ? Quelques éléments de réponse et perspectives...**

S'il est difficile de déterminer précisément la contribution de l'héritage varisque et tardi-varisque dans le développement des bassins de rift, on peut penser que dès la phase transtensive les structures varisques et tardi-varisques majeures sont réactivées en tant que faille décrochante pour la Faille Nord Pyrénéenne ou faille de transfert pour le Sillon Houllier. Par la suite, comme nous l'avons vu précédemment, ces deux types de failles ont joué un rôle déterminant dans la géométrie et la distribution des bassins de rift à la pointe du Golfe de Gascogne. Par ailleurs, en ce qui concerne l'héritage tardi-varisque, l'existence d'un épisode Permien d'amincissement crustal a souvent été suggérée notamment à partir des travaux de *Le Roux et al.* [2007]. Ceux-ci démontrent en effet que les lherzolites pyrénéennes sont issues de la refertilisation du manteau lithosphérique archéen, processus généralement associé à un épisode d'amincissement lithosphérique. Cependant, si la croûte avait été amincie à moins de 30 km d'épaisseur au cours du Permien, un épisode important de subsidence thermique aurait été enregistré dans le domaine pyrénéen dès le Trias inférieur. L'absence d'un tel événement suggère que l'amincissement Permien a affecté une croûte anormalement épaisse formée lors de l'orogénèse varisque.

En ce qui concerne l'héritage de l'épisode de rifting crétacé sur la formation de la chaîne pyrénéenne, ce travail suggère que dans un premier temps les systèmes de détachement ont été réactivés. Lors de cette première phase de déformation, des failles de chevauchement ont incisé le mur du détachement et transporté des morceaux de socle ou manteau exhumé. Ce mécanisme est d'une part cohérent avec l'inversion des bassins de rift sous forme de « *pop-up* » et d'autre part permet d'expliquer la présence, dans le bassin de Mauléon, d'échantillons de manteau clairsemés au sein de sédiments du Crétacé supérieur (article n°1) mais également la présence de matériel très dense à la base de ce bassin (article n°3). Par ailleurs la géométrie initiale des bassins (bassins asymétriques de part et d'autre d'une faille centrale) semble avoir influencé le sens des structures de réactivation puisque l'axe d'inversion de vergence de ces structures se superpose à la zone décrochante centrale du bassin. Dans un deuxième temps, des chevauchements crustaux à vergence sud se sont développés et ont permis la formation de la zone Axiale par un empilement d'écailles de socle.

## 6. Conséquences à l'échelle pyrénéenne et implications pour d'autres systèmes

Dans le système pyrénéen les affleurements de manteau aujourd’hui interprétés comme exhumés par des systèmes de détachement au cours de l’Albien [Lagabrielle et Bodinier, 2008] sont présents tout au long de la chaîne pyrénéenne. On les trouve souvent au sein de bassins crétaçés comme dans le bassin de St Gaudens et parfois à proximité de roches issues de la croûte moyenne ou inférieure comme pour l’affleurement de Lherz. Ces affleurements de manteau suggèrent ainsi que la géométrie des bassins d’Arzacq-Mauléon et de Parentis est probablement transposable à l’ensemble des bassins créés lors du rifting crétacé. On peut cependant supposer que la disposition : « upper plate sag basin » au nord, « lower plate sag basin » au sud n’est pas forcément respectée. Le bassin d’Aulus semble en effet présenter la géométrie inverse puisque à Lherz, les affleurements de manteau exhumé par une faille de détachement [Lagabrielle et Bodinier, 2008] se situent au sud de matériels issus de la croûte inférieure (massif des 3 Seigneurs) et probablement également exhumés. Le système de détachement aurait par conséquent, à l’inverse du bassin de Mauléon, exhumé du matériel du sud vers le nord. Ce travail suggère donc que la géométrie du système pyrénéen au Crétacé supérieur avant la phase de réactivation doit être réenvisagée en intégrant cette nouvelle géométrie de bassin. De même, le rôle de la Faille (ou zone de faille) Nord Pyrénéenne doit être reconstruit. Est-elle, au même titre que la faille d’Ibis, une faille décrochante active entre le Jurassique terminal et l’Aptien inférieur et réactivée au cours de la compression pyrénéenne comme le chevauchement de Saint Palais ?

Enfin, en imposant à l’échelle pyrénéenne un héritage de l’épisode de rifting crétacé très différent de celui considéré jusqu’à présent, ce travail suggère que les questions concernant la réactivation pyrénéenne doivent être rediscutées. Si ce travail propose un mécanisme d’inversion des bassins de rift, celui-ci reste très peu contraint. Il est en effet difficile de quantifier en quelle mesure les faiblesses locales et les structures régionales crustale et mantellique héritées des phases variques, tardi-variques et de rifting (épaisseur crustale et lithosphérique, rhéologie, structure thermique) ont contribué au style structural de l’inversion. Pour essayer d’apporter des éléments de réponse il conviendrait de mener dans la chaîne pyrénéenne et la terminaison Est du Golfe de Gascogne une étude interdisciplinaire permettant d’associer les observations locales et régionales (données de terrain et géophysiques) et un travail théorique de modélisation numérique. Ce chantier présente en effet de nombreux avantages pour mener à bien cette étude : l’inversion semble d’une part modérée dans l’ensemble du domaine, d’autre part, comme nous l’avons vu dans ce travail, l’importante base de données existantes permet de bien contraindre la géométrie des structures pré-orogénique ainsi que l’actuelle structure crustale et lithosphérique de la chaîne. Enfin, la variation latérale du taux de convergence peut permettre de proposer une évolution continue du style de déformation.

En ce qui concerne les implications de ce travail sur l’étude de systèmes similaires, on peut commencer par rappeler que le bassin de Parentis et son homologue onshore, le bassin d’Arzacq-Mauléon, constituent deux des nombreux bassins de rift en forme de V situés sur le pourtour de l’Atlantique Nord. Comme nous l’avons rappelé précédemment, ce travail de thèse a permis de comprendre la structure 3D et les processus d’amincissement ayant affecté ces bassins au cours de l’épisode de rifting. On peut dès lors s’interroger sur les implications d’un tel travail pour l’étude des autres bassins du pourtour Atlantique Nord mais également pour l’étude d’autres systèmes similaires tels les bassins de Woodlark et du Golfe de Californie. Ces deux bassins ont été présentés respectivement dans l’introduction comme les deux exemples types

d'ouverture en ciseaux et d'ouverture selon un mouvement décrochant, ces deux mécanismes ayant été proposés pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne [respectivement *Sibuet et al.*, 2004 et *Olivet*, 1996]. La question qui venait alors était de savoir lequel des deux modèles pourrait expliquer au mieux l'ensemble des observations (données sismiques, de forages, observations de terrain, inversions gravimétriques) réalisées dans les bassins de Parentis et de Mauléon. Au terme de ce travail on constate que seule une combinaison de ces deux modèles permet d'expliquer le système dans sa globalité : une phase décrochante active entre le Jurassique terminal et l'Aptien inférieur (similaire au mécanisme d'ouverture enregistré dans le Golfe de Californie) précédant une phase d'ouverture en ciseaux (similaire au mécanisme d'ouverture enregistré dans le Bassin de Woodlark) active à partir de l'Aptien. Dans ce contexte, on peut se demander si les mécanismes d'amincissement identifiés dans le bassin de Parentis et le Golfe de Gascogne peuvent être transposés aux bassins du Golfe de Californie et de Woodlark. Avant toute discussion, il convient de rappeler que dans ces deux systèmes, au contraire du Golfe de Gascogne, un système compressif associé à une subduction est le moteur de l'extension enregistrée dans le bassin. Le contexte géodynamique est par conséquent très différent de même que la pré-structuration des systèmes avant la phase de rifting. En tenant compte de ces différences, la comparaison entre ces systèmes (géométrie des structures, enregistrement sédimentaire associé...) est intéressante et mériterait d'être plus longuement détaillée.

Suite à ce travail, on peut cependant présenter quelques éléments de discussion. Dans l'article n°4 de ce manuscrit, une comparaison entre systèmes orthogonaux et systèmes transtensifs permet de mettre en évidence l'influence majeure de la phase décrochante dans les processus d'amincissement de la croûte et dans la géométrie des bassins créés. Ceux-ci sont en effet beaucoup plus localisés, très asymétriques et ne présentent pas de bloc H comme proposé dans les travaux de *Lavier et Manatschal* [2006]. On peut dès lors supposer que les structures créées dans le bassin de Woodlark mais également dans les autres bassins du pourtour de l'Atlantique nord ne présentent pas les caractéristiques des systèmes transtensifs (bassins localisés, asymétriques...). Par contre, on peut penser que, à l'échelle du système, des similitudes concernant la structuration 3D (bassins disposés en échelons et relayés par des failles de transfert) et le développement de systèmes d'exhumation (présence de Metamorphic Core Complexes à la pointe du système de Woodlark) peuvent être observées. Au contraire, le contexte d'ouverture transtensif du Golfe de Californie laisse supposer l'existence de plus grandes similitudes entre ce système et le système Golfe de Gascogne-Pyrénées Occidentales. On observe en effet des systèmes de détachement à la base de nombreux bassins du golfe de Californie (comme par exemple : Upper Delfin basin, Upper Tiburon basin [*Gonzalès-Fernández et al.* 2005] ; Salton trough [*Axen et Fletcher* ; 1998]) tandis qu'un travail de comparaison entre les systèmes sédimentaires de Mendibelza (partie sud du bassin de Mauléon) et le bassin de Santa Rosalia (Basse Californie) mené par *Miranda-Avilès et al.* [2005] a pu mettre en évidence certaines analogies entre les deux systèmes (type de dépôt, taux de sédimentation). Ce travail mériterait cependant d'être complété en prenant en compte les nouvelles observations et nouveaux modèles d'évolution proposés pour le bassin de Mauléon. Par ailleurs, à l'échelle crustale, un travail de comparaison des processus d'amincissement de la croûte devrait être mené entre ces deux systèmes.

## ***CONCLUSION***



L'objectif de ce travail est de comprendre les processus d'amincissement de la croûte en contexte transtensif en se basant sur l'étude de la terminaison Est du Golfe de Gascogne et plus particulièrement sur l'étude de deux bassins situés à la pointe de ce système et présentant un amincissement crustal majeur : le bassin offshore de Parentis et le bassin onshore d'Arzacq-Mauléon. L'étude pluri-disciplinaire (observations de terrain, données sismiques et de forages, inversions gravimétriques, modélisation numérique) menée sur ce chantier a permis :

1. De comprendre la géométrie de ces bassins : il s'agit de bassins très asymétriques centrés sur une faille majeure décrochante
2. De mettre en évidence la présence de roches mantelliques ou issues de la croûte moyenne exhumées par des systèmes de détachement à la base d'une partie de ces bassins (le bassin Sud Parentis et le bassin de Mauléon)
3. De proposer, à partir des observations de terrain et de sismique et en accord avec les nouveaux modèles cinématiques et la modélisation numérique, un modèle d'évolution de ces bassins physiquement réaliste.

Ce modèle polyphasé comporte quatre phases majeures :

- ***Une phase d'étirement*** active entre le Trias et le Jurassique, non détaillée dans ce travail.
  - ***Une phase transtensive*** active entre le Jurassique terminal et l'Aptien inférieur, associée au déplacement sénestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe [Leleu *et al.* soumis]. Cette phase est accommodée à l'échelle crustale par le développement d'une zone de décollement dans la croûte moyenne et de structures en fleur dans la croûte supérieure dispersées le long de la zone de décrochement dans l'ensemble du domaine pyrénéen. Le dépôt uniforme des Marnes de Sainte Suzanne dans l'ensemble du domaine pyrénéen marque l'épisode de transition entre cette phase et la phase postérieure d'amincissement.
  - ***Une phase d'amincissement*** initiée par la rotation de l'Ibérie à l'Aptien et contemporaine de la mise en place des calcaires Urgoniens dans le système pyrénéen. Cette phase est accommodée par la mise en place de détachements enracinés dans la zone de décollement et par la dislocation de la couverture sédimentaire au-dessus de l'épaisse couche salifère du Keuper.
  - ***Une phase d'exhumation*** active entre l'Albien et le Cénomanien, au cours de laquelle les systèmes de détachement traversent toute la croûte pour exhumer la croûte inférieure et le manteau lithosphérique au fond de la mer. D'un point de vue sédimentaire, cette phase est associée à la mise en place des poudingues de Mendibelza le long de la bordure sud du bassin remaniant le matériel nouvellement exhumé et des flyschs noirs dans le centre du bassin.
4. De comprendre le comportement des domaines cassants et ductiles au cours de la phase d'amincissement. Ce travail suggère en effet qu'à l'échelle de la croûte et de la couverture sédimentaire, les couches ductiles suffisamment épaisses se comportent comme zone de décollement et permettent de découpler la déformation. Par contre, si l'extension se poursuit, les couches ductiles peuvent devenir suffisamment minces pour permettre aux systèmes cassants de les traverser (couplage de la déformation).

## Conclusion

5. De discuter la structuration 3D de la déformation à l'échelle des bassins, mais également à l'échelle de la terminaison Est du Golfe de Gascogne.

Par ailleurs, sur la base de toutes ces nouvelles observations et résultats, ce travail permet de proposer un mécanisme d'inversion des bassins de rift lors de la compression pyrénéenne. Ces mécanismes, insuffisamment contraints dans cette étude, mériteraient d'être plus longuement étudiés en menant sur l'ensemble du chantier pyrénéen une étude interdisciplinaire permettant d'associer les observations locales et régionales (données de terrain et géophysiques) et un travail théorique de modélisation numérique.

Enfin, il conviendrait de mener une étude comparative détaillée à l'échelle crustale et à l'échelle des dépôts sédimentaires entre ce système et des systèmes similaires tels le Golfe de Californie ou le Bassin de Woodlark.

## *BIBLIOGRAPHIE*



Arthaud, F. and P. Matte (1975), Les décrochements tardi-hercynien du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation, *Tectonophysics*, 25, 139-171, doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1.

Axen, G. J. and J. M. Fletcher (1998), Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California, *Int. Geol. Rev.*, 40, 217 – 244.

Azambre, B. and M. Rossy (1976), Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales de l'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1725-1728.

Baldwin, S.L., G.S. Lister, E.J. Hill, D.A. Foster and I. McDougall (1993), Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea, *Tectonics*, 12, 611–628.

Barbier, F., C. Keen and P. Potter (1986), Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale, *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod Elf Aquitaine*, 10, 105-121.

Beaumont, C., J. A. Munoz, J. Hamilton and P. Fullsack (2000), Factors controlling the Alpine evolution of central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *J. Geophys. Res.*, 105, 8121-8145.

Birt, C. S., P. K. H. Maguire, M. A. Khan, H. Thybo, G. R. Keller and J. Patel (1997), The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley - Evidence from seismic and gravity studies, *Tectonophysics*, 278, 211-224.

Biteau, J. J. and J. Canérot (2007), La chaîne des Pyrénées et ses avants-pays d'Aquitaine et de l'Ebre: caractéristiques structurales, évolution géodynamique et tectono-sédimentaire, *Géologues*, 155, 16-28.

Biteau, J. J., A. Le Marrec, M. Le Vot and J. M. Masset (2006), The Aquitaine Basin, *Petroleum Geoscience*, 12, 247-273.

Blakely, R. (1996), Potential Theory in *Gravity and Magnetic Applications*, 441 pp., Cambridge University Press.

Bodinier, J.-L., C. Dupuy and J. Dostal (1988), Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2893–2907.

Bodinier, J.-L., G. Vasseur, J. Vernières, C. Dupuy and J. Fabriès (1990), Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz Orogenic peridotite, *J. Petrol.*, 31, 597–628.

Bodinier, J.-L., M.A. Menzies, N. Shimizu, F.A. Frey and E. McPherson (2004), Silicate, hydrous and carbonate metasomatism at Lherz, France: contemporaneous derivatives of silicate melt-harzburgite reaction, *J. Petrol.*, 45, 299–320.

Boillot, G. (1984), Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées, in *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, edited by Masson, 7-73.

Boillot G. and R. Capdevilla (1977), The Pyrenees: subduction and collision? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, pp. 151-160.

Boillot, G., M. Recq, E.L. Winterer, et al. (1987), Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (OPD leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, 132, 335–342, doi:10.1016/0040-1951(87)90352-0.

Boirie, J. M. and P. Souquet (1982), Les poudingues de Mendibelza: Dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 6, 405-435.

## Bibliographie

- Bois, C., O. Gariel, J.P. Lefort, J. Rolet, M.F. Brunet, P. Masse and J.L. Olivet (1997), Geologic contribution of the Bay of Biscay deep seismic survey: a summary of the main scientific results, a discussion of the open questions and suggestions for further investigations, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 193-209.
- Boissonnas, J., J.P. Destombes, C. Heddebaud, G. Le Pochat, S. Lorsignol, P. Roger and Y. Ternet (1974), Feuille de Iholdy, *Carte géologique de la France, scale 1/50,000, Bur. de Rech. Géol. et Min., Orléans, France*.
- Bouquet, B. (1986), La bordure mésozoïque orientale du massif du Labourd (Pyrénées occidentales): Stratigraphie-Sédimentologie-Structure-Implications géodynamiques, *thèse de Doctorat, 227 pp., Univ. of Pau., Pau, France*.
- Bourrouilh, R., and M. Al Hamawi (1993), Données nouvelles sur l'évolution de la marge ibérique dans les unités tectoniques des Eaux Chaudes, vallées d'Aspe et d'Ossau, Pyrénées-Atlantiques, France, *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie II*, 317, 979-985.
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Esso, and SNPA (1974), Géologie du basin d'Aquitaine, 26 pp., *Orléans, France*.
- Brunet, M. F. (1984), Subsidence history of the Aquitaine Basin determined from subsidence curves, *Geol. Mag.*, 121, 421-428.
- Brunet, M. F. (1997), Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 167-176.
- Buck, W. R. and L. Lavier (2001), A tale of two kinds of normal fault: The importance of strain weakening in fault development, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 187, 289-303.
- Burbidge, D. R. and J. Braun (1998), Analogue models of obliquely convergent continental plate boundaries, *J. Geophys. Res.*, 103, 15221-15237.
- Burg, J. P., J. P. Brun and J. Van Der Driessche (1990), Le Sillon Houiller du Massif Central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque? *C. R. Acad. Sc.*, 311, 147-152.
- Burg, J.P, J. Van-Den-Driessche and J.P. Brun (1994a), Syn to post-thickening extension: Modes and structural consequences, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 1019-1032.
- Burg, J.P, J. Van-Den-Driessche and J.P. Brun (1994b), Syn to post-thickening extension: in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences, *Géol. France*, 3, 33-51.
- Canérot, J. (1989), Rifting eocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées Occidentale (France). Conséquences structurales, *Bull. Cent. Rech. Elf Aquitaine*, 13, 87-99.
- Canérot, J. (2008), Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découvertes, *atlantica, brgméditions*.
- Canérot, J., F. Delavaux (1986), Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Saraillé, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 951-956.
- Canérot, J., C. Majesté-Menjoulas and Y. Ternet (2004), Nouvelle interprétation structurale de la «faille Nord-Pyrénéenne» en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophiétique danien dans le secteur de Bedous., *C. R. Geoscience*, 336, 135-142, doi:10.1016/j.crte.2003.11.004.
- Carey, W.S. (1958), The orocline concept in geotectonics, *Roy. Soc. Tasmania Proc.*, 89, 255-288.

Casas-Sainz, A.M., and A. Gil-Imaz (1998), Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin, northern Spain, *Geol Rundsch*, 86, 802-818, doi:10.1007/s005310050178.

Casas, A., P. Kearey, L. Rivero and C. R. Adam (1997), Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 65-78.

Cassou, A.-M. (1968), La formation des « marnes de Sainte-Suzanne » et ses faciès latéraux en Aquitaine Occidentale. Essai de zonation et de datation, *Bull. Cent. Rech. Elf Aquitaine*, 2, 263-281.

Castéras, M., J. Canérot, J.P. Paris, D. Tisin, M. Azambre and H. Alimen (1970), Feuille de Oloron-Sainte-Marie, *Carte géologique de la France, scale 1/50,000, Bur. de Rech. Géol. et Minière, Orléans, France*.

Chazalon, A., M. Campillo, R. Gibson and E. Carreno (1993), Crustal wave propagation anomaly across the Pyrenean Range. Comparison between observations and numerical simulations, *Geophys. J. Int.*, 115, 829-838.

Chian, D., I. D. Reid and H. R. Jackson (2001), Crustal structure beneath Orphan Basin and implications for nonvolcanic continental rifting, *J Geophys. Res.*, 106, 10 923-910 940.

Choukroune, P. (1976), Structure et évolution de la zone Nord-Pyrénée, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 127, 1-116.

Choukroune, P. (1992), Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 20, 143-158.

Choukroune, P., and M. Mattauer (1978), Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénée; comparaisons avec des modèles actuels, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 689-700.

Choukroune, P., M., Séguret and A. Galdeano (1973), Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 601-11.

Choukroune, P. and ECORS Team (1989), The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, 8, 23-39.

Claude, D. (1990), Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts mésozoïques au nord du massif du Labourd. Rôle de la faille de Pamplona (Pays Basque), thèse de Doctorat, 436 pp, Univ. Bordeaux II, Bordeaux, France.

Cochran, J. R., and G. D. Karner (2007), Constraints on the deformation and rupturing of continental lithosphere of the Red Sea: The transition from rifting to drifting, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 282, 265-289.

Contrucci, I., L. Matias, M. Moulin, L. Géli, F. Klingelhöfer, H. Nouzé, D. Aslanian, J.L. Olivet, J.C. Sibuet and J.P. Réhault (2004), Deep structure of the west African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismic and gravity data, *Geophys. J. Int.*, 158, 529-553, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x.

Corpel, J., and A. Casas (1996), Gravimétrie, in Structures Profondes-Apport de la Géophysique à Terre, in *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*, edited by A. Barnolas and J. C. Chiron, pp. 38-41, Bur. de Rech. Géol. et Min., Orléans, France.

Cundall, P. A. (1989), Numerical experiments on localization in frictional materials, *Ing. Arch.*, 58, 148-159.

Curnelle, R. (1983), Evolution structuro-sédimentaire du trias et de l'infra-lias d'Aquitaine, *Bull. Centre Rech. Explor. Prod Elf Aquitaine*, 7, 66-99.

## Bibliographie

- Curnelle, R. and P. Dubois (1986), Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine, et du Sud-Est), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 526-546.
- D'Acremont, E., S. Leroy, M. O. Beslier, N. Bellahsen, M. Fournier, C. Robin, M. Maia, and P. Gente (2005), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, 160, 869-890, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02950.x.
- Daignières and ECORS Team (1992), The Arzacq-Western Pyrenees ECORS profile: a seismic section from the Pyrenean mountains to the deep Aquitaine foreland basin, in *Grandjean, thèse de Doctorat, Annexes I, pp 227-269, Univ. Montpellier III, Montpellier, France*.
- Daignières, M., J. Gallart and E. Banda (1981), Lateral variation of the crust in the North Pyrenean zone, *Ann. Geophys.*, 37, 435-456.
- Daignières, M., J. Gallart, E Banda and A. Hirn (1982), Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range, *Earth Planet Sci Lett*, 57, 88-110, doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3.
- Daignières, M., M. Séguert, M. Specht and ECORS team (1994), The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile, in *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.*, 4, 199 – 208.
- Davies, H.L. (1980), Folded thrust fault and associated metamorphics in the Suckling-Dayman Massif, Papua New Guinea, *American Journal of Science*, 280-A, 171–191.
- Davies, H.L. and R.G. Warren (1988), Origin of eclogite-bearing, domed, layered metamorphic complexes (“core complexes”) in the D’Entrecasteaux islands, Papua New Guinea, *Tectonics* 7, 1–21.
- Deramond J., R. Graham, J. Hossack, P. Baby and G. Crouzet (1985), Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, sér. II, 16, 1213-1216.
- Dercourt, J., M. Guetani and B. Vrielynck, Atlas Peri-Téthys and explaining notes (S Crasquin coord) CCGM, Paris (ed), 268p, 24 maps.
- Derégnacourt, D. and G. Boillot (1982), Structure géologique du golfe de Gascogne, *Bull. BRGM*, 1, 149-178.
- Déségaulx, P., F. Roure and A. Villien (1990), Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behavior in the continental crust, *Tectonophysics*, 182, 211-225, doi:10.1016/0040-1951(90)90164-4.
- Desmurs, L., G. Manatschal, and D. Bernoulli (2001), The Steinmann trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. In: *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea* (R.C.L. Wilson et al., eds), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 187, 235–266.
- Dubos-Sallée, N., B. Nivière, P. Lacan and Y. Hervouët (2007), A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France), *Geophys. J. int.*, 171, 259-270, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03499.x.
- Ducasse, L. and P.C. Velasque (1988), Geotraverse dans la partie Occidentale des Pyrénées de l'avant-pays Aquitain au bassin de l'Ebre, effet d'une inversion structurale sur l'édification d'une chaîne intra-continentale, *thèse de Doctorat*, 248 pp., Université d'Aix-Marseille III, Marseille, France.
- Ducasse, L., P.C. Velasque and J. Muller (1986), Glissement de couverture et panneaux basculés dans la région des Arbailles (Pyrénées occidentales) : un modèle évolutif de la marge nord Ibérique à l'Est de la transformante de Pamplona, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 30, 1477-1482.

- Duée, G., Y. Lagabrielle, A. Coutelle and A. Fortané (1984), Les lherzolites associées aux chainons béarnais (Pyrénées occidentales): mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomaniennes., *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, 1205-1210.
- Duval, B., C. Cramez and M. P. A. Jackson (1992), Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola, *Marine and Petroleum Geology*, 9, 389-404.
- Fabriés, J., J.-P. Lorand, J.-L. Bodinier and C. Dupuy (1991), Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees: evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. *Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*, *J. Petrol.*, 55-76.
- Fabriès, J., J.P. Lorand and J.L Bodinier (1998), Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees, *Tectonophysics*, 292, 145-167, doi:10.1016/S0040-1951(98)00055-9.
- Féménias, O., N. Coussaert, B. Bingen, M. Whitehouse, J. C. C. Mercier and D. Demaiffe (2003), A Permian underplating event in late- to post-orogenic tectonic setting. Evidence from the mafic-ultramafic layered xenoliths from Beaunit (French Massif Central), *Chemical Geology*, 199, 293-315, doi: 10.1016/S0009-2541(03)00124-4.
- Ferrer, O., E. Roca, B. Benjumea, J. A. Munoz, N. Ellouz and MARCONI Team (2008), The deep seismic reflection MARCONI-3 Profile: role of extensional mesozoic structure during the pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay, *Mar. Petrol. Geol.*, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002.
- Flamand J.M. and R. Curnelle (1982), Reconnaissance de l'allochtonie du massif cristallin du Labourd (Pyrénées Atlantiques), Programme Géologie Profonde de la France, *Coll. Nat. Paris, Ed. BRGM*, 39, 289-293.
- Fortane, A., G. Duée, Y. Lagabrielle and A. Coutelle (1986), Lherzolites and the western «chainons Béarnais» (French Pyrenees): structural and paleogeographical pattern, *Tectonophysics*, 129, 81-98, doi:10.1016/0040-1951(86)90247-7.
- Gallastegui, J., J. A. Pulgar and J. Gallart (2002), Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition, *Tectonics*, 21, 15.11-15.14.
- Garrido-Megías, A. and L.M. Ríos (1972) Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lerida), *Bol. Geol. y Minero*, 83, I-47.
- Gastil, R. G., D. Krummenacher and J. Minch (1979), The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 839-857.
- Golberg, J. M., and H. Maluski (1988), Données nouvelles et mise au point sur l'âge du Métamorphisme pyrénéen, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 306, 429-435.
- Golberg, J. M., M. Guiraud, H. Maluski and M. Séguret (1988), Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris (Série II)*, 307, 521-527.
- Gong, Z., C.G. Langereis and T.A.T. Mullender (2008), The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 273, 80-93, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016.
- González-Fernández, A., J. J. Danobeitia, L.A. Delgado-Argote, F. Michaud, D. Córdoba and R. Bartolomé (2005), Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 110 (1), 1-17, doi: 10.1029/2003JB002941.

## Bibliographie

Gradstein, F., J. Ogg and A. Smith (2004), A geological time scale 2004, edited by Cambridge University press, 600 pp.

Grandjean, G. (1992), Etudes des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées Occidentales au travers du projet ECORS-Arzacq-Pyrénées, *thèse de Doctorat, 300 pp.*, Univ. Montpellier III, Montpellier, France.

Grandjean, G. (1994), Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées Occidentales, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 18, 391-420.*

Hall, C.A. and J.A. Jonhson (1986), Apparent western termination of the North Pyrenean fault and tectonostratigraphic units of the western north Pyrenees, France and Spain, *Tectonics, 5, 607-627, doi:10.1029/TC005i004p00607.*

Haworth, R. T. and C. E. Keen (1979), The Canadian Atlantic margin: a passive continental margin encompassing an active past, *Tectonophysics, 59, 83-126.*

Henry, P., B. Azambre, R. Montigny, M. Rossy and R.K. Stevenson (1998), Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new 40Ar-39Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France), *Tectonophysics, 296, 103-123, doi:10.1016/S0040-1951(98)00139-5.*

Hill, E.J., S.L. Baldwin and G.S. Lister (1995) Magmatism as an essential driving force for formation of active metamorphic core complexes in eastern Papua New Guinea, *J. Geophys. Res., 100, 10441–10451.*

Hölker, A.B., G. Manatschal, K. Holliger and D. Bernoulli (2003), Tectonic nature and seismic response of top-basement detachment faults in magma-poor rifted margins, *Tectonics, 22 (4), 9-1.*

Huismans, R. S. and C. Beaumont (2003), Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening, *J. Geophys. Res., 108, 13/11-13/22.*

Jammes, S., L. Lavier and G. Manatschal (subm), Extreme Crustal Thinning in a Transtensional Setting (Bay of Biscay – Western Pyrenees): from Observations to Modelling.

Jammes, S., G. Manatschal and L. Lavier (subm), What is the interaction between pre-rift salt and detachment faulting in hyper-extended rift systems: the example of the Parentis and Mauleon basins (Bay of Biscay-Western Pyrenees).

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier and E. Masini (2009), Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees, *Tectonics, doi:10.1029/2008TC002406.*

Karner, G. D., and N. W. Driscoll (2000), Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling, *Geol. Soc. Spec. Publ., 164, 271 – 311.*

Karner, G. D. and L. A. P. Gambôa (2007), Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporates, In *Evaporites Through Space and Time* edited by Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M., *Geol. Soc. Spec. Publ., 285, 15–35.*

Keen, C. E. and S. A. Dehler (1986), Stretching and subsidence: rifting of conjugate margins in the North Atlantic region, *Tectonics, 12, 1209-1229.*

Kington, J.D. and A.M. Goodliffe (2008), Plate motions and continental extension at the rifting to spreading transition in Woodlark Basin, Papua New Guinea: Can oceanic plate kinematics be extended into continental rifts?, *Tectonophysics, 458, Issues 1-4, 82-95.*

Kirby, S. H. and A. K. Kronenberg (1987), Rheology of the lithosphere: Selected topics, *Rev. Geophys.*, 25, 1219-1244.

Labails, C., J. -L. Olivet and the Dakhla Study Group (2009), Crustal Structure of the SW Moroccan Margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B — the tectonic heritage, *Tectonophysics*, Vol. Special, 468 (1-4), 83-97, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.028.

Lagabrielle, Y. and J.L. Bodinier (2008), Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*, 20, 11-21, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

Lalaut, P., J.C. Sibuet and C. Williams (1981), Présentation d'une carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-Est, *C. R. Acad. Sc*, 292, 597-600

Lamare, P. (1950), Révision de la feuille de Mauléon au 1/80.000°. Les environs d'Iholdy (angle NW de la feuille). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 48, 397-410.

Lardeaux, J. M., M. Faure and P. Ledru (2005), Cadre général de la chaîne varisque, *Géochronique*, 105, 19-21.

Larrasoña, J.C., J.M. Parés, H. Millà, J. del Valle and E.L. Pueyo (2003), Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain), *Tectonics*, 22, 1071-1092, doi:10.1029/2002TC001446.

Lavier, L. and W. R. Buck (2002), Half graben versus large-offset low-angle normal fault: Importance of keeping cool during normal faulting, *J. Geophys. Res.*, 107, Issue 6, 8-1, doi: 10.1029/2001JB000513.

Lavier, L., W. R. Buck and A. N. B. Poliakov (2000), Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer, *J. Geophys. Res.*, 105, 23, 431-423,442.

Lavier, L. and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440, Issue 7082, 324-328, doi: 10.1038/nature04608.

Le Pichon, X., J. Bonnin, J. Francheteau and J. C. Sibuet (1971), Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Technip, pp. 1-44, Paris.

Le Pochat, G. (1982), Reconnaissance des écailles de cristallin et de Paléozoïque dans les massifs paléozoïques basques. *Programme géologie profonde de la France*, Coll. Nat. Paris, Ed. BRGM., 39, 285-288.

Le Pochat, G., C Heddebaut, M. Lenguin, S. Lorsignol, P. Souquet, J. Muller and P. Roger (1978), Feuille de Saint Jean-Pied-de-Port, *Carte géologique de la France*, scale 1/50,000, Bur. de Rech. Géol. et Min., Orléans, France.

Le Roux, V., J. L. Bodinier, A. Tommasi, O. Alard, J. M. Dautria, A. Vauchez and A. J. V. Riches (2007), The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 259, 599-612, doi: 10.1016/j.epsl.2007.05.026.

Lefort, J. P., C. Bois, N. Liewig, J. J. Peucat, B. Agarwal and O. Gariel (1997), Contribution of the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile to the location of the southern Variscan front beneath the Aquitaine basin (France), *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 79-96.

Leleu, S., G. Manatschal, C. Johnson, J. F. Ghienne and S. Jammes (subm), How does Provence fit into the Alpine puzzle.

Lister, G. S., M. A. Etheridge and P. A. Symonds (1986), Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14, 246-250.

## Bibliographie

- Lonsdale, P. (1989), Geology and tectonic history of the Gulf of California, in *The Geology of North America, The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, edited by D. Hussong, E. L. Winterer and R. W. Decker, vol N, pp. 499– 522, *Geol. Soc. of Am.*
- Malod, J.A. and A. Mauffret (1990), Iberian plate motions during the Mesozoic, *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Manatschal, G., (2004), New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *International Journal of Earth Sciences* 93, 432-466, doi:10.1007/s00531-004-0394-7.
- Manatschal, G., N. Froitzheim, M.J. Rubenach and B. Turrin, (2001), The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain, in *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea*, edited by R. C. L. Wilson et al., *Geol Soc Spec Publ.*, 187, 405-428.
- Manatschal, G., O. Müntener, L. Lavier, T. A. Minshull and G. Péron-Pinvidic (2007), Observations from the Alpine Tethys and Iberia-Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 282, 291-324.
- Mancktelow, N. S. and G. Pennacchioni (2005), The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones, *Journal of Structural Geology*, 27 (4), 645-661.
- Marillier, F., A. Tomassino, P. Patriat and B. Pinet (1988), Deep structure of the Aquitaine shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect, *Mar. Petrol. Geol.*, 5, 65-74.
- Martinez, F., B. Taylor and A. Goodliffe (2001), Metamorphic core complex formation by density inversion and lower crust extrusion, *Nature*, 411, 930–934, doi: 10.1038/35082042
- Marton, L. G., G. C. Tari and C. T. Lehmann (2000), Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles, in: *Atlantic rifts and continental margins*, edited by W. U. Morhriak and M. Talwani, 345p, 129-149.
- Masse, P. (1997), The early Crataceous Parentis basin (France). A basin associated with a wrench fault, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 171, 177-185.
- Masson, D. G. and P. R. Miles (1984), Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America, *marine Geol.*, 56, 279-287.
- Mata, M. P., A.M. Casas, A. Canals, A. Gil and A. Pocovi (2001), Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain, *Basin Research*, 13, 91-111, doi:10.1046/j.1365-2117.2001.00138.x.
- Mathieu, C. (1986), Histoire géologique du sous-bassin de Parentis, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10, 33-47.
- Mattauer, M. (1985), Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sc.*, 2, 71-74.
- Mattauer, M. and P. Choukroune, (1974) Les lherzolites des Pyrénées sont des extrusions de matériel ancien dans le Mésozoïque nord Pyrénées, *paper presented at 2nd Réunion Anuelle des Sciences de la Terre, Soc. Géol de Fr. Paris*, 280.
- Mattauer, M. and M. Seguret (1971), Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by J. Debryser, et al., pp. 1-24.

- Matte, P. (1986), Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Matte, P. (2001), The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review, *Terra Nova*, 13, 122-128, doi: 10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x.
- McClay, K., Muñoz, J.A. and J. García-Senz (2004) Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees, *Geology*, 32, 737-740, doi:10.1130/G20565.1.
- McKenzie, D. (1978), Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- Meyer-Berthaud, B., J. Wendt and J. Galtier (1997), First record of a large Callixylon trunk from the late Devonian of Gondwana, *Geol. Mag.*, 134, 847-853.
- Miranda-Avilés, R., R. Bourrouilh, E.H. Nava-Sánchez, M.J. Puy-Alquiza and F. Bourrouilh- Le Jan (2005), Analyse comparée de bassins sédimentaires transtensionnels : le bassin de Santa Rosalia (basse Californie du sud, Mexique) et de Mendibelza (Pyrenees, France), *Estudios Geol.*, 61: 161-176
- Monié, P., J. Soliva, M. Brunel and H. Maluski (1994), Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé 40AR/ 39AR et interprétation tectonique., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 165, 559-571.
- Montadert, L. and E. Winnock (1971), L'histoire structurale du golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, edited by Technip, pp. VI.16-11-VI.16-18, Paris.
- Montigny, R., B. Azambre, M. Rossy and R. Thuizat (1986), K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 129, 257-273, doi:10.1016/0040-1951(86)90255-6.
- Muller, J. and P. Roger (1977), L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine, *Géol. Alpine*, 53, 149-191.
- Muñoz, J. A. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, pp. 235-246, Chapman and Hall, London.
- Muñoz, J. A. (2002), Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera: The Pyrenees, in *The Geology of Spain*, edited by W. G. a. T. Moreno, pp. 370-385, Geol. Soc., London.
- Nagy, E., and J. Stock (2000), Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 105, 16251-16269, doi:10.1029/1999JB900402.
- Norton, I.O., (2007), Plate motion of Iberia relative to Europe in the Cretaceous: problems with the fit at M0 time, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T34A-08.
- O'Reilly, B. M., F. Hauser, A.W.B Jacob, P. M. Shannon, J. Makris and U. Vogt (1994), The transition between the Erris and the Rockall basins: new evidence from wide-angle seismic data, *Tectonophysics*, 241, 143-163.
- O'Reilly, B. M., F. Hauser, C. Ravaut, P. M. Shannon and P. W. Readman (2006), Crustal thinning, mantle exhumation and serpentization in the Porcupine Basin offshore Ireland: evidence from wide-angle seismic data, *J. geol. Soc. London*, 163, 775-787, doi: 10.1144/0016-76492005-079.
- Ogg, J.G., F.P. Agterberg and F.M. Gradstein (2004), The Cretaceous Period, in *A Geologic Time Scale 2004*, edited by A.G. Smith, pp 589-694, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Olivet, J. L., J. Bonnin, P. Beuzart and J. M. Auzende (1984), Cinématique de l'Atlantique Nord et Central, *Cent. Nat. pour l'Exploit. des Océans*, Paris, 108.

## Bibliographie

- Olivet, J. L. (1996), La cinématique de la plaque Ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.
- Oskin, M., J. Stock and A. Martin-Barajas (2001), Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California, *Geology*, 29, 459–462.
- Osmundsen, P.T. and J Ebbing (2008), Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins, *Tectonics*, 28, TC6016, doi:10.1029/2007TC002242, 2008.
- Pedreira, D., J. A. Pulgar, J. Gallart and J. Diaz (2003), Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia), *J. Geophys. Res.*, 108, 2204-2214.
- Pedreira, D., J.A. Pulgar, J. Gallart and M. Torné (2007), Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains, *J. Geophys. Res.*, 112, B12405, doi:10.1029/2007JB005021.
- Pérez-Gussinyé, M., C. R. Ranero and T. J. Reston (2003), Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia, *J. Geophys. Res.*, 108, 2245-2264.
- Peron-Pinvidic and Manatschal (2008), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9.
- Péron-Pinvidic, G. and G. Manatschal (subm), From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents break apart ?
- Péron-Pinvidic G., G. Manatschal, T.A. Minshull and S. Dean (2007) Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26, doi:10.1029/2006TC001970.
- Persaud, P., J. M. Stock, M. S. Steckler, A Martin-Barajas, J. B. Diebold, A. Gonzalez-Fernandez and G. S. Mountain (2003), Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfin Basins, northern Gulf of California, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 108 (B7), 2355, doi:10.1029/2002JB001937.
- Peybernès, B. and P. Souquet (1984) Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times, *Geol. Mag.*, 121, 397-405, doi:10.1017/S0016756800029927.
- Pin, C. and D. Vielzeuf (1983), Granulites and related rocks in Variscan median Europe; a dualistic interpretation, *Tectonophysics*, 93, 47–74.
- Pinet, B., L. Montader, R. Curnelle, M. Cazes, F. Marillier, J. Rolet, A. Tomassino, A. Galdeano, P. Patriat, M. F. Brunet, J. L. Olivet, M. Schaming, J. P. Lefort, A. Arrieta and C. Riaza (1987), Crustal thinning on the Aquitaine shelf Bay of Biscay,from deep seismic data, *Nature, Letters to nature*, 325.
- Platt, N. H. (1990), Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros Basin, Northern Spain, *J. geol. Soc. London*, 147, p. 165-175, doi:10.1144/gsjgs.147.1.0165.
- Poliakov, A. N. B., Y. Podladchikov and C. Talbot (1993), Initiation of salt diapirs with frictional overburdens-numerical experiments, *Tectonophysics*, 8, 199-210.
- Pous, J., J. Ledo, A. Marcuello and M. Daignières (1995), Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees, *Geophys. J. Int.*, 121, 750–762.
- Pulgar, J.A., J. Gallart, G. Fernandez-Viejo, A. Pérez-Estaun, J. Alvarez-Marron and ESCIN group (1996), Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data, *Tectonophysics*, 264, 1-19, doi:10.1016/S0040-1951(96)00114-X.

Ranalli, G., 1995, The rheology of the Earth Ed. 2, Springer, pp. 413.

Razin, P. (1989), Évolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd), *thèse de doctorat*, 464 pp., Univ. Bordeaux III, Bordeaux, France.

Reisberg, L. and J.P. Lorand (1995), Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs, *Nature*, 376, 159–162.

Reston, T. J. (2005), Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237, 561–576, doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.019.

Reston, T. J. (2009), The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, 468, 6–27, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.002.

Reston, T. J., V. Gaw, J. Pennell, D. Klaeschen, A. Stubenrauch and I. Walker (2004), Extreme crustal thinning in the south Porcupine Basin and the nature of the Porcupine Median High: implications for the formation of non-volcanic rifted margins, *J. geol. Soc. London*, 161, 783–798.

Reston, T.J., C.M. Krawczyk and H.J. Hoffmann (1995), Detachment tectonics during Atlantic rifting: analysis and interpretation of the S reflection, the west Galicia margin, in *The Tectonics, Sedimentation and Palaeoceanography of the North Atlantic Region*, edited by R. A. Scrutton et al., Geol. Soc. Spec. Publ., 90, 93–109.

Richard P. (1986), Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque français), *thèse de doctorat*, 304 pp., Univ. of Orléans, Orléans, France.

Roest, W.R. and S. P. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19, 613–616.

Rosenbaum, G., G. S. Lister and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117–129, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00442-0.

Rossi, P., A. Cocherie, C. M. Fanning and Y. Ternet (2003), Datation U---Pb sur zircons des dolérites tholéitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias–Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens, *C. R. Geosciences*, 335, 1071 – 1080, doi: 10.1016/j.crte.2003.09.011.

Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. A. Munoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara and J. Deramond (1989), Ecors deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the pyrenees, *Tectonics*, 8, 41–50.

Rowan, M. G., M. P. A. Jackson and B. D. Trudgill (1999), Salt-related fault families and fault welds in the Northern Gulf of Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 9, 1454–1484.

Rowley, D.B and A. L. Lottes (1988), Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic : Late Jurassic to Present, *Tectonophysics*, 155, 73–120, doi: 10.1016/0040-1951(88)90261-2.

Roy, M. and L. H. Royden (2000a), Crustal rheology and faulting at strike-slip plate boundaries 1. An analytic model, *J. Geophys. Res.*, 105, 5583–5597.

Rümpker, G., T. Ryberg and G. Bock (2003), Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy, *Nature*, 425, 497–501, doi: 10.1038/nature01982.

Sawlan, M. G. (1991), Magmatic evolution of the Gulf of California Rift, in *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*, edited by J. P. Dauphin and B. R. T. Simoneit, *AAPG Mem.*, 47, 301–369.

Schellart, W. P. (2002), Alpine deformation at the western termination of the Axial Zone, Southern Pyrenees, *J. Virtual Explor.*, 8, 35–55, doi: 10.3809/jvirtex.2002.00055.

## Bibliographie

- Schoeffler, J. (1982), Les transversales Basco-Landaises, *Bull. Cent. Rech. Prod. Explor. Elf Aquitaine*, 6, 257-263.
- Schoeffler, J. (1982), Les transversales basco-landaises, *Bull. Centre. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 1, 257-263.
- Séguret, M. and M. Daignières (1986), Crustal scale cross-sections of the Pyrenees: discussion, *Tectonophysics*, 129, 303-318.
- Sens-Schönfelder, C., L. Margerin and M. Campillo (subm.), Laterally heterogeneous scattering explains Lg-blockage in the Pyrenees, *Journal of Geophysical Research*.
- Serrano, O. (2001), Le crétacé supérieur - Palogène du bassin compressif Nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour), *thèse de Doctorat*, pp 176, Univ. Rennes 1, Rennes, France.
- Serrano, O., J. Delmas, F. Hanot, R. Vially, J. P. Herbin, P. Houel, and B. Tourlière (2006), Le bassin d'Aquitaine: Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, *Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière*, 245 pp., Bur. de Rech. Géol. et Minière, Orléans, France.
- Sibuet, J. C. and B. J. Collette (1991), Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution, *Geology*, 19, 522-525.
- Sibuet, J.C., S.P. Srivastava and W. Spakman (2004), Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, 109, B08104, doi : 10.1029/2003JB002514.
- Sibuet, J.-C., S. Srivastava, and G. Manatschal (2007), Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 112, B06105, doi:10.1029/2005JB003856.
- Souquet, P., B. Peybernès, M. Bilotte and E. J. Debroas (1977), La chaîne alpine des Pyrénées, *géologie alpine*, 53, 2, 193-216.
- Souquet, P., M. Bilotte, J. Canérot, E. J. Debroas, B. Peybernès and J. Rey (1975), Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris, (Série II)*, 281, 609-612.
- Souquet, P. and F. Mediavilla (1976), Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées, *C. R. Acad. Sc.*, 282, 2139-2142.
- Srivastava, S., W. R. Roest, L. C. Kovacs, G. Okay, S. Levesque, J. Verhoef, and R. Macnab (1990a), Motion of Iberia since the late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin, *Tectonophysics*, 184, 229– 260, doi:10.1016/0040-1951(90)90442-B.
- Srivastava, S., W. R. Roest, L. C. Kovacs, H. Schouten, and K. Klitgord (1990b), Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, 344, 756– 759, doi:10.1038/344756a0.
- Srivastava, S. P., J. C. Sibuet, S. Cande, W. R. Roest, and I. D. Reid (2000), Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 61-76., doi:10.1016/S0012-821X(00)00231-4.
- Taylor, B., A.M. Goodliffe and F. Martinez (1999), How continents break up-insights from Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, 104 (B4), 7497–7512.
- Taylor, B. and P. Huchon (2002), Active continental extension in the western Woodlark Basin: a synthesis of Leg 180 results., in *Proc. ODP, Sci. Results 180*, edited by B. Taylor; Huchon, P., Klaus, A., pp. 1-36.
- Taylor, B. (2004), Observational Constraints from the Woodlark Basin on Models of Continental Break-up and Initial Seafloor Spreading, *IMEDL meeting, Pontresina*.

- Teixell, A. (1993), Coupe géologique du massif d'Igountze: implications sur l'évolution structurale de la bordure sud de la Zone nord-pyrénéenne occidentale, *C. R. Acad. Sc., Série II*, 316, 1789-1796.
- Teixell, A. (1996), The Ansò transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *J Geol. Soc. London*, 153, 301-310, doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301.
- Teixell, A. (1998), Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees: *Tectonics*, 17, 395-406, doi:10.1029/98TC00561.
- Ternet, Y., C. Majeste'-Menjoulàs, J. Canérot, T. Baudin, A. Cocherie, C. Guerrot, and P. Rossi (2004), Notice explicative, feuille Laruns-Somport (1069), *Carte géologique de la France, scale 1/50,000, 192 pp., Bur. de Rech. Géol. et Min., Orléans, France*.
- Teyssier, C., B. Tikoff and M. Markley (1995), Oblique plate motion and continental tectonics, *Geology*, 23, 447-450.
- Thiébaut, J., M. Debeaux, C. Durand-Wackenheim, P. Souquet, Y. Gourinard, Y. Bandet and M.J. Fondecave-Wallez (1988), Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute Garonne et Ariège, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 1535-1540.
- Thiébaut, J., C. Durand-Wackenheim, M. Debeaux and P. Souquet, (1992), Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et occidentales, *Bull. Soc. Hist. Nat.*, 128, 77-84.
- Thinon I. (1999), Structure profonde de la marge Nord Gascogne et du basin Armorican, *thèse de doctorat*, 327 pp., Univ. of Brest, Brest, France.
- Thinon, I., L. Fidalgo-González, J. P. Réhault and J. L. Olivet (2001), Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne, *C. R. Acad. Sci.*, 332, 561-568.
- Thompson, D. T. (1982), EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31-37.
- Tikoff, B. and C. Teyssier (1994), Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens, *J. Struct. Geol.*, 16, 1575-1588.
- Tomassino A. and F. Marillier (1997), Processing and interpretation in the tau-p domain of the ECORS Bay of Biscay expanding spread profiles, *Mém. Soc. Géol. France*, 171, 31-43.
- Tucholke, B. E., D. S. Sawyer, and J. C. Sibuet (2007), Breakup of the Newfoundland-Iberia rift, in Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup, edited by G. D. Karner, G. Manatschal, and L. M. Pinheiro, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 282, 9 – 46.
- Umhoefer, P. J. and R. J. Dorsey (1997), Translation of terranes: Lessons from central Baja California, Mexico, *Geology*, 25, 1007-1010.
- Vacher, P. and A. Souriau (2001), A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints, *Geophys. J. Int.*, 145, 460-470, doi:10.1046/j.0956-540X.2001.01393.x.
- Vergés, J. (2003), Evolucion de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona: *Bol. Geol. Minero Esp.*, 114, 87-101.
- Vergés, J., M. Fernández and A. Martínez (2002), The Pyrenean orogen: pre-,syn- and post-collisional evolution, *J. Virtual Explor.*, 8, 57-76.

## Bibliographie

- Vergés, J., and J. M. García-Senz (2001), Mesozoic Evolution and Cenozoic Inversion of the Pyrenean Rift, in *Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, edited by P. A. Ziegler et al., *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 186, 187 – 212.
- Vielzeuf, P. (1984), Relations de phases dans le facies granulite et implications géodynamiques: l'exemple des granulites des Pyrénées, *thèse d'Etat*, 360 pp., Univ. of Clermont Ferrand II, Clermont Ferrand, France.
- Vielzeuf, D. and J. Kornprobst (1984), Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 87-96, doi:10.1016/0012-821X(84)90041-4.
- Viennot, P. (1927), Recherches structurales dans les Pyrénées Occidentales Françaises, *Bull. Cartes GF*, t. XXX, 163, pp. 267.
- Wernicke, B. and B.C. Burchfiel (1982), Modes of extensional tectonics, *Journal of Structural Geology*, 4 (2), 105-115.
- Wernicke, B. (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.
- Whitmarsh, R. B., G. Manatschal and T. A. Minschull (2001a), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413, 150-154, doi: 10.1038/35093085.
- Widiwijayanti, C., C. Tiberi, C. Deplus, M. Diament, V. Mikhailov and R. Louat (2004), Geodynamic evolution of the northern Molucca Sea area (Eastern Indonesia) constrained by 3-D gravity field inversion, *Tectonophysics*, 386, 203-222, doi: 10.1016/j.tecto.2004.05.003.
- Williams G.D. and M.W. Fischer (1984), A balanced section across the Pyrenean orogenic belt, *Tectonics*, 3, 773-780.
- Winnock, E. (1971), Géologie succincte du bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne), in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Technip, pp. IV.1-1-IV.1-30, Paris.

## *ANNEXES*



## **SOMMAIRE**

<b>LELEU ET AL. [SUBM]: HOW DOES PROVENCE FIT INTO THE ALPINE PUZZLE? A KEY TO UNRAVEL THE LINK BETWEEN THE TETHYAN, ATLANTIC AND WESTERN MEDITERRANEAN SYSTEMS.....</b>	221
<b>LA CARTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE MAULÉON.....</b>	240
<b>LES DONNÉES DE FORAGES.....</b>	243
<b>LES DONNÉES SISMIQUES.....</b>	250
<b>LES MODÈLES D'INVERSION GRAVIMÉTRIQUE.....</b>	262



**LELEU ET AL. [SUBM]**

**HOW DOES PROVENCE FIT INTO THE ALPINE PUZZLE?  
A KEY TO UNRAVEL THE LINK BETWEEN THE TETHYAN,  
ATLANTIC AND WESTERN MEDITERRANEAN SYSTEMS**

S. Leleu<sup>1,2</sup>, G. Manatschal<sup>2</sup>, C. Johnson<sup>3</sup>, J-F. Ghienne<sup>2</sup>, S. Jammes<sup>2</sup>

<sup>1</sup>University of Aberdeen, School of geosciences, King's College, Aberdeen, Scotland, UK.

<sup>2</sup>Institut de Physique du Globe de Strasbourg/EOST, Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg, France

<sup>3</sup>ExxonMobil, Houston, USA

*Running head:* How does Provence fit into the Alpine puzzle?

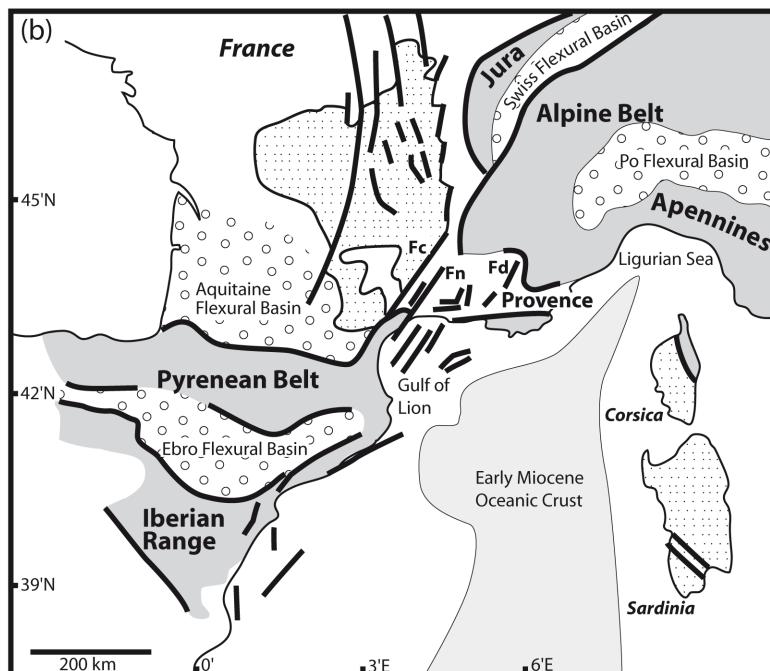
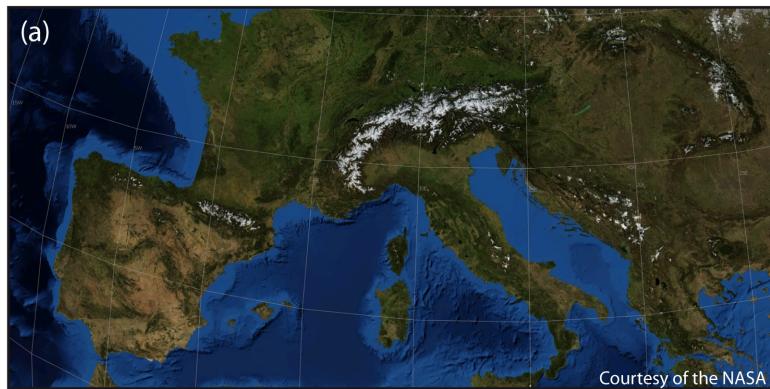
*Keywords:* Alps, Pyrenees, segmentation, palaeogeography, plate kinematics

### **Abstract**

The palaeogeographic evolution of the Alpine system in Western Europe has been the subject of numerous plate kinematic models. However, none of them can convincingly explain the interaction between the European, Iberian and Adriatic plates during their separation and subsequent amalgamation. Rifting separated strong lithospheric domains (e.g. Adria and Iberia) leading to v-shaped basins floored by exhumed crust or subcontinental mantle. Provence (SE France) is a cornerstone in this system and a central part of a jigsaw-like arrangement of micro-plates. Inherited N010-N090 trending structures played a predominant role during pre-orogenic rift systems propagation and during subsequent reactivation, resulting in highly segmented orogenic domains. We propose a palaeogeographic model for the evolution of the Western Alpine domain in which intra-plate deformation is considered, oceanic domains are rigid, and plate kinematic response is instantaneous. The overall strain is distributed during onset of shortening and the orogen is segmented and largely controlled by inherited structures.

## 1. Introduction

The Permian to Cenozoic tectonic evolution of the Alpine system in Western Europe is controlled by the collapse of the Variscan orogen, the closure of the Paleo-Tethys and the movement of Africa relative to Europe that changed from left-lateral to north directed in Santonian/Campanian time. Slab-pull forces along the northwestern margin of the Palaeo-Tethys may account for distributed extensional strain within the Alpine domain during Triassic time and the subsequent localization and extension within domains that underwent extreme crustal thinning, and mantle exhumation before being reactivated and subducted. This process can account for the diachronous evolution of rift basins ranging from Late Triassic (Meliata-Vardar) [Csontos and Vörös, 2004], to Middle Jurassic (Alpine Tethys) [Stampfli *et al.*, 2002] to Early Cretaceous (Iberia-Atlantic) [Ziegler, 1988; Mauffret *et al.*, 1989] and the younging of the syn-collisional facies (flysch/molasses) from Upper Jurassic (Meliata) [Csontos and Vörös, 2004] to Eocene/Oligocene (Pyrenees/Alps) [Vergès *et al.*, 1995; Schmid *et al.*, 1996], to present (eastern Mediterranean) across the Alpine system. Thus, the Alpine system in Western Europe results from a complex paleogeographic evolution and represents an orogenic collage in which lateral domains evolved at different times.



*Fig. 1: The Alpine system in Western Europe; (1a) Satellite image courtesy of the NASA. Note the major topographies of the Pyrenees in the west, Alpine belt in the centre and Carpathians belt in the east; (1b) Present-day map of the Alpine system showing the Alpine and Pyrenean belts and Provence in between. Note the localization of flexural foreland basins along the Alpine and Pyrenean belts.*

Provence, in SE France, represents a cornerstone within the Alpine system because of its position between the Alps and the Pyrenees (Fig. 1). Therefore, it represents an ideal place to investigate the relationship between pre-orogenic and orogenic structures and their along-strike evolution. In this paper we first review the overall paleogeographic framework for the Alpine system in Western Europe, which has considerably changed as a consequence of the discovery of tens to hundreds of kilometer wide zones of exhumed mantle domains and the re-evaluation of magnetic anomalies along the Iberia-Newfoundland margins [Whitmarsh *et al.*, 2001; Sibuet *et al.*, 2007]. In a second part, we discuss the timing and distribution of deformation at the onset of convergence before focusing on Provence and the regional implications and validity of our new palaeogeographic reconstruction using the tectono-sedimentary record of this region. This paper aims to reconcile local geological observations with a coherent plate kinematic model that represents an alternative explanation of the Mesozoic to Cenozoic evolution of the Alpine domain. Considering the complexity of the problem, we see this contribution as an alternative model rather than a final solution to explain the Alpine domain in Western Europe.

## 2. Palaeogeographic evolution

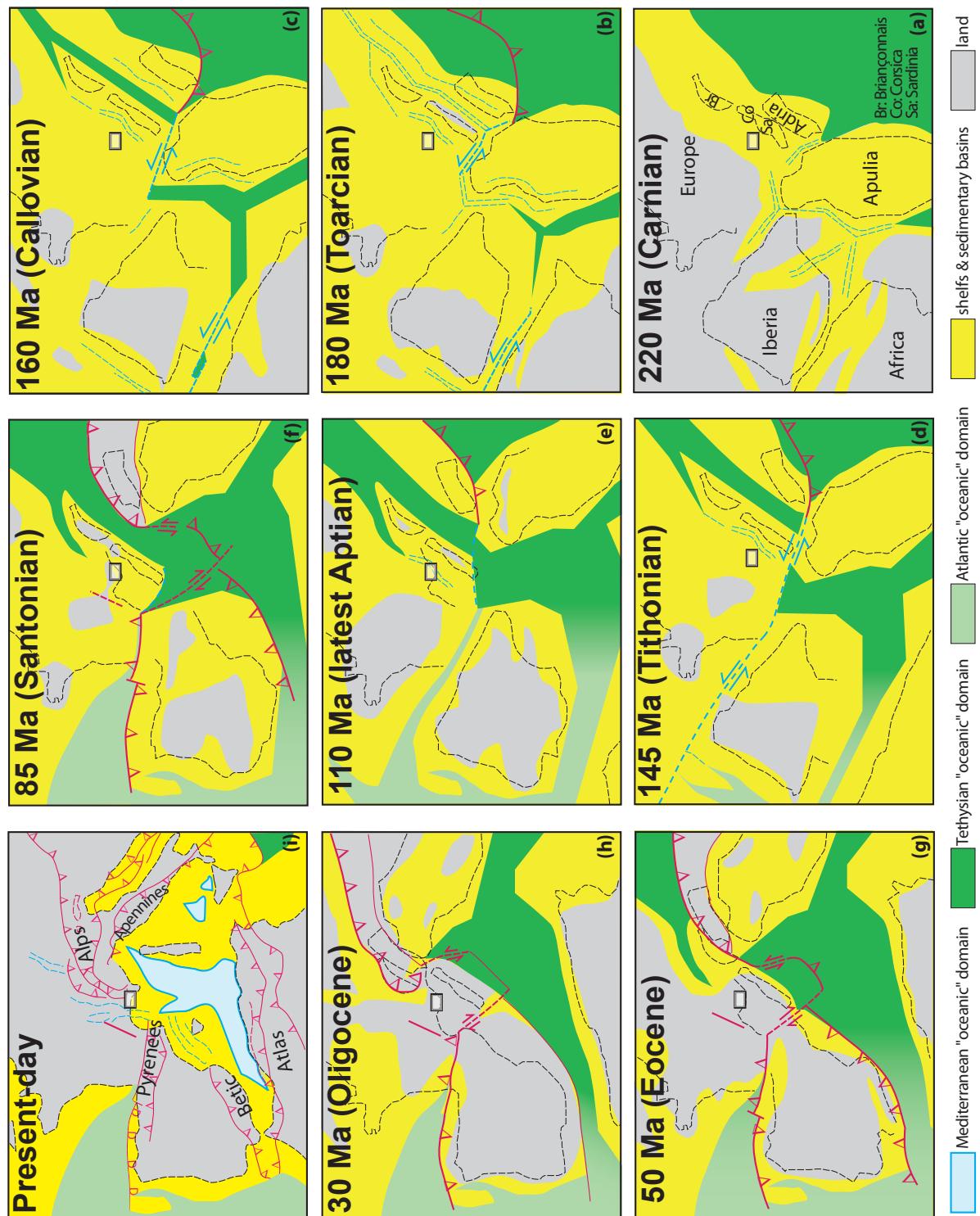
The Alpine system in Western Europe results from the opening and closure of small “oceanic” domains linking the Paleo-Tethys Ocean to the east with the present day Atlantic Ocean to the west. Despite more than two centuries of intense investigations [e.g. Stampfli, 1993; Stampfli *et al.*, 2002], the number, extent, age and nature of these oceanic domains are still debated. A key to understand the Alpine system is to unravel its plate kinematic and paleogeographic evolution (Fig. 2). In most of the previous models this was done by trying to restore the position of the various micro-plates within the Alpine domain [e.g. Schmid *et al.*, 2008], a task that is difficult because: 1) none of these micro-plates preserve their primary, pre-orogenic relationship to either Europe or Africa, and 2) the age of the Neo-Tethys and the existence of an Early Cretaceous Valais Ocean domains remain a matter of debate.

The Iberian plate is the only micro-plate within the Alpine system that preserves its ancient passive margins and it is therefore the only plate for which its paleogeographic position can be restored relative to Europe and Africa through the restoration of the North and Central Atlantic. Our new paleogeographic model for the Alps is therefore based on the restoration of the Iberia micro-plate. Present kinematic models for Iberia [e.g. Srivastava *et al.*, 1990; Olivet, 1996, Rosenbaum *et al.*, 2002] are mainly based on the definition and restoration of the Early Cretaceous M-series magnetic anomalies and the assumption that the limit between ocean and continental crusts is sharp and can be mapped as a well-defined boundary. However, Sibuet *et al.* [2007] and Norton [2007] redefined the M-series magnetic anomalies off Iberia and ODP drilling combined with refraction seismic surveys along the Iberia-Newfoundland margins demonstrated that the ocean-continent boundary is not a sharp contact. Rather, it is a zone up to 300 km wide, formed by thinned and exhumed crust and mantle rocks [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2008; van Avendonk *et al.*, 2008].

We propose a new paleogeographic reconstruction for Iberia based on a global plate-kinematic data base, that honours new results derived from the study of the deep margins in the North Atlantic and the onshore geology observed in the Pyrenees [Jammes *et al.*, subm]. The most important new results of the reconstruction is that about 300 km of left-lateral movement between Iberia and Europe, that derive from best fit of the restoration of the North Atlantic, had to be accommodated before the breakup between Iberia and Newfoundland, which occurred in latest Aptian to early Albian time [Tucholke *et al.*, 2007]. Thus, in our model up to 300 km of left-lateral displacement occurred between Iberia and Europe during Late Jurassic to early Aptian time (Fig. 2d). This displacement was accommodated along a strike-slip dominated

transtensional corridor, resulting in a diffuse plate boundary between Iberia and Europe. Subsequent anticlockwise rotation of Iberia away from Europe during Aptian time [Gong *et al.*, 2008] resulted in the opening of a V-shaped basin and the opening of an oceanic domain in the west (Bay of Biscay; Thimon *et al.* [2001]) and highly extended basins with local evidence for mantle exhumation in the east (Pyrenees; Lagabrielle and Bodinier, [2008]; Jammes *et al.*, [subm]) (Fig. 2e). A key question is where the up to 300 km of Late Jurassic to Early Cretaceous motion that resulted from sinistral transtension and the subsequent rotation of Iberia were accommodated in the Alpine domain. In earlier models [e.g. Lacombe and Jolivet, 2005] it is assumed that this displacement was transferred either across the Provence or south of it in the present-day Gulf of Lion. These models predict the formation of Early Cretaceous extensional to transtensional basins in the European margin and the formation of an oceanic domain separating the Provence/Europe and Sardinia/Corsica/Briançonnais [e.g. Stampfli *et al.*, 2002]. In these models, Sardinia/Corsica/Briançonnais were attached to Iberia. In this paper, we propose that Late Jurassic to Early Cretaceous left-lateral motion was accommodated along the southern margin of Europe/Sardinia and further to the east into the paleo-Periadriatic system and beyond, connecting eastwards into the Meliata-Vardar system (Fig. 2d). In contrast, the interpretation, which is similar to the one proposed by Wortmann *et al.* [2001], predicts little deformation during Early Cretaceous time in the European margin and links Sardinia/Corsica and Briançonnais to the European margin (Fig. 2e). This is accomplished by counterclockwise rotation of Apulia in Jurassic time. This differs from the model of Wortmann *et al.* [2001] in that Apulia remains separated from the African plate for much of Jurassic time, as slow spreading gradually opens the Ionian basin until approximately 150 Ma. The relationships between Apulia, Sardinia/Corsica/Briançonnais, Europe and Iberia as proposed in the various models broadly represent two end members that have major implications for the tectonic evolution of the Alpine domain in Western Europe in general and for the Provence in particular.

*Fig. 2: Palaeogeographic models of the Western Alpine system, from the Bay of Biscay to the west, to the Carpathians to the east for the Late Triassic to present day. The black rectangle shows the localization of Provence in the different stages of the reconstruction. Sa: Sardinia, Co: Corsica, Br: Briançonnais; (2a) Carnian: Provence is located west of Sardinia, Corsica and Briançonnais north of Apulia. Major rift systems surround Apulia and are marked, on its western termination, by the occurrence of very thick evaporites; (2b) Toarcian: rifting in the Alpine Tethys domain between Apulia/Adria and the European/Iberia domains contrast with onset of convergence east of the Apulia/Adria domain resulting in the subduction of smaller oceans (Vardar/Meliata). Propagation of the western part of Neo-Tethys separating Africa and Apulia to the northwest; (2c) Callovian: Onset of opening of the Alpine Tethys “oceanic” domain, separating Adria and the Sardinia-Corsica-Briançonnais block in the north, and Apulia, Iberia and Africa in the south. The Alpine Tethys “oceanic” domains are mainly formed by exhumed mantle with only few additions of magmatic rocks. A major sinistral transform zone, referred to as the Alpine transform zone, separates Apulia in the S from the Sardinia-Corsica-Briançonnais and Adria blocks to the north; (2d) Tithonian: Propagation of rifting into the southern North Atlantic and formation of a diffuse plate boundary between Iberia and Europe along which up to 300 km of left lateral displacement will be accommodated until early Aptian time. This lateral movement will be transferred along the Alpine transform zone into the Carpathian subduction zone; (2e) latest Aptian: Propagation of Central Atlantic to the north and opening of Bay of Biscay. Connection of the southern and northern Alpine Tethys “oceanic” domains and connection with the Bay of Biscay.; (2f) Santonian: Major plate re-organization due to the onset of Africa’s motion to the north. Onset of “subduction” in the Pyrenean and Alpine domains. Important role of N010- trending pre-existing faults along which flip in the polarity of the subductions occur; (2g) Eocene: Onset of collision in the Alpine domain, between Adria and Briançonnais. A major transform zone separates the Alpine domain from the Provence/Sardinia-Corsica block. To the west of this transform zone, the subduction zone has been displaced to the south and forms the southern margin of Sardinia-Corsica; (2h) Oligocene: Major collision phase in the Alps and the Pyrenees while Sardinia-Corsica block started its rotation leading to the opening of the Gulf of Lion; (2i) Present-day configuration of the Alpine, Atlantic and Mediterranean systems in Western Europe.*



### 3. Onset and early distribution of convergence in the alpine domain

Onset of convergence within the Alpine realm is linked to abrupt and well-documented plate reorganization throughout Africa and Europe [e.g. *Kley and Voigt, 2008*]. This event, dated as Latest Santonian/Early Campanian (83 Ma; *Guiraud, [1998]*; *Rosembaum et al. [2002]*) (Fig. 2f), is recorded by the simultaneous inversion and deformation within the proximal European [*Flandrin, 1966*; *Gillcrist et al., 1987*; *Gupta and Allen, 2000*; *Lihou and Allen, 1996*; *Friès, 1999*], Apulian and Adriatic [e.g. *Froitzheim et al., 1994*; *Molli, 2008*], and north African margins [*Guiraud, 1998*] and by the first occurrence of ophiolite pebbles within deep-water deposits in more distal parts of the Alpine Tethys basins [*Lagabrielle et Polino, 1988*]. Evidence for short-lived and segmented subduction zones is shown by the tomographic imaging of slabs [*Lippitsch et al., 2003*; *Vignaroli et al., 2008*], the exhumation of high-pressure rocks [*Becker, 1993*; *Duchêne et al., 1997*; *Rubatto et al., 1999*] and the occurrence of “flysch” type sediments that formed in foredeep basins. These basins show a migration towards external parts of the chain and eventually develop, during collision, into “molasse” type foreland basins [*DeCelles and Giles, 1996*; *Ford and Lickorish, 2004*]. This classical evolution observed in the Alps is only partly and diachronously observed in the Pyrenees but does not exist in Provence. In contrast to the onset of convergence, the onset of collision and associated formation of a flexural foreland succession is less well determined and is interpreted to be diachronous across the Western Alps. *Ford et al.* [1999 and references therein] propose a latest Eocene age, while *Lihou and Allen* [1996] propose a Santonian to Campanian age in the Alps, and *Choukroune et al. [1989]* and *Vergès et al. [2002]* a Late Cretaceous to Palaeocene age for the Pyrenees. These observations show that although onset of convergence seems to be synchronous and recorded everywhere simultaneously (Latest Santonian/Early Campanian), the onset of collision and formation of a flexural foreland basin did not occur simultaneously across the whole Alpine domain. Moreover, the change in the vergence of the subduction from south dipping in the Alps, to north dipping in the Pyrenees clearly points to a strong segmentation of the European margin during early Alpine convergence.

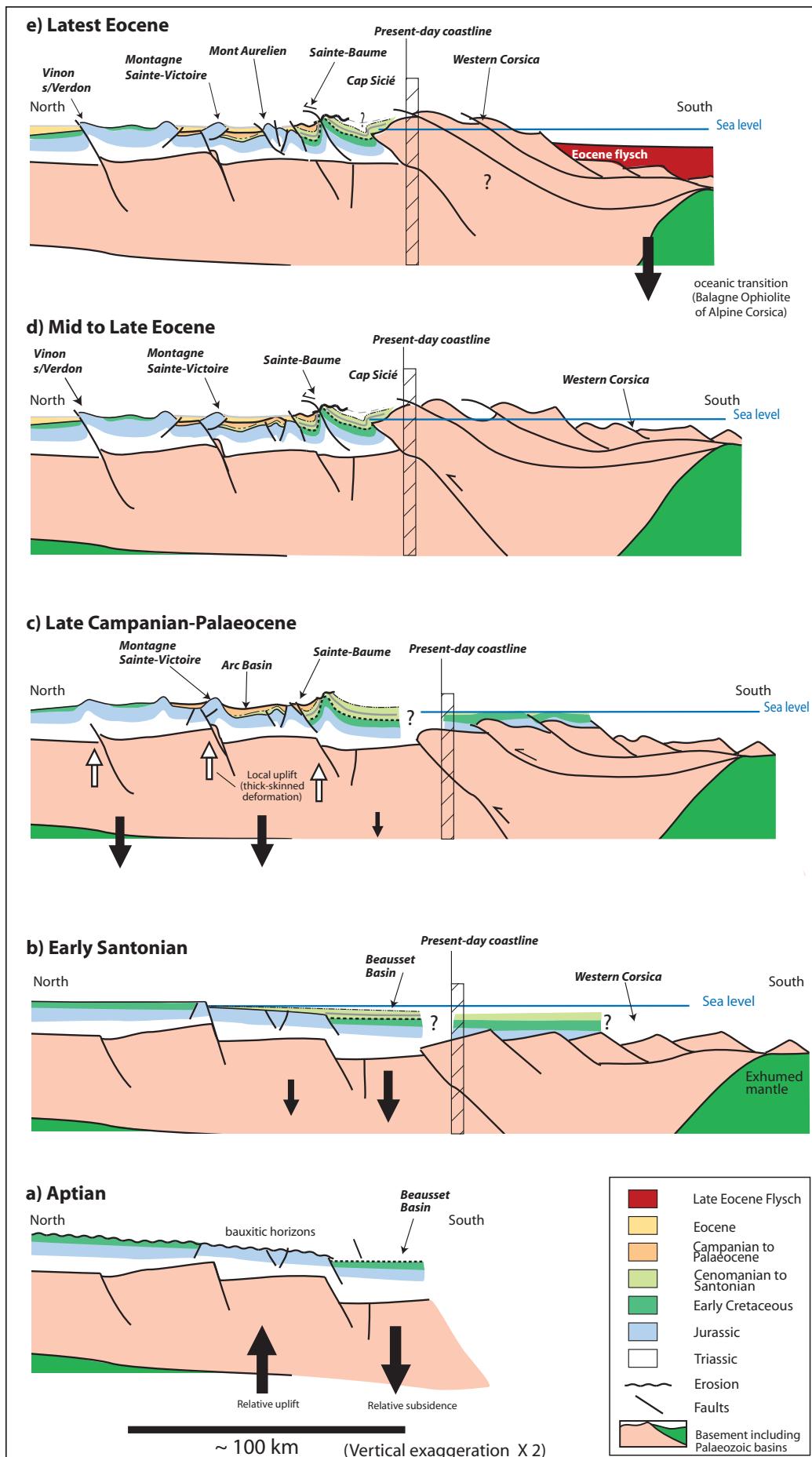
In the following section, we focus on the geological evolution of Provence and more particularly on its evolution during Late Jurassic (Fig. 2d) to Eocene time (Fig. 2g), because this facilitates an understanding of the timing and distribution of deformation associated with Alpine convergence and how it compares to the evolution in the Pyrenean, Alpine and Corsica-Sardinia domains. Based on these results we can test our plate-kinematic model and understand the processes that control strain distribution, segmentation and onset of subduction zones in the Alpine domain in Western Europe.

### 4. Southern provence region

Despite the occurrence of nappes in southern Provence and Corsica [*Guieu, 1967*; *Tempier, 1987*], the contractional overprint was here much milder than within the adjacent Alpine and Pyrenean segments. As a consequence, structures recording onset of convergence are less obliterated by younger Miocene deformation [*Champion et al., 2000*] and not buried underneath a thick foreland basin or a fold and thrust belt. Therefore, the Provence-Corsica-Sardinia segment, and in particular southern Provence, bears a unique tectono-sedimentary record of the Mesozoic and Cenozoic evolution of the Alpine system in Western Europe.

The Variscan and post-Variscan evolution of Provence is very similar to that of the adjacent Pyrenean and Alpine domains, i.e. emplacement of magmatic bodies in the upper crust and volcanic activity related to the formation of Permian intracontinental basins. Post-Variscan tectonism imparted a strong and important early structural fabric in the basement [*Arthaud and Matte*, 1975] and triggered the transition from a mountainous topography to a shelf sea related to a transgression over the former Variscan domain. In contrast to the future European proximal margin (e.g. Dauphinois), thick Triassic evaporitic successions are present (up to 1000 m) in Provence [*Tempier*, 1987]. These basins formed during a Triassic rift event that was probably related to the formation of the Neo-Tethys Ocean farther to the east (Fig. 2a). During latest Triassic to Early Jurassic rifting, Provence and Sardinia consisted of proximal parts of the European margin (Fig. 2a,b et c). In Corsica, more distal parts of the margin, including remnants of the ocean-continent transition are preserved [*Marroni et al.*, 2001]. During the rifting stage, structures with orientation of N010 and N090 played a predominant role as indicated by the Durance fault that delimited the deeper Dauphinois sub-basin to the west from the shallow South Provence sub-basin to the east [*Leonide et al.*, 2007]. The N010 trending Cevennes and Nimes faults were also re-activated as normal faults. From Late Jurassic to Aptian time (Fig. 2d, e), a shallow carbonate platform formed in southern Provence [*Masse et al.*, 2003] and was limited to the north by the Vocontian Basin [*Thierry*, 2000]. During Aptian-Albian time, local uplift resulted in the sub-aerial exposure and the formation of bauxites in the central part [*Blanc and Gouvernet*, 1967], while the basins to the south continued to subside at least until Late Aptian time (Fig. 3a). To the south, in the St Baume Range, evidence for an Aptian high-angle fault related to the formation of an Aptian basin is observed (Fig. 3a; *Leleu* [2005]). Despite the absence of larger fault-bounded basins of mid- to early Late Cretaceous age, *Floquet and Henruy* [2003] and *Floquet et al.* [2005] suggested transtensional re-activation of N100 trending faults during Turonian-Coniacian times. However, no evidence for contraction, as suggested by *Masse and Philip* [1976], or for major extension [*Philip et al.*, 1987] linked to the opening of the Valais basin can be observed in Provence.

Late Santonian to Eocene contractional structures are well recorded in southern Provence. The onset of convergence in latest Santonian time is documented by inversion of the pre-existing Beausset Basin to the south and onset of subsidence of previous emerged land, forming the Arc Basin to the north (Fig. 3b). At that time, fluvio-lacustrine sedimentation developed in Provence and remained important during latest Cretaceous and Tertiary time. In more internal parts in Corsica, the onset of convergence is dated at  $87 \pm$  Ma by *Molli* [2007]. Campanian development of anticlinal ranges resulted in the formation of syn-tectonic alluvial fan deposits [*Corroy et al.*, 1964; *Tempier and Durand*, 1981; *Leleu et al.*, 2005]. This deformation was localized on pre-existing structures [*Leleu et al.*, 2009] and bounded by large E-W trending basins like the Arc Basin (Fig. 3c), where the highest subsidence rates are recorded [*Cojan*, 1993; *Leleu*, 2005]. Localization of the deformation occurred along pre-existing N100 trending faults controlling the location of fold and thrust structures, while N010 trending faults influenced the segmentation and variability within the compression structures [*Leleu et al.*, 2009]. *Roure and Coletta* [1996] and *Chardon and Bellier* [2003] showed that the thrust faults are rooted in the basement indicating re-activation of basement structures. Thus, thick-skinned tectonics was the dominant deformation mode in Provence between Campanian and Palaeocene time (Fig. 3c). During the main mid-Eocene shortening event [*Tempier*, 1987], the structures to the north were reactivated, while to the south nappes were emplaced (Fig. 3d), after which the total amount of shortening in southern Provence is evaluated at 24-26 km [*Tempier*, 1987]. The onset of vertical movement (late Santonian) and the nappe emplacement (mid to Late Eocene) in southern Provence coincide with the two main contractional phases within the Alpine and eastern Pyrenean domains, i.e. onset of convergence and onset of collision.



The lack of a continuous stratigraphic record between southern Provence and Corsica or Sardinia makes correlations between these more internal parts and southern Provence difficult. However, a number of observations show that Corsica-Sardinia remained attached to Provence until latest Oligocene/early Miocene [Séranne, 1999] to early Langhian [Speranza *et al.*, 2002]. These include the discovery of the late Eocene Nummulitic Limestones on both the northern and southern margins of the Gulf de Lion, and the occurrence of identical Oligocene continental deposits and faunal assemblages in Sardinia and southern France [Carmignani *et al.*, 2001]. In addition, the chronology of major deformation and uplift events is similar in Provence, Corsica and Sardinia [Dieni, 2008]. Apatite fission track ages show that cooling related to uplift of Corsica was initiated before the Palaeocene (53 Ma) but accelerated at the end of the Oligocene [Jakni *et al.*, 2000]. Thus, Corsica records the onset of contraction and first phase of deformation as in southern Provence (Campanian to Palaeocene). Evidence for a major orogenic phase during the Eocene is absent in Corsica. In Sardinia, similar pre-Eocene uplift history is recorded [Rossi *et al.*, 2005]. Before Eocene times, Provence, Corsica and Sardinia formed a little deformed segment of the southern European margin (Fig. 2f).

In Sardinia, Eocene deltaic conglomerates contain pebbles of Palaeocene and earliest Eocene marine units [Dieni *et al.*, 1979] that attest to the presence of a marine basin while Provence is within a continental realm. In Provence-Corsica-Sardinia segment, neither facies migration nor a coarsening upward cycle, nor sedimentary supply or a thickening towards more internal parts, all characteristics of a classic flexural foreland basin, can be observed. Despite the presence of nappes in southern Provence, all observations confirm that until Oligocene no important topography (basin or mountain range) separated Sardinia-Corsica from the European mainland. The overall architecture and the minor amount of shortening makes it difficult to determine if this segment formed in the hanging wall or footwall of a subduction zone. However, a flip in the polarity of the subduction zone had to occur nearby, either on the western or eastern limit, because the polarity of the Alpine and Pyrenean subductions are opposite to each other. During the late Eocene to Oligocene, i.e. the timing of the climax of the continent-continent collision in the Alpine and Pyrenean segments, the central Provence-Sardinia-Corsica segment remained little affected by convergent margin tectonics and was essentially decoupled from the Alpine system (Fig. 3e).

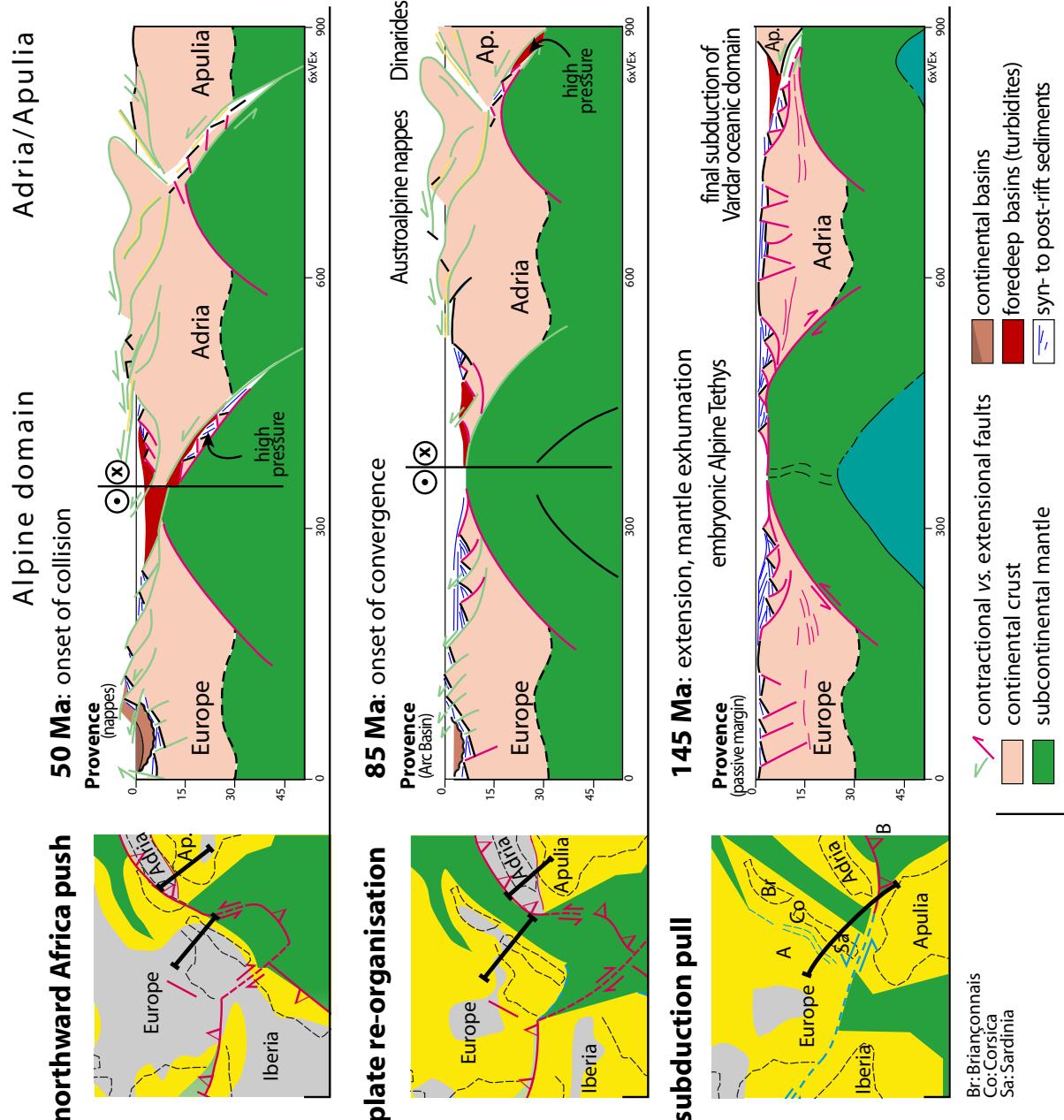
*Fig. 3: Cartoons showing the structural evolution of the Provence-Corsica segment from Aptian to latest Eocene (major structures modified after Tempier, 1987 for the part north of the present-day coastline, and modified after Lacombe & Jolivet, 2005 for the part south of the present-day coastline). Note the vertical exaggeration of the profile. Black arrows show relative regional uplift and subsidence and white arrows show local uplift; (3a) Aptian: Provence is located in a proximal part of the European margin. The southern Beausset basin was subsiding at least until mid-Aptian time while areas further to the north were uplifted and eroded since Early Aptian to Albian time; (3b) Santonian: Development of the Arc Basin and progradation of the late Santonian to the north in the Arc Basin. Latest Santonian deposits show an evolution from marine to continental sedimentation. This event is contemporaneous of the onset of Alpine convergence. In the South, Corsica represents the distal margin with the transition from continental to an exhumed mantle domain, which is preserved in Alpine Corsica (Balagne Ophiolite). The northern area in Corsica (present-day western Corsica) did not preserve sedimentary succession related to Cretaceous events; (3c) Late Campanian-Palaeocene: Deformation was located on pre-existing structures and formed topographies bounding large basins where continental sediments were deposited. Associated with local deformation, syn-tectonic deposits display growth-structures. Subsidence rates were higher in northern Provence and lower in southern Provence. Pre-Eocene cooling events reported from western Corsica but no stratigraphic record can support the origin and significance of these events; (3d) Mid- to late Eocene: Major shortening occurred in Provence with development of major thrust systems including the crustal thrust of Cape Sicié in southern Provence; (3e) Latest Eocene: In Corsica, deposition of Nummulitic limestones indicate the development of the Alpine flexural foreland.*

## 5. Discussion

Provence, located in the proximity of the triple point between the European, Apulian and Iberian plates, records the major tectonic events related to the evolution of the Alpine system; i.e. a polyphase Mesozoic rifting (Fig. 4a) followed by onset of convergence in Santonian time (Fig. 4b). This was in turn followed by Eocene onset of collision in the Alpine domain (Fig. 4c; e.g. *Lacombe and Jolivet* [2005]). Re-organization of the stress field in Oligocene time resulted in the opening of the Gulf of Lion [e.g. *Séranne*, 1999] and left Provence with a peculiar tectono-sedimentary record. Although this evolution is well imaged across the whole Alpine system, three major observations need to be further discussed: palaeogeography of Early Cretaceous left lateral displacements between Iberia and Europe; distribution of late Santonian-early Campanian inversion and re-activation; and segmentation of polarity along the southern European margin during late Cretaceous to Eocene convergence.

The Early Cretaceous palaeogeographic evolution and more particularly the question of how left lateral displacement was accommodated between the Iberian and European plates, and how it can be traced into the Alpine domain is still a matter of debate. In the classical interpretation [*Stampfli*, 1993], this displacement was traced either across Provence or through the Proto-Gulf of Lion into the Alpine domain. However, the multiple independent local and regional observations presented above make it difficult to propose such a major tectonic event. This is because there is no evidence for important Early Cretaceous extension/transtension in Provence, nor is there evidence for the existence of a major basin or mountain chain within the present-day Gulf of Lion domain separating Provence from Corsica and Sardinia. In contrast, sedimentary systems (Eocene nummulitic limestones and Oligocene alluvial deposits) can be mapped across this domain. Therefore, in our palaeogeographic reconstruction (Fig. 2), we propose that the major displacement occurred to the south of the Corsica-Sardinia block, not on its northern side. As a consequence, the Corsica-Sardinia block should not be reconstructed immediately east of and attached to Iberia. We propose that the northwestern end of the Apulian micro-plate was located further to the south and west, in a position occupied by the Corsica-Sardinia blocks in other models, and was conjugate to the present-day eastern Iberia margin (Fig. 2a). Thus, during latest Jurassic to Early Cretaceous time, a major sinistral deformation zone is interpreted to extended across the Alpine domain. It separated Iberia, the southern Alpine-Tethys basins and Apulia to the south, from Europe (including the Corsica-Sardinia-Briançonnais block), the north Alpine-Tethys basin and Adria to the north. To the east, this transform system joined the Carpathian subduction zone. This portion of the system, known as the Periadriatic system, was reactivated and used during later convergence.

Late Santonian/Early Campanian inversion and reactivation is well documented in Provence and elsewhere in the Alpine domain, including the European, African, Adriatic and Apulian margins. In contrast to classical models that suggest the migration of deformation from internal to more external domains, the widespread distribution of contractional structures is not compatible with the idea that the oceanic domains separating the continents were floored by young and hot oceanic crust at the onset of convergence. In such a case, the oceanic domains would have localized the first shortening. In Provence and elsewhere in the European margin, evidence for onset of convergence is distributed over a large area (Fig. 4a). It resulted in local reactivation of pre-existing structures and inversion of large basins. In contrast, the onset of collision, here referred to as the moment when the thick crust ( $> 10$  km) of the proximal margin enters the subduction zone, seems to be diachronous and poorly defined in the Alpine system. It is more akin to a transition from an offshore foredeep to a foreland flexural basin, with the



*Fig. 4: Paleogeographic and structural evolution of the southeastern European margin (Provence, Sardinia-Corsica) and its conjugate margin (Adria/Apulia) shown for; (4a) Tithonian: embryonic oceanic basin and formation of passive margins in the Alpine Tethys domain contrasts with subduction of Vardar between Adria and Apulia further to the southeast; (4b) Santonian: plate re-organisation and onset of convergence in the Alpine domain. Note that there is distributed deformation within the whole system and also on both margin. The exhumed mantle domain in the Alpine Tethys had to be sufficient rigid to enable stresses to be transmitted from one margin onto the other. Eventually locale subduction initiated bounded by transform systems linking the different subduction systems in the different sub-basins; (4c) Eocene: onset of collision in the Alpine domain; note that the Provence will escape the collision and will only have a moderate amount overprint. As a consequence, no flexural basin will develop, in contrast to the Alpine and Pyrenean foreland basins.*

ensuing gradual evolution from “flysch” into “molasses” type sedimentary systems recording the migration of depositional systems and nappes from more internal to more external parts of an orogen. The observed instantaneous, far-reaching reactivation and transmission of stresses across the oceanic basins at the initiation of convergence suggests that the oceanic basins behaved mechanically as strong rather than weak lithospheric domains. A possible explanation, proposed by *Manatschal and Müntener* [2008] is that the oceanic domains in the Alpine Tethys basins were floored by exhumed mantle and not by true oceanic crust (Fig. 4a). This is compatible with the results of *Piccardo et al.* [2004] showing that all mantle rocks found in the Alpine domain are of subcontinental origin and not genetically related to the magmatic rocks found in more typical ophiolites. Although these mantle domains were strong, the fact that they were dense, explains that once a subduction zone was created, the exhumed mantle lithosphere was easy to subduct. Thus, the nature and structure of the basins had a major control and the later reactivation and contraction of the continental margins.

The segmentation of the southern European margin is a major feature that implies that subduction zones were limited by transform-like relay during Late Cretaceous to Eocene plate convergence. Across the Alpine domain in Western Europe, three major segments can be observed along the European margin during Later Cretaceous to Oligocene convergence: the Pyrenean, Provence-Corsica-Sardinia, and the Alpine segments (Fig. 2f, g). Although onset of convergence occurred simultaneously, if the evolution of the different segments is compared, one can see that subsequent strain distribution, foreland architecture and polarity of the deformation along the three transects evolved differently. In the Alpine segment a classical evolution from subduction to collision with the transition from an asymmetric to symmetric orogen can be observed. This is associated with the migration and conversion of an offshore foredeep into a flexural foreland basin. Such an evolution is not observed in the Provence, but reappears in the Pyrenees. In addition, the correlation of palaeogeographic domains across the Alpine domain is truncated and displaced along N010 trending fault systems (Fig. 2f, g; *Castellarin et al.* [2006]) that also displace the sites of major localized deformation (Northern Pyrenean zone and Periadriatic system). Moreover, a change in polarity of the subduction is demonstrated between the Alps (south vergent) and the Pyrenees (north vergent).

These observations suggest that the European margin was strongly segmented along N010 directed transfer faults. We propose that the Provence-Corsica-Sardinia segment was decoupled from the adjacent segments during the Santonian to Eocene shortening (Fig. 4b). The existence of such transform faults separating the Alpine segment from the Provence was proposed already by *Laubscher* [1991] and *Ricou and Dauteuil* [1991]. A likely position for such a fault would be in the former distal European margin or adjacent ocean continent transition of the northern Alpine Tethys, today buried beneath the western Alps. The western limit with the Pyrenean segment was probably partitioned along several faults related to the Cevennes and Nîmes faults (Fig. 2f). The difference in the post-Santonian sedimentary architecture and mode of deformation between the Pyrenean and Provence domains is consistent with strike-slip displacements along the Nîmes Fault. *Arthaud and Séguret* [1981] already suggested the importance of this fault during the contractional phase. In post-Campanian times, the Nîmes strike slip fault localised the decoupling of the two segments. Activity on the fault is evidenced by folds formed en échelon [*Devoluy and Bochaine folds*; *Flandrin*, 1967] along this fault during strike-slip movement in the early Campanian.

## 6. Conclusions

A re-evaluation of the kinematics of the Iberia micro-plate consistent with the newest results from the Iberia-Newfoundland margins enables construction of a new palaeogeographic model for the Alpine domain in Western Europe. The observations show that inherited structures controlled rifting and subsequent reactivation and closure of rift basins. Deformation, uplift and sedimentation records show that Provence, Sardinia and Corsica form one block that separated from Europe no earlier than latest Oligocene time.

Evidence for the sudden onset of convergence during the late Santonian/early Campanian is broadly distributed across the European, Iberian, Apulian and African margins. This suggests that the areas of “oceanic” lithosphere behaved as mechanically strong domains transmitting stresses from the distal to the proximal part of individual margins and from one margin onto the other. This conflicts with the interpretation that they represented young and hot and therefore weak oceanic domains. Instead we propose that the “oceanic” basins in the Alps were not true oceans but were mainly floored by exhumed mantle, and behaved as rigid domains during onset of convergence. Following subduction initiation, the rigid and dense exhumed mantle lithosphere, capped by serpentinite, was very easy to subduct. Timing of closure of the main basins, foreland architecture, timing of collision, and vergence of deformation are different in each of the major segments. Major transform-like transfer zones separated those segments during Late Cretaceous to Eocene convergence.

## Acknowledgements

The authors would like to thanks the University Louis Pasteur (ULP), the Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) and ExxonMobil for the support of this research. The authors are grateful to Annie Bouzeghaia for the final design of the diagrams and Stefan Boettcher for improving an earlier version of the manuscript.

## Bibliography

- Arthaud, F. and Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F. and Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lyon (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23, 51-63.
- Becker, H., 1993. Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Le Pontine dome (Swiss Alps): new evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. *Geology*, 21, 599-602.
- Blanc, J-J. and Gouvenet, C., 1967. L'isthme durancien en Basse Provence occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 631-639.
- Carmignani, L., Oggiano, G., Barca, S., Conti, P., Salvadori, I., Eltrudis, A., Funedda, A. and Pasci, S. 2001. Geologia della Sardegna, Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000. *Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. It., Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma*, 60, 283 pp.
- Castellarin, A., Vai, G.B. and Cantelli, L., 2006. The Alpine evolution of the Southern alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone. *Tectonophysics*, 414, 203-223.
- Champion, C., Choukroune, P. and Clauzon, G. 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodynamica Acta*, 13, 67-85.
- Chardon, C. and Bellier O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake: Structure and evolution of the Trevaresse ridge anticline. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, 5, 497-510.
- Cherchi, A. and Schroeder, R., 2002. Jurassic and Cretaceous biostratigraphy of Nurra region (NW Sardinia, Italy). *Palaeobiogeographical remarks. Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 1, 119-133.
- Choukroune P. and ECORS team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Cojan, I. 1993. Alternating fluvial and lacustrine sedimentation: tectonic and climate controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Palaeocene). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 17, 425-438.
- Corroy, G., Durand, J-P. and Tempier, C., 1964. Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 91-106.
- Csontos, L. and Vörös, A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 1-56.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105-123.
- Dieni, I., Massari, F. and Poignant, A.F., 1979. Testimonianze di Paleocene marino in Sardegna. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85, 2, 481-516.
- Dieni, I., Massari, F. and Medus, J., 2008. Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru'e Flores Conglomerate; insight into the Palaeogene to early Miocene geodynamic evolution of Sardinia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 51-72.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M. and Albareda, F., 1997. Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280, 125-140.
- Flandrin, J., 1967. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 3, 376-386.

- Floquet, M. and Hennuy, J., 2003. Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In : *Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Locat J. et Mienert J. (eds), Kluwer Academic Publishers Bookseries, 19, 417-424.
- Floquet, M., Gari, J., Hennuy, J., Leonide, P. and Philip, J., 2005. Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge cénomanien à coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal. In : *Livret guide d'excursion géologique, 10ème Congrès Français de Sédimentologie, Giens 14-15 octobre 2005, ASF, Paris*, 52, 80 pp.
- Ford, M., Lickorish, W.H. and Kusznirt, N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research*, 11, 315-336.
- Fortane, A., Duee, G., Lagabrielle, Y. and Coutelle, A., 1986. Lherzolites and the western 'Chainons bearnais' (French Pyrenees); structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129, 81-98.
- Friès, G., 1999. Evolution de la partie nord-orientale du bassin subalpin de l'Aptien au Nummulitique (SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 4, 531-544.
- Froitzheim, N., Schmid, S.M. and Conti, P., 1994. Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87, 2, 559-612.
- Gillcrist, R., Coward, M. and Mugnier, J-L., 1987. Structural inversion and its controls : example from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1, 5-34.
- Gong, Z., Langereis, C.G. and Mullender, T.A.T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80-93.
- Guieu, G., 1967. Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 610-630.
- Guiraud, M., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: An overview. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Ed) Petroleum Geology of North Africa, *Geological Society, London, Special Publications*, 133, 217-229.
- Gupta, S. and Allen, P.A., 2000. Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 515-530.
- Jakni, B., Poupeau, G., Sosson, M., Rossi, Ph., Ferrandini, J. and Guennoc, P., 2000. Denudations cénozoïques en Corse: une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 331, 775-782.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. and Masini, E. (subm) Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees.
- Kley, J. and Voigt, T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in Central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36, 839-842.
- Lagabrielle, Y. and J.L. Bodinier, 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*, 20, 11-21.
- Lagabrielle, Y. and Polino, R., 1988. Un schema structural du domaine des Schistes lustres ophiolitifères au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes Sud-Occidentales) et ses implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 306, 13, 921-928.

Lacombe, O. and Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, doi : 10.1029/2004TC001673.

Laubscher, H., 1991. The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84, 3, 631-659.  
 Leleu, S., 2005. Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/ Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoce de collision. *DPhil., thesis, Strasbourg University*, 222 pp.

Leleu, S., Ghienne, J-F. and Manatschal, G., 2005. Upper Cretaceous-Palaeocene basin margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France). In: *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics* (Ed. by A.M. Harvey, A.E. Mather and M. Stockes), Geological Society, London, Special Publications, 251, 217-239.

Leleu, S., Ghienne, J-F. and Manatschal, G., 2009. Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Palaeocene), Provence, France. *Basin Research*, in press.

Leonide, P., Floquet, M. and Villier, L., 2007. Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an early/middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France). *Basin Research*, 19, 125-152.

Lihou, J.C. and Allen, P.A., 1996. Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Research*, 8, 425-442.

Lippitsch, R., Kissling, E. and Ansorge, J., 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 108, B8, 2376, doi:10.1029/2002JB002016.

Manatschal, G. and Müntener, O., 2008. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008.07.021

Marroni, M., Moli, G., Ottria, G. and Pandolfi, L., 2001. Tectono-sedimentary evolution of the external Liguride units (northern Apennines, Italy); insights of the pre-collisional history of a fossil ocean continent transition zone. *Geodinamica Acta*, 14, 5, 307-320.

Masse, J-P. and Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, XVIII, 1, 49-66.

Masse, J-P., Fenerci, M. and Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 65-81.

Mauffret, A., Mougenot, D., Miles, P.R. and Malod, J.A., 1989. Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus abyssal plain (west of Portugal); results of a multichannel seismic survey. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 6, 1101-1123.

Molli, G., 2008. Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. In: (eds), *Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system*, Geological Society, London, Special Publication, 298, 413-442.

Norton, I.O., 2007. Plate motion of Iberia relative to Europe in the Cretaceous: problems with the fit at M0 time, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T34A-0.

Olivet J.L, 1996. Cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et de Production Elf Aquitaine*, 20, 131-195.

- Piccardo, G.B., Müntener, O., Zanetti, A. and Pettke, T., 2004. Ophiolitic peridotites of the Alpine-Apennine system: Mantle processes and geodynamic relevance. *International Geology Review*, 46(12), 1119-1159.
- Peron-Pinvidic, G. and Manatschal, G., 2008. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9.
- Ricou, L.E. and Dauteuil, O., 1991. La notion de décrochement dans l'interprétation du profil sismique ECORS-CROP alpes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84, 2, 403-411
- Roure, F. and Coletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. In: *Peri-Tethys Memoir 2*, Ziegler P.A. and Horvath F. (ed): *Structures and Prospects of Alpine Basin and Forelands. Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Paris, 170, 173-209.
- Rosembaum, G., Lister, G.S. and Duboz C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.
- Rossi, Ph, Bigot-Cormier, F., Saddiqi, O., Poupeau, G. and Sosson, M., 2005. Exhumation of Sardinia : apatite fission track results. In : EGU05-A, *Geophysical Research Abstract*, 7, 10073.
- Rubato, D., Gebauer, D. and Compagnoni, R., 1999. Dating of eclogite-facies zircon : the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 141-158.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schoenborn, G. and Kissling, E., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 5, 1036-1064.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B. Jolivet, L., Horváth, F. and Séranne, M. (Ed). *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 15-36.
- Sibuet, J-C., Srivastava, S.P. and Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia Rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 112, B06105, doi:10.1029/2005JB003856.
- 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-Provencal Basin spreading; new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347, 231-251.
- Srivastava, S., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Okay, G., Levesque, S., Verhoef, J. and Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Stampfli, G.M., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae Geologicae Helvetica*, 86, 1, 1-45.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Marchant, R. and Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 77-106.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, III, 533-540.
- Tempier, C. and Durand, J-P., 1981. Importance de l'épisode d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Sainte-Victoire (Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 293, 629-632.

Thierry, J., 2000. Middle Toarcian. In: Dercourt, J., Geatini, M., Vrielynck, B., Barrier, E. Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (Ed) *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. Map. 8, Paris.*

Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J-P. and Olivet, J-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 332, 561-568.

Tucholke, B.E., Sawyer, D.S. and Sibuet, J.C., 2007. Breakup of the Newfoundland-Iberia Rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 282, 9-46.

van Avendonk, H.J.A., Lavier, L.L., Shillington, D.J. and Manatschal, G., 2008. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.030.

Vergès, J., Millan, H., Roca, E., Munoz, J. A., Marzo, M., Cires, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. and Cloetingh, Sierd, 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins; pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 903-915.

Vergès, J., Fernàndez, M. and Martínez, A., 2002. The pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Reconstruction of the evolution of the alpine-Himalayan Orogen, Rosenbaum, G. and Lister, S. (Ed), *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.

Vignaroli, G., Faccenna, C., Jolivet ,L., Piromallo, C. and Rossetti, F., 2008. Subduction polarity reversal at the junction between the Western Alps and the Northern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 450, 34-50.

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. and Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, 150-154.

Wortman, U., H. Weissert, H. Funk, and J. Hauck, 2001. Alpine plate kinematics revisited: The Adria Problem. *Tectonics*, 20, 134-147.

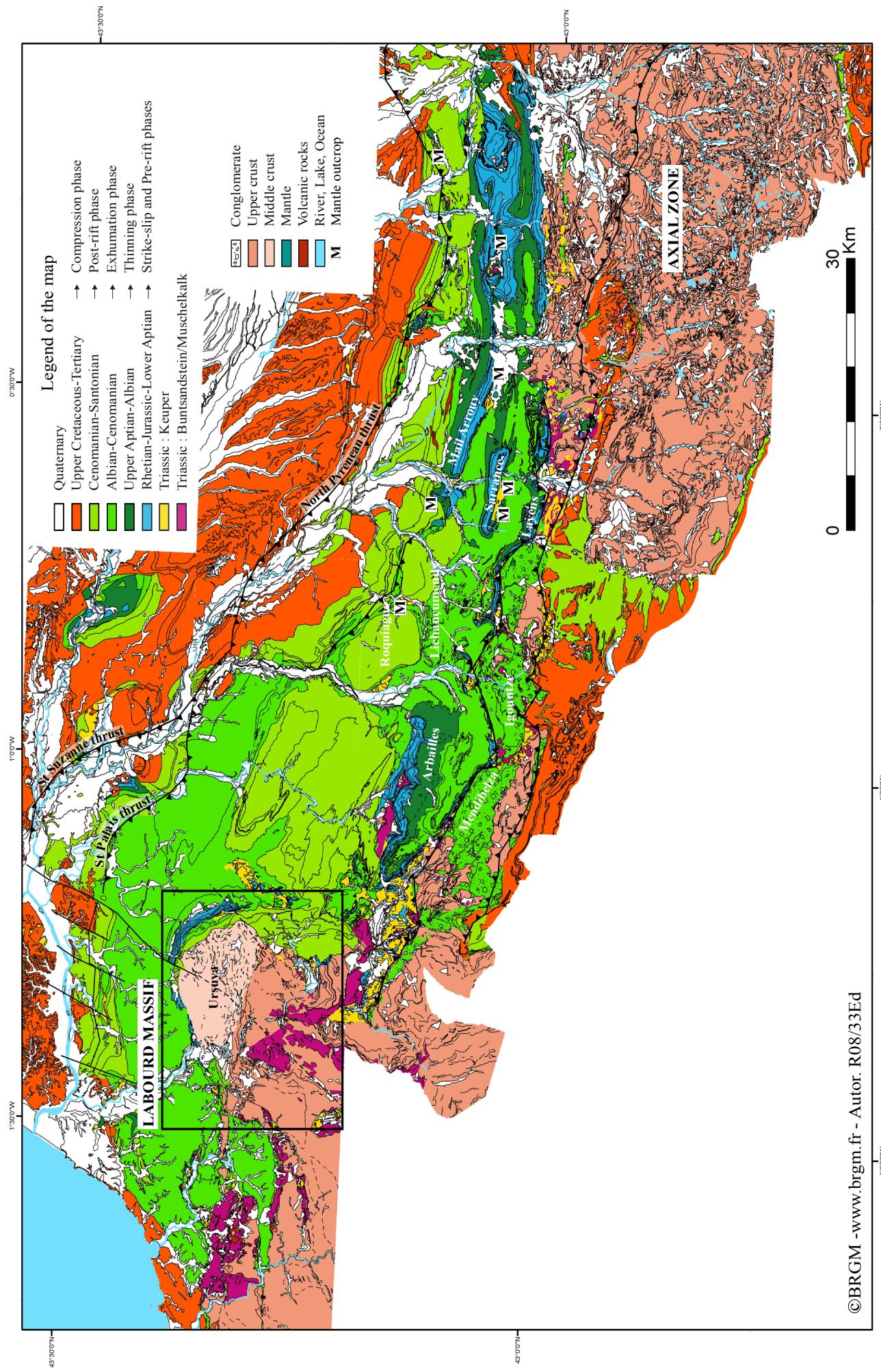
Ziegler, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *AAPG Memoir*, 43, 198 pp.

## **LA CARTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE MAULÉON**

Cette carte a été réalisée à partir d'extraits de la carte géologique de France à 1/50 000 édités et vectorisés par le BRGM. Pour ce travail, les cartes suivantes ont été utilisées : Bayonne (n° 1001), Hasparren (n° 1002), Orthez (n° 1003), Espelette (n° 1026), Iholdy (n° 1027), Mauléon-Licharre (n° 1028), Pau (n° 1029), Saint Jean Pied-de-Port (n° 1049), Tardets-Sorholus (n° 1050), Oloron-Ste-Marie (n° 1051), Lourdes (n° 1052), Larrau (n° 1068), Laruns-Somport (n° 1069), Argelès-Gazost (n° 1070), Gavarnie (n° 1082)).

Afin de faire ressortir l'enregistrement sédimentaire associé à la phase de rifting, le code couleurs de ces cartes a été uniformisé et simplifié.

## La carte géologique du bassin de Mauléon



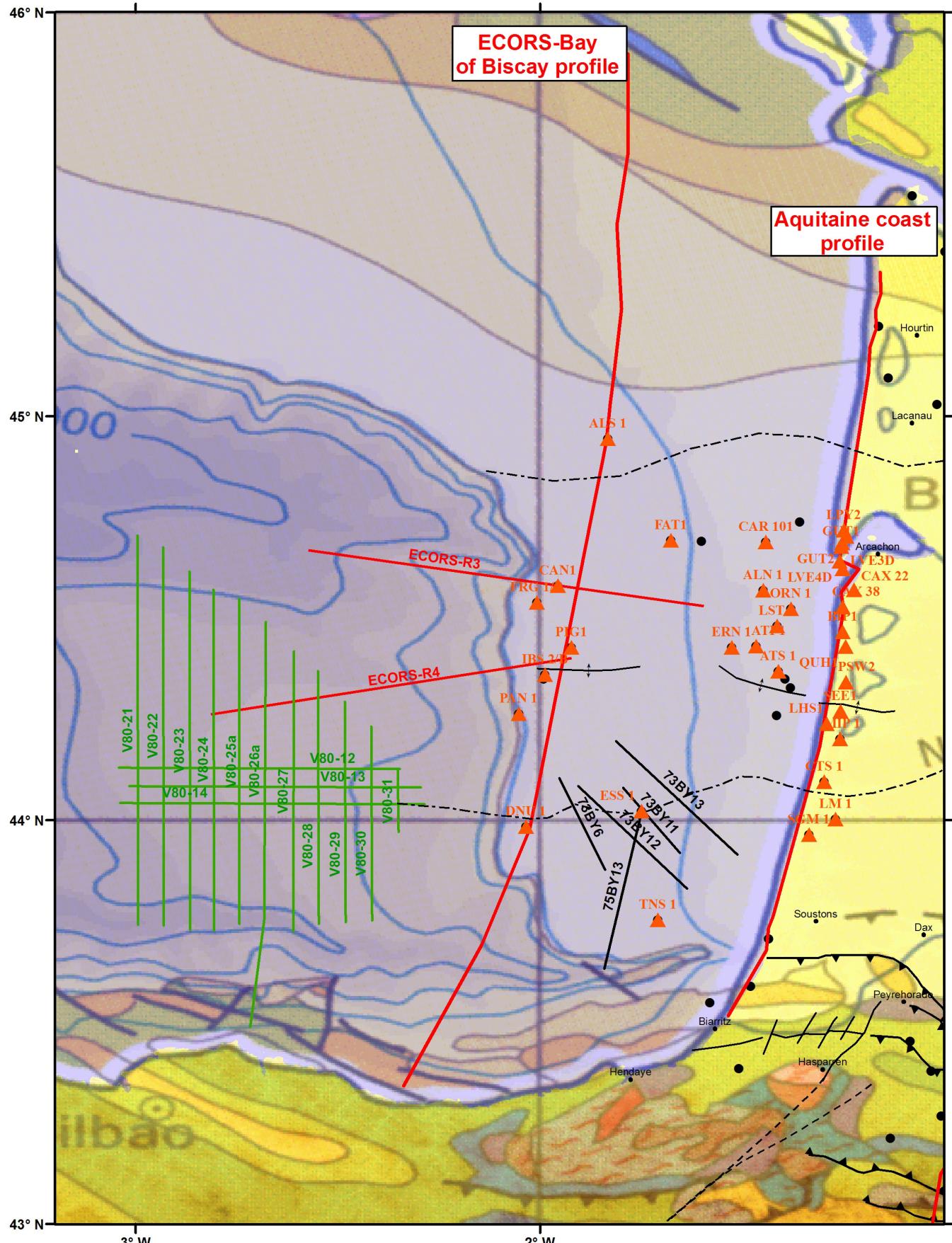


## **LES DONNÉES DE FORAGES**

Les données de forages ont été transmises par le BEPH (Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures), TOTAL (Lacq) ou sont issues de la synthèse sur le bassin d'Aquitaine éditée par le BRGM [Serrano et al., 2006].

Les carottes ont été observées à la carothèque TOTAL de Boussens avec la permission de Guy Nesen et Daniel Monge.

## Les données de forages



Profils issus de la campagne ECORS-Golfe de Gascogne et «Aquitaine coast profile»

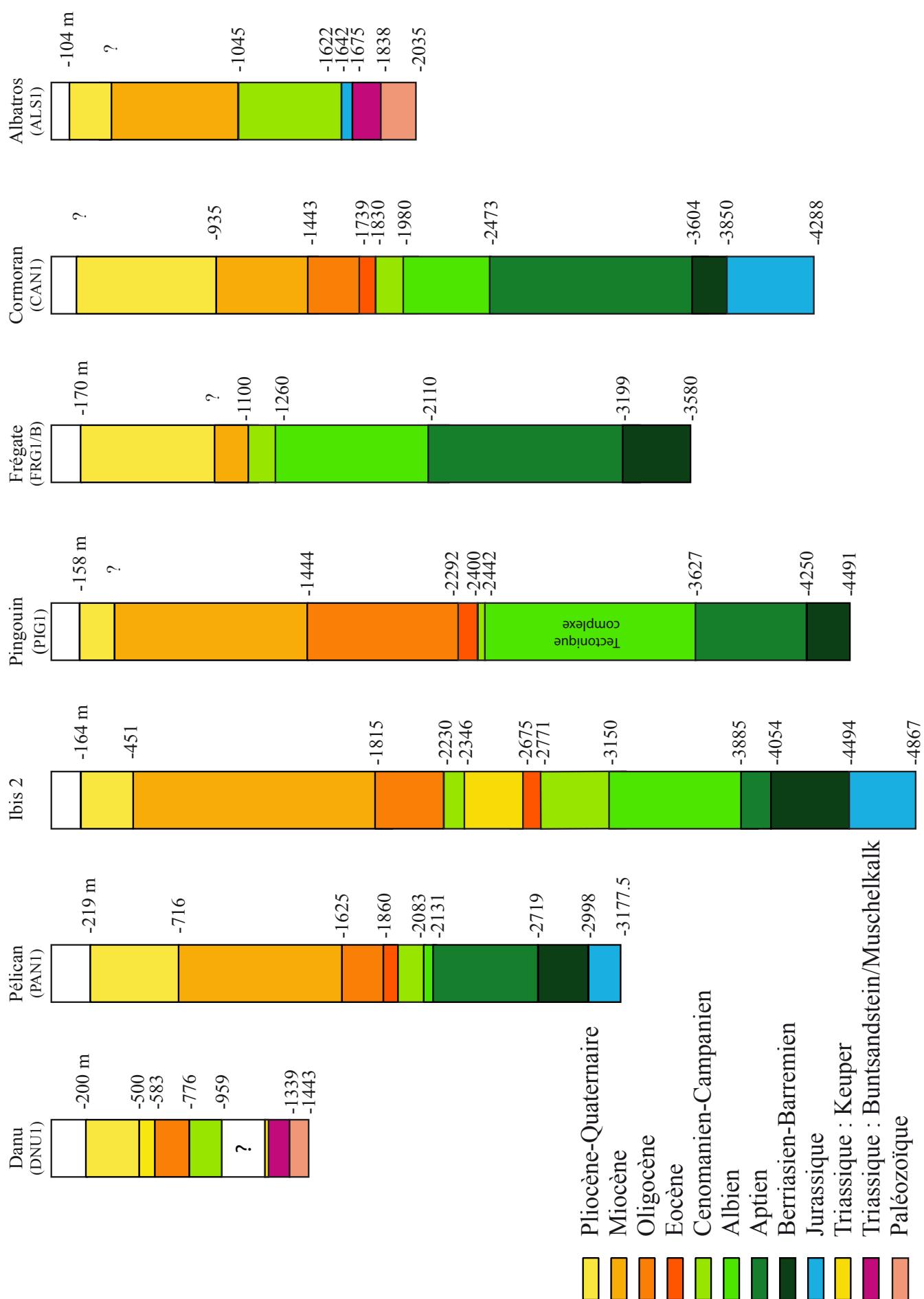
Profils donnés par TOTAL (Lacq)

Profils donnés par SHESA (Bilbao)

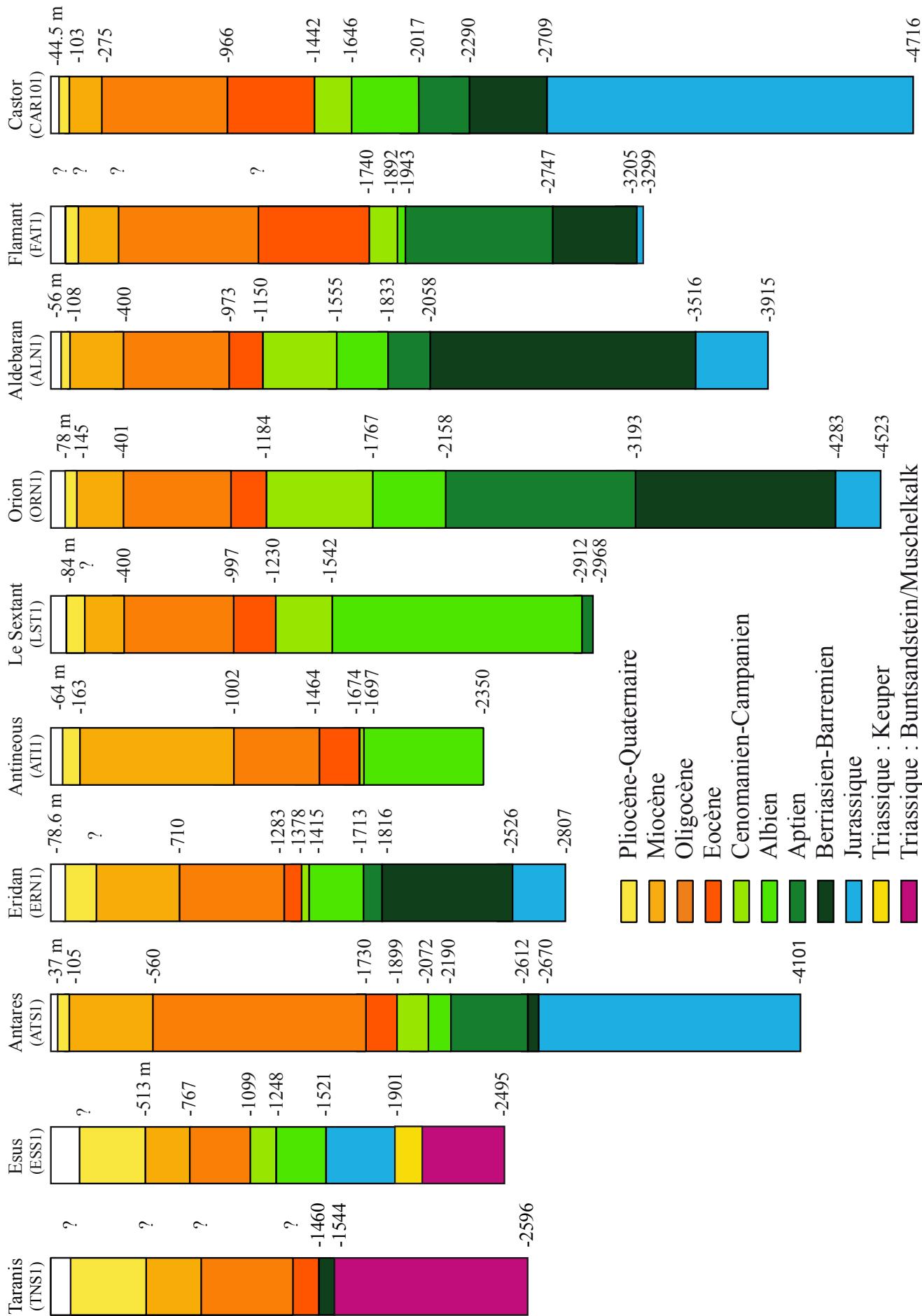
▲ Forages présentés en annexe

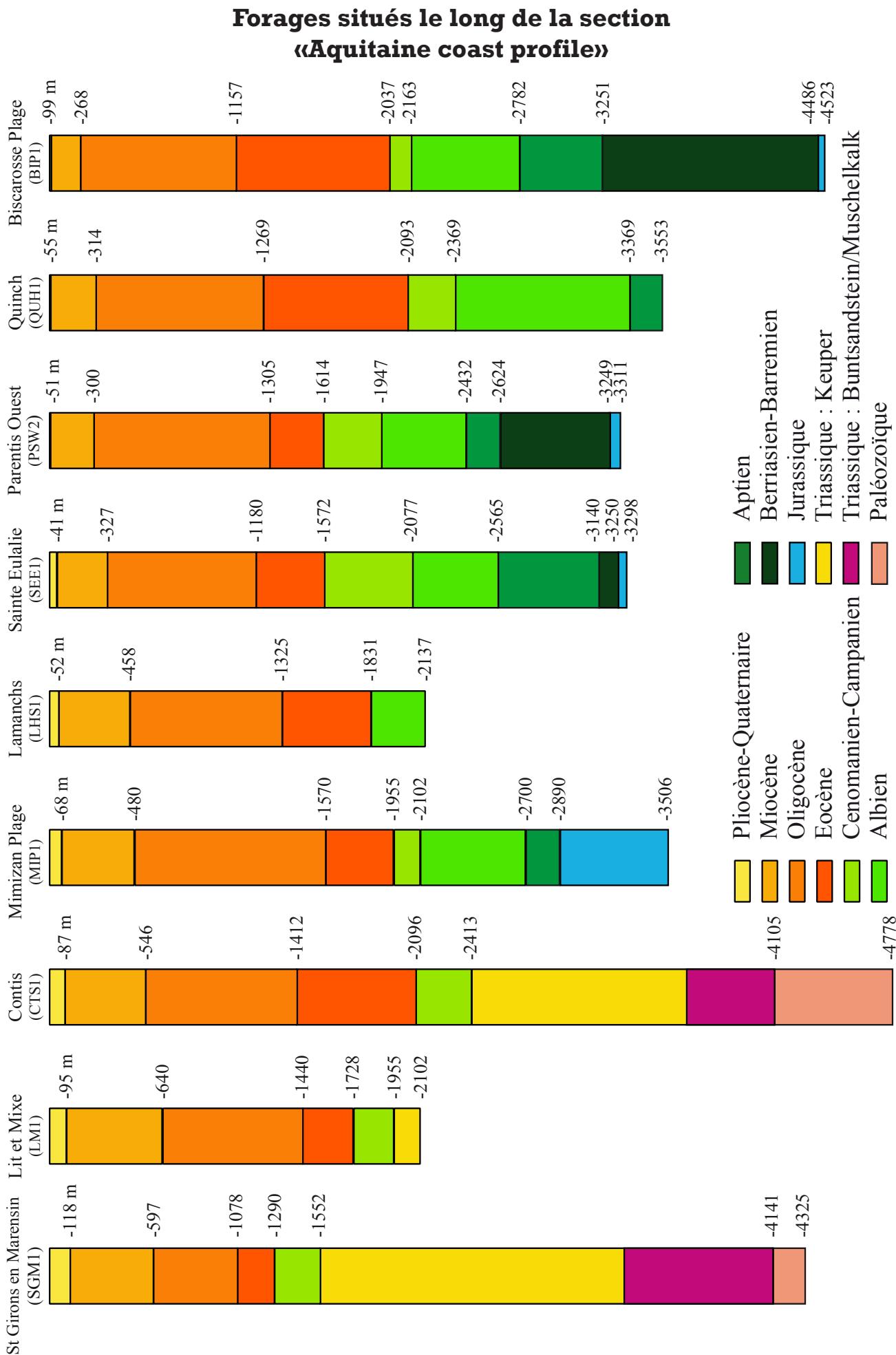
● Autres forages non utilisés

## Forages situés le long du profil ECORS-Golfe de Gascogne

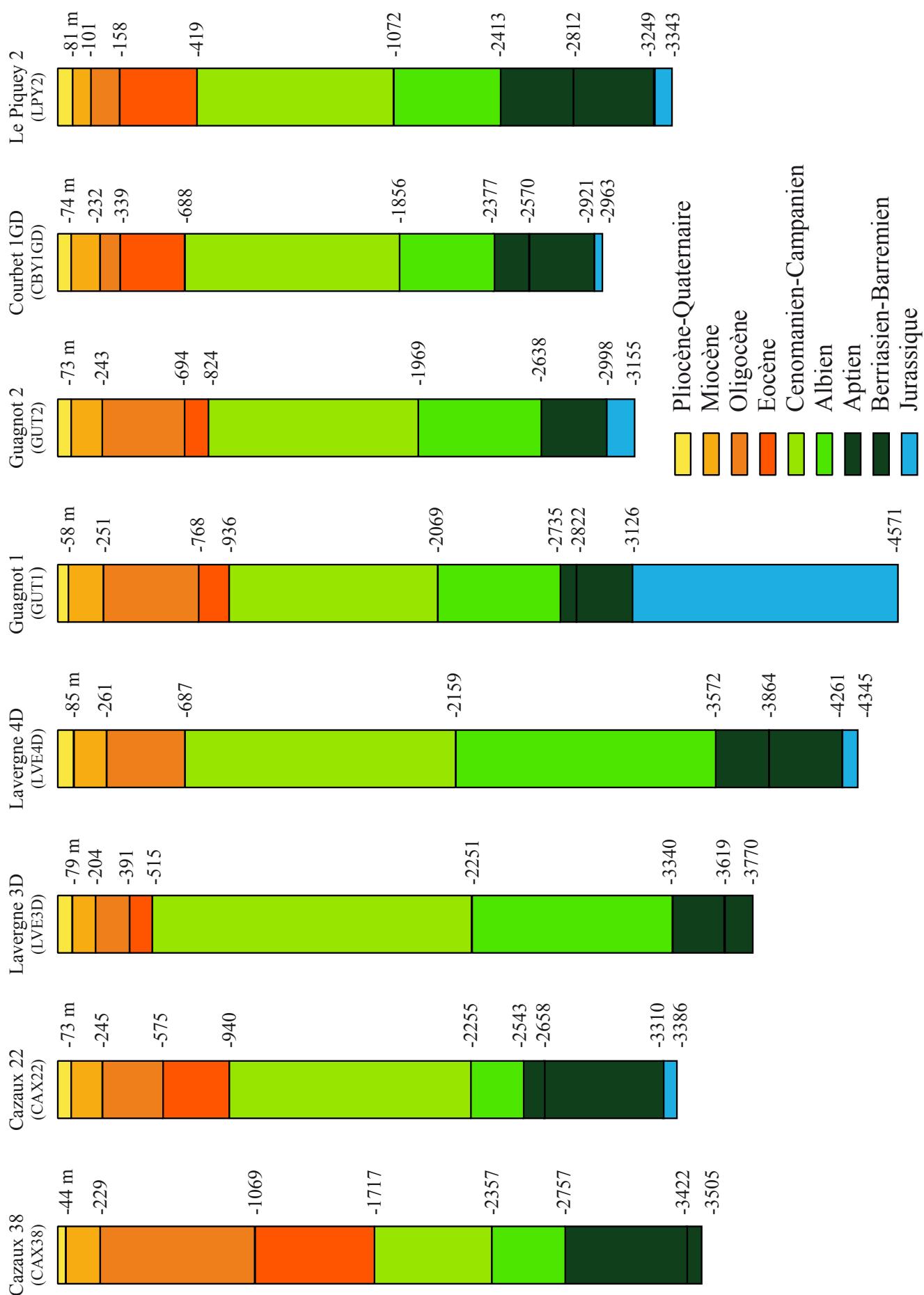


## Forages situés dans la partie offshore du bassin de Parentis





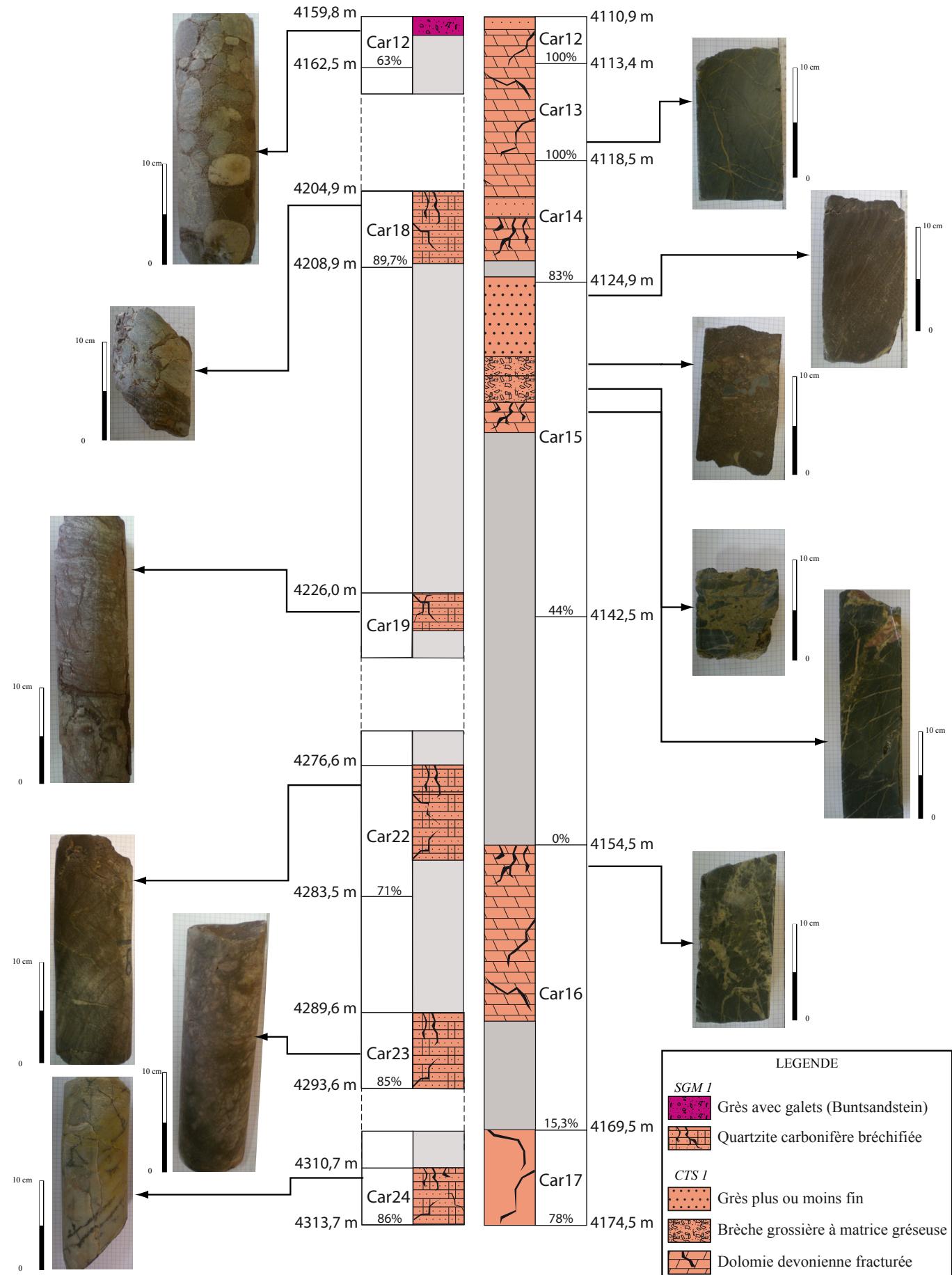
## Les données de forages



## Carottes observées à la base des forages de St Girons en Marensin (SGM 1) et Contis (CTS 1)

SAINT GIRONS EN MARENSIN (SGM 1)

CONTIS (CTS 1)



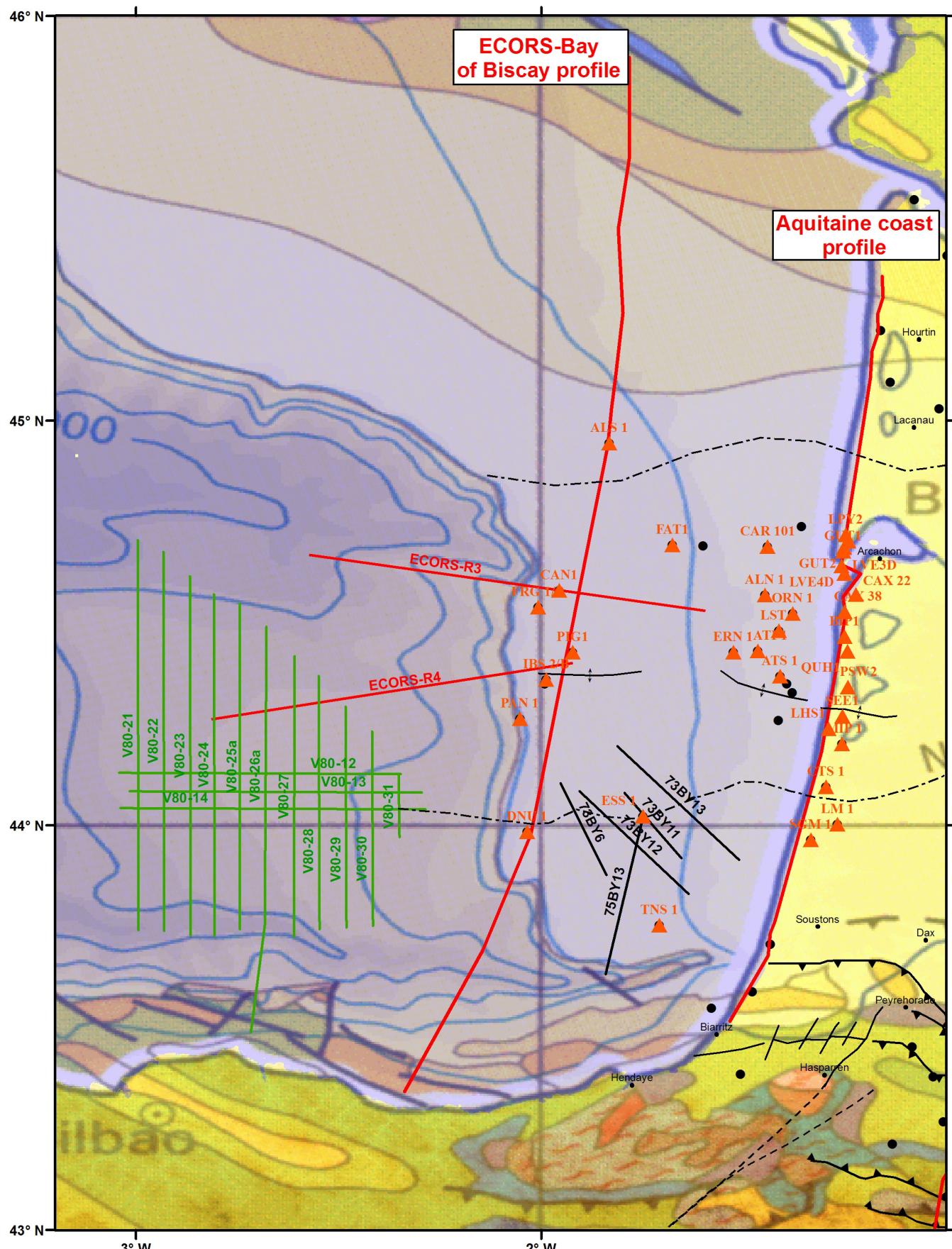
## **LES DONNÉES SISMIQUES**

Les lignes sismiques de la campagne ECORS-Golfe de Gascogne ont été transmises par Marc Schaming (EOST, Strasbourg).

La ligne « Aquitaine coast profile » est issue de la synthèse sur le bassin d’Aquitaine éditée par le BRGM [Serrano et al., 2006].

Les lignes sismiques (73BY6, 73BY11, 73BY12, 73BY13, 75BY13) ont été données par TOTAL (Lacq).

Les lignes sismiques (V80-12, V80-13, V80-14 et V80-21 à V80-31) ont été transmises par SHESA (Bilbao). Pour des raisons de confidentialité, ces sections ne sont pas présentées dans cette annexe.



Profils issus de la campagne ECORS-Golfe de Gascogne et «Aquitaine coast profile»

Profils donnés par TOTAL (Lacq)

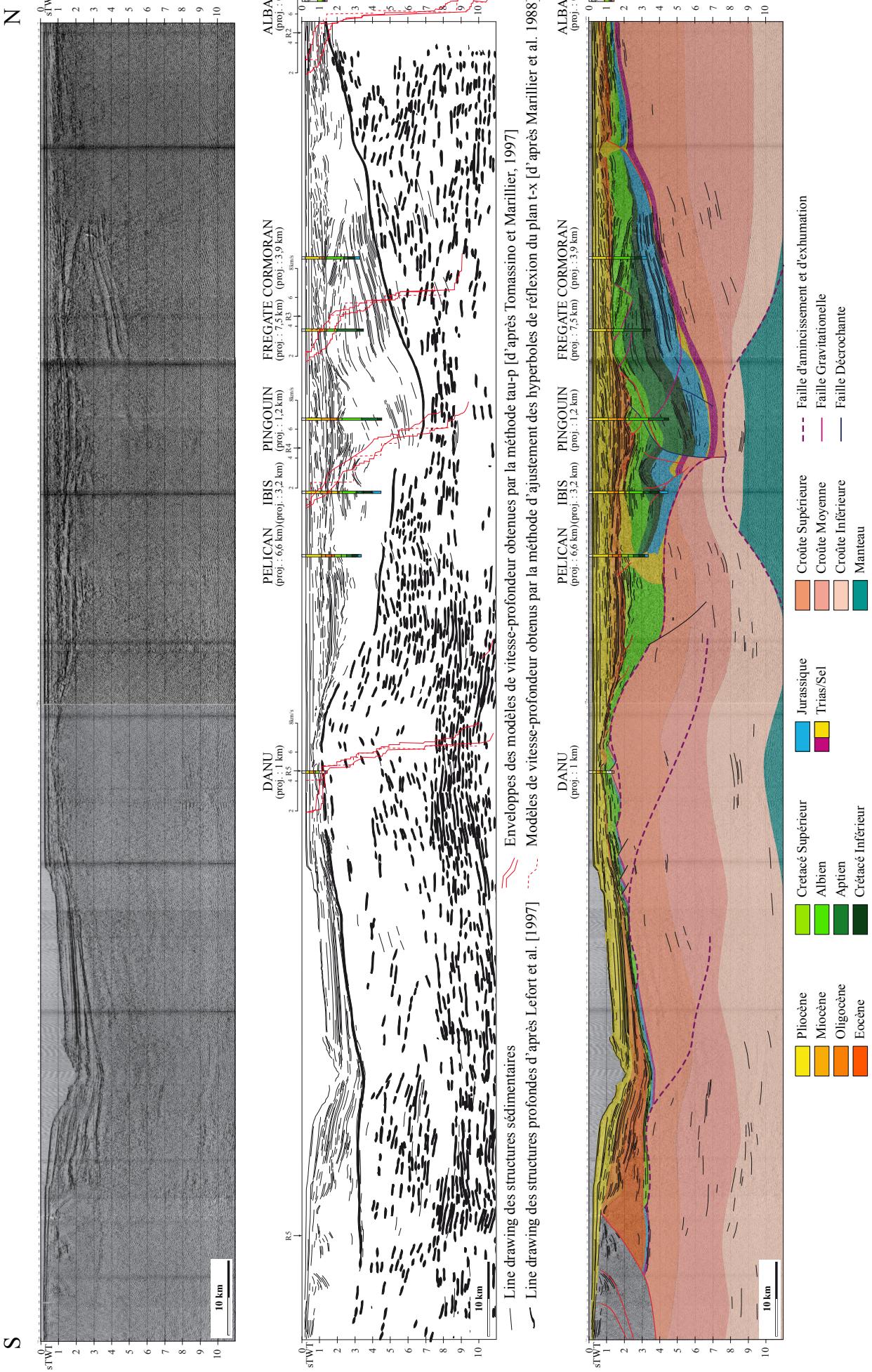
Profils donnés par SHESA (Bilbao)

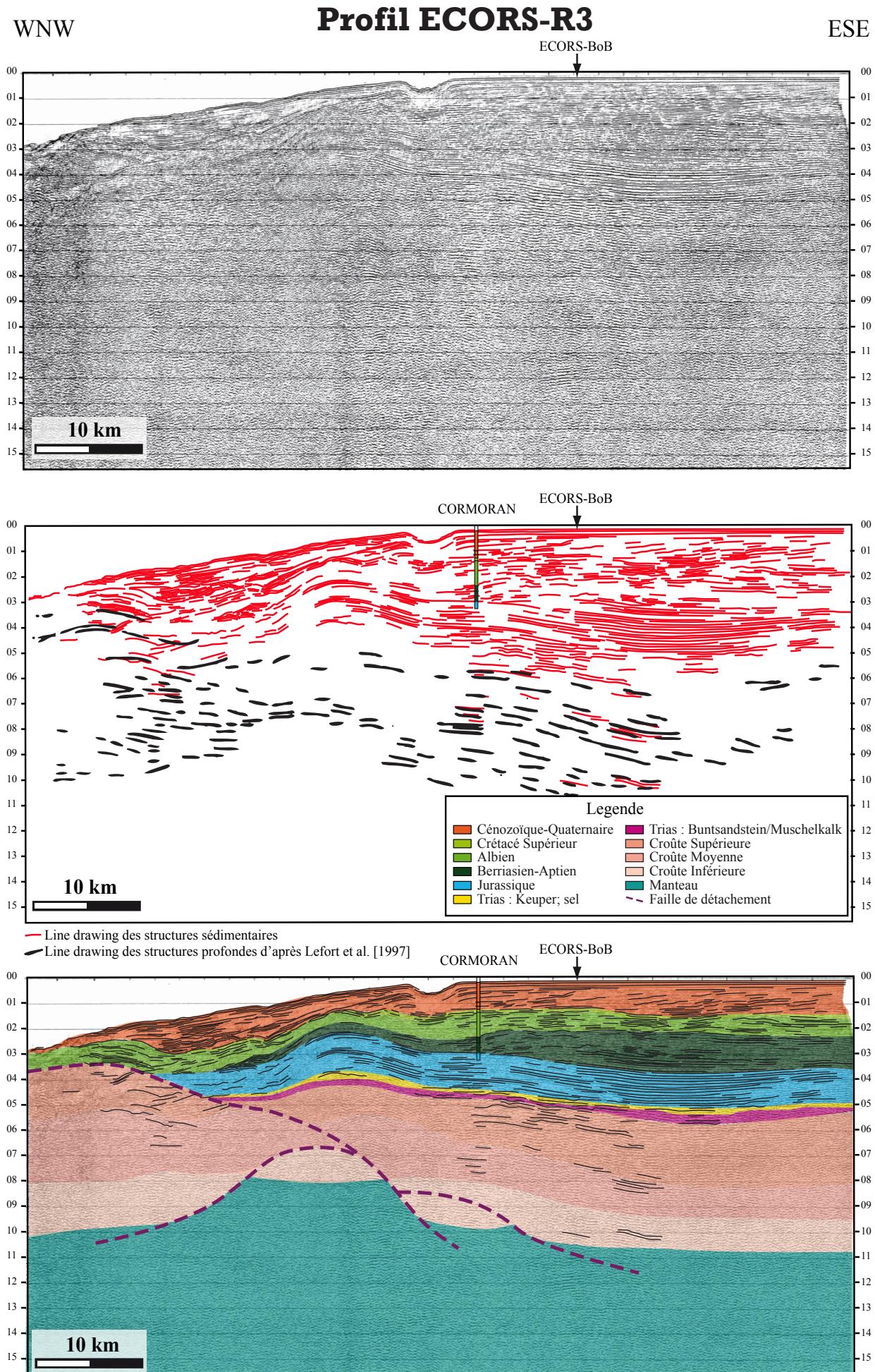
▲ Forages présentés en annexe

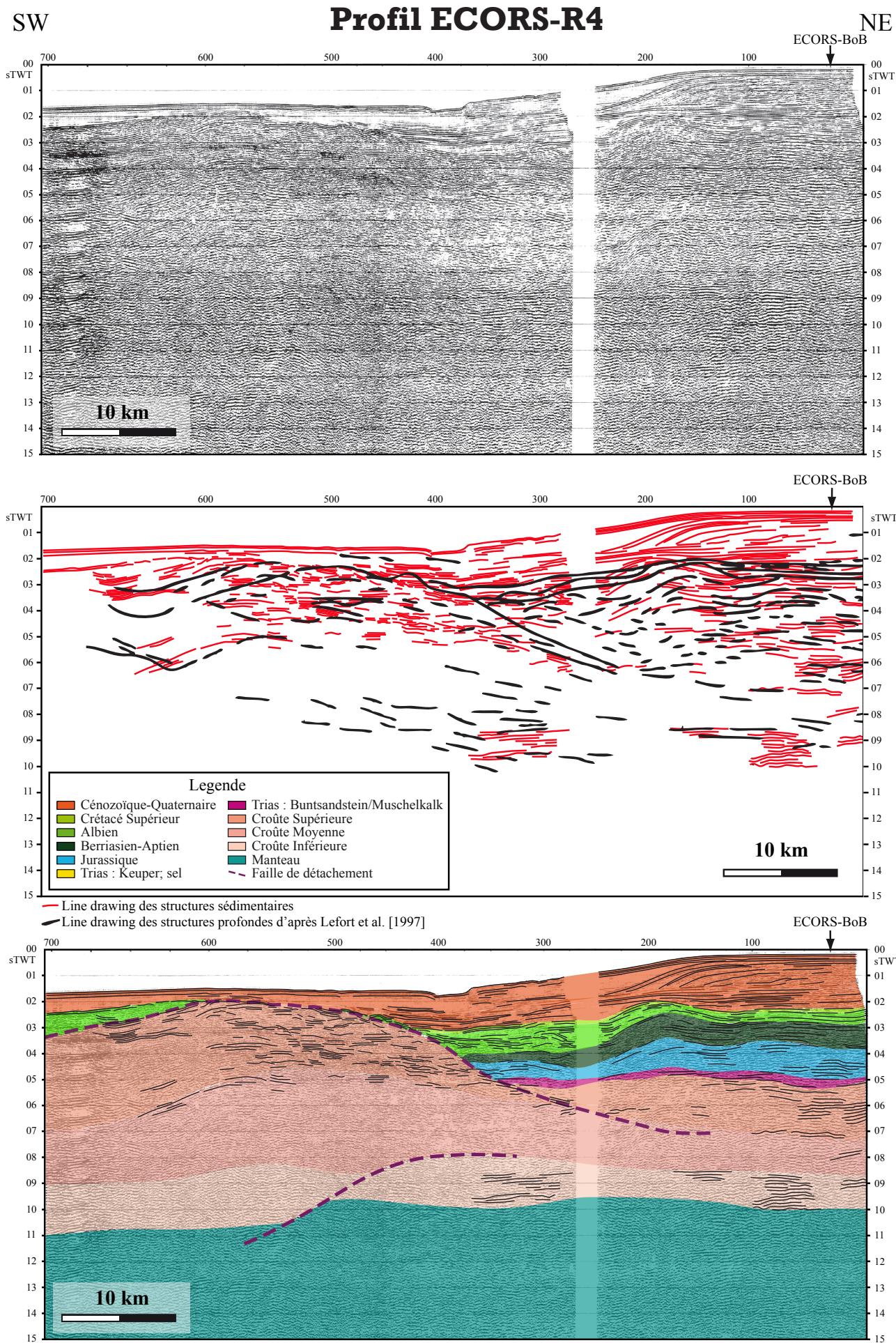
● Autres forages non utilisés

# Profil ECORS-Golfe de Gascogne

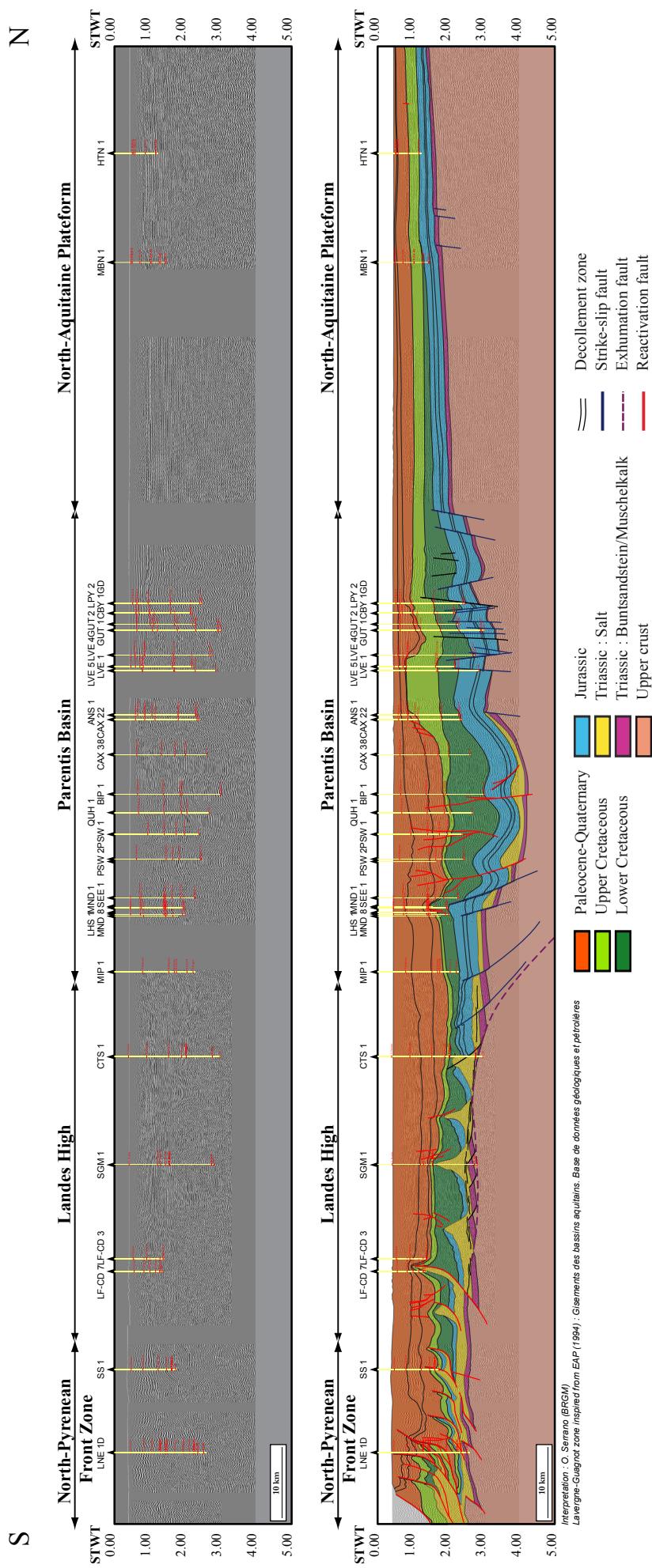
Les données sismiques



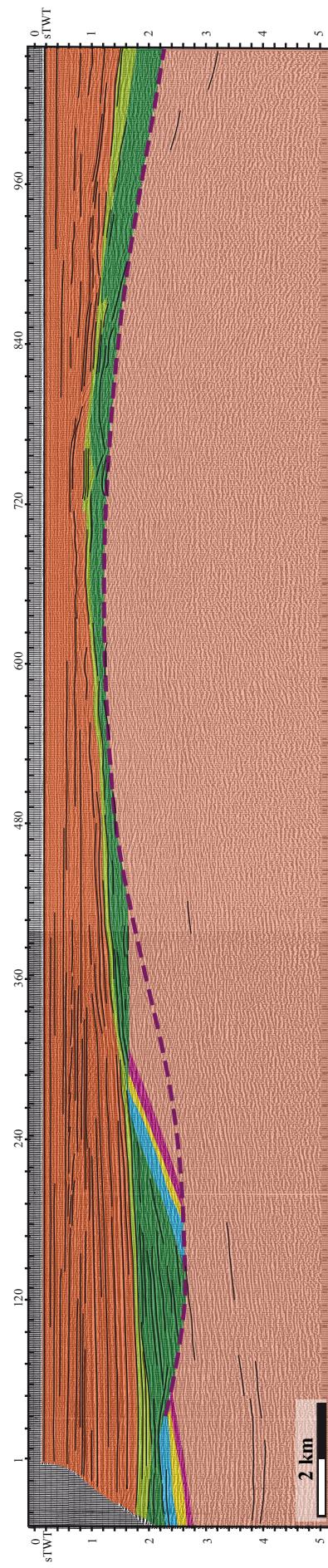
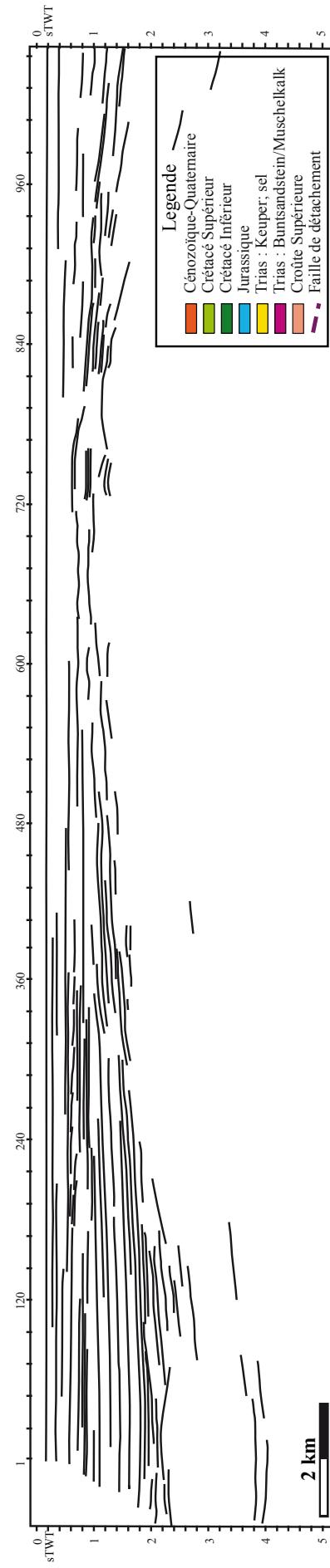
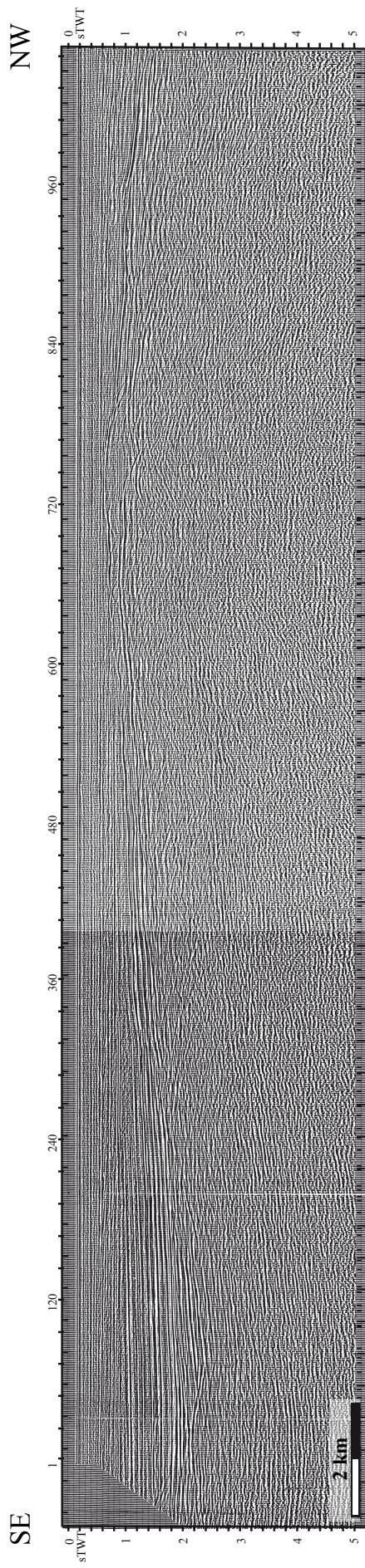


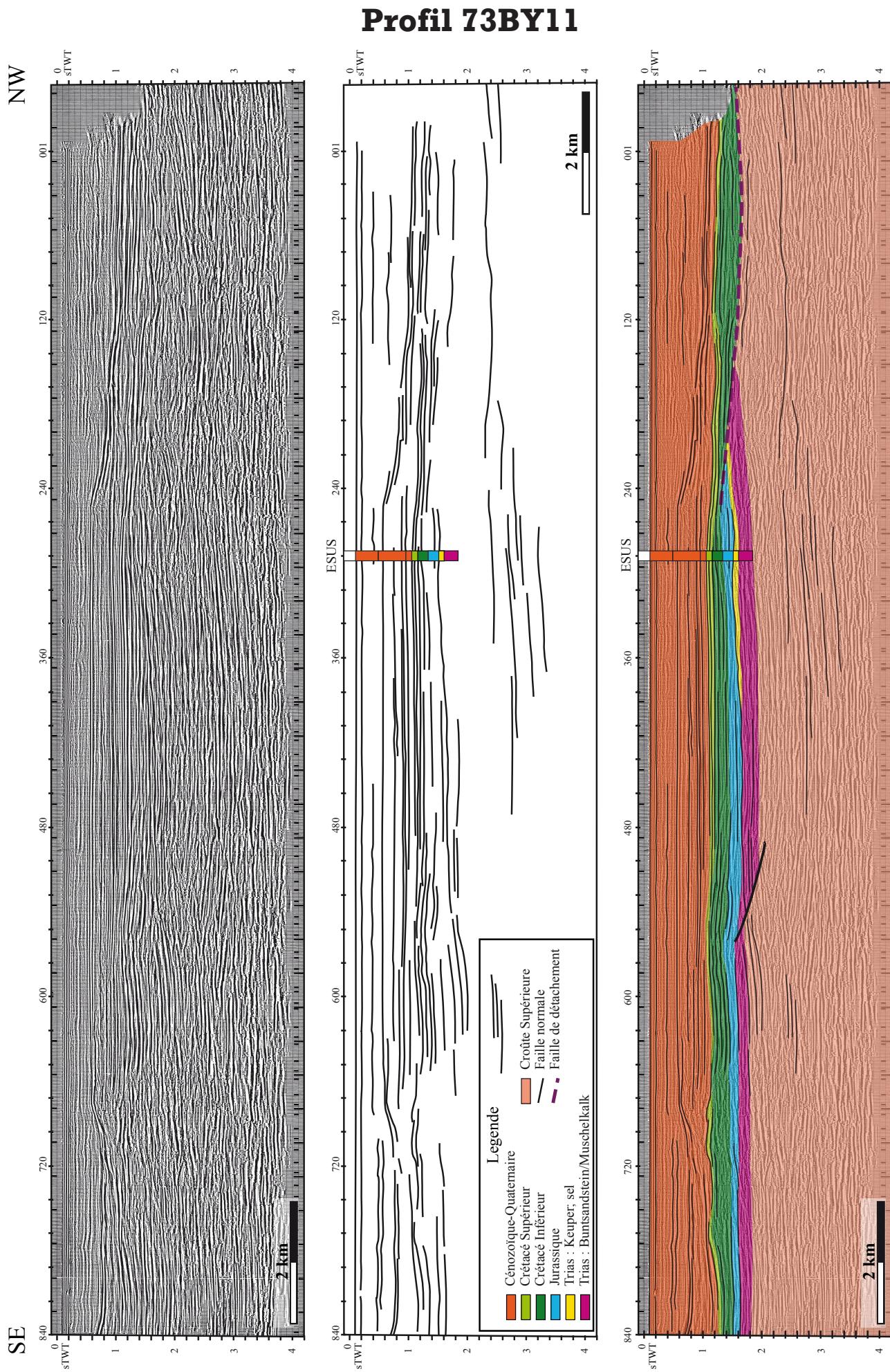


# Aquitaine Coast profile

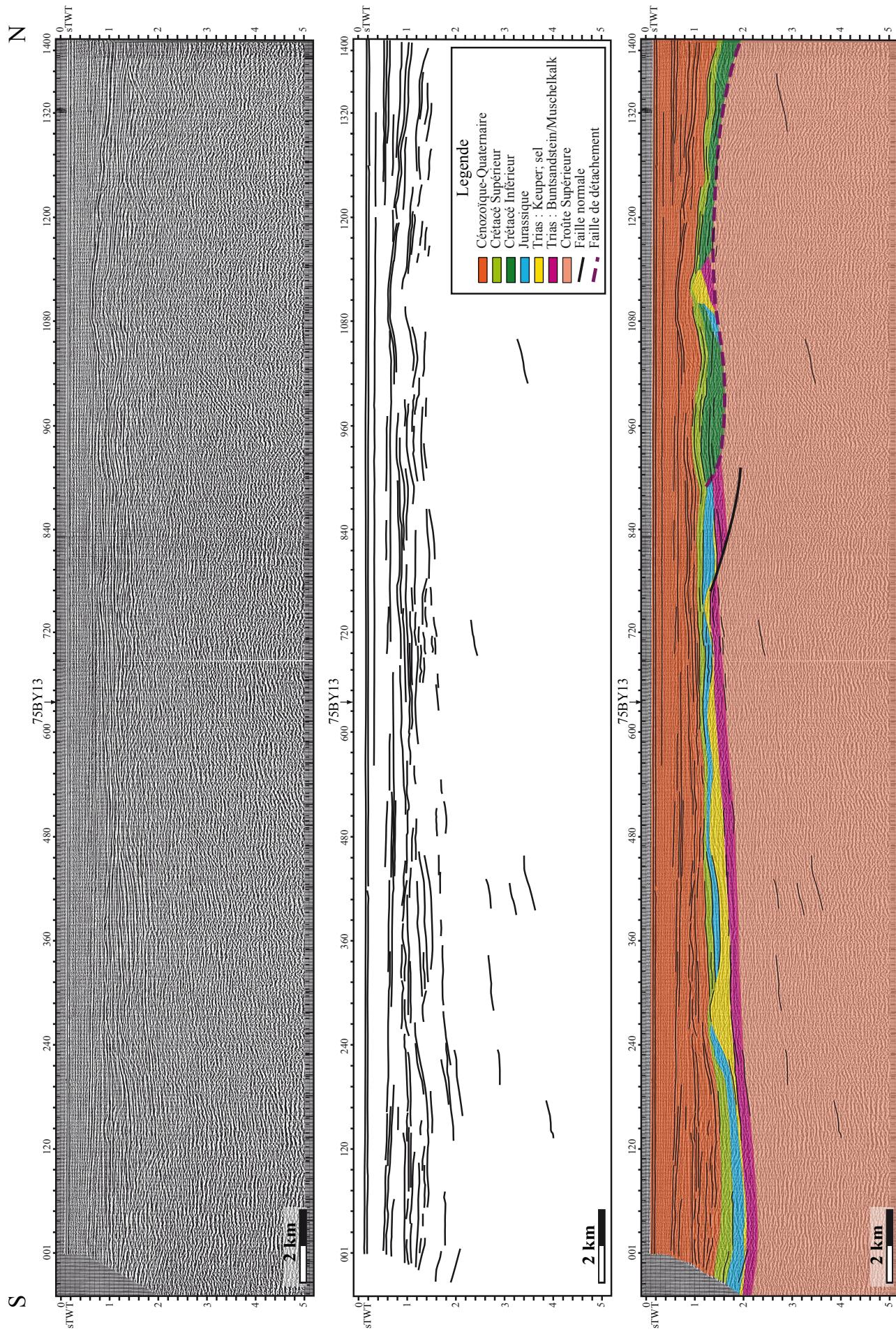


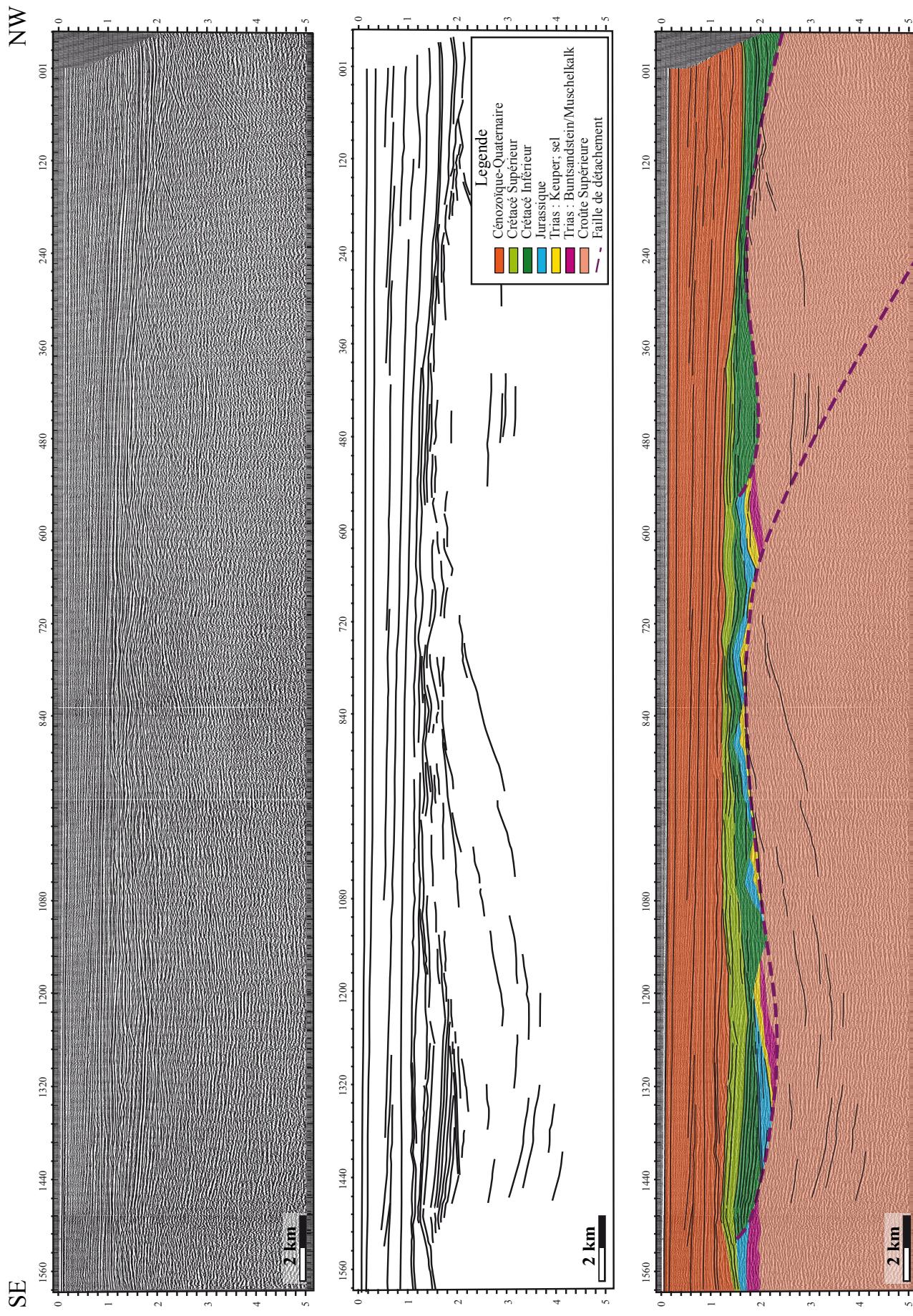
## Profil 73BY6



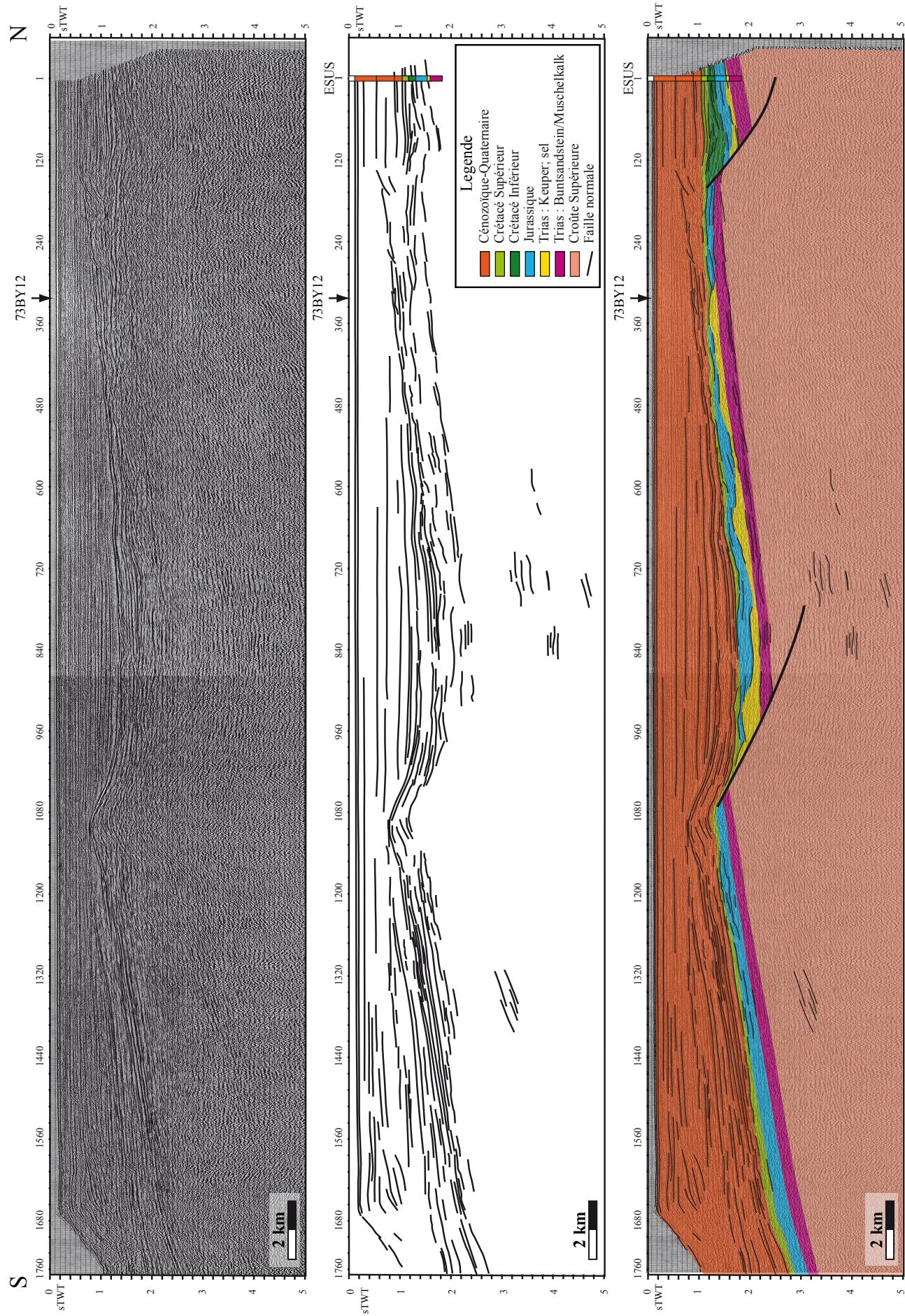


## Profil 73BY12



**Profil 73BY13**

## Profil 75BY13



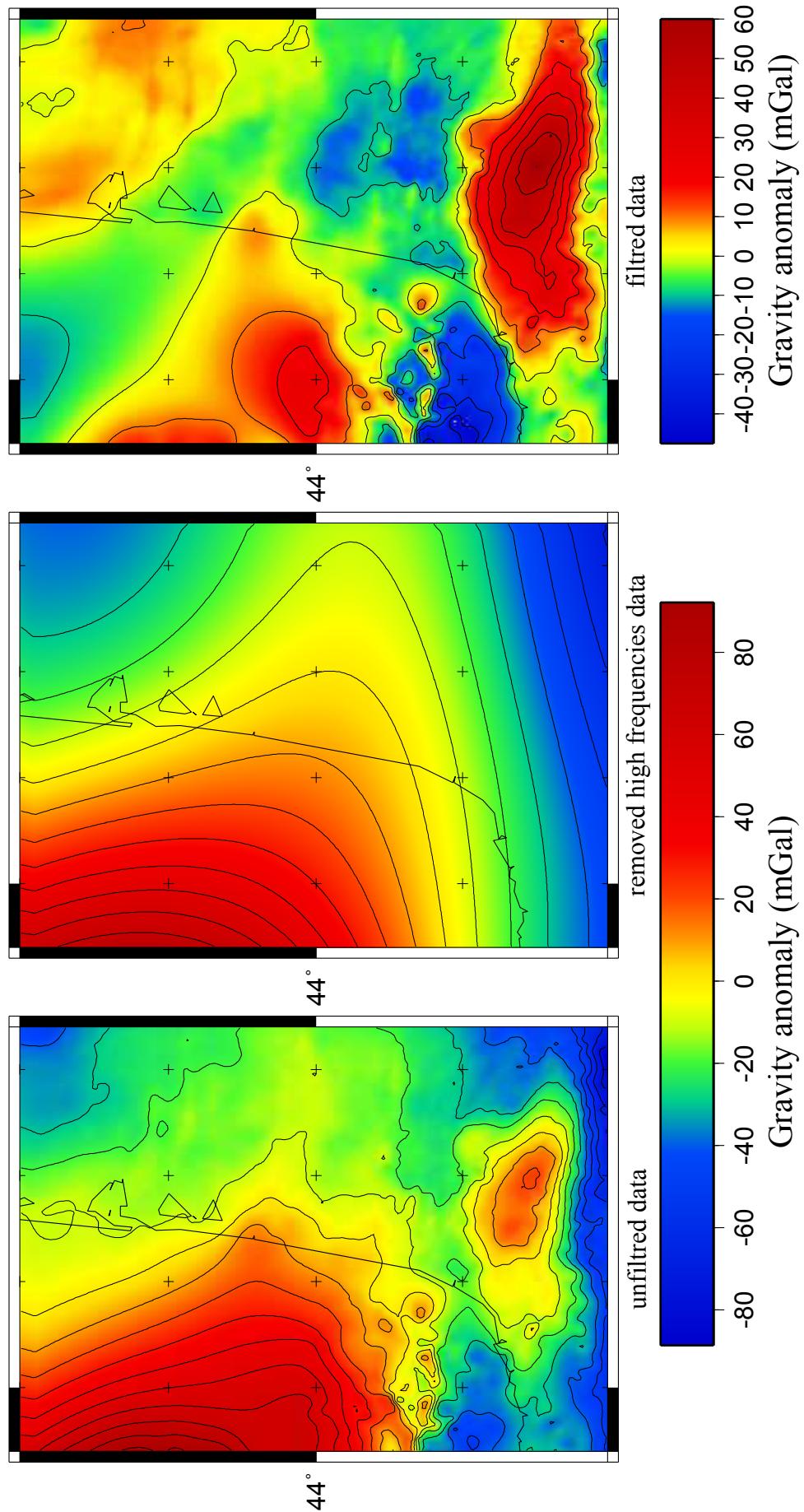
## **Les coupes sismiques données par SHESA**

Pour des raisons de confidentialité, ces coupes ne peuvent être présentées dans ces annexes. Elles seront rajoutées ultérieurement au manuscrit si SHESA nous en donne l'autorisation.

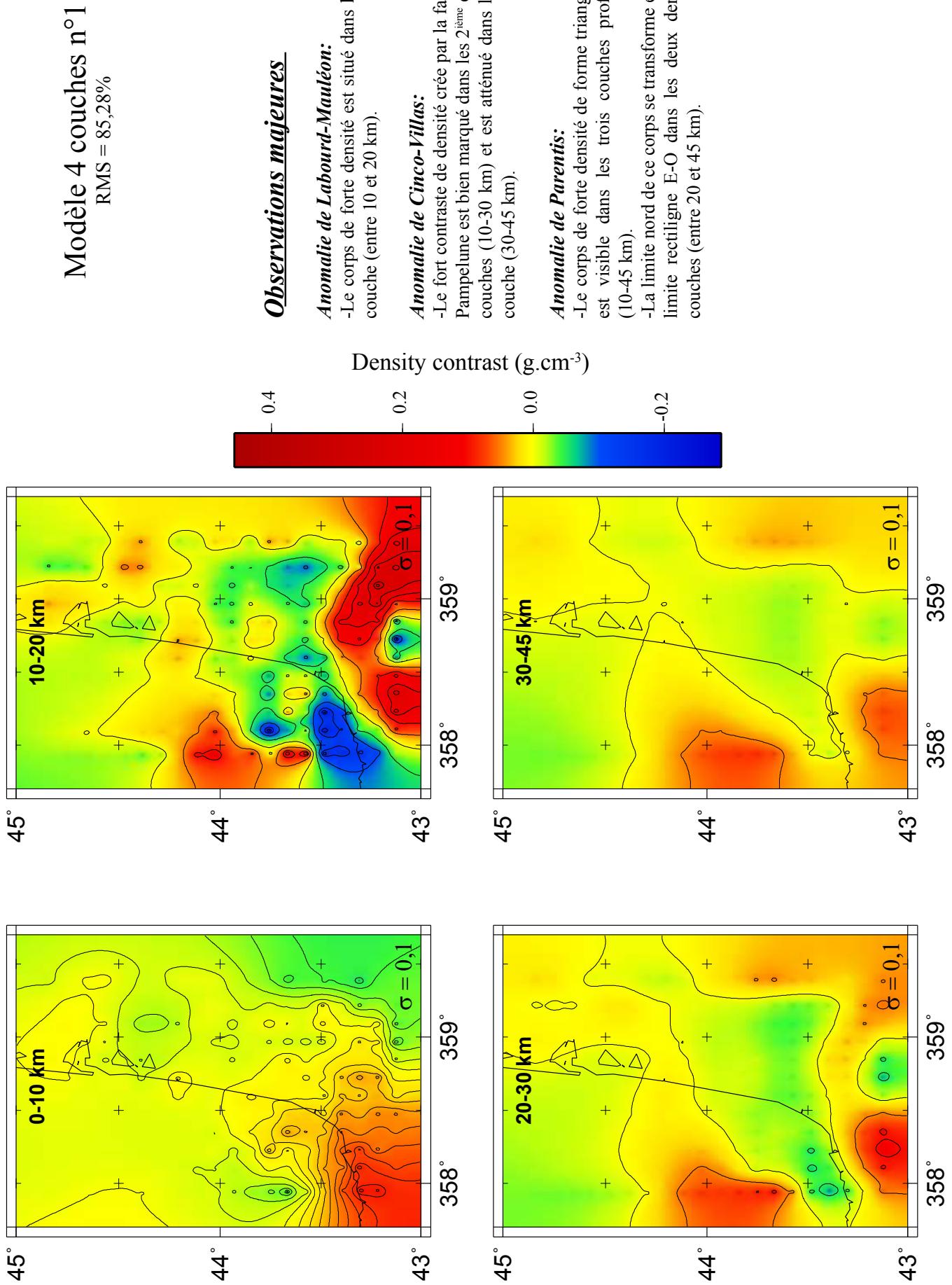
## **LES MODÈLES D'INVERSION GRAVIMÉTRIQUE**

Les données gravimétriques ont été données par le BGI (Bureau Gravimétrique International).

## Le filtrage de données



## Les Modèles 4 couches d'inversion 3D



## Modèle 4 couches n°2

RMS = 85,22%

### Observations majeures

#### *Anomalie de Labourd-Mauéon:*

-Le corps de forte densité est situé dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 10 et 18 km) et est très atténué dans la 3<sup>ème</sup> couche (entre 18 et 30 km).

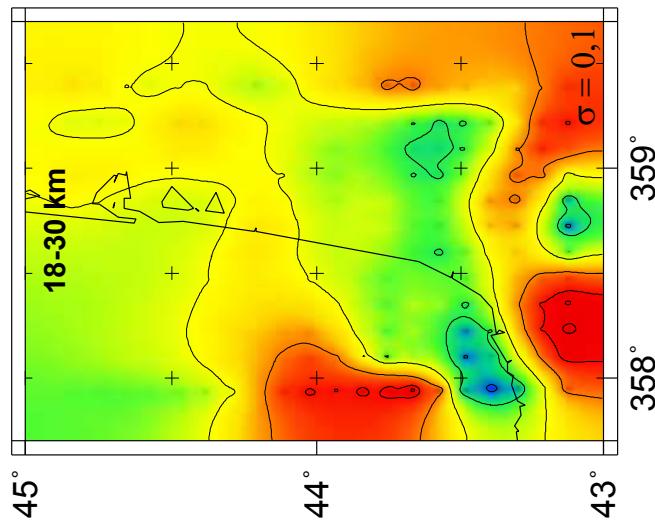
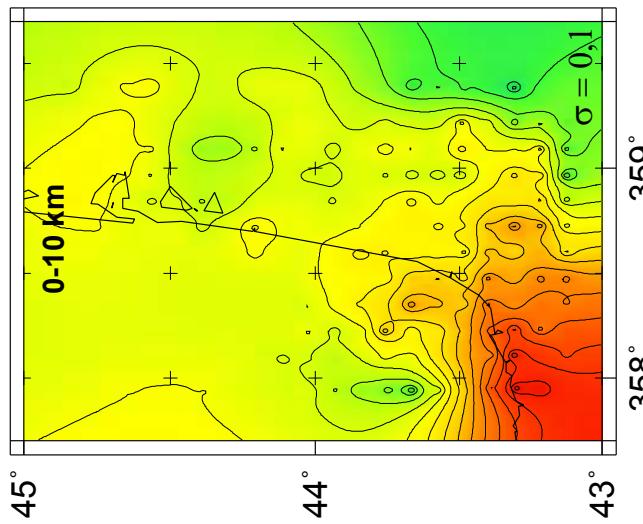
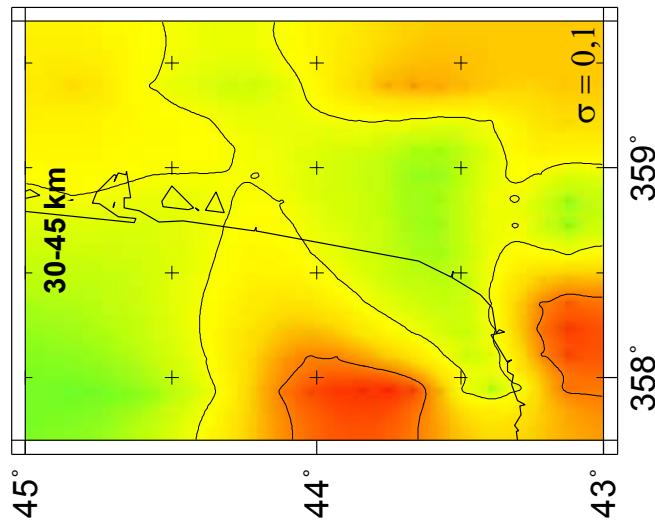
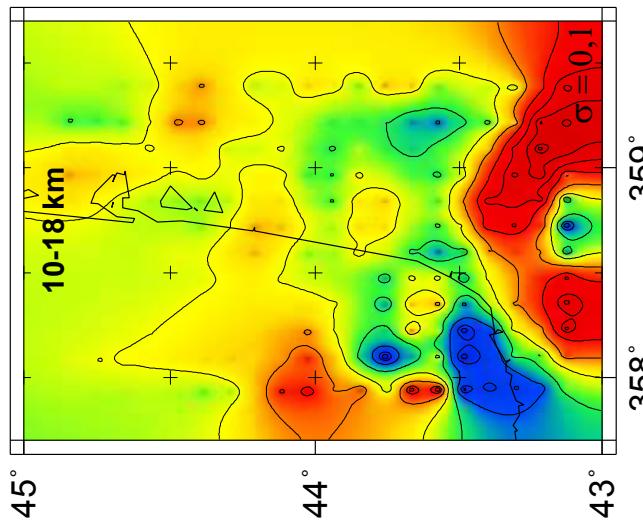
#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

-Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couches (10-30 km) et est atténué dans la 4<sup>ème</sup> couche (30-45 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

-Le corps de forte densité de forme triangulaire est visible dans les trois couches profondes (10-45 km).  
 -La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans les deux dernières couches (entre 18 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )



## Modèle 4 couches n°3 RMS = 85,36%

### Observations majeures

#### *Anomalie de Labourd-Mauleon:*

-Le corps de forte densité est situé dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 10 et 25 km).

#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

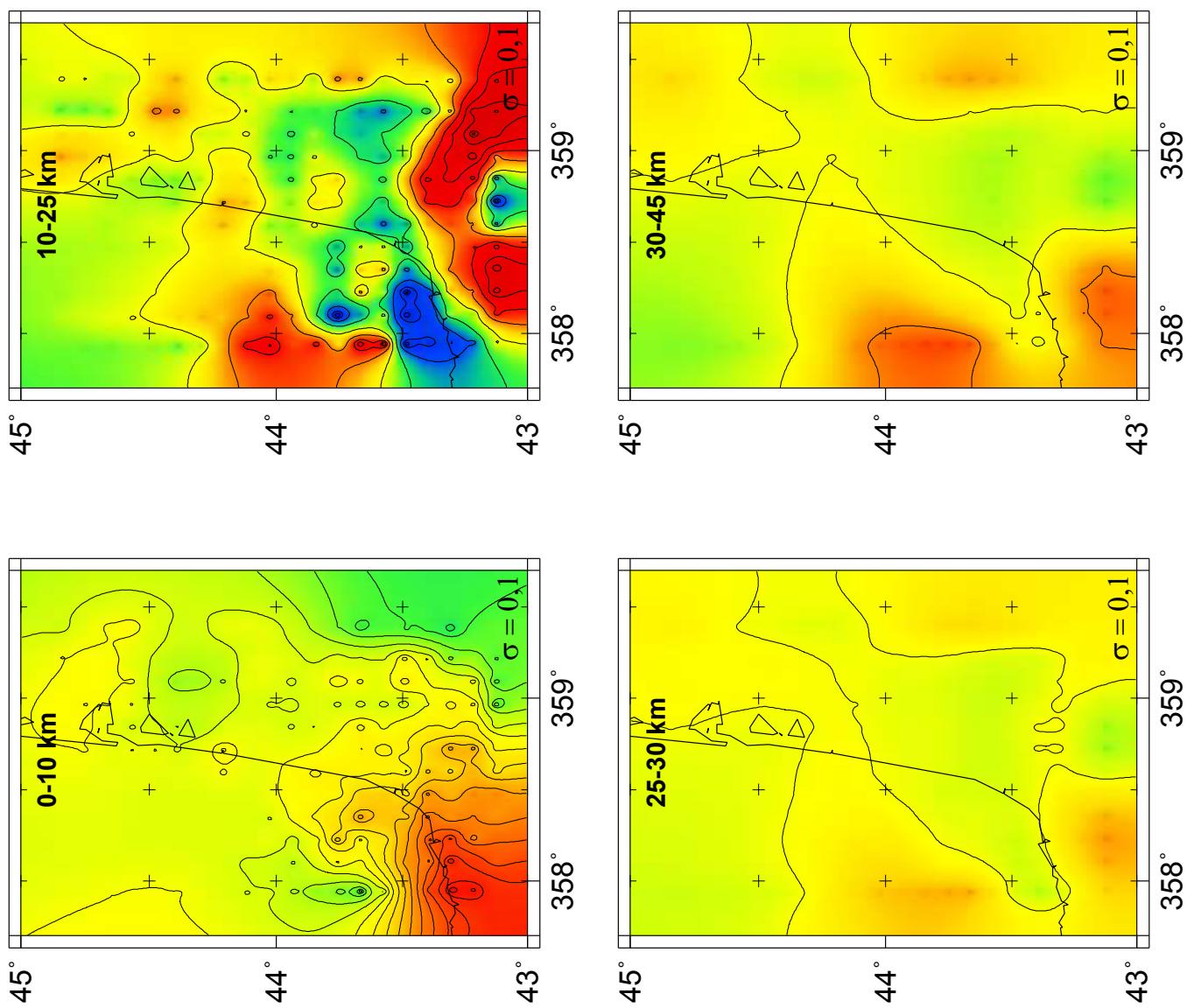
-Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans la 2<sup>ème</sup> couche (10-25 km) et est très atténué dans les 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (25-45 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

-Le corps de forte densité de forme triangulaire est visible dans les trois couches profondes (10-45 km).

-La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans les deux dernières couches (entre 25 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )



## Modèle 4 couches n°4

RMS = 84,79%

### Observations majeures

#### *Anomalie de Labourd-Mauleon:*

-Le corps de forte densité est présent dans les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couches (entre 12 et 30 km).

#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

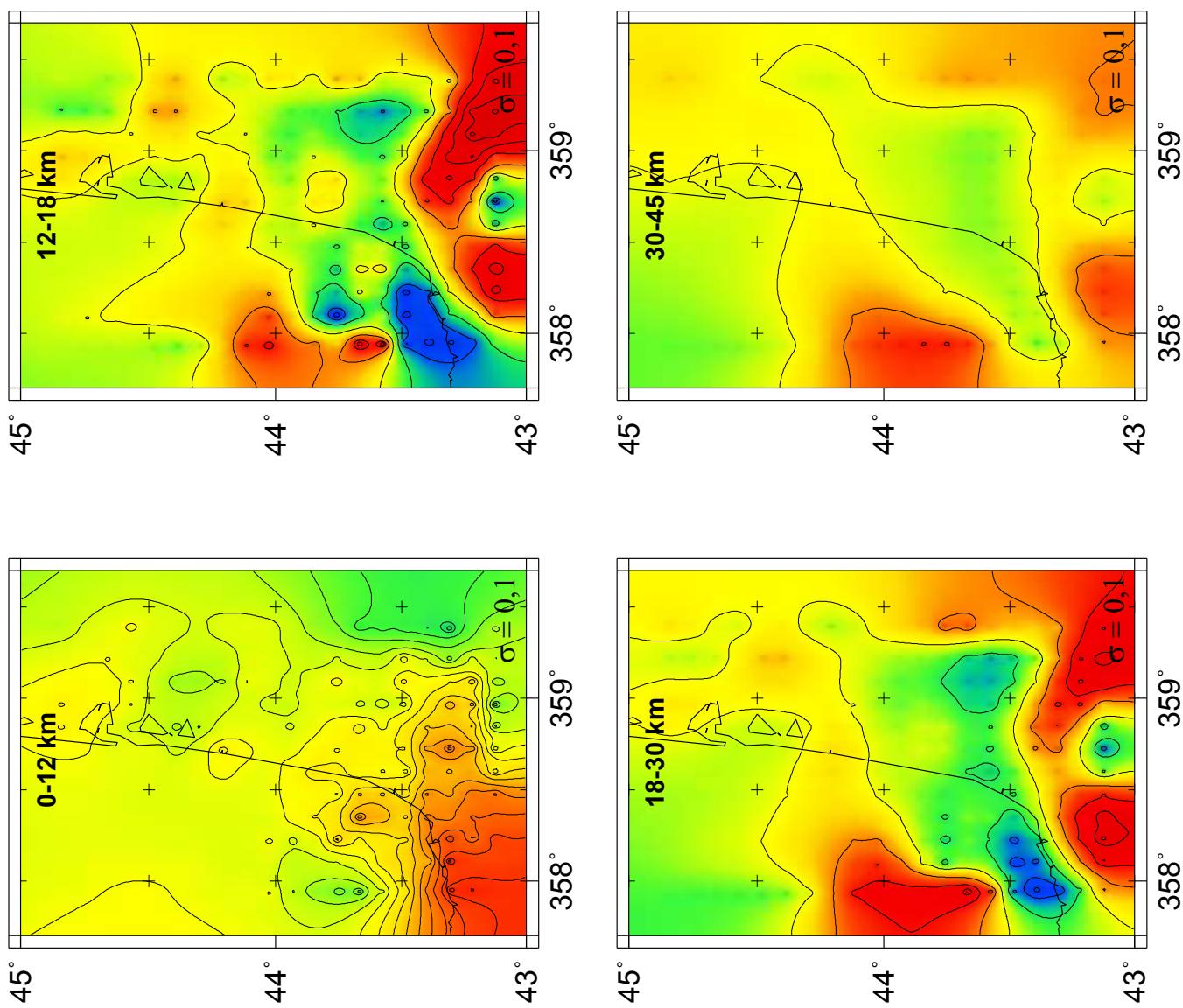
-Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couche (12-30 km) et est atténué dans la 4<sup>ème</sup> couche (30-45 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

-Le corps de forte densité de forme triangulaire est visible dans les trois couches profondes (12-45 km).

-La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la dernière couche (entre 30 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )



## Modèle 4 couches n°5

RMS = 85,71%

### Observations majeures

#### *Anomalie de Labourd-Mauleon:*

-Le corps de forte densité est situé dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 8 et 18 km).

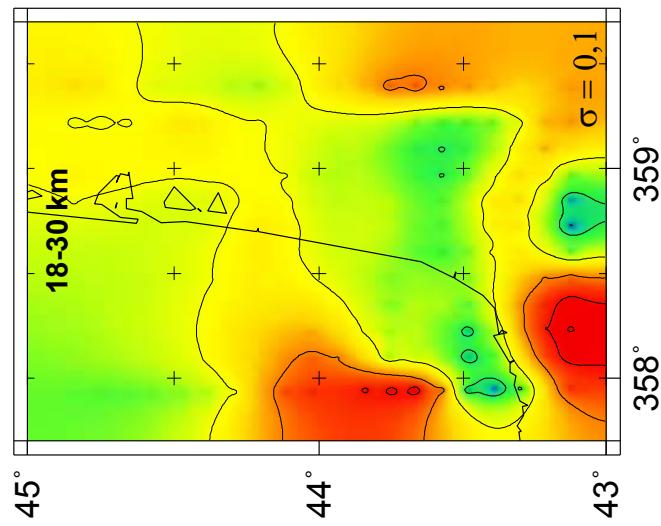
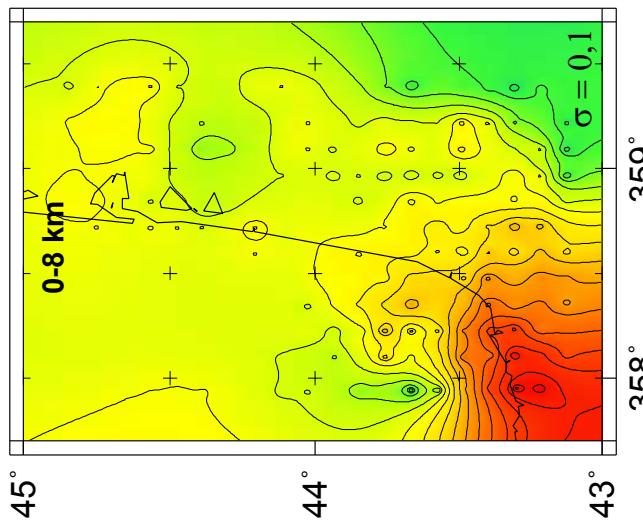
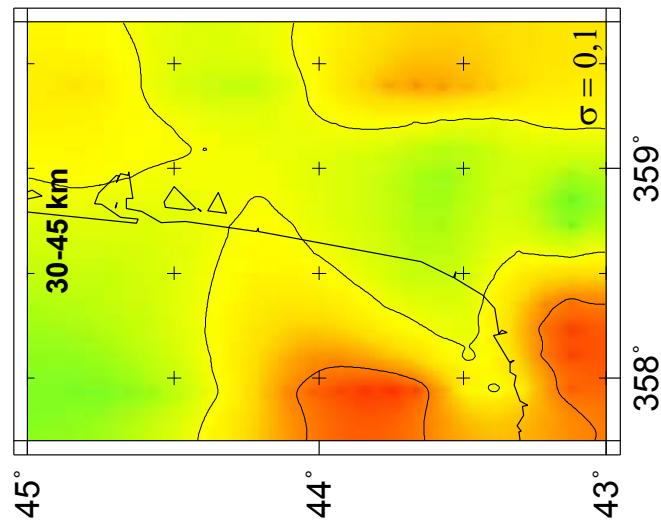
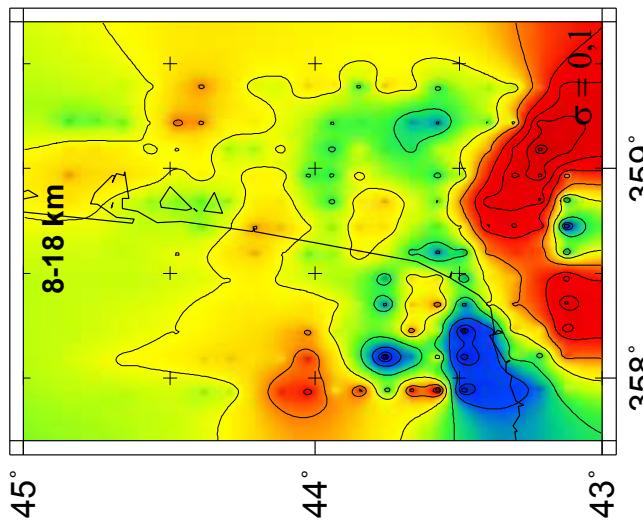
#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

-Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couche (8-30 km) et est atténué dans la 4<sup>ème</sup> couche (30-45 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

-Dans la 1<sup>ère</sup> couche (entre 8 et 18 km) le contraste de densité est très localisé.  
 -Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couches (entre 18 et 45 km).  
 -La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans les deux dernières couches (entre 18 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )



Modèle 4 couches n°6  
RMS = 85,49%

### *Observations majeures*

#### *Anomalie de Labourd-Mauléon:*

-Le corps de forte densité est très présent dans les 2<sup>ième</sup> et 3<sup>ième</sup> couches (entre 8 et 18 km).

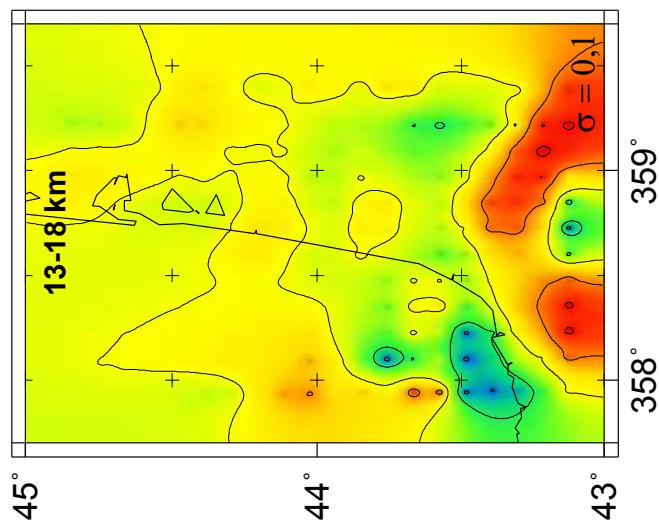
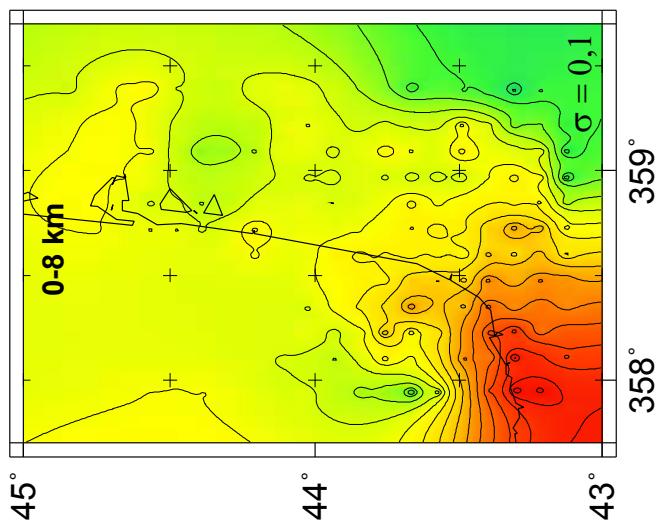
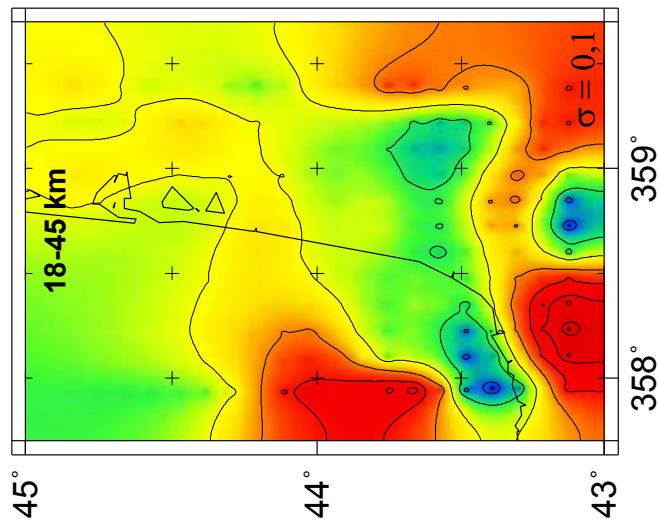
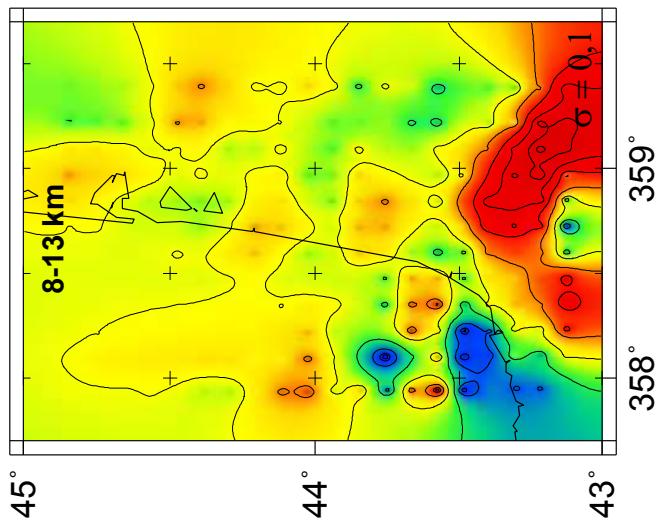
#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

-Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les trois couches profondes (entre 8 et 45 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

-Dans les 2<sup>ième</sup> et 3<sup>ième</sup> couches (entre 8 et 18 km) le contraste de densité est très localisé.  
-Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans la 4<sup>ième</sup> couche (entre 18 et 45 km).  
-La limite nord de ce corps se transforme en une limite E-O dans la dernière couche (entre 18 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )



Modèle 4 couches n°7  
RMS = 85,07%

### ***Observations majeures***

#### ***Anomalie de Labourd-Mauléon:***

- Le corps de forte densité est présent dans les 2<sup>ième</sup> et 3<sup>ième</sup> couches (entre 10 et 20 km).

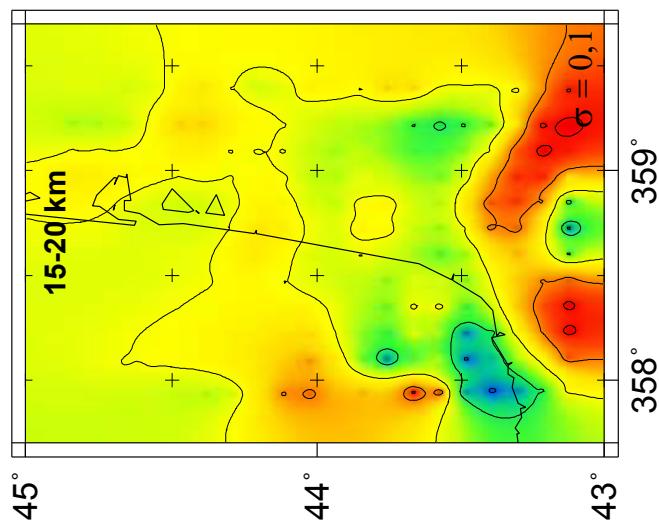
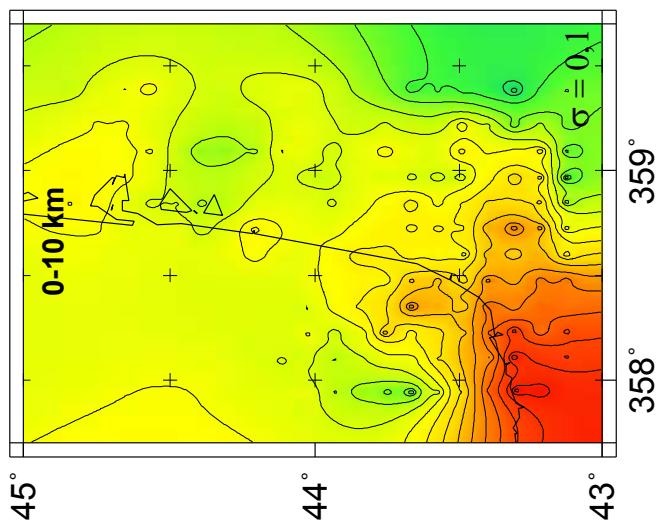
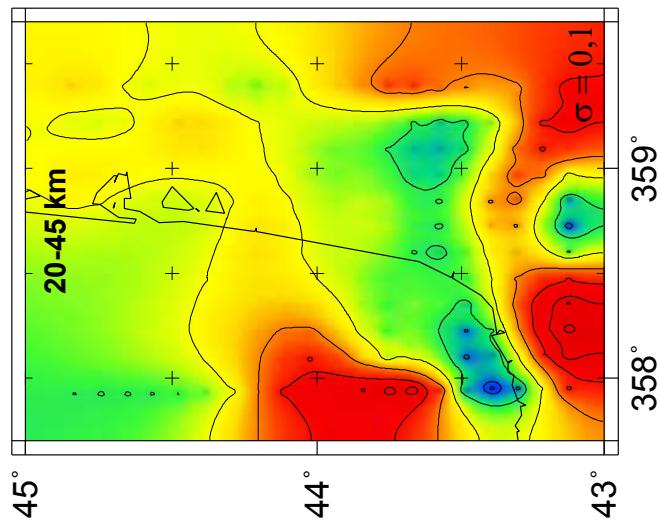
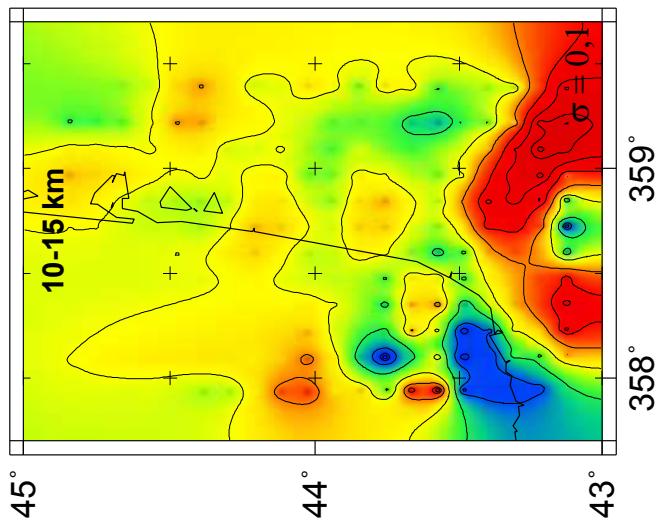
#### ***Anomalie de Cinco-Villas:***

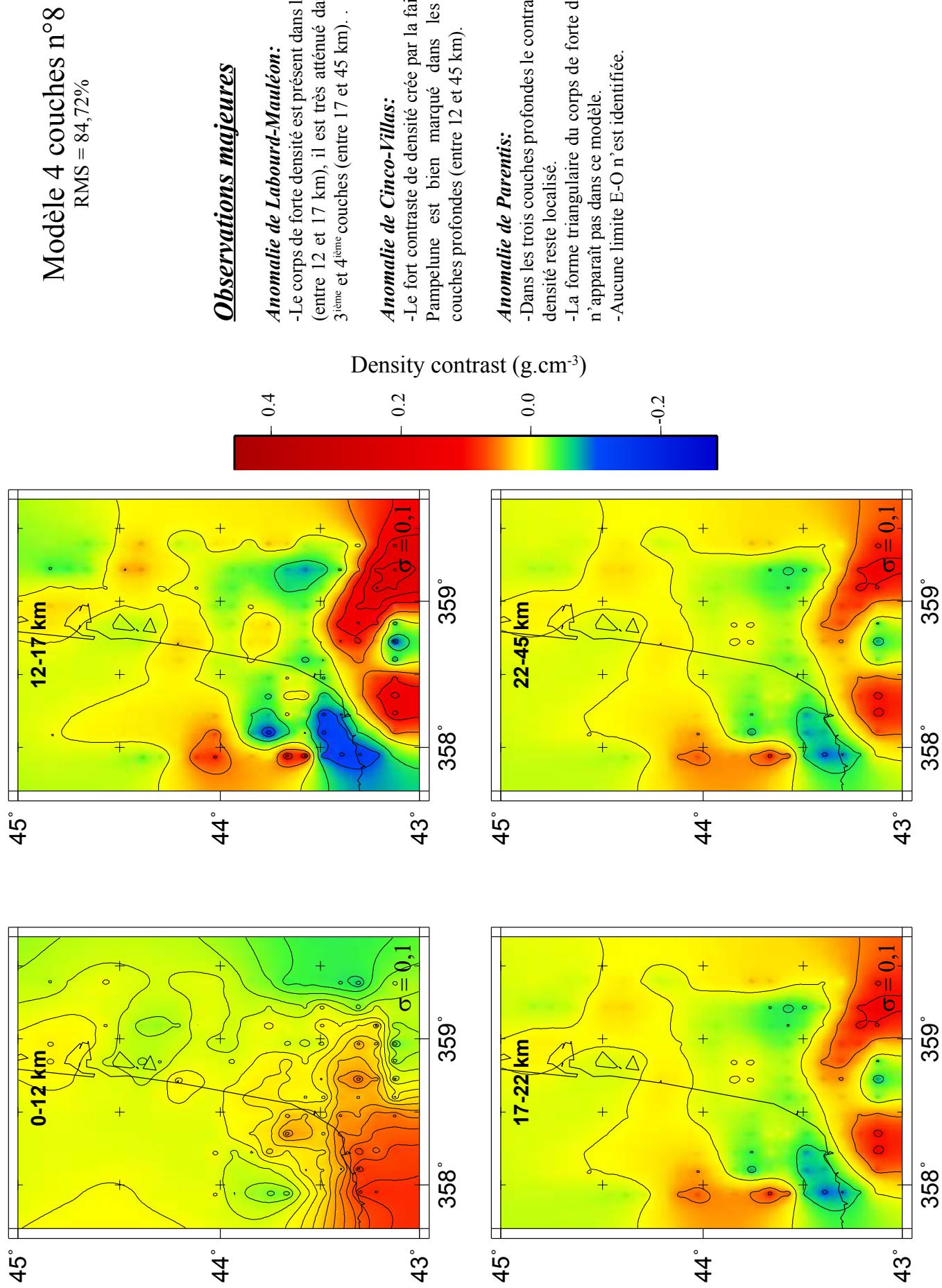
- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les trois couches profondes (entre 10 et 45 km).

#### ***Anomalie de Parentis:***

- Dans les 2<sup>ième</sup> et 3<sup>ième</sup> couches (entre 10 et 20 km) le contraste de densité est très localisé.
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans la 4<sup>ième</sup> couche (entre 20 et 45 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la dernière couche (entre 20 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )





## Modèle 4 couches n°9

RMS = 86,25%

### Observations majeures

#### *Anomalie de Labourd-Mauléon:*

- Le corps de forte densité est situé dans la 2<sup>ième</sup> couche (entre 5 et 15 km).

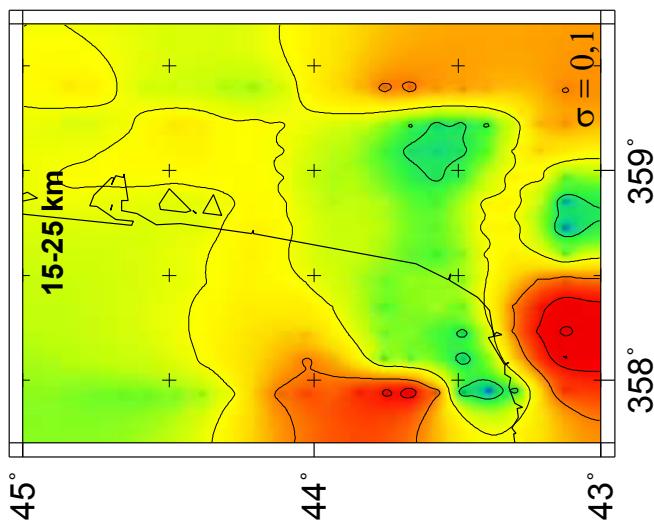
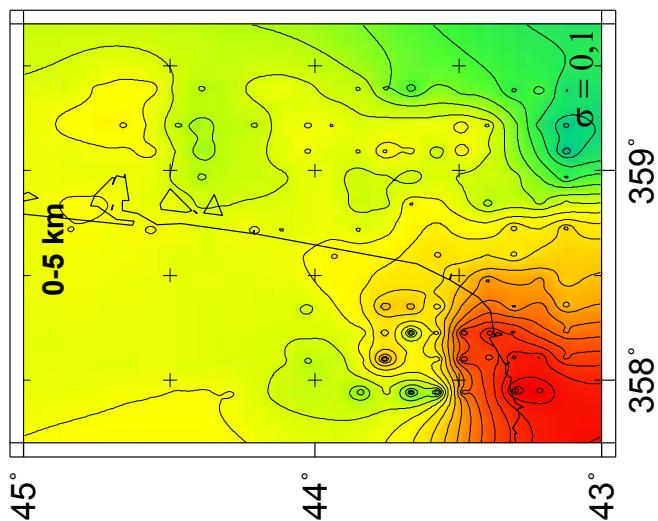
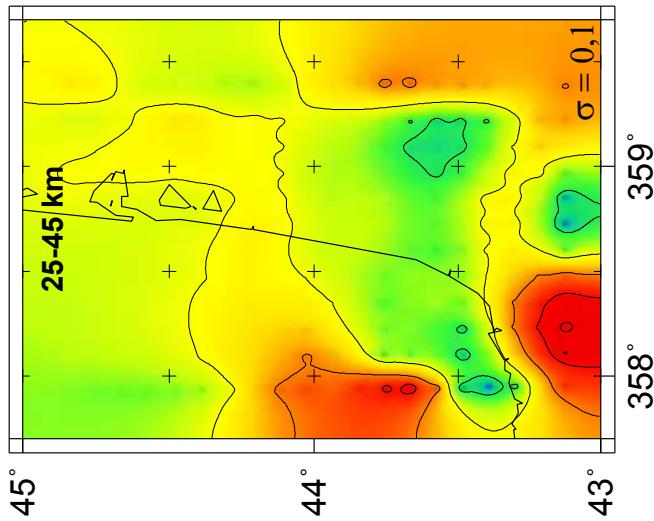
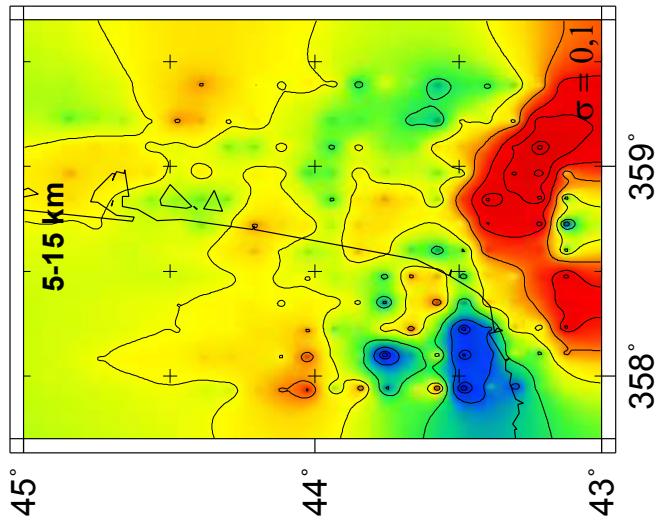
#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

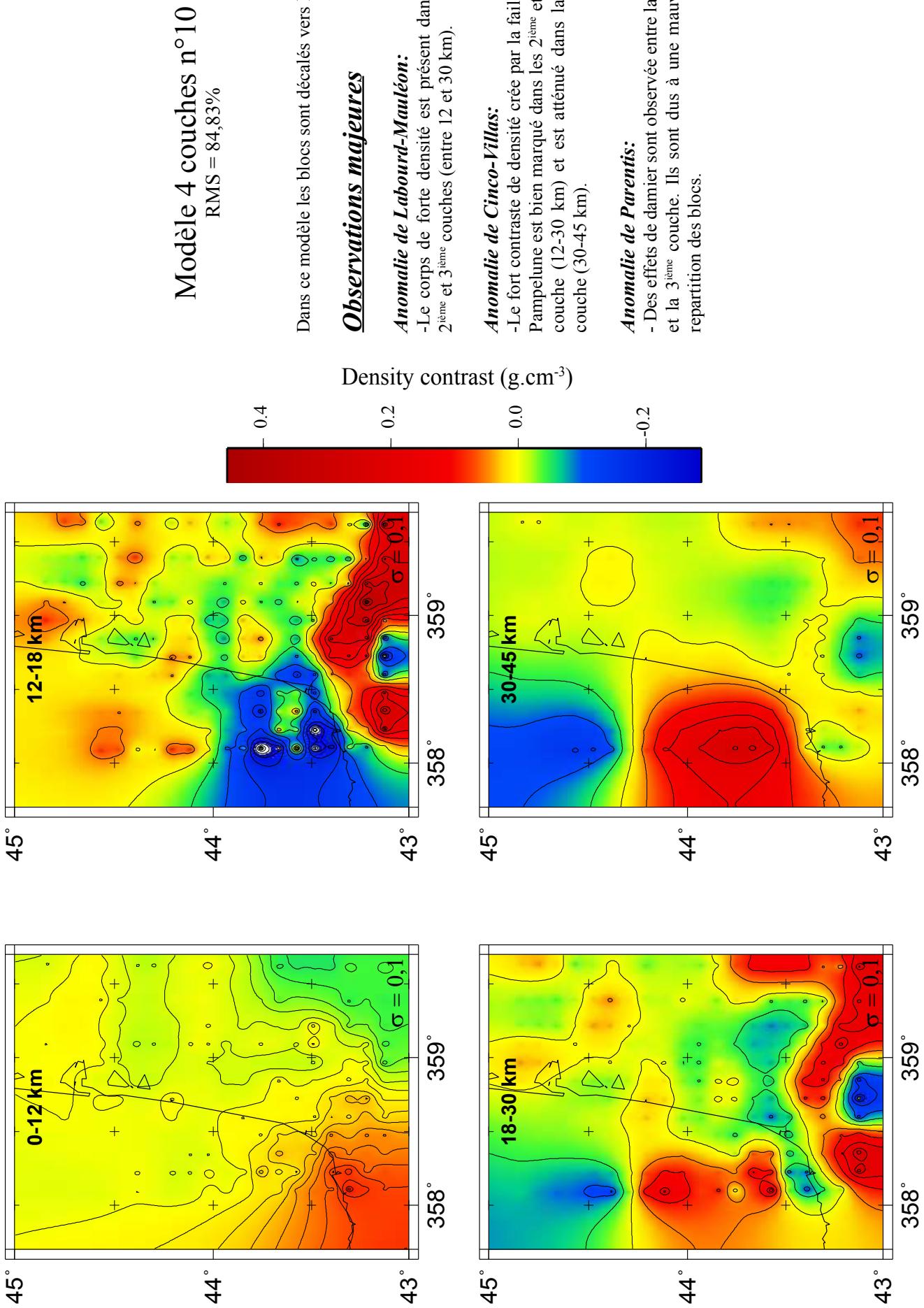
- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les trois couches profondes (entre 5 et 45 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

- Dans la 2<sup>ième</sup> couche (entre 5 et 15 km) le contraste de densité est très localisé.
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 3<sup>ième</sup> et 4<sup>ième</sup> couches (entre 15 et 45 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans les deux dernières couches (entre 15 et 45 km).

Density contrast ( $\text{g.cm}^{-3}$ )





## Comparaisons entre les modèles 4 couches d'inversion 3D

### Comparaison entre les modèles 1, 2 et 3 :

Dans ces trois modèles, la limite entre les couches 2 et 3 est positionnée à 20 km, 18 km puis 25 km de profondeur.

- le corps de forte densité responsable de l'anomalie positive de Labourd-Mauléon est relativement superficiel, il apparaît entre 10-20 km de profondeur.
- Le fort contraste de densité crée par la faille de Pampelune est visible très profondément dans ces trois modèles (au-delà de 30 km de profondeur).
- Dans ces trois modèles, le corps de forte densité responsable de l'anomalie de Parentis présente une forme triangulaire et est situé entre 10 et 45 km de profondeur.
- Autour de 25 km de profondeur, la limite nord de ce corps se transforme en une limite E-O.

### Comparaison entre les modèles 2,4 et 5 :

Dans ces trois modèles, la limite entre les couches 1 et 2 est positionnée à 10 km, 12 km puis 8 km de profondeur.

- Une fourchette de profondeur située entre 8 et 18 km semble plus appropriée pour le corps de forte densité responsable de l'anomalie positive de Labourd-Mauléon.
- Le fort contraste de densité crée par la faille de Pampelune est visible très profondément dans ces trois modèles (au-delà de 30 km de profondeur).
- Dans ces trois modèles, le contraste de densité responsable de l'anomalie de Parentis est relativement petit dans la 2<sup>ème</sup> couche et s'élargit en devenant triangulaire dans les couches plus profondes.
- L'apparition de la limite E-O au nord de ce corps n'est pas mieux contrainte.

### Comparaison entre les modèles 6,7 et 8 :

Dans ces trois modèles on cherche à mieux contraindre les variations de densité dans la partie supérieure de la croûte. Trois couches sont donc créées dans les 20 premiers kilomètres tandis que la dernière couche est fortement élargie. Dans ces modèles, les couches 2 et 3 (de 5 km d'épaisseur) sont élevées ou abaissées de 2 km.

- Ces modèles ne permettent pas de mieux contraindre la profondeur du corps de forte densité responsable de l'anomalie positive de Labourd-Mauléon.
- Le fort contraste de densité crée par la faille de Pampelune est toujours visible très profondément dans ces trois modèles.
- Comme précédemment, dans ces trois modèles, le contraste de densité responsable de l'anomalie de Parentis est relativement localisé entre 8 et 15 km de profondeur et s'élargit en devenant triangulaire dans la couche profonde.

### Comparaison entre les modèles 1 et 9 :

Dans ces deux modèles on impose une épaisseur de 10 km pour les couches 2 et 3. Dans le modèle n°9 les deux couches sont remontées de 5 km.

- Le modèle n°9 confirme le caractère superficiel du corps de forte densité responsable de l'anomalie positive de Labourd-Mauléon, une fourchette de profondeur située entre 5 et 15 km semble bien appropriée.
- Le fort contraste de densité crée par la faille de Pampelune, est toujours visible très profondément (au-delà de 30 km de profondeur).
- Le modèle n°9 confirme la présence d'un contraste de densité de petite échelle entre 5 et 15 km de profondeur qui s'élargit en devenant triangulaire en dessous de 15 km.

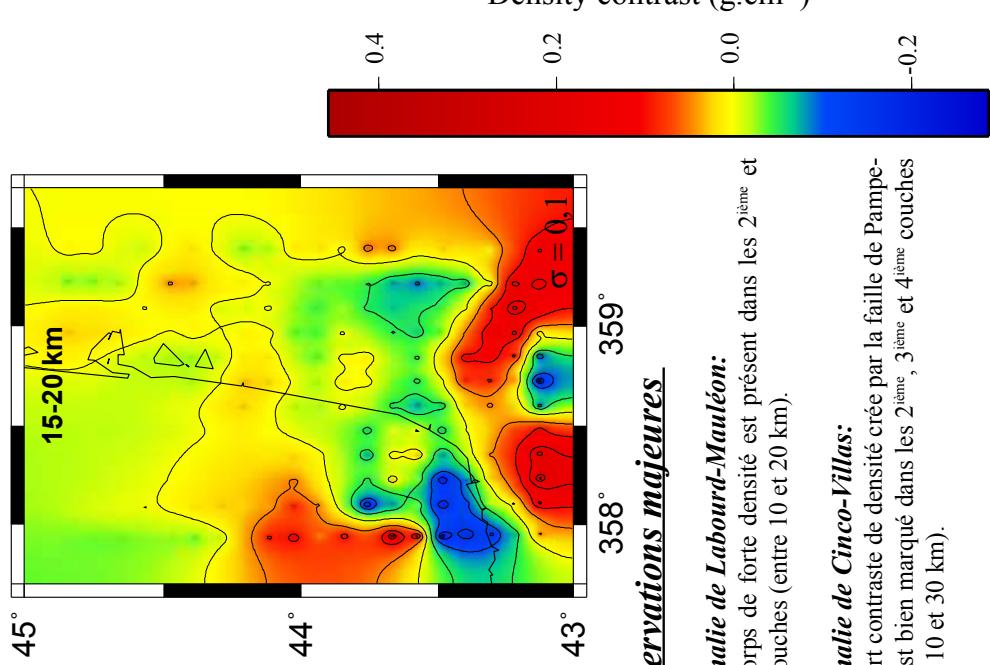
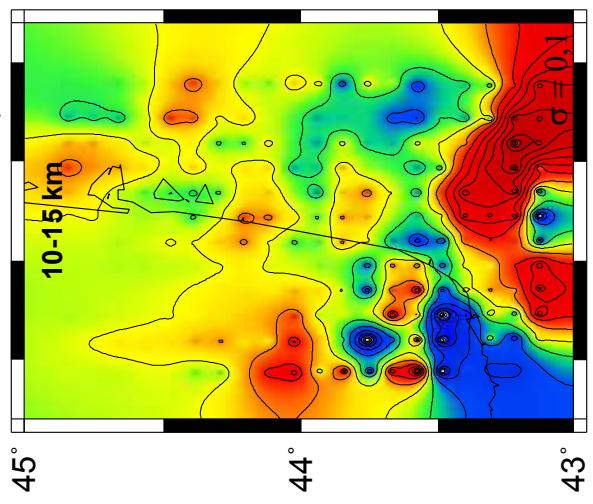
### Comparaison entre les modèles 4 et 10 :

Dans le modèle n°10, les blocs utilisés dans le modèle n°4 sont décalés de quelques kilomètres vers l'est ce qui génère de forts effets de damier entre les couches 2 et 3.

## Les Modèles 5 couches d'inversion 3D

Modèle 5 couches n°1

RMS = 85,81%



### Observations majeures

#### *Anomalie de Labourd-Mauléon:*

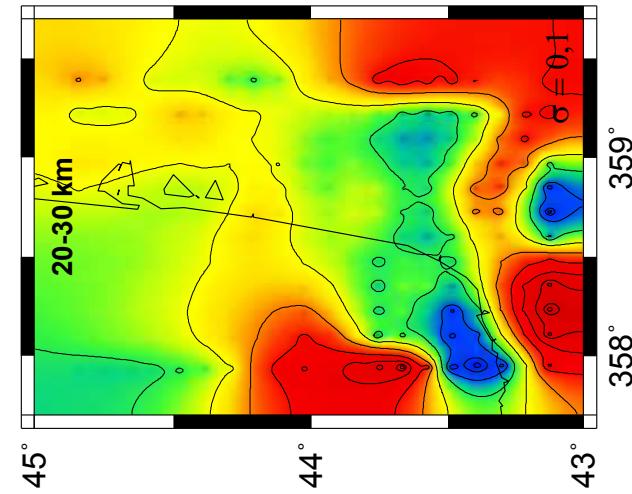
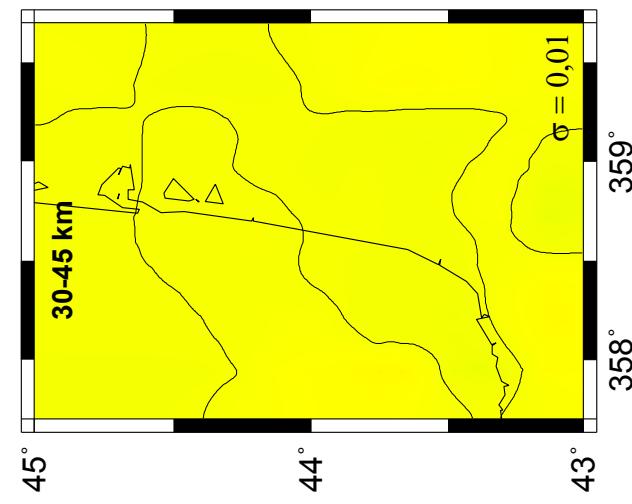
- Le corps de forte densité est présent dans les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couches (entre 10 et 20 km).

#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pamplune est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 10 et 30 km).

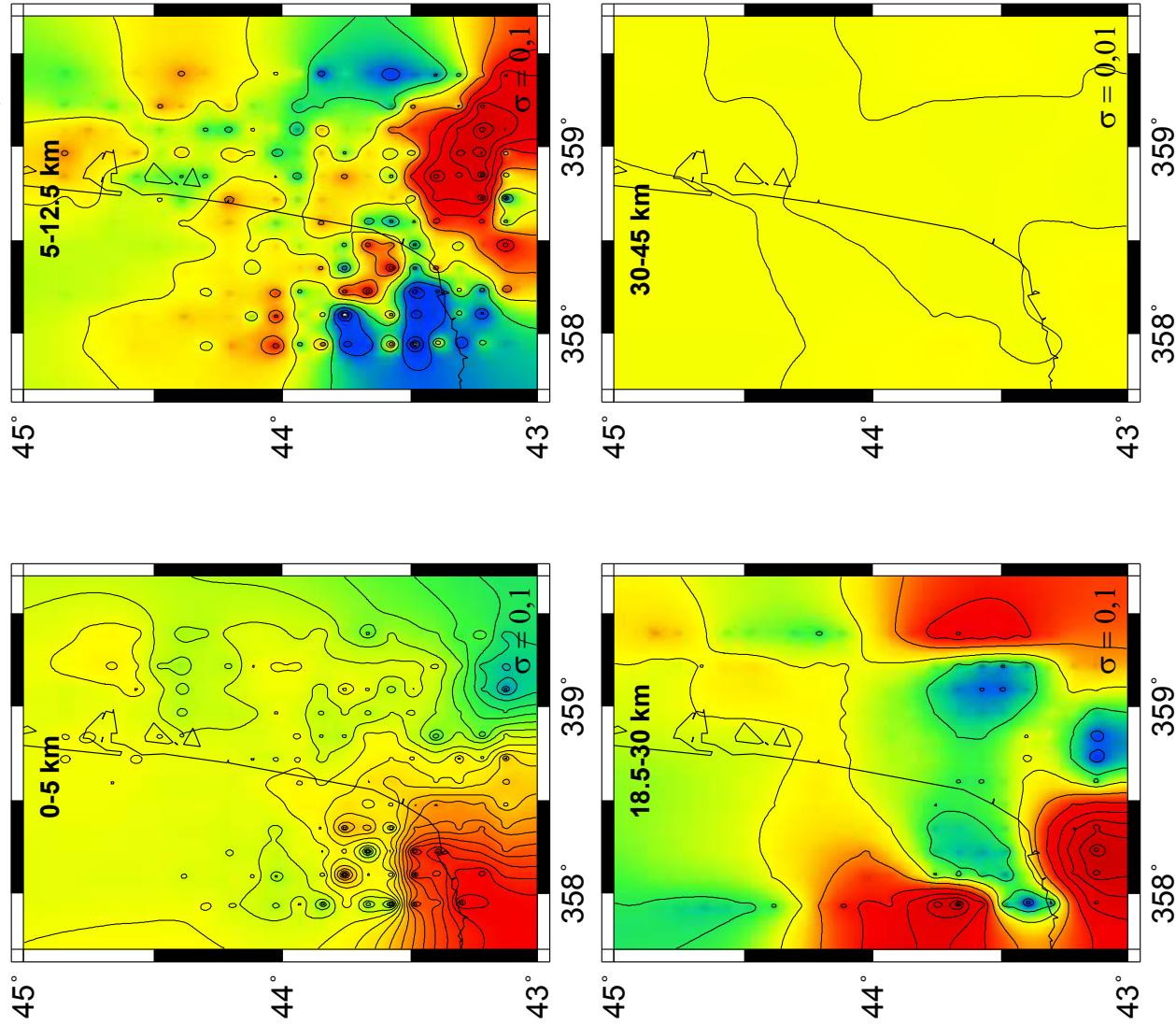
#### *Anomalie de Parentis:*

- Dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 10 et 15 km) le contraste de densité est très localisé.
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 15 et 30 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la 4<sup>ème</sup> couche (entre 20 et 30 km).



## Modèle 5 couches n°2

RMS = 86,73%



### Observations majeures

#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

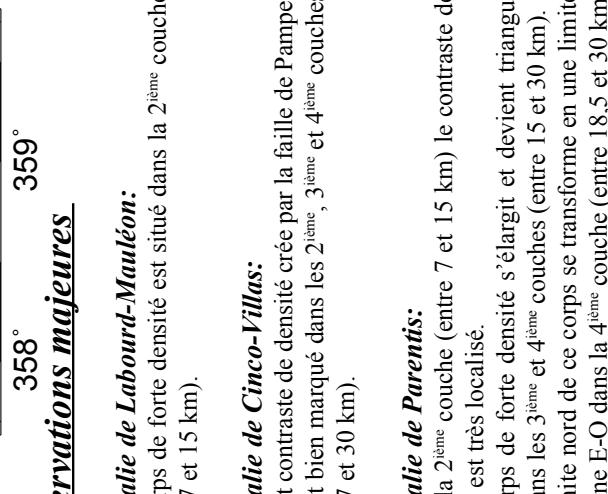
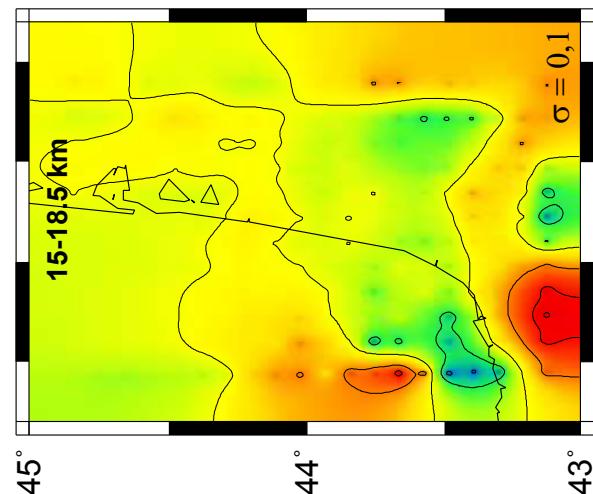
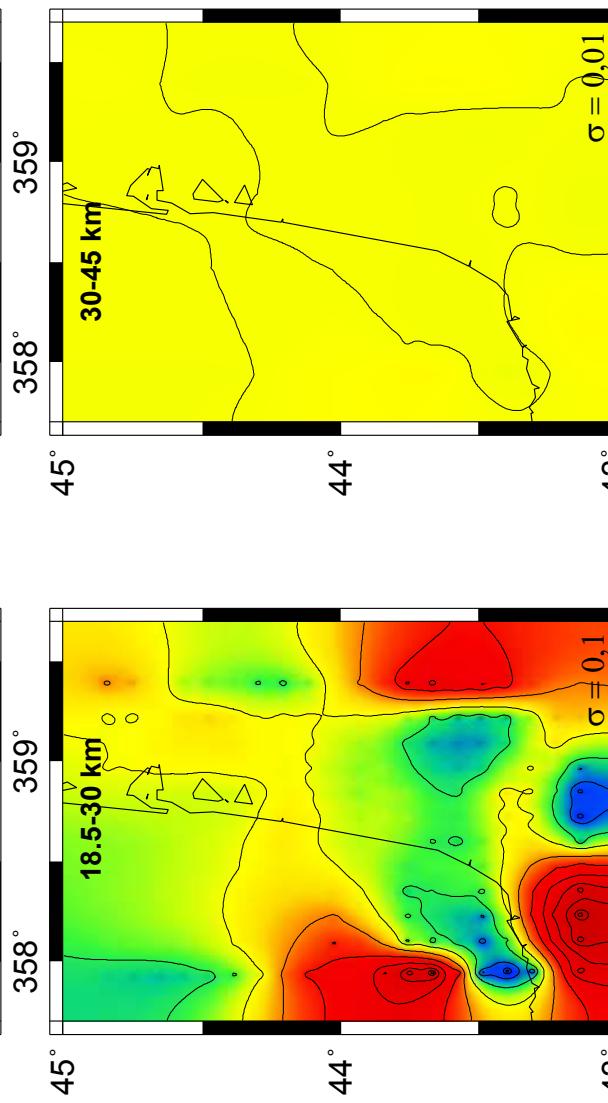
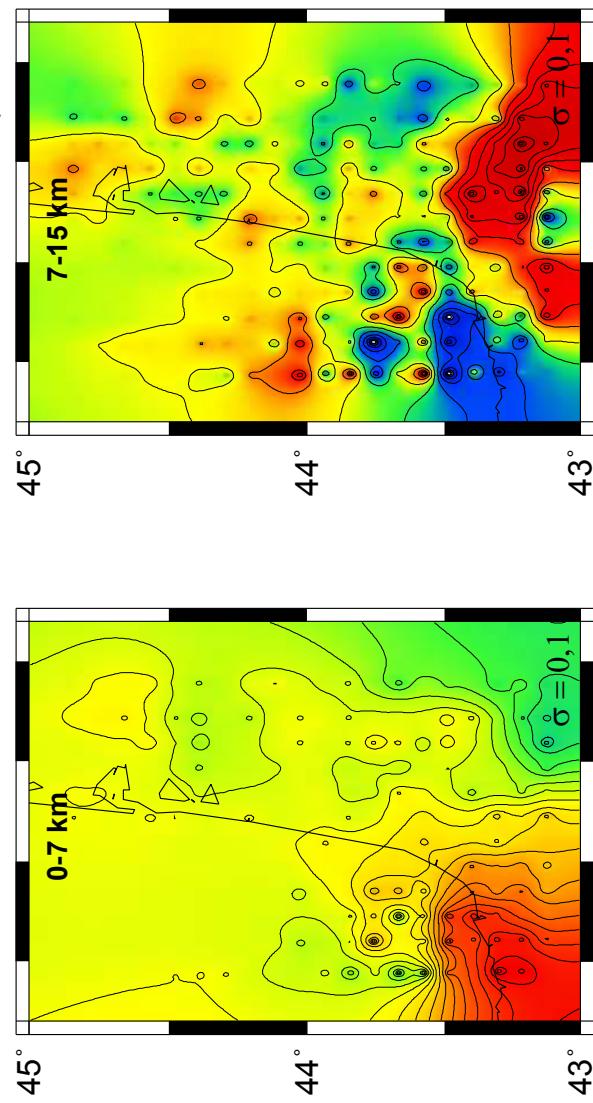
- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pampelune est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 5 et 12,5 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

- Dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 5 et 12,5 km) le contraste de densité est très localisé.
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 12,5 et 30 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la 4<sup>ème</sup> couche (entre 18,5 et 30 km).

### Modèle 5 couches n°3

RMS = 86,56%



### Observations majeures

#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pamplona est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 7 et 15 km).

#### *Anomalie de Labourd-Mauléon:*

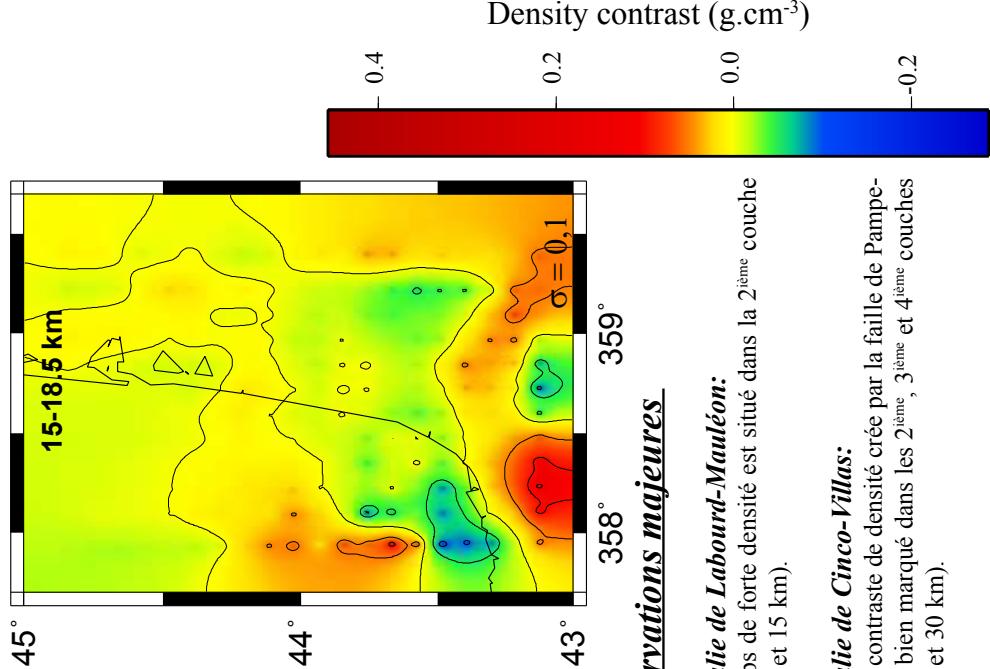
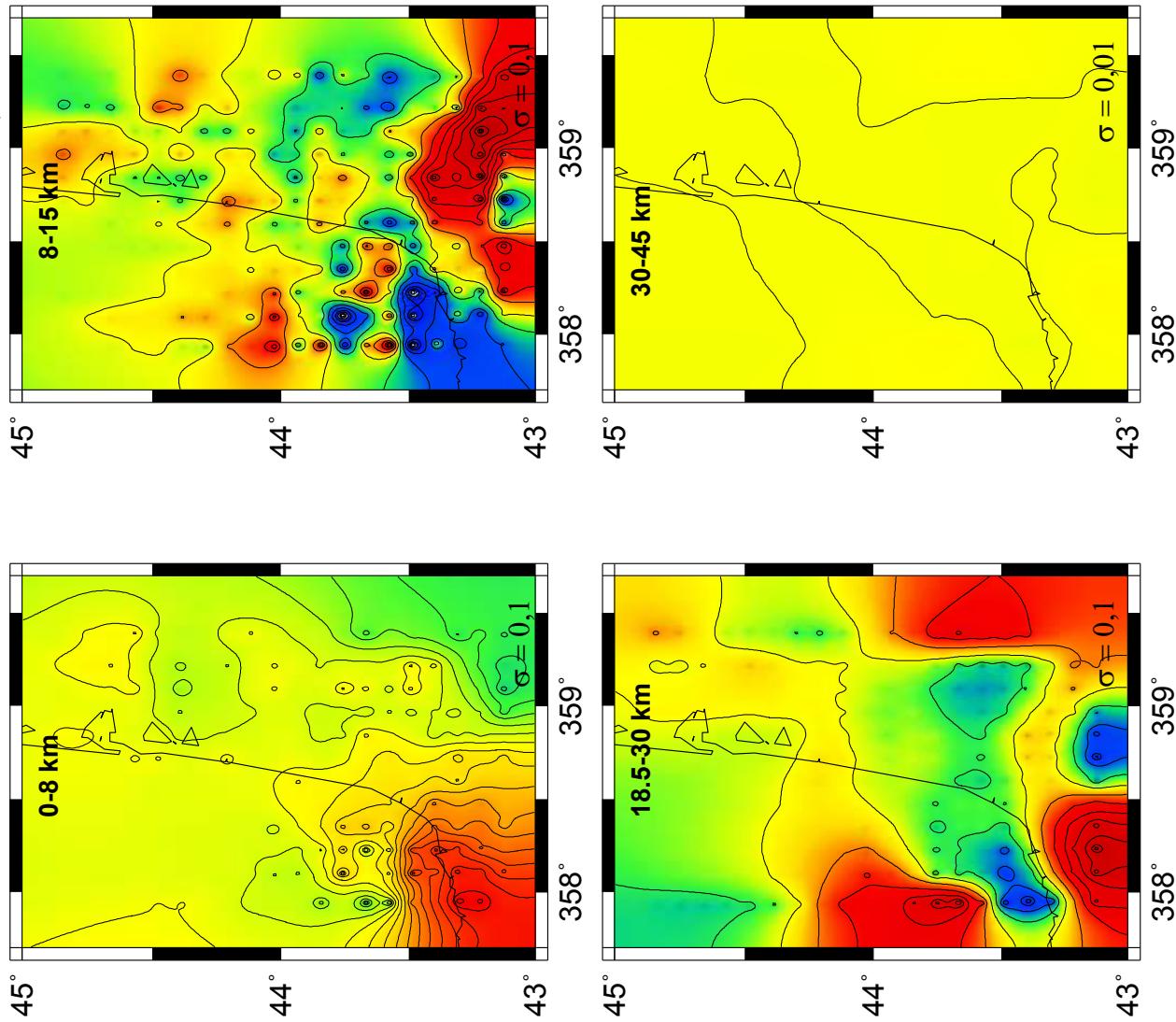
- Le corps de forte densité est situé dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 7 et 15 km).
- Dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 7 et 15 km) le contraste de densité est très localisé.
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 15 et 30 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la 4<sup>ème</sup> couche (entre 18,5 et 30 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pamplona est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 7 et 15 km).
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 15 et 30 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la 4<sup>ème</sup> couche (entre 18,5 et 30 km).

### Modèle 5 couches n°4

RMS = 86,37%



### Observations majeures

#### *Anomalie de Cinco-Villas:*

- Le fort contraste de densité créé par la faille de Pamplona est bien marqué dans les 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 8 et 15 km).

#### *Anomalie de Labourd-Mauléon:*

- Le corps de forte densité est situé dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 8 et 15 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la 4<sup>ème</sup> couche (entre 18,5 et 30 km).

#### *Anomalie de Parentis:*

- Dans la 2<sup>ème</sup> couche (entre 8 et 15 km) le contraste de densité est très localisé.
- Le corps de forte densité s'élargit et devient triangulaire dans les 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches (entre 15 et 30 km).
- La limite nord de ce corps se transforme en une limite rectiligne E-O dans la 4<sup>ème</sup> couche (entre 18,5 et 30 km).

## Conclusions des modèles d'inversion 3D :

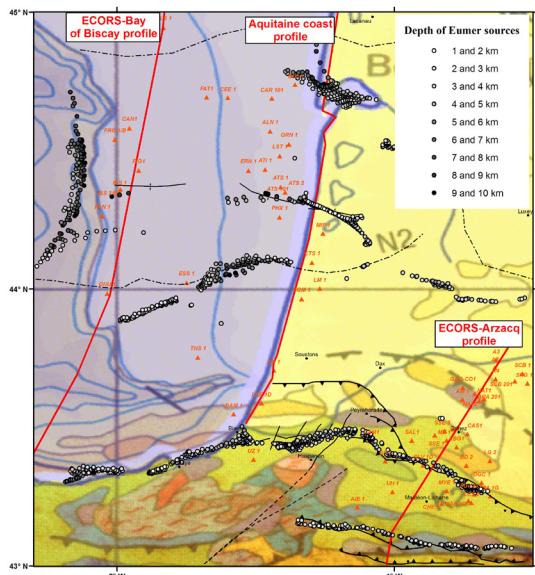
Afin d'essayer de mieux contraindre la localisation en profondeur des contrastes de densité, j'ai réalisé des modèles 5 couches. Comme je suppose que les contrastes de densité sont faibles en-dessous de 30 km de profondeur, j'impose un faible paramètre de déviation standard ( $\sigma=0,01 \text{ g. cm}^{-3}$ ) dans la dernière couche des modèles, entre 30 et 45 km de profondeur.

A partir des quatre modèles présentés, on observe que :

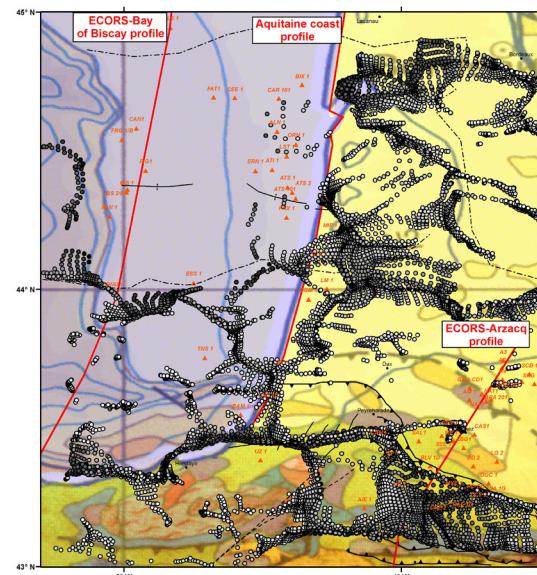
- le **corps de forte densité responsable de l'anomalie positive de Labourd-Mauléon** est encore plus superficiel que ce que l'on avait supposé à partir des modèles 4 couches. On estime que celui-ci est **situé entre 5 et 15 km de profondeur**.
- Le **fort contraste de densité crée par la faille de Pampelune** est toujours visible très profondément dans ces modèles 5 couches (au-delà de 30 km de profondeur).
- Ces modèles confirment la présence d'un **contraste de densité de petite échelle entre 5 et 15 km de profondeur** sous le **bassin de Parentis**. En profondeur, à partir de **18 km de profondeur**, le **corps de forte densité s'élargit**. Il devient alors de forme triangulaire et est limité au nord par une **structure d'orientation est-ouest**, qu'on assimile à **la faille d'Ibis**.

## Résultats obtenus avec la méthode de déconvolution d'Euler

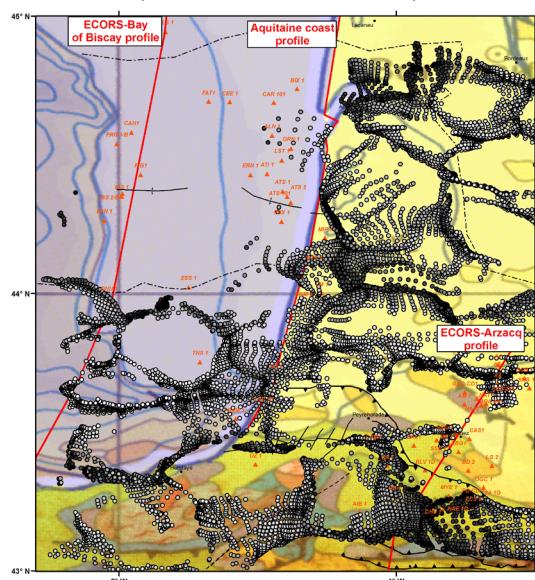
Structural index of a sill (SI=0)  
(two infinite directions)



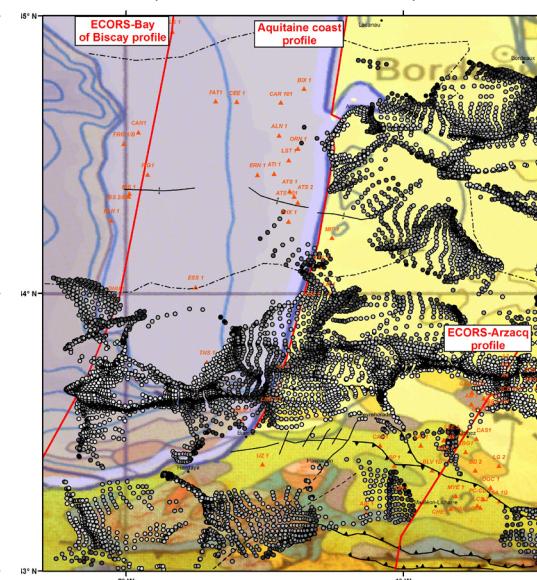
Structural indice of a ribbon (SI=0.5)



Structural indice of a pipe (SI=1)  
(one infinite direction)



Structural indice of a sphere (SI=2)  
(no infinite direction)



Maximum % depth tolerance	15 %
Window size	20 km
Maximum distance to accept	10 km
Mask (dz : estimated error in depth)	0% < dz < 9%
Mask (dxdy : estimated location error)	0% < dxdy < 25%

On observe que seul l'utilisation d'un indice structural correspondant à un plan (SI=0) permet d'obtenir un résultat convaincant. Dans les autres cas, la méthode n'est pas capable de localiser précisément les sources, les solutions obtenues sont beaucoup trop dispersées et ne correspondent à aucune structure géologique.