

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE 1  
U.F.R. DES SCIENCES DE LA TERRE

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE LA MATIÈRE, DU RAYONNEMENT ET DE  
L'ENVIRONNEMENT

## **THÈSE**

*Présentée par*

**Gaël LYMER**

***INTERACTIONS ENTRE TECTONIQUE CRUSTALE,  
TECTONIQUE SALIFÈRE ET SÉDIMENTATION :  
LA MARGE OCCIDENTALE DU BASSIN TYRRHÉNIEN***

*En vue de l'obtention du grade de*

DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE 1

*Composition du Jury :*

Christophe BASILE – Université Joseph-Fourier - Grenoble 1 – Rapporteur

Bernard MERCIER DE LEPINAY – Université de Nice Sophia Antipolis – Rapporteur

Pascal LE ROY – Université de Bretagne Occidentale – Examineur

Johanna LOFI – Université de Montpellier 2 – Examineur

Jacky FERRIÈRE – Université de Lille 1 – Examineur

Bruno VENDEVILLE – Université de Lille 1 – Directeur de thèse

Virginie GAULLIER – Université de Lille 1 – Co-directrice de thèse

Frank CHANIER – Université de Lille 1 – Co-directeur de thèse



## REMERCIEMENTS

Les années de thèse constituent une étape très singulière dans une vie universitaire : plus vraiment étudiant mais pas encore chercheur, pas encore enseignant mais tout de même « de l'autre côté », comme m'ont dit un jour des étudiants. La thèse a été une aventure scientifique (et studieuse) incroyable et enrichissante. Elle m'a permis de me faire mon idée du travail de géologue et de la recherche scientifique, à travers les nombreuses rencontres que j'ai pu faire et les échanges et discussions que j'ai pu avoir. J'ai avant tout vécu ma thèse comme une aventure humaine, formatrice et riche en découvertes. Durant cette période, j'ai eu la chance de voyager et d'être accueilli dans différents laboratoires (Perpignan, Paris, Villefranche-sur-Mer, Montpellier), d'aller sur le terrain, à terre comme en mer (la Sardaigne, la belle Mer Tyrrhénienne, l'agitée Mer de Manche), de participer à des congrès (Dijon, Marseille, Barcelone), mais aussi de bouger pour d'autres raisons (Nantes, Cardiff, Orléans, Londres, la Bretagne, le Jura, Amsterdam, Thégra...), toujours en gardant mon travail à portée de main. Maintenant que cette aventure touche à sa fin, je souhaite remercier toutes les personnes que j'ai rencontrées durant ces années et qui m'ont accompagnées durant ma vie de thésard. Ce sont notamment ces rencontres qui ont contribué à faire de moi ce que je suis aujourd'hui.

J'adresse tout d'abord mes remerciements à mes directeurs de thèse, **Bruno Vendeville**, **Virginie Gaullier** et **Frank Chanier**, le « trio d'enfer » qui m'a guidé et encadré durant ces années. C'est sur les bancs des amphis de la fac de Lille que j'ai rencontré Frank et Bruno. Vous m'avez tous deux communiqué votre goût pour la recherche, pour la transmission des connaissances, pour la pédagogie et la remise en question des faits et des observations. C'est notamment durant vos cours de licence et de master que j'ai développé l'envie de faire une thèse dans le domaine de la géologie structurale et de la tectonique salifère. Bruno, tu m'as aussi fait découvrir la modélisation analogique. Je me suis rapidement senti à l'aise dans ton labo, et pas seulement parce qu'il est installé dans une cave ! J'ai toujours pensé que le grand amateur de maquettes et de bricolage qu'était mon grand père aurait, tout comme moi, adoré ce labo.

C'est un peu plus tard que j'ai rencontré Virginie, par une journée d'alerte à la neige à Perpignan (il y a exceptionnellement de plus grosses tempêtes de neige à Perpignan que dans une station de haute montagne, véridique !). Tu m'as apporté de la rigueur dans mes observations et la rédaction des résultats, ainsi que dans mon organisation. Je travaille actuellement à dépasser mon côté mono-tâche de garçon, c'est pas encore gagné, mais j'ai bon espoir ! Tu m'as également permis de découvrir la Sardaigne et de faire mes premières campagnes en mer, combinant ainsi ma passion pour la marine et pour les sciences. Les campagnes METYSS 2 et 3 constituent des souvenirs que je n'oublierai jamais.

Merci pour tout à vous trois ! « We keep in touch ».

Je remercie les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de juger mon travail : **Christophe Basile**, **Bernard Mercier de Lépinay**, **Pascal Le Roy**, **Johanna Lofi** et **Jacky Ferrière**. J'appréhendais un peu l'étape des questions, mais une fois dedans j'ai terriblement apprécié ces discussions. Merci à vous.

Je remercie également le programme Action Marge et projet INSU ST, action coordonnée soutien campagne à la mer, pour le soutien programmatique et financier apporté à cette thèse.

Merci à la belle équipe impliquée dans le programme METYSS : **Françoise Sage, Agnès Maillard, Isabelle Thinon, Johanna Lofi**. Vous m'avez toujours apporté de bons et judicieux conseils et vous m'avez sans cesse encouragé à faire attention à mes résultats et à discuter mes observations. Je vous remercie toutes d'avoir partagé vos connaissances et votre expérience avec moi. J'espère avoir de nouveau l'occasion et le plaisir de travailler avec vous à l'avenir.

Parce que les marins occupent une place primordiale dans notre travail en nous emmenant en mer, parce qu'ils nous content de fabuleuses histoires sur la mer, mais aussi parce que ce sont des personnes que je respecte et admire, j'honore ici une promesse faite un jour d'avril 2011 au débarquement de la campagne « METYSS 3 » à Nice : je remercie donc les marins du « Tethys II », **Joël Le Guennec, Gwen, Bertrand, Danny, Jacky, Eric et Christophe**, pour ces superbes moments passés en mer. Soldat Louis sur la passerelle en pleine mer, c'était juste énorme !

Je remercie toute l'équipe qui m'a accueilli au bâtiment SN5 durant mes années de thèse : **Olivier Averbuch** pour les prêts de biblio, les discussions sur certaines structures crustales et pour ses « bonne soirée et bon courage » quotidiens ; **Jean-Yves Reynaud**, mon « voisin d'en face », pour les discussions sur les processus sédimentaires, ses encouragements et sa bonne humeur ; **César Witt**, pour ses conseils sur Kingdom Suit, ses explications sur la sismique et pour les fonds de carte des figures I.30, I.31 et I.46 ; **Fabien Graveleau**, pour les discussions, pour les fonds de carte des figures I.2 et V.9, ainsi que pour l'encadrement conjoint du stage Jura que j'ai beaucoup apprécié (malgré quelques petits points boulets...) ; **François Guillot** pour ses encouragements, ses conseils et les articles de biblio.

Je remercie l'ensemble du personnel du SN5, bâtiment que j'ai fréquenté pendant 9 ans et qui au cours du temps est presque devenu une de mes maisons. En particulier, je remercie **Monique Gentric**, pour son soutien, ses encouragements et sa connaissance fine du système administratif (promis, je continuerai de t'envoyer des cartes postales), **Mercedes Martinez** pour son soutien et ses précieux conseils, **Aloys Bory** dont la présence aux portes ouvertes de l'USTL en 2005 a fait pencher la balance vers mon orientation en Sciences de la Terre et pour ses conseils lors des enseignements.

Je remercie également le personnel du bâtiment U de l'université de Perpignan, qui m'a accueilli durant plusieurs mois. Je pense en particulier à **Lies Loncke, Marie-France Chanoué** et **Pierre Giresse**.

Je remercie tous mes collègues, compagnons et camarades, qui sont avec le temps devenus des amis : **Carole « June »**, mon amie qui a toujours été là, même quand elle n'était pas là. Merci sincèrement pour tout June (chééé !) ; mes amis « **Raepvaert** », **Léa** et **Benjamin**, sur qui j'ai toujours pu compter en toutes circonstances, en kilt ou en jean, merci à vous ; **Aurélien « Perceval »**, pour les soirées Chochoye, Cercle de Mohr, pyramidales, musicales et *Kaamelottiennes*, merci à toi bro. Avec Léa et Ben, cette année le Hellfest est à nous !! ; **Melesio Quijada**, pour tous tes conseils, ton aide et ton amitié. Je garderai un œil sur mon *tocayo* ; mon camarade **Nicolas Aleman**, merci d'avoir accepté un ch'ti *gabache* comme moi dans ton pays, j'ai mon passeport maintenant pour venir en terre catalane à ma guise ; **Emily Lloret**, pour ton aide, tes conseils avisés et ton amitié ; mon ami **Guillaume « Barbarou »** ; je remercie aussi toute la bande des

doctorants lillois, anciens et actuels : **Nicolas, Arnaud, Aurélien, Pitaksit, Jifi**, à ne pas confondre avec **JB, Sandra, Fabio** (être une femme libérée, tu sais c'est pas si facile.. !), **Maxime** (un militant au quotidien de l'inhumanité !), **Chloé, Lorena** ; mes amis de Perpignan et d'ailleurs : **France** (merci les petits pains apportés un dimanche aprèm au labo), **Marc** (Alleeeeezeez, Lille OSC !), **Julie, Marta** (Olele, Olala ! Ser del Barça és, el millor que hi ha !), **Loïc** (On se voit *in the UK.*), **Kathy, Anne-Sophie, Charlie...** ; les étudiants anciens et actuels, de Lille ou d'ailleurs, qui ont souvent pris de mes nouvelles : **Louis** (merci pour les bons moments et le 4\*4), **Grégoire** (merci pour ta bonne humeur et ton nœud papillon), **Camille, Julien, Marie-Anne** et **Aïda**, les membres de l'AGEOL.

J'adresse mes remerciements à mon cousin **Thierry « Loco »** et à mon parrain **Norbert**, qui m'ont encouragé dans mes études.

Mes pensées se tournent inéluctablement vers **Tracy**, qui m'a soutenu et supporté durant toute la fin de ma thèse. Je te remercie pour tout mon aimée : merci pour nos discussions scientifiques, pour tes conseils, pour nos visites, pour la mer, pour les îles, pour la terre, pour Dam, pour les musées, pour les marchés, les châteaux, le vélo, les p'tits dejs... En fait, ce serait trop long de faire la liste de tout ce pour quoi je voudrais te remercier, alors merci pour tout et surtout d'être toi.

« Plonger dans la mer, repeindre les murs en vert, se balader en plein hiver, faire le tour de la Terre...

Aller en Angleterre ? »

Enfin, je vous remercie, vous qui m'avez toujours soutenu, qui avez toujours été là, et ce depuis le premier jour. Vous qui m'avez toujours supporté, toujours conseillé, toujours aidé, toujours encouragé. J'ai parfois fait des choix sans doute difficiles à comprendre, mais vous les avez toujours compris et m'avez toujours accepté comme je suis. Pour ça je n'aurai jamais assez de mots pour vous remercier :

**Lydie**, ma grande sœur, je te remercie pour tous tes conseils, pour nos parties de rigolades, pour les « bouses de dernière minute », pour ma chambre toujours prête chez toi, pour tout ton soutien, toutes ces années. Un grand merci à **Thierry** et toi pour ce fabuleux pot de thèse organisé au SN5, aux magnifiques couleurs du noir et du rouge.

« **Dad** », « **Mam** », il me vient en tête une phrase d'un certain N. Sirkis (un chanteur peu connu d'un nouveau groupe) : « Merci, oui, merci d'avoir cru tellement en moi, aujourd'hui je suis devenu ce que je voulais ». Je vous l'ai déjà dit, mais c'est mieux en l'écrivant : je ne serais pas là où j'en suis sans vous.

Merci à vous pour tout, cette thèse, je vous la dédie.

## RÉSUMÉ

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, le rifting de la Marge Est-Sarde a eu lieu à partir du Miocène moyen-supérieur, par extension arrière-arc liée à la migration vers l'Est du système de subduction Apennin. Le Bassin Tyrrhénien Occidental a aussi été marqué par la Crise de Salinité Messinienne (CSM), à l'origine du dépôt de séries évaporitiques, dont localement une épaisse couche de sel mobile.

À partir de l'interprétation des nouvelles données sismiques METYSS (**M**essinian **E**vent in the **T**Yrrhenian from **S**eismic **S**tudy), les objectifs de cette thèse consistent notamment à comprendre les modalités de la CSM, à préciser les relations entre tectoniques crustale et salifère, et à contraindre l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde.

Les résultats de cette étude ont abouti à la cartographie détaillée des marqueurs de la CSM (unités de dépôts et surfaces remarquables), qui fournissent de bons indicateurs spatio-temporels. Ces marqueurs ont permis de contraindre l'analyse structurale qui révèle que la phase majeure d'activité crustale est pré-CSM. Le rifting de la marge est donc clairement pré-CSM et ne se prolonge pas jusqu'au Pliocène, comme cela avait été envisagé antérieurement. De plus, cette étude a mis en évidence des mouvements crustaux post-CSM bien distincts du rifting, liés à une phase de réactivation post-rift significative sur cette marge. Cette réactivation est complexe et diversifiée ; elle se manifeste non seulement par la réactivation en extension de failles nées du rifting, mais aussi localement par le développement de structures compressives et des basculements de socle, illustrant un couplage entre tectonique crustale et tectonique salifère.

**Mots clés :** *Mer Tyrrhénienne ; Bassin arrière-arc ; Marge passive ; Tectonique salifère ; Tectonique crustale ; Crise de Salinité Messinienne ; Réactivation post-rift.*

## ABSTRACT

In the Western Tyrrhenian Basin, rifting of the Eastern-Sardinian margin started during the middle to late Miocene times, due to back-arc extension following the eastward migration of the Apennine subduction system. The Western Tyrrhenian Basin has also been affected by the Messinian Salinity Crisis (MSC), which generated evaporitic deposits, particularly a thick mobile salt layer.

Based on the interpretation of the new METYSS seismic data (**M**essinian **E**vent in the **T**Yrrhenian from **S**eismic **S**tudy), this work aims at a better understanding the modalities of the MSC, the relationships between crustal tectonics and salt tectonics, and the geodynamic evolution of the Eastern-Sardinian margin.

The results lead to a detailed map of the MSC seismic markers (depositional units and remarkable surfaces). This markers provide spatiotemporal indicators and allow to constrain the structural analysis. Along the margin the major crustal stage is pre-MSC. Thus rifting of the margin occurred before the MSC and did not continue until Pliocene times, as previously considered. Moreover, this study evidences post-MSC crustal motions, well distinct from the rifting stage and linked to post-rift reactivation of the margin. This second crustal stage is various and complex; it reactivated crustal normal fault that had formed during rifting, but also generated crustal compressional structures. In some places, tilting of the pre-MSC basement triggered some salt tectonics.

**Keywords:** *Tyrrhenian Sea; Back-arc basin; Passive margin; Salt tectonics; Crustal tectonics; Messinian Salinity Crisis; Post-rift reactivation.*

# TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION.....	10
CHAPITRE I : Présentation générale.....	14
A. Contexte physiographique et géologique du Bassin Tyrrhénien en Méditerranée Occidentale.....	16
A.1 Contexte physiographique du Bassin Tyrrhénien Occidental .....	16
A.2 Contexte géodynamique, structural et sédimentaire.....	19
B. La Crise de Salinité Messinienne.....	41
B.1 Aspects généraux .....	41
B.2 Les premiers modèles de la CSM .....	43
B.3 Les marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée Occidentale .....	49
B.4 Déroulement de la Crise de Salinité Messinienne .....	58
B.5 Les marqueurs de la CSM du Bassin Tyrrhénien avant les campagnes METYSS .....	64
C. Principes généraux de la tectonique salifère.....	72
C.1 Propriétés principales du sel .....	72
C.2 Moteurs de la tectonique salifère .....	76
C.3 Processus de la tectonique salifère à l'échelle d'un bassin.....	80
C.4 Travaux antérieurs sur la tectonique salifère en Mer Tyrrhénienne .....	93
D. Résumé .....	95
CHAPITRE II : Données et méthodes.....	97
A. Les données de sismique réflexion.....	98
A.1 Principe de l'acquisition de données de sismique réflexion.....	98
A.2 Anciennes données sismiques dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.....	103
A.3 Les campagnes sismiques METYSS .....	107
B. Méthodologie .....	111
B.1 Interprétation des lignes sismiques .....	111
B.2 Élaboration des cartes .....	114
CHAPITRE III : Résultats - Identification et caractérisation des marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien Occidental .....	117
A. Les surfaces de la Crise de Salinité Messinienne .....	119
A.1 Les surfaces d'érosion : MES, BES, TES .....	119



A.2 Les limites de séquence de dépôt : Bottom Surface (BS) et Top Surface (TS)	136
.....	136
B. Les unités sédimentaires de la Crise de Salinité Messinienne.....	136
B.1 Les unités sédimentaires des bassins profonds .....	136
B.2 Le détritisme messinien .....	156
C. Synthèse et discussion .....	161
C.1 Synthèse de l'observation des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.....	161
C.2 Discussion.....	165
CHAPITRE IV : Résultats – Caractérisation de la tectonique dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.....	172
A. Analyse des structures de la tectonique crustale dans le Bassin Tyrrhénien Occidental	174
.....	174
A.1 Phases d'activité crustale sur la Marge Est-Sarde .....	176
A.2 Bilan de l'analyse structurale sur la Marge Est-Sarde.....	199
B. Analyse des processus et structures de la tectonique salifère dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.....	207
B.1 Diapirs de sel .....	208
B.2 Antiformes et synformes.....	221
B.3 Glissement gravitaire .....	225
B.4 Fluage latéral du sel .....	235
B.5 Résumé des résultats de la tectonique salifère.....	264
CHAPITRE V : Discussion et Conclusions .....	267
A. Rappel des objectifs.....	268
B. Synthèse et discussion des principaux résultats.....	269
B.1 Résultats concernant l'étude des marqueurs sismiques de la Crise de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.....	269
B.2 Résultats concernant l'étude de la tectonique dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.....	272
B.3 Évolution de la Marge Est-Sarde de son rifting à l'actuel.....	278
C. Perspectives .....	290
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	293
LISTE DES ILLUSTRATIONS.....	309
GLOSSAIRE.....	325

# INTRODUCTION

## Problématique

Le Bassin Méditerranéen est un domaine qui a la réputation d'être un véritable puzzle géologique, particulièrement propice à l'étude des interactions entre différents processus géologiques.

Situé au cœur du Bassin Méditerranéen, le Bassin Tyrrhénien est le plus récent de la Méditerranée Occidentale. Il s'agit d'un bassin arrière-arc Néogène, dont l'ouverture est liée à la migration vers l'Est (recul du panneau plongeant) du système de subduction Apennin (Malinverno et Ryan, 1986 ; Jolivet et Faccenna, 2000). Dans ce contexte le Bassin Tyrrhénien Occidental est la partie la plus ancienne du bassin. Son ouverture a débuté avec le rifting de la Marge Est-Corse à l'Oligo-Miocène (*e.g.* Pascucci *et al.*, 1999) et de la Marge Est-Sarde au Miocène (*e.g.* Malinverno *et al.*, 1981 ; Kastens *et al.*, 1988). Le Bassin Tyrrhénien s'est ensuite ouvert au cours du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire (*e.g.* Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990). Le Sud-Est du Bassin Tyrrhénien Oriental, entre la Sicile et la Calabre, est encore aujourd'hui le cadre d'une subduction active (Faccenna *et al.*, 2007).

Les grandes étapes de l'ouverture du Bassin Tyrrhénien et les structures majeures sont globalement bien connues (*e.g.* Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; 2004). Cependant, leur mode de fonctionnement et leur calendrier d'activité sont parfois encore mal renseignés. En particulier, dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, le rifting de la Marge Est-Sarde est défini entre le « Tortonien *pro parte* et le Pliocène *pro parte* » (Sartori *et al.*, 2001 ; 2004), ce calendrier ne précisant pas davantage la chronologie des mouvements verticaux durant le rifting de la marge. **La compréhension de l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde depuis son rifting jusqu'à l'actuel constitue la première problématique de cette thèse.**

Il y a 6 Ma environ, le Bassin Tyrrhénien a été affecté, comme l'ensemble de la Méditerranée, par la Crise de Salinité Messinienne (CSM ; Hsü *et al.*, 1973). Cette crise est liée à la fermeture des connexions entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée (Krijgsman *et al.*, 1999b ; Duggen *et al.*, 2003 ; Augier *et al.*, 2005) et constitue l'un des plus grands épisodes évaporitiques jamais observé sur la planète. La CSM engendre des changements paléo-environnementaux rapides et spectaculaires : l'évaporation progressive des eaux du Bassin Méditerranéen, produisant une chute du niveau marin estimée à plus de

1500 m (Ryan et Cita, 1978) ; l'érosion profonde des marges continentales méditerranéennes, dont les canyons messiniens marquent encore aujourd'hui le pourtour méditerranéen (Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973) ; l'accumulation des produits de l'érosion au pied des pentes continentales (Barber, 1981 ; Savoye et Piper, 1991; Lofi *et al.*, 2005) ; le dépôt d'une épaisse séquence évaporitique dans les bassins profonds, suite à l'évaporation des eaux méditerranéennes, incluant une épaisse couche de sel mobile constituée de halite (Montadert *et al.*, 1970 ; Hsü, *et al.*, 1973). Celle-ci est à l'origine de processus de tectonique salifère qui affectent encore aujourd'hui la sédimentation récente le long des marges méditerranéennes (*e.g.* Gaullier *et al.*, 2000 ; Loncke *et al.*, 2006).

Le Bassin Tyrrhénien Occidental apparaît alors peu exploré en terme d'étude de la CSM, malgré l'originalité de la Marge Est-Sarde. En effet, l'âge du rifting de la marge proposé dans la littérature (Tortonien *p.p.* à Pliocène *p.p.* ; Sartori *et al.*, 2001) inclut le Messinien et suggère à première vue que sur la Marge Est-Sarde, la CSM est contemporaine des processus géodynamiques liés au rifting. De plus, le Bassin Tyrrhénien Occidental constitue une zone clef dans le sens où il inclut des bassins segmentés de profondeurs différentes : un bassin de profondeur intermédiaire (Bassin Est-Corse) et des bassins de plus en plus profonds sur la Marge Est-Sarde (Bassin Est-Sarde et Terrasse de Cornaglia). Cette segmentation offre la possibilité d'étudier le déroulement de la CSM dans un bassin dont la physiographie est relativement rare en Méditerranée (avec le Promontoire Baléare ; Driussi *et al.*, sous presse). C'est dans cette optique qu'ont été réalisées les campagnes d'acquisition de données sismiques "METYSS" (Messinian Event in the TYrrhenian from Seismic Study), sur lesquelles ce sujet de thèse a été élaboré. Ce travail a bénéficié du soutien programmatique et financier d'ACTION MARGES. **La compréhension de l'impact de la Crise de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien Occidental constitue la deuxième problématique étudiée au cours de cette thèse.**

Enfin, le Bassin Tyrrhénien Occidental constitue un domaine privilégié pour l'étude des interactions entre la tectonique crustale et la tectonique salifère, en raison de la présence de la couche de sel messinienne qui a précipité de manière plus ou moins contemporaine de l'activité tectonique de la Marge Est-Sarde. La déformation du sel de la CSM engendre des processus de tectonique salifère, qui n'ont été que très peu étudiés dans ce secteur de la Méditerranée (Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983). **L'analyse et la caractérisation des processus de la tectonique salifère dans le Bassin Tyrrhénien Occidental constituent la troisième problématique étudiée au cours de cette thèse.**

## Objectifs

Ces travaux de thèse rassemblent plusieurs thématiques de recherche qui comprennent : **la géodynamique, la Crise de Salinité Messinienne et la tectonique salifère.**

Les objectifs et les questions principales qui ont mené ces travaux ont été :

- Pour l'étude de l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde :
  - La cartographie de l'organisation des structures crustales de la Marge Est-Sarde et la caractérisation des déformations dans les différents secteurs de la marge.
  - L'étude de la chronologie des phases d'activités des réseaux de failles crustales.
  - La définition du calendrier du rifting de la Marge Est-Sarde, ainsi que l'évolution géodynamique de la marge jusqu'à l'actuel.
  - L'utilisation des marqueurs sismiques de la CSM pour préciser (i) le calendrier du rifting de la Marge Est-Sarde et (ii) les déformations post-CSM de la marge.
- Pour l'étude de la Crise de Salinité Messinienne :
  - L'identification et la caractérisation des marqueurs sismiques de la CSM (faciès sismique, géométrie, distribution, organisation dans l'espace et dans le temps) sur la Marge Est-Sarde, depuis la pente continentale jusqu'au domaine profond.
  - La comparaison des marqueurs de la CSM du Bassin Tyrrhénien Occidental avec les marqueurs observés sur les autres marges/bassins méditerranéens, afin de préciser la part des facteurs de contrôle locaux (*e.g.* ouverture du Bassin Tyrrhénien) dans les enregistrements observés.
  - L'étude des connexions actuelles et anciennes entre les marqueurs sismiques de la CSM des différents bassins de la zone d'étude.
  - L'utilisation des marqueurs sismiques de la CSM dans l'étude de la paléo-morphologie de la Marge Est-Sarde et de son évolution post-CSM.
- Pour l'étude de la tectonique salifère :
  - L'identification des différents processus de tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde.
  - La caractérisation et la compréhension du fonctionnement de ces processus, notamment par la comparaison des données naturelles avec des expériences de modélisation analogique.
  - La compréhension des relations entre la tectonique crustale profonde, la tectonique salifère superficielle et la sédimentation, afin de comprendre l'évolution de la marge au cours du temps

Ces travaux ont été réalisés à partir de l'interprétation des nouvelles données sismiques METYSS, qui permettent d'obtenir une visualisation de l'organisation des structures crustales

et de l'architecture du remplissage des bassins sédimentaires le long de la Marge Est-Sarde. Sur la zone d'étude, trois forages (Sites DSDP 132, ODP 653 et 654 ; Ryan *et al.*, 1973 ; Kastens *et al.*, 1987) fournissent un calage chronostratigraphique pour la période de temps étudiée dans cette thèse (entre le Miocène supérieur (~12-10 Ma) et l'actuel).

**D'une manière générale, l'objectif de cette thèse est ainsi de comprendre l'évolution géodynamique du Bassin Tyrrhénien Occidental, et particulièrement de la Marge Est-Sarde, en s'appuyant sur les marqueurs fournis par la Crise de Salinité Messinienne, la tectonique crustale et la tectonique salifère.**

## **Organisation du mémoire**

Ce mémoire est organisé en 5 chapitres :

- Le **premier chapitre** restitue ces travaux de thèse dans leur contexte scientifique. Ce chapitre permet de présenter le Bassin Tyrrhénien Occidental en le replaçant dans le contexte géodynamique général de la Méditerranée Occidentale. Ce chapitre inclut une synthèse des connaissances bibliographiques concernant la Marge Est-Sarde et les différentes thématiques étudiées au cours de cette thèse.

- Le **deuxième chapitre** présente le principe de la sismique réflexion, les données utilisées et la méthode d'interprétation employée au durant ces travaux de thèse.

- Le **troisième et le quatrième chapitre** sont consacrés aux résultats obtenus au cours de cette étude. Le **troisième chapitre** présente les marqueurs sismiques de la CSM identifiés dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, incluant leurs caractéristiques sismiques et la cartographie (répartition spatiale, épaisseurs et/ou profondeurs) des marqueurs de la CSM. À la fin du chapitre les observations sont synthétisées et discutées. Le **quatrième chapitre** présente les résultats de l'analyse de la tectonique du Bassin Tyrrhénien Occidental, incluant la tectonique crustale et la tectonique salifère. La tectonique crustale concerne l'analyse des structures majeures de la Marge Est-Sarde. La tectonique salifère concerne l'identification et l'analyse des processus observés le long de la Marge Est-Sarde. Dans plusieurs cas, ces processus sont illustrés par des expériences de modélisation analogique. La suite de ce mémoire montrera que la tectonique salifère représente, sur la Marge Est-Sarde, un outil très utile à l'analyse des mouvements crustaux du socle infra-sel.

- Le **cinquième chapitre** synthétise les résultats obtenus au cours de cette thèse. Ce chapitre est construit sous la forme d'une discussion, qui permet à la fois de conclure ce sujet de thèse et d'établir les perspectives soulevées à l'issue de ces travaux de thèse.

# CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE

## L'homme et la mer

*Homme libre, toujours tu chériras la mer !  
La mer est ton miroir ; tu contemples ton âme  
Dans le déroulement infini de sa lame,  
Et ton esprit n'est pas un gouffre moins amer.*

*Tu te plais à plonger au sein de ton image ;  
Tu l'embrasses des yeux et des bras, et ton cœur  
Se distrait quelquefois de sa propre rumeur  
Au bruit de cette plainte indomptable et sauvage.*

*Vous êtes tous les deux ténébreux et discrets :  
Homme, nul n'a sondé le fond de tes abîmes,  
Ô mer, nul ne connaît tes richesses intimes,  
Tant vous êtes jaloux de garder vos secrets !*

*Et cependant, voilà des siècles innombrables  
Que vous vous combattez sans pitié ni remord,  
Tellement vous aimez le carnage et la mort,  
Ô lutteurs éternels, ô frères implacables !*

Charles Baudelaire,  
Les fleurs du mal.

Le Bassin Tyrrhénien est le domaine le plus récent de la Méditerranée Occidentale. Il est localisé entre le bloc corso-Sarde, à l'Ouest, la péninsule italienne à l'Est et la Sicile au Sud (**Figure I.1**). La Marge Est-Sarde, étudiée au cours de cette thèse, est localisée dans la partie occidentale du Bassin Tyrrhénien.

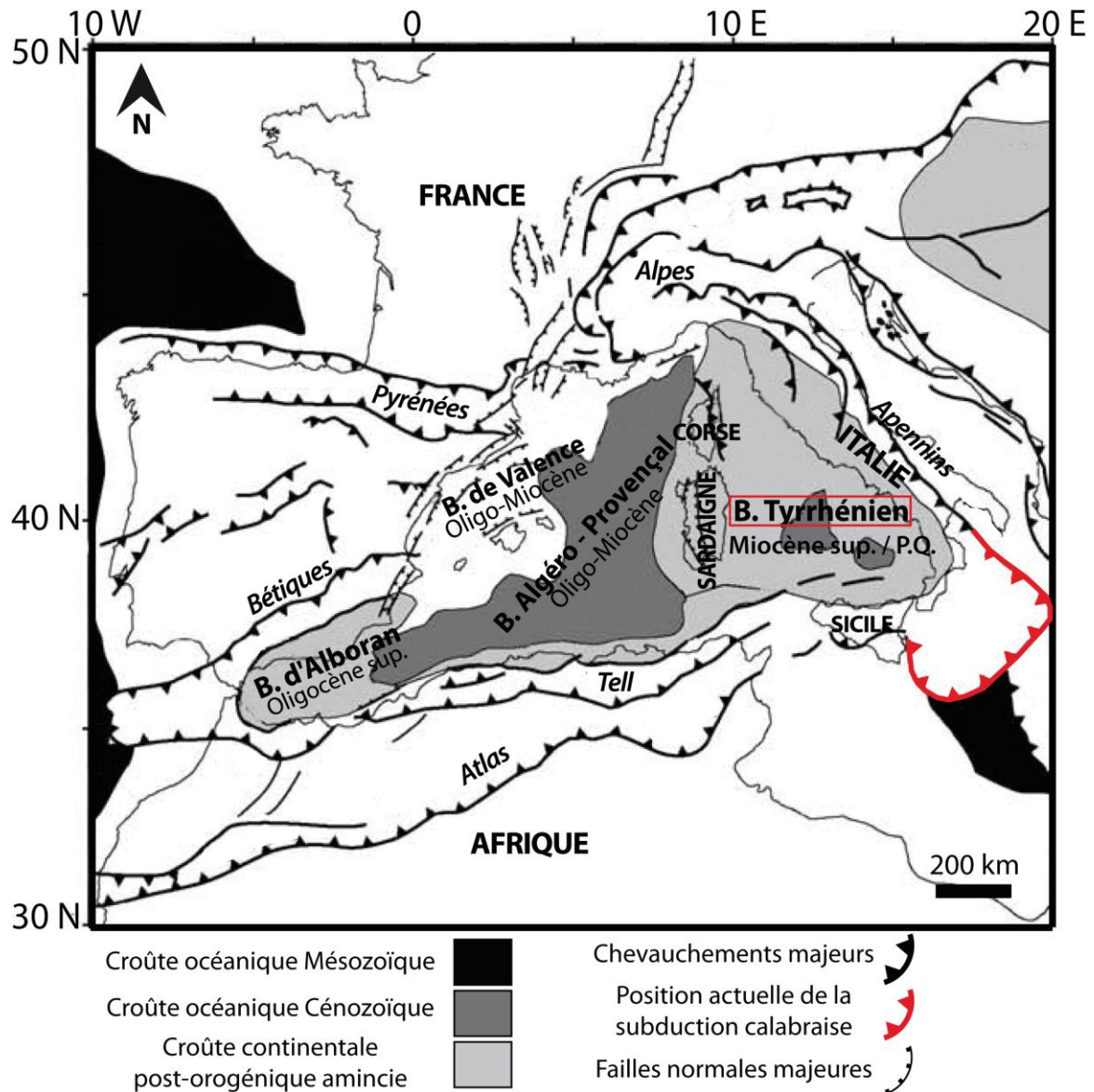


Figure I.1 : Schéma structural et bassins actuels de la Méditerranée Occidentale. Les bassins sont de plus en plus jeunes d'Ouest en Est, le Bassin Tyrrhénien est le plus récent de la Méditerranée Occidentale. (Modifié de Jolivet et al., 2006).

Trois thématiques majeures du Bassin Tyrrhénien Occidental ont été étudiées au cours de cette thèse : **La tectonique crustale**, la **Crise de Salinité Messinienne (CSM)** sur la Marge Est-Sarde et dans le Bassin Tyrrhénien Occidental et la **tectonique salifère**, dont l'origine est liée à la présence de sel mis en place au cours de la CSM. Ces thématiques peuvent être étudiées individuellement, mais à l'échelle d'un bassin leurs interactions forment un ensemble de processus complexes qu'il est parfois difficile de dissocier. Il est alors nécessaire pour cette

étude de bien comprendre les processus liés à ces trois thématiques, leurs origines, leurs moteurs et leurs fonctionnements.

La première partie de ce mémoire est donc consacrée à la synthèse bibliographique des connaissances concernant ces trois thématiques, avec pour fil conducteur l'évolution du Bassin Tyrrhénien au cœur de la Méditerranée Occidentale.

## **A. Contexte physiographique et géologique du Bassin Tyrrhénien en Méditerranée Occidentale**

La zone étudiée au cours de cette thèse est localisée dans la partie occidentale du Bassin Tyrrhénien (**Figure I.2**). Elle inclut la partie méridionale de la Marge et du Bassin Est-Corse ainsi que la Marge Est-Sarde, comprenant le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia.

Cette dernière s'étend jusqu'à la bordure Ouest du Bassin Tyrrhénien profond au niveau du Mont Major et de l'escarpement bathymétrique de la « *Central Fault* » (Réhault *et al.*, 1987 ; Figure I.2). La Marge Est-Sarde présente actuellement une physiographie complexe et segmentée, avec des bassins de plus en plus profonds depuis la côte vers le domaine profond (Figure I.2). Cette physiographie résulte directement des processus de tectonique crustale qui ont façonné le bassin au cours de son évolution géodynamique.

Ce chapitre comprend une description de la physiographie actuelle de la Marge Est-Sarde, ainsi que la présentation du contexte tectonique et sédimentaire de la marge.

### **A.1 Contexte physiographique du Bassin Tyrrhénien Occidental**

#### **A.1.1. *Les marges***

##### **A.1.1.1 La Marge Est-Corse**

La Marge Est-Corse est orientée N-S et présente une plate-forme continentale relativement étroite, d'environ 5 km à 10 km de large depuis la côte jusqu'à 200 m de profondeur d'eau. Vers l'Est, le Bassin Est-Corse, orienté N-S, est compris entre 200 et 900 m de profondeur d'eau et est limité à l'Est par la Ride d'Elbe-Pianosa de même orientation. Le sommet de cette ride émerge localement dans sa partie Nord, à la frontière de la Marge Toscane (*e.g.* Iles de Monte-Cristo et de Pianosa ; Mauffret *et al.* 1999), tandis qu'il culmine à ~200 m sous le niveau de la mer dans sa partie Sud. Plus à l'Est, en direction de la Marge Toscane, le fond marin est composé d'une succession de rides et de bassins orientés N-S, tels que la Ride et le Bassin de Giglio (Figure I.2).



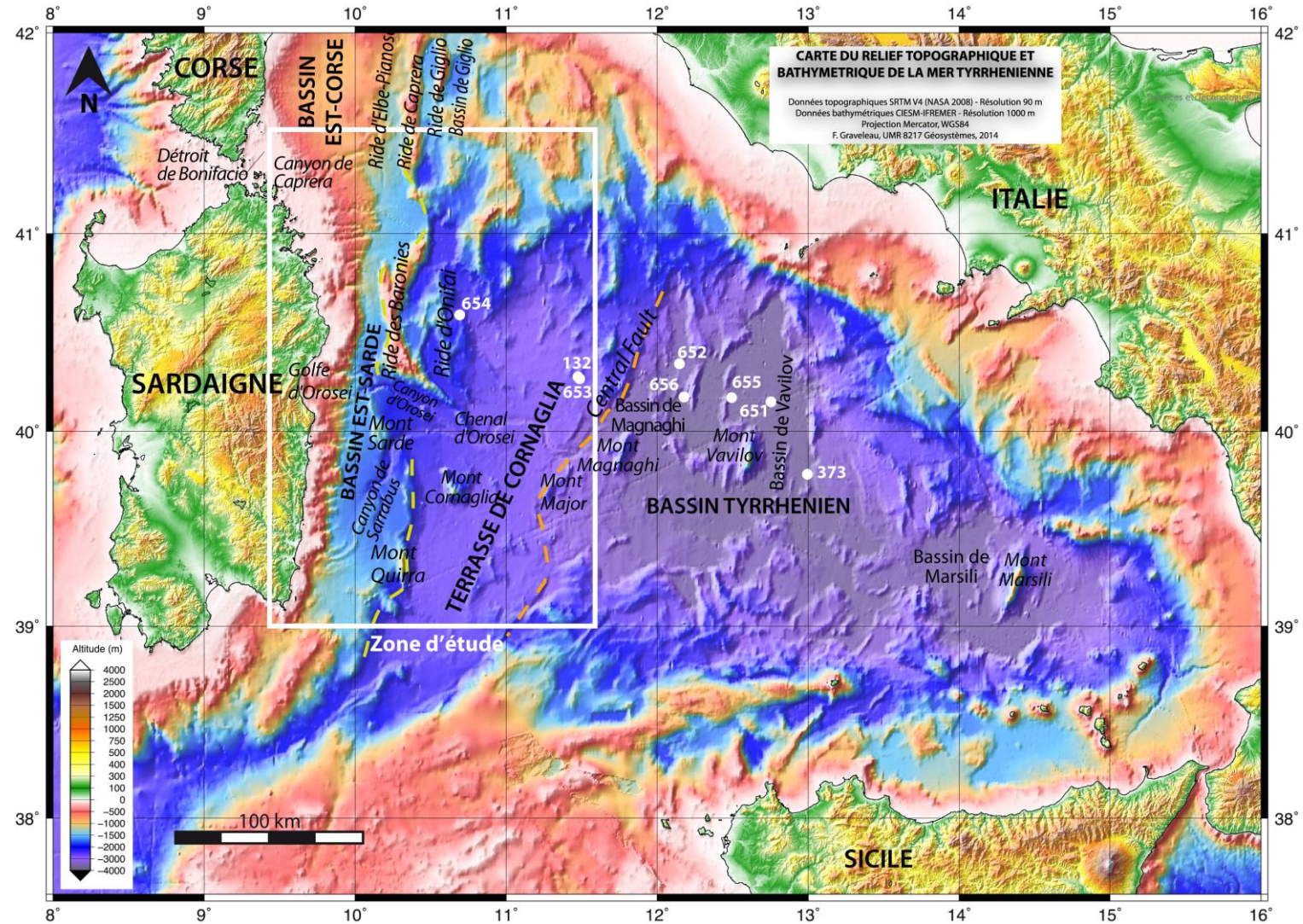


Figure I.2 : Carte bathymétrique et topographique de la Mer Tyrrhénienne et des terres émergées alentours, illustrant les structures physiographiques majeures du Bassin Tyrrhénien et la morphologie complexe et segmentée de la Marge Est-Sarde (Données bathymétriques CIESM-IFREMER ; Graveleau, communication personnelle). Les traits pointillés jaune et orange représentent respectivement la limite entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia, puis entre la Terrasse de Cornaglia et le Bassin Tyrrhénien profond. Le cadre blanc délimite la zone étudiée au cours de cette thèse. Les cercles blancs localisent les sites de forage ODP 652, 653, 654, 656 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988 et Sartori et al., 2001).

#### A.1.1.2 La Marge Est-Sarde

Le détroit de Bonifacio marque la transition entre la Marge Est-Corse et la Marge Est-Sarde. À cet endroit, la Marge Est-Sarde septentrionale présente une plate-forme continentale de 30 km de large environ, avec une pente continentale incisée par le canyon de Caprera. À l'Est de la Sardaigne, la largeur de la plate-forme continentale décroît depuis le Nord (~20 km) vers le Sud (~15 km) de l'île (Figure I.2).

À l'Est de la plate-forme continentale, la Marge Est-Sarde présente deux segments physiographiques distincts, de plus en plus profonds vers le centre du Bassin Tyrrhénien :

Le **Bassin Est-Sarde** présente des profondeurs d'eau comprises entre 200 et 2000 m (Figure I.2). Ce bassin est mentionné comme la "pente supérieure" (Réhault *et al.*, 1987), ou la "marge supérieure" (Kastens *et al.*, 1987) dans la littérature. Il est orienté N-S, parallèlement à la côte, sur environ 250 km de long. Dans sa partie centrale, face au Golfe d'Orosei, la pente continentale est incisée par le Canyon d'Orosei, orienté E-W, canyon majeur de la marge (Figure I.2).

Au Nord de ce canyon, le Bassin Nord Est-Sarde est étroit (10 à 20 km de large), bordé à l'Est par la Ride des Baronies. Cette ride présente une géométrie complexe : sa partie centrale est orientée N-S et ses terminaisons Nord et Sud sont respectivement orientées NE-SW et NW-SE. Elle constitue la ride sous-marine la plus importante de la marge, avec un sommet qui culmine à 160 mètres sous le niveau marin (Figure I.2). Au Sud du Canyon d'Orosei, le Bassin Sud Est-Sarde est plus large, atteignant localement 40 km. Il est bordé à l'Est par la chaîne du Mont Quirra, orientée N-S, et par le Mont Sarde. Cette partie du bassin est incisée par le Canyon de Sarrabus, qui traverse le Bassin Sud Est-Sarde selon une orientation SW-NE (Figure I.2).

La **Terrasse de Cornaglia** est localisée à l'Est des hauts structuraux qui marquent la transition avec le Bassin Est-Sarde (Figure I.2). Elle correspond à la "pente intermédiaire" (Réhault *et al.*, 1987) ou à la "marge intermédiaire" (Kastens *et al.*, 1987). Il s'agit d'une large plaine sous-marine dont les profondeurs varient de 2000 m à 3000 m depuis la Ride des Baronies et le Mont Quirra à l'Ouest, vers la « *Central Fault* » à l'Est. La Terrasse de Cornaglia est traversée par le Chenal d'Orosei, orienté globalement E-W. Celui-ci se prolonge depuis la marge supérieure sur plus de 100 km en direction du bassin profond, à l'Est (Figure I.2).

Le Canyon d'Orosei sépare la Terrasse de Cornaglia en deux secteurs, Nord et Sud, localisés actuellement à la même profondeur, mais dont la physiographie est différente. La partie Nord-Ouest de la terrasse est marquée par des hauts structuraux (rides des Baronies et d'Onifai), qui délimitent des bassins orientés globalement N-S (Figure I.2). La Terrasse de Cornaglia devient ensuite plus plane vers l'Est en direction de la « *Central Fault* ». Dans la partie Sud de la Terrasse de Cornaglia, le fond sous-marin est lisse, seulement marqué par le Mont Cornaglia, dont le sommet culmine à 1200 mètres sous le niveau marin (Figure I.2).

#### A.1.2. *Le bassin profond*

Le Bassin Tyrrhénien *s.s.* correspond à la zone la plus profonde du bassin, comprenant des profondeurs d'eau allant de 3000 à 3600 m. Ce domaine est limité à l'Ouest par la *Central fault*, qui présente un fort escarpement bathymétrique dans sa partie Nord-Est, devenant moins abrupt vers le Sud-Ouest en direction du mont Major (Figure I.2). Le Bassin Tyrrhénien profond est notamment caractérisé par la présence de croûte océanique dans les bassins de Vavilov et de Marsili (Figure I.2 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2004) et par plusieurs monts sous-marins imposants, dont le Mont Magnaghi, le Mont Vavilov et le Mont Marsili (Figure I.2).

### A.2 Contexte géodynamique, structural et sédimentaire

La morphologie complexe et segmentée de la Marge Est-Sarde est directement héritée de son évolution géodynamique et notamment des processus de rifting qui ont conduit à l'ouverture du Bassin Tyrrhénien. La géodynamique de ce bassin est liée à l'évolution de la Méditerranée Occidentale, dont le Bassin Tyrrhénien est le plus récent (Figure I.1). Son ouverture à partir du Miocène moyen-supérieur représente en effet la dernière phase d'un long processus d'extension continue, qui a contrôlé l'évolution de la Méditerranée Occidentale durant le Cénozoïque. L'ouverture de la Méditerranée Occidentale est le résultat de l'extension arrière-arc engendrée par le retrait de la zone de subduction Apennino-Maghrébine. Le vestige de ce front de subduction est actuellement localisé au Sud des Apennins, dans l'arc Calabrais (Figure I.1). Le retrait de la subduction Apennino-Maghrébine est l'un des processus issus du contexte global de convergence entre les plaques Afrique et Eurasie : subduction, collision et ouverture arrière-arc (Malinverno et Ryan 1986 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; Faccenna *et al.*, 2007). Cette histoire géologique mouvementée confère ainsi au Bassin Méditerranéen la réputation d'être un véritable puzzle géodynamique complexe.

Ce chapitre de présentation générale comprend une étude de la formation de l'ensemble de la Méditerranée Occidentale, importante pour comprendre l'origine des processus géodynamiques ayant amené à l'ouverture du Bassin Tyrrhénien, jusqu'à lui donner sa configuration actuelle.

#### A.2.1. *Géodynamique de la Méditerranée Occidentale*

L'origine de la Méditerranée occidentale remonte à la fragmentation de la Pangée et l'ouverture de la Téthys, "l'ancêtre" de la Méditerranée, entre le Gondwana et l'Eurasie au cours du Trias et du Jurassique (*e.g.* Yelles-Chaouche *et al.*, 2001). L'étude des anomalies magnétiques montre qu'après avoir décrit un mouvement décrochant senestre par rapport à la plaque Eurasienne entre la fin du Lias et le Crétacé supérieur (de 175 Ma à 74 Ma, **Figure I.3**), la plaque Africaine converge vers l'Europe à partir de la fin du Crétacé (de 74 Ma au présent ; Figure I.3 ; Dewey *et al.*, 1989).

La convergence Afrique-Europe initie l'orogénèse des chaînes alpines et des Pyrénées autour de la Méditerranée Occidentale (Dewey, 1989 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006). Au cours de cette orogénèse, une partie des roches paléozoïques cristallo-métamorphiques qui composent actuellement le socle est-sarde sont activement déformées (Masclé et Réhault, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001). La convergence Afrique-Europe provoque également l'entrée en subduction de la partie maghrébine de la Téthys à partir du Crétacé Supérieur. Celle-ci initie la formation de la zone de subduction Apennin-Maghrebine et amorce la fermeture progressive du bassin océanique de la Téthys (Jolivet et Faccenna, 2000).

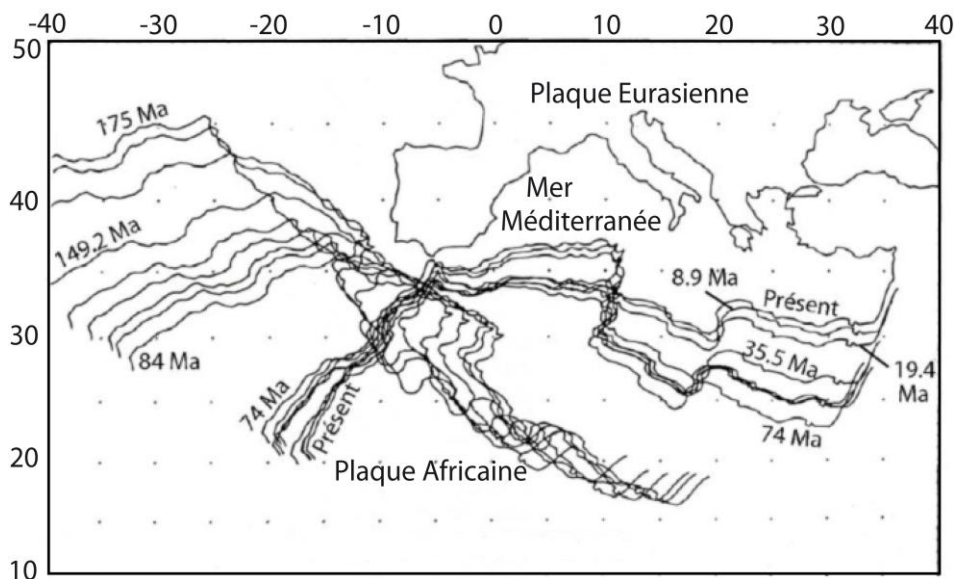


Figure I.3: Position de la plaque africaine depuis 175 Ma jusqu'à l'actuel. L'emplacement des contours de la plaque africaine au cours du temps est indiqué à partir de l'étude des anomalies magnétiques successives (D'après Dewey *et al.*, 1989).

L'Éocène et l'Oligocène marquent une période charnière dans l'histoire de l'évolution de la Méditerranée Occidentale, avec la collision continentale entre les plaques Africaine et Eurasienne aux alentours de 35-30 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006). La collision s'effectue en deux points : au niveau des promontoires Est et Ouest de la plaque Africaine (**Figure I.4A**). À ce moment là, le bloc corso-sarde est encore rattaché à la France et la région sarde est largement émergée (Figure I.4A ; Dewey *et al.*, 1989 ; Sartori *et al.*, 2001). La subduction de la Téthys, initiée par la remontée de l'Afrique, est ainsi bloquée entre deux points de collisions (Figure I.4A), ce qui engendre un changement de régime tectonique en Méditerranée, avec un passage d'un contexte compressif dominant à extensif.

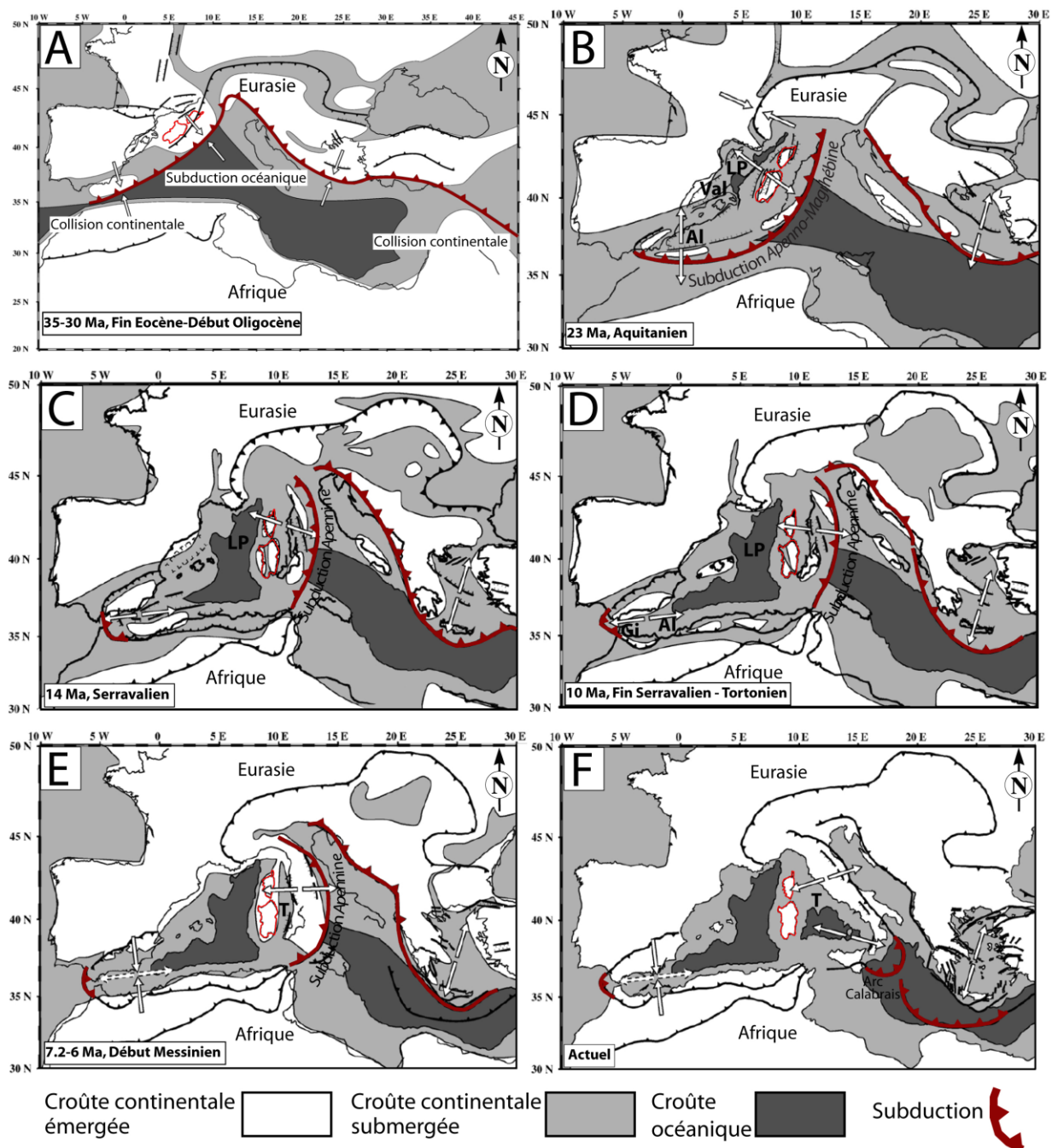


Figure I.4 (page précédente) : Cartes schématiques de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale entre l'Eocène (A) et l'Actuel (F). Les cartes illustrent notamment l'évolution géodynamique de la Corse et de la Sardaigne au cours du temps. Al : Alboran ; Val : Valence ; LP : Liguro-Provençal ; Gi : Gibraltar ; T : Tyrrhénien (Modifié de Jolivet et al., 2006).

Les mécanismes de retrait de panneau plongeant (*slab*) deviennent en effet prépondérants et initient de l'extension arrière-arc à partir de l'Oligocène, vers 35-30 Ma (Dewey et al., 1989 ; Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet et al., 2006). À partir de cette période, la position du panneau plongeant va progressivement migrer vers l'Est au cours du temps, jusqu'à sa position actuelle dans l'arc Calabrais (**Figure I.5**).

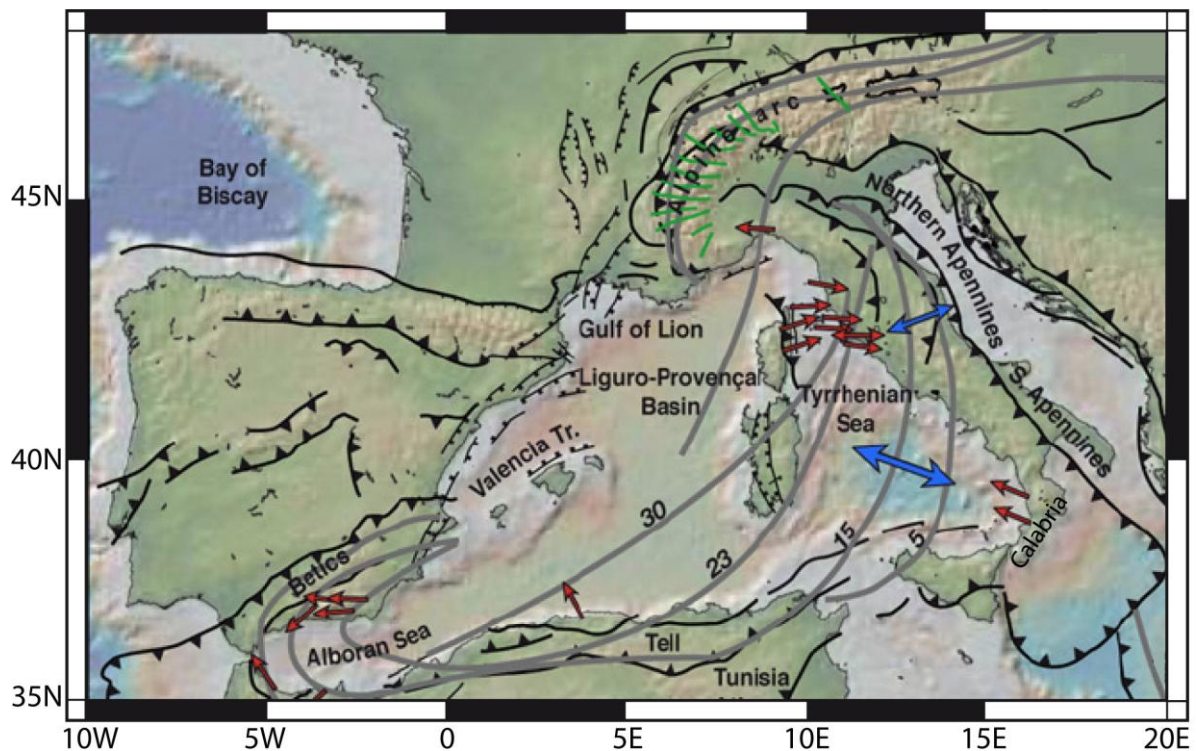


Figure I.5 : Carte topographique et bathymétrique de la Méditerranée Occidentale illustrant la position du slab au cours du temps (lignes grises). Les lignes noires illustrent les structures crustales majeures (fronts de chevauchement, zones de subductions, décrochements et failles). Les flèches rouges indiquent les directions d'extensions ductiles dans les complexes métamorphiques. Les flèches bleues indiquent les directions d'extensions arrière-arc actives actuellement. (D'après Jolivet et al., 2009).

Ce changement de contexte est lié à la diminution de la vitesse absolue de la plaque Africaine, provoquée par la collision entre l'Afrique et l'Europe (**Figure I.6**). La vitesse absolue de la plaque Africaine diminuant, la vitesse de retrait du *slab* de la subduction de la Téthys est devenue prédominante, engendrant de l'extension arrière-arc entre les deux zones de collisions méditerranéennes (Figure I.6 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet et al., 2006).

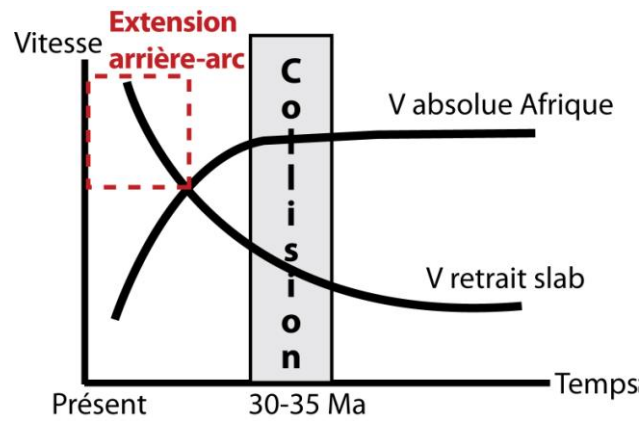


Figure I.6 : Courbes schématiques de la vitesse absolue de la plaque africaine et du retrait du slab méditerranéen en fonction du temps. L'extension arrière-arc méditerranéenne débute après la collision entre la plaque africaine et la plaque eurasiennne (Modifié d'après Jolivet et Faccenna, 2000).

À la fin de l'Oligocène (~23 Ma), la zone de subduction Apennino-Maghrébine provoque la subduction progressive de l'ancienne croûte océanique de la Téthys. L'extension arrière-arc engendrée par le retrait de la zone de subduction Apennino-Maghrébine est bien en place (Figure I.4A ; Robertson et Grasso, 1995 ; Doglioni *et al.*, 1999 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006). Cette extension arrière-arc provoque l'ouverture de la Méditerranée Occidentale, marquée au cours de l'Aquitainien (~23 Ma) par l'initiation successive de la formation des bassins d'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal (Figure I.4B ; Dewey *et al.*, 1989 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006). L'ouverture de la Méditerranée Occidentale génère alors un changement de nature des bassins profonds, du fait de l'ouverture de nouveaux bassins arrière-arc et de la formation de croûte océanique cénozoïque en Méditerranée (Figure I.4B ; Réhault *et al.*, 1984 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet *et al.*, 2006). L'ouverture du Bassin Liguro-Provençal est associée à la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde (Figure I.4B), initiée à partir de 25 Ma à la fin de l'Oligocène-début Miocène (Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006).

Au cours du Burdigalien (~20 Ma), le Bassin Liguro-Provençal est en grande partie ouvert et l'extension continue jusqu'au Langhien (~16 Ma). La migration progressive de la subduction Apennino-Maghrébine vers l'Est (Figure I.5) augmente fortement la longueur du système de subduction, qui se rompt en plusieurs morceaux entre les Baléares et la Sardaigne (Figure I.4C ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006). La portion Ouest du panneau plongeant migre alors vers l'Ouest en direction du détroit de Gibraltar (Augier *et al.*, 2005), tandis que la portion Est, l'arc de subduction Apennin, migre vers l'Est (Figures I.4C ; I.5 ; Jolivet *et al.*, 2006). À la fin de l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal, le bloc Corso-Sarde se situe au niveau de sa position actuelle (Dewey *et al.*, 1989 ; Jolivet *et al.*, 2006). Certains auteurs suggèrent qu'à ce moment là, l'arc

de subduction Apennin plonge sous la Corse et la Sardaigne. Il est associé à la formation d'un bassin d'avant-arc à l'Est de la Sardaigne, dans lequel se sont déposées des unités sédimentaires datées de l'Aquitaniens (~23 Ma ; Unité B3.3 de Sartori *et al.*, 2001, c.f. A.2.3 Stratigraphie du Bassin Tyrrhénien Occidental). Au Langhien (~16 Ma)/Serravalien (~14 Ma), l'extension arrière-arc a stoppé dans le Bassin Liguro-provençal et migre à l'Est du bloc Corso-Sarde, en arrière du domaine des Apennins (Figures I.4C ; I.5 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet *et al.*, 1998 ; Mauffret et Contrucci, 1999 ; Jolivet *et al.*, 2006).

Au Serravalien-Tortonien (~10 Ma), l'extension est active dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, dont l'ouverture s'effectue en arrière du retrait vers l'Est de l'arc de subduction Apennin (Figures I.4D ; I.5 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006). On note que selon Carminati *et al.* (2012), les processus d'ouverture du Bassin Tyrrhénien pourraient avoir commencé plus tôt, vers 15 Ma, au cours du Langhien. L'ouverture du Bassin Tyrrhénien est détaillée dans le paragraphe suivant (c.f. A.2.2 Géodynamique du Bassin Tyrrhénien). La remontée de la plaque Africaine vers le Nord a des conséquences de plus en plus importantes sur les connections entre la Méditerranée Occidentale et les bassins alentours. À l'Est, la Méditerranée Occidentale est isolée de l'Océan Indien depuis le Langhien-Serravallien (Popov *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006). À l'Ouest, le retrait de la zone de subduction dans le bassin d'Alboran (Figure I.4D) et la convergence Nord-Sud des plaques Afrique-Europe engendrent le soulèvement de la région d'Alboran et du détroit de Gibraltar. Ce soulèvement provoque la restriction des échanges d'eaux marines entre la Méditerranée Occidentale et l'Atlantique (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Duggen *et al.*, 2003 ; Duggen *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006)

Au Messinien (~7.2 Ma à 5,3 Ma), la partie occidentale du Bassin Tyrrhénien est ouverte et l'extension se poursuit vers l'Est (Figure I.4E ; **Figure I.7** ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006). Cette période est marquée par la Crise de Salinité Messinienne, qui affecte l'ensemble du Bassin Méditerranéen (Hsü *et al.*, 1973). Cet événement hors norme est détaillé dans la partie I.B de ce chapitre. L'évolution Pliocène (de ~5,3 Ma à ~2,5 Ma) de la Méditerranée Occidentale est marquée par l'ouverture de la partie orientale du Bassin Tyrrhénien, dans la continuité de la migration vers l'Est de l'arc de subduction Apennin (Figures I.4F ; I.5 ; I.7). L'héritage actuel de cette zone de subduction est localisé au niveau de l'arc Calabrais (Figures I.4F ; I.5 ; Faccenna *et al.*, 2007).



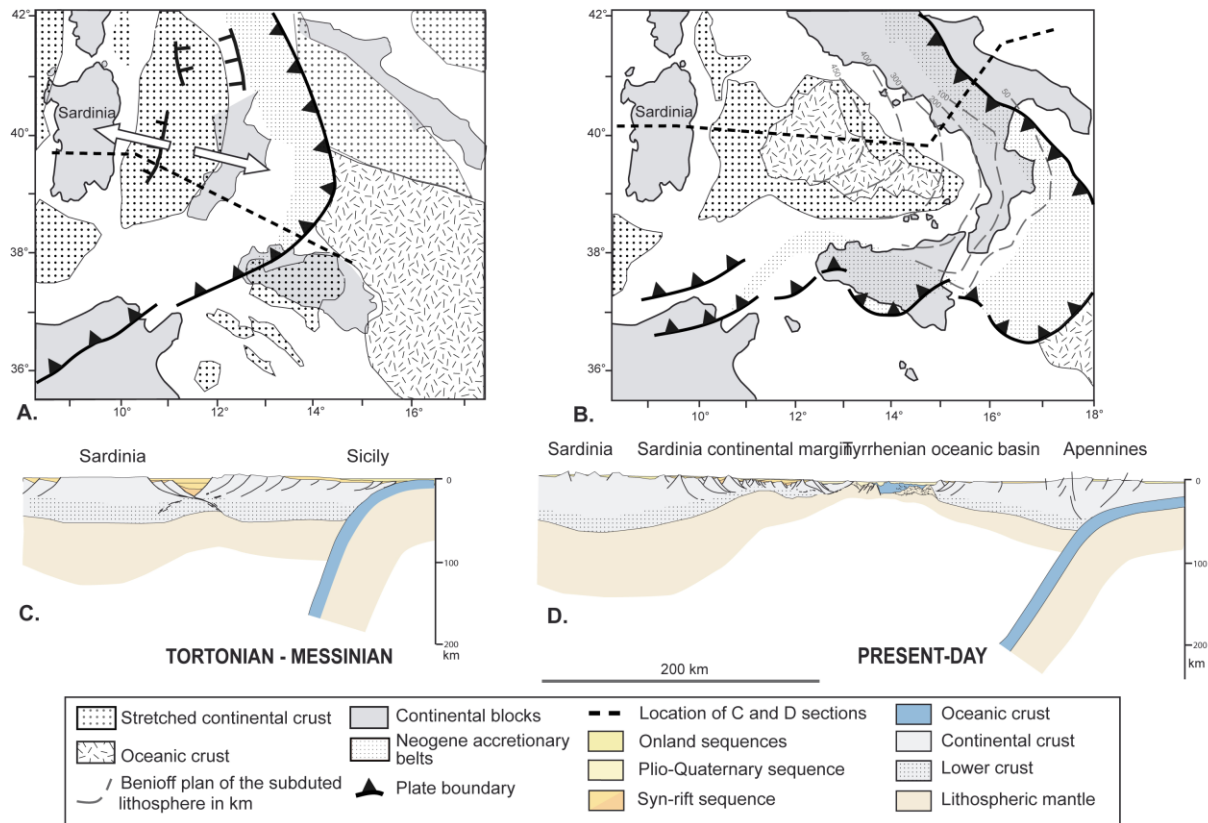


Figure I.7 : Cadre géodynamique du Bassin Tyrrhénien. A : Carte géodynamique du Bassin Tyrrhénien au Tortonien-Messinien. B : Carte géodynamique actuelle du Bassin Tyrrhénien illustrant la répartition des bassins océaniques et de la croûte continentale. C : Coupe crustale schématisée du Bassin Tyrrhénien au Tortonien-Messinien. D : Coupe crustale schématisée actuelle du Bassin Tyrrhénien (Modifié de Sartori *et al.*, 2001 et 2004, Spakman et Wortel, 2004, Faccenna *et al.*, 2005, Jolivet et Faccenna, 2006, par Gaullier *et al.*, 2014).

Cette zone comprend un plan de Benioff plongeant sous le Bassin Tyrrhénien, associé à un arc volcanique calco-alkalin localisé dans les îles Éoliennes (Figure I.7 ; Beccaluva *et al.*, 1985 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Faccenna *et al.*, 2007). La zone de subduction calabraise provoque actuellement la subduction progressive de la croûte océanique ionienne et continue de générer de l'extension arrière-arc dans le Bassin Tyrrhénien (Figures I.4F ; I.5 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Faccenna *et al.*, 2007). On note également l'entrée en subduction de la plaque Africaine au Sud de la mer Egée (Figure I.4F ; Jolivet *et al.*, 2006).

### A.2.2. Géodynamique du Bassin Tyrrhénien

L'ouverture du Bassin Tyrrhénien est l'un des derniers événements géodynamiques majeurs qui ont marqué l'ouverture de la Méditerranée Occidentale. Il s'agit en effet d'un bassin arrière-arc, ouvert dans les derniers stades de la migration vers l'Est de l'arc de subduction Apennin (Figures I.5 ; I.7). L'extension arrière-arc de la partie occidentale du Bassin Tyrrhénien a débuté après l'ouverture du bassin Liguro-Provençal et la rotation du

bloc Corso-Sarde (Figure I.4C, D). Cette extension arrière-arc provoque le rifting de la Marge Est-Sarde à partir du Miocène moyen (Langhien–Serravallien/16-14 Ma) voire supérieur (Tortonien, ~10 Ma) (Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Sartori, 2003 ; Doglioni *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; Carminati et Doglioni, 2012). Au cours du rifting de la Marge Est-Sarde, la direction d'extension est globalement E-W comme le montrent les grandes failles normales listriques principalement orientées N-S, à vergence Est ou Ouest, qui affectent la marge (**Figure I.8**).

Ces failles normales crustales délimitent les blocs basculés visibles dans la bathymétrie actuelle (Figure I.8 ; Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Thommeret, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002 ; Sartori *et al.*, 2004). Les structures N-S sont localement recoupées par des linéaments transverses, dont l'OCL et le linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/*Circeo fault* (Figure I.8 ; Thommeret, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002 ; Rosenbaum et Lister, 2004).

#### A.2.2.1 Rifting et structuration de la Marge Est-Sarde

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, il est considéré que les âges et l'intensité des processus de rifting varient d'Ouest en Est, puisque l'ouverture du bassin suit le retrait vers l'Est de la zone de subduction apennine (Figures I.4D, E ; I.5 ; I.7 ; **Figure I.9** ; Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990, 2003 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006).

Dans le Nord du Bassin Tyrrhénien, au Nord du linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/*Circeo fault* (Figure I.8), le rifting a débuté à l'Oligo-Miocène (Mauffret *et al.*, 1999), probablement avant le Burdigalien (~20 Ma) le long de la Marge Est-Corse (Pascucci *et al.*, 1999 ; Mauffret et Contrucci, 1999). Les processus ont ensuite migré vers l'Est jusqu'au début du Pliocène (Sartori, 1990 ; Mauffret *et al.*, 1999 ; Buttinelli *et al.*, 2014). Dans cette partie du bassin, l'amincissement crustal a été moins important que dans le Sud et a formé une succession de horsts et de grabens orientés N-S entre le Bassin Est-Sarde et l'Italie (Figure I.8 ; Sartori, 1990 ; Pascucci *et al.*, 1999).

Le linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/*Circeo fault* (Figure I.8) est interprété comme étant une zone décrochement senestre majeure qui sépare le Nord et le Sud du Bassin Tyrrhénien (Thommeret, 1990 ; Carrara, 2002 ; Rosenbaum et Lister, 2004).

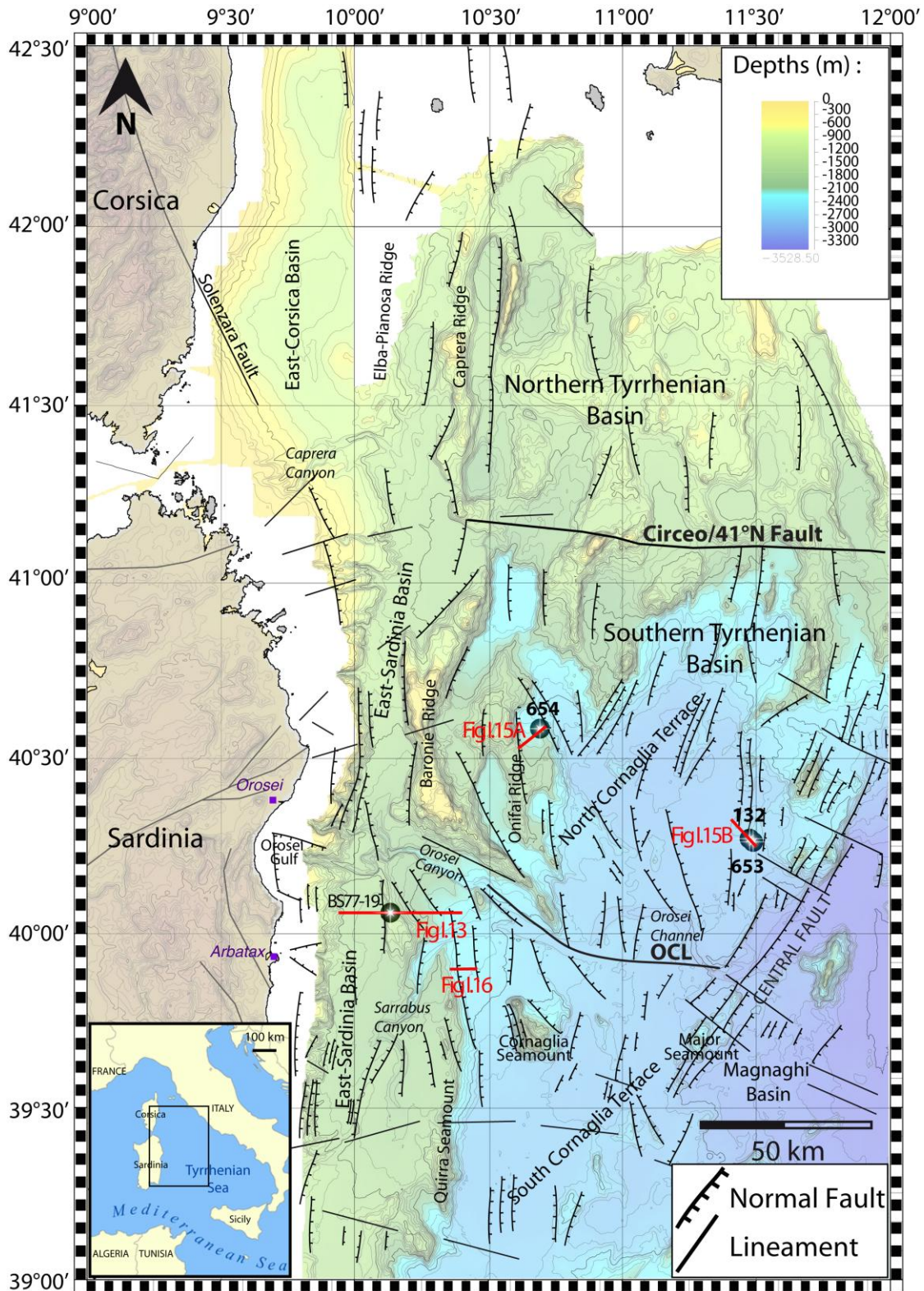


Figure I.8 : Compilation bibliographique des structures tectoniques crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental (d'après Moussat, 1983 ; Thommeret, 1990 ; Sartori et al., 2001 ; Vai et Martini, 2001 ; Carrara, 2002). Localisation de l'OCL, de la faille de Solenzara et de la Circeo/41°N fault d'après Sartori et al. (2001), Mauffret et Contrucci (1999) et Rosenbaum et Lister (2004). Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al. (1988). Localisation de la carotte BS77-19 d'après Sartori et al. (2001). Les traits rouges indiquent la localisation des figures I.13, I.15 et I.16.

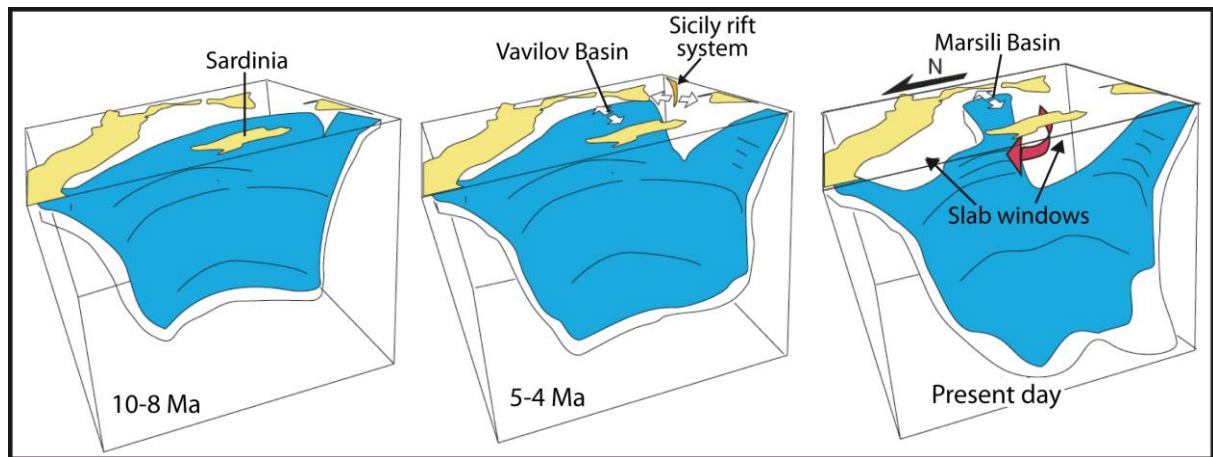


Figure I.9 : Reconstruction schématique 3D de l'évolution tectonique du Bassin Tyrrhénien depuis le Tortonien (10 Ma). Les schémas illustrent la migration vers l'Est du slab et l'extension arrière-arc dans le Bassin Tyrrhénien (flèches blanches). La flèche rouge indique les mouvements du manteau. (D'après Faccenna *et al.*, 2007).

Au Sud du linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/Circeo fault, l'amincissement crustal a été plus important, favorisant la formation de bassins plus profonds que dans le Nord (Figure I.8 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002). Le rifting a débuté le long de la Marge Est-Sarde au cours du Serravalien-Tortonien (~14 Ma - ~10 Ma) (Malinverno *et al.*, 1981 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Carrara, 2002 ; Mattei *et al.*, 2002), ou potentiellement au cours du Langhien (~15 Ma ; Carminati *et al.* 2012). Les processus de rifting ont ensuite migré vers l'Est jusqu'au Pliocène inférieur (entre ~5,3 Ma et ~3,6 Ma) en suivant le retrait vers l'Est de l'arc de subduction apennin (Figure I.9 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Carrara, 2002 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Mantovani *et al.*, 2009 ; Guillaume *et al.*, 2010). Par conséquent, plusieurs auteurs considèrent que le long de la Marge Est-Sarde, les dépôts Tortonien *p.p.* à Pliocène *p.p.* correspondent à la sédimentation syn-rift (**Figure I.10** ; Sartori *et al.*, 2001 ; 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004).

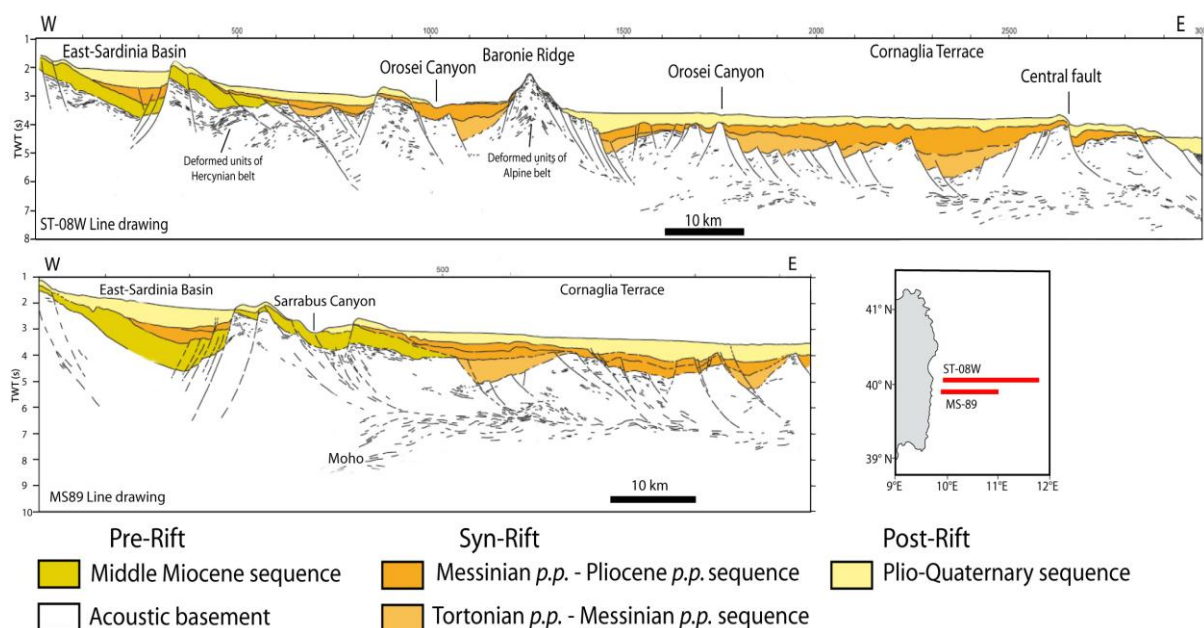


Figure I.10 : Coupes E-W perpendiculaires à la Marge Est-Sarde illustrant la structure de la marge et les structures crustales majeures générées lors du rifting. L'extension de la marge est accommodée par des failles normales crustales, listriques, orientées Nord-Sud, à pendages Est ou Ouest. Les dépôts Tortonien p.p. à Pliocène p.p. sont interprétés comme correspondant à la sédimentation syn-rift (D'après Sartori *et al.*, 2004).

Le rifting de la Marge Est-Sarde provoque l'amincissement de la croûte continentale, qui passe latéralement de 30 km d'épaisseur sous la Sardaigne à moins de 10 km en mer (**Figure I.11** ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990, 2003 ; Sartori *et al.*, 2001). Cet amincissement semble favorisé par la réactivation d'anciennes structures internes (Malinverno et Ryan, 1986 ; Jolivet et Faccena, 2000 ; Faccena *et al.*, 2007). En particulier, c'est au Serravalien (~14 Ma) que pourrait avoir été réactivée l'*Orosei Canyon Line* (OCL), une structure localisée au niveau du 40<sup>ème</sup> parallèle et interprétée comme étant une zone de transfert héritée du socle varisque (Figure I.8 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004). Celle-ci semble avoir accommodé des différences d'intensité des processus de rifting entre le Nord et le Sud de la Marge Est-Sarde (Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001). Ainsi, entre le linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/*Circeo fault* et l'OCL, le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia sont interprétés comme ayant subi de multiples et courtes phases de rifting (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990, 2003 ; Sartori *et al.*, 2004). Cela a engendré la formation de blocs basculés et des hauts structuraux visibles actuellement dans la bathymétrie (*e.g.* Rides des Baronies, Ride d'Onifai ; Figures I.8 ; I.10). Au Sud de l'OCL l'extension a été plus continue, favorisant la formation de bassins plus profonds et comprenant moins de hauts structuraux (Figure I.8 ; Sartori, 1990 ; 2003 ; Sartori *et al.*, 2001).

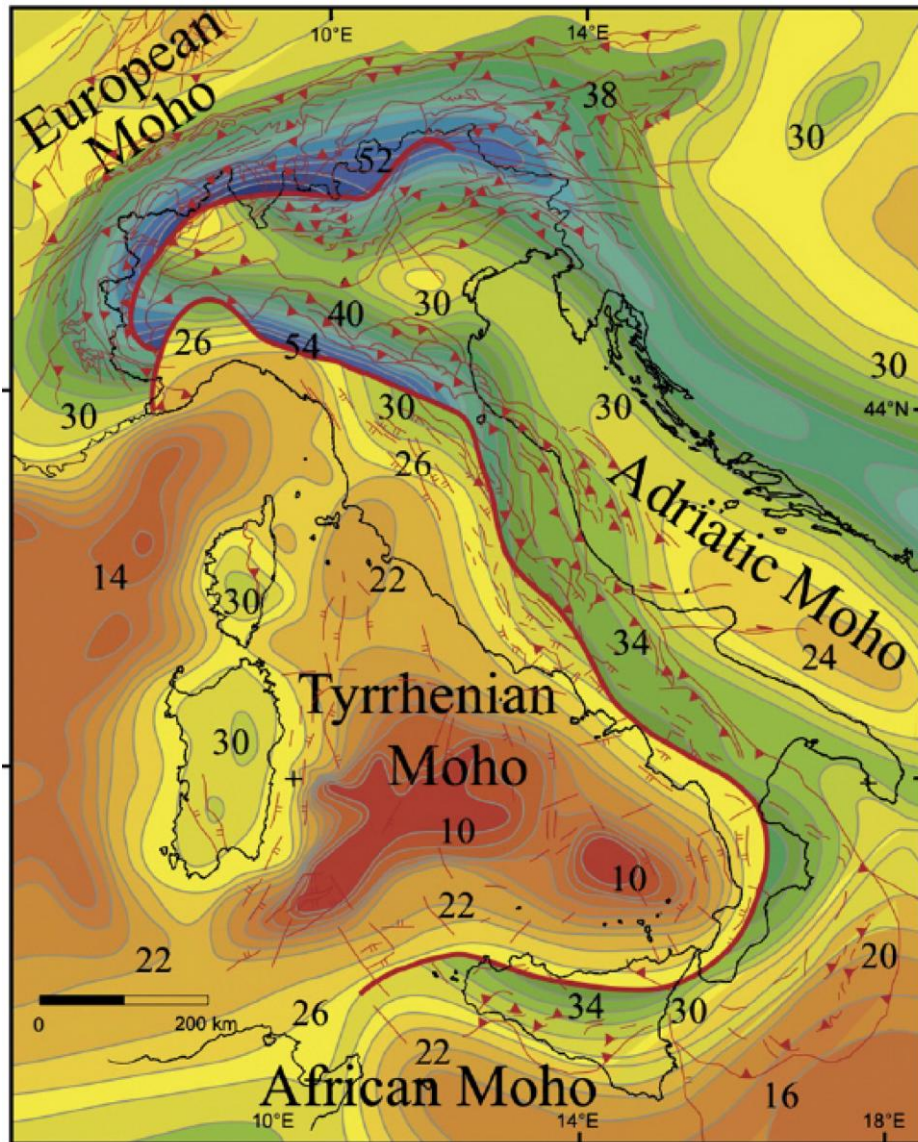


Figure I.11 : Carte de profondeur du Moho (en km) dans le Bassin Tyrrhénien et les régions alentours. La ligne rouge marque la limite entre le Moho européen, le Moho adriatique, africain et tyrrhénien. Dans le Bassin Tyrrhénien profond le Moho est situé à moins de 10 km de profondeur. (Carminati et Doglioni, 2012).

Après le rifting du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia, les processus d'extension ont migré vers l'ESE (Figures I.5 ; I.9 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002). Ils ont affecté la Marge Est-Sarde inférieure dans le secteur du Bassin de Magnaghi, à l'Est de la « *Central Fault* », entre le Messinien supérieur et le Pliocène inférieur (Figure I.8 ; **Figure I.12** ; Kastens *et al.*, 1988 ; Sartori, 1990, 2003 ; Sartori *et al.*, 2004).

L'extension est accommodée par des failles normales N-S à NE-SW, dont les pendages sont principalement orientés vers l'Est et le Sud-Est, comme la *Central Fault* (Figures I.8 ; I.10 ; I.12 ; Sartori *et al.*, 2004). Ces failles crustales délimitent des blocs basculés, qui forment une succession de bassins et de rides (Masclé et Réhault, 1990).

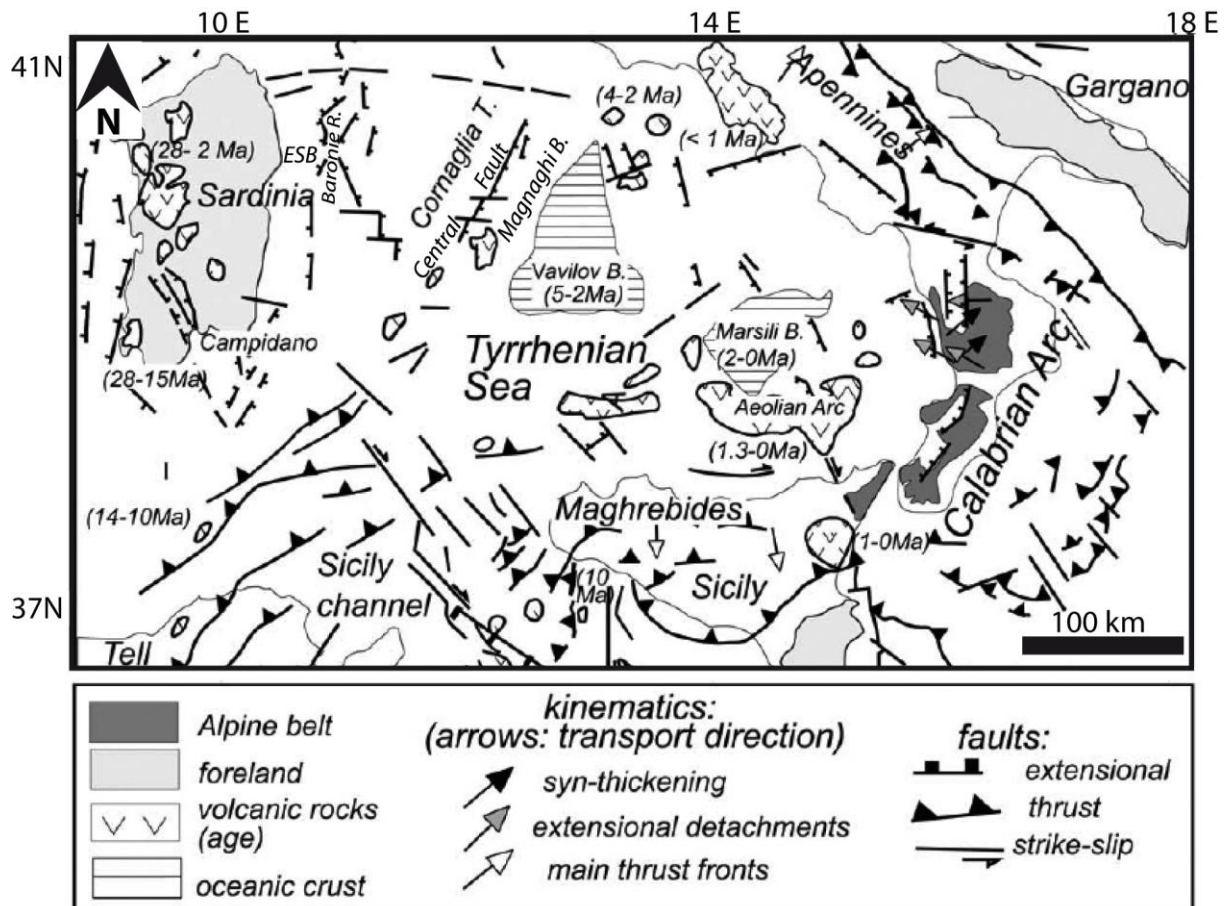


Figure I.12 : Carte tectonique du Bassin Tyrrhénien Oriental illustrant les structures crustales majeures et l'emplacement de la croûte océanique dans le Bassin Tyrrhénien profond. ESB : Bassin Est-Sarde. (D'après Faccenna *et al.*, 2004).

#### A.2.2.2 Océanisation dans le Bassin Tyrrhénien profond

La fin du rifting de la Marge Est-Sarde correspond à la mise en place de croûte océanique dans le Bassin Tyrrhénien profond au cours du Pliocène inférieur (Figure I.12 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Sartori, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Guillaume *et al.*, 2010). Le Bassin Tyrrhénien à l'Est de la *Central fault* est ainsi caractérisé par la faible profondeur du Moho, situé à moins de 10 km sous le fond marin (Figure I.11 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Sartori *et al.*, 2004 ; Carminati et Doglioni, 2012 ; Prada *et al.*, 2014).

La transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est mal contrainte. Certains auteurs considèrent que la transition continent-océan est localisée au niveau de la *Central fault*. Le Bassin de Magnaghi (Figures I.2 ; I.12), serait alors constitué de croûte océanique (Van Dijk et Scheepers, 1995 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Mantovani *et al.*, 2009). D'autres auteurs considèrent en revanche que la transition continent-océan est localisée à la bordure Ouest du Bassin de Vavilov. Dans ce cas, le Bassin de Magnaghi est constitué de croûte continentale et correspond à la Marge Est-Sarde inférieure (Figure I.12 ; Réhault *et al.*, 1987 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Spadini *et al.*, 1995 ; Carrara, 2002 ; Sartori *et al.*, 2004 ;

Rosenbaum et Lister, 2004 ; Doglioni *et al.*, 2004 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Carminati *et al.*, 2012).

Une étude récente réalisée à partir de l'analyse de données de sismique réfraction et de données gravimétriques propose une nouvelle définition des domaines crustaux dans le Bassin Tyrrhénien (Prada *et al.*, 2014). Ces auteurs suggèrent que la croûte continentale est limitée à la partie la plus supérieure de la Marge Est-Sarde, sous le Bassin Est-Sarde et jusqu'à la Ride des Baronies (Figures I.2 ; I.12). Prada *et al.*, (2014) suggèrent la présence de croûte océanique d'arrière-arc sous la Terrasse de Cornaglia (Figures I.2 ; I.12). La croûte océanique de ce secteur serait atypique du fait de son épaisseur importante (7-12 km) et d'une composition minéralogique différente des croûtes océaniques habituellement observées (en Atlantique par exemple). En revanche la croûte océanique de la Terrasse de Cornaglia serait similaire aux croûtes océaniques observées dans d'autres bassins arrière-arc (Prada *et al.*, 2014). D'après les auteurs, le socle du Bassin Tyrrhénien profond est quant à lui caractérisé par l'exhumation des péridotites serpentinisées du manteau, ponctuées d'intrusions volcaniques au niveau des monts sous marins principaux (Figure I.12 ; *e.g.* Monts Magnaghi et Vavilov). La présence de croûte océanique sous la Terrasse de Cornaglia impliquerait que la fin du rifting de la Marge Est-Sarde pourrait avoir eu lieu avant le Pliocène inférieur (Prada *et al.*, 2014).

Dans le bassin profond, l'épanchement d'une croûte océanique basaltique tholéiitique est attestée par les forages ODP 655 et 651 dans le bassin de Vavilov (Figures I.2 ; I.9 ; I.12). La croûte océanique a été datée à 4.3-4.1 Ma au site ODP 655 et 2.6 Ma au site ODP 651 (Figure I.2 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Sartori, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Guillaume *et al.*, 2010). La mise en place de croûte océanique dans le Bassin de Vavilov a engendré une forte subsidence par flexure et ennoisement de la Marge Est-Sarde (Sartori, 1990). Cette subsidence apparaît diachrone, depuis l'Est (début de la subsidence à 2.7 Ma près du bassin de Vavilov ; Sartori, 1990) vers l'Ouest (fin de la subsidence à 2.4 Ma au site ODP 654 ; Sartori, 1990). La subsidence est "post-rift" d'après Sartori (1990) et plus ou moins contemporaine de la mise en place d'édifices volcaniques le long des structures crustales, entre 3 et 2 Ma (Beccaluva, 1985 ; Sartori, 1990). L'orientation de ces alignements volcaniques est N-S, similaire à l'orientation des failles dans la partie supérieure de la marge. Cela indique que l'extension a globalement gardé la même orientation E-W depuis le Tortonien (N90°-N100° ; Sartori, 1990).

Un deuxième épisode de mise en place de croûte océanique affecte le Bassin Tyrrhénien profond avec l'ouverture rapide du bassin de Marsili (Figure I.2 ; I.9 ; I.12) au Pliocène



terminal, entre 2.1 et 1.77-1.6 Ma (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Nicolosi *et al.* 2006 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Cocchi *et al.*, 2009 ; Guillaume *et al.*, 2010). Cette fois l'orientation des structures crustales a subi une rotation de 20° à 30° dans le sens horaire par rapport aux structures antérieures. Cette différence est interprétée par un changement de direction de l'extension, alors orientée N110°-N130°. Celle-ci semble liée à une différence de direction de retrait du slab Calabrais, causée par la rotation horaire de la Calabre de 15 à 25° au Plio-Pleistocène (Sartori, 1990 ; Faccenna *et al.*, 2007). L'accrétion océanique dans le Bassin de Marsili (Figure I.12) provoque une nouvelle phase de subsidence au Pléistocène, limitée cette fois aux secteurs situés à l'Est de la *Central fault* (Sartori, 1990).

La migration vers l'Est des processus de rifting sur la Marge Est-Sarde et la formation de bassins océaniques de plus en plus jeune vers l'Est illustrent la migration des processus d'extension au cours du temps, en arrière du retrait de la zone de subduction Apennine (Figure I.9 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990). Selon de nombreux auteurs, l'épanchement océanique à partir du Pliocène inférieur dans le Bassin Tyrrhénien profond marque l'arrêt du rifting sur les portions supérieures de la marge (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990, 2003 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Guillaume *et al.*, 2010). On note cependant que Sartori *et al.* (2001) attestent l'existence d'épisodes de rifting tardifs entre le Pliocène et l'actuel sur la marge supérieure, notamment entre la Ride des Baronies et le canyon de Sarrabus (Figure I.8).

#### A.2.3. *Stratigraphie du Bassin Tyrrhénien occidental*

Les forages du leg 107 de la campagne ODP menée à la fin des années 1980 dans le Bassin Tyrrhénien (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Cita *et al.*, 1990) ont permis de calibrer la stratigraphie sismique établie à partir des données de sismique réflexion disponibles dans le bassin (**Figure I.13** ; *e.g.* Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983 ; Sartori *et al.*, 2001). Au cours du leg 107 de la campagne ODP, sept forages ont été effectués à différentes profondeurs du Bassin Tyrrhénien. Quatre sont localisés sur la Marge Est-Sarde intermédiaire (sites 654 et 653) et inférieure (sites 652 et 656) (Figure I.2). Le site de forage ODP 653 est localisé à proximité d'un site de forage plus ancien, le site DSDP 132. Les forages ODP 654 et 653 et le forage DSDP 132 sont localisés dans la zone d'étude (Figure I.8) et permettent de calibrer les données sismiques METYSS en fournissant des informations sur les âges, la composition et les environnements de dépôts des unités observées sur les données sismiques.

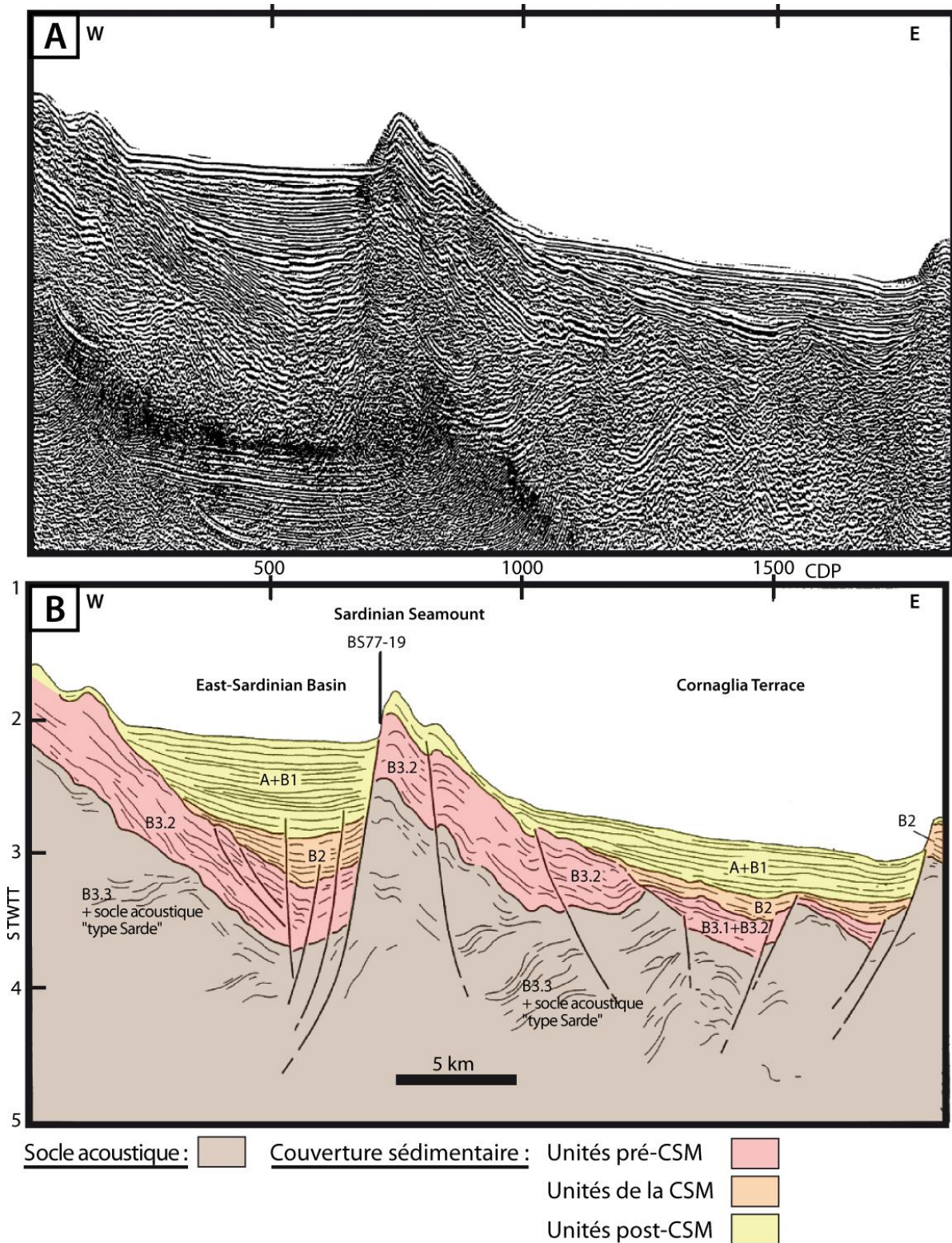


Figure I.13 : Profil MCS ST08 non interprété (A) et interprété (B) qui recoupe perpendiculairement le Bassin Est-Sarde et la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la Figure I.8). Le profil illustre les principales unités sismiques du Bassin Tyrrhénien Occidental. Localisation de la carotte sédimentaire BS77-19. (Modifié d'après Sartori et al., 2001).

De la base au sommet, la stratigraphie du Bassin Tyrrhénien Occidental correspond à la succession suivante :

#### A.2.3.1 Le socle acoustique

Le socle acoustique du Bassin Tyrrhénien Occidental est situé sous la couverture sédimentaire (Figure I.13). Ce socle acoustique est formé de roches paléozoïques cristallo-métamorphiques du socle Hercynien (dépôts sédimentaires métamorphisés et granitoïdes ; Sartori *et al.*, 2001 ; 2004). Ces roches composaient déjà le socle du bloc corso-sarde lorsque celui-ci était encore rattaché à la France, avant l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal (Figure I.4A ; Dewey *et al.*, 1989). Le socle acoustique du Bassin Tyrrhénien Occidental est aussi composé de carbonates du Trias inférieur et de dépôts sédimentaires de l'Aquitaniens (Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004). Les roches qui composent le socle sont plus ou moins déformées par l'orogénèse Alpine, générée par la convergence Afrique-Europe (Malinverno et Ryan, 1986 ; Dewey *et al.*, 1989 ; Sartori *et al.*, 2001). Ainsi, selon le degré de déformation des roches par l'orogénèse Alpine, le socle Sarde est divisé en plusieurs termes :

- (i) Un socle acoustique composé d'unités tectoniques alpines et apennines, localisé dans le Nord du Bassin Tyrrhénien, dans le domaine corse. Les unités qui le composent présentent un pendage majoritairement orienté vers le WNW. Cette partie du socle est délimitée au Sud par le linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/*Circeo fault* (Figure I.8 ; Sartori, 1990 ; Mauffret *et al.*, 1999 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carmignani *et al.*, 2004).

- (ii) **Un socle acoustique de « type sarde »**, localisé le long de la Marge Est-Sarde au Sud du linéament du 41<sup>ème</sup> parallèle/*Circeo fault* (Figures I.8 et I.13). Cette partie du socle est composée de roches alpines, de carbonates du Trias inférieur et d'unités affectées par l'orogénèse varisque, ainsi que de granitoïdes hercyniens datés de 300 Ma. Les roches sont peu déformées par le cycle alpin et affleurent actuellement en mer, sur le Mont Cornaglia et la Ride des Baronies (Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; 2004).

Une unité d'épaisseur variable est partiellement intégrée au socle acoustique de type sarde (Figure I.13). Celle-ci correspond sur les données sismiques à l'unité B3.3 de Sartori *et al.* (2001). Cette unité est interprétée comme étant pré-rift (Sartori *et al.*, 2001). Des échantillonnages montrent qu'elle est composée d'argiles et de grès feldspathiques d'âge Aquitaniens. Il est cependant noté que l'âge de cette unité pourrait couvrir une période plus importante, entre l'Oligocène supérieur et le Miocène moyen (Sartori *et al.*, 2001).

- (iii) Un socle acoustique de « type *Calabride-Kabilide* » (CK), localisé au Sud de la zone d'étude. Cette partie du socle est composée de roches varisques et de granites, fortement déformés par le cycle alpin (Sartori *et al.*, 2001, 2004).

#### A.2.3.2 Les unités Pré-Crise de Salinité Messinienne

Au dessus du socle acoustique, les unités sédimentaires correspondent à des dépôts mis en place entre l'Aquitaniens et le Messinien (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001). Ces dépôts pré-CSM ont été en partie échantillonnés au site de forage 654 du leg 107 des campagnes ODP (**Figure I.14** ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990 ; Sartori, 1990).

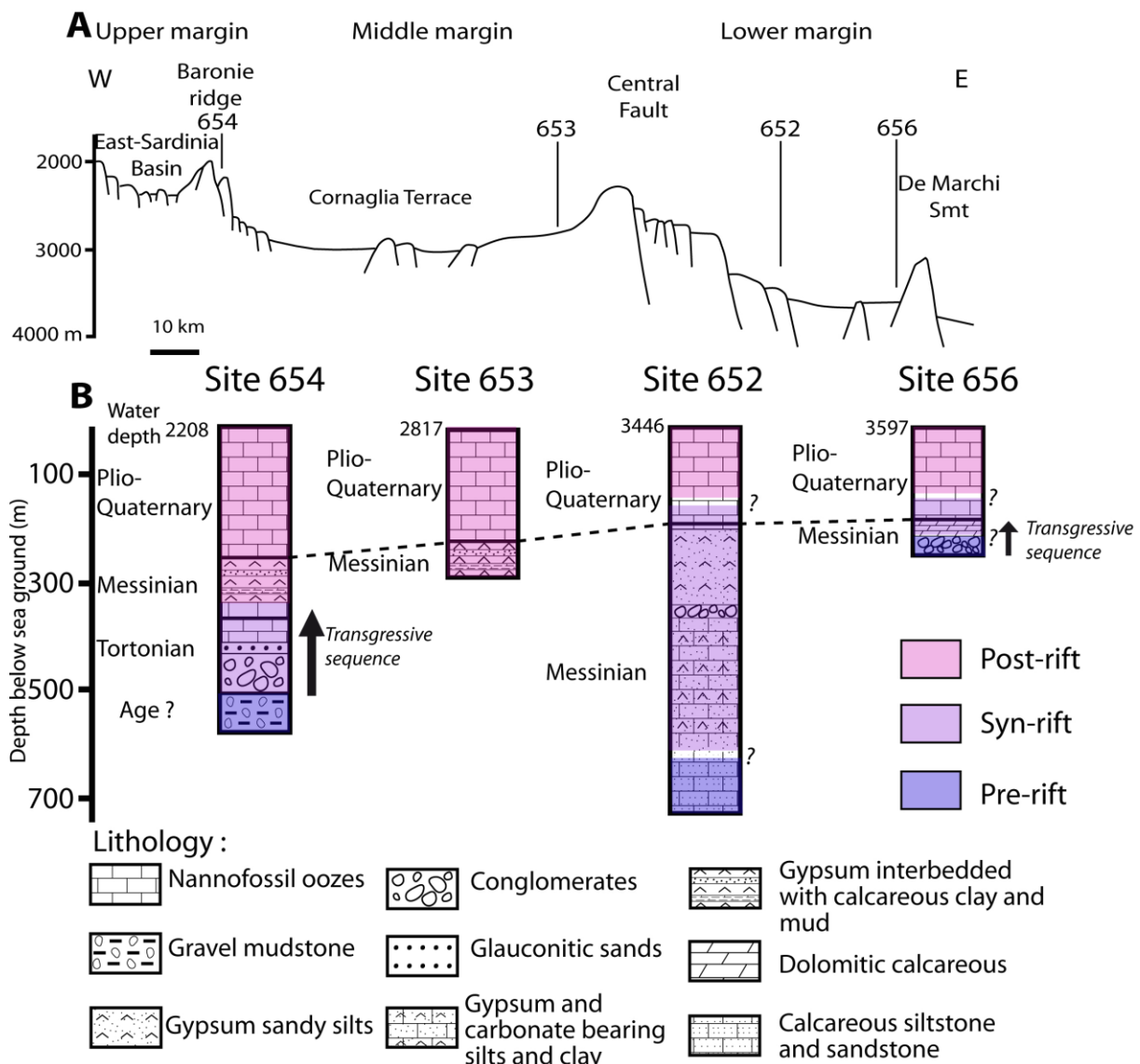


Figure I.14 : Logs sédimentaires des sites ODP du Bassin Tyrrhénien Occidental. (A) Localisation des sites de forages ODP sur la Marge Est-Sarde. (B) Logs sédimentaires simplifiés des sites de forage ODP. Les transitions Pré-rift/Syn-rift et Syn-rift/Post-rift des différentes portions de la Marge Est-Sarde sont illustrés d'après les résultats de Kastens *et al.* (1988), Sartori (1990) et Cita *et al.*, (1990). (Modifié de Cita *et al.*, 1990).

De la base vers le haut, ces dépôts correspondent à :

- Une unité identifiée sur les données sismiques (Figure I.13) qui correspond à l'unité B3.2 de Sartori *et al.* (2001). Cette unité est interprétée comme étant pré-rift (Sartori *et al.*, 2001). Elle présente une géométrie composée de réflecteurs basculés (Figure I.13). La carotte sédimentaire BS77-19, prélevée sur le Mont Sarde en face du Golfe d'Orosei (Figures I.8 ; I.13), révèle que la partie supérieure de l'unité B3.2 est composée d'argiles et de marnes datées du Tortonien *s.l.* (Sartori *et al.*, 2001). Échantillonnée au Sud de la zone d'étude, la partie inférieure de cette unité semble correspondre à des sédiments d'âge Serravalien (Sartori *et al.*, 2001). Cette unité est localisée sous les dépôts syn-rift d'âge Tortonien-Messinien (c.f. unité suivante).

À la base du site de forage ODP 654, une unité pré-rift d'âge inconnu est observée. Celle-ci est localisée sous les dépôts syn-rift d'âge Tortonien-Messinien (c.f. unité suivante) et semble donc occuper la même position stratigraphique que l'unité B3.2 (Figure I.14 ; **Figure I.15A**, unité 4). Cependant à la base du site ODP 654, cette unité d'âge inconnu est composée de *mudstone* à graviers arrondis dans une matrice riche en oxydes de fer sans fossiles. Cette composition est interprétée comme reflétant un environnement de dépôt continental, tels que des cônes alluviaux (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990). Au site 654, la composition de cette unité ne correspond pas à la composition de l'unité B3.2, les deux unités semblent donc uniquement similaires par leur position stratigraphique sous les dépôts syn-rift.

- Une unité correspondant à l'unité B3.1 de Sartori *et al.* (2001), identifiée sur les données sismiques et au site ODP 654 (Figures I.13 ; I.14 ; I.15A, unité 3). Cette unité est interprétée comme étant syn-rift (Sartori *et al.*, 2001). Au site ODP 654, cette unité correspond à une séquence transgressive syn-rift d'âge Tortonien à Messinien inférieur (Figure I.14). Depuis le bas vers le haut, cette unité est constituée de : (i) conglomérats et *mudstone* à graviers attribués à un environnement de dépôt sub-aérien, tel que des cônes alluviaux, (ii) sables glauconieux à huîtres et (iii) vases à nanfossiles datées du Tortonien-Messinien inférieur. Les assemblages de foraminifères benthiques de ces vases indiquent que la profondeur d'eau augmente de la base au sommet de l'unité, traduisant un passage de conditions sub-aériennes à marines ouvertes de plus de 1000 mètres de profondeur (Kastens *et al.*, 1988 ; Sartori, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990). Sur la Figure I.15A, cette unité transgressive (unité 3), présente une géométrie en éventail.

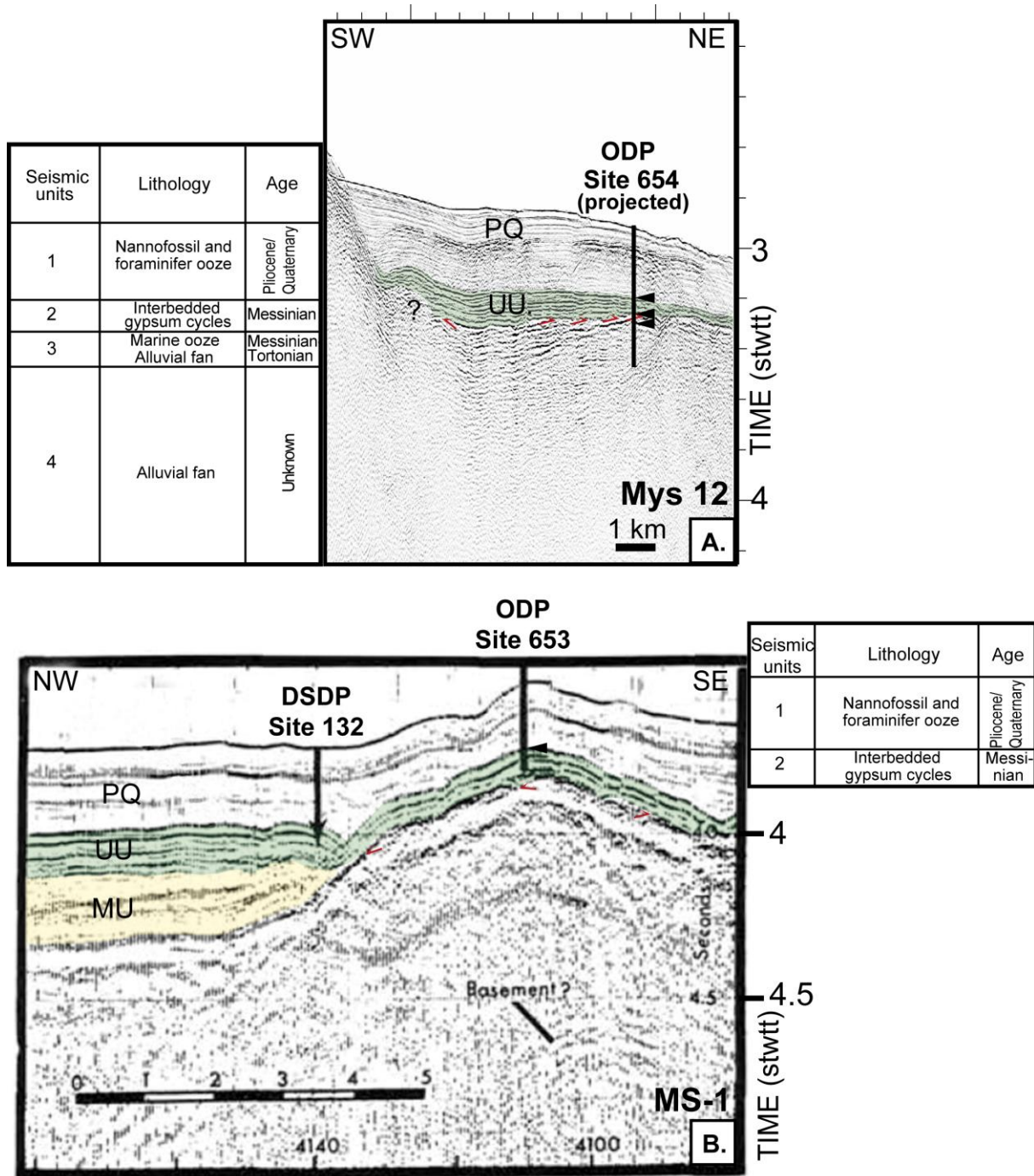


Figure I.15 : Profils sismiques et forages ODP 654 et 653 illustrant une partie des unités sédimentaires de la marge intermédiaire, i.e. la Terrasse de Cornaglia (localisation sur Figure I.8). (A) Forage ODP 654 et profil MYS12 de la campagne METYSS sur la Terrasse de Cornaglia occidentale. Le forage enregistre la série sédimentaire pré-, syn- et post-rift et la totalité de la séquence supérieure de la CSM. (B) : Forages ODP 653, DSDP 132 et profil MS01 (Ryan, Hsü, et al., 1973) sur la Terrasse de Cornaglia orientale. Les forages enregistrent le sommet des dépôts messiniens et la série Plio-Quaternaire. (Modifié de Mascle et Réhault, 1990 et Gaullier et al., 2014).

#### A.2.3.3 Les unités de la Crise de Salinité Messinienne

La séquence sédimentaire du Bassin Tyrrhénien Occidental comprend une série évaporitique dont l'origine est attribuée à la CSM (Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983 ; Sartori *et al.*, 2001). Celle-ci correspond à l'unité B2 de Sartori *et al.*, (2001 ; Figure I.13 ; **Figure**

**I.16).** Dans le Bassin Est-Sarde et sur la Terrasse de Cornaglia, cette série évaporitique comprend de bas en haut :

- Une unité d'épaisseur variable dont le faciès sismique est transparent (Figure I.15B). Cette unité est interprétée comme étant une couche de sel massif déposée durant la CSM (Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983). Dans ce mémoire, ce sel massif de la CSM est appelé *Mobile Unit* (MU ; Figure I.15B), selon la nouvelle terminologie des unités de la CSM de Lofi *et al.* (2011a). Les caractéristiques de la MU sont présentées dans le paragraphe B.3.2.2.

- Une unité constituée de gypse, intercalé de marnes, d'argiles calcaires, de dolomies et de vases, prélevée aux sites de forages ODP 654 et 653 (Figure I.14). L'analyse des foraminifères planctoniques et des nannofossiles contenus dans les fines couches de vases attribue un âge messinien supérieur à ces dépôts (Ryan *et al.*, 1973 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990). Sur les données sismiques cette unité correspond à des réflecteurs de haute fréquence et forte amplitude, qui correspondent à l'unité supérieure de la CSM (« séquence supérieure » de Curzi *et al.* (1980 ; Figure I.15, unité 2). Dans ce mémoire, cette unité supérieure de la CSM est appelé *Upper Unit* (UU ; Figure I.15), selon la nouvelle terminologie de Lofi *et al.* (2011a). Les caractéristiques de l'UU sont présentées dans le paragraphe B.3.2.2. Aux sites 653 et 654, les dépôts correspondant à l'UU sont interprétés comme étant post-rift (Figure I.14 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle and Réhault, 1990). Sur les données sismiques les réflecteurs de cette unité sont subparallèle (Figure I.15, unité 2).

Sur la marge inférieure (sites 652 et 656), les dépôts messiniens sont contemporains des dépôts de la Terrasse de Cornaglia (sites 653 et 654), mais ne correspondent pas aux mêmes faciès lithologiques (Figure I.14 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990). Les auteurs précisent que sur la marge inférieure les dépôts n'ont pas été datés de manière absolue. L'âge messinien qui leur est attribué a été déduit de la corrélations d'évènements stratigraphiques (Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990).

Au site ODP 652, les dépôts messiniens correspondent à des boues sableuses et silteuses à gypse et calcaire, sans nannofossiles ni foraminifères marins. La présence de débris de plantes et de foraminifères caractéristiques de milieux saumâtres suggère un environnement de dépôt lacustre côtier. On note la présence d'un niveau conglomératique à galets interprété comme le témoin d'une émergence temporaire pendant le Messinien (Figure I.14 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990).

Au site ODP 656, la base des dépôts messiniens correspond à des conglomérats à clastes grossiers et à matrice riche en fer oxydé qui témoignent d'un environnement de dépôt

subaérien. Au dessus, les dépôts correspondent à des calcaires dolomitiques (Figure I.14). Ces dépôts sont interprétés comme correspondant à une séquence transgressive qui témoigne d'un approfondissement de la zone au cours du Messinien, faisant passer la marge inférieure d'un environnement de dépôt subaérien à subaquatique (Figure I.14 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990).

D'après l'analyse des prélèvements sédimentaires aux sites ODP 652 et 656 et des données sismiques, Kastens *et al.*, (1988), Cita *et al.*, (1990) et Sartori (1990) suggèrent que le rifting de la marge inférieure, à l'Est de la *Central Fault*, a principalement eu lieu durant le Messinien (Figure I.14). Avant le rifting de la marge inférieure, la *Central Fault* semblait donc séparer un bassin déjà profond à l'Ouest d'un bassin subaérien à l'Est.

#### A.2.3.4 Les unités post-Crise de Salinité Messinienne d'âge plio-quadernaire

Les sites de forages ODP attestent que les dépôts plio-quadernaires correspondent à une séquence hémipélagique, dominée par les vases à nanofossiles et foraminifères (Figure I.14). Cette unité est post-rift aux sites ODP 654 et 653 (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990). Aux sites 652 et 656, la base de la séquence Plio-Quadernaire est syn-rift et la transition syn-rift/post-rift est interprétée comme ayant lieu durant le Pliocène inférieur (Figure I.14), lors de la mise en place de croûte océanique dans le bassin de Vavilov (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Cita *et al.*, 1990).

Les dépôts du Plio-Quadernaire sont soit homogènes (Figure I.15), soit séparés en deux sous-unités caractérisées par des faciès sismiques différents (Figure I.16). Dans ce cas, ces sous-unités sont caractérisées par :

- Une unité située dans la partie inférieure de la séquence Plio-Quadernaire, directement sur les dépôts messiniens. Son faciès sismique présente des réflecteurs continus d'amplitude faible à modérée (Figure I.16). Cette unité correspond à l'unité B1 de Sartori *et al.*, (2001 ; Figure I.13). Ces auteurs considèrent que l'âge de l'unité B1 correspond globalement au Pliocène inférieur (Sartori *et al.*, 2001), bien que la concordance entre l'unité B1 et le Pliocène inférieur n'ait pas été clairement établie par les forages ODP (Figure I.15 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990 ; Mascle and Réhault, 1990)

- Une unité située dans la partie supérieure de la séquence Plio-Quadernaire, dont le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs continus, parallèles et bien lités (Figure I.16). Cette unité correspond à l'unité A de Sartori *et al.*, (2001 ; Figure I.16). Ces auteurs considèrent que l'âge de l'unité A est compris entre l'intra-Pliocène et l'actuel (Sartori *et al.*,



2001). L'unité A est souvent séparée des dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (l'unité B1) par une surface discordante intra-plio-quaternaire (Figure I.16).

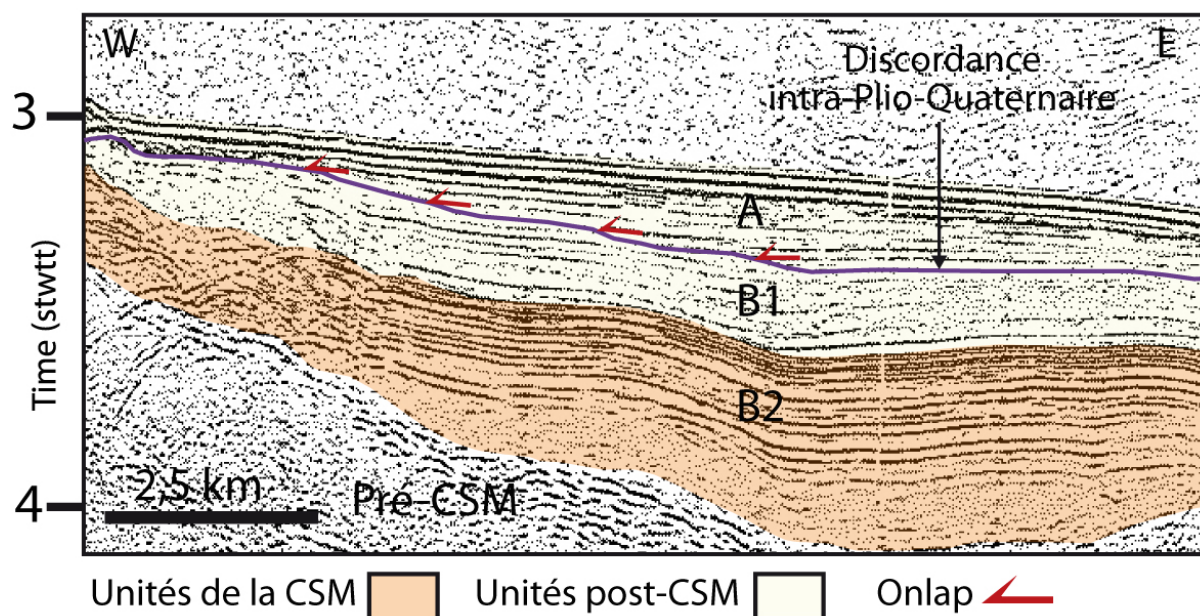


Figure I.16 : Extrait du profil PO04 illustrant les deux faciès sismiques des sous unités des dépôts plio-quaternaires. Les unités post-CSM sont séparées par la discordance intra-Plio-Quaternaire. Localisation sur la figure I.8. (Modifié d'après Curzi *et al.*, 1980).

## B. La Crise de Salinité Messinienne

### B.1 Aspects généraux

Il y a un peu moins de 6 Ma, le Bassin Méditerranéen a connu des changements paléoenvironnementaux rapides et spectaculaires faisant partie la Crise de Salinité Messinienne (CSM ; Hsü *et al.*, 1973). Cette crise, courte à l'échelle des temps géologiques (~630 000 ans de ~5.97 à 5.33 Ma, Manzi *et al.*, 2013 ; Krijgsman *et al.*, 1999a), a pour origine la rupture des connexions entre la Méditerranée et l'Atlantique. En particulier, le soulèvement de la région actuelle de Gibraltar, au Tortonien, rompt les connexions entre la Méditerranée et l'Océan Atlantique et coupe les apports en eau depuis l'Atlantique (Krijgsman *et al.*, 1999b ; Duggen *et al.*, 2003 ; Duggen *et al.*, 2004 ; Augier *et al.*, 2005). L'isolement du Bassin Méditerranéen, alimenté seulement par de faibles apports en eaux par les fleuves, provoque une forte évaporation des eaux méditerranéennes. Cela engendre une forte augmentation de la salinité et une importante chute du niveau marin, estimée à 1500 m (Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan et Cita, 1978). Les marges continentales du pourtour méditerranéen sont alors émergées et massivement érodées, creusées par des canyons profonds (Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973 ; Guennoc *et al.*, 2000). Les produits de l'érosion sont transférés vers les bassins profonds et déposés aux pieds des pentes continentales (Barber, 1981 ; Savoye et

Piper, 1991; Lofi *et al.*, 2005 ; Sage *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006 ; Bache *et al.*, 2009 ; Obone-Zue-Obame *et al.*, 2011a).

Alors que les marges sont érodées, la CSM engendre la mise en place de dépôts particuliers dans les bassins : (i) des évaporites marginales dans les bassins dits "périphériques", par exemple en Sicile (Decima et Wezel, 1973 ; Butler *et al.*, 1995 ; Roveri *et al.*, 2008) et au Sud de l'Espagne (Riding *et al.*, 1998 ; Krijgsman *et al.*, 2000), et (ii) une épaisse séquence évaporitique de plus d'un kilomètre d'épaisseur dans les bassins dits "profonds" (Montadert *et al.*, 1970 ; Hsü, *et al.*, 1973). Les quantités de sels déposés sont estimées à environ 1 million de km<sup>3</sup>, répartis sur plus de 2 millions de km<sup>2</sup> (Rouchy, 1999). Le sel massif compris dans la séquence évaporitique de la CSM engendre des processus de tectonique salifère dans le Bassin Méditerranéen (*e.g.* Gaullier, 1993 ; Gaullier *et al.*, 2000 ; Loncke *et al.*, 2006 et 2010 ; Obone-Zue-Obame *et al.*, 2011a), ainsi que la formation locale de pièges d'hydrocarbures, comme au large du Nil (Rizzini *et al.*, 1978).

La fin de la crise est marquée par la réouverture des communications avec l'Atlantique et par un rapide ennoisement de la Méditerranée au début du Pliocène inférieur (Blanc, 2002 ; Loget and Van Den Driessche, 2006 ; Garcia-Castelanos *et al.*, 2009).

L'un des problèmes majeurs de la Crise de Salinité Messinienne réside dans le fait que cet évènement ne peut être étudié de manière directe dans sa globalité. En effet, les pourtours du Bassin Méditerranéen ayant été profondément érodés durant la phase de diminution du niveau marin, les dépôts de la CSM affleurant à terre sont par conséquent incomplets. De plus, certains bassins actuellement localisés à terre ont subi des phases de déformations compressives post-CSM, qui ont déformé les marqueurs de la CSM (*e.g.* le Bassin Sicilien ; Roveri *et al.*, 2001 ; Roveri *et al.*, 2008). L'organisation actuelle des marqueurs de la CSM dans ces bassins n'est donc pas représentative de l'agencement des marqueurs de la CSM lors de leur mise en place, puisqu'elle intègre également des déformations crustales post-CSM. À l'inverse des régions périméditerranéennes, les bassins profonds ont permis un enregistrement complet des dépôts de la CSM. Cependant, l'étude de ces dépôts est complexe du fait de leur localisation dans les domaines actuels profonds de la Méditerranée. L'analyse de l'enregistrement complet de la CSM dans les bassins profonds n'est donc possible que par des méthodes d'études indirectes, comme l'interprétation des données de sismique réflexion, ou le prélèvement ponctuel par forages profonds. Les dépôts de la CSM dans les bassins profonds n'ont cependant, à ce jour, jamais été forés dans leur intégralité. L'absence de calibration

stratigraphique et lithologique absolue illustre donc un manque de connaissance des dépôts des bassins profonds, qui limite la compréhension globale de la CSM.

De nombreuses questions au sujet de la crise Messinienne sont par conséquent non résolues, concernant entre autre les causes, les processus, les conditions de dépôt des unités de la CSM et le calendrier des différentes phases de cet évènement. En particulier, l'une des plus vives controverses au sujet de la CSM concerne les statuts ("profonds", "périphériques peu profonds" ou "intermédiaires") des différents bassins Méditerranéens pendant la CSM. Les débats portent notamment sur les connexions entre ces bassins durant la crise et la manière de corréler les dépôts des bassins profonds avec les dépôts des bassins périphériques, puisque ces derniers sont actuellement localisés à terre, déconnectés des bassins profonds (c.f. CIESM, 2008).

La CSM suscite ainsi de nombreux débats dans la communauté scientifique, alimentés par la multitude d'études menées à terre comme en mer au cours des 40 dernières années (*e.g.* Hsü *et al.*, 1973 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a et b ; Roveri *et al.*, 2014b). La CSM a en effet engendré de nombreux processus géologiques, dont les empreintes marquent encore actuellement les bassins méditerranéens. Cet évènement offre ainsi une chance unique de comprendre les conséquences paléogéographiques, paléoenvironnementales, sédimentaires et géodynamiques d'une diminution du niveau marin d'une telle ampleur et à si grande échelle.

## **B.2 Les premiers modèles de la CSM**

### **B.2.1. *Un modèle admis par la communauté scientifique : le bassin profond asséché***

À la suite de la découverte des dépôts évaporitiques dans les bassins profonds de la Méditerranée (Hsü *et al.*, 1973), plusieurs scénarii sont envisagés afin d'expliquer la présence de ces évaporites et le déroulement de la CSM.

Trois modèles sont alors proposés : le modèle du bassin peu profond peu asséché ("Shallow water, shallow basin") de Nesteroff (1973 ; **Figure I.17A**), le modèle du bassin profond non asséché ("Deep water, deep basin") de Selli (1973 ; **Figure I.17B**) et le modèle du bassin profond asséché ("Shallow water, deep basin") de Hsü *et al.* (1973 ; **Figure I.17C**).

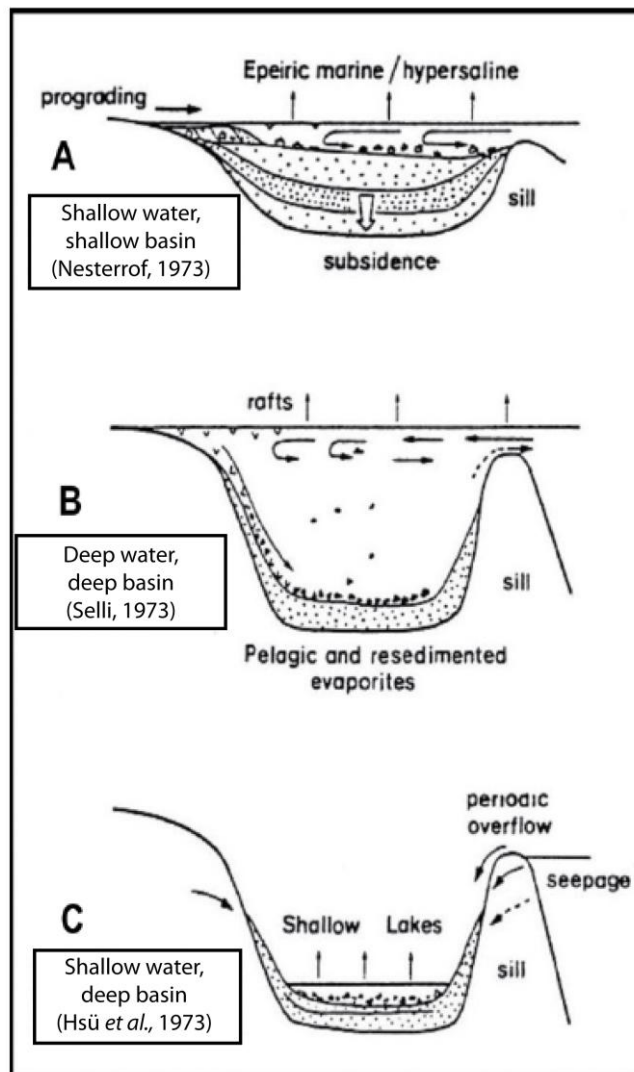


Figure I.17 : Schémas des premiers modèles de dépôt des évaporites pendant la CSM. (A) : Modèle du bassin peu profond peu asséché (Nesterrof, 1973) ; (B) : Modèle du bassin profond non asséché (Selli, 1973) ; (C) : Modèle du bassin profond asséché (Hsü et al. 1973). (Modifié d'après Obone-Zué-Obame, 2009).

Le modèle du bassin peu profond peu asséché de Nesterrof (1973 ; Figure I.17A) ne concordait pas avec certains éléments observés en Méditerranée. En particulier ce modèle n'impliquait pas de forte diminution du niveau marin, ce qui n'expliquait pas la présence d'une large surface d'érosion sur les marges péri-méditerranéennes (Clauzon, 1982). Ce modèle impliquait un bassin peu profond, ce qui ne coïncidait pas avec la présence de faunes marines d'eaux profondes dans les sédiments post-évaporitiques (Cita *et al.*, 1978). Par conséquent le modèle de Nesterrof (1973) est aujourd'hui réfuté. De même, le modèle du bassin profond non asséché de Selli (1973 ; Figure I.17B) fut rapidement abandonné après la découverte de stromatolites et de nodules d'anhydrites dans la séquence évaporitique messinienne (Campagne DSDP, leg XII). Ces marqueurs témoignent d'un environnement de

dépôt aride d'eaux peu profondes, de type sebkha, non compatible avec l'idée d'un bassin profond et d'une profondeur d'eau importante durant la CSM.

C'est le troisième modèle du bassin profond asséché de Hsü *et al.* (1973 ; Figure I.17C), qui est actuellement le plus généralement admis par la communauté scientifique (CIESM, 2008). Ce modèle propose que la paléomorphologie du Bassin Méditerranéen était proche de sa configuration actuelle lors de la CSM. Selon ce modèle la Méditerranée constituait un bassin profond, asséché par évaporation suite à la fermeture progressive des connexions avec l'Océan Atlantique au niveau du détroit de Gibraltar. Dans ce modèle, le bassin profond est sujet à des entrées d'eaux périodiques qui remettent temporairement le bassin en eau avant qu'il ne soit de nouveau asséché par évaporation (Figure I.17C). La diminution du niveau marin est de grande ampleur, de plus de 1500 m, associée à l'incision profonde des marges continentales par les fleuves dont les niveaux de base s'ajustent au niveau marin dans le bassin profond. La fin de la CSM est liée à un ré-ennoiement catastrophique du Bassin Méditerranéen lors de la réouverture des communications avec l'Atlantique, au début du Pliocène (Hsü *et al.* 1973).

Certains points de ce modèle font cependant débat, notamment en ce qui concerne les détails des modalités de la crise et la mise en place des évaporites dans les différents bassins, profonds et périphériques. Dans ce modèle, la mise en place des évaporites est considérée comme étant contemporaine dans l'ensemble des bassins de la Méditerranée (Hsü *et al.* 1973).

### B.2.2. *Évolution du modèle du bassin profond asséché*

Après l'élaboration du modèle du bassin profond asséché de Hsü *et al.* (1973), la multiplication des études concernant la CSM a permis de mieux contraindre la définition biostratigraphique des étapes de la crise (Colalongo *et al.*, 1979), l'impact de l'érosion par les fleuves (Clauzon, 1973 et 1982), l'origine des évaporites (Rouchy, 1982) et d'une manière générale la chronologie des événements qui se sont déroulés pendant la crise messinienne (CIESM, 2008). En particulier l'étude de certains bassins, comme le Bassin Sicilien (Decima et Wezel, 1973 ; Butler *et al.*, 1995), a mis en évidence le fait que tous les bassins méditerranéens n'avaient pas le même statut pendant la CSM. Il fut alors établi qu'il existait des bassins profonds et des bassins périphériques, dans lesquels les enregistrements sédimentaires de la CSM sont différents (c.f. B.3. Les marqueurs de la CSM en Méditerranée Occidentale). Ces découvertes ont permis l'élaboration de nouveaux scénarii de la CSM, basés sur le modèle du bassin profond asséché (Hsü *et al.*, 1973). Ceux-ci proposent notamment des interprétations différentes en ce qui concerne la mise en place des évaporites dans les bassins périphériques et dans les bassins profonds (**Figure I.18** ; Butler *et al.*, 1995 ; Clauzon *et al.*,

1996 ; Riding *et al.*, 1998 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Rouchy et Caruso, 2006). Résumés par Rouchy et Caruso (2006), ces scénarii suggèrent des dépôts synchrones (Figure I.18, A, B) ou diachrones (Figure I.18, C, D, E) dans les différents types de bassins.

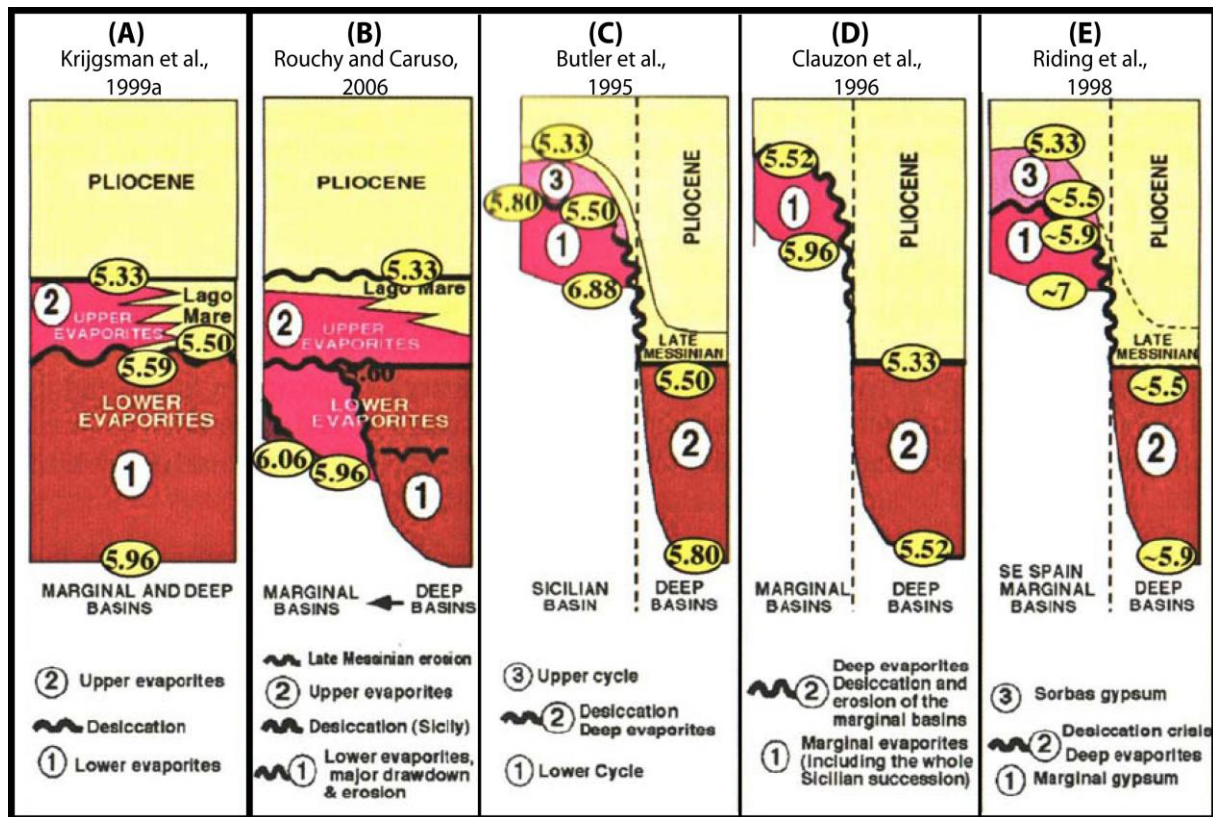


Figure I.18 : Différents modèles de la CSM, proposant des dépôts synchrones (A) ou diachrones (B, C, D, E) dans les bassins périphériques et profonds (d'après CIESM, 2008).

Les modèles de dépôts synchrones proposent que la précipitation des évaporites de la CSM est simultanée dans les bassins profonds et les bassins périphériques (Figure I.18, A, B). Cette hypothèse implique que les évaporites messiniennes ont été mises en places sous des tranches d'eau très variables d'un bassin à l'autre (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Rouchy et Caruso, 2006). Dans le modèle de Krijgsman *et al.* (1999a) la diminution du niveau marin provoquant l'érosion des marges et des évaporites périphériques est de courte durée, entre 5,59 et 5,50 Ma (Figure I.18, A).

Dans les autres modèles en revanche, les dépôts évaporitiques de la CSM sont supposés être diachrones dans les bassins profonds et les bassins périphériques (Butler *et al.* 1995 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Riding *et al.*, 1998). Les bassins périphériques sont considérés comme étant des bassins peu profonds, localisés en position marginale par rapport aux bassins profonds. Les dépôts évaporitiques auraient d'abord eu lieu dans les bassins périphériques sous une faible profondeur d'eau, au début de la diminution du niveau marin, tandis que les bassins profonds conservaient une tranche d'eau importante (Figure I.18, C, D, E, étape 1).

Avec la diminution du niveau marin, les dépocentres de la CSM auraient migré vers les bassins profonds, tandis que les bassins périphériques émergés étaient soumis à l'érosion. De ce point de vue, l'érosion observée dans les bassins périphériques et sur les marges continentales méditerranéennes est contemporaine du dépôt des évaporites dans les bassins profonds (Figure I.18, C, D, E, étape 2).

Le modèle de Clauzon *et al.* (1996) en particulier propose un scénario en deux étapes distinctes (Figure I.18, D) : (i) Une première étape entre 5,96 et 5,52 Ma, durant laquelle les évaporites sont mises en place uniquement dans les bassins périphériques peu profonds ; (ii) Une seconde étape entre 5,52 et 5,53 Ma, qui implique l'isolement des bassins profonds lors de la diminution du niveau marin, de l'ordre de 1500 m, et la précipitation d'évaporites (principalement du sel massif sous forme de halite) sous une faible tranche d'eau dans les bassins méditerranéens profonds. Durant ce temps les dépôts des bassins périphériques émergés sont érodés. Dans ce modèle, la surface d'érosion observée au sommet des évaporites primaires des bassins périphériques peu profonds est corrélée avec la base des évaporites des bassins profonds (Figure I.18, D).

### ***B.2.3. Statuts des bassins méditerranéens pendant la Crise de Salinité Messinienne***

Les nouveaux scénarii élaborés sur le modèle du bassin profond asséché de Hsü *et al.* (1973) ont soulevé de nombreuses questions, notamment sur la durée de la crise, le nombre de phases de diminution du niveau marin et la chronologie des phases de précipitations des évaporites dans les différents bassins de la Méditerranée (Rouchy et Caruso, 2006). En effet, ces nouveaux scénarii reconnaissent l'existence de plusieurs types de bassins en Méditerranée, qui avaient des statuts différents pendant la CSM (Figure I.18 ; Butler *et al.*, 1995 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Riding *et al.*, 1998 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Rouchy et Caruso, 2006). Ainsi, on différencie dorénavant **les bassins "périphériques" (ou "marginiaux") et les bassins "profonds"** (Figure I.19) (Clauzon *et al.*, 1996 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a et b ; Roveri *et al.*, 2014a et b).

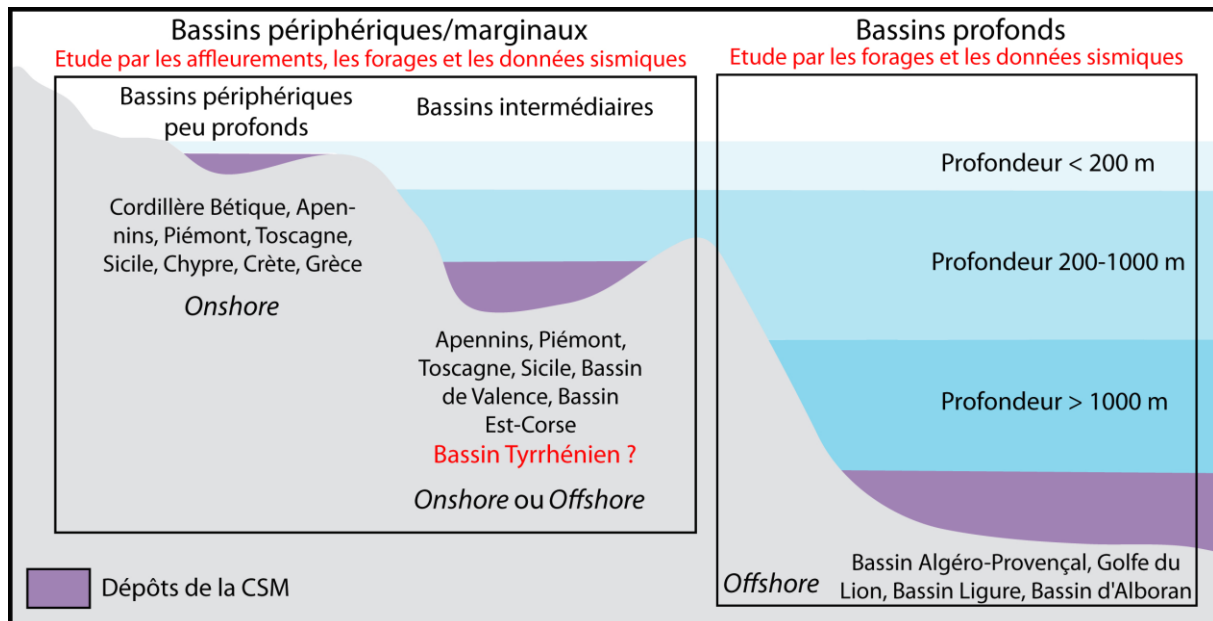


Figure I.19 : Schéma des statuts des bassins de la Méditerranée pendant la Crise de Salinité Messinienne. Les bassins périphériques/marginaux incluent les bassins périphériques de faible profondeur (<200 m) et les bassins de profondeur intermédiaire (200-1000 m). Les bassins profonds ont des profondeurs > 1000 m. Les différents bassins sont physiquement déconnectés. (Modifié de Roveri et al., 2014b).

Les bassins périphériques (ou marginaux) incluent les *bassins périphériques peu profonds* et les *bassins intermédiaires* (Figure I.19).

Les *bassins périphériques peu profonds* sont actuellement localisés à terre et déconnectés des bassins profonds (Figure I.19). Ces bassins sont caractérisés par des profondeurs d'eau inférieures à 200 m durant la CSM (Figure I.19 ; CIESM, 2008). Le terme « périphérique » est utilisé en référence à leur localisation en périphérie des bassins profonds durant la CSM (Clauzon et al., 1996 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; CIESM, 2008). Ces bassins constituent des secteurs locaux peu profonds dans un domaine essentiellement soumis à l'érosion pendant la CSM. L'enregistrement de la CSM dans les bassins périphériques peu profonds est donc incomplet du fait de l'érosion d'une partie des dépôts de la CSM (e.g. Riding et al., 1998 ; Krijgsman et al., 1999b ; Krijgsman et al., 2000 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; CIESM, 2008 ; Lugli et al., 2008 ; Roveri et al., 2008 ; Manzi et al., 2009 ; Manzi et al., 2011 ; Lofi et al., 2011a et b). Actuellement, les dépôts des bassins périphériques peu profonds qui n'ont pas été érodés affleurent à terre dans les régions périméditerranéennes, comme dans le Sud de l'Espagne (Riding et al., 1998 ; Rouchy et al., 1998 ; Krijgsman et al., 2000 ; Augier et al., 2005), au Maroc (Krijgsman et al., 1999b), en Italie (Roveri et al. 2008), etc. (Figure I.19). On note que la localisation actuelle à terre des bassins périphériques peu profonds est liée à l'existence d'une tectonique crustale post-CSM, comme c'est le cas dans les Apennins et en



Sicile, où les bassins sont situés dans une zone de croissance orogénique (e.g. Roveri *et al.*, 2001 ; Roveri *et al.*, 2008).

Les *bassins intermédiaires* sont inclus dans les bassins périphériques/marginaux et sont situés à la transition entre les bassins périphériques peu profonds et les bassins profonds (Figure I.19 ; CIESM, 2008 ; Roveri *et al.* 2014a et b). Le statut *intermédiaire* regroupe des bassins dont les statuts sont encore débattus actuellement. Par exemple, le Bassin Sicilien est considéré par certains auteurs comme faisant partie des bassins profonds (Decima and Wezel, 1973; Rouchy and Caruso, 2006; Roveri *et al.*, 2008), ou appartenant aux bassins périphériques, mais avec des profondeurs plus importantes que les bassins périphériques peu profonds (Figure I.19 ; Clauzon *et al.*, 1996). Ce statut particulier et controversé concerne ainsi plusieurs bassins, comme le Bassin Est-Corse (Thinon *et al.*, 2004, 2011), le Bassin de Valence (Maillard *et al.*, 2006 ; Maillard and Mauffret, 2011) et **le Bassin Tyrrhénien** (Roveri *et al.*, 2014a et b) (Figure I.19). Les bassins intermédiaires sont localement plus profonds que les bassins périphériques peu profonds, mais pas assez profonds pour faire partie des bassins profonds (CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a et b ; Roveri, *et al.*, 2014 a et b). La paléo-bathymétrie de ces bassins est comprise entre 200 et 1000 m (Figure I.19), c'est-à-dire comprises entre celles des bassins périphériques peu profonds et celles des bassins profonds (CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a ; Roveri, *et al.*, 2014 a et b).

Les bassins profonds étaient localisés dans des secteurs largement ouverts et profonds avant la CSM (e.g. Bassin Algero-Provençal ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet and Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006) (Figure I.19). Leurs profondeurs d'eau étaient supérieures à 1000 m durant la CSM (Figure I.19 ; CIESM, 2008 ; Roveri *et al.* 2014a et b). Ces bassins sont essentiellement caractérisés par une épaisse séquence évaporitique déposée pendant la CSM, constituée de trois unités principales appartenant à la "trilogie messinienne" (Montadert *et al.*, 1970 ; CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a et b).

### **B.3 Les marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée Occidentale**

La CSM a engendré la mise en place de marqueurs spécifiques dans les différents types de bassins méditerranéens. Ces marqueurs correspondent à la fois à des surfaces remarquables et à des unités de dépôts (CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a et b ; Roveri *et al.*, 2014a et b). L'analyse et la compréhension de ces marqueurs dans les différents types de bassins représentent des enjeux importants, puisque les enregistrements de la CSM fournissent des informations sur les modalités et sur le déroulement des étapes de la crise.

L'un des enjeux les plus importants réside notamment dans la corrélation entre les marqueurs des bassins périphériques et des bassins profonds. Les bassins périphériques peu profonds étant actuellement localisés à terre, les marqueurs de la CSM de ces bassins sont donc déconnectés des marqueurs observés dans les bassins profonds (**Figure I.20**). De plus, les marqueurs de la CSM des bassins périphériques peu profonds sont incomplets, du fait de leur érosion durant la CSM (e.g. Riding *et al.*, 1998 ; Krijgsman *et al.*, 1999b ; Krijgsman *et al.*, 2000 ; Lugli *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Manzi *et al.*, 2009 ; Manzi *et al.*, 2011).

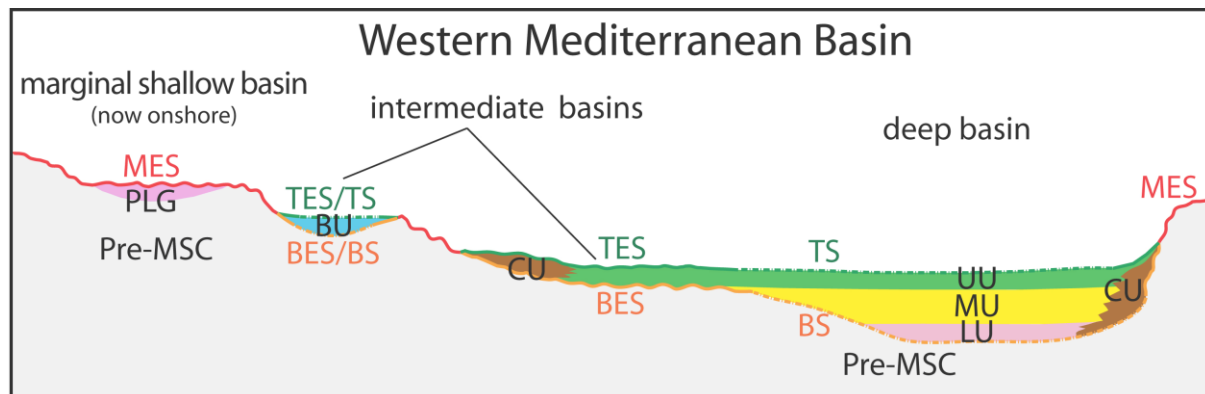


Figure I.20 : Coupe schématique idéalisée de la Méditerranée Occidentale illustrant l'organisation des marqueurs sismiques de la CSM à la fin de la crise, dans les bassins périphériques peu profonds et intermédiaires et dans les bassins profonds. Les couleurs et les noms des marqueurs correspondent à la nouvelle nomenclature de l'Atlas sismique des marqueurs de la CSM de Lofi *et al.*, 2011a. Voir texte pour détails (Modifié de Roveri *et al.*, 2014b).

À l'inverse, les bassins profonds ont enregistré les dépôts de la CSM dans leur intégralité, mais une calibration stratigraphique manquera toujours tant qu'un forage scientifique en eaux profondes n'aura pas été réalisé (CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011 a, b). Les dépôts de la CSM n'ont en effet pour l'instant jamais été forés dans leur intégralité. Le récent projet DREAM (Deep-sea Record of the Messinian Event) prévoit d'ailleurs la réalisation d'un enregistrement complet des dépôts évaporitiques messiniens de la Méditerranée Occidentale (Rabineau *et al.*, 2013 ; Lofi, 2014). Mais actuellement, les observations issues des enregistrements *offshore* sont principalement basées sur l'interprétation des données de sismique réflexion, parfois corrélées à des forages profonds implantés au pied des marges.

Récemment, une étude menée à l'échelle globale de la Méditerranée a permis de comparer les enregistrements de la CSM sur treize marges et bassins profonds, dans des contextes géodynamiques, structuraux et sédimentaires différents. Ces observations sont regroupées dans un « Atlas sismique des marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne » (Lofi *et al.*, 2011a) et dans une publication synthétique (Lofi *et al.*, 2011b). Dans l'atlas, les auteurs montrent que les marqueurs sismiques de la CSM présentent des points communs et des différences (facies sismique, géométrie, organisation des marqueurs, répartition, profondeurs).

Selon ces auteurs, les différences observées entre les marqueurs des secteurs du Bassin Méditerranéen reflètent à la fois les facteurs de contrôles locaux des marges et bassins étudiés (évolution structurale et géodynamique) et les facteurs de contrôles de la CSM à l'échelle de la Méditerranée. La comparaison multi-sites peut alors servir d'outils pour étudier la CSM en Méditerranée à la fois à l'échelle locale et globale. Lofi *et al.* (2011a et b) discutent ainsi de l'origine et de l'environnement de dépôt des marqueurs sismiques de la CSM et proposent une nouvelle nomenclature qui définit les unités sismiques et les surfaces remarquables de la CSM. Cette nouvelle terminologie est basée sur les faciès sismiques et la position des unités messiniennes par rapport à la couche de sel massif (*Mobile Unit* ; MU), qui sert de niveau repère, aisément identifiable sur les données sismiques. Cette approche comparative multi-sites a également permis la réalisation d'une coupe schématique régionale du Bassin Méditerranéen Occidental (Figure I.20), qui illustre l'organisation géométrique des marqueurs de la CSM depuis les marges jusqu'aux bassins profonds au stade final de la CSM (Lofi *et al.*, 2011a et b). Les auteurs suggèrent qu'en plus de la compréhension de l'impact de la CSM sur chaque zone, les marqueurs sismiques de la CSM peuvent également être utilisés pour comprendre les évolutions géodynamique et environnementale des différentes marges et bassins étudiés (Lofi *et al.*, 2011b).

La corrélation entre les marqueurs de la CSM des bassins périphériques et des bassins profonds est donc un enjeu primordial. Cela pourrait à la fois permettre d'établir un calage stratigraphique des marqueurs des bassins profonds et de compléter les informations sur les connexions entre les différents bassins durant la CSM. Cela permettrait ainsi de comprendre la CSM à l'échelle globale de l'ensemble des bassins de la Méditerranée.

Les marqueurs de la CSM des différents bassins Méditerranéens sont présentés dans les paragraphes suivants.

### **B.3.1. *Les surfaces de la CSM***

Plusieurs surfaces remarquables associées à la CSM ont été mises en évidence dans le Bassin Méditerranéen. Leur nomenclature a été définie par Lofi *et al.* (2011a et b) en fonction de leurs géométries et de leurs relations avec les unités pré-CSM sur les pentes continentales et avec les unités de la CSM et la couverture sédimentaire Plio-Quaternaire dans les domaines profonds.

**La Margin Erosion Surface (MES)** (Figure I.20 ; **Figure I.21**) affecte l'ensemble des marges du pourtour méditerranéen (Ryan et Cita, 1978 ; Mauffret *et al.*, 1978 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi *et al.*, 2011a et b).

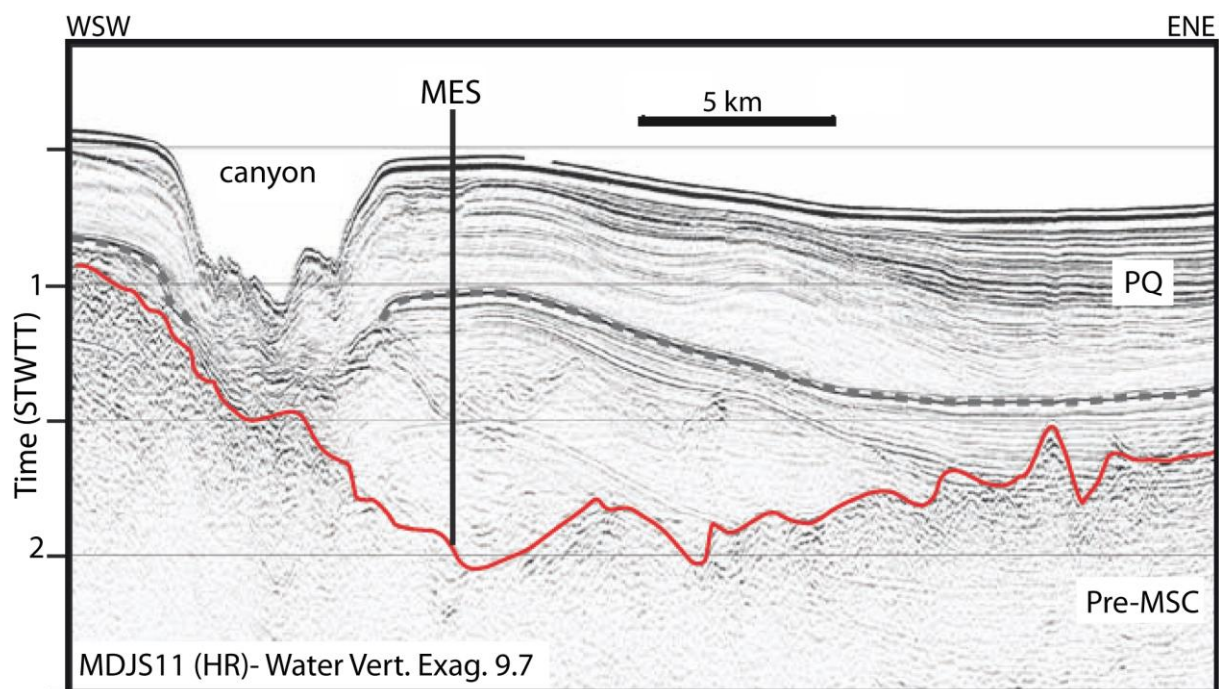


Figure I.21 : Illustration sismique de la Margin Erosion Surface sur la Marge Algérienne. (Modifiée de Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011b).

Sur les profils sismiques, cette surface est généralement marquée par une discordance à caractère érosif entre les unités pré-CSM et les dépôts du Pliocène (Figure I.21). Son origine est interprétée comme provenant d'une érosion sub-aérienne, essentiellement liée à l'action régressive des rivières lors du rééquilibrage de leur niveau de base durant la chute du niveau marin de la CSM (Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan et Cita, 1978 ; Stampfli et Höcker, 1989 ; Krijgsman *et al.* 1999a ; Loget et Van Den Driessche, 2006).

Le caractère érosif de la MES est extrêmement prononcé dans les parties supérieures des marges, où le substratum pré-CSM est profondément incisé (Figure I.21) formant des réseaux de paléo-canyons messiniens (*e.g.* Lofi *et al.*, 2005 ; Sage *et al.*, 2005 ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011a ; Lofi *et al.*, 2011a et b). La MES est également bien observée au sommet des dépôts de la CSM dans les bassins périphériques peu profonds (Figure I.20).

Dans les bassins profonds, la MES est limitée aux parties supérieures des marges, entre la côte et la transition latérale avec les unités de dépôts de la CSM (Figure I.20 ; *e.g.* Lofi *et al.*, 2005 ; Sage *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006 ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2009 ; Lofi *et al.*, 2011a). On note que la MES est très localement observée sur des hauts structuraux déconnectés de la côte sur les marges Ouest-Corse et Est-Corse (Guennoc *et al.*, 2011 ; Thinon *et al.*, 2004, 2011 ; Driussi *et al.*, sous presse).

**La Bottom Surface (BS)** (Figures I.20 ; **Figure I.22A**) marque la base des dépôts de la CSM dans les bassins intermédiaires et les bassins profonds (Figure I.20).

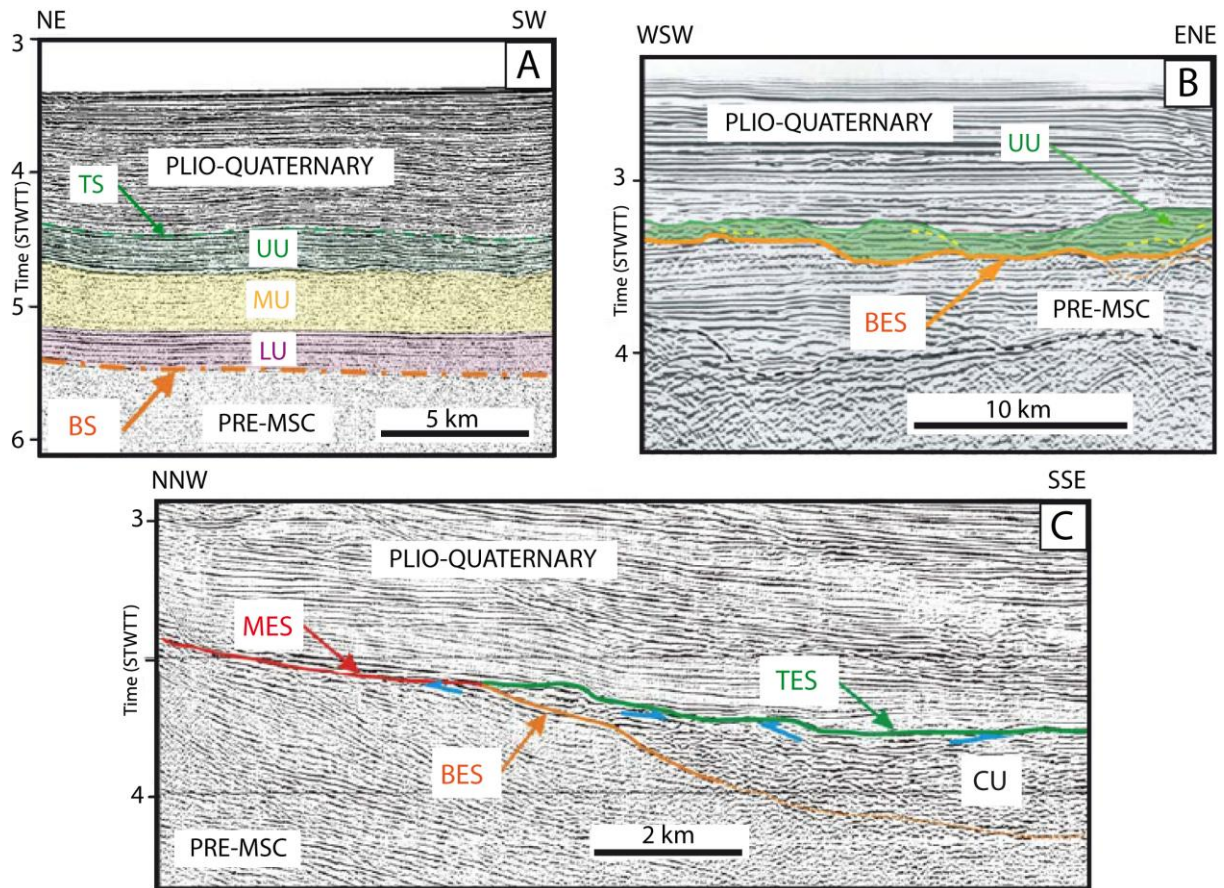


Figure I.22 : Illustration des faciès sismiques de la BS/BES et TS/TES. A : Bassin profond du Golfe du Lion ; B : Bassin de Valence (bassin intermédiaire) ; C : Pente continentale du Golfe du Lion, la BES est latéralement connectée à la MES. (Modifié d'après Lofi *et al.*, 2011a).

La BS constitue une limite concordante entre les unités pré-CSM et les unités messiniennes dans les zones les plus profondes des bassins (Figure I.22A). Elle présente un caractère érosif vers les bords des bassins (*e.g.* Thinon *et al.*, 2004 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006 ; Bertoni et Cartwright, 2006) et est alors nommée ***Bottom Erosion Surface (BES)*** (Figure I.22B). Latéralement vers les pentes supérieures des marges en bordure des bassins, la BES est géométriquement connectée à la MES (Figure I.22C).

***La Top Surface (TS)*** (Figures I.20 ; I.22A) marque le toit des dépôts de la CSM dans les bassins intermédiaires et les bassins profonds (Figure I.22A). Elle constitue une limite concordante entre les unités de la CSM et la base de la couverture sédimentaire Plio-Quaternaire (Ryan et Stanley, 1971 ; Mauffret *et al.*, 1973). Elle présente localement un caractère érosif, notamment en bordure des bassins et est alors nommée ***Top Erosion Surface (TES)*** (Figure I.22 ; *e.g.* Maillard *et al.*, 2006). Latéralement vers les pentes supérieures des marges en bordure des bassins, la TES est géométriquement connectée à la MES (Figure I.22C).

### B.3.2. *Les unités de dépôt de la Crise de Salinité Messinienne*

#### B.3.2.1 Dépôts des bassins périphériques peu profonds

Les dépôts de la CSM mis en place dans les bassins périphériques peu profonds présentent des lithologies très variées, contenant majoritairement des dépôts évaporitiques constitués de gypse déposés de façon cyclique. Ces dépôts sont rassemblés dans l'unité **Primary Lower Gypsum** (PLG ; Lugli *et al.*, 2008 ; Figure I.20). La PLG est considérée comme ayant été mise en place dans un environnement subaquatique de faible profondeur dans les premiers stades de la CSM, avant la phase de diminution du niveau marin (Clauzon *et al.*, 1996 ; CIESM, 2008 ; Roveri *et al.*, 2014a et b). Les affleurements de PLG sont toujours incomplets du fait de leur érosion durant la phase de bas niveau marin (Figures I.20). La mise en place du PLG dans les bassins périphériques peu profonds est donc antérieure à la mise en place des unités des dépôts dans les bassins profonds (Clauzon *et al.*, 1996 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011b). Par conséquent les indications fournies par les affleurements de dépôts périphériques peu profonds ne sont pas suffisantes pour contraindre l'ensemble des événements de la CSM, particulièrement durant la phase de bas niveau marin (CIESM, 2008; Lofi *et al.*, 2011a et b).

#### B.3.2.2 Dépôts des bassins profonds

Selon la nouvelle nomenclature de Lofi *et al.* (2011a et b), les dépôts de la CSM dans les bassins profonds sont constitués depuis le bas vers le haut des unités suivantes :

**La Lower Unit (LU)** : (Figures I.20 ; **Figure I.23**) Localisée sous la couche de sel messinienne, cette unité est supposée être la plus ancienne de la trilogie messinienne (Figure I.23). Néanmoins la LU n'a jamais été forée et son âge et sa lithologie demeurent inconnus. Son faciès sismique correspond généralement à des réflecteurs continus, parallèles et de forte amplitude (Figure I.23). Cette unité est seulement observée localement dans certains bassins de la Méditerranée Occidentale (Lofi *et al.*, 2005). Soit son extension est limitée, soit les sources sismiques utilisées ne permettaient pas d'imaginer les réflecteurs sous le sel, qui agit comme une barrière acoustique. La LU est supposée être constituée de dépôts évaporitiques et/ou clastiques (Lofi *et al.*, 2005 ; Lofi *et al.*, 2011a et b).

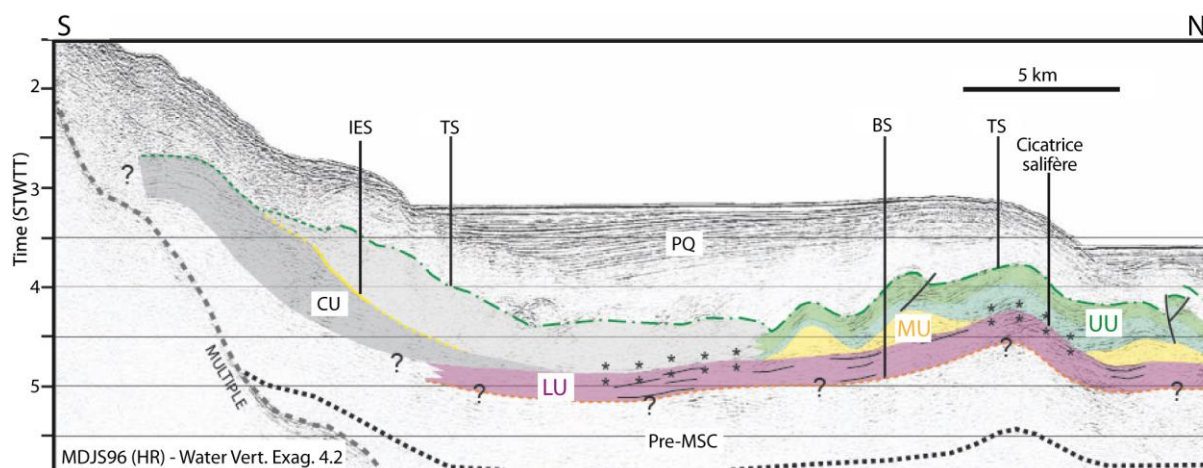


Figure I.23 : Profil sismique MDJS96 acquis sur la Marge Algérienne illustrant le faciès sismique des unités de dépôt de la CSM dans les bassins profonds, en l'occurrence le Bassin Algéro-Provençal. Voir texte pour détails (D'après Obone-Zué-Obame et al., 2011b).

**La Mobile Unit (MU) :** (Figures I.20 ; I.23) Cette unité est localisée dans les secteurs les plus profonds des bassins méditerranéens (Figure I.20). Elle présente un faciès sismique caractéristique transparent, aisément identifiable sur les profils sismiques (Figure I.23 ; e.g. Obone-Zue-Obame et al., 2011a ; Lofi et al., 2011a et b). Dans les bassins profonds, la MU est souvent déformée en raison du comportement ductile de la halite qui la compose (Figure I.23 ; e.g. Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005). Quand elle n'est pas déformée, la MU présente une épaisseur d'environ 1200 m dans le bassin Méditerranéen Occidental (pour une vitesse sismique interne de  $4,5 \text{ km.s}^{-1}$  ; Lofi et al., 2011a et b).

**L'Upper Unit (UU) :** (Figures I.20 ; I.23) Localisée au-dessus de la MU, l'UU et la plus récente unité de la trilogie messinienne observée dans le Bassin Méditerranéen Occidental. Elle correspond à des réflecteurs parallèles, continus et de forte amplitude, qui se terminent en *onlap* aux pieds des marges continentales (Figure I.20). Son épaisseur atteint localement 600 à 800 m (pour une vitesse sismique de  $3,5 \text{ km.s}^{-1}$ , Lofi et al., 2011a). Des échantillonnages de l'UU indiquent que son sommet est composé d'une alternance de marnes et d'évaporites (Hsü et al., 1973). Cependant cette unité peut également contenir une quantité importante de matériaux clastiques, en particulier à proximité des canyons où sa composition peut alors même être entièrement détritique (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2005 ; Maillard et al., 2006 ; Lofi et al., 2011b ; Sage et Déverchère, 2011).

Une autre unité de dépôt a également été proposée dans la nouvelle nomenclature de Lofi et al. (2011a et b) :

**La Complex Unit (CU),** (Figures I.20 ; I.23) principalement identifiée aux pieds des pentes continentales, notamment au débouché des principaux thalwegs Messiniens (e.g. Lofi et al.,

2005). Cette unité présente un faciès sismique chaotique ou globalement lité (Figure I.23). Les matériaux qui composent la CU résultent de l'érosion des marges lors de la diminution du niveau marin de la CSM. Ces produits d'érosion ont été accumulés à la transition entre les pentes continentales et les bassins (Figure I.23 ; Maillard *et al.*, 2006 ; Lofi *et al.*, 2011a et b). La CU présente une géométrie spatiale complexe qui varie d'une marge à l'autre, particulièrement sa position par rapport aux autres marqueurs de la CSM. L'unité atteint localement 800 m d'épaisseur dans le Golfe du Lion (pour une vitesse sismique interne de 3 km.s<sup>-1</sup>, Lofi *et al.*, 2005).

### B.3.2.3 Dépôts des bassins intermédiaires

Les bassins intermédiaires présentent des unités de dépôt particulières mises en place durant la CSM et observées notamment dans le bassin Sicilien (Figure I.24). Ce bassin formé dans une zone de croissance orogénique présente une paléo-topographie complexe, composée à la fois de dépocentres messiniens peu profonds et profonds (de l'ordre de 1000 m de profondeur ; Figure I.24). Ainsi, l'unité *Primary Lower Gypsum* (PLG), typique des bassins périphériques peu profonds, est présente dans les zones les moins profondes du Bassin Sicilien. Son sommet est marqué par la *Margin Erosion Surface* (MES) (Figure I.24).

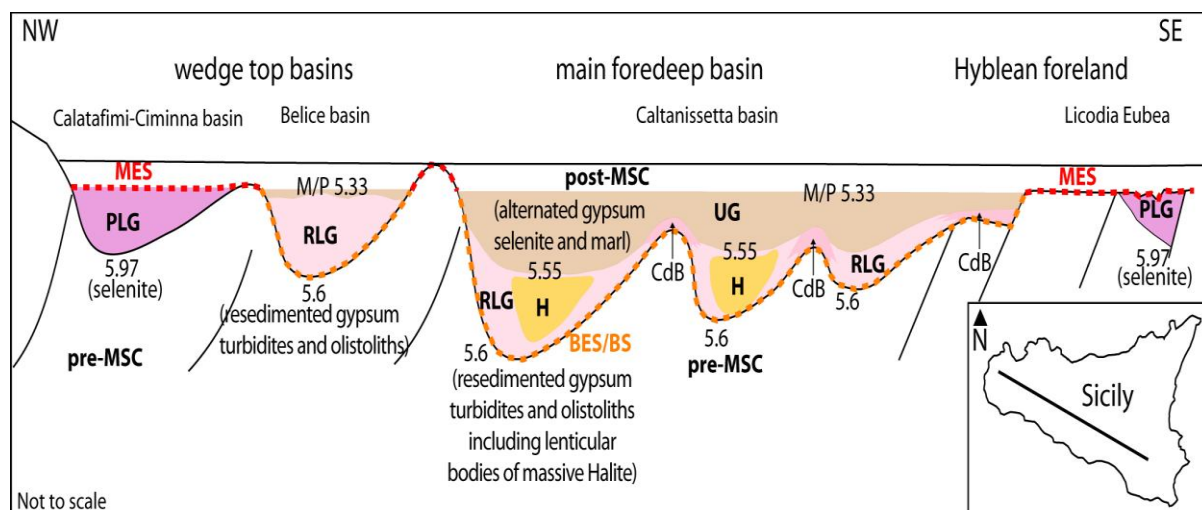


Figure I.24 : Coupe schématique simplifiée du Bassin Sicilien (Modifié d'après Roveri *et al.*, 2008). La coupe illustre les unités de dépôts de la CSM mises en place dans le Bassin Sicilien (bassin intermédiaire). Celui-ci inclut à la fois des dépôts périphériques peu profonds et des dépôts intermédiaires. Les âges des surfaces sont en Ma. MES : Margin Erosion Surface ; BES/BS : Bottom Erosion Surface/Bottom Surface ; PLG : Primary Lower Gypsum ; RLG : Resedimented Lower Gypsum ; H : Halite ; UG : Upper Gypsum.

Le Bassin Sicilien contient également des dépôts de la CSM interprétés comme ayant été déposés dans des dépocentres plus profonds (Figure I.24 ; CIESM, 2008; Roveri *et al.*, 2008, Roveri *et al.*, 2014a). Ces dépôts constituent trois unités qui rappellent la « trilogie



messinienne » des bassins profonds (Montadert *et al.*, 1970 ; Lofi *et al.*, 2011a et b) et qui sont agencées depuis le bas vers le haut de la manière suivante :

L'unité **Resedimented Lower Gypsum (RLG)** : Cette unité constitue l'unité inférieure des dépôts des bassins intermédiaires. Sa base est soulignée par la BES/BS (Figure I.24 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2014a et b). Le RLG est constitué de gypse clastique resédimenté, provenant de l'érosion du PLG et mis en place par des processus de glissements gravitaires et d'avalanches de débris (Lugli *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2014a et b).

L'unité RLG est associée à une **couche de sel** (Figure I.24). Cette couche est constituée d'un assemblage de halite et de sels de potasses. La halite semble uniquement présente au sein de la RLG sous forme de corps lenticulaires (Figure I.24 ; Lugli *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2014a et b).

L'unité de la CSM la plus récente des bassins intermédiaires est **l'Upper Gypsum (UG)** (Figure I.24). Cette unité est constituée d'une alternance de gypse laminé et de bancs de sélénite et de marnes (Decima et Wezel, 1973 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2014a et b).

D'autres dépôts particuliers de la CSM sont observés localement dans les bassins intermédiaires, formant la **Bedded Unit (BU)** ; Figures I.20 ; **Figure I.25**). Cette unité appartient à la nouvelle nomenclature élaborée par Lofi *et al.* (2011a et b). La BU est une unité de la CSM observée très localement en Méditerranée Occidentale, dans le bassin Est-Corse notamment (Thinon *et al.*, 2004), sur la marge Ouest-Corse (Guennoc *et al.*, 2011), et sur le Promontoire Baléares (Maillard *et al.*, 2013 ; Driussi *et al.*, sous presse).

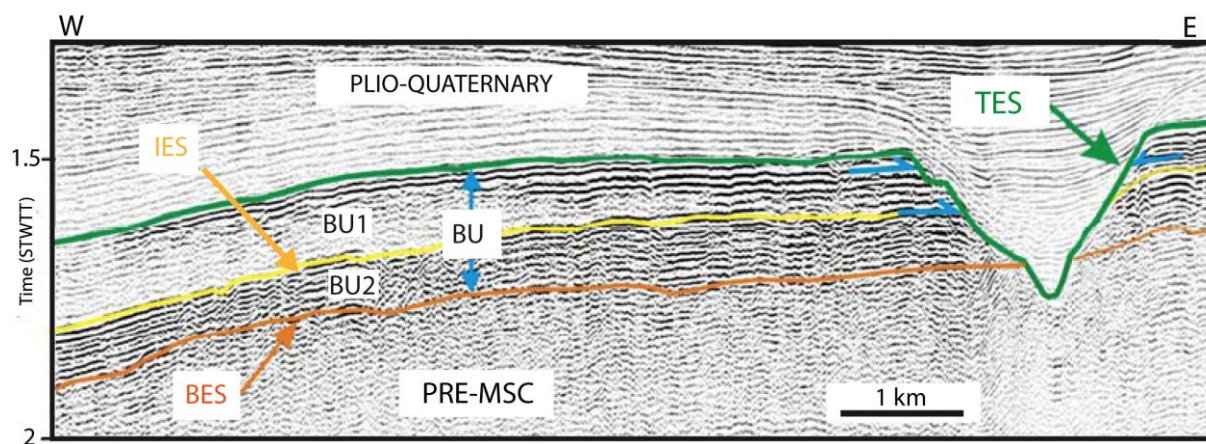


Figure I.25 : Profil sismique acquis dans le Bassin Est-Corse illustrant le faciès sismique de la BU. La TES témoigne de l'existence de paléo-vallées messiniennes. (D'après Lofi *et al.*, 2011a).

Dans le bassin Est-Corse, la base de la BU est marquée par la BES/BS (Figure I.25). La BU est divisée en deux sous-unités (BU1 recouvrant BU2) par l'Intermediate Erosion Surface (IES; Figure I.25 ; Thinon *et al.*, 2004 et 2011). BU1 présente un faciès sismique caractérisé

par des réflecteurs de forte amplitude et de moyenne fréquence (Figure I.25). La nature de BU1 est sujette à diverses interprétations (*e.g.* évaporites, *red soil*...). BU2 est composée de plusieurs unités lenticulaires, dont le faciès sismique présente des amplitudes variables (Figure I.25). BU2 est interprétée comme étant composée de dépôts clastiques et de différentes levées de débordement. Ces deux sous-unités sont interprétées comme ayant été déposées à une profondeur intermédiaire, dans un environnement lacustre et/ou durant la période de *Lago Mare* à la fin de la CSM (Thinon *et al.*, 2004 et 2011).

Dans le bassin Est-Corse, la BU est incisée par un réseau complexe de paléo-vallées messiniennes (Figure I.25), dont la partie aval aurait été connectée au Bassin Tyrrhénien profond pendant la CSM (Thinon *et al.*, 2004).

**Les différents statuts des bassins de la Méditerranée pendant la CSM représentent un enjeu crucial, notamment pour comprendre et reconstruire la paléogéographie des bassins méditerranéens pendant la CSM. Au cœur de ces débats, les bassins intermédiaires occupent une position-clef. Ces bassins sont en effet supposés permettre de réaliser la corrélation entre les bassins périphériques peu profonds et les bassins profonds. Les bassins intermédiaires représentent donc un enjeu déterminant dans la compréhension globale de la CSM à l'échelle de toute la Méditerranée (CIESM, 2008).**

#### **B.4 Déroulement de la Crise de Salinité Messinienne**

Récemment, des travaux communs ont abouti à l'élaboration d'un consensus (CIESM, 2008), construit sur la base du modèle du bassin profond asséché (Hsü *et al.*, 1973) et du scénario diachrone de Clauzon *et al.* (1996), ainsi que sur la chronologie des événements de la CSM établie par Krijgsman *et al.* (1999a). L'un des objectifs de ce consensus était d'établir un scénario global de la CSM par la corrélation des dépôts des bassins périphériques (particulièrement du Bassin Sicilien, supposés être de bons analogues *onshore* des dépôts profonds (CIESM, 2008)) et des dépôts des bassins profonds.

Ce nouveau modèle comprend trois étapes distinctes (**Figure I.26** ; CIESM, 2008).

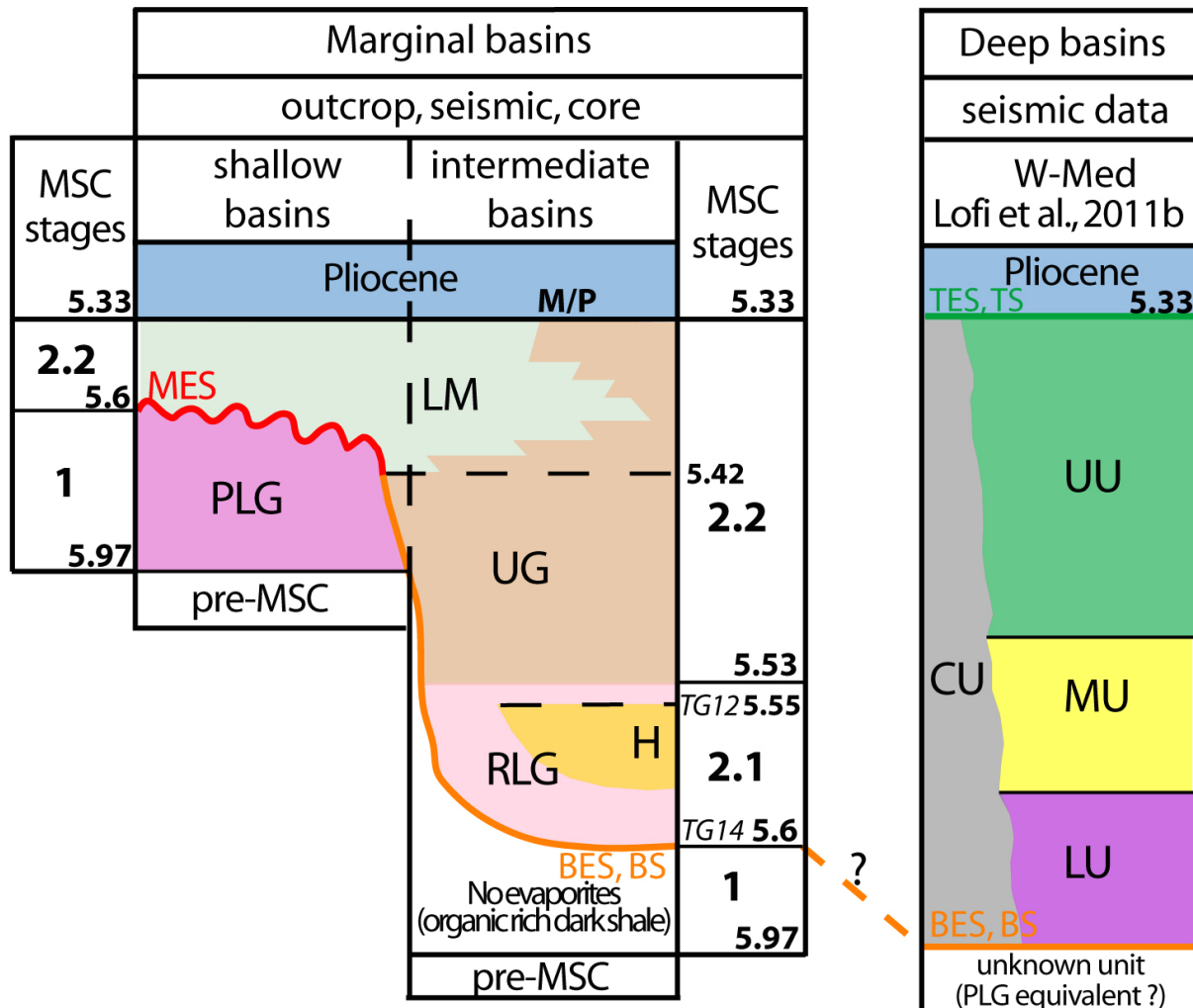


Figure I.26 : Modèle du déroulement de la CSM élaboré durant la CIESM (2008) proposant un scénario en 3 étapes principales et prenant en compte les dépôts dans les bassins périphériques et les bassins profonds. MSC : Messinian Salinity Crisis ; MES : Margin Erosion Surface ; BES : Bottom Erosion Surface ; BS : Bottom Surface ; TES : Top Erosion Surface ; TS : Top Surface ; PLG : Primary Lower Gypsum ; RLG : Resedimented Lower Gypsum ; H : Halite ; UG : Upper Gypsum ; LM : Lago Mare ; CU : Complexe Unit ; LU : Lower Unit ; MU : Mobile Unit ; UU : Upper Unit. Voir texte pour détails (Modifié de CIESM, 2008 et de Roveri et al., 2014a).

#### B.4.1. *Étape 1 : Début de la CSM et premiers dépôts évaporitiques, de 5,97 à 5,6 Ma*

Au début du Messinien, le Bassin Méditerranéen a subi une restriction progressive de la circulation des eaux profondes, mais sans augmentation significative de la salinité des eaux. Aux alentours de 5,97 Ma (Manzi *et al.*, 2013), l'hydrologie et la circulation des eaux du Bassin Méditerranéen ont rapidement changé. Les dépôts des premières évaporites messiniennes ont lieu dans les bassins périphériques peu profonds (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Figure I.26, étape 1), notamment en Espagne, en Italie et en Sicile. Il est ainsi admis que le début de la CSM est un événement synchrone dans l'ensemble du Bassin Méditerranéen, malgré les différences d'enregistrements sédimentaires observés entre les bassins périphériques peu profonds et les bassins profonds.

Dans les bassins périphériques peu profonds (*e.g.* Bassin de Sorbas en Espagne, ~200m), les dépôts sont constitués de gypse et forment l'unité **Primary Lower Gypsum** (PLG ; Lugli *et al.*, 2008 ; Figures I.20 ; I.24 ; I.26). Dans les bassins intermédiaires, les dépôts ne comportent pas d'évaporites et sont généralement constitués de schistes riches en matière organique, de carbonates et de dolomie (Figure I.26 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Manzi *et al.*, 2011 ; Gennari *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014b).

Dans le PLG, 16 à 17 cycles de gypse sont localement observés, attestant le changement périodique de salinité des eaux. Cette périodicité est attribuée aux cycles astronomiques de précession qui guident les changements climatiques (Krijgsman *et al.*, 1999a) et permettent de dater le toit des premiers dépôts messiniens aux alentours de 5,6 Ma (Figure I.26). En l'absence de preuve de diminution importante du niveau marin, le PLG est considéré comme ayant été déposé dans un environnement subaquatique.

L'absence de gypse dans les bassins intermédiaires est attribuée à une concentration réduite des eaux en saumures et en sulfates, ne permettant pas la formation de gypse (CIESM, 2008). Dans les bassins profonds, les dépôts contemporains du PLG ne sont pas connus, mais sont supposés correspondre à des turbidites, des marnes et des argiles euxiniques, favorisant la préservation de la matière organique (Figure I.26 ; CIESM, 2008).

#### B.4.2. *Étape 2.1. : Paroxysme de la CSM, de 5,6 à 5,55 Ma*

La deuxième étape de la CSM est caractérisée par l'isolement progressif des bassins profonds, du fait de la diminution du niveau marin. Les dépocentres de la crise migrent depuis les bassins périphériques peu profonds vers les bassins intermédiaires et les bassins profonds (Figure I.20 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Manzi *et al.*, 2005 ; CIESM, 2008 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Manzi *et al.*, 2011 ; Lofi *et al.*, 2011b ; Roveri *et al.*, 2014b).

Surfaces et produits de l'érosion : La diminution significative du niveau marin a engendré l'exposition sub-aérienne et l'érosion des marges continentales. La surface d'érosion créée correspond à la *Margin Erosion Surface* (MES) (Figure I.26 ; CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011b ; Roveri *et al.*, 2014a et b). L'érosion affecte également la PLG des bassins périphériques peu profonds. Ceci est particulièrement bien observée dans les bassins périphériques de Sicile et des Apennins (Figures I.24 ; I.26). Les produits de l'érosion de la PLG sont déposés dans les bassins intermédiaires sous forme de turbidites, de corps chaotiques et de débris. Ces produits de l'érosion forment l'unité **Resedimented Lower Gypsum** (RLG ; Lugli *et al.*, 2008 ; Roveri *et al.*, 2008), dont la base est marquée par la **Bottom Surface/Bottom Erosion Surface** (BS/BES ; Figures I.20 ; I.24 ; I.26). Localement,

comme dans le bassin Sicilien, la RLG est associée à des accumulations de gypse et de halite (Roveri *et al.*, 2008 ; Figure I.26, étape 2.1).

L'érosion des marges continentales péri-méditerranéennes est principalement liée au rééquilibrage du niveau de base des fleuves et des rivières (le Nil, le Rhône...). Ces fleuves incisent profondément les plates-formes et les pentes continentales en bordure des bassins profonds (*e.g.* Clauzon, 1973). Les produits de l'érosion des marges continentales sont transférés au pieds des pentes continentales (Lofi *et al.*, 2005 ; 2011b ; Maillard *et al.*, 2006 ; Bache *et al.*, 2009). Dans les bassins profonds, ces produits de l'érosion constituent la **Complexe Unit** (CU ; Figures I.23 ; I.26 ; Lofi *et al.*, 2011b) et potentiellement la **Lower Unit** (LU ; Figures I.23 ; I.26 ; Lofi *et al.*, 2011b). La LU, située à la base des unités de dépôt profonds, est considérée comme l'équivalent profond de la RLG. Cette analogie entre la RLG des bassins intermédiaires et la LU des bassins profonds pourrait permettre une possible corrélation entre les différents bassins de la CSM (CIESM, 2008).

Dépôt de sel : La deuxième étape de la CSM est marquée par la mise en place d'une couche de sel massif, composée de halite, dans les bassins profonds (Mobile Unit, MU ; Lofi *et al.*, 2011b) et localement dans les bassins intermédiaires (*e.g.* Sicile ; Figure I.26 ; **Figure I.27**). Dans les bassins intermédiaires de Sicile, la halite est uniquement observée sous forme de corps lenticulaires au sein de la RLG (Figure I.26, étape 2.1 ; Decima et Wezel, 1973 ; Butler *et al.*, 1995 ; Roveri *et al.*, 2008). Dans ce bassin, les dépôts de halite témoignent d'un environnement de dépôt de moins en moins profond vers le haut de la RLG. Une surface de dessiccation est en outre observée dans la partie sommitale de la couche de halite. Cette surface suggère une très courte exposition sub-aérienne (de quelques années), avant la reprise de la précipitation de la halite sous une faible tranche d'eau. L'âge du toit de la halite est estimé à 5,55 Ma (Figure I.26 ; Roveri *et al.*, 2008). Cela implique que la couche de sel pourrait avoir été déposée en 50 000 ans, ou même moins, signifiant un taux de précipitation de 10 à 15 cm/an (Schreiber et Hsü, 1980 ; Manzi *et al.*, 2012).

Le fort taux de précipitation de la halite, déterminé à partir des observations dans le bassin Sicilien, est compatible avec les observations géophysiques réalisées en *offshore* dans les bassins profonds, où les données sismiques montrent que l'épaisseur de la MU est importante (Montadert *et al.*, 1970 ; Hsü *et al.*, 1973 ; Lofi *et al.*, 2011a et b). Dans les bassins profonds, la MU présente un faciès sismique transparent et des déformations liées à son comportement ductile (Figure I.23).

Forçage tectonique vs eustatique : La deuxième étape de la CSM est contemporaine de deux stades glaciaires : TG14 et TG12 (Figure I.26). Ceux-ci se déroulent durant une période

d'activité tectonique en Méditerranée, liée à une importante phase de réorganisation des frontières des plaques Afrique et Eurasie (CIESM, 2008). À l'échelle du Bassin Méditerranéen, cette activité tectonique est marquée, entre autre, par de la subsidence différentielle dans la chaîne des Apennins et la chaîne Maghrébine, par l'ouverture du Bassin Tyrrhénien (Kastens *et al.*, 1988) et par de la subsidence différentielle dans la cordillère Bétique au sud de l'Espagne, synchrone avec le soulèvement de la région voisine de Gibraltar (Duggen *et al.*, 2003 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; CIESM, 2008).

L'association des variations climatiques, liées aux stades glaciaires TG14 et TG12 et de la forte activité tectonique de cette période pourrait avoir provoqué une forte réduction des connexions entre la Méditerranée Occidentale et l'Atlantique, engendrant notamment l'arrêt du courant de retour des eaux Méditerranéennes vers l'Atlantique (Krijgsman *et al.*, 2008).

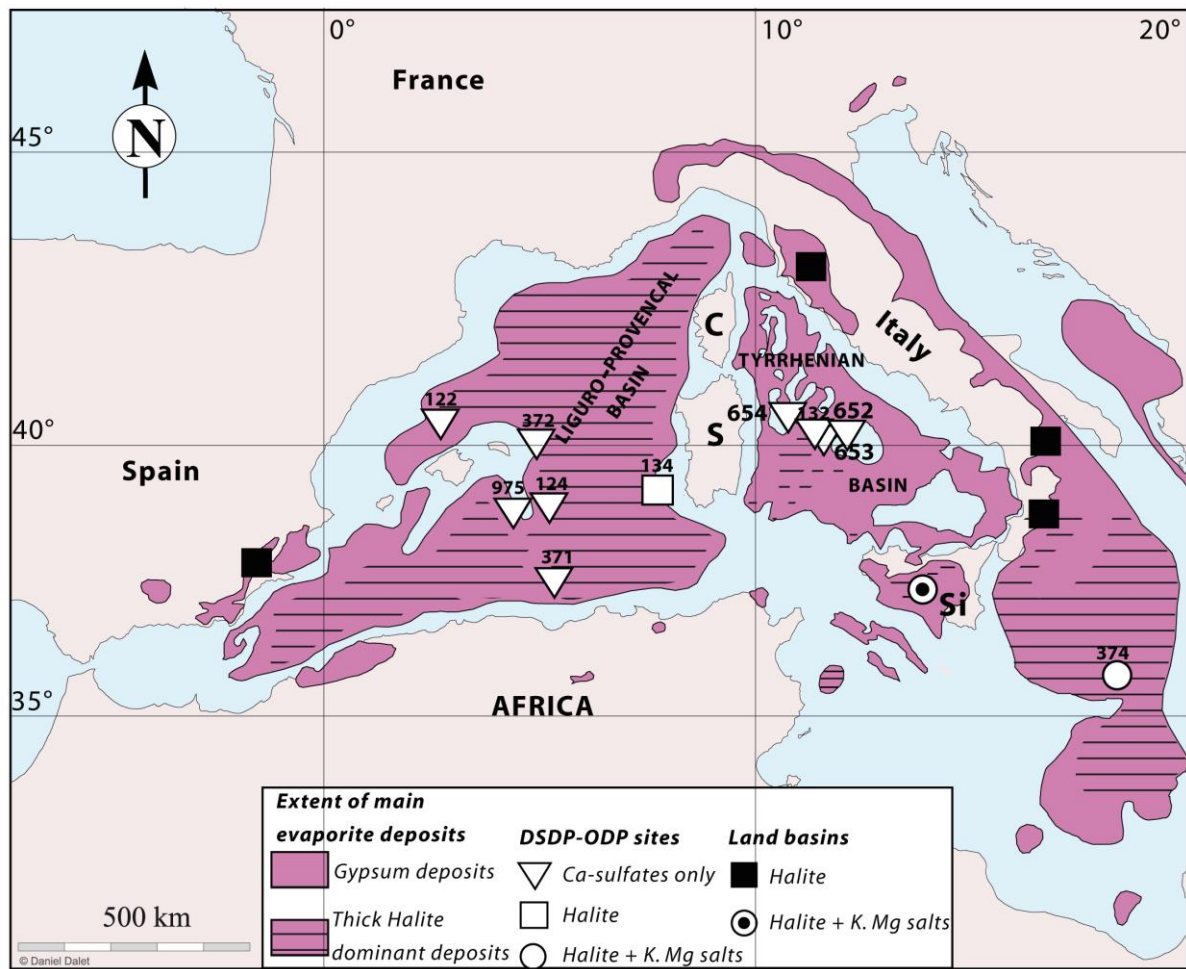


Figure I.27 : Carte de répartition des dépôts évaporitiques de la CSM (principalement gypse et halite) dans les bassins méditerranéens et localisation des sites DSDP-ODP où les évaporites ont été observées. Dans le Bassin Tyrrhénien les auteurs cartographient des dépôts de gypse messinien jusque dans le bassin oriental. C : Corse ; S : Sardaigne ; Si : Sicile (Modifié de Rouchy et Caruso, 2006).

#### B.4.1. *Étape 2.2 : Dépôt des évaporites supérieures et Lago Mare, de 5,53 à 5,33 Ma*

La dernière étape de la CSM est caractérisée par le dépôt des dernières unités de la CSM, les « évaporites supérieures ». La base de ces dépôts est daté à 5,55-5,33 Ma (CIESM, 2008 ; Manzi *et al.*, 2009).

Dans les bassins périphériques, les derniers dépôts de la CSM constituent l'unité *Upper Gypsum* (UG ; Figure I.26, étape 2.2). Les dépôts de l'UG sont constitués d'une alternance de gypse et de bancs d'argiles ou de grès, comprenant également des dépôts clastiques. Cette alternance reflète la variation cyclique de salinité des eaux, ainsi qu'un environnement de dépôt en eaux peu profondes (CIESM, 2008 ; Roveri *et al.*, 2008). La partie sommitale de l'UG présente une signature d'eaux saumâtres qui témoigne d'une augmentation de la teneur en eaux douces à la place des eaux hyper-salines observées jusqu'à présent. Ce changement pourrait être liée à un renouveau des apports fluviaux ou un changement du régime des précipitations. Les assemblages de faune et de flore sont caractérisés par une augmentation significative des individus d'espèces d'eaux saumâtres provenant de la Paratéthys (*Loxocorniculina djafarovi* et *Galeacysta etrusca* ; CIESM, 2008). Ce changement de signature hydrique enregistré par les assemblages d'organismes est connu sous le nom de « Lago Mare » (LM, Figure I.26). Cet événement représente une période temporaire de conditions salines moins importantes (Cita et Colombo, 1979 ; Orszag-Sperber, 2006), dont la base est datée à 5,42 Ma (Figure I.26). D'après Clauzon *et al.* (2005), le Lago Mare n'est pas un événement unique et regroupe en fait plusieurs événements discrets successifs. Il existerait ainsi trois Lago Mare qui se succèderaient à la toute fin du Messinien, à la limite avec le Zancléen (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2007, 2009).

Dans les bassins profonds, la dernière unité de la CSM constitue l'*Upper Unit* (UU ; Figures I.23 ; I.26 ; Lofi *et al.*, 2011b). D'un point de vue sismique, le faciès de l'UU rappelle les dépôts en alternance de l'unité UG (gypse/argile/grès) des bassins périphériques (*e.g.* bassin Sicilien). L'UU présente une géométrie en aggradation qui semble témoigner de la création d'espace disponible et d'une augmentation générale du taux de subsidence (Lofi *et al.*, 2011a et b ; Roveri *et al.*, 2014b). L'UU est envisagée comme étant l'équivalent de l'UG des bassins périphériques, même si la corrélation entre les deux unités n'est pas bien établie (CIESM, 2008).

Le dépôt de l'UU est associé à une tendance transgressive, qui continue et s'accroît durant le Pliocène inférieur lors de l'enneigement général des bassins de la Méditerranée. Cet

ennoisement marque la fin de la CSM à 5.33 Ma (Figure I.26), au Zancléen (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Blanc, 2002 ; Loget et Van Den Driessche, 2006 ; Bache *et al.*, 2012).

## **B.5 Les marqueurs de la CSM du Bassin Tyrrhénien avant les campagnes METYSS**

### **B.5.1. *Faciès sismiques des marqueurs de la Crises de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien***

La majorité des études concernant la thématique Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien et sur la Marge Est-Sarde ont été menées dans les années 1980 (Curzi *et al.*, 1980 ; Malinverno *et al.*, 1981 ; Moussat, 1983).

Ces études permettent d'observer la présence d'unités de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien (**Figure I.28**). Est ainsi identifiée la « séquence supérieure » de la CSM par Curzi *et al.*, (1980 ; Figure I.28A) qui correspond aux formations évaporitiques n°2 et 4 de Moussat (1983 ; Figure I.28B, C). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi *et al.* (2011a, b), ces unités sismiques correspondent à l'*Upper Unit* (UU), située au sommet des dépôts de la CSM (Figure I.28H, I).

Curzi *et al.*, (1980) et Moussat (1983) mettent également en évidence la présence d'une couche de sel massif, qui correspond à la « séquence inférieure » de Curzi *et al.* (1980 ; Figure I.28A) et aux formations évaporitiques salifères n°5, 6 et 7 de Moussat (1983 ; Figure I.28D, E, F). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi *et al.* (2011a, b), ces unités sismiques correspondent à la *Mobile Unit* (MU), située à la base des dépôts de la CSM (Figure I.28H, I).



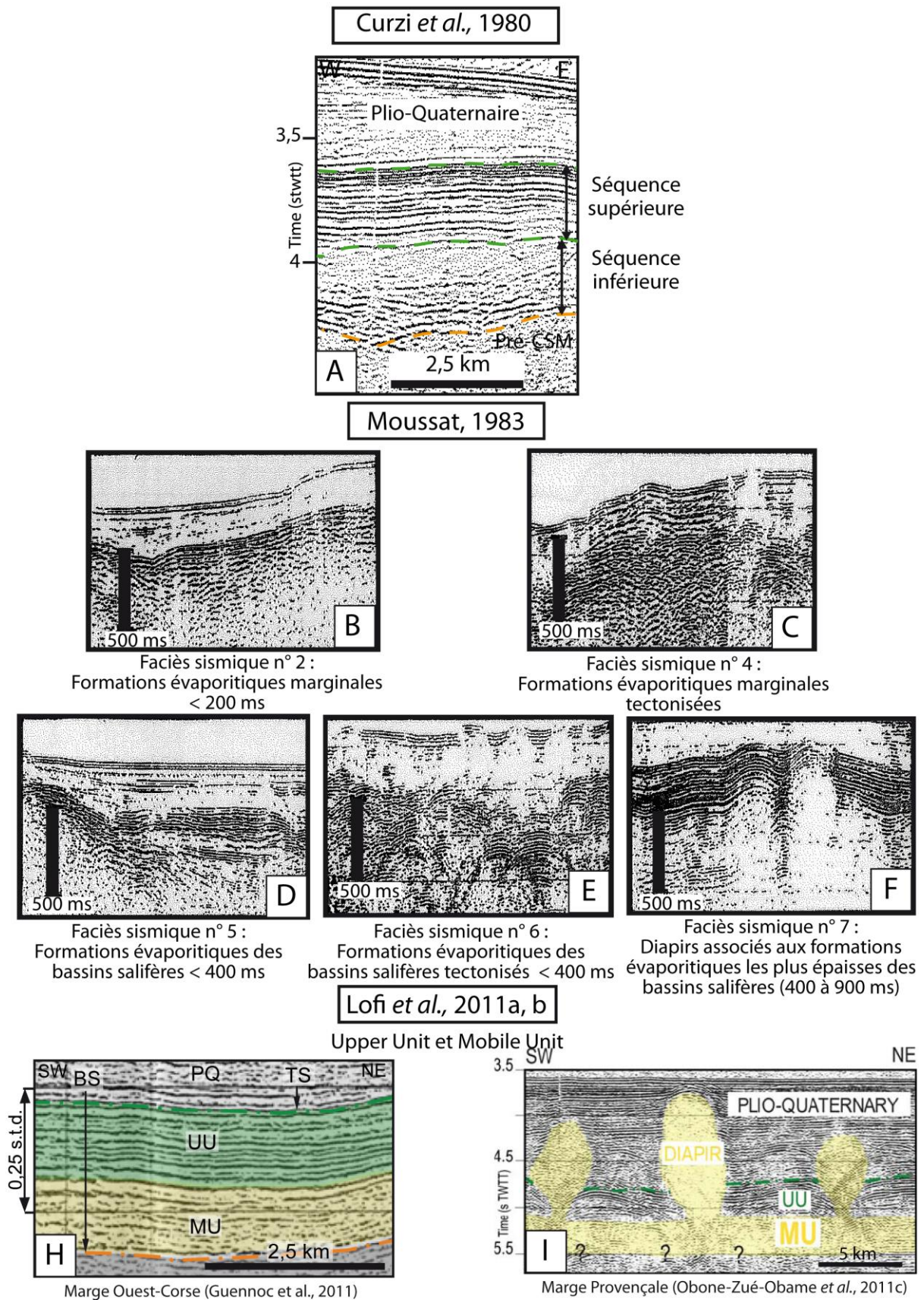


Figure I.28 : Planche illustrative des faciès sismiques des unités de la CSM identifiés dans le Bassin Tyrrhénien par Curzi et al., 1980 (A) et Moussat, 1983 (B à F). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi et al. (2011a, b) les unités identifiées par Curzi et al. (1980) et Moussat (1983) correspondent à l'Upper Unit et la Mobile Unit (H, I). Voir texte pour détails.

Sur la plateforme continentale et certains hauts de socles, Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) mettent en évidence l'absence d'évaporites, par non dépôt ou par la présence d'une surface d'érosion (**Figure I.29**). Cette surface d'érosion correspond au faciès sismique n°8 de Moussat (1983 ; Figure I.29B). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi *et al.* (2011a, b), cette surface d'érosion correspond à la *Margin Erosion Surface* (MES ; Figure I.29, C).

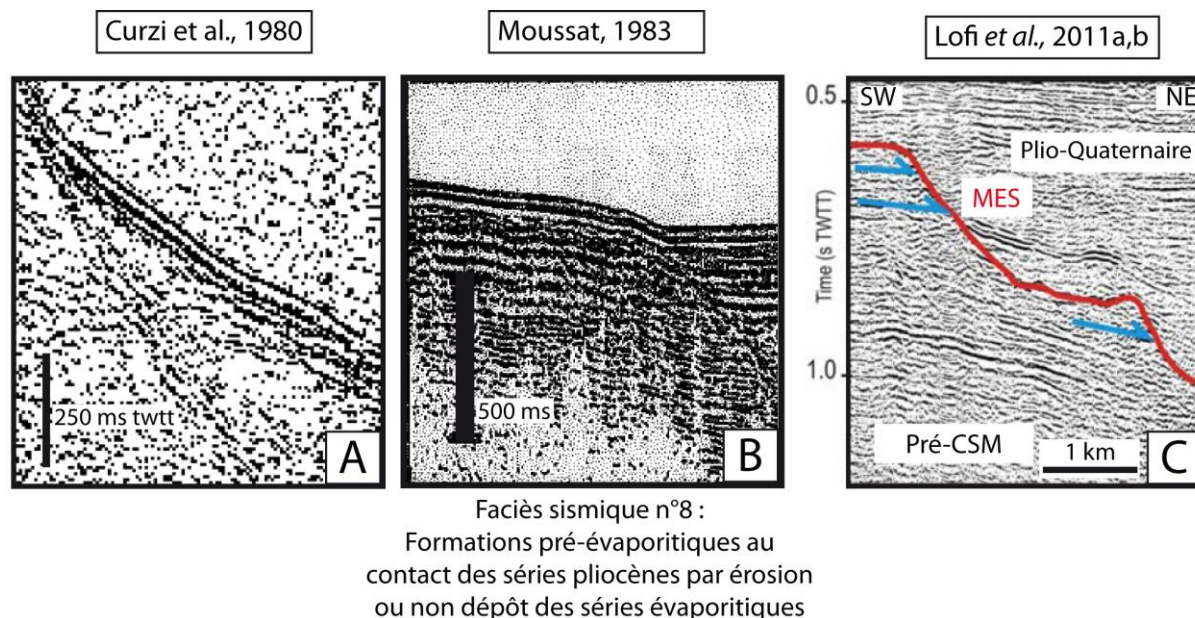


Figure I.29 : Planche illustrative du faciès sismique de la surface d'érosion liée à la CSM identifiée dans le Bassin Tyrrhénien par Curzi *et al.*, 1980 (A) et Moussat, 1983 (B). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi *et al.* (2011a, b) cette surface d'érosion correspond à la *Margin Erosion Surface* (MES ; C). Voir texte pour détails.

### B.5.2. Répartition géographique des marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien

Les études de Curzi *et al.*, (1980) et Moussat (1983) sont à l'origine des premières cartes de répartition des marqueurs de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien (**Figure I.30 ; Figure I.31**). Ces résultats ont été intégrés à ce présent travail, afin d'élargir l'étude de la CSM sur la Marge Est-Sarde aux zones non couvertes par les données METYSS, mais également dans un souci de comparaison avec les résultats antérieurs (c.f. Chapitre III : Résultats - Identification et caractérisation des marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien Occidental).

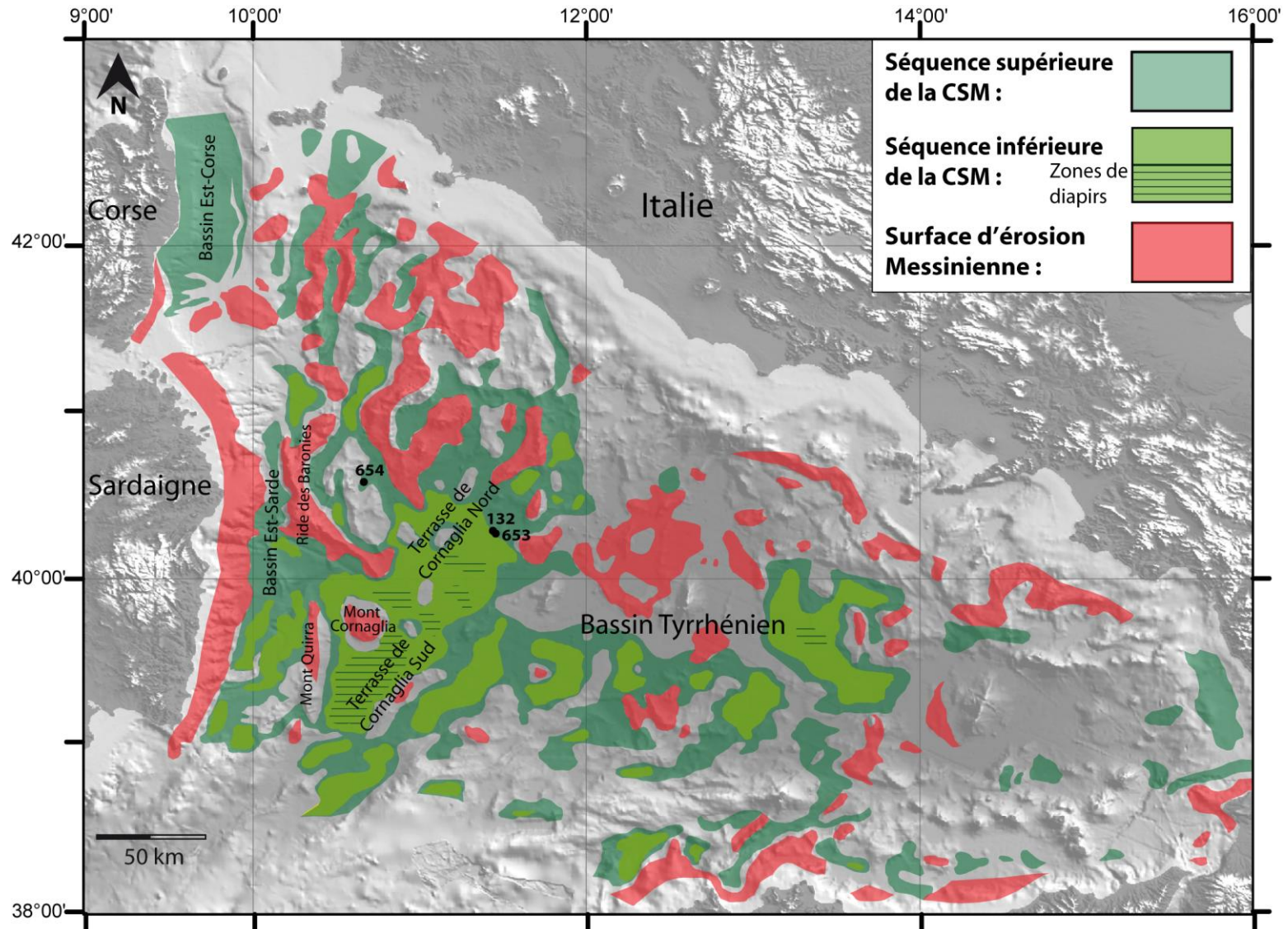


Figure I.30 : Carte de répartition des marqueurs sismiques de la CSM du Bassin Tyrrhénien selon Curzi et al., (1980). La carte montre la présence de dépôts de la CSM dans les bassins et l'absence de dépôts, voire la présence d'une surface d'érosion d'âge messinien, sur la plateforme continentale et certains hauts de socles. Les auteurs mettent en évidence la présence de marqueurs de la CSM depuis la côte jusque dans le Bassin Tyrrhénien profond. Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al. (1988). (Modifié d'après Curzi et al., 1980).

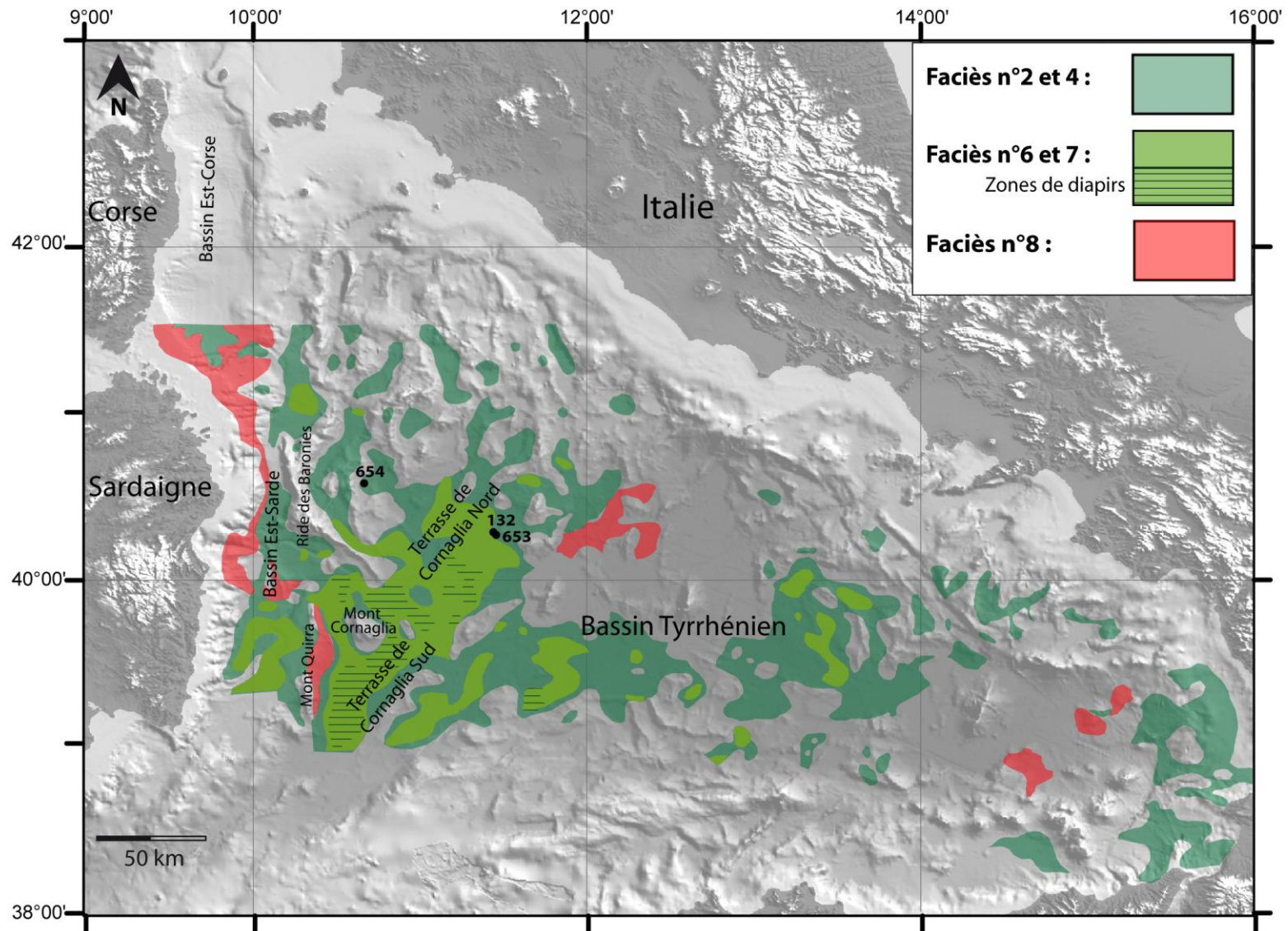


Figure I.31 : Carte de répartition des marqueurs sismiques de la CSM du Bassin Tyrrhénien selon Moussat (1983). La carte montre la présence de dépôts de la CSM dans les bassins et l'absence de dépôts, voire de l'érosion, sur la plateforme continentale et certains hauts de socles. L'auteur met en évidence la présence de marqueurs de la CSM depuis la côte jusque dans le Bassin Tyrrhénien profond. Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al. (1988). (Modifié d'après Moussat, 1983).

Les cartes de répartition des marqueurs de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien de Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) montrent la présence de dépôts de la CSM jusque dans le Bassin Tyrrhénien Oriental (Figures I.30 et I.31). Cependant la campagne ODP réalisée dans le Bassin Tyrrhénien à la fin des années 1980 (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990) a montré par la suite que la partie orientale du Bassin Tyrrhénien ne s'est ouverte qu'après la crise (c.f. A.2.2 Géodynamique du Bassin Tyrrhénien). On souligne néanmoins que certaines études récentes attestent encore de la présence de dépôts d'évaporites liées à la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Oriental (Figure I.27 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; Roveri *et al.*, 2014a et b), bien que cette partie du bassin n'était pas ouverte pendant la CSM (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990).

Dans l'étude de Curzi *et al.* (1980) les marqueurs de la CSM sont également utilisés dans pour reconstruire la paléomorphologie de la Marge Est-Sarde au Messinien et pour comprendre l'évolution géodynamique de la marge depuis le Messinien (**Figure I.32**). Ces auteurs supposent qu'il existe une forte relation entre la répartition des marqueurs de la CSM et la morphologie initiale de la marge. Curzi *et al.* (1980) suggèrent ainsi qu'au Messinien la marge était constituée de larges bassins dans lesquels les évaporites de la CSM ont été mises en place (Figure I.32). Ces bassins auraient été connectés par des seuils et séparés par des hauts structuraux probablement émergés durant la phase de bas niveau marin de la CSM. Cette hypothèse explique ainsi la présence d'une surface d'érosion d'âge Messinien sur les hauts structuraux de la Marge Est-Sarde. Les différences de profondeurs observées actuellement entre les évaporites des différents bassins seraient liées des mouvements crustaux post-CSM, qui auraient décalé les bassins de la Marge Est-Sarde par subsidence différentielle au cours du Plio-Quaternaire (Figure I.32).

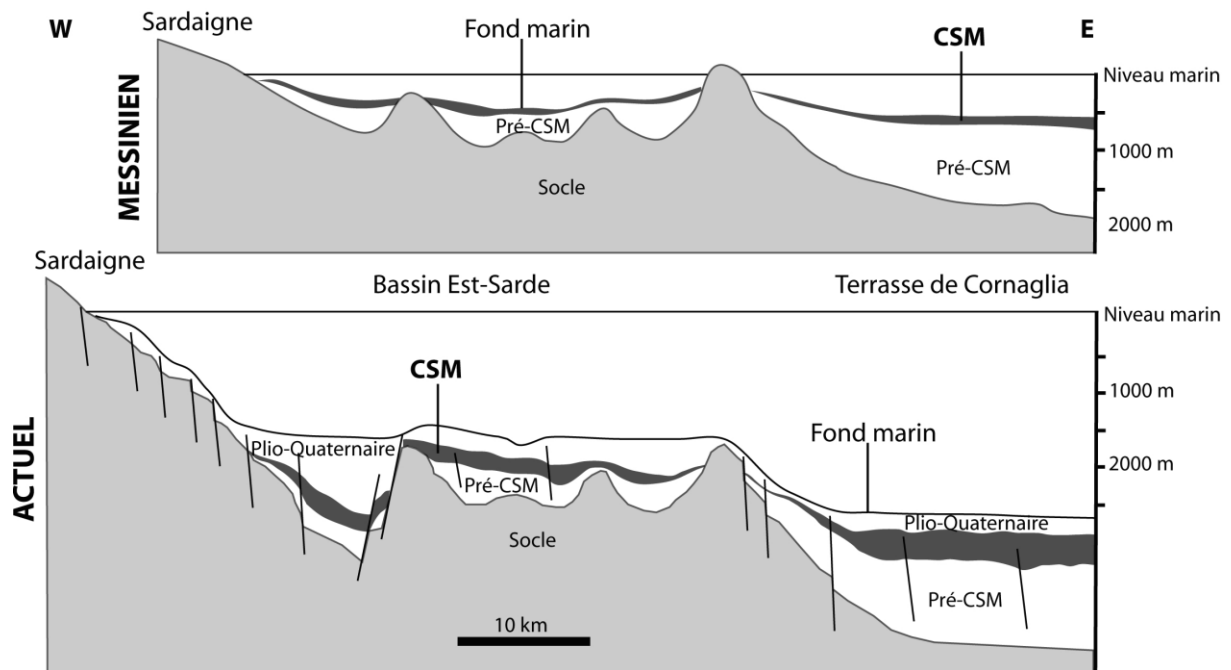


Figure I.32 : Coupe schématique W-E de la Marge Est-Sarde montrant l'évolution morphologique et structurale de la marge entre le Messinien et l'actuel (Modifié d'après Curzi *et al.*, 1980). Les auteurs suggèrent que les différences de profondeurs des marqueurs de la CSM dans les différents sous-bassins de la Marge Est-Sarde sont liées à une forte tectonique crustale plio-quadernaire.

### B.5.3. Statut du Bassin Tyrrhénien Occidental pendant la CSM

Dans les débats concernant les statuts des bassins méditerranéens pendant la CSM, le statut du Bassin Tyrrhénien Occidental est sujet à controverses. Des auteurs attribuent en effet un statut intermédiaire à ce secteur (Roveri, *et al.* 2014a et b), bien qu'une épaisse couche de sel massif attribuée à la CSM soit identifiée dans les bassins de la Marge Est-Sarde (Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983).

La détermination du statut du Bassin Tyrrhénien Occidental durant la CSM est un enjeu important dans la corrélation des dépôts de la CSM des bassins profonds et des bassins périphériques. En effet, le forage ODP 654 réalisé en bordure de la Terrasse de Cornaglia lors du leg ODP 107 (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Figure I.31) offre l'opportunité d'observer une unité de la CSM dans sa globalité (Figures I.14 ; I.15). Le Bassin Tyrrhénien Occidental est par conséquent considéré comme l'un des sites majeurs de Méditerranée Occidentale pour documenter les relations entre les dépôts des bassins profonds et les bassins périphériques peu profonds (Roveri *et al.* 2014a). Cela permettrait d'établir un calage stratigraphique des dépôts des bassins profonds et de mieux contraindre la chronologie des événements de la CSM (CIESM, 2008).

L'unité de la CSM enregistrée au site ODP 654 correspond à la séquence supérieure de Curzi *et al.* (1980) (Figure I.30). Cette unité a récemment fait l'objet de nouvelles analyses, dont le but était de déterminer la signature  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des unités de la CSM prélevées aux

différents sites de forages DSDP-ODP en Méditerranée (Roveri, *et al.* 2014a). Le rapport  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  reflète la composition isotopique en strontium des eaux à un moment précis et notamment le rapport entre les eaux océaniques et les eaux fluviales. Dans cette étude, le rapport  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des unités de la CSM est ainsi utilisé comme un outil chronostratigraphique pour déterminer le moment de dépôt et le régime marin sous lequel les unités de la CSM ont été mises en place (Roveri, *et al.* 2014a). Les auteurs suggèrent que l'analyse de la signature  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des unités de dépôt de la CSM de toute la Méditerranée pourrait permettre de définir une nouvelle charte stratigraphique des unités de la CSM. Cela permettrait de discuter des corrélations possibles entre les bassins périphériques peu profonds et les bassins profonds.

Dans cette étude, Roveri *et al.* (2014a) estiment que la signature  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des dépôts de la CSM du site ODP 654 (**Figure I.33**) coïncide avec les signatures  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des unités *Resedimented Lower Gypsum* (RLG) et *Upper Gypsum* (UG) analysées ailleurs en Méditerranée. Par conséquent, les auteurs proposent qu'au site ODP 654, les dépôts de la CSM correspondent à la superposition du RLG et de l'UG sur la MES/BS (Figure I.33).

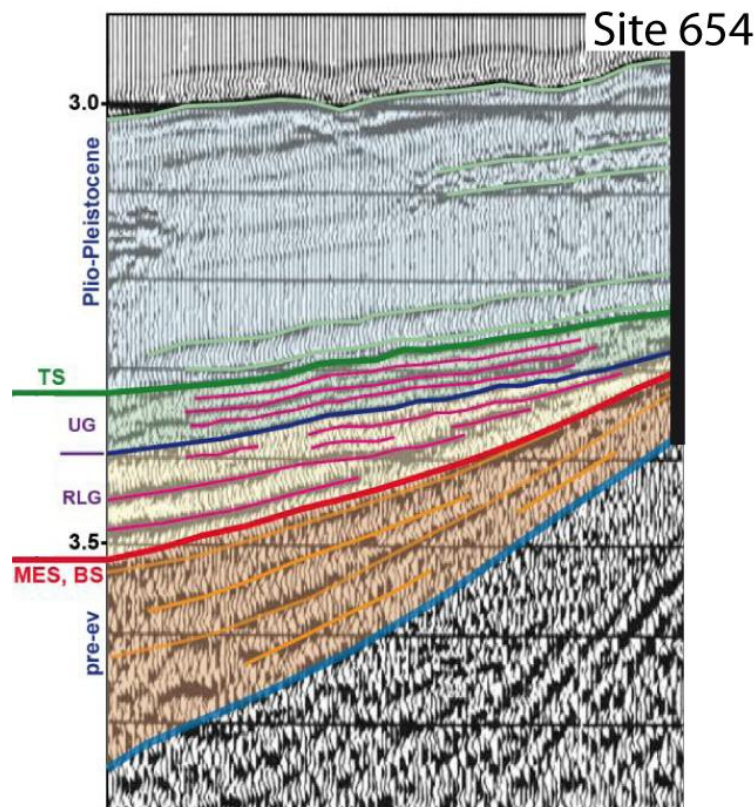


Figure I.33 : Interprétation des dépôts de la CSM d'après Roveri *et al.*, 2014a au site ODP 654 de la Marge Est-Sarde. D'après l'analyse de la signature  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des dépôts sédimentaires, les auteurs suggèrent que la séquence sédimentaire au site ODP 654 correspond à la superposition de la BS, du RLG et de l'UG, unités caractéristiques des bassins intermédiaires. MES : Margin Erosion Surface ; BS : Bottom Surface ; TS : Top Surface ; RLG : Resedimented Lower Gypsum ; UG : Upper Gypsum. (Modifié d'après Roveri *et al.*, 2014a).

La superposition du RLG et de l'UG étant caractéristique des dépôts de la CSM dans les bassins intermédiaires (*e.g.* le Bassin Sicilien, Roveri *et al.*, 2008 ; *c.f.* B.3.2.3. Dépôts des bassins intermédiaires), les auteurs suggèrent donc que le Bassin Tyrrhénien Occidental était un bassin intermédiaire pendant la CSM (Roveri *et al.* 2014a et b).

## **C. Principes généraux de la tectonique salifère**

### **C.1 Propriétés principales du sel**

Le long des marges, il est souvent observé la présence d'une couche stratigraphique agissant comme un niveau de décollement à la base d'une couverture sédimentaire fragile. Cette couche présente des caractéristiques particulières qui génèrent une discontinuité ou une variation rapide des propriétés mécaniques dans la colonne sédimentaire. En effet, les propriétés des roches qui composent le niveau de décollement présentent une faible résistance mécanique au cisaillement et aux contraintes, résistance bien plus faible que celles des roches du socle et de la couverture sédimentaire sus-jacente.

Dans la nature, les niveaux de décollement peuvent correspondre, par exemple, à des argiles soumises à de fortes surpressions de fluides. La présence de fluides peut faire chuter très fortement la contrainte effective (Hubbert and Rubey, 1959) et donc la résistance mécanique. Cela diminue la résistance à la friction à la base de la série sédimentaire, permettant le déclenchement d'instabilités de pente le long des marges, comme sur la marge guyanaise (Pattier *et al.*, 2013) ou en Nouvelle-Zélande (Lacoste, 2011). Dans d'autres cas, le niveau de décollement correspond à une couche d'évaporites, notamment de la halite. Sur de nombreuses marges dans le monde, la base des séries sédimentaires comprend un niveau d'évaporites héritées des stades syn-rift ou immédiatement post-rift (Jackson and Vendeville, 1994). Ceci est le cas sur les marges atlantiques de l'Afrique (Fort *et al.*, 2004) et de l'Amérique du Sud (Demercian *et al.*, 1993 ; Cobbold *et al.*, 1995), ainsi qu'en Mer du Nord (Sel pré-rift dans ce cas ; Bishop *et al.*, 1995). En Méditerranée, la présence d'évaporites et de sel massif est liée à la Crise de Salinité Messinienne (Montadert *et al.*, 1970 ; Hsü, *et al.*, 1973). C'est notamment le cas dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983).

#### **C.1.1. Viscosité**

La présence d'une couche de sel à la base d'une série sédimentaire favorise les processus de déformation gravitaire. Ces processus sont directement liés aux propriétés du sel qui est une roche à comportement visqueux, à faible viscosité (Weijermars *et al.*, 1993). Le sel se déforme de façon ductile par déformation diffuse, plutôt que localisée le long de plans de glissement. Ces propriétés permettent au sel de s'étirer et de fluer, sans se rompre, en



opposant une très faible résistance aux contraintes qui lui sont imposées. La viscosité du sel est typiquement comprise entre  $1 \times 10^{16}$  et  $1 \times 10^{19}$  Pa.s (Weijermars *et al.*, 1993; Eisenstadt *et al.*, 1997). Le sel est ainsi la seule roche à présenter un comportement visqueux à basse pression et température dans la croûte supérieure terrestre. À l'échelle des temps géologiques, le sel est donc assimilé à un fluide visqueux qui accommode les déformations en fluant. Par opposition, les autres types de roches qui composent la croûte supérieure sont caractérisées par un comportement fragile, cassant, et accommodent les déformations en se rompant le long de plans de failles. Ces failles affectent la couverture sédimentaire fragile mais ne se propagent pas dans la couche de sel. Ainsi, le sel sera toujours plus ductile que sa couverture sédimentaire, même lorsqu'il est sec (Weijermars *et al.*, 1993).

Il existe en effet quelques paramètres qui peuvent faire varier la valeur de la viscosité du sel. En particulier, l'augmentation de la teneur en eau d'un sel diminue sa viscosité (Urai *et al.*, 1986). La composition minéralogique du sel a également un impact sur sa viscosité. Une couche de sel flue et se déforme d'autant plus facilement que le sel est pur, c'est-à-dire composé uniquement de halite. À l'inverse un sel impur ("armé"), comprenant des intercalations plus compétentes (comme de l'anhydrite, des carbonates ou des éléments détritiques par exemple) est plus compétent. Un sel armé se déforme ainsi plus difficilement, voire pas du tout (Hudec et Jackson, 2007). Enfin, l'augmentation de la température et de la pression rendent le sel moins visqueux, donc plus déformable, ce qui favorise sa mobilité et sa capacité à fluer. La température et la pression augmentant avec la profondeur, un sel profondément enfoui est donc plus mobile qu'une couche de sel de profondeur moindre (Gaullier, 1993).

### C.1.2. *Densité*

Le sel est une roche qui a la caractéristique d'être incompressible. À la différence de sédiments détritiques qui contiennent un important volume de pores entre les grains lors de leur dépôt, les couches de halite se forment par cristallisation. Ce mode de dépôt génère une porosité nulle ou très faible dès la mise en place du sel, qui reste ainsi incompressible durant son évolution ultérieure. Sa densité, qui est d'environ 2200 kg/m<sup>3</sup> (Carmichael, 1984), reste globalement constante avec l'enfouissement sous les roches sédimentaires plus jeunes (**Figure I.34**).

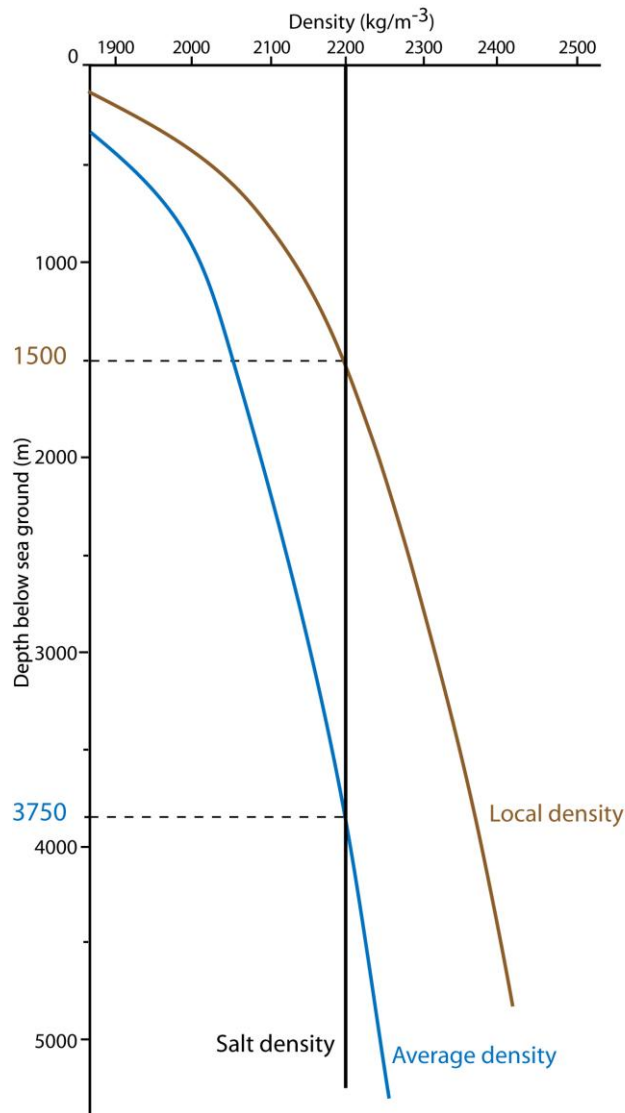


Figure I.34 : Densité du sel comparée à la densité locale et moyenne d'une colonne sédimentaire constituée de sédiments silico-clastiques et d'argiles. En raison de l'enfouissement progressif, la densité de la colonne sédimentaire augmente avec la profondeur, mais la densité du sel reste constante. La profondeur de l'inversion de densité sel/couverture est déterminée à partir du calcul de la densité moyenne et non locale de la colonne sédimentaire (Modifié d'après Vendeville et Gaullier, 2005 et Hudec et al., 2009).

Lors de leur dépôt, les sédiments détritiques classiques (sableux ou argileux) ont une porosité élevée et contiennent une importante fraction d'eau dans les pores. Leur densité initiale est donc relativement faible, aux alentours de  $1400 \text{ kg m}^{-3}$  (Figure I.34, Vendeville and Gaullier, 2005). Avec l'enfouissement sous des sédiments plus jeunes, les séries détritiques subissent une compaction mécanique et diagénétique associée à l'expulsion progressive des fluides contenus dans la porosité, ce qui augmente leur densité (Figure I.34). À une certaine profondeur, la densité des sédiments détritiques devient égale, voire supérieure à celle de la halite (Figure I.34). La couche de sel est alors moins dense que les roches qui la

recouvrent directement, ce qui engendre une inversion de densité et un déséquilibre gravitaire qui donne un caractère instable à la couche (Gaullier, 1993).

La profondeur de l'inversion de densité entre le sel et les sédiments varie d'un bassin à un autre, notamment en fonction de la nature des roches qui composent la couverture sédimentaire et de leur enfouissement. À partir de données de puits sur des sédiments silico-clastiques et des argiles du Golfe du Mexique, Fairchild et Nelson (1989, dans Hudec *et al.*, 2009) déterminent que l'inversion de densité sel/couverture a lieu après que le sel soit enfoui sous 1500 m de sédiments (Figure I.34). Cependant cette profondeur est estimée à partir de mesures de densités réalisées sur des échantillons localisés à des profondeurs spécifiques. Les auteurs ne prennent donc pas en compte le poids de l'ensemble de la colonne sédimentaire. À partir du calcul du poids moyen de la colonne sédimentaire, Vendeville et Gaullier (2005) montrent que la densité moyenne des sédiments est plus faible que les valeurs de densités mesurées sur des échantillons à des profondeurs spécifiques. Avec des sédiments silico-clastiques et des argiles, l'inversion de densité sel/couverture a en fait lieu lorsque le sel est enfoui sous 3750 m de sédiments (Figure I.34 ; Vendeville et Gaullier, 2005). Cette inversion de densité est potentiellement beaucoup moins profonde dans le cas où la couverture sédimentaire est composée de roches initialement plus denses que le sel (Jackson et Vendeville, 1994), comme des carbonates ou des roches évaporitiques denses (gypse ou anhydrite par exemple).

En raison de ses caractéristiques mécaniques et de sa capacité à fluer, les déformations impliquant une couche de sel sont très particulières. Elles sont regroupées sous la terminologie "tectonique salifère". La présence d'un tel niveau de décollement au sein d'une colonne sédimentaire influence fortement les déformations subies par un bassin sédimentaire. En effet, la rhéologie du sel rend cette roche instable sous de nombreuses conditions, favorisant la déformation des bassins dans lesquels une couche de sel est présente, d'autant plus dans un contexte de tectonique régionale active.

Ainsi, la compréhension de la tectonique salifère est un outil primordial dans l'étude de l'évolution géodynamique d'un bassin salifère. Il est donc nécessaire de comprendre les facteurs qui initient et contrôlent les mouvements liés au sel, notamment afin de bien distinguer les effets de la tectonique salifère d'origine purement gravitaire de ceux de la tectonique crustale classique.

## C.2 Moteurs de la tectonique salifère

### C.2.1. *Les premières hypothèses de l'ère des fluides*

D'une manière générale, le sel étant une roche très peu résistante et incompetent, la tectonique salifère est souvent liée à des processus gravitaires. En raison de sa rhéologie, le sel peut en effet fluer spontanément et s'affaisser ou s'étaler sous son propre poids, sous le simple effet des forces gravitaires (Warren, 2006). Pendant longtemps, il a été considéré que le diapirisme salifère (*i.e.*, la remontée locale de dômes de sel depuis une couche de sel source ; **Figure I.35**) était uniquement liée à l'inversion de densité entre le sel et sa couverture sédimentaire. Celle-ci était censée provoquer la remontée spontanée du sel grâce aux forces d'Archimède (*e.g.* Lachmann, 1910 ; Arrhénius, 1912 ; Barton, 1933 ; Nettleton, 1934 ; Trusheim, 1960).

Cette approche, connue sous le nom "d'instabilité de Rayleigh-Taylor", a dominé la « théorie fluide-fluide », durant ce qui est considéré comme "*l'ère des fluides*" de la tectonique salifère (Jackson, 1995). D'après cette théorie, le sel et la couverture sédimentaire se comportent comme deux fluides newtoniens superposés de densités différentes (Figure I.35). La formation de diapirs de sel serait alors engendrée par l'inversion de densité entre les deux fluides, le plus dense (la couverture sédimentaire) étant localisé au dessus du moins dense (la couche de sel). Ainsi la couche de sel moins dense monterait naturellement par gravité dans la couverture sédimentaire, à la manière d'une lampe à lave, formant spontanément un diapir de sel sans intervention de contraintes extérieures (Figure I.35 ; Talbot, 1992a).

Dans la nature, cette théorie s'applique à une association de matériaux à comportement ductile. C'est le cas par exemple pour les mouvements convectifs des matériaux du manteau terrestre et de la croûte inférieure ou encore dans le cas des intrusions granitiques (Talbot, 1992b ; Weijermars *et al.*, 1993). Cependant cette théorie ne peut s'appliquer aux bassins salifères dont les déformations se produisent dans la partie superficielle de la croûte terrestre où les roches, hormis le sel, obéissent à un comportement cassant et fragile (Weijermars *et al.*, 1993). Une étude menée en Mer Rouge a en effet démontré que la localisation des diapirs dans la couche de sel est étroitement associée à des grabens formés dans la couverture sédimentaire sus-jacente (Mart et Ross, 1987). Cette étude a ainsi mis en évidence le lien fort entre les déformations salifères et les zones à déformation cassante dans la couverture sédimentaire. Il existe donc une importante contradiction entre la théorie fluide-fluide, dans laquelle la couverture sédimentaire est considérée comme ayant un comportement fluide et

visqueux (Figure I.35) et les systèmes naturels, dans lesquels la couverture sédimentaire obéit à un comportement fragile et cassant.

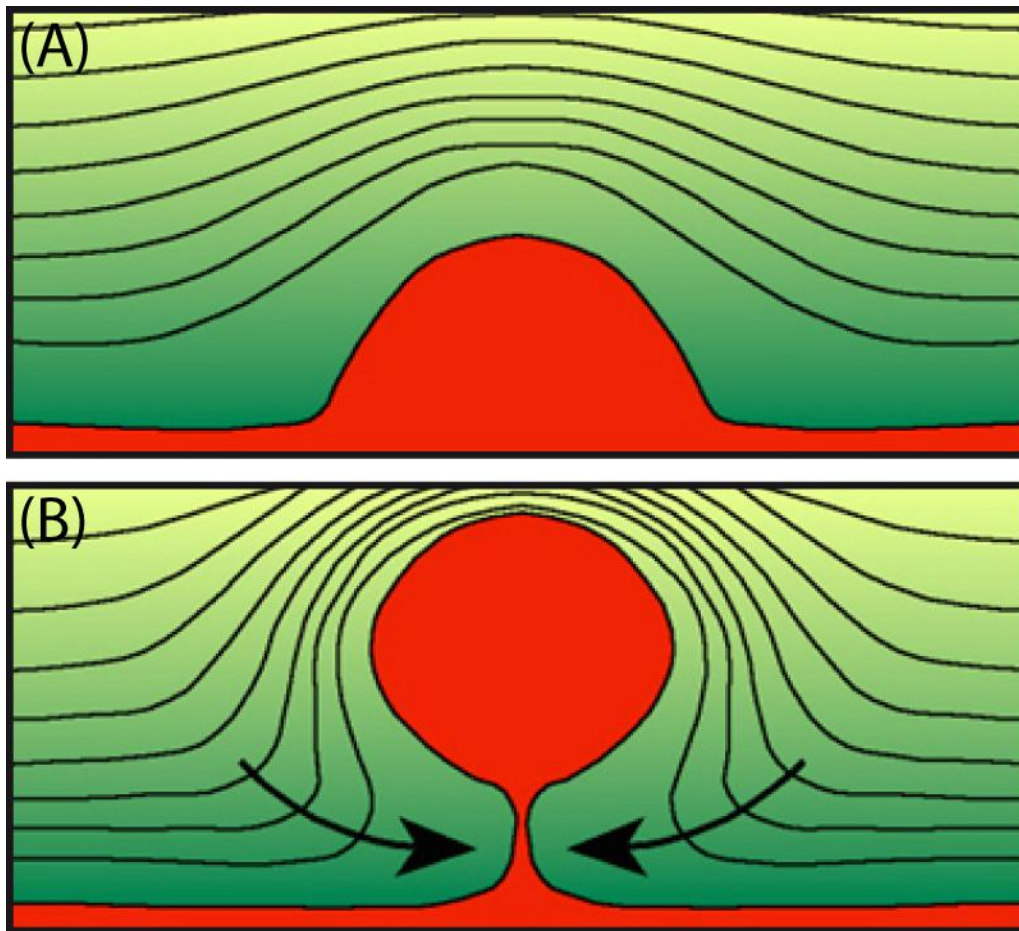


Figure I.35 : Remontée d'un diapir de sel selon la théorie fluide-fluide. Le sel et la couverture sédimentaire sont considérés comme deux fluides Newtoniens superposés. D'après la théorie fluide-fluide, le sel (en rouge, moins dense) forme spontanément un dôme de sel dans la couverture sédimentaire (en vert, plus dense) par inversion de densité (A). La croissance du diapir continue à la manière d'une lampe à lave, engendrant une forme qui rappelle celle d'un « ballon au bout d'une ficelle » (B). (Modifié de Podladchikov et al., 1993).

### C.2.2. Les hypothèses de l'ère cassante

Les concepts de la tectonique salifère ont fortement évolué au cours des 25 dernières années, suite aux avancées technologiques dans les domaines de l'imagerie et de l'acquisition de données sismiques 3D. D'un point de vue expérimental, le développement des modèles analogiques silicone-sable (modélisant respectivement une couche de sel et sa couverture sédimentaire ; **Figure I.36**) ont permis d'intégrer le comportement cassant des couvertures sédimentaires dans la modélisation des processus de la tectonique salifère. Cette nouvelle conception de la tectonique salifère engendra l'abandon des hypothèses de l'ère des fluides, non adaptées au domaine de la croûte supérieure terrestre, en faveur de « l'ère cassante » (Jackson, 1995).

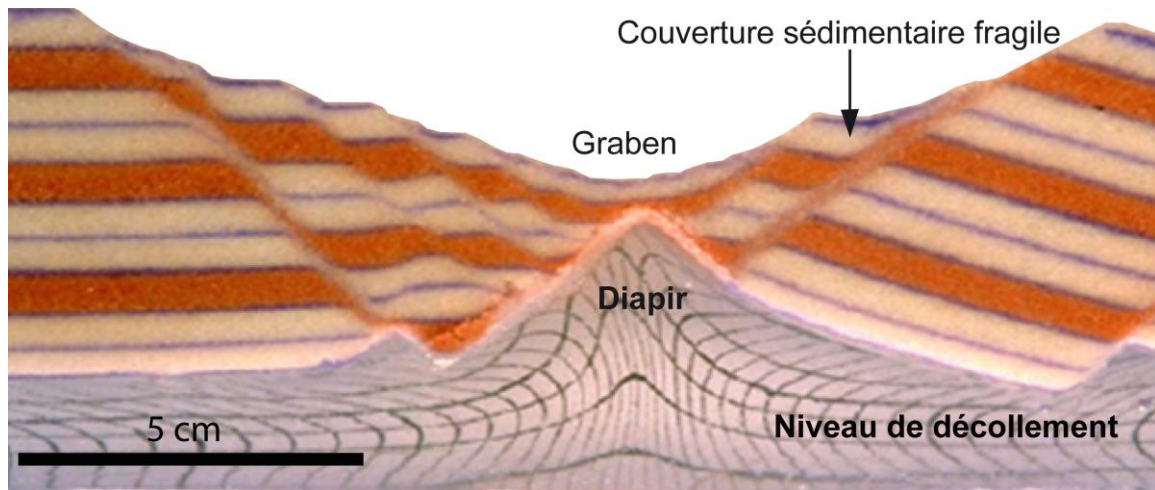


Figure I.36 : Coupe d'un modèle analogique sable-silicone modélisant du diapirisme réactif déclenché par extension de la couverture sédimentaire. Le niveau transparent quadrillé correspond à la silicone et modélise la couche de sel. Les couches de sable sus-jacentes modélisent la couverture sédimentaire fragile. Le diapir de sel est directement associé au graben formé dans la couverture sédimentaire (Modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992).

Cette approche fut envisagée à partir de la fin des années 1980 avec l'essor de la prospection pétrolière dans les provinces salifères du Golfe du Mexique et des marges atlantiques de l'Afrique et de l'Amérique du Sud notamment. La présence de sel dans un bassin favorise en effet la formation de pièges structuraux à hydrocarbures (Hudec et Jackson, 2007). L'étude de la tectonique salifère s'est alors orientée vers un système plus complet, dans lequel la couche salifère est dorénavant considérée comme étant une couche visqueuse, comprise entre deux couches compétentes et fragiles : le substratum et la couverture sédimentaire.

De nombreuses contributions expérimentales furent développées, considérant le sel comme un pseudo-fluide pressurisé (Weijermars *et al.*, 1993), dont les déformations sont liées au comportement fragile de la couverture sédimentaire (*e.g.* Vendeville *et al.*, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Vendeville, 1988 ; Vendeville et Jackson, 1992 ; Jackson et Vendeville, 1994). L'inversion de densité entre le sel et la couverture sédimentaire est alors considérée comme étant un moteur de la tectonique salifère moins important que les forces qui lient le sel à sa couverture sédimentaire fragile. Les modèles expérimentaux silicone-sable ont en effet montré que l'inversion de densité sel/couverture ne peut à elle seule générer de la tectonique salifère. À partir de modèles expérimentaux, Vendeville et Jackson (1992) démontrent que la formation de grabens amincit localement la couverture sédimentaire cassante et provoque la remontée de diapirs de sel, directement localisés sous les dépressions créées par les grabens (Figure I.36). Ces auteurs mettent ainsi en évidence que les diapirs de sel sont liés aux variations d'épaisseur de la couverture sédimentaire. Celles-ci engendrent

une charge sédimentaire différentielle au sein de la couche de sel ("*sedimentary differential loading*"). La surcharge différentielle en tant que déclencheur de la tectonique salifère ne nécessite donc pas d'inversion de densité : même une couverture sédimentaire fine et partiellement compactée (donc moins dense que le sel) applique une surcharge différentielle à la couche de sel si l'épaisseur des sédiments varie latéralement (Jackson et Vendeville, 1994).

La surcharge sédimentaire différentielle agit en fait en tant que moteur de la tectonique salifère en générant des gradients de pression dans la couche de sel (**Figure I.37**). La pression exercée à un point précis de la couche de sel dépend de l'épaisseur et de la densité de la couverture sédimentaire à la verticale de ce point. Une variation latérale de l'épaisseur de la couverture sédimentaire engendre donc des différences de pression au sein de la couche de sel. Le sel se comportant à l'échelle des temps géologiques comme un fluide pressurisé, le fluage du sel est par conséquent mécaniquement contrôlé par ces gradients de pression. Le sel flue alors naturellement depuis les zones de haute pression, sous une colonne sédimentaire épaisse, vers les zones de plus basse pression, sous une colonne sédimentaire plus mince (Vendeville et Jackson, 1992).

En reprenant l'exemple du diapirisme, on illustre le rôle de la surcharge sédimentaire différentielle en tant que moteur de la tectonique salifère à l'origine de gradients de pression dans la couche de sel. Ainsi, sur la Figure I.37, où  $\rho_c$  est la densité de la couverture sédimentaire,  $\rho_s$  la densité de la couche de sel et  $P$  la pression exercée aux points A et B dans la couche de sel :

- si  $\rho_c > \rho_s$  alors  $P_A > P_B$ , et le sel flue naturellement du point A vers le point B, générant du diapirisme à la verticale du point B.

- À l'inverse si  $\rho_c < \rho_s$  alors  $P_A < P_B$ , et le sel flue du point B vers le point A.

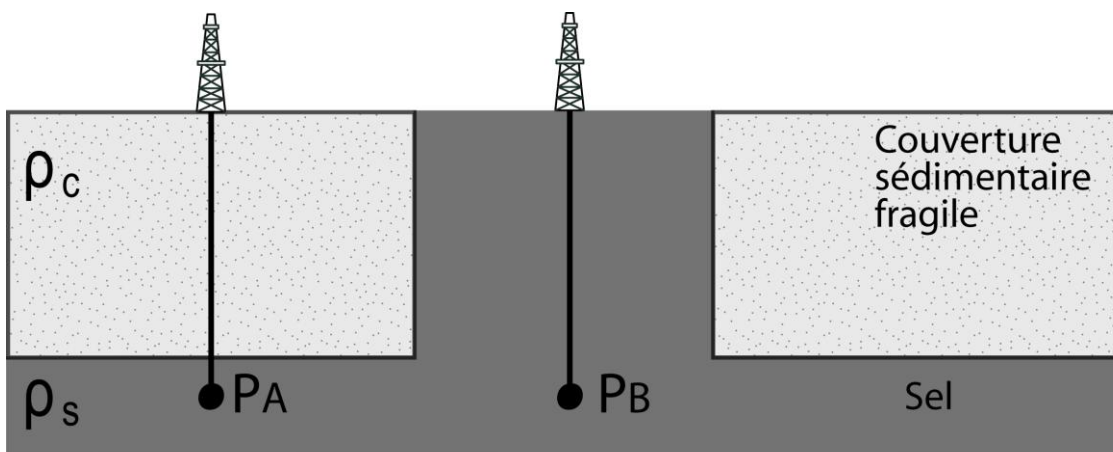


Figure I.37 (page précédente) : Schéma d'un fluide pressurisé, comme le sel, sous une couverture sédimentaire fragile.  $\rho_c$  est la densité de la couverture sédimentaire,  $\rho_s$  la densité de la couche de sel et  $P$  la pression exercée aux points A et B dans la couche de sel.  $P_A$  et  $P_B$  dépendent directement de l'épaisseur et de la densité de la couverture sédimentaire. La différence de charge sédimentaire entre A et B génère un gradient de pression qui engendre le fluage du sel d'un point à l'autre. (Modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992).

La charge sédimentaire différentielle, à l'origine de gradients de pression au sein de la couche de sel, est donc un facteur clef dans le contrôle de la tectonique salifère. Cette charge sédimentaire différentielle peut être générée directement lors de la mise en place des sédiments (gradients d'apports sédimentaires, pente de surface, progradation sédimentaire, etc.). Elle peut aussi être générée plus tardivement, lors de l'érosion d'une partie de la couverture sédimentaire (Jackson et Vendeville, 1994), ou du fait de l'extension qui fracture et amincit localement la couverture sédimentaire (Figure I.36 ; Vendeville et Jackson, 1992). Les gradients de pression établis par les variations latérales d'épaisseur de la couverture sédimentaire sont le moteur du fluage du sel qui génère de la tectonique salifère.

La tectonique salifère engendre de nombreux types de déformations, telles que les structures en extension (*e.g.* failles listriques, roll-over ; **Figure I.38**) et en compression (*e.g.* chevauchements, anticlinaux salifères ; Figure I.38). Le diapirisme ne représente en effet qu'un des processus de la tectonique salifère. Le paragraphe suivant décrit le fonctionnement de différents processus de tectonique salifère observables à l'échelle d'un bassin en extension.

### **C.3 Processus de la tectonique salifère à l'échelle d'un bassin**

La tectonique salifère a des impacts importants sur la l'évolution sédimentaire et structurale des bassins, puisqu'elle implique à la fois des mouvements verticaux et horizontaux. Ces mouvements engendrent des structures particulières observées au sein même de la couche de sel (*e.g.* anticlinaux salifères, diapirs, murs de sel ; Figure I.38), ainsi que dans la couverture sédimentaire sus-jacente (*e.g.* failles supra-salifères). En Méditerranée, le sel messinien (*i.e.* la *Mobile Unit*) est dans de nombreux cas à l'origine des structures tectoniques observées dans la série sédimentaire plio-quadernaire qui recouvre le sel (*e.g.* Gaullier, 1993 ; Gaullier *et al.*, 2000 ; Maillard *et al.*, 2003 ; Loncke *et al.*, 2006, 2010 ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011a).



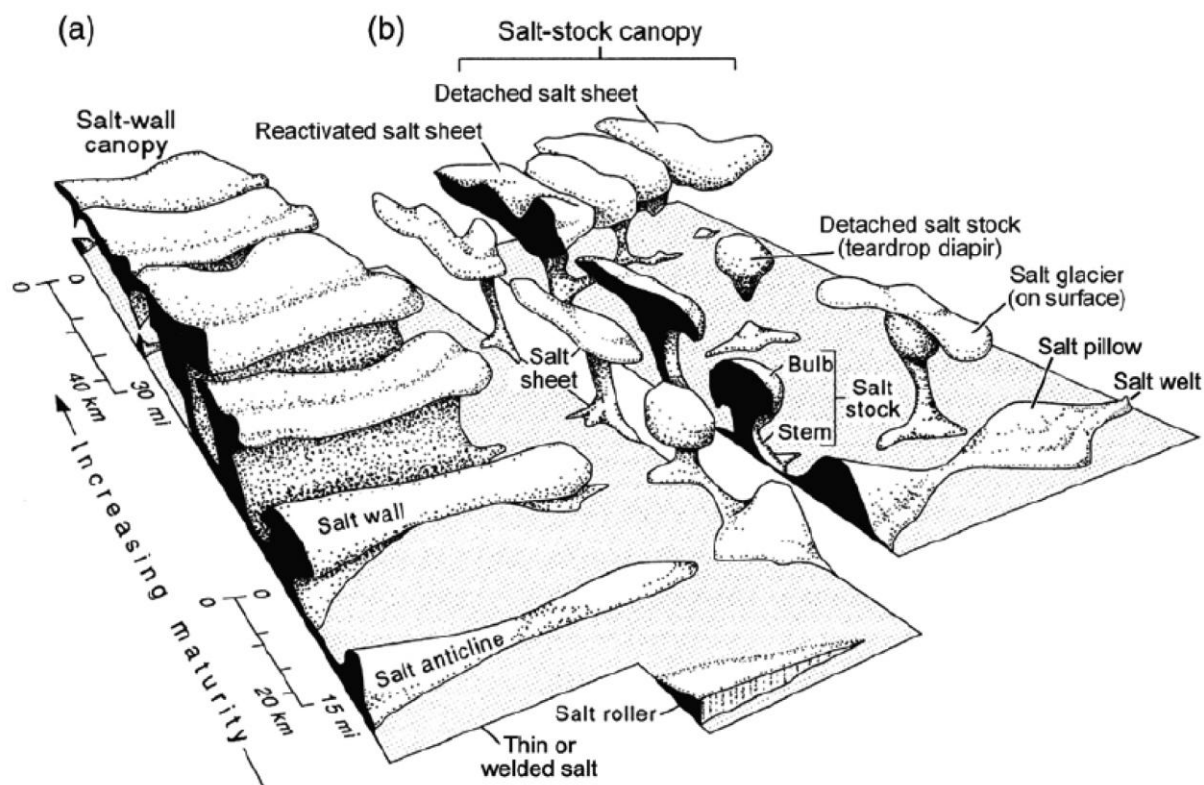


Figure I.38 : Bloc diagramme illustrant les différentes formes des structures salifères et la nomenclature associée. (a) Structures allongées résultant d'une source linéaire. (b) Structures résultant d'une source ponctuelle. (D'après Hudec et Jackson, 2007).

### C.3.1. Croissance des diapirs de sel en contexte extensif

À partir d'observations sismiques et de modèles analogiques, Vendeville et Jackson (1992) démontrent que la surcharge sédimentaire différentielle par extension est un facteur clef dans la formation de diapirs de sel. L'extension d'une couverture sédimentaire forme des grabens qui fracturent et diminuent localement l'épaisseur de la colonne sédimentaire. Le sel pressurisé remonte alors dans l'axe des grabens, là où la couverture sédimentaire est amincie. La croissance des diapirs de sel dans une couverture sédimentaire cassante est décrite selon trois stades d'évolution : réactif, actif et passif (**Figure I.39** ; Vendeville et Jackson, 1992).

Dans les premiers stades de formation des diapirs, la rupture locale de la couverture sédimentaire provoque la croissance de *diapirs réactifs* indépendants de l'épaisseur, de la densité, ou de la lithologie de la couverture sédimentaire (Vendeville et Jackson, 1992 ; Jackson et Vendeville, 1994). Le taux d'extension contrôle entièrement la croissance des diapirs réactifs, qui remontent en réaction à la formation de vides potentiels par la fracturation de la couverture sédimentaire (Figure I.39b). Plus l'extension est importante, plus les diapirs seront grands. L'arrêt de l'extension à ce stade stopperait la croissance des diapirs. Les diapirs réactifs sont donc clairement associés à l'extension de la couverture sédimentaire et à la formation de grabens et de blocs faillés dans les sédiments (Figure I.39b).

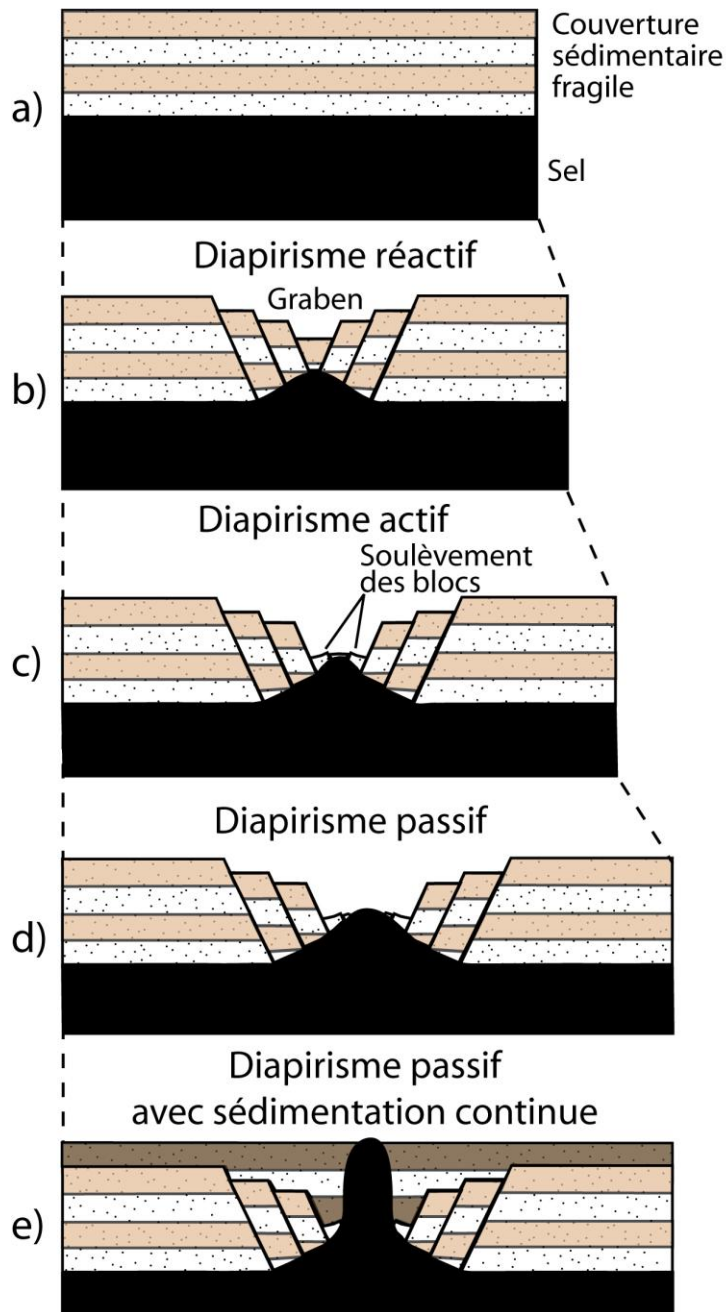


Figure I.39 : Vue schématique des différents stades de croissance des diapirs de sel : diapir réactif (b), actif (c) et passif (d). Le schéma (e) illustre la croissance d'un diapir passif lors d'une sédimentation syn-tectonique salifère (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992).

Les failles générant la croissance de diapirs réactifs ne sont pas toujours observables sur les données sismiques car elles sont potentiellement sous la résolution de l'imagerie sismique, notamment quand la couverture sédimentaire est initialement mince et que la taille des failles est réduite (Vendeville et Jackson, 1992).

Avec l'élargissement et l'approfondissement progressif des grabens au cours de l'extension, la croissance des diapirs atteint le stade *actif* (Figure I.39c). Durant ce stade le diapir n'atteint pas encore la surface de la couverture sédimentaire, mais la pression dans la couche de sel est

devenue suffisante au sommet des diapirs pour soulever la mince couche sédimentaire encore présente au dessus des diapirs (Figure I.39c). Les diapirs actifs émergent alors à la surface des sédiments et leur évolution devient indépendante de l'extension (Vendeville et Jackson, 1992).

À partir du moment où les diapirs ont atteint la surface de la couverture sédimentaire, leur croissance continue en stade *passif*. Durant ce stade, l'extension de la couverture est accommodée par l'élargissement des diapirs de sel (Figure I.39d). Dans le cas d'une sédimentation syn-tectonique (*i.e.* pendant la croissance des diapirs), les diapirs passifs continuent de croître en demeurant à la surface de la couverture sédimentaire, tandis que les sédiments s'accumulent autour des diapirs (Figure I.39e). **On parle alors de croissance par *downbuilding*, caractérisée par un léger épaissement des strates sédimentaires aux abords directs des diapirs de sel** (Vendeville et Jackson, 1992).

On note que dans le cas d'une sédimentation continue, la croissance des diapirs peut démarrer directement au stade passif en outrepassant les stades réactifs et actifs (Vendeville et Jackson, 1992). On note également que la croissance des diapirs passifs et le *downbuilding* sont des processus qui peuvent être très précoces et démarrer dès le début de la mise en place de la couverture sédimentaire sur la couche de sel (Peel, sous presse).

### C.3.2. *Le glissement gravitaire (gravity gliding)*

Le processus de glissement gravitaire (*gravity gliding*) correspond au glissement d'un niveau de décollement et de sa couverture sédimentaire. Ce processus implique la présence d'une pente basale sur laquelle glissent le niveau de décollement et sa couverture (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987). Ce processus est observé sur plusieurs marges salifères, notamment les marges sud-atlantiques (*e.g.* Marge Angolaise ; Mauduit *et al.*, 1997 ; Golfe de Guinée, Gaullier *et al.*, 1993). Sur une marge passive, le basculement du socle à l'origine de la pente basale peut être lié à la subsidence tectonique et/ou thermique de la marge, ou bien à un soulèvement de la marge, par exemple en raison d'anomalies thermiques. Pour les marges jeunes, le basculement du socle et la création d'une pente se produisent dès le début du rifting et se poursuivent jusqu'à l'accrétion de croûte océanique dans la partie profonde du bassin (Vendeville, 1987).

Des données naturelles et des modèles analogiques montrent qu'en présence d'une couche de sel, une pente basale très faible, de l'ordre de 1° ou 2°, suffit à initier du glissement gravitaire (**Figure I.40** ; Vendeville, 1987).

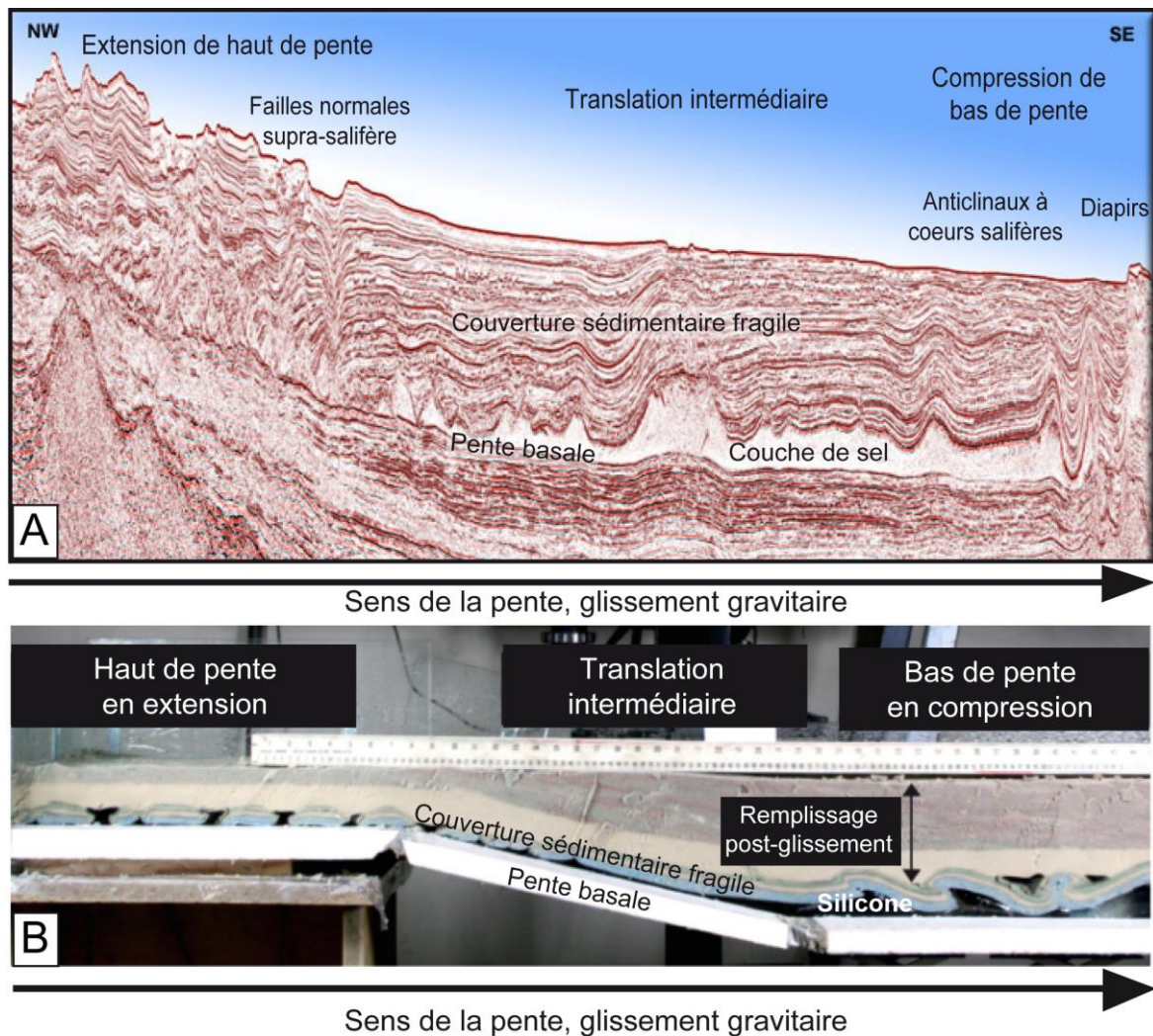


Figure I.40 : Illustration du processus de glissement gravitaire d'une couverture sédimentaire et d'un niveau de décollement. (A) Profil sismique de la marge française du Golfe du Lion illustrant les trois zones d'accommodation du glissement gravitaire : la zone d'extension de haut de pente, de translation intermédiaire et de compression de bas de pente (Source : Virtual Seismic Atlas, TGS-NOPEC, <http://www.seismicatlas.org/>). (B) Vue en coupe du stade final d'une expérience de modélisation analogique de glissement gravitaire illustrant le glissement gravitaire de la silicone (qui modélise le sel) et de la couverture sédimentaire. Le glissement gravitaire est enregistré par la province extensive de haut de pente, la province intermédiaire en translation et la province compressive de bas de pente. (D'après Evrard, 2007).

Le glissement du niveau de décollement et de la couverture sédimentaire le long de la pente basale engendre l'extension de la couverture sédimentaire en haut de la pente (Figure I.40). On parle dans ce cas d'extension superficielle, limitée à la couverture sédimentaire, ou « *thin-skinned extension* » (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Vendeville et Jackson, 1992). Le glissement gravitaire est entretenu à la fois par l'accroissement de la pente basale au cours du temps, lors de la subsidence thermique de la marge, et par le taux de sédimentation (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987).

Le long de la pente basale, le glissement gravitaire est accommodé selon trois zones distinctes où les déformations sont différentes (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1989 ; Cobbold *et al.*, 1995) : (i) une zone d'extension de haut de pente, (ii) une zone de translation intermédiaire et (iii) une zone de compression de bas de pente (Figure I.40).

Dans la zone de haut de pente, l'extension est accommodée par des failles normales supra-salifères, formées dans la couverture sédimentaire et enracinées en profondeur sur le niveau de décollement (Figures I.40 ; Vendeville, 1987).

Dans la zone de translation intermédiaire, les blocs de couverture sédimentaire glissent vers le bas de la pente et sont peu déformés (Figure I.40). Dans cette zone, le sel est caractérisé par une couche globalement tabulaire sur laquelle est translaturée la couverture sédimentaire qui glisse de façon rigide (Figure I.40 ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Gaullier, 1993).

Dans la zone de compression de bas de pente, le glissement de la couverture sédimentaire est accommodé par du raccourcissement et génère la formation d'anticlinaux à cœurs salifères, de diapirs de sel et/ou de plans de chevauchements (Figure I.40 ; Vendeville, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1995 ; Rowan et al., 2004). On note que dans le cas d'un système mature (dont le niveau de décollement et la couverture sédimentaire glissent depuis longtemps) la zone de compression distale est de plus en plus large et se propage vers l'amont, au point que les structures compressives peuvent rejoindre les structures extensives (Brun et Fort, 2004).

Le taux et la répartition de la sédimentation influencent fortement la géométrie des failles et des blocs faillés (**Figure I.41**). Ainsi un faible taux de sédimentation uniforme génère des blocs espacés peu déformés (ou "radeaux"), séparés par des grabens associés à des diapirs de sel (Figure I.41A). Les grabens peuvent atteindre le stade passif quand ils percent entièrement la colonne sédimentaire (Figure I.41A ; Vendeville et Cobbold, 1987). Par contre, un taux de sédimentation rapide et non uniforme (remplissage uniquement des dépressions de surfaces créées par les failles normales) favorise la formation de blocs basculés bordés par des failles listriques à courbures très prononcées (Figure I.41B ; Vendeville et Cobbold, 1987).

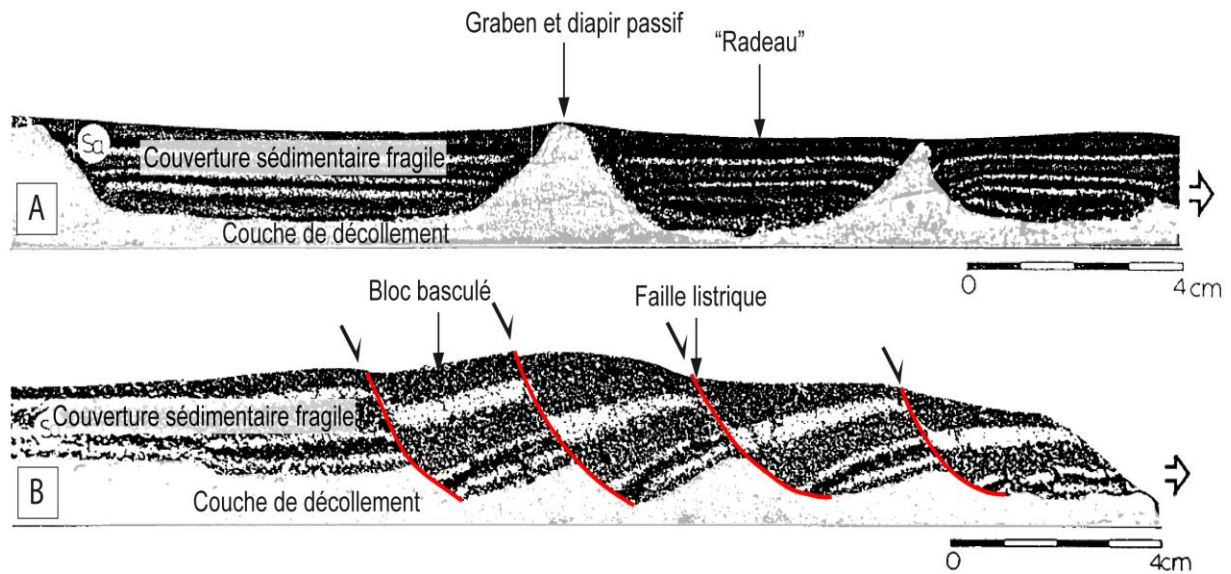


Figure I.41 : Coupes de modèles analogiques illustrant l'extension de la couverture sédimentaire lors du processus de glissement gravitaire pour différents taux de sédimentation. Une sédimentation lente et uniforme favorise la formation de radeaux séparés par des diapirs de sel (A), tandis qu'une sédimentation rapide et non uniforme favorise la formation de failles listriques et de blocs basculés (B). (Modifié de Vendeville et Cobbold, 1987).

### C.3.3. *Étalement gravitaire (gravity spreading)*

Le processus d'étalement gravitaire (*gravity spreading*) correspond au fluage du sel et à l'étalement d'une couverture sédimentaire sur la couche de sel. Ce processus ne requiert pas la présence de pente basale, mais seulement d'une pente de surface au toit de la couverture sédimentaire (**Figure I.42A**). Si la couverture sédimentaire est localisée sur une couche de sel, sa géométrie en biseau engendre de la surcharge différentielle dans la couche de sel sous-jacente. Cette charge différentielle entraîne le fluage du sel et l'étalement spontané de la couverture sédimentaire sur le sel (Vendeville, 2005 ; Gaullier et Vendeville, 2005).

#### C.3.3.1 Cas d'une sédimentation progradante linéaire

Vendeville (2005) analyse le processus d'étalement gravitaire dans le cas d'une sédimentation progradante linéaire, c'est-à-dire dont le front de sédimentation est parallèle à la côte dans la nature. L'auteur modélise en laboratoire la mise en place, sur une couche de sel, de biseaux sédimentaires successifs dont l'épaisseur diminue vers le large (Figure I.42A).

La figure I.42 illustre les deux types de déformation que peut déclencher le dépôt d'un biseau sédimentaire : une subsidence différentielle (Figure I.42B) ou un étalement gravitaire (Figure I.42 C).

Subsidence différentielle (Figure I.42B) : La couverture sédimentaire proximale, plus épaisse et plus dense, subsiste dans la couche de sel (Figure I.42B). Cette subsidence entraîne le fluage du sel vers la partie distale du biseau. Dans la partie distale, la couche de sel peut subir une légère inflation, qui dépend de l'épaisseur et de la longueur de la couche de sel

(Figure I.42B). La surcharge sédimentaire différentielle engendre ainsi de larges mouvements horizontaux dans la couche de sel, tandis que les mouvements de la couverture sédimentaire sont majoritairement verticaux (Figure I.42B).

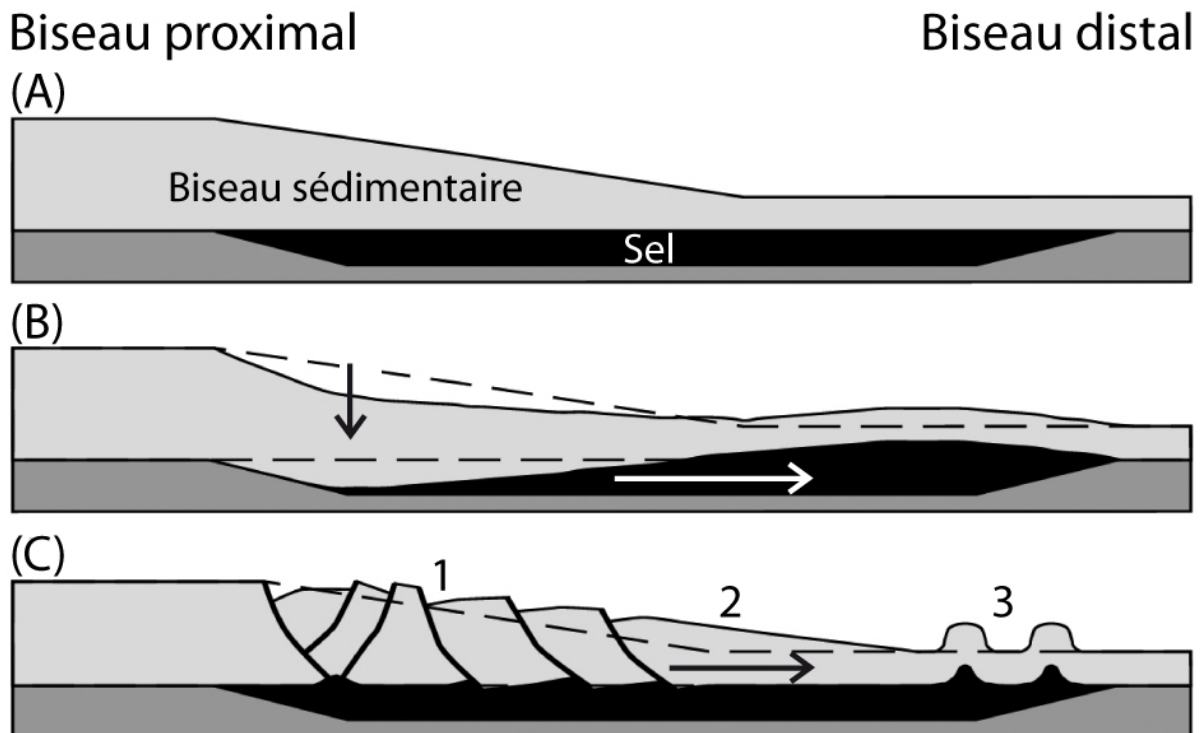


Figure I.42 : Coupes schématiques illustrant les différents stades de l'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire (gris) sur une couche de sel (noir). (A) Stade initial, la mise en place du biseau sédimentaire est supposée être instantanée ; (B) Subsidence différentielle du biseau proximal dans le sel et fluage du sel vers la partie distale du biseau ; (C) Étalement gravitaire du biseau sur le sel, accommodé par l'extension proximale (1) la translation intermédiaire de la couverture sédimentaire (2) et la compression distale (3) ; (Les flèches noire et blanche indiquent la direction et le sens des mouvements dans la couverture sédimentaire et dans la couche de sel. Les lignes pointillées représentent la géométrie initiale du biseau sédimentaire (D'après Vendeville, 2005).

Étalement gravitaire (Figure I.42C) : La pente de surface du biseau sédimentaire génère des instabilités gravitaires qui engendrent l'étalement spontané de la couverture sédimentaire sur la couche de sel (Figure I.42C). Cet étalement gravitaire ne nécessite pas le basculement de la couche de sel, ni la présence d'une pente basale. La pente de surface initiale, même de faible ampleur ( $1^\circ$  ou moins) suffit à elle seule à provoquer l'étalement gravitaire. Avec le temps, ce processus diminue l'angle de la pente de surface par la fracturation de la partie la plus épaisse du biseau sédimentaire (zone proximale) et l'épaississement vertical par raccourcissement de la couverture sédimentaire (zone distale) (Figure I.42C). L'étalement gravitaire comprend ainsi trois domaines distincts de déformation : une zone extensive dans la partie proximale du système où la couverture sédimentaire est affinée par fracturation (Figure I.42C, 1), une zone de translation sans déformation significative dans la partie

centrale (Figure I.42C, 2), et une zone de compression dans la partie distale où la couverture sédimentaire est épaissie par des plissements et/ou des chevauchements (Figure I.42C, 3).

On note que l'étalement gravitaire dans le cas d'une sédimentation linéaire est unidirectionnel et les structures formées sont rectilignes et parallèles à la marge (Vendeville, 2005). L'étalement gravitaire est possible dans le cas où la partie proximale du système ne présente pas de butoir, de relief, qui bloquerait l'étalement de la couverture sédimentaire vers le large (Vendeville, 2005).

### C.3.3.2 Cas d'une sédimentation progradante semi-circulaire

À partir d'une série de modèles analogiques, Gaullier et Vendeville (2005) étudient le processus d'étalement gravitaire sur une couche de sel, dans le cas où la couverture sédimentaire présente une géométrie en lobes semi-circulaires (**Figure I.43**).

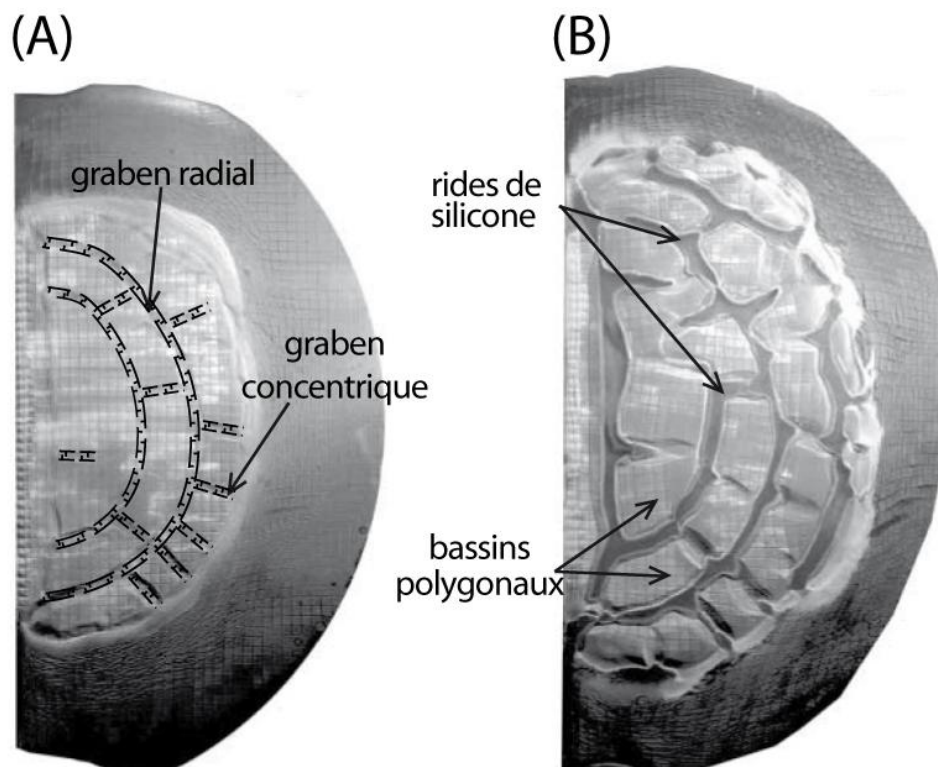


Figure I.43 : Vues de dessus de deux stades d'évolution d'un modèle analogique de l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire semi-circulaire sur une couche de sel. (A) Accommodation des premiers stades de l'étalement multidirectionnel par des grabens radiaux et concentriques ; (B) Emergence de rides de silicone dans l'axe des grabens avec l'évolution de l'étalement. Les rides de sel délimitent des mini-bassins polygonaux (D'après Gaullier et Vendeville, 2005).

Dans la nature, ce type de sédimentation progradante peut être mis en place aux débouchés des canyons ou des chenaux qui drainent des courants de turbidité, dont les géométries de dépôts correspondent à des lobes semi-circulaires de dimensions variées. Des lobes semi-circulaires de grandes tailles peuvent également être mis en place aux débouchés des grands fleuves et rivières, comme le Rhône, le Nil ou le Mississippi, formant des éventails profonds



sous-marins. L'épaisseur de ces édifices sédimentaires diminue progressivement vers le large, formant une pente de surface au sommet de la couverture sédimentaire (Gaullier et Vendeville, 2005).

La forme en biseau des lobes sédimentaires génère de l'étalement gravitaire par surcharge différentielle, comme pour l'étalement gravitaire d'une couverture sédimentaire linéaire. Cependant, l'étalement gravitaire des lobes sédimentaires semi-circulaires est multidirectionnel, accommodé par des grabens radiaux et concentriques (Figure I.43A). Dans les modèles expérimentaux de Gaullier et Vendeville (2005), l'étalement progressif du lobe sédimentaire provoque la croissance de diapirs et de rides de silicone, qui finissent par émerger dans les grabens formés par l'extension (Figure I.43B). À partir de ce stade, l'extension de la couverture sédimentaire est accommodée par la croissance et l'élargissement des rides de silicone, plutôt que par la formation de nouvelles failles normales. Les rides de silicone délimitent des mini-bassins polygonaux qui subsident progressivement dans la couche de sel sous-jacente (Figure I.43B). La géométrie des mini-bassins polygonaux et des rides de silicones annulaires obtenus par la modélisation analogique est très similaire aux structures observées au débouché du Nil ou du Rhône en Méditerranée (Gaullier *et al.*, 2000 ; Loncke, 2002 ; Gaullier, 2010) ou du Mississippi dans le Golfe du Mexique (Figure I.44 ; Diegel *et al.*, 1995).

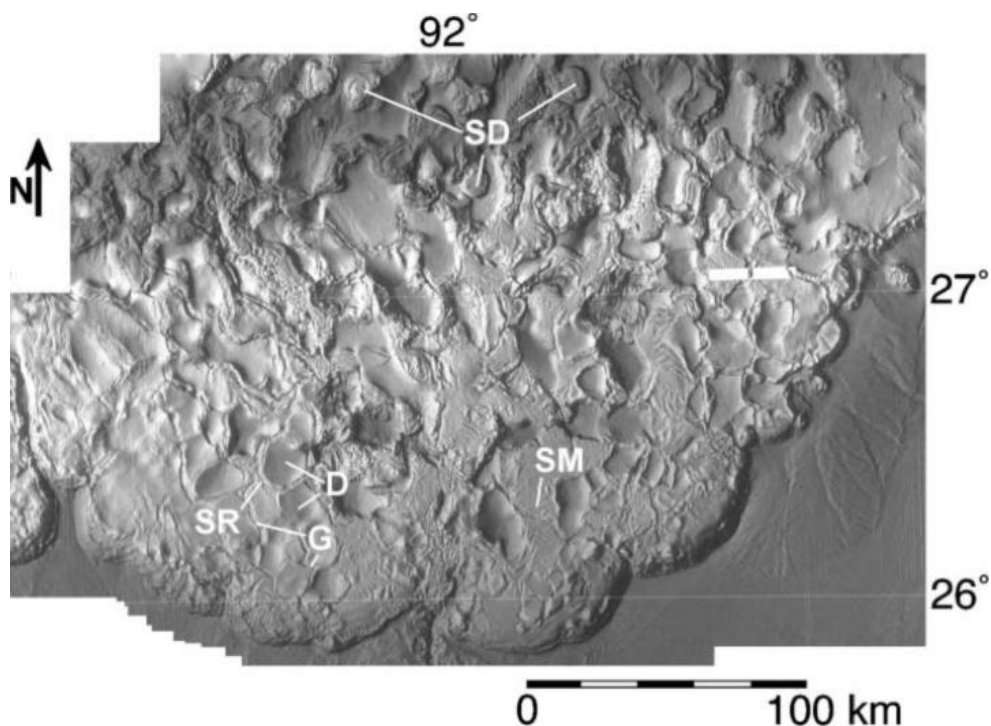


Figure I.44 : Vue en 3D (éclairage par le Nord-Ouest) de la bathymétrie d'une partie du Golfe du Mexique (Etats-Unis) illustrant des mini-bassin polygonaux (D), limités par des grabens (G), des rides salifères (SR), des murs de sel (SM) et des diapirs (D). (Modifié d'après Diegel *et al.* (1995) par Gaullier et Vendeville (2005)).

À partir de leurs observations, Vendeville (2005) et Gaullier et Vendeville (2005) mettent en évidence que le processus d'étalement gravitaire génère de larges mouvements horizontaux dans la couverture sédimentaire. Ces mouvements contrôlent la croissance verticale des diapirs de sel dans les grabens formés par l'extension. L'étalement gravitaire ne nécessitant pas la présence d'une pente basale, ce processus est à l'origine d'une tectonique salifère vigoureuse, active même après la fin du basculement du socle par subsidence thermique des marges.

#### C.3.4. *Interactions entre tectonique crustale extensive et déformation de la couverture sédimentaire en présence d'une couche de décollement*

Dans la nature, il existe des bassins où la tectonique salifère et la tectonique crustale (*i.e.* les mouvements du socle sous le sel) sont actives simultanément, comme au large de la Norvège, dans le Golfe de Suez et les provinces atlantiques du Canada par exemple (Withjack et Callaway, 2000). La capacité du sel à agir comme une couche de décollement pose donc la question de l'influence de la tectonique crustale et de la morphologie du socle sur les structures de la tectonique salifère et de la couverture sédimentaire. Il s'agit alors de savoir si les déformations du socle sont transmises à la couverture sédimentaire, ou si le socle et la couverture évoluent indépendamment, découplés par la couche de sel. Des modèles analogiques simulant la déformation d'une couche de sel et de sa couverture durant l'extension d'un socle démontrent que de nombreux paramètres régissent le couplage, ou le découplage, du socle et de la couverture sédimentaire (Vendeville, 1988 ; Vendeville *et al.*, 1995 ; Withjack et Callaway, 2000).

À partir de modèles analogiques simulant l'extension d'une faille de socle sous une couverture ductile-fragile (couche de sel surmontée d'une couverture sédimentaire), Vendeville (1988) démontre que les déformations d'un socle ne sont pas directement transmises à la couverture sédimentaire. En particulier, Vendeville (1988) souligne que les fractures observées dans la couverture sédimentaire sont décalées par rapport à l'emplacement des failles de socle. Ces résultats illustrent que la présence d'une couche de décollement (*i.e.* la couche de sel) implique un certain découplage entre le socle et la couverture. Néanmoins, les déformations liées à la tectonique crustale demeurent partiellement transmises à la couverture sédimentaire sus-jacente.

À partir d'une série de modèles analogiques, Withjack et Callaway (2000) démontrent que le découplage socle/couverture est d'autant plus favorisé lorsque la couche de sel est épaisse

et a une faible viscosité, ou lorsque la couverture sédimentaire est mince et les mouvements du socle sont de faible amplitude et lents.

En renouvelant les expériences d'extension d'une faille de socle sous une couverture ductile-fragile, Vendeville *et al.* (1995) montrent que le couplage socle/couverture peut varier au cours du temps, notamment en fonction de l'épaisseur de la couche de décollement (**Figure I.45**).

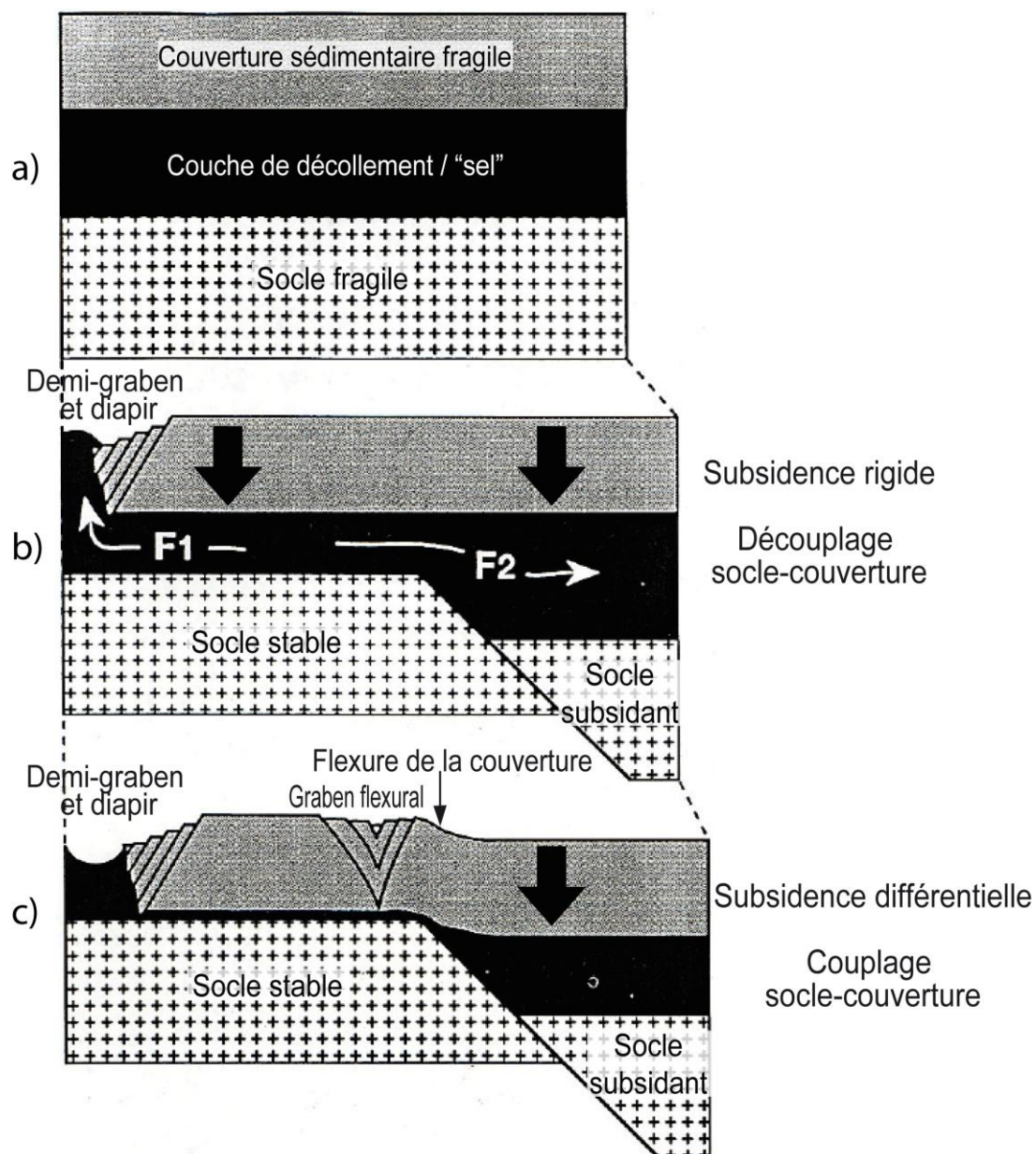


Figure I.45 : Coupes schématiques de l'évolution d'un modèle analogique simulant l'extension d'un socle sous une couverture comprenant une couche de décollement/sel surmontée d'une couverture sédimentaire fragile. a) stade initial. b) Extension du socle. L'épaisseur de la couche de décollement découple le socle de la couverture fragile. La couverture subside de façon rigide. c) Stade mature de l'extension. Une partie de la couverture sédimentaire repose sur le socle, la déformation du socle est transmise à la couverture sédimentaire, le socle et la couverture ne sont plus découplés. Les flèches noires indiquent la subsidence de la couverture sédimentaire, les flèches blanches le fluage du sel. Voir texte pour détails (Modifié de Vendeville *et al.*, 1995).

Dans les premiers stades d'extension, la couche de décollement est épaisse et découple le socle et la couverture sédimentaire (Figure I.45b). La subsidence d'une partie du socle est accommodée par la couche de sel, dans laquelle est généré un gradient de pression qui engendre le fluage du sel (Figure I.45b, F1 et F2). Ce fluage est illustré par l'épaississement du sel au dessus du bloc subsidant, tandis que la couche de sel s'amincit au dessus du bloc stable (Figure I.45b, F2).

Le fluage du sel compense la subsidence du socle et permet à la couverture sédimentaire de subsider de façon rigide en restant horizontale (Figure I.45b). Dans la couverture sédimentaire, l'extension du socle est accommodée par la formation d'un demi-graben contre la paroi du modèle. Dans l'axe de ce demi-graben, un diapir de sel se forme et participe à l'amincissement de la couche de sel au dessus du bloc stable (Figure I.45b, F1). La délocalisation du demi-graben par rapport à l'emplacement de la faille de socle confirme le découplage entre le socle et la couverture sédimentaire, qui se déforment indépendamment l'un de l'autre (Vendeville, 1988 ; Vendeville *et al.*, 1995). Avec la maturation du modèle et l'extension plus prononcée du socle, la majorité de la couche de sel a flué vers la partie subsidante (Figure I.45c). La couverture sédimentaire a subsidé de manière rigide, comme le montre l'élargissement du demi-graben, jusqu'à ce que la couche de sel au dessus du socle stable soit trop mince pour fluier. À ce moment là, la base de la couverture sédimentaire de la partie gauche du modèle entre en contact avec le socle (Figure I.45c). Dans la partie droite du modèle, la couverture sédimentaire continue de subsider au dessus de la portion du socle subsidant (Figure I.45c). L'extension du socle n'est donc plus accommodée par la couche de sel et le socle et la couverture ne sont plus découplés. La déformation du socle est transmise à la couverture sédimentaire, qui se flexure au dessus de la faille de socle, puis se fracture en formant un graben flexural à l'endroit où la courbure est la plus prononcée (Figure I.45c ; Vendeville *et al.*, 1995).

Les résultats des expériences de Vendeville (1988), Vendeville *et al.* (1995) et Withjack et Callaway (2000) illustrent deux points importants :

- **La présence d'un niveau de décollement peut découpler un socle d'une couverture sédimentaire.** Selon l'épaisseur du niveau de décollement, les déformations du socle peuvent ne pas être transmises dans la couverture sédimentaire. La couverture et le socle se déforment indépendamment. Avec l'évolution du système, un socle et une couverture initialement découplés peuvent devenir couplés et se déformer uniformément.

- Le fluage d'une couche de sel peut compenser la déformation d'un socle et permettre à une couverture sédimentaire de subsider uniformément, en restant rigide et horizontale malgré la déformation du socle. Tant que le système socle/couverture demeure découplé, la déformation observée dans la couverture sédimentaire est uniquement liée à l'extension régionale, indépendamment du fonctionnement des failles de socle.

#### C.4 Travaux antérieurs sur la tectonique salifère en Mer Tyrrhénienne

Avant cette étude et les campagnes METYSS, les seuls travaux évoquant l'existence d'une tectonique salifère active dans le Bassin Tyrrhénien Occidentale sont les études de Curzi *et al.* (1980) et de Moussat (1983). Au cours de leurs travaux basés sur l'analyse de données sismiques, ces auteurs ont identifié la présence d'une couche de sel dans le Bassin Tyrrhénien et en ont réalisé la cartographie (**Figure I.46**).

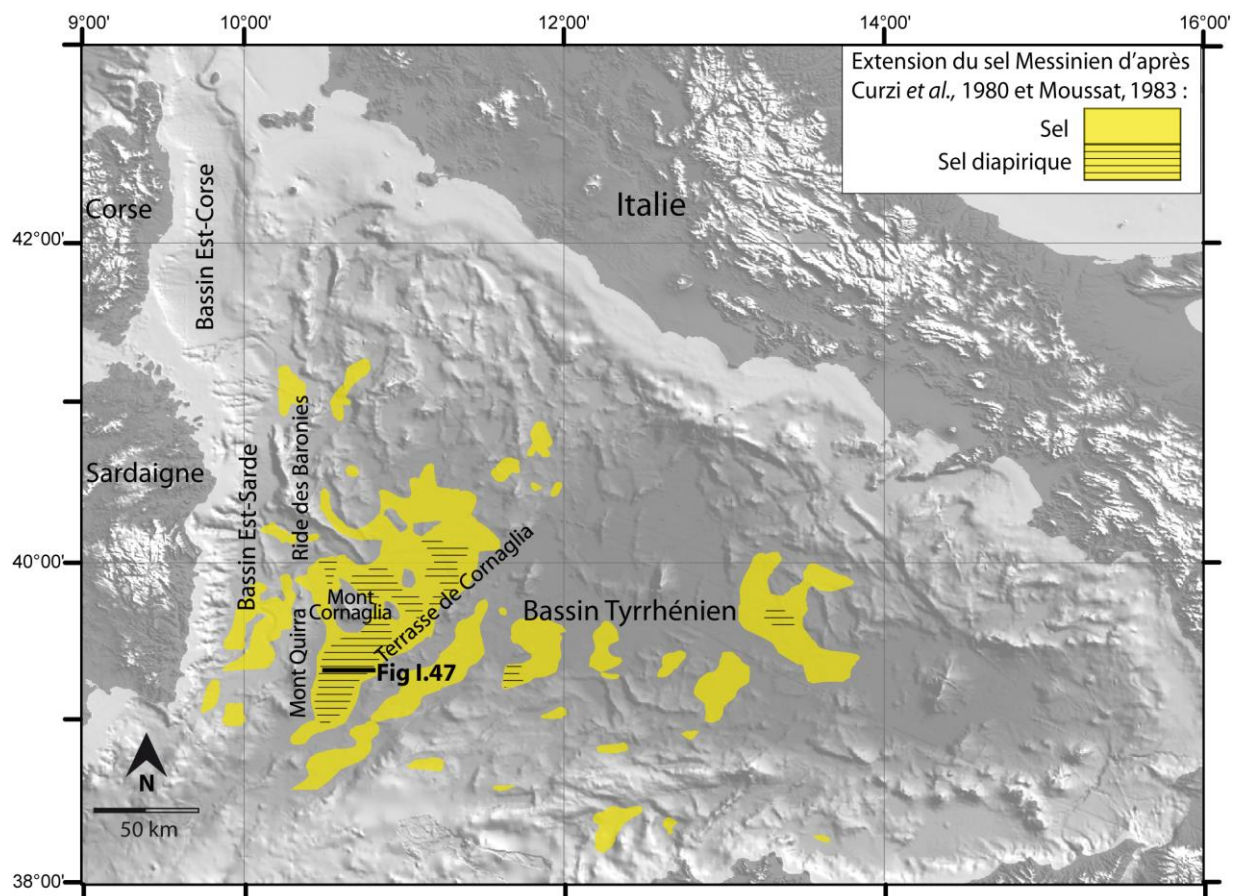


Figure I.46 : Carte de répartition du sel messinien dans le Bassin Tyrrhénien d'après les travaux de Curzi *et al.*, (1980) et de Moussat (1983). Le sel est observé dans le fond du Bassin Est-Sarde, sur la Terrasse de Cornaglia et dans le Bassin Tyrrhénien profond. Localement le sel présente des structures diapiriques, en particulier sur la Terrasse de Cornaglia. Localisation de la Figure I.47. (Modifié d'après Curzi *et al.*, (1980) et Moussat (1983)).

Cette unité salifère correspond à la « séquence inférieure » de Curzi *et al.*, (1980) et aux faciès n°6 et 7 de Moussat (1983). Les deux études attribuent au sel un âge messinien et

attestent de la présence de sel depuis la Marge Est-Sarde jusque dans le Bassin Tyrrhénien profond (Figure I.46). Le sel a été identifié principalement grâce à son faciès sismique transparent et à la présence de diapirs (**Figure I.47**).

Les résultats de ces études montrent la présence d'une mince couche de sel dans le Bassin Est-Sarde, et localement supérieure à 1 km d'épaisseur sur la Terrasse de Cornaglia (Curzi *et al.*, 1980). Sur la Terrasse de Cornaglia, Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) observent et cartographient des diapirs de sel qui témoignent d'une tectonique salifère active (Figures I.46 et I.47). Localement, les diapirs perturbent la couverture sédimentaire sus-jacente, en particulier dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Figure I.47 ; Curzi *et al.*, 1980).

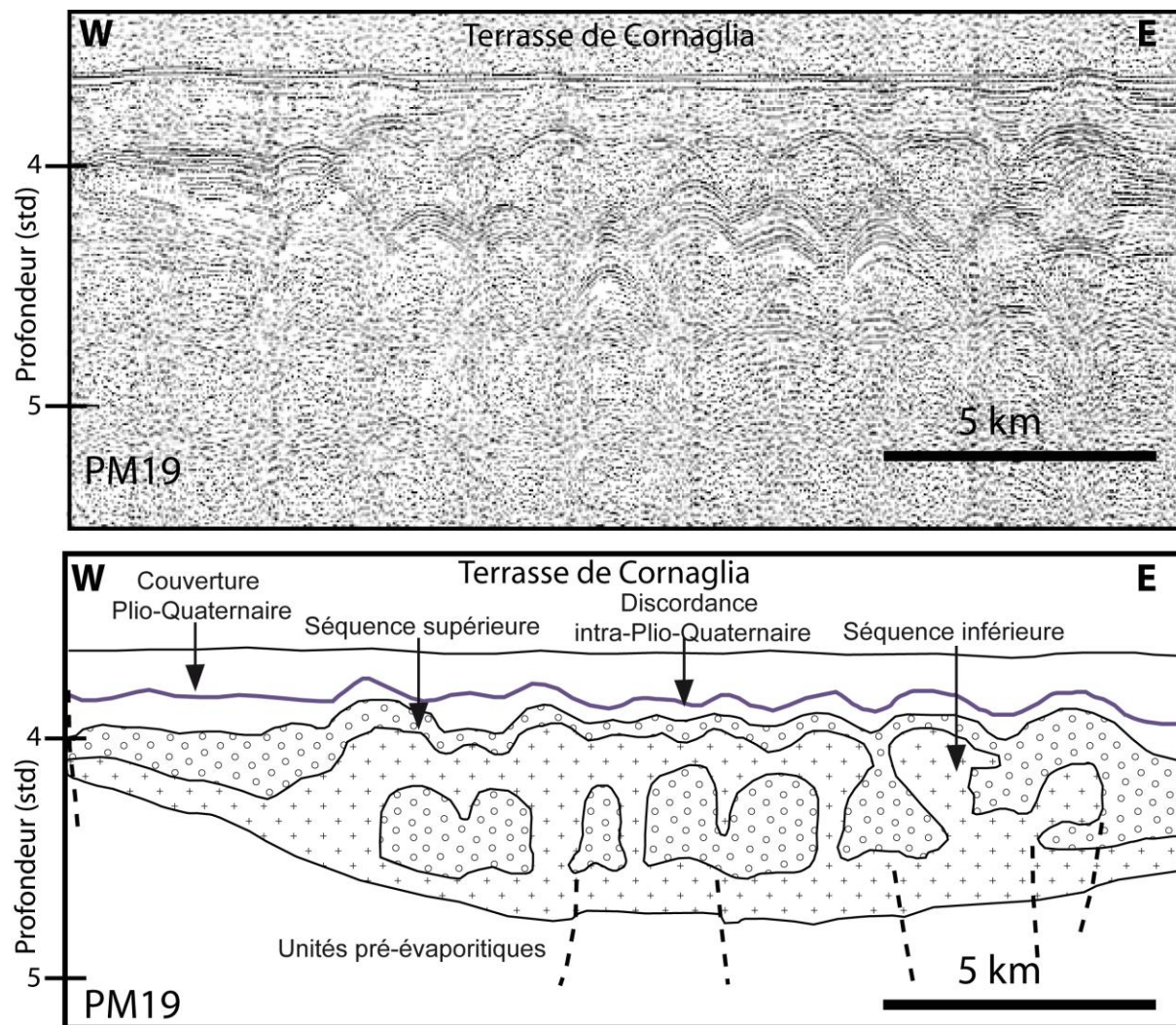


Figure I.47 : Profil PM19 non interprété (A) et line drawing de Curzi *et al.*, 1980 (B) illustrant la présence de diapirs de sel sur la Terrasse de Cornaglia. Les diapirs au sein de la séquence inférieure (sel messinien) perturbent la séquence supérieure et la couverture Plio-Quaternaire, au moins jusqu'à la discordance intra-Plio-Quaternaire. Localisation sur la Figure I.46. (D'après Curzi *et al.*, 1980).

## D. Résumé

Les processus de rifting de la Marge Est-Sarde ont débuté Miocène supérieur, au Langhien ou Serravalien-Tortonien dans la partie la plus occidentale du Bassin Tyrrhénien le long de la côte Est-Sarde (Malinverno *et al.*, 1981 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Mattei *et al.*, 2002 ; Carrara, 2002 ; Doglioni *et al.*, 2004 ; Carminati *et al.*, 2012).

Les processus de rifting ont migré vers l'Est au cours du temps en suivant le retrait de la zone de subduction apennine, engendrant de l'ouverture arrière-arc et la structuration globalement N-S de la marge par des failles crustales normales (Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Thommeret, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002 ; Sartori *et al.*, 2004).

La fin du rifting de la Marge Est-Sarde est marquée par la mise en place de croûte océanique dans le Bassin Tyrrhénien profond au Pliocène inférieur. L'âge et la composition de la croûte océanique dans les bassins de Vavilov et de Marsili sont fournis par les données de forages ODP (Kastens *et al.*, 1988 ; Sartori, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Guillaume *et al.*, 2010). **Par conséquent sur la Marge Est-Sarde, les dépôts Tortonien *p.p.* à Pliocène *p.p.*, comprenant les dépôts de la Crise de Salinité Messinienne (CSM), sont considérés comme correspondant à la sédimentation syn-rift** (Sartori *et al.*, 2001 ; 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004).

Comme l'ensemble de la Méditerranée, le Bassin Tyrrhénien Occidental a subi les conséquences de la CSM. On y observe la présence de sel et d'évaporites déposés dans les bassins des parties supérieure et intermédiaire de la marge. L'âge Messinien supérieur de ces dépôts est attesté par des forages ODP. Sur la plateforme continentale et certains hauts de socle de la Marge Est-Sarde, la présence d'une surface d'érosion probablement messinienne est localement observée (Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983). Les dépôts de la CSM sont considérés comme ayant été décalés par des mouvements crustaux messiniens et post-messiniens (Curzi *et al.*, 1980 ; Sartori *et al.*, 2001). L'analyse récente de ces dépôts attribue, selon certains auteurs, un statut intermédiaire au Bassin Tyrrhénien Occidental pendant la CSM (Roveri *et al.*, 2014a et b).

Le sel massif déposé durant la CSM est à l'origine de processus de tectonique salifère mis en évidence sur la Terrasse de Cornaglia, notamment par la présence de diapirs de sel (Curzi

*et al.*, 1980 ; Moussat, 1983). Néanmoins le diapirisme n'est pas le seul processus de tectonique salifère pouvant être actif sur une marge continentale comportant une couche de sel. En particulier, la formation de pentes infra-sel durant l'évolution géodynamique de la marge est propice à l'initiation du processus de glissement gravitaire du sel et de la couverture sédimentaire. Enfin, la présence d'une couche de sel dans un secteur où les processus de tectonique crustale sont actifs est favorable aux interactions entre les mouvements crustaux du socle et la tectonique salifère superficielle.

On note l'existence d'importantes incertitudes quant à la géodynamique de la Marge Est-Sarde, l'impact de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien et l'étude de la tectonique salifère, en particulier :

- Un manque de connaissance important vis-à-vis de la géodynamique de la marge, notamment en ce qui concerne la chronologie du rifting de la Marge Est-Sarde (début et fin), l'âge des sédiments syn-rift, la période d'activité des failles normales crustales dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia.

- Des incertitudes concernant l'impact de la CSM sur la Marge Est-Sarde, notamment sur la paléomorphologie de la marge au Messinien, sur le statut du Bassin Tyrrhénien Occidental durant la CSM et sur la présence de marqueurs de la CSM jusque dans le Bassin Tyrrhénien Oriental.

- Une méconnaissance quant à la tectonique salifère de la Marge Est-Sarde, générée à la suite du dépôt du sel messinien, notamment concernant les différents types de processus de tectonique salifère, les moteurs à l'origine de ces processus et leurs périodes d'activité.

Un intérêt particulier est porté à ces incertitudes dans la suite de ce mémoire.



## **CHAPITRE II : DONNEES ET METHODES**

L'étude du Bassin Tyrrhénien Occidental réalisée au cours de cette thèse est basée sur une approche géophysique puisqu'elle repose sur l'interprétation de données de sismique réflexion. Dans cette partie du mémoire, le principe de l'acquisition de données sismiques est présenté, principalement à partir de documents de cours de Françoise Sage, du laboratoire GéoAzur (F. Sage, communication personnelle). Ce chapitre présente également les données sismiques utilisées au cours de cette étude et décrit la méthode employée pour les interpréter et élaborer les cartes de la zone d'étude présentées dans ce mémoire.

## A. Les données de sismique réflexion

### A.1 Principe de l'acquisition de données de sismique réflexion

La sismique réflexion est une méthode d'exploration qui permet d'obtenir une image de l'architecture des structures géologiques du sous-sol, à partir de l'analyse de la propagation d'ondes acoustiques (**Figure II.1**). Les ondes acoustiques sont émises artificiellement par un émetteur ou une source qui génère une explosion contrôlée (Figure II.1). Les ondes acoustiques ont un comportement élastique, qui engendre une déformation momentanée et réversible des milieux traversés. En sismique marine, les ondes générées par la source sismique traversent la couche d'eau, puis les couches géologiques du sous-sol où elles sont réfléchies sur différentes interfaces, avant de retourner vers la surface où elles sont enregistrées par des récepteurs (Figure II.1). Les images des structures géologiques obtenues sont interprétables et permettent d'accéder aux propriétés physiques des milieux et des structures géologiques traversées.

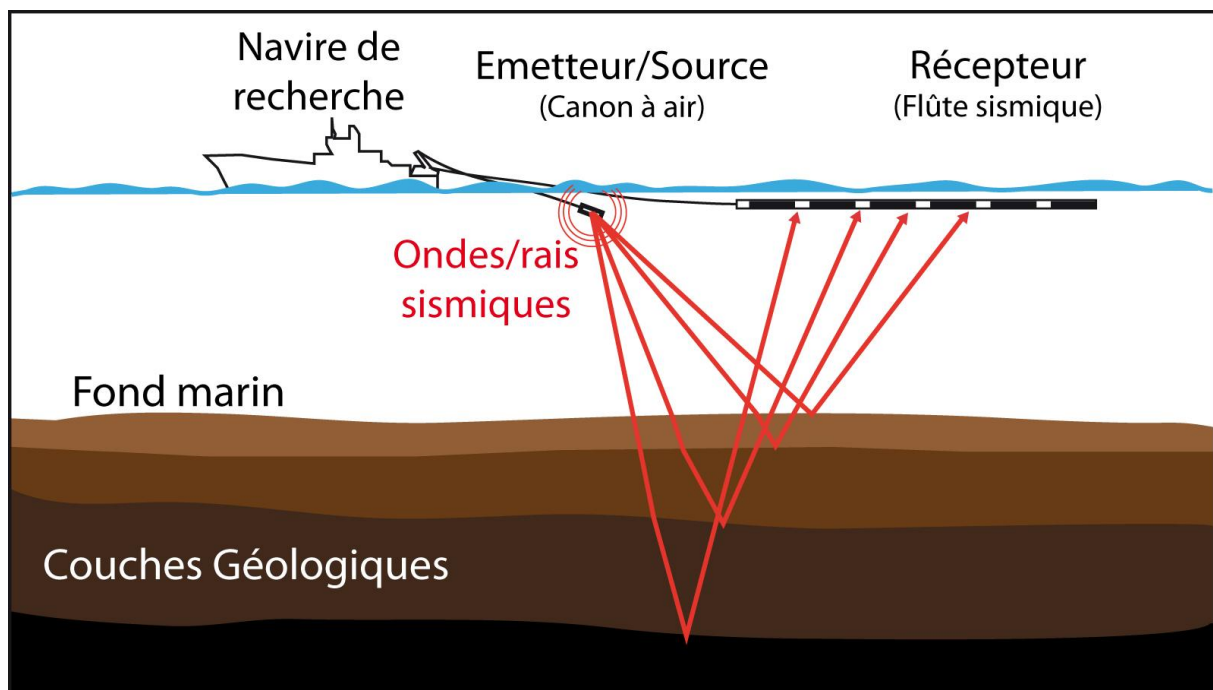


Figure II.1 : Schéma général en coupe du principe de la sismique réflexion.

Les ondes sont générées à partir de différents types de sources, qui émettent des ondes acoustiques dont on choisit les caractéristiques (fréquence, amplitude). Le choix de la source est donc important et favorise soit la résolution, soit la pénétration du signal sismique dans les couches géologiques du sous-sol. La résolution des données permet de définir le niveau de détails du profil et représente concrètement la dimension des plus petits objets pouvant être distingués sur la section sismique. La pénétration quant à elle correspond à la profondeur jusqu'à laquelle on observe des horizons sismiques sur la section sismique. En sismique marine, une des sources couramment utilisée consiste en un canon à air (**Figure II.2**). Le canon à air est immergé à l'arrière du bateau et émet une bulle d'air à haute pression dans l'eau (Figure II.1). Différents modèles de canons à air existent, dont le canon à air "G.I.", constitué d'un double canon dans une structure unique (Figure II.2). L'un des canons est appelé "Générateur", l'autre "Injecteur", ce qui donne le nom de "G.I." au canon (Figure II.2).

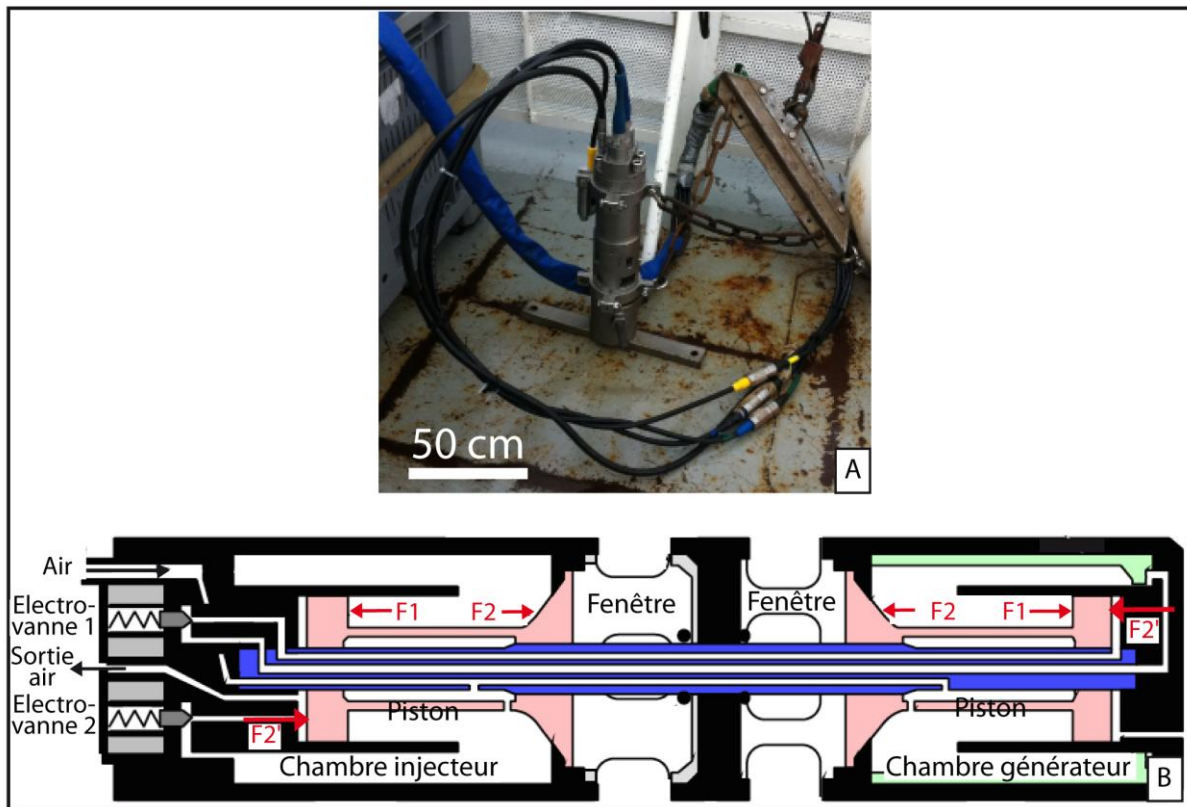


Figure II.2 : Un type de source d'ondes sismiques, le canon à air "G.I.". A : Photo d'un canon à air mini-G.I. B : Schéma du canon à air G.I. en coupe de marque SODERA (Source : Chaîne sismique d'acquisition "S.V.G.", 2005)

À l'étape initiale, l'air présent dans les deux chambres du canon maintient les pistons en position d'attente (force F1, Figure II.2). À ce stade la force F1 est supérieure à la force F2, qui ne s'applique que sur une petite surface du piston (force F2, Figure II.2). Au déclenchement du tir, les électrovannes s'ouvrent, l'air est admis sur l'autre face du piston et le

pousse en appliquant une force  $F2'$  supérieure à  $F1$  (force  $F2'$ , Figure II.2). Cette différence de force est liée au fait que la force  $F2'$  s'applique sur une plus grande surface du piston que la force  $F1$  (Figure II.2). L'air comprimé contenu dans les chambres du canon est violemment expulsé par les fenêtres directement dans l'eau, créant une bulle d'air haute de pression qui émet un front d'ondes acoustiques en éclatant. Le piston reprend ensuite sa position initiale et le canon est prêt pour le tir suivant. La différence entre le générateur et l'injecteur provient d'un court délai dans le déclenchement de l'expulsion de l'air et de la différence de dimension des fenêtres d'échappement de l'air, qui sont plus larges pour le générateur et plus étroites pour l'injecteur (Figure II.2). Ces différences permettent de réduire l'effet dit "d'oscillation de la bulle d'air", qui perturbe la netteté du signal sismique. Le générateur produit une bulle en générant une première explosion, puis l'expulsion de l'air par l'injecteur injecte de l'air dans la première bulle, ce qui empêche celle-ci d'osciller.

Lors de leur émission par la source sismique, les fronts d'ondes acoustiques se propagent dans toutes les directions (Figure II.1 ; **Figure II.3**).

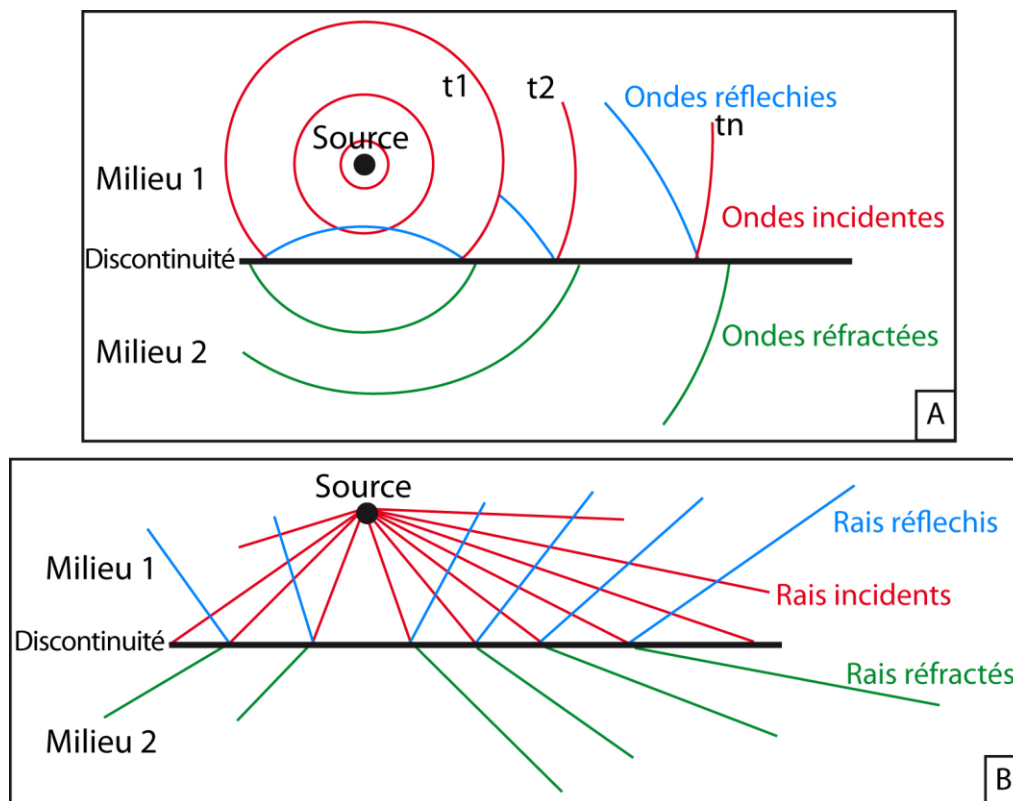


Figure II.3 : Schéma de la propagation des ondes acoustiques après émission par la source. A : Les fronts d'ondes générés par la source se propagent dans toutes les directions. B : Les trajets des fronts d'ondes sont matérialisés par des rais sismiques. La trajectoire de chaque rai est perpendiculaire aux fronts d'ondes. Les ondes se comportent de plusieurs manières à l'interface entre deux milieux de natures différentes : les ondes incidentes sont réfléchies ou réfractées. (D'après F. Sage, communication personnelle).

L'analyse du parcours des fronts d'ondes étant complexe, on introduit la notion de rais sismiques, qui permettent de simplifier la compréhension et l'analyse du trajet des ondes sismiques dans les couches du sous-sol (Figure II.3B). Ces rais sismiques sont des lignes perpendiculaires en tous points aux fronts d'ondes et permettent de matérialiser la direction de propagation des fronts d'ondes dans l'espace, en assimilant le trajet des fronts d'ondes à un problème géométrique (Figure II.3B). On note que les rais sismiques n'ont pas d'existence physique et que ce sont bien les fronts d'ondes qui se propagent dans le sous-sol et sont par la suite enregistrés par les récepteurs (Figure II.1).

En se propageant dans l'espace, notamment dans le sous-sol, les rais sismiques rencontrent des surfaces ou des discontinuités qui séparent des milieux dont les propriétés physiques (densité, porosité...) sont différentes (Figure II.3). Ces différences de propriétés ont un impact sur les parcours des ondes dans l'espace. En particulier, à chaque interface rencontrée par les rais sismiques, une partie des rais est réfléchi sur l'interface et une partie traverse l'interface et est transmise vers de plus grandes profondeurs après avoir été réfractée (Figure II.3B). Dans la nature, les discontinuités d'un sous-sol peuvent correspondre à des limites de couches sédimentaires (Figure II.1), des failles ou des zones de changement de propriétés physiques au sein d'une même couche.

Le principe de sismique *réflexion* consiste à l'analyse du signal des ondes sismiques qui ont été *réfléchies* sur les discontinuités du sous sol et pour lesquelles la distance entre la source et les récepteurs ("offset") est faible (Figure II.1). Par opposition, la sismique *réfraction* utilise les ondes réfléchies et *réfractées* et pour lesquelles l'offset est plus important. Dans le cas de la sismique réflexion, lorsque le signal retour des ondes réfléchies est enregistré par les récepteurs, il est possible de déterminer le temps mis par l'onde pour parcourir le trajet entre la source et les récepteurs. Les milieux traversés par l'onde étant de natures différentes, la vitesse de propagation de l'onde varie d'un milieu à un autre. Le temps de trajet de l'onde acoustique entre la source et les réflecteurs dépend donc de la nature des milieux, de la vitesse de propagation de l'onde et de l'épaisseur du milieu traversé. À partir de l'estimation de la vitesse de propagation des ondes dans les différents milieux, les enregistrements sismiques permettent alors d'obtenir des informations sur les propriétés physiques des milieux traversés par l'onde, telles que la géométrie des structures, la porosité et la densité du milieu.

Après leur propagation dans le sous-sol, les ondes acoustiques sont réfléchies et retraversent la colonne d'eau jusqu'à la surface où elles sont enregistrées par des récepteurs

(Figure II.1). Il existe plusieurs systèmes de réception et d'enregistrement du signal des ondes sismiques. En sismique marine, ces récepteurs correspondent à des hydrophones (**Figure II.4**). Ils sont constitués de céramique et de morceaux de quartz polarisés par un fort courant électrique qui traverse les hydrophones.

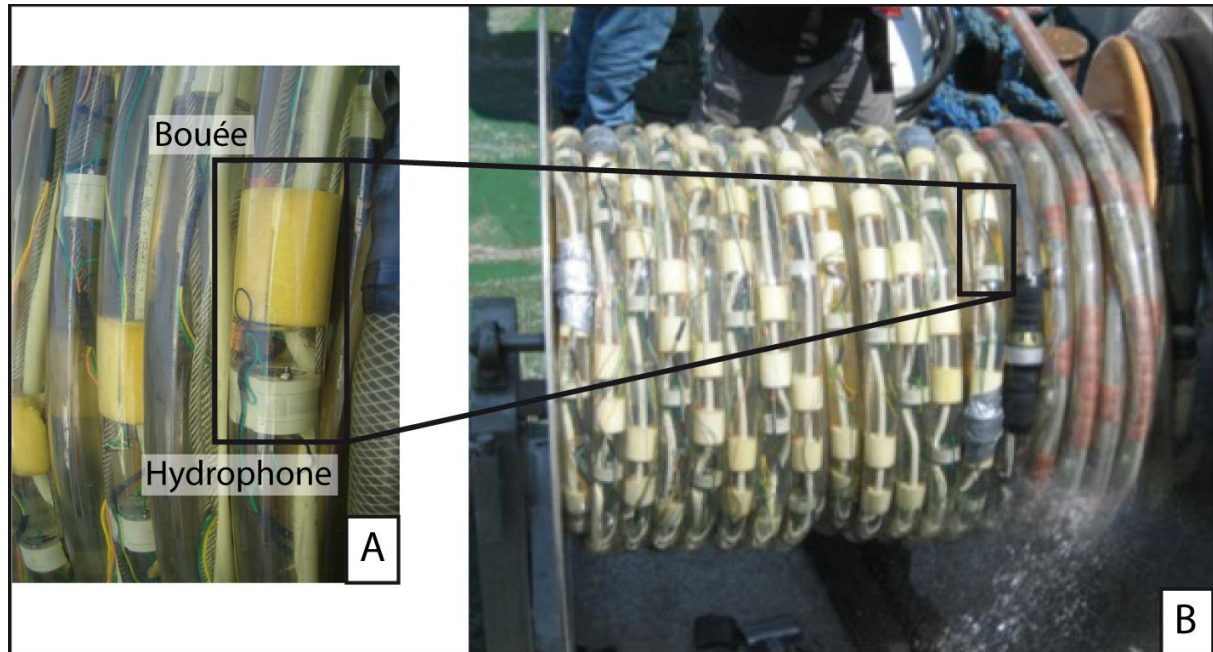


Figure II.4 : Un type de récepteur d'ondes sismiques, l'hydrophone. A : Hydrophone et bouée associée B : L'assemblage de plusieurs hydrophones en chaîne constitue une flûte sismique multitrace.

Les hydrophones sont assemblés dans une *trace* et forment une chaîne qui constitue une *flûte sismique*. Les traces sont donc des éléments actifs de la flûte qui contiennent les hydrophones. Les flûtes sismiques peuvent être constituées d'une seule trace (flûte *monotrace*) ou de plusieurs traces régulièrement espacées (flûte *multitrace* ; Figure II.4). On note que l'utilisation d'une flûte multitrace présente l'avantage de pouvoir enregistrer plusieurs fois (grâce aux mutli-récepteurs de la flûte) le signal retour d'une onde acoustique émise par un seul coup de canon (**Figure II.5, A**). Avec le déplacement du bateau au cours de l'acquisition, l'utilisation d'une flûte multitrace permet donc d'augmenter le nombre d'informations à la réception du signal des ondes acoustiques et donc d'obtenir une meilleure netteté du signal enregistré.

Les traces qui composent la flûte sismique multitrace ne doivent pas être confondues avec les *traces sismiques* qui correspondent au signal des ondes acoustiques capté par les récepteurs (Figure II.5, B). La trace sismique est ainsi l'équivalent du sismogramme de l'onde sismique. La trace sismique correspond donc au signal produit par l'onde acoustique lorsque celle ci est réfléchi sur une interface du sous-sol (Figure II.5, A et B). Avec le déplacement

du bateau au cours de l'acquisition, les réflexions des ondes acoustiques sur une même interface forment un horizon sismique continu, qui donne une image des limites de couches du sous-sol (Figure II.5, C). L'amélioration des images sismiques obtenues nécessite plusieurs étapes de manipulations des données, indispensables afin que les données soient interprétables (Figure II.5, D). Ces manipulations des données comprennent notamment des étapes de traitement qui visent entre autre à améliorer les paramètres de résolution et de pénétration des images sismiques (Figure II.5, D).

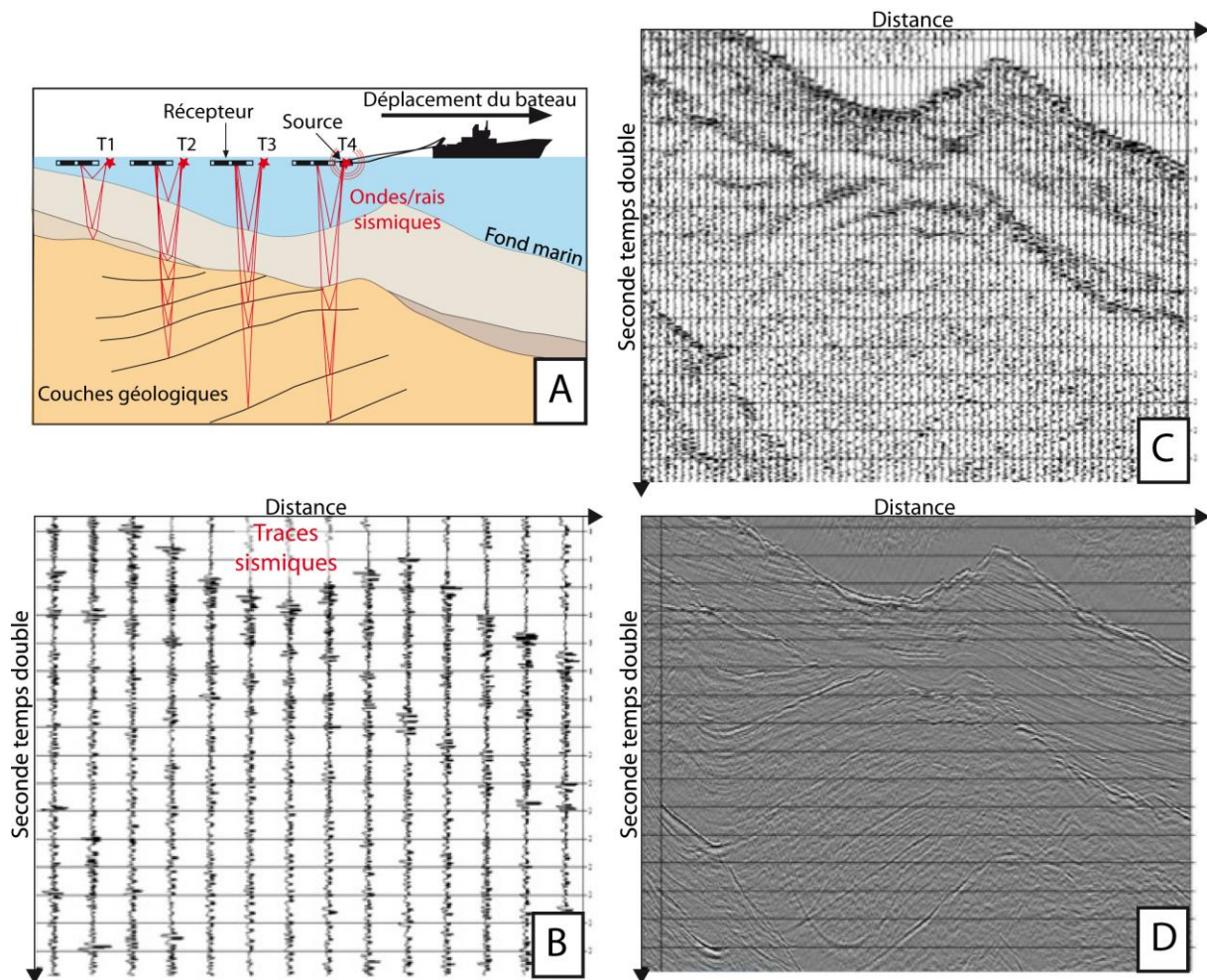


Figure II.5 : Illustration du principe d'acquisition de données sismiques à partir de l'émission et de la réception d'ondes acoustiques. A : Émission et réception des ondes acoustiques. B : Traces sismiques enregistrées par les récepteurs à chaque tir de canon. C : Assemblage des traces sismiques permettant d'obtenir des horizons sismiques continus. D : Image sismique obtenue après traitement et amélioration du signal de la trace sismique. (D'après F. Sage, communication personnelle).

## A.2 Anciennes données sismiques dans le Bassin Tyrrhénien Occidental

Depuis les années 1970-80, le Bassin Tyrrhénien Occidental a fait l'objet de nombreuses études, principalement axées sur l'analyse de la géodynamique et de la tectonique crustale de la marge (e.g. Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Thommeret, 1990 ; Mauffret et

Contrucci, 1999 ; Mauffret *et al.*, 1999 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Vai et Martini, 2001 ; Carrara, 2002 ; Sartori *et al.*, 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Mantovani *et al.*, 2009 ; Guillaume *et al.*, 2010). Ces études ont majoritairement été basées sur l'analyse de données sismiques acquises en mer au cours de plusieurs campagnes de recherche (**Figure II.6**).

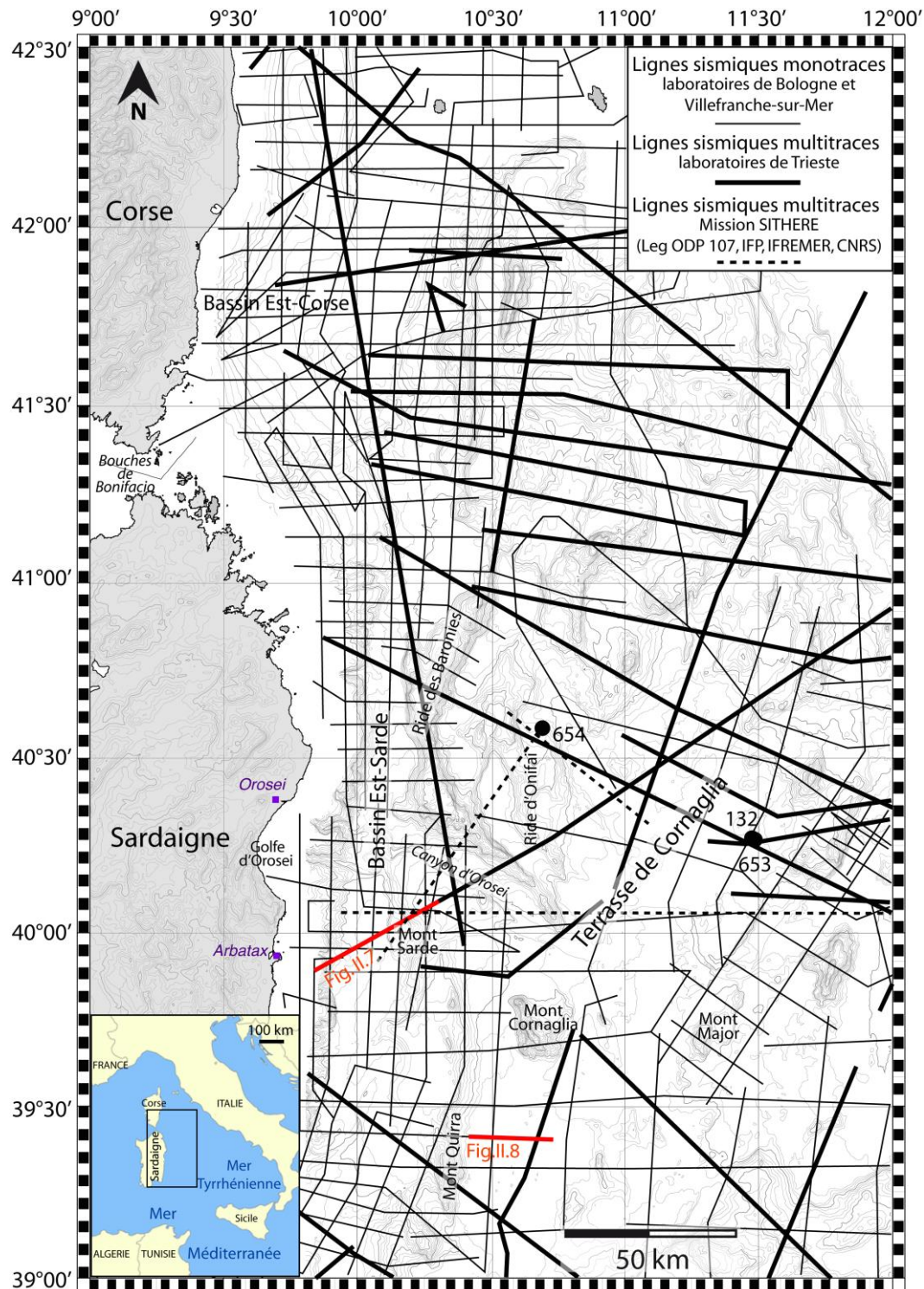


Figure II.6 : Carte des données sismiques disponibles dans le Bassin Tyrrhénien Occidental et le long de la Marge Est-Sarde. Localisation des lignes sismiques d'après Réhault *et al.*, 1987. Localisation des sites DSDP 132 et ODP 653 et 654 d'après Kastens *et al.*, 1988 et Sartori *et al.*, 2001. Les traits rouges localisent les figures II.7 et II.8.



Les campagnes en mer dans le Bassin Tyrrhénien ont notamment été menées par trois laboratoires (Figure II.6 ; Moussat, 1983) :

- Le laboratoire de Villefranche-sur-Mer (Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, Université de Paris VI). La technique d'acquisition consistait en une sismique monotrace et un canon à air.

- Le laboratoire de Bologne (Laboratoire de géologie Marine). La technique d'acquisition consistait en une sismique monotrace et un étinceleur.

- Le laboratoire de Trieste (Osservatorio Geofisico Spérimentale). La technique d'acquisition consistait en une sismique multi-trace et un système *Flexotir*.

En particulier, le laboratoire de Villefranche-sur-Mer est à l'origine des campagnes TYRRHENIA et GEDITYR en 1981, ainsi que de la campagne BANNOCK, menée en 1980 en collaboration avec le laboratoire de Bologne. Les campagnes menées par ces trois laboratoires rassemblent environ 30 000 km de données sismiques dans l'ensemble du Bassin Tyrrhénien, dont une quantité importante dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (Figure II.6).

À ces données se sont ajoutées en 1985 des données sismiques acquises lors de la campagne SITHERE, pour préparer les sites de forage du leg 107 des campagnes ODP en Mer Tyrrhénienne (Figure II.6). Lors de cette campagne, la technique d'acquisition consistait en une sismique multitrace et deux canons à eau "*Sodera*" (Réhault *et al.*, 1987). La campagne ODP a abouti au forage de sept zones différentes dans le Bassin Tyrrhénien. Deux forages sont localisés sur la Marge Est-Sarde intermédiaire, *i.e.* sur la Terrasse de Cornaglia (sites ODP 654 et 653 ; Figure II.6). Le site de forage 653 est localisé à proximité du site de forage DSDP 132, acquis avant le leg 107 de la campagne ODP (Figure II.6 ; Ryan *et al.*, 1973). Ces forages permettent de dater une partie de la séquence sédimentaire, notamment les dépôts supérieurs de la CSM et la séquence Plio-Quaternaire (c.f. I.A.2.3 Stratigraphie du Bassin Tyrrhénien Occidental ; Figure I.10) et fournissent calage chrono-stratigraphique dans la zone d'étude (Kastens *et al.*, 1987 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990).

Les campagnes sismiques menées dans le Bassin Tyrrhénien Occidental ont fourni des données sismiques qui permettent d'observer les structures crustales et les dépôts sédimentaires des bassins de la Marge Est-Sarde (**Figure II.7**).

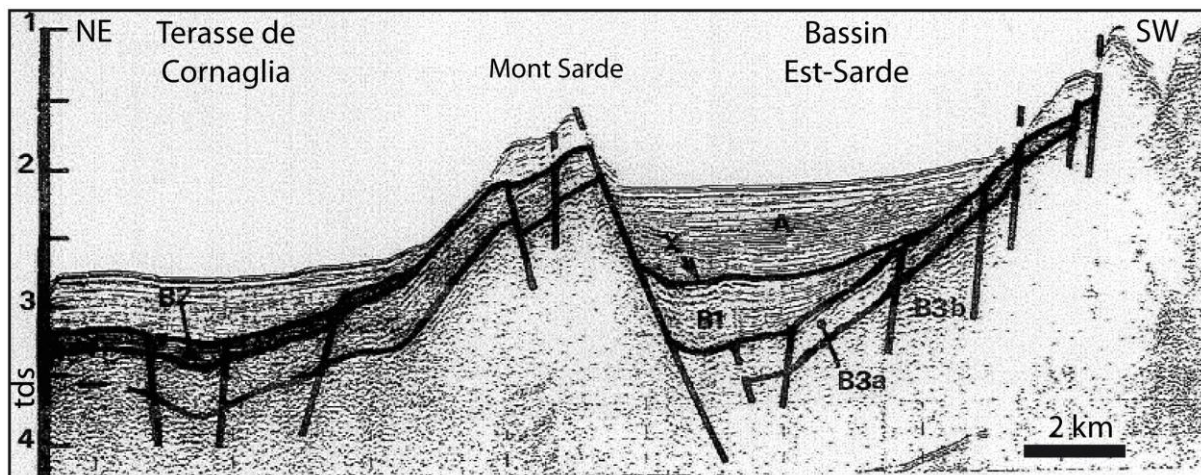


Figure II.7 : Extrait du profil sismique TY60 acquis lors de la campagne TYRRHENIA (1981) dans la partie supérieure de la Marge Est-Sarde (Localisation sur la figure II.6). Le profil est interprété par Moussat (1983), qui observe la présence de failles normales crustales délimitant des hauts de socles et qui identifie la présence de plusieurs unités sismiques dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia.

L'interprétation de ces données lors de différentes études a abouti à l'élaboration de plusieurs cartes structurales du Bassin Tyrrhénien Occidental (e.g. Moussat, 1983 ; Thommeret, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002) dont une compilation est présentée dans le premier chapitre de ce mémoire (c.f. **I.A.2.2 Géodynamique du Bassin Tyrrhénien**).

Avant les campagnes METYSS, très peu d'études axées sur la thématique de la CSM ont été menées sur la Marge Est-Sarde (Curzi *et al.*, 1980 ; Malinverno *et al.*, 1981 ; Moussat, 1983). Les interprétations sismiques réalisées durant ces travaux ont néanmoins permis d'identifier la présence de dépôts liés à la CSM sur la Marge Est-Sarde (**Figure II.8**).

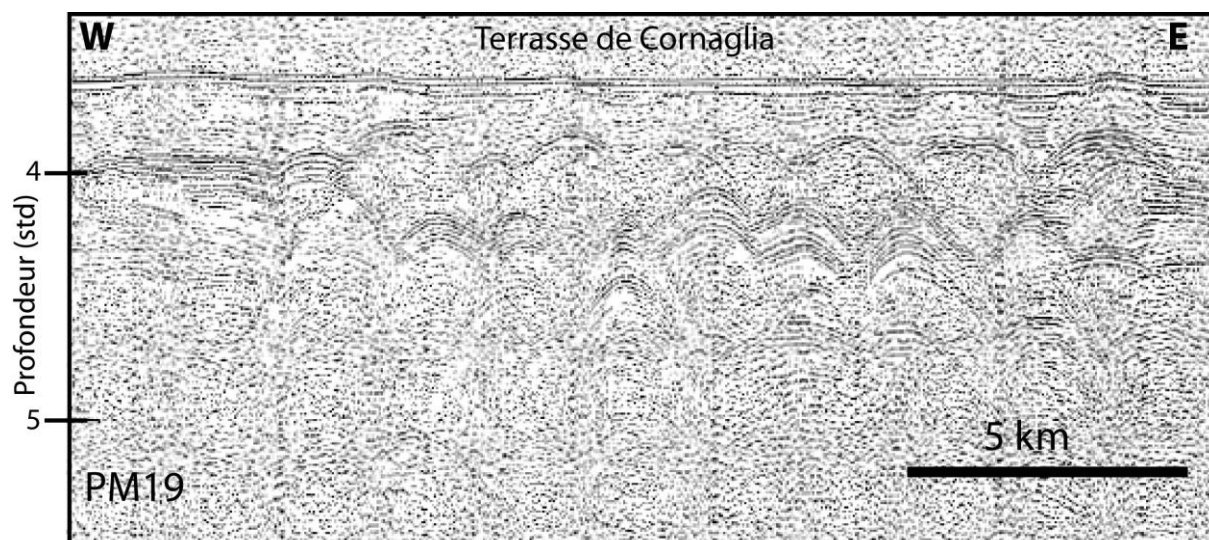


Figure II.8 : Extrait du profil sismique PM19 acquis sur la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure II.6). D'après Curzi *et al.* (1980), le profil illustre la présence d'unités de dépôts liées à la CSM et la présence de diapirs de sel.

Ces analyses sismiques ont conduit à la mise en évidence de diapirs de sel sur la Terrasse de Cornaglia (Figure II.8), à l'élaboration des premières cartes de répartition des marqueurs de la CSM sur la Marge Est-Sarde, ainsi qu'aux premières hypothèses sur la paléogéographie de la marge au cours de la CSM.

Les études antérieures menées dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, tant concernant la thématique de la géodynamique que la CSM ont été intégrées à ce travail. Elles ont à la fois fourni des bases de réflexion pour l'étude de l'impact de la CSM sur la Marge Est-Sarde et des informations complémentaires pour la réalisation des cartes de répartition des marqueurs sismiques de la CSM et des cartes structurales présentées dans les chapitres III et IV de ce mémoire.

### **A.3 Les campagnes sismiques METYSS**

Il a été montré que le Bassin Tyrrhénien Occidental contient de nombreuses données sismiques acquises pré-existantes (Figure II.6). Cependant ces données majoritairement acquises à partir d'une flûte sismique monotrace ne sont pas adaptées en terme de résolution et de pénétration à l'étude de l'événement Messinien, qui fait partie des objectifs de cette thèse. L'étude de l'impact de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien nécessitait donc l'acquisition de nouvelles données sismiques.

C'est dans cet objectif qu'ont été acquises les données sismiques METYSS (**M**essinian **E**vent in the **T**yrrenian from **S**eismic **S**tudy) sur lesquelles cette thèse est basée. Ces données consistent en 53 profils sismiques haute résolution, acquis le long de la Marge Est-Sarde et au Sud-Est du Bassin Est-Corse à bord du navire de recherche "Téthys II" (INSU-CNRS), au cours des campagnes « METYSS 1 » et « METYSS 3 » (**Figure II.9**). Ces campagnes ont respectivement eu lieu en Juin 2009 (Gaulhier *et al.*, 2014) et Avril 2011 (Figure II.9). Les 53 profils METYSS représentent environ 2400 km de données géophysiques réparties sur les 31000 km<sup>2</sup> de la zone d'étude, entre la côte Est de la Sardaigne et la bordure Est de la Terrasse de Cornaglia (Figure II.9).

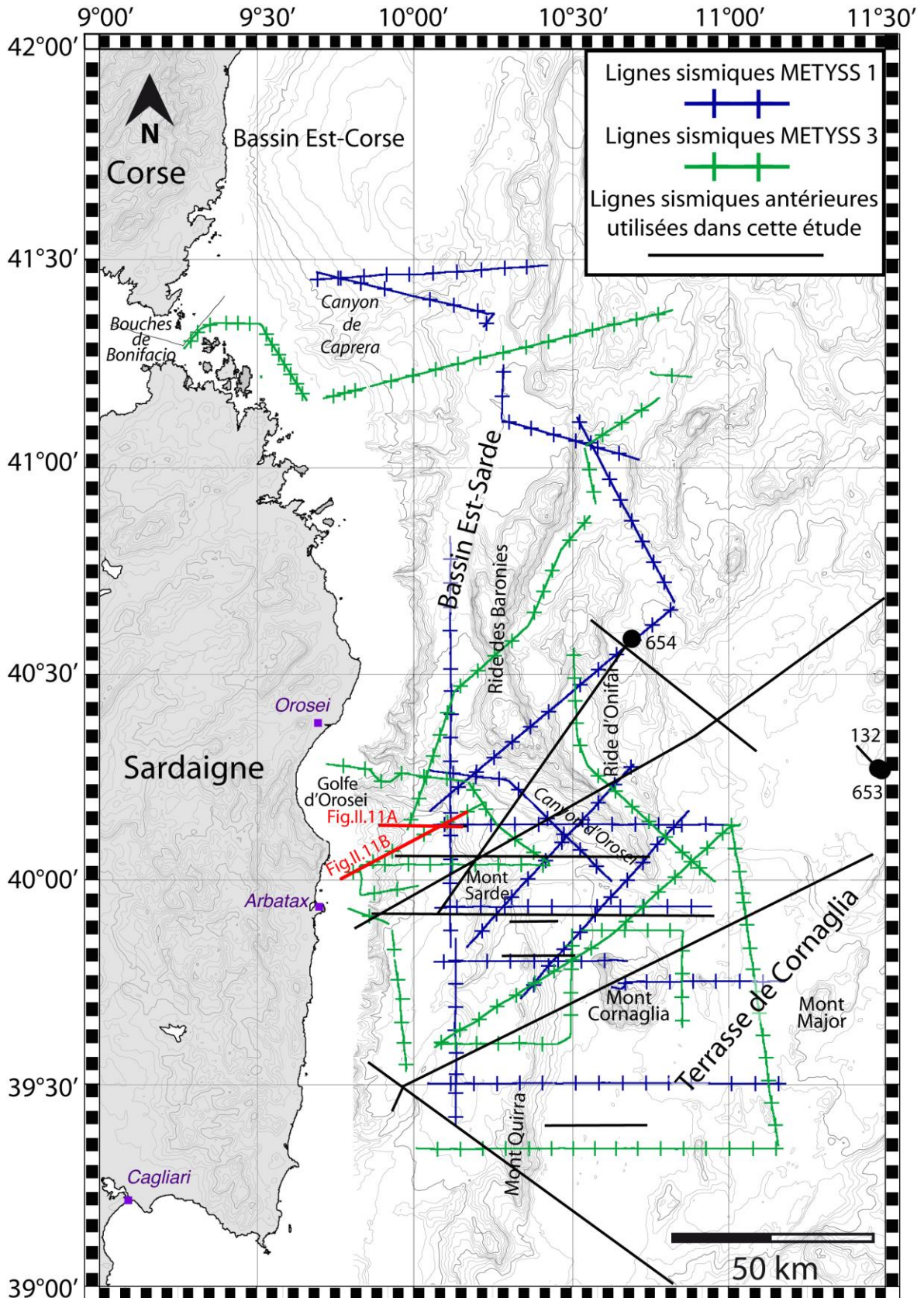


Figure II.9 : Plan de position des campagnes sismiques METYSS1 et METYSS3 utilisées dans cette étude. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 654 et 653 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Localisation des lignes sismiques antérieures aux données METYSS d'après Curzi et al., 1980, Réhault et al., 1987 et Moussat, 1983. Les traits rouges indiquent la position de la figure 11.

Pour les deux campagnes, le système sismique a été mis en œuvre par Géo-Azur (Villefranche-sur-Mer). La source sismique consistait en un canon à air mini-GI "Sodera", 13/35 cu.in (**Figure II.10**). Le récepteur consistait en une flûte sismique de 6 traces de 25 m (Figure II.10), ce qui procure une bonne réception du signal des ondes sismiques qui ont pénétré dans les séquences sédimentaires. En particulier ce récepteur permet de bien imager les marqueurs sismiques de la CSM, voire même localement les unités infra-CSM, particulièrement dans les secteurs où la couche de sel est mince ou absente.

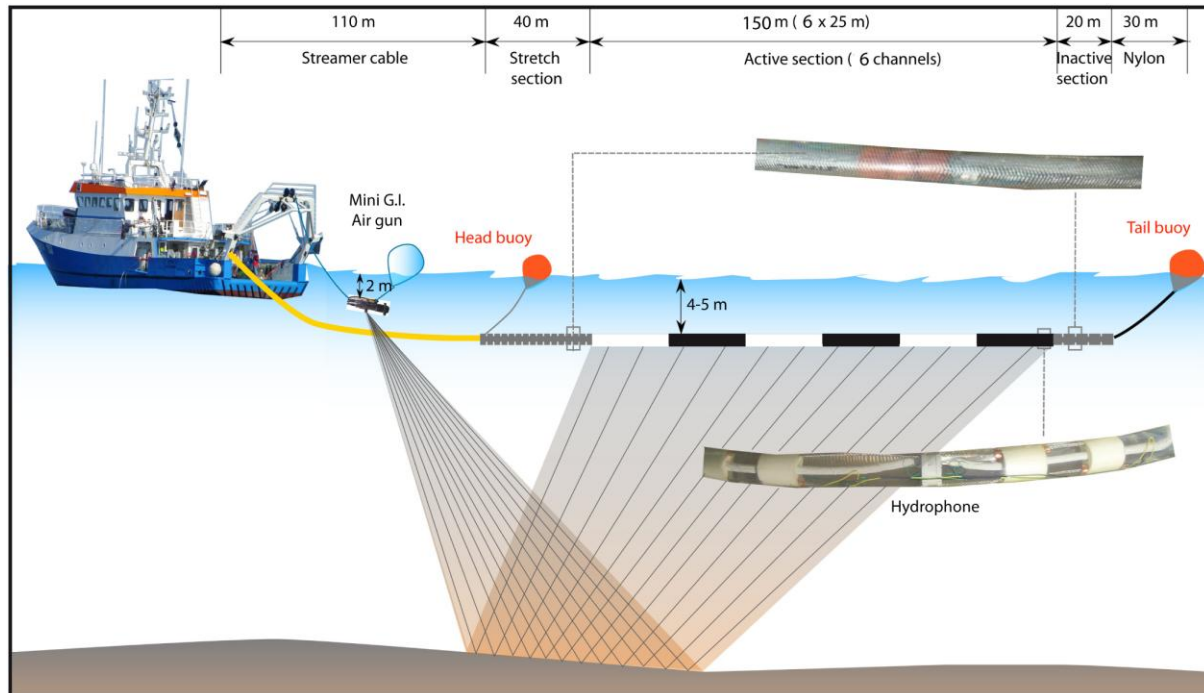


Figure II.10 : Système d'acquisition sismique du navire de recherche "Téthys II" (INSU-CNRS) utilisé durant les campagnes METYSS. (D'après F. Sage, communication personnelle).

Les profils obtenus ont été traités à bord par F. Sage à l'aide du logiciel Géovecteur©. La séquence de traitement visant à améliorer le rapport signal/bruit incluait les étapes suivantes : mise en collection des points miroirs, restitution des gains, corrections dynamiques à vitesses variables, sommation en couverture multiple (couverture 6), migration de Kirshoff et filtrage en séquences variables avec la profondeur.

Avec le système sismique employé au cours des campagnes METYSS, l'offset maximum (la distance source-récepteur) est inférieur à 250 m. Cette configuration est représentative de la méthode d'acquisition par sismique réflexion et ne fournit pas d'informations sur les vitesses des ondes sismiques dans les différentes couches du sous-sol, contrairement à la méthode de sismique réfraction. Cela implique donc qu'aucun modèle de vitesse ne peut être déduit des données METYSS. Dans ces conditions, sans informations sur les vitesses, l'enjeu principal de la migration est d'améliorer les artefacts liés à la diffraction, notamment en

présence de sel. Les tests effectués sur les vitesses indiquent que la migration des hyperboles est optimale pour une vitesse-RMS de 1500 m/s sur le plateau continental et pour une vitesse de l'ordre de 1500 m/s à 1700 m/s dans les bassins profonds, où les diapirs de sel sont observés. Des campagnes antérieures ont montré que ce système d'acquisition sismique associé à ce type de traitement sont particulièrement bien adaptés pour imager et observer les marqueurs sismiques de la CSM en Méditerranée (Sage *et al.* 2005 ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011a).

Le système sismique employé au cours des campagnes METYSS et le traitement effectué sur les données sismiques a ainsi permis d'obtenir des données sismiques dont la résolution et la pénétration sont idéalement adaptées à l'observation des marqueurs de la CSM et à l'étude de l'événement Messinien dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (**Figure II.11**). En particulier les nouvelles données METYSS offrent une résolution qui permet de mieux distinguer les marqueurs sismiques de la CSM et le remplissage sédimentaire post-CSM (Figure II.11).

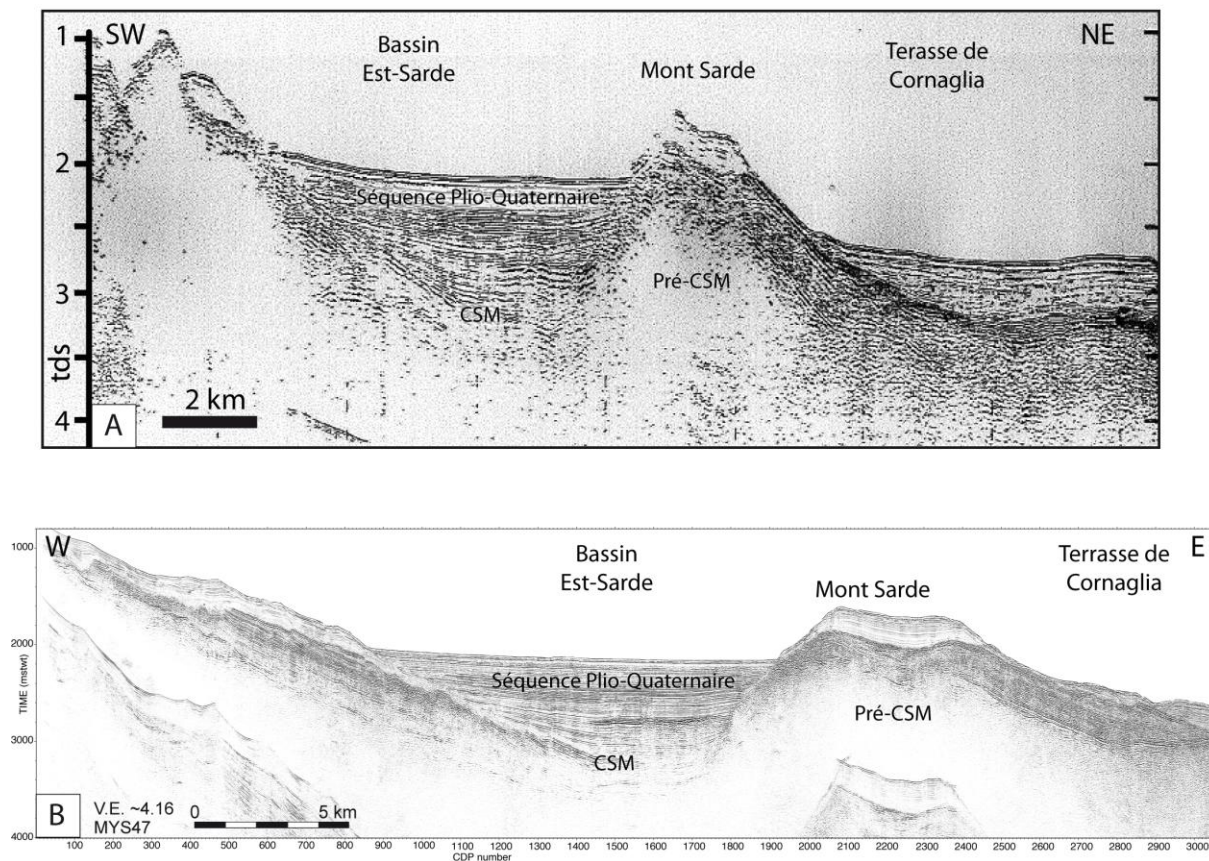


Figure II.11 : Comparaison de la qualité des données sismiques. A : Profil sismique TY60 (Campagne TYRRHENIA, 1981) de faible résolution (D'après Moussat, 1983). B : Profil sismique MYS47 (Campagne METYSS 3, 2011) de haute résolution. Localisation sur la figure II.9.

Malgré le fait que la résolution et la pénétration des données antérieures aux données METYSS soit moins adaptée à l'étude de l'événement Messinien que les données METYSS, certains profils préexistants ont été utilisés au cours de cette thèse (Figure III.9). Ces profils ont été choisis notamment selon leur résolution et selon la précision de leur localisation, qui n'est pas toujours bien illustrée dans les publications dont sont issues les profils. De plus, dans de nombreuses publications les profils sismiques sont proposés directement interprétés sans offrir l'accès aux données vierges. Néanmoins les profils utilisés permettent notamment d'apporter des informations supplémentaires sur l'organisation des structures crustales de la Marge Est-Sarde et ils fournissent localement des informations sur le remplissage sédimentaire des bassins de la Marge Est-Sarde.

Dans ce mémoire, les profils sismiques METYSS sont présentés avec une exagération verticale d'environ 4,16. Cette exagération permet d'obtenir une bonne visualisation des séquences de dépôts et des structures crustales de la Marge Est-Sarde.

## B. Méthodologie

### B.1 Interprétation des lignes sismiques

Après le traitement des profils sismiques à bord, les profils ont été mis à la même échelle et imprimés en version papier, en plus des versions numériques. L'analyse des données sismiques a ainsi été réalisée à la fois par une interprétation manuelle sur les profils imprimés et sur les profils numériques à l'aide du logiciel Kingdom Suite©. Ce logiciel a l'avantage de fournir de nombreux outils utiles à l'interprétation des lignes sismiques, tels que la variation des contrastes, la comparaison pratique des réflecteurs et des épaisseurs sur un même profil ou sur des profils sismiques différents, l'aplatissement des réflecteurs pointés, l'extrapolation de cartes, etc. (Figure II.12).

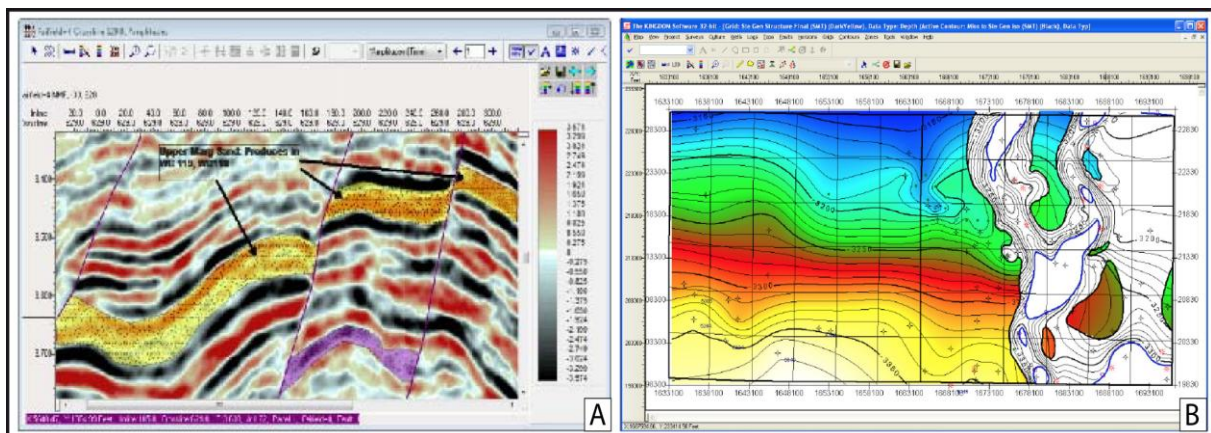


Figure II.12 : Illustrations de l'utilisation du logiciel Kingdom Suite© pour l'interprétation de données sismiques. A : Interprétation d'horizon et pointé de failles sur un profil sismique. B : Carte de profondeur d'un horizon sismique. Source : Seismic Micro-Technology, Inc.

L'interprétation des données sismiques a été réalisée selon les règles de stratigraphie sismique de Mitchum et Vail (1977). La stratigraphie sismique permet d'identifier des séquences de dépôts. Ces séquences sont des unités stratigraphiques, composées d'un ensemble de strates qui proviennent d'un même processus de dépôt. Une séquence de dépôt est limitée à la base et au sommet par des discontinuités (**Figure II.13, A**). Par conséquent, chaque séquence de dépôt a une signification géométrique et chronostratigraphique qui lui est propre, puisqu'une séquence se dépose dans un intervalle de temps géologique donné, défini par l'âge des surfaces de discontinuités de la base et du toit de la séquence (Figure II.13, A).

Sur les profils sismiques, les réflecteurs observés dans les différentes unités sismiques sont interprétés comme étant les strates qui constituent les séquences de dépôt. Les séquences de dépôt sont alors identifiées grâce à la géométrie de la terminaison latérale des réflecteurs qui la composent.

Ces terminaisons sont classées en trois catégories (Mitchum et Vail, 1977 ; Figure II.13, B) :

- Les discordances, lorsque les réflecteurs sont discordants avec la limite inférieure et supérieure de la séquence de dépôt (troncatures d'érosion, toplap, onlap, downlap ; Figure II.13, B).
- Les concordances, lorsque les réflecteurs sont concordants avec la limite inférieure et supérieure de la séquence de dépôt (Figure II.13, B).
- Les hiatus de non dépôt ou d'érosions.

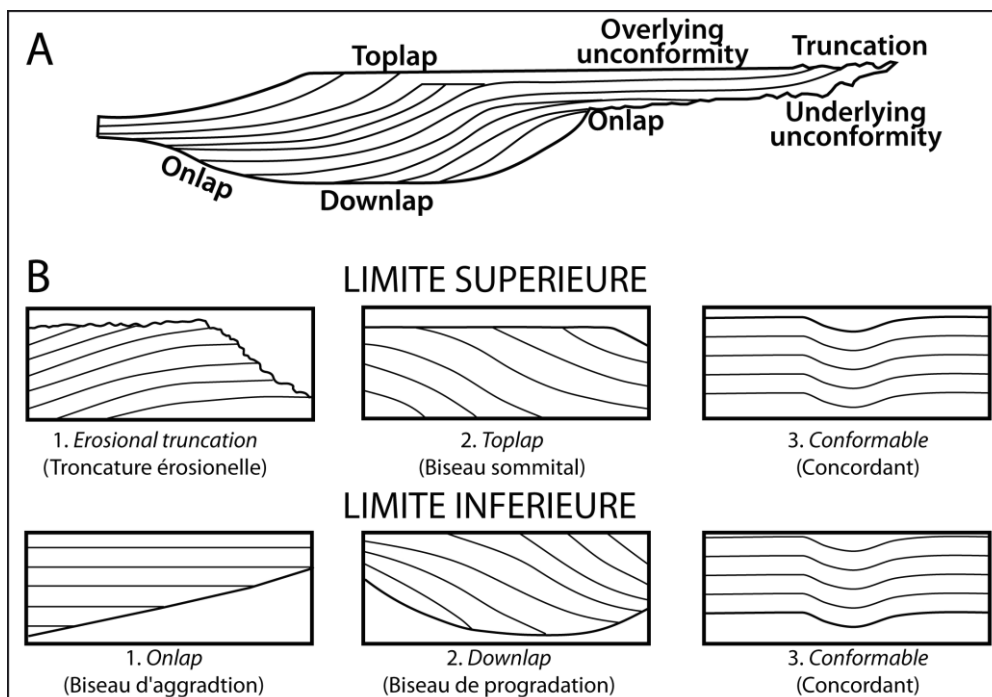


Figure II.13 : Schémas d'une séquence de dépôt (A) et des relations possibles entre les terminaisons latérales des réflecteurs qui composent une séquence de dépôt et les limites inférieures et supérieures de la séquence (B). Modifié de Mitchum et Vail, 1977.



La description des unités sismiques observées sur les données géophysiques a également été réalisée suivant la méthodologie décrite par Nely *et al.*, (1985 ; **Figure II.14**). Cette méthodologie est basée sur la configuration interne des réflexions dans les unités sismiques observées sur les données géophysiques (Figure II.14). Ainsi les réflecteurs sismiques présentent différentes configurations qui reflètent en général des différences de lithologie et d'environnement de dépôt et qui permettent de décrire et définir les unités sismiques auxquelles ils appartiennent (Figure II.14).

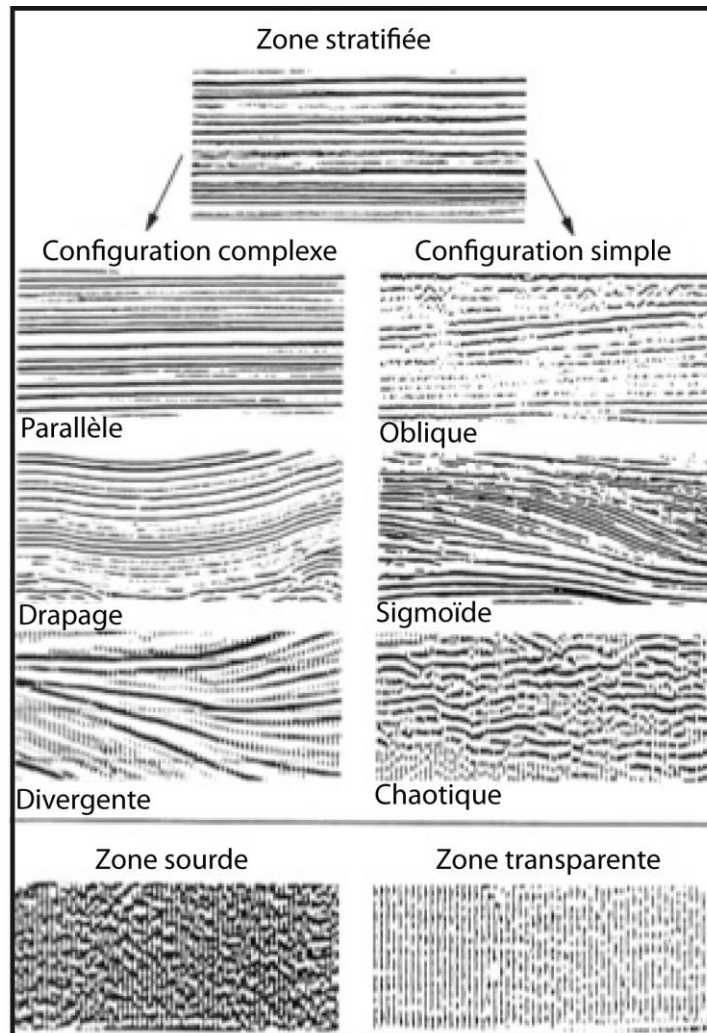


Figure II.14 : Configuration interne des réflexions au sein des unités sismiques. D'après Nely *et al.*, 1985.

Enfin, sur les données géophysiques, les réflecteurs sismiques sont également caractérisés par leurs continuités latérales et par leurs amplitudes (**Figure II.15**). Les réflecteurs peuvent alors être décrits selon leurs amplitudes plus ou moins fortes et selon leur plus ou moins bonne continuité latérale (Figure II.15).

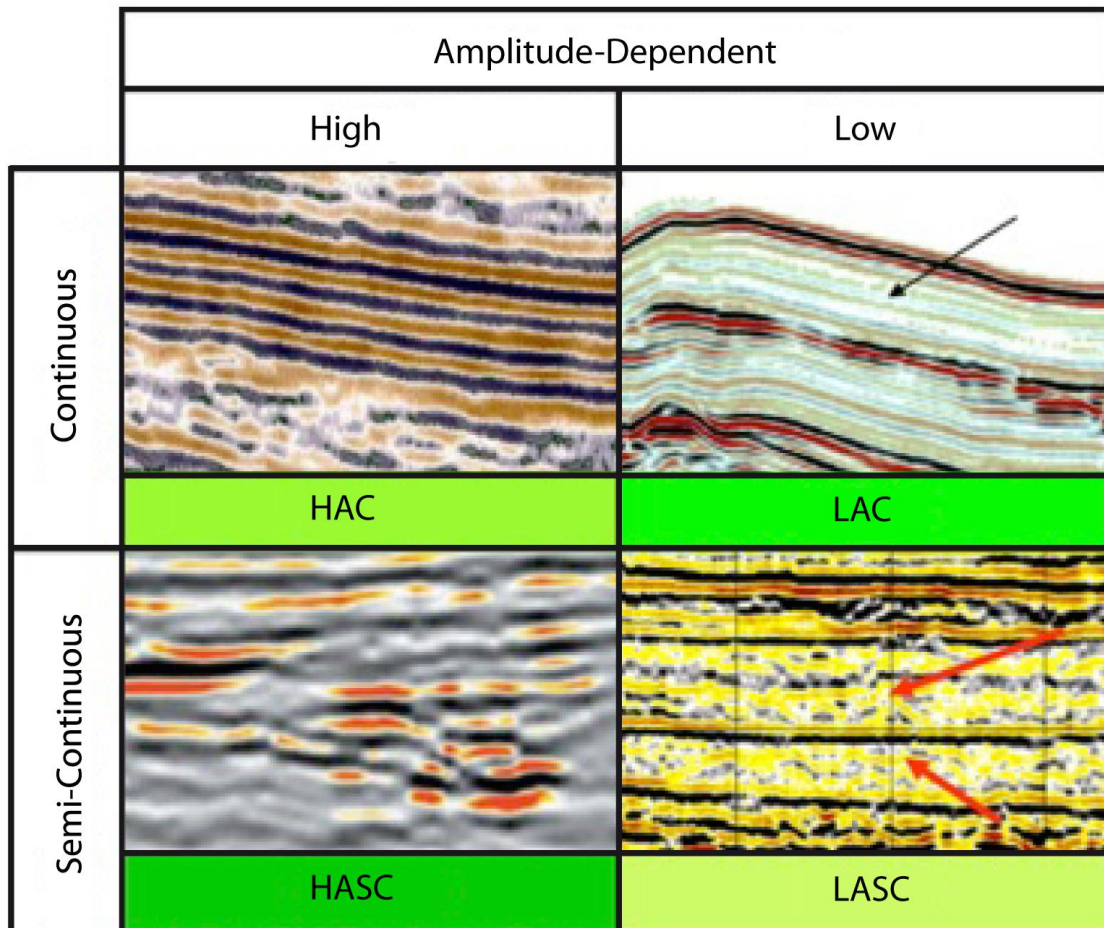


Figure II.15 : Illustration des amplitudes et continuités qui caractérisent les réflecteurs sismiques. HA : High Amplitude, LA : Low amplitude, C : Continuous, SC : Semi-continuous. (D'après F.Sage, communication personnelle).

À partir de ces principes, cette étude a ainsi permis d'identifier et de décrire les marqueurs sismiques observés sur les données sismiques METYSS. Les descriptions de ces marqueurs sismiques sont présentées dans la suite de ce mémoire. Les profondeurs et épaisseurs en mètre des marqueurs sismiques identifiés sur les données ont été obtenues par conversion temps/profondeur, à partir des vitesses sismiques internes de chaque unité identifiée. Les vitesses utilisées ont été définies par Réhault *et al.* (1984) : 1500 m/s pour la colonne d'eau, 2000 m/s pour la séquence Plio-Quaternaire, 3500 m/s pour l'*Upper Unit* et 4500 m/s pour la *Mobile Unit*. Les unités de dépôts observées sous les marqueurs de la CSM ont été regroupées sous le label *pré-CSM*.

## B.2 Élaboration des cartes

Après l'identification des unités de dépôt et des surfaces remarquables sur les données sismiques, les marqueurs sismiques ont été corrélés et cartographiés sur l'ensemble de la zone d'étude. Le but était d'élaborer les cartes des différents marqueurs sismiques à partir du logiciel Kingdom Suite©. Après l'étape du pointage des réflecteurs sur les profils sismiques,

le logiciel Kingdom Suite© permet, entre autre, de réaliser des cartes de répartition, de profondeur et d'épaisseur (Figure II.12, B).

L'un des avantages de ce logiciel est qu'il offre la possibilité d'extrapoler le pointage des réflecteurs sismiques dans les zones non couvertes par les données. La première étape de la cartographie permet d'obtenir la profondeur des horizons pointés le long des lignes sismiques (**Figure II.16, A**). La deuxième étape permet d'extrapoler ces profondeurs dans les zones non couvertes par les lignes sismiques (Figure II.16, B). C'est à cette étape que d'importantes difficultés techniques ont été rencontrées.

Lors de l'étape d'extrapolation des marqueurs sismiques, le problème consistait à faire la différence entre (1) les secteurs non couverts par les données sismiques dans lesquels il fallait extrapoler les mesures (Figure II.16, B, 1), et (2) les secteurs dans lesquels les marqueurs sismiques ne sont pas présents et donc dans lesquels les mesures ne doivent pas être extrapolées (Figure II.16, B, 2).

Dans ce cas le logiciel Kingdom Suite© permet de délimiter une zone à l'intérieur de laquelle l'extrapolation est restreinte. Autrement dit l'extrapolation ne se fait pas à l'extérieur de la zone. Cependant la bathymétrie complexe de la Marge Est-Sarde, très escarpée et constituée d'une succession de hauts de socles et de bassins, a rendu très difficile la délimitation de la zone dans laquelle l'extrapolation devait être restreinte et aucun résultat satisfaisant n'a été obtenu (Figure II.16, B). L'extrapolation s'est faite dans toute la zone d'étude, y compris dans les secteurs où l'unité n'était pas observée (Figure II.16, B).

Les cartes de répartition géographiques, de profondeur et d'épaisseur des marqueurs sismiques ont donc été élaborées manuellement, en utilisant toutefois en partie les résultats obtenus avec le logiciel Kingdom Suite©. Les cartes ont ensuite été dessinées avec le logiciel Adobe Illustrator©.

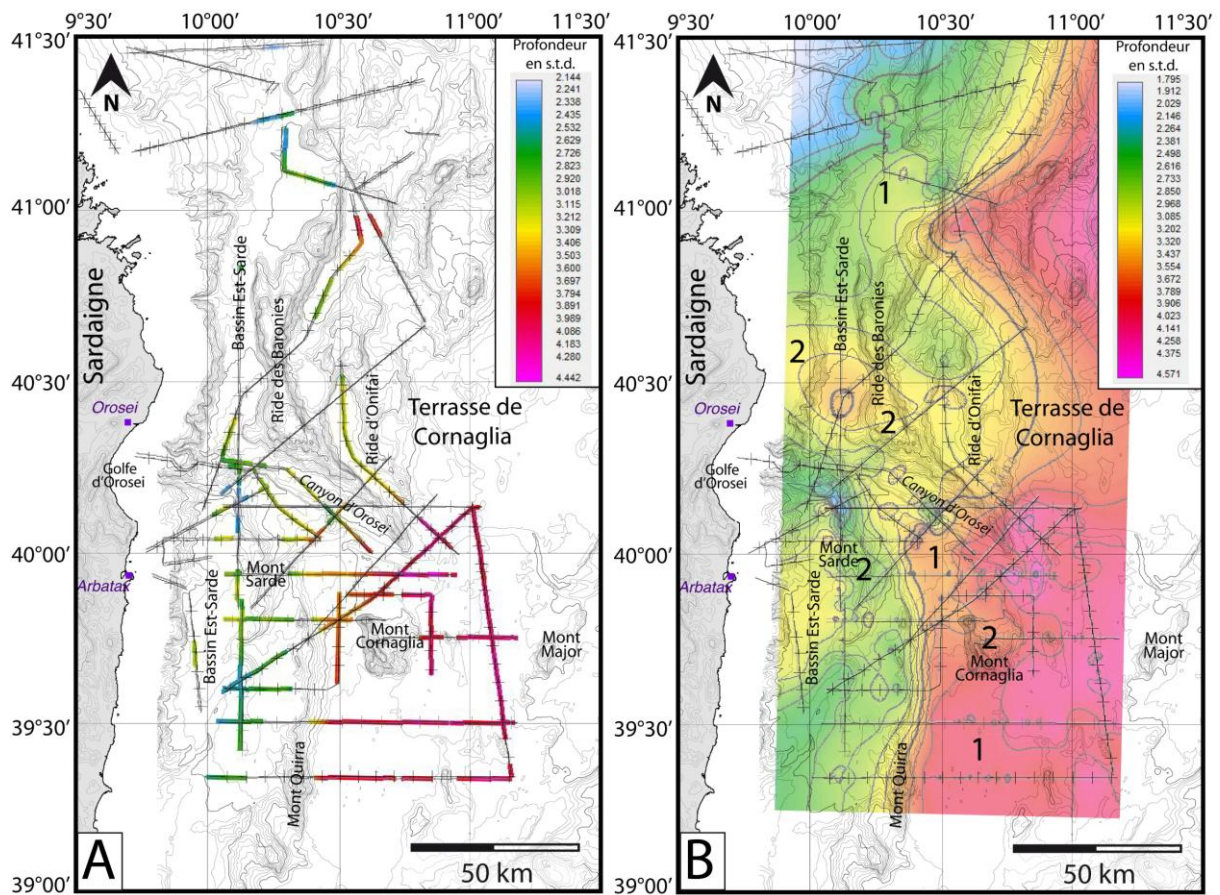


Figure II.16 : Cartes de la profondeur de l'UU obtenues à partir du pointage sismique sous Kingdom suit©. (A) Profondeur de l'UU le long des profils sismiques. (B) Profondeur de l'UU extrapolée par le logiciel sur l'ensemble de la zone d'étude. 1) Exemples de zones où extrapoler le pointage, entre les lignes sismiques. 2) Exemples de zones où l'extrapolation devait être exclue en raison de l'absence de l'unité. s.t.d. : seconde temps-double

**CHAPITRE III : RESULTATS - IDENTIFICATION ET  
CARACTERISATION DES MARQUEURS DE LA  
CRISE DE SALINITE MESSINIENNE DANS LE  
BASSIN TYRRHENIEN OCCIDENTAL**

Ce chapitre présente les résultats de l'analyse des marqueurs sismiques de la Crise de Salinité Messinienne (CSM), définis pour la première fois dans le Bassin Tyrrhénien Occidental selon la nouvelle terminologie de Lofi *et al.* (2011a et b). La Marge Est-Sarde est en effet l'un des nouveaux chantiers messiniens présentés dans le deuxième volet de cet atlas (Lofi, 2013).

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, l'interprétation des données sismiques METYSS dont la résolution est particulièrement adaptée à l'étude de la CSM, a permis de définir deux grands types de marqueurs de la CSM (Lofi *et al.*, 2011a et b) :

- Les surfaces de la CSM (*Margin Erosion Surface*, MES ; *Bottom Surface/Bottom Erosion Surface*, BS/BES ; *Top Surface/Top Erosion Surface*, TS/TES), caractérisées selon leur relations géométriques avec les unités pré-CSM, les unités de dépôt de la CSM et la séquence sédimentaire plio-quadernaire.

- Les unités de dépôt de la CSM (*Lower Unit*, LU ; *Mobile Unit*, MU ; *Upper Unit*, UU) observées dans les bassins et caractérisées selon leur faciès sismique et leur position géométrique par rapport à la couche de sel messinien (MU). La présence de deux unités de dépôts détritiques est également observée et/ou discutée : la *Bedded Unit* (BU) et la *Complex Unit* (CU).

Les nouvelles cartes des marqueurs de la CSM présentées dans ce chapitre intègrent les résultats des travaux antérieurs menés sur la Marge Est-Sarde, en particulier les travaux de Curzi *et al.* (1980), Malinverno *et al.* (1981) et Moussat (1983). La cartographie des marqueurs de la CSM réalisée durant cette thèse a ainsi permis pour la première fois de mettre à jour et de préciser les premières cartes réalisées au cours de ces études. De plus, les observations réalisées dans le Bassin Tyrrhénien Occidental ont été comparées avec les résultats des études de la CSM dans d'autres secteurs de la Méditerranée, notamment sur la Marge Ouest-Sarde (Sage *et al.*, 2005 ; 2011), le Golfe du Lion (Lofi *et al.*, 2005 ; 2011b), le Bassin de Valence (Maillard *et al.*, 2006; Maillard et Mauffret, 2011) et le Bassin Est-Corse (Thinon *et al.*, 2004 ; 2011).

Dans ce chapitre, les caractéristiques sismiques des marqueurs de la CSM sont présentées, ainsi que leur extension géographique, leurs profondeurs et épaisseurs, quand les données le permettent. L'objectif est d'améliorer les connaissances de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental et d'utiliser les marqueurs de la CSM comme outils pour comprendre la paléogéographie et l'évolution de la zone d'étude.

Les profondeurs et les épaisseurs en mètre des marqueurs de la CSM ont été calculées par conversion temps/profondeur à partir des vitesses sismiques moyennes suivantes, d'après

Réhault *et al.* (1984) : 1500 m/s pour la colonne d'eau, 2000 m/s pour la séquence Plio-Quaternaire, 3500 m/s pour l'*Upper Unit* et 4500 m/s pour la *Mobile Unit*.

## A. Les surfaces de la Crise de Salinité Messinienne

Deux types de surfaces caractéristiques de la CSM ont été identifiées sur la Marge Est-Sarde à partir de l'analyse des données de sismique réflexion METYSS : (i) Les surfaces d'érosion et (ii) les limites de séquences de dépôt.

### A.1 Les surfaces d'érosion : MES, BES, TES

#### A.1.1. *La Margin Erosion Surface (MES)*

##### A.1.1.1 Caractéristiques sismiques

L'analyse des données METYSS montre l'existence d'une grande surface d'érosion sur la Marge Est-Sarde, principalement sur la partie la plus supérieure de la pente continentale et sur certains hauts structuraux déconnectés de la côte sarde. Cette surface d'érosion est identifiée comme étant la MES du fait de sa connexion géométrique latérale avec les unités de dépôts de la CSM vers le fond des bassins, notamment avec l'*Upper Unit* (UU), l'unité de dépôt de la CSM la plus étendue (**Figure III.1**). La MES est illustrée sur les profils sismiques par un réflecteur continu et de forte amplitude. L'incision des réflecteurs pré-CSM sous jacents indique que les secteurs où la MES est observée étaient soumis à l'érosion durant la CSM (Figure III.1 ; **Figure III.2**). La MES est généralement recouverte par les dépôts du Plio-Quaternaire, le plus souvent par la partie inférieure du Plio-Quaternaire dont le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs de faible amplitude (Figure III.2, CDP 1300 à 2300 ; cf. I.A.2.3 Stratigraphie du Bassin Tyrrhénien Occidental). Les réflecteurs de la partie inférieure du Plio-Quaternaire reposent en onlap sur la MES et présentent un contact discordant avec la surface d'érosion (Figures III.1 ; III.2).

##### A.1.1.1 Répartition géographique

###### A.1.1.1.1 *Pente supérieure - Bassin Est-Sarde*

La présence de la MES est bien identifiée sur le plateau et la pente supérieure de la Marge Est-Sarde (**Figure III.3**). L'absence de données dans la partie la plus supérieure de la pente continentale ne permet pas de cartographier la MES jusqu'à la côte. La limite d'extension aval de la MES est représentée par un trait noir lorsque la transition entre la MES et les dépôts de la CSM est clairement observée. Un trait pointillé marque cette limite en cas d'interpolation par manque de couverture sismique, en raison d'incertitudes par rapport aux cartographies antérieures, ou en cas de déconnexion structurale (Figure III.3).

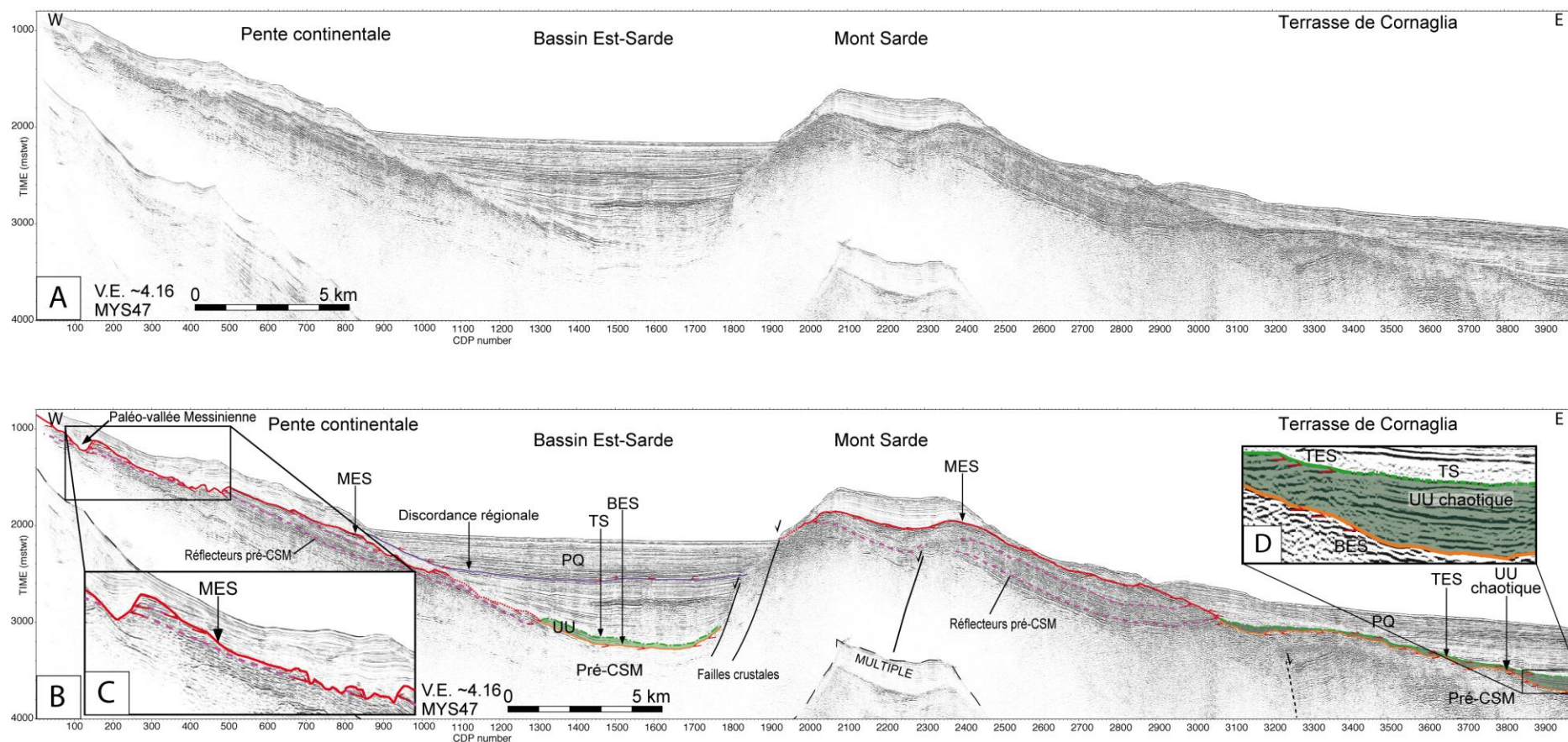


Figure III.1 : Profil MYS47 vierge (A) et interprété (B) acquis perpendiculairement au Bassin Est-Sarde et à la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.3). (C) Zoom illustrant l'incision des réflecteurs pré-CSM. (D) Zoom illustrant le sismique faciès chaotique de l'Upper Unit (UU). La MES est observée sur la pente continentale supérieure et se connecte latéralement aux dépôts de la CSM (UU) dans le Bassin Est-Sarde. La MES est également observée sur le Mont Sarde, déconnecté de Marge Est-Sarde. La MES s'approfondit vers la Terrasse de Cornaglia jusqu'à sa connexion latérale avec les dépôts de la CSM (UU chaotique). Sur la pente et le Mont sarde, la MES est recouverte par les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.



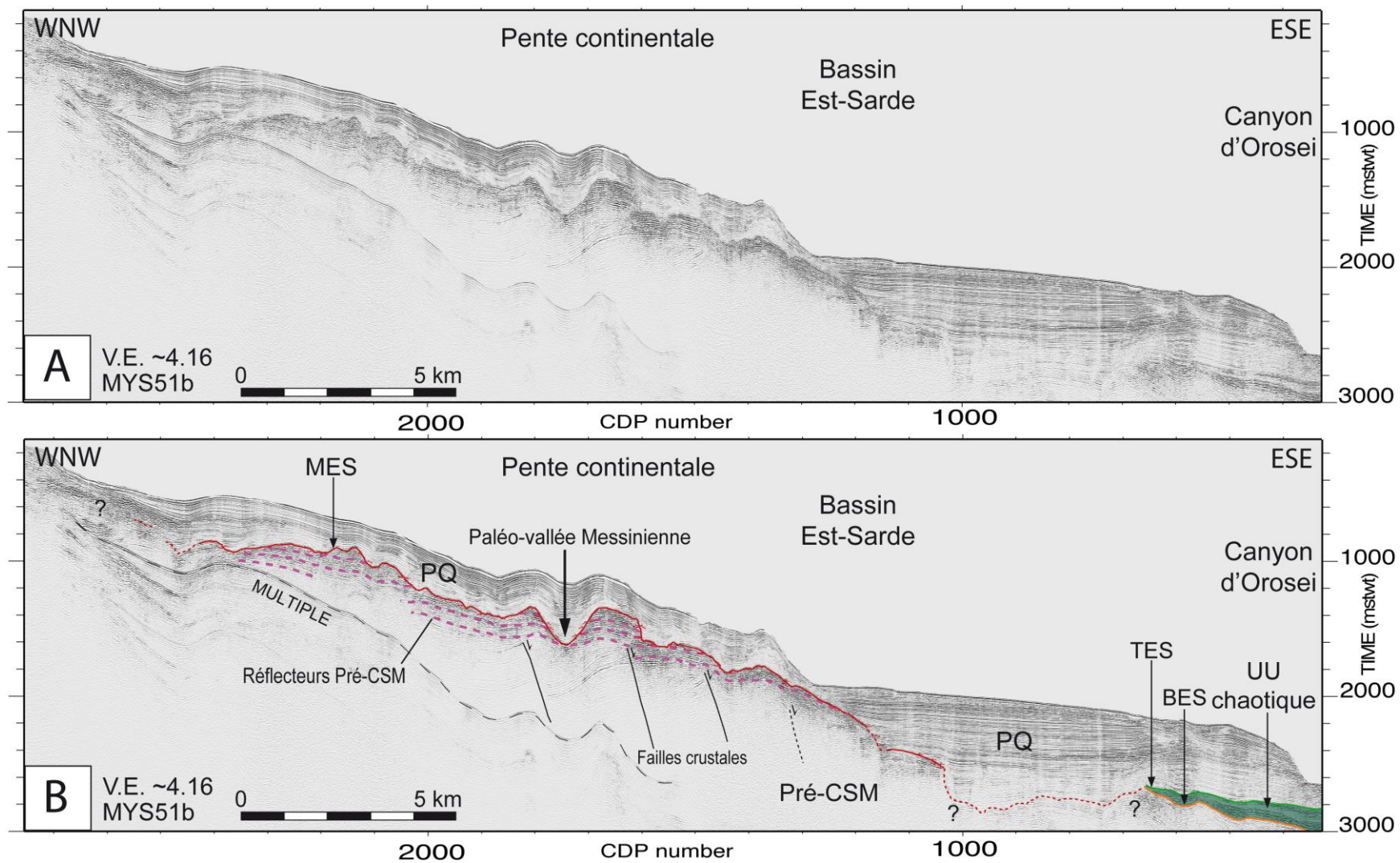


Figure III.2 : Profil MYS51b vierge (A) et interprété (B), acquis sur le flanc Ouest du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). Le profil illustre la MES sur la pente continentale supérieure. La morphologie indentée de la MES montre la présence de paléo-vallées messiniennes. Vers l'ESE la connexion avec l'unité de la CSM (UU chaotique) n'est pas clairement établie.

Dans la partie centrale de la Marge Est-Sarde en face du Golfe d'Orosei, la MES est observée sur la pente continentale supérieure jusqu'à environ 35 km de la côte (Figure III.3). Elle s'approfondit progressivement depuis le haut de la pente vers le fond du Bassin Est-Sarde central, jusqu'à 3 secondes temps-double (**s.t.d.**) de profondeur (Figures III.1, CDP 1300 ; III.3), soit environ 2445 m sous le niveau marin.

En haut de la pente continentale supérieure, la MES présente une morphologie indentée, caractérisée par la présence de paléo-vallées messiniennes (Figures III.1 ; III.2 ; **Figure III.4**). Ces paléo-vallées ont probablement été formées en conditions subaériennes pendant la phase de bas niveau marin Messinien, comme sur d'autres marges du Bassin Méditerranéen (Lofi *et al.*, 2011b). Elles sont actuellement remplies par les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire, caractérisée par un faciès sismique de faible amplitude (Figures III.1 ; III.2). Une de ces paléo-vallées est orientée NW-SE entre le Golfe d'Orosei et le Sud du Bassin Est-Sarde (Figure III.3).

La profondeur des paléo-vallées messiniennes est généralement inférieure à 110 mètres sur la pente continentale (pour une vitesse des ondes sismiques de 2000 m/s dans la séquence Plio-Quaternaire ; Réhault *et al.*, 1984). Les paléo-vallées les plus profondes observées sur la Marge Est-Sarde incisent localement les unités pré-CSM de plus de 300 m de profondeur (Figures III.2, CDP 1740 ; III.4, CDP 150).

Par comparaison, la Marge Provençal est incisée par des canyons messiniens de plusieurs centaines de mètres (Obone-Zue-Obame *et al.*, 2011a), tandis que le Golfe du Lion présente localement des canyons messiniens de 570 mètres de profondeur (Lofi *et al.*, 2005). L'érosion de la Marge Est-Sarde pendant la CSM semble donc être de moins grande ampleur que l'érosion de la Marge Française.

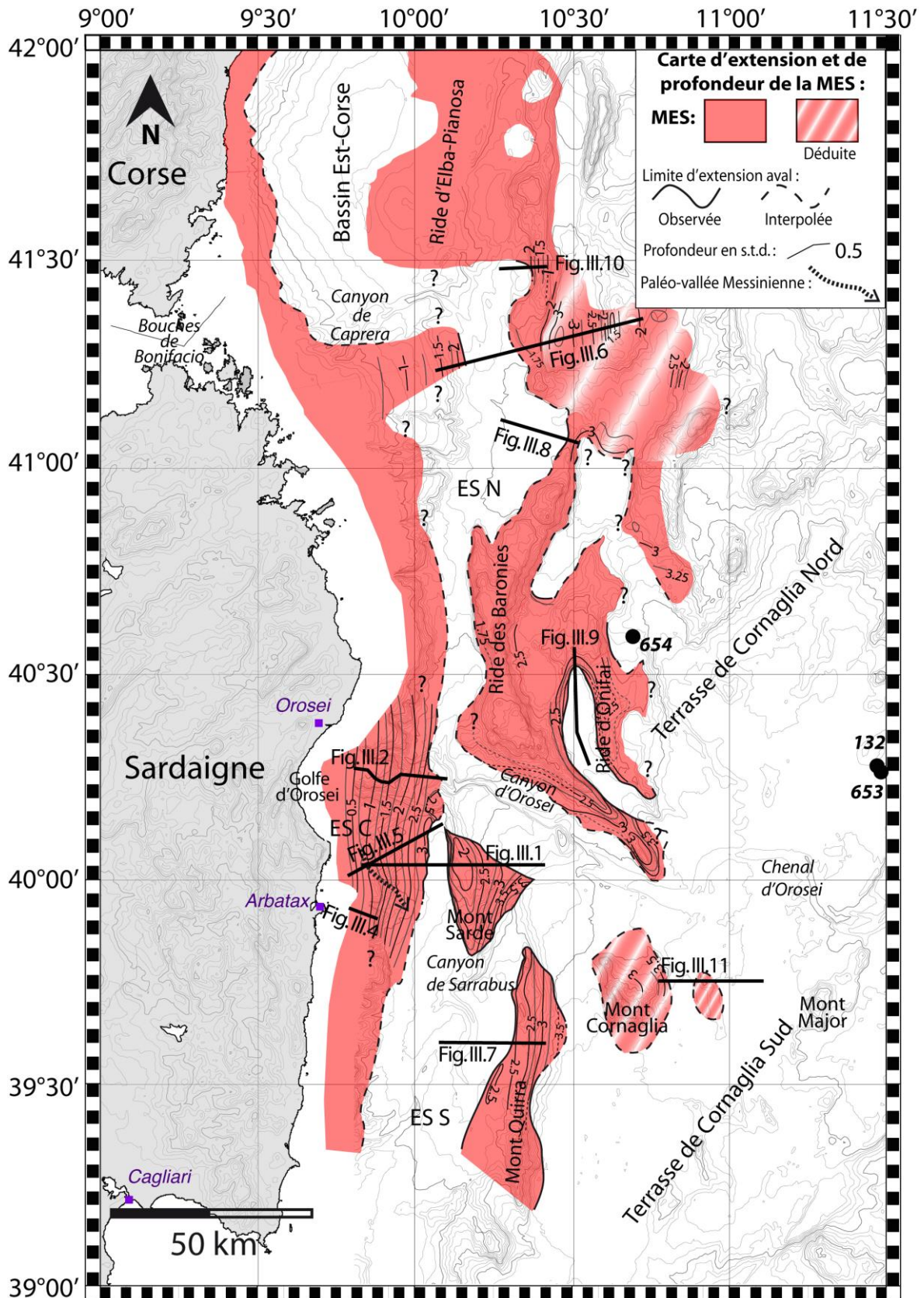


Figure III.3 : Carte de répartition et de profondeur de la surface d'érosion MES sur la Marge Est-Sarde et la Marge Est-Corse (d'après Thinon et al., 2004 ; 2011). ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 654 et 653 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la position des figures présentées dans ce paragraphe.

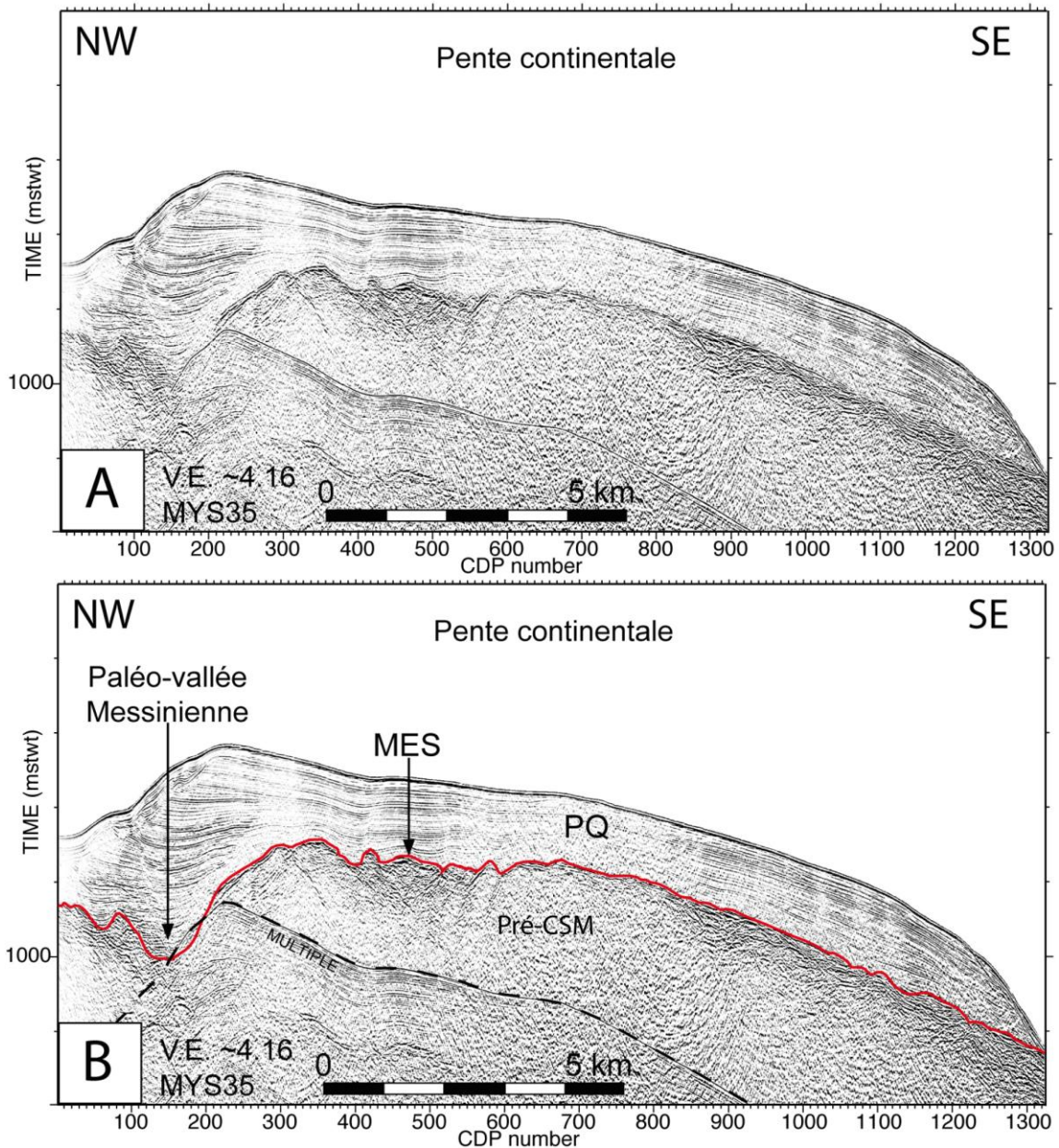


Figure III.4 : Profil MYS35 vierge (A) et interprété (B) acquis sur la partie supérieure de la pente continentale, à l'Ouest du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). La MES présente une morphologie indentée formant localement des paléo-vallées, actuellement remplies par les dépôts plio-quadernaires. L'une des plus profondes paléo-vallées (plus de 300 m) est observée sur ce profil.

En bas de pente, la morphologie de la MES est beaucoup plus lisse (**Figure III.5**). Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, la MES est latéralement connectée aux dépôts de la CSM (en l'occurrence l'*Upper Unit*, *UU* ; Figures III.1 ; III.5).

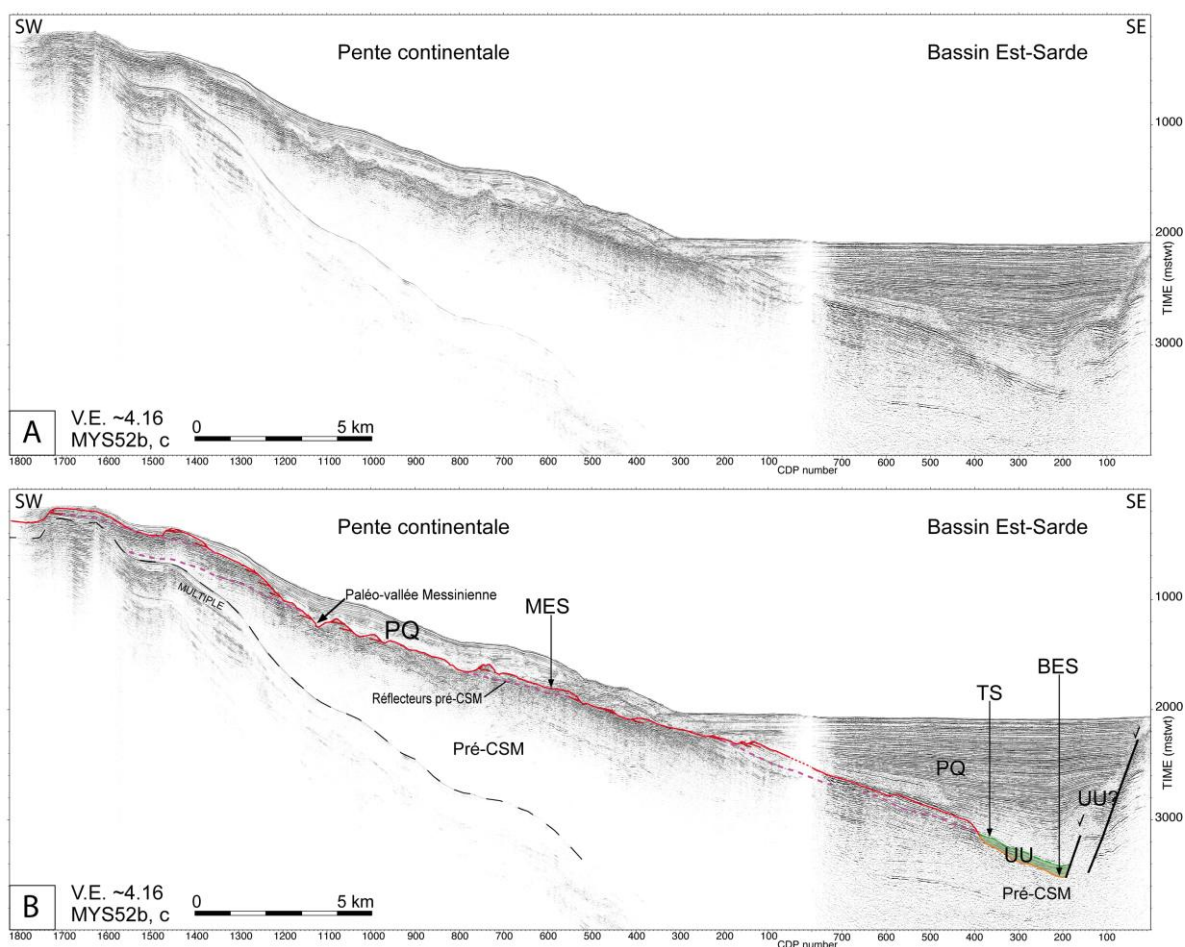


Figure III.5 : Profil MYS52bc, vierge (A) et interprété (B), acquis à dans le Bassin Est-Sarde au Sud du Golfe d'Orosei (Localisation sur la figure III.3). La MES présente une morphologie indentée en haut de pente. En bas de pente la MES est lisse et latéralement connectée aux dépôts de la CSM (l'Upper Unit, UU) dans le Bassin Sud Est-Sarde.

Dans la partie Nord de la zone d'étude, sur la Marge Est-Corse, les travaux de Thinon *et al.* (2004 ; 2011) montrent que la MES est présente sur le plateau et la pente continentale (Figure III.3). À la transition entre la Corse et la Sardaigne, face aux Bouches de Bonifacio, la MES s'étend vers le Nord du Bassin Est-Sarde sur une largeur d'environ 50 km, jusqu'à la profondeur de 2 s.t.d. (~1700 m sous le niveau marin) (Figure III.3). À cet endroit la MES se connecte à l'Upper Unit dans le Nord du Bassin Est-Sarde (**Figure III.6**, CDP 4200). Au Nord du Canyon de Caprera, la MES a été cartographiée sur la Ride d'Elba-Pianosa par Thinon *et al.* (2004 ; 2011) (Figure III.3). Entre les deux, au niveau du Canyon de Caprera, la répartition géographique de la MES n'est actuellement pas clairement contrainte (Figure III.3).

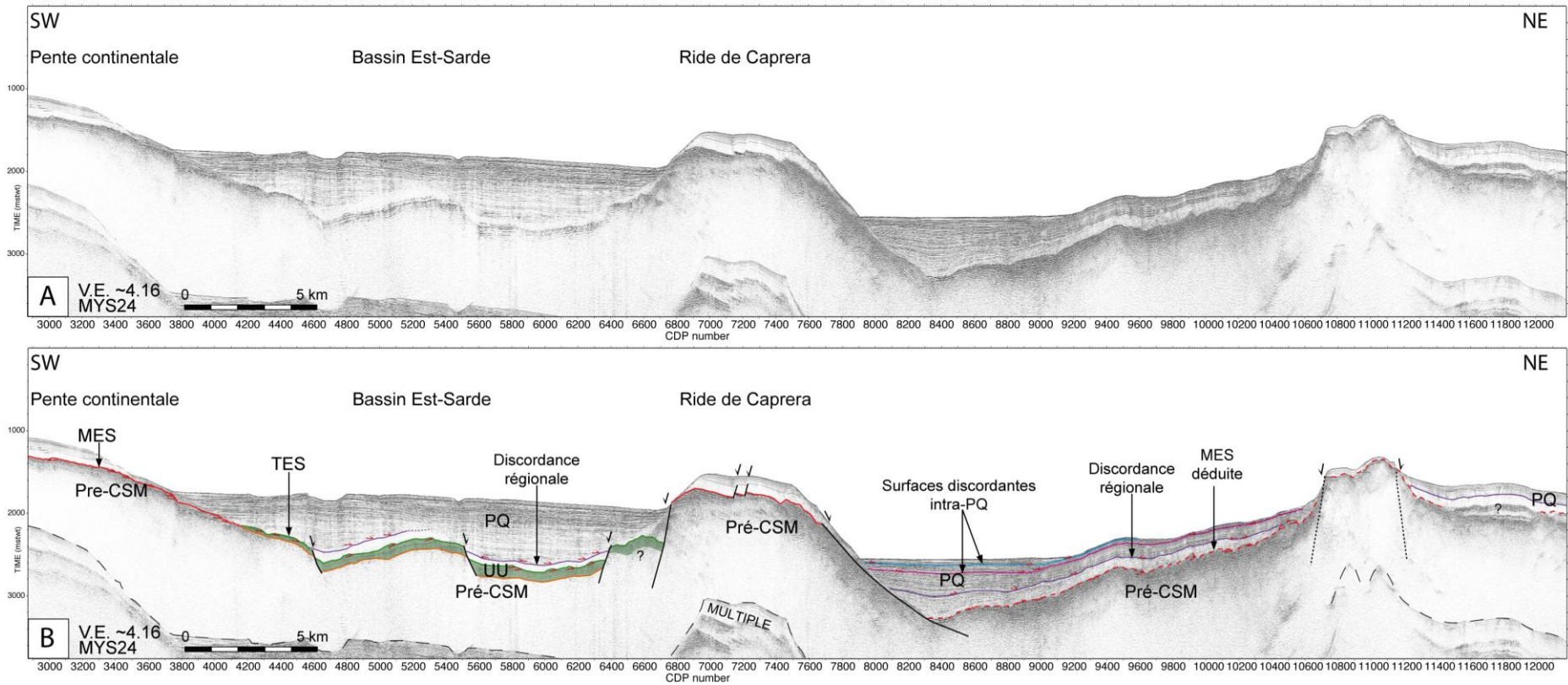


Figure III.6 : Profil régional MYS24 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Nord de la Marge Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). Sur la pente continentale, les dépôts pré-CSM sont érodés et la MES présente une morphologie rugueuse. Dans le Bassin Est-Sarde la MES se connecte latéralement à l'Upper Unit (UU). Vers l'Est, la présence de la MES est déduite lorsque la surface n'est pas directement corrélée avec les marqueurs sismiques de la CSM, par déconnexion structurale ou par manque de couverture sismique.

### A.1.1.1.2 Pente intermédiaire - Terrasse de Cornaglia

La transition entre la pente supérieure (*i.e.* le Bassin Est-Sarde) et la pente intermédiaire (*i.e.* la Terrasse de Cornaglia) est actuellement caractérisée par la présence de plusieurs hauts structuraux géométriquement déconnectés de la côte Est-Sarde (chaîne du Mont Quirra, Mont Sarde, Ride des Baronies, Ride de Caprera ; Figure III.3). Les sommets de ces hauts structuraux sont marqués par la présence d'une surface d'érosion latéralement connectée aux unités de dépôt de la CSM (en l'occurrence l'*Upper Unit* ; Figure III.1, partie Est ; **Figure III.7**). Cette connexion latérale atteste que la surface d'érosion correspond à la MES (Figure III.3).

Sur le Mont Sarde et la chaîne du Mont Quirra, la MES s'approfondit progressivement depuis le sommet des hauts structuraux vers les bassins, jusqu'à la connexion avec les unités de dépôts de la CSM (Figures III.1 ; III.3 ; III.7). Sur les hauts structuraux, la MES est localisée sous les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figures III.1, CDP 1970 à 2450 ; III.7), comme c'est également le cas sur la pente continentale supérieure.

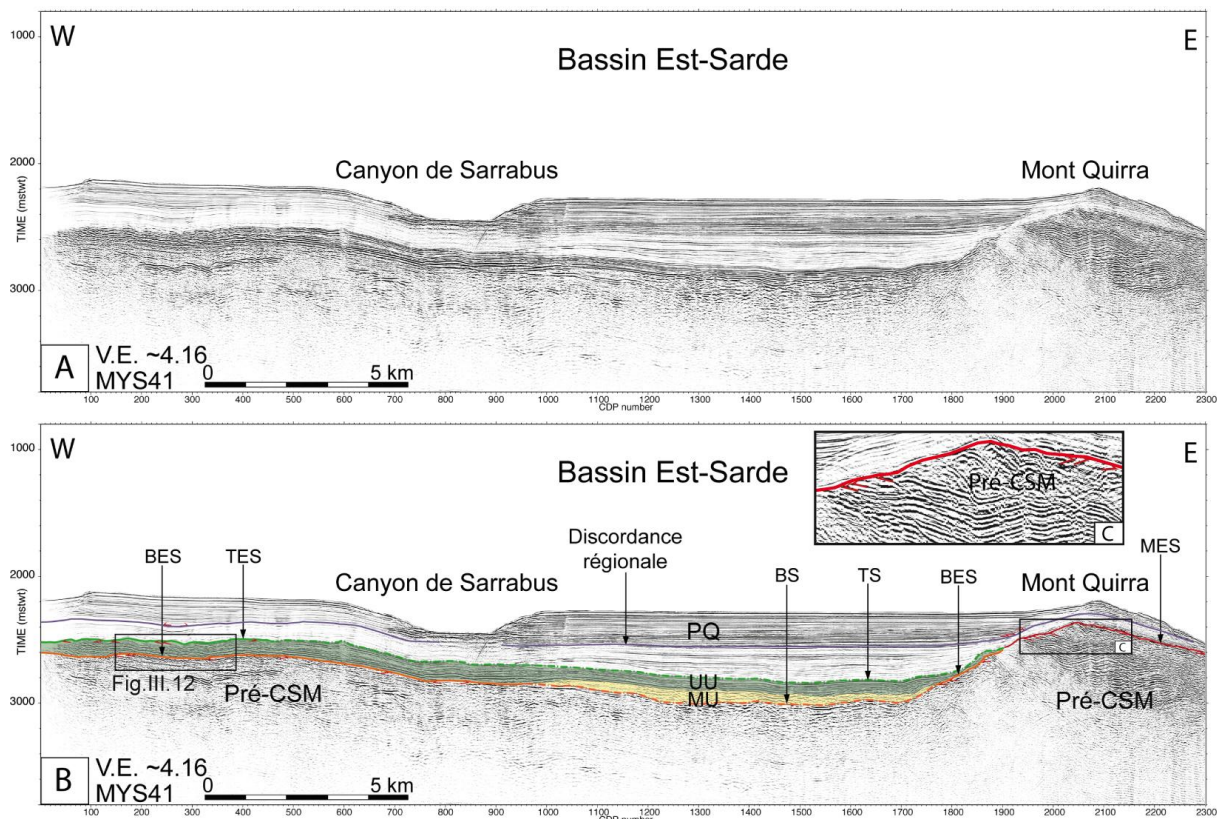


Figure III.7 : Profil MYS41 vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement au Bassin Sud Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). C) Zoom sur l'érosion des réflecteurs pré-CSM. La MES est observée sur le Mont Quirra à la transition entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia. Vers le Bassin Est-Sarde, la MES est connectée à l'*Upper Unit* (UU) qui recouvre la *Mobile Unit* (MU) dans le Bassin Sud Est-Sarde. Sur les pourtours du bassin, la base de l'UU est marquée par la *Bottom Erosion Surface* (BES).

La Ride des Baronies constitue un relief important dans la bathymétrie actuelle de la marge, à la transition entre le Nord du Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Figure III.3). La présence de la MES sur la Ride des Baronies est également mise en évidence par l'érosion des dépôts pré-CSM et en raison de sa connexion latérale avec les unités de la CSM dans le Nord du Bassin Est-Sarde (**Figure III.8**).

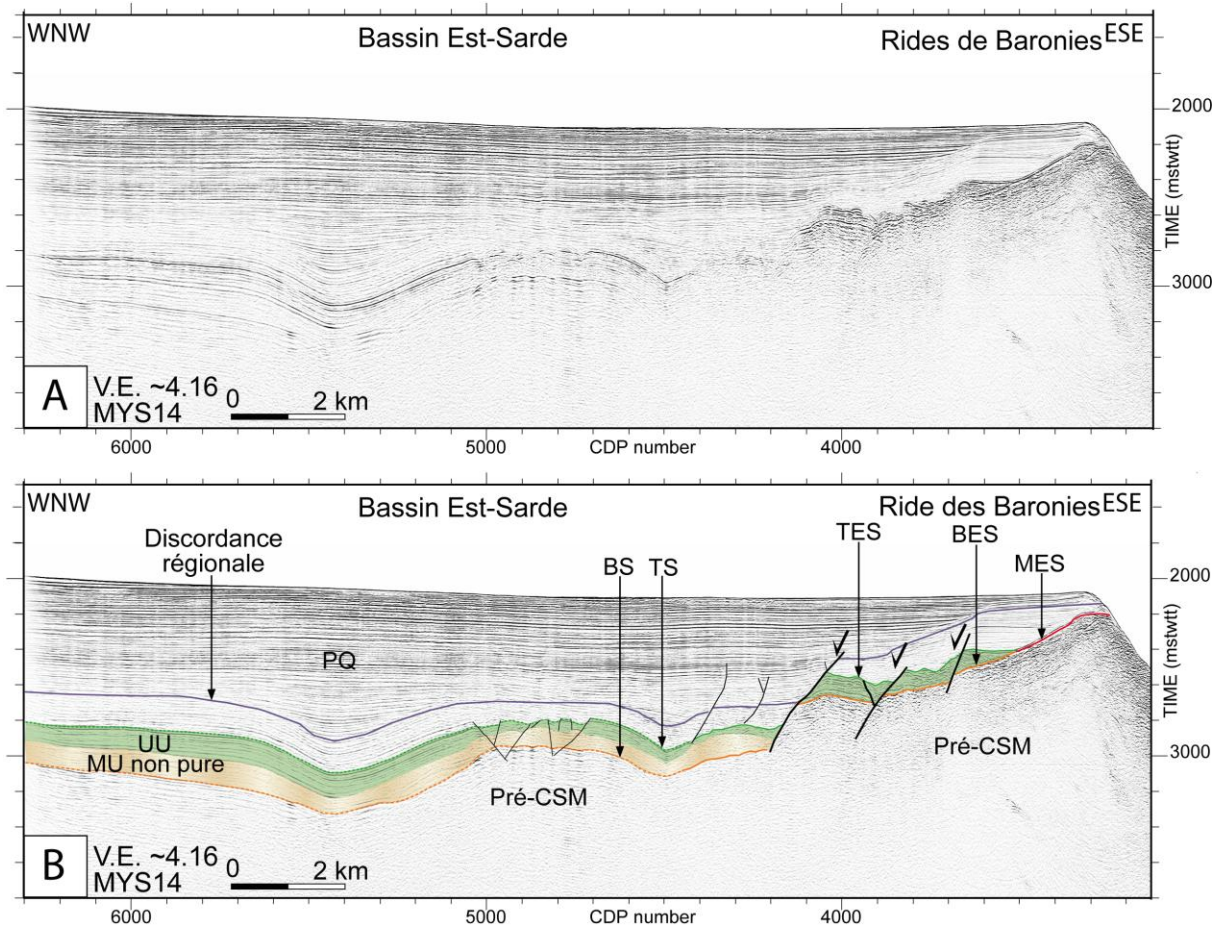


Figure III.8 : Profil MYS14 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). La MES est observée sur l'extrémité Nord de la Ride des Baronies à la transition avec la Terrasse de Cornaglia. Vers le Bassin Est-Sarde, la MES est connectée à l'Upper Unit (UU) qui recouvre la Mobile Unit (MU). Sur les pourtours du bassin, la base de l'UU est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES).

Pour les mêmes raisons la MES a aussi été identifiée sur la Ride d'Onifai et sur la Ride de Caprera (Figure III.3 ; **Figure III.9** ; **Figure III.10**).



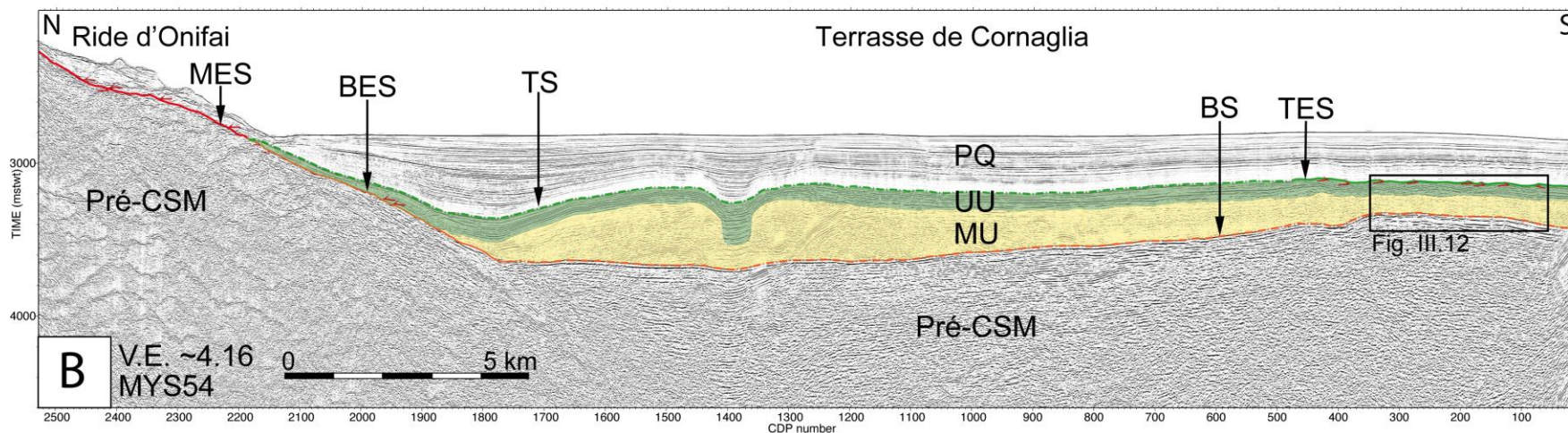
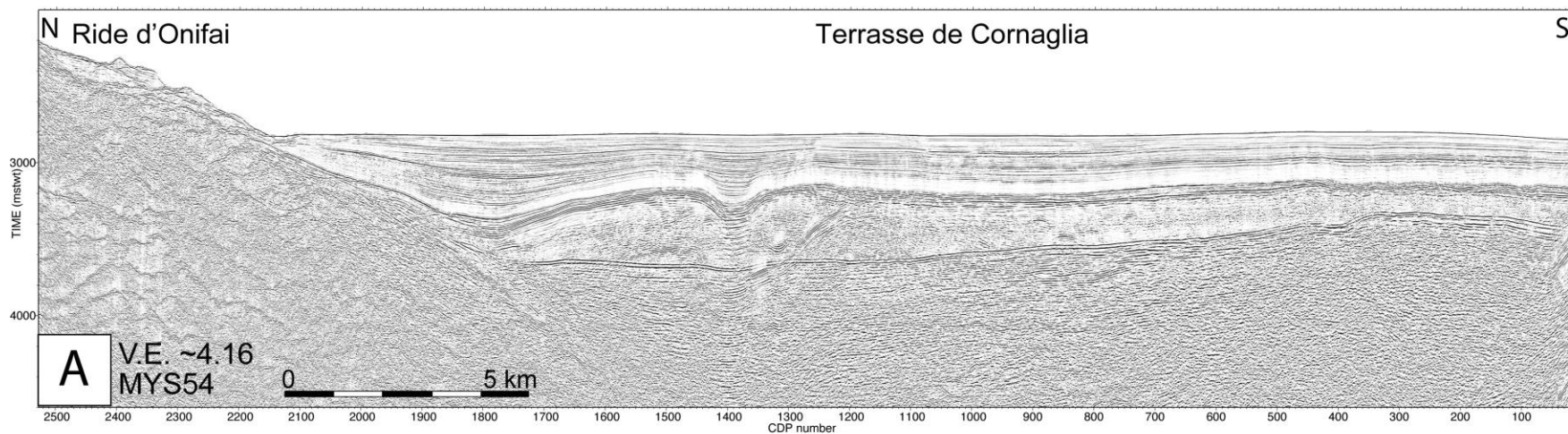


Figure III.9 : Profil MYS54 vierge (A) et interprété (B), acquis longitudinalement dans un bassin confiné de la Terrasse de Cornaglia entre les rides des Baronies et d'Onifai (localisation sur la figure III.3). La présence de la MES sur la Ride d'Onifai est attestée par sa connexion avec les unités de la CSM dans le fond du bassin. En bordure du bassin, la base de l'UU est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES).

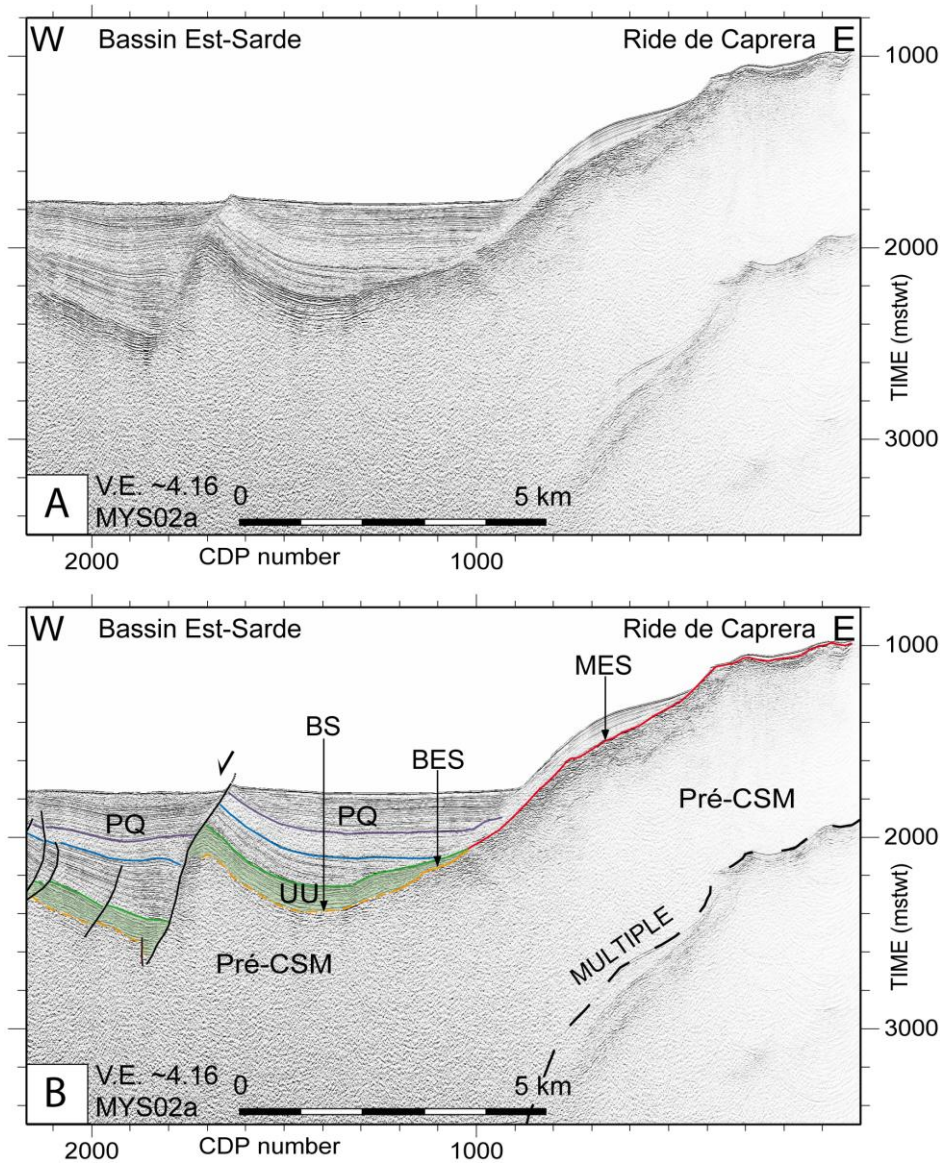


Figure III.10 : Extrait du profil MYS02a, vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement au Bassin Est-Sarde dans sa partie la plus septentrionale (Localisation sur la figure III.3). La présence de la MES sur la Rive de Caprera est attestée par sa connexion avec les unités de la CSM dans le Nord du Bassin Est-Sarde (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Dans certains secteurs en revanche, la surface d'érosion observée est déconnectée des unités de la CSM par la présence de failles crustales, sur le Mont Cornaglia dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Figure III.11) ou à l'Est de la Rive de Caprera (Figure III.6, CDP, partie Est). Dans ces cas, l'absence de corrélation entre les unités de dépôt de la CSM et la surface d'érosion ne permet pas de confirmer la présence de la MES de manière absolue. Néanmoins, plusieurs indices permettent de déduire la présence de la MES dans ces secteurs (Figure III.3).

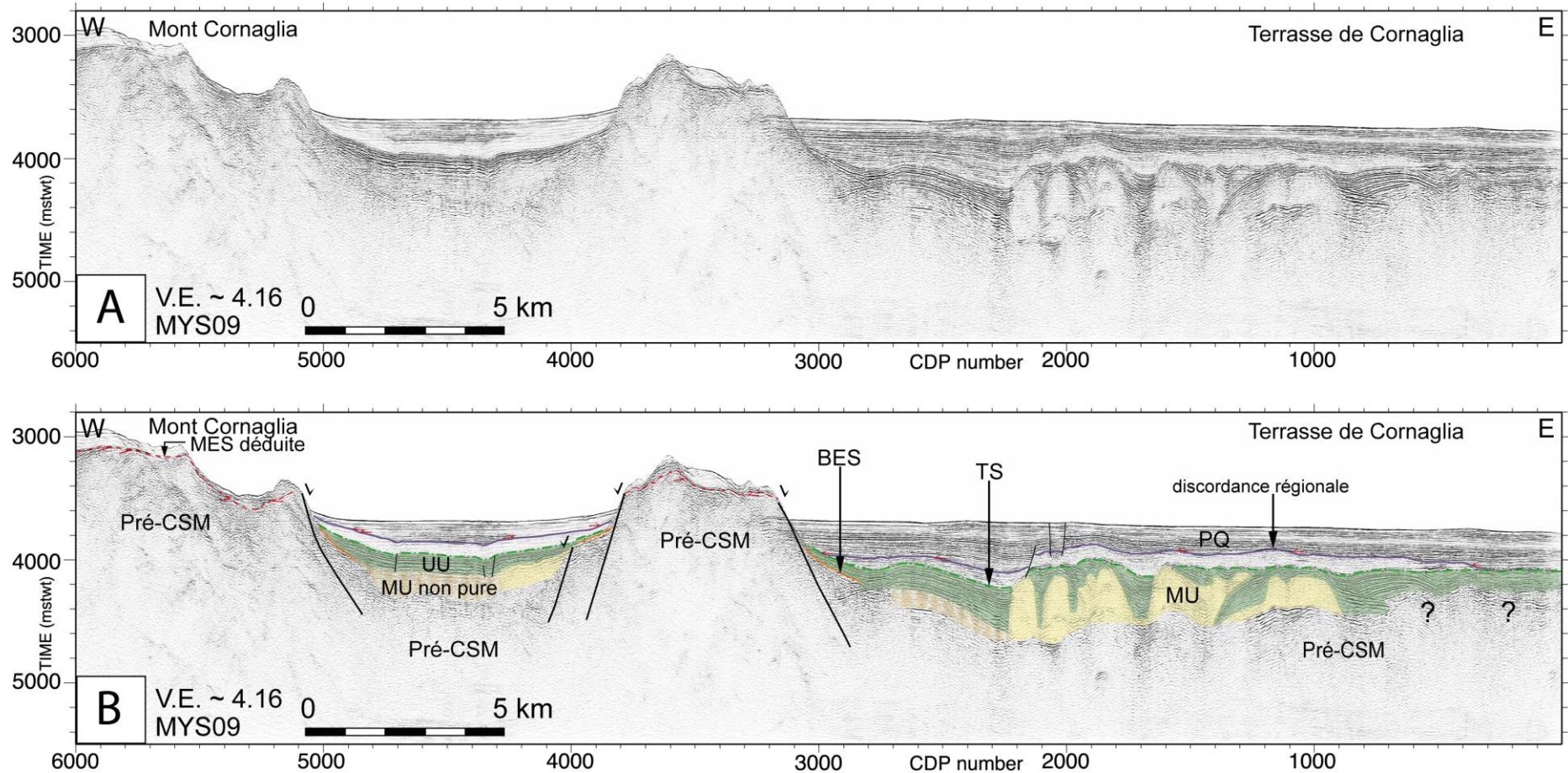


Figure III.11 : Profil MYS09 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.3). La présence de la MES est supposée sur les hauts structuraux de ce secteur, mais les failles crustales qui déconnectent la surface d'érosion des dépôts de la CSM ne permettent pas de confirmer qu'il s'agit de la MES, même si une série d'indices vont dans ce sens (surface d'érosion enfouie sous la partie inférieure du Plio-Quaternaire, terminaisons en biseaux des unités de la CSM à la base des hauts structuraux). Voir texte pour détails (modifié de Gaullier et al., 2014).

Ainsi, l'absence de dépôts de la CSM, la présence de réflecteurs tronqués sous les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figure III.6, partie Est) et la terminaison en biseau des unités de la CSM à la base des hauts structuraux (Figure III.11), sont des marqueurs cohérents avec la présence de la MES dans les secteurs où cette surface n'est pas formellement établie (Figure III.3).

La surface d'érosion observée sous les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire à l'Est de la Ride de Caprera est donc interprétée comme correspondant à la MES du fait des réflecteurs tronqués sous les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figures III.3 ; III.6, partie Est). De plus, les discordances angulaires intra-plio-quaternaires observées dans ce bassin montrent que la zone a subi une activité tectonique post-CSM (Figure III.6, partie Est). Ces mouvements verticaux post-CSM suggèrent que le bassin était localisé plus haut dans la bathymétrie durant la CSM, ce qui est en bonne adéquation avec l'absence de dépôts de la CSM et la présence de la MES (Figure III.6, partie Est). Sur le Mont Cornaglia, la surface d'érosion observée sous les dépôts plio-quaternaires est interprétée comme étant la MES en raison de la terminaison en biseau des unités de la CSM à la base des hauts structuraux et de l'absence d'unités de la CSM sur les hauts structuraux (Figure III.11). De plus, des échantillons prélevés au sommet du Mont Cornaglia montrent localement la présence de roches du socle varisque, ou d'âges plus anciens, sans dépôts de la CSM, ni plio-quaternaires (Sartori *et al.*, 2004), ce qui est cohérent avec la présence de la MES (Figure III.3).

Dans le cas où les dépôts du Plio-Quaternaire sont absents, la MES pourrait avoir été réactivée au cours du Plio-Quaternaire, bien que la CSM soit fort probablement le dernier événement qui ait pu générer une telle surface d'érosion sur la Marge Est-Sarde. La présence de la MES sur les hauts structuraux de la Terrasse de Cornaglia méridionale est par conséquent cohérente (Figure III.3).

Les zones érodées où la MES est présente sont localisées sur les hauts bathymétriques qui marquent la morphologie actuelle de la Marge Est-Sarde : le haut de la pente continentale supérieure et le sommet des hauts structuraux déconnectés de la côte Est-Sarde. Localement la présence de la MES dans des bassins plus profonds pourrait être liée à des mouvements crustaux verticaux post-CSM (Nord de la marge, Figure III.6).

**La configuration de la MES montre que les zones hautes actuelles étaient déjà des zones hautes au cours de la CSM sur la Marge Est-Sarde, suffisamment hautes pour ne pas comporter de dépôts de la CSM et être érodées lors de l'abaissement du niveau**

marin. La répartition géographique de la MES suggère donc que les hauts de socle actuels de la Marge Est-Sarde étaient formés avant la CSM.

### A.1.2. La Bottom Erosion Surface (BES) et Top Erosion Surface (TES)

#### A.1.2.1 La BES

La BES tronque les réflecteurs pré-CSM (**Figure III.12A**). Elle est représentée par un réflecteur discontinu, de forte amplitude, qui sépare en discordance les séries pré-CSM et les unités de la CSM (Figure III.12A). Elle correspond donc à une surface d'érosion.

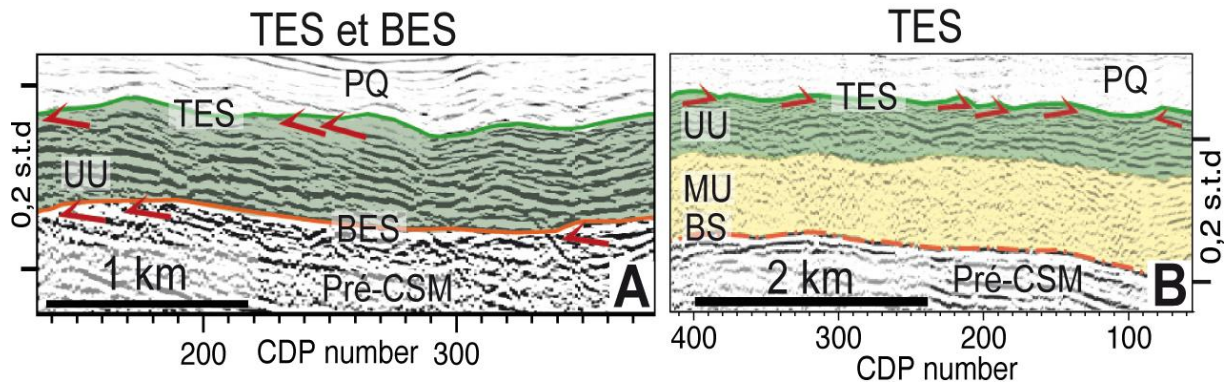


Figure III.12 : Expressions sismiques de la BES (A) et de la TES (A et B) sur la Marge Est-Sarde. Localisation des sections de profils sur les figures III.7 (A) et III.9 (B).

Sur la Marge Est-Sarde, la BES prolonge la MES vers le bassin sous les unités de la CSM (e.g. **Figure III.13**).

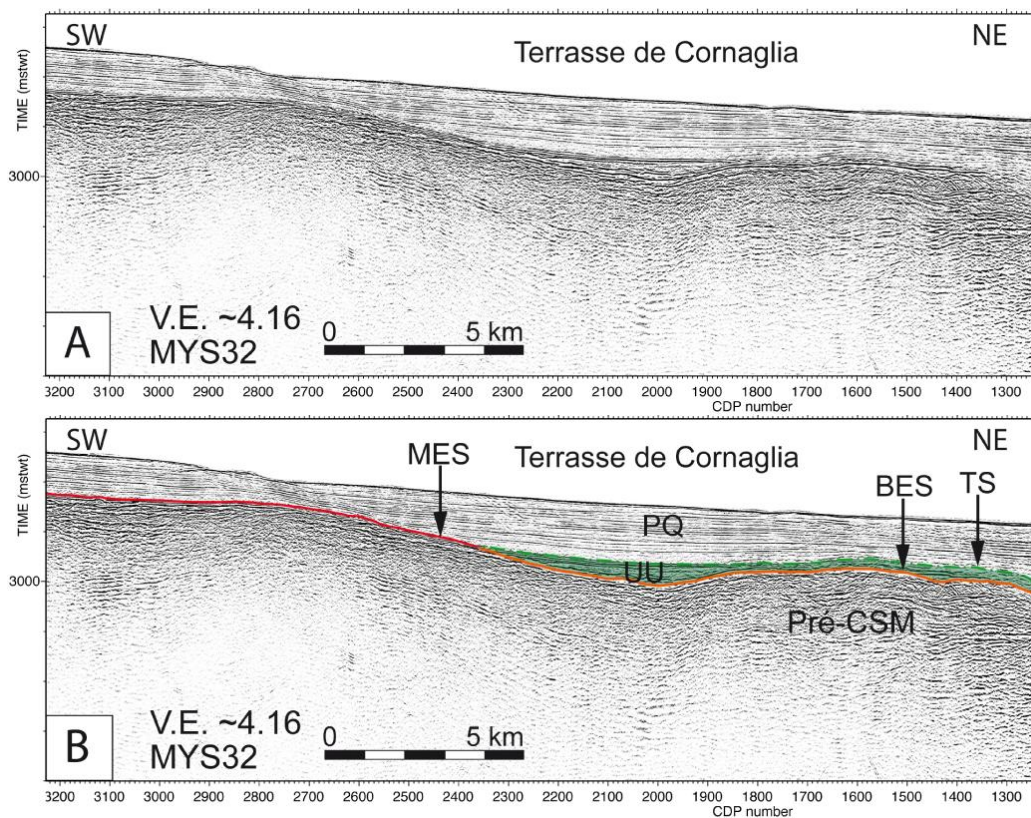


Figure III.13 (page précédente) : Profil MYS32 vierge (A) et interprété (B), acquis à l'Est de la Ride des Baronies (localisation sur la figure III.14). La MES est latéralement connectée à l'Upper Unit (UU). La base de l'Upper Unit est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES) dans le prolongement de la MES.

La BES est généralement observée en bordure des bassins, à la base des hauts structuraux (Figure III.13 ; **Figure III.14**). Dans le Nord du Bassin Est-Sarde, la BES est largement observée sous l'Upper Unit (Figures III.6 ; III.14). Dans la partie centrale du Bassin Est-Sarde, dans le secteur du Canyon d'Orosei, la BES est observée à la base de l'Upper Unit et de la Mobile Unit (Figure III.14). Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, la BES est principalement observée sous l'Upper Unit, bien que la BES marque localement la base de la Mobile Unit, notamment dans le secteur de l'actuel Canyon de Sarrabus (Figure III.14). Sur la Terrasse de Cornaglia, la BES est observée sous l'Upper Unit à la base de la chaîne du Mont Quirra, de la Ride des Baronies et du Mont Cornaglia (Figure III.14). La BES est localement observée dans l'Est de la Terrasse de Cornaglia, au Sud-Est du Mont Cornaglia, en bordure de la Mobile Unit et/ou de l'Upper Unit (Figure III.14).

#### A.1.2.2 La TES

Sur la Marge Est-Sarde la TES est située au toit des dépôts de la CSM, c'est-à-dire au toit de l'Upper Unit (Figure III.12). Les réflecteurs de la partie supérieure de l'Upper Unit sont tronqués par la TES, ce qui atteste son caractère érosif (Figure III.12).

La TES est particulièrement présente au Nord de la zone d'étude, vers le Bassin Est-Corse, dans le Nord du Bassin Est-Sarde (Figures III.6 ; III.14). Plus au Sud, la TES est observée en bordure du bassin, le long du flanc Ouest de la Ride des Baronies (Figure III.14). La TES est très étendue, comme la BES, dans la partie centrale du Bassin Est-Sarde, entre le Mont sarde et la Ride des Baronies (Figure III.14). Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, la TES est observée dans le centre du bassin dans le secteur de l'actuel Canyon de Sarrabus (Figure III.14). Sur la Terrasse de Cornaglia, la TES est très peu observée, limitée à quelques zones ponctuelles, comme dans le bassin confiné entre les rides d'Onifai et des Baronies (Figure III.14).

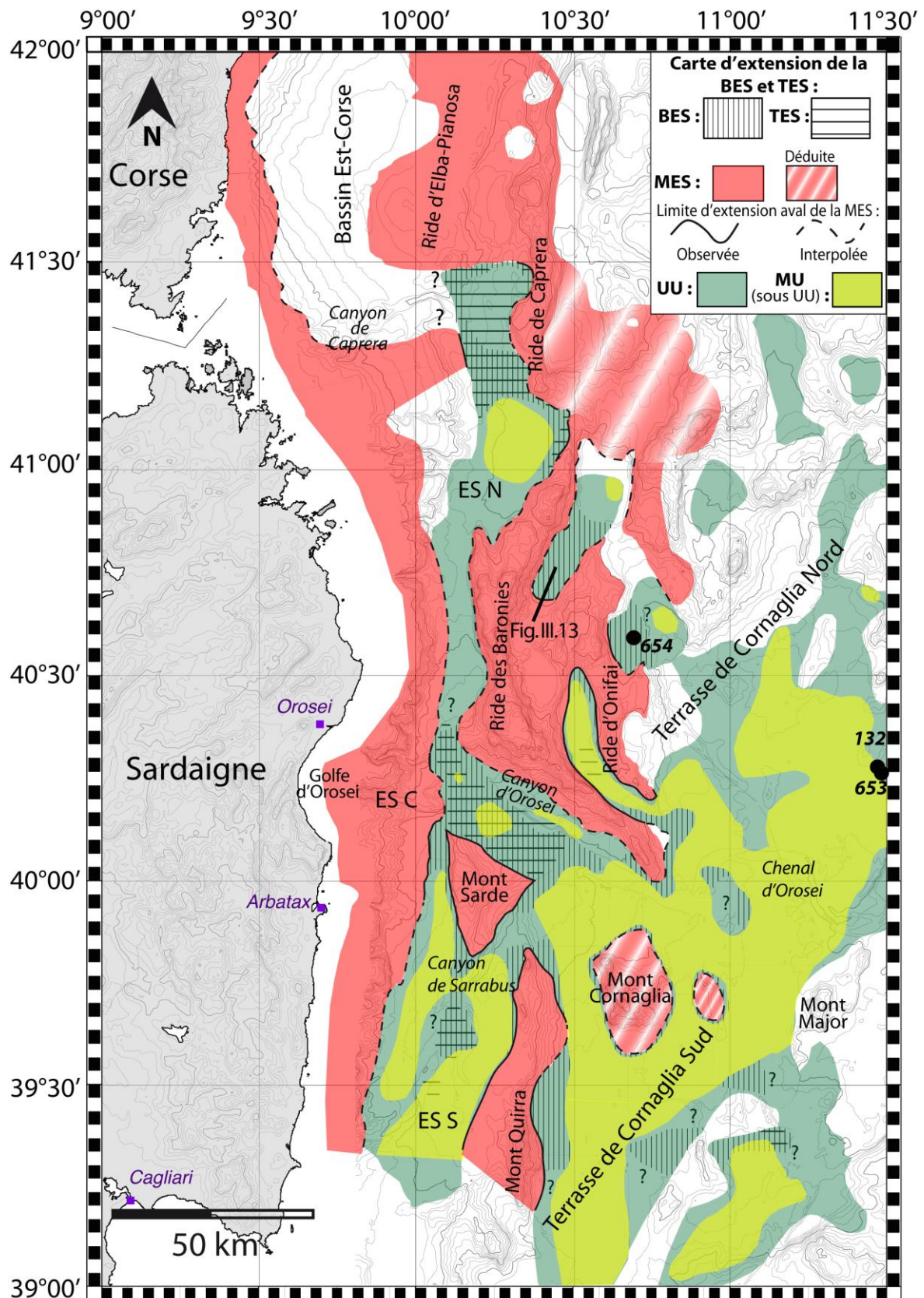


Figure III.14 : Carte d'extension de la BES et de la TES sur la Marge Est-Sarde, localisées respectivement à la base et au sommet des unités de dépôt de la CSM (Mobile Unit et Upper Unit). ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Localisation de la figure III.13.

## A.2 Les limites de séquence de dépôt : Bottom Surface (BS) et Top Surface (TS)

Les marqueurs sismiques de la CSM de la Marge Est-Sarde incluent des surfaces qui correspondent à des limites de séquence de dépôt, également observées dans d'autres zones de la Méditerranée (Lofi *et al.*, 2011a, b) : la BS et la TS, respectivement localisées à la base et au toit des dépôts de la CSM (*e.g.* Figure III.9).

La BS est caractérisée par un réflecteur discontinu de forte amplitude, observé dans le prolongement de la BES vers les zones plus profondes des bassins (*e.g.* Figures III.8 ; III.9). La BS sépare en concordance les unités de la CSM des séries pré-CSM.

La TS est localisée au toit des unités de la CSM et sépare l'unité de la CSM la plus récente, l'*Upper Unit*, de la couverture Plio-Quaternaire (*e.g.* Figures III.11 ; III.13). Elle est caractérisée par un réflecteur continu et de forte amplitude, concordant avec les réflecteurs supérieurs et inférieurs. La profondeur de la TS en s.t.d sur la zone d'étude correspond à la profondeur du toit de l'*Upper Unit*.

## B. Les unités sédimentaires de la Crise de Salinité Messinienne

Cette partie du chapitre présente les unités sédimentaires de la CSM identifiées sur la Marge Est-Sarde. Les caractéristiques sismiques de chaque unité sont détaillées, ainsi que leur répartition géographique dans les différents bassins de la Marge Est-Sarde. Les profondeurs du toit des unités sont également présentées, ainsi que leur épaisseur quand les données le permettent.

Les unités de la CSM sont interprétées selon la nomenclature de l'Atlas sismique des marqueurs de la CSM de Lofi *et al.* (2011a), qui comporte classiquement dans les bassins profonds la superposition de la base au sommet des unités suivantes :

- La *Lower Unit*
- La *Mobile Unit*
- L'*Upper Unit*

### B.1 Les unités sédimentaires des bassins profonds

#### B.1.1. La *Lower Unit* (LU)

Sur la Marge Est-Sarde, l'analyse des données sismiques montre très localement la présence d'une unité à facies sismique litée, à réflecteurs continus et de forte amplitude (*e.g.* Figures III.9, CDP 0 à 200 ; III.11, CDP 800 à 1200).

Cette unité est localisée sous la *Mobile Unit* (MU) et présente un facies sismique similaire à la LU observée ailleurs en Méditerranée sous la MU (Golfe du Lion par exemple, Lofi *et al.*, 2005). Cependant, dans le cas présent, il est difficile d'attester que cette unité soit liée aux



dépôts de la CSM. En effet, en l'absence de forage ou d'organisation géométrique claire (*e.g.* interconnexions avec les autres marqueurs de la CSM ou onlap latéral sur les hauts structuraux), l'âge de cette unité ne peut pas être confirmé et un âge pré-CSM peut également être envisagé. Ainsi, la LU est soit absente de la Marge Est-Sarde, soit le manque de pénétration des données sismiques sous la MU ne permet pas d'imager clairement sa géométrie et de lui attribuer un âge lié à la CSM.

### B.1.2. *La Mobile Unit (MU)*

#### B.1.2.1 Caractéristiques sismiques

Sur la Marge Est-Sarde, la MU a été identifiée sur les données METYSS grâce à son faciès sismique transparent, ainsi que par la déformation ductile dont elle fait l'objet, liée à des processus de tectonique salifère (Curzi *et al.*, 1980 ; Gaullier *et al.*, 2014). Ces processus sont favorisés par la composition de la MU, constituée de halite, qui présente des propriétés plastiques et se déforme en créant notamment des anticlinaux et des diapirs de sel (Figure III.11). Ces processus de tectonique salifère sont étudiés dans la suite de ce mémoire (c.f. chapitre IV.B). La MU présente localement un faciès sismique moins transparent, comportant des réflecteurs internes de faible amplitude, potentiellement attribué à une composition détritique plus importante (Figure III.11 ; Gaullier *et al.*, 2014).

La MU est observée dans les bassins de la Marge Est-Sarde entre les hauts structuraux, dans le Bassin Est-Sarde et sur la Terrasse de Cornaglia (**Figure III.15**).

#### B.1.2.2 Répartition géographique, épaisseur et profondeur de la MU

##### B.1.2.2.1 *Pente supérieure - Bassin Est-Sarde*

L'unité MU est présente dans les parties les plus profondes du Bassin Est-Sarde et s'affine progressivement vers la périphérie du bassin, jusqu'à terminer en biseau au pied des hauts structuraux qui bordent le bassin (*e.g.* **Figure III.16**).

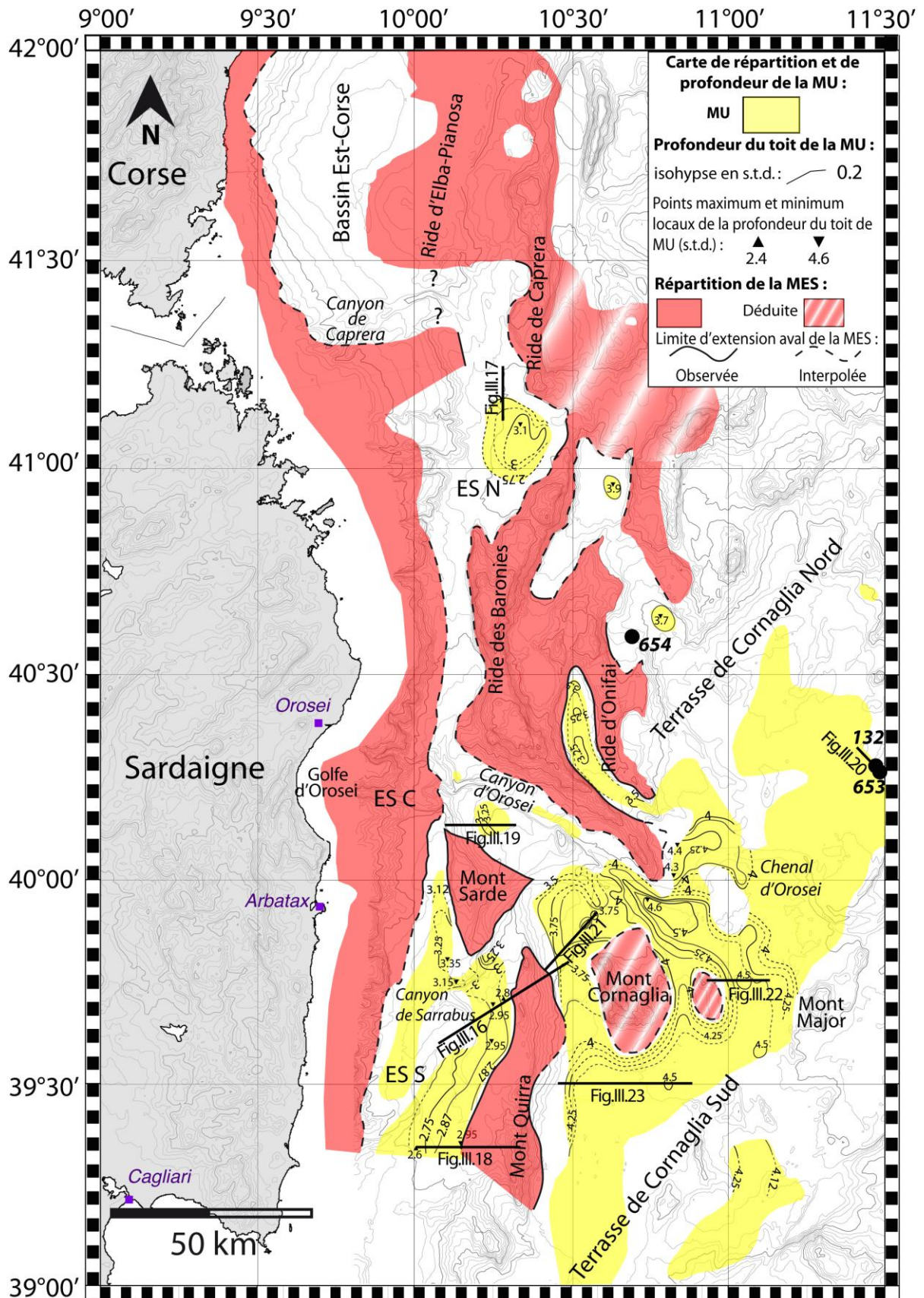


Figure III.15 : Carte de répartition et de profondeur de la MU sur la Marge Est-Sarde. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la position des figures présentées dans ce paragraphe.

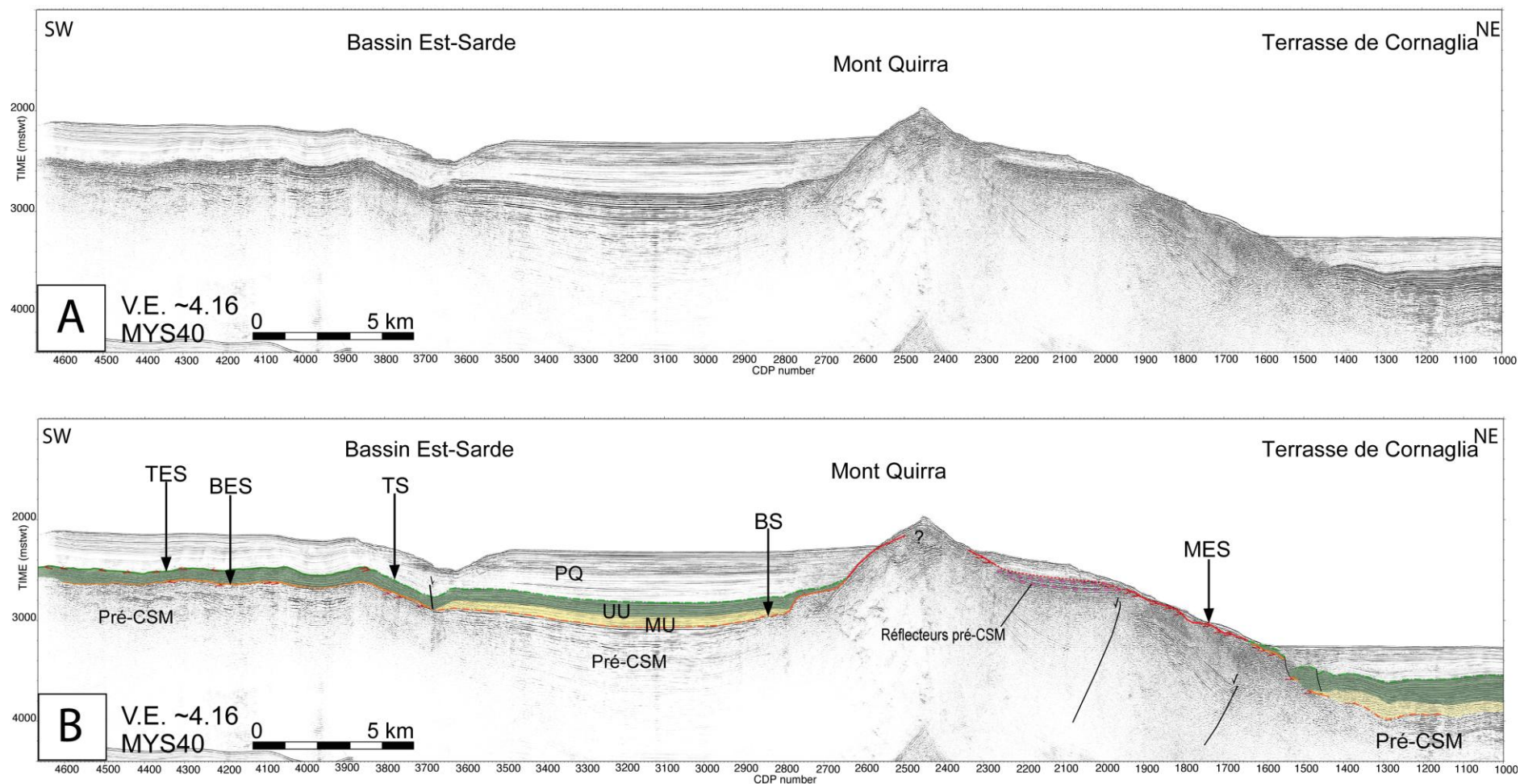


Figure III.16 : Profil MYS40, vierge (A) et interprété (B), acquis sur la bordure Est du Bassin Est-Sarde et sur la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU sous l'Upper Unit (UU) dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia. La MU et se termine en biseau vers les extrémités des bassins. La MES est observée sur la chaîne du Mont Quirra, connectée aux unités de la CSM vers les bassins.

Dans le Nord du Bassin Est-Sarde à l'Ouest de la Ride des Baronies, la MU est observée dans la partie centrale du bassin (Figure III.15). La MU est mince ( $< 0,12$  s.t.d., *i.e.*  $\sim 270$  m, pour une vitesse moyenne interne des ondes sismiques de 4500 m/s, Réhault *et al.*, 1984 ; ; **Figure III.17**) et son toit s'approfondit depuis les bordures ( $\sim 2,75$  s.t.d., soit 2300 m sous le niveau marin) vers le centre du bassin ( $\sim 3,1$  s.t.d., soit 2770 m sous le niveau marin ; Figure III.15).

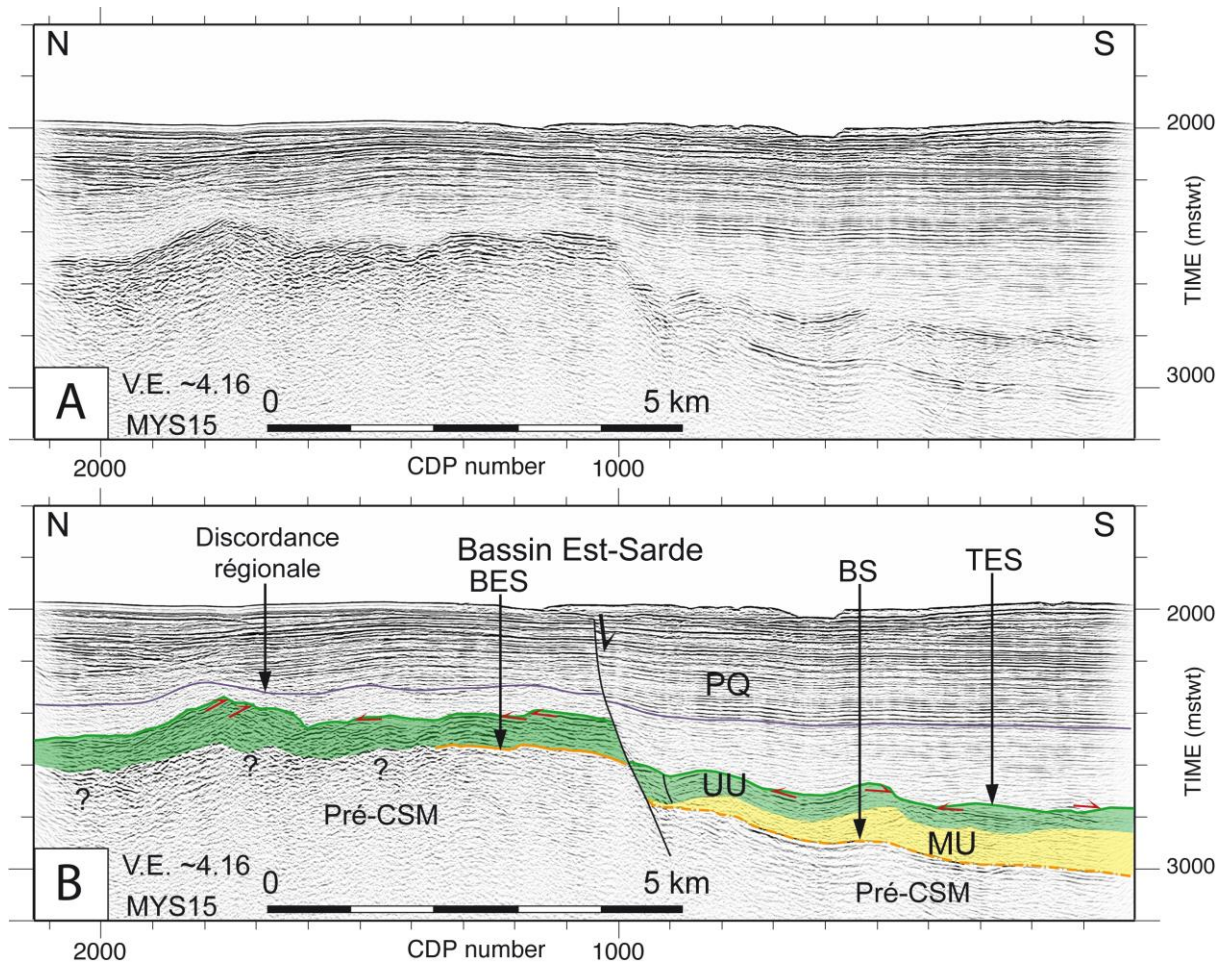


Figure III.17 : Profil MYS15 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Nord du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU sous l'Upper Unit (UU) dans le Nord du Bassin Est-Sarde. La MU est mince et termine en biseau vers le Nord du bassin.

Dans le Sud du Bassin Est-Sarde à l'Ouest de la chaîne du Mont Quirra, la MU est mince, de l'ordre de 0.1 s.t.d. d'épaisseur (soit  $\sim 225$  m ; Figure III.16 ; **Figure III.18**). Le point le plus haut du toit de la MU est observé à  $\sim 2,6$  s.t.d. de profondeur (soit  $\sim 2270$  m sous le niveau marin) à l'Ouest du Mont Quirra (Figures III.15 ; III.18, CDP 0). Le point le plus bas est localisé à 3.35 s.t.d. de profondeur (soit 2790 m sous le niveau marin) au Sud du Mont Sarde (Figure III.15). Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, le toit de la MU présente une pente qui s'approfondit depuis le Sud vers le Nord, en direction du Golfe d'Orosei (Figure III.15).

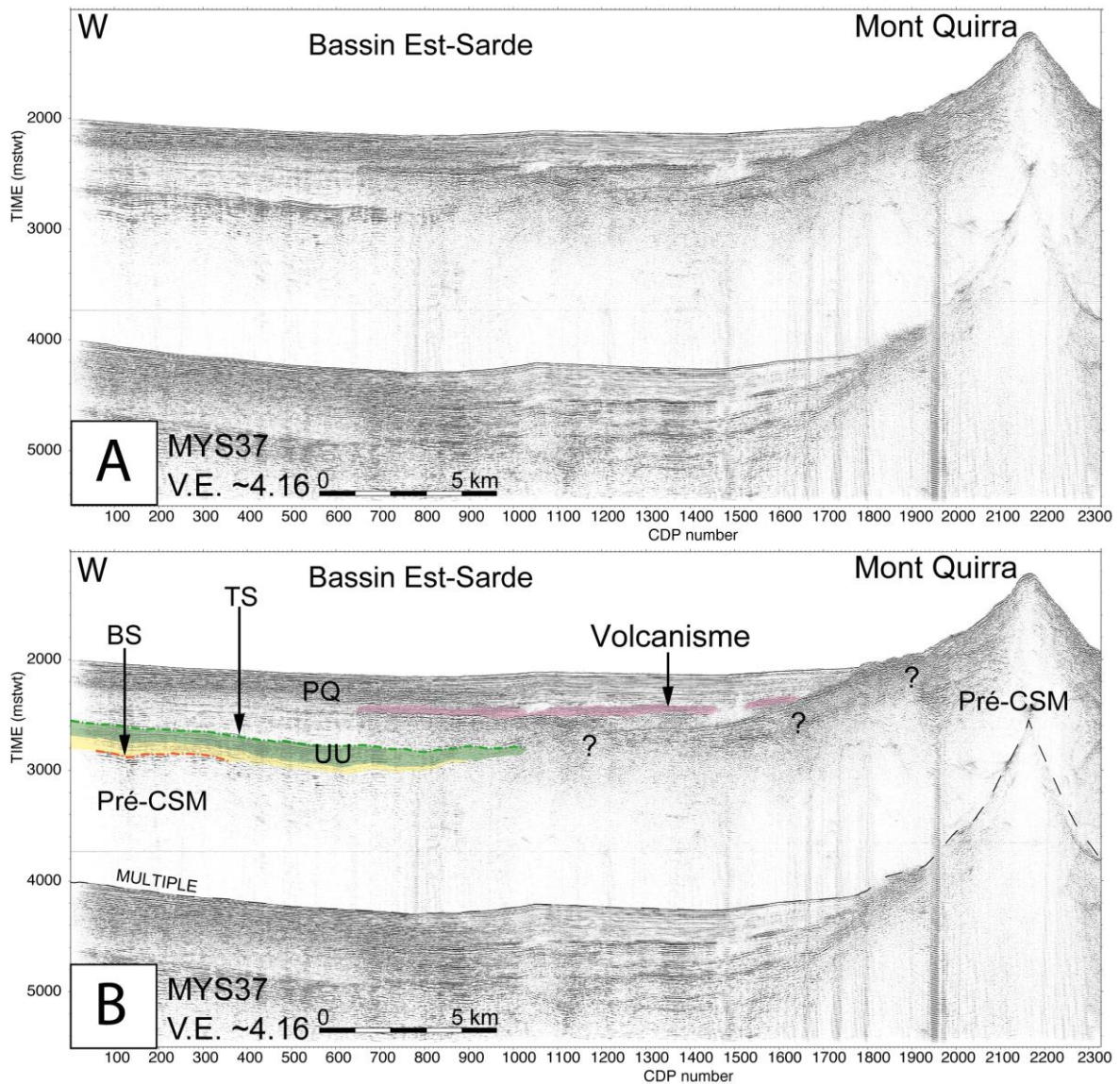


Figure III.18 : Profil MYS37 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Bassin Sud Est-Sarde (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU qui est mince et se termine en biseau vers le Mont Quirra, à la bordure Est du bassin.

On note la présence de failles supra-salifères, connectées en profondeur sur le toit de la MU, en deux endroits en bordure de la MU du Bassin Est-Sarde (Figures III.16, CDP 3700 ; III.17, CDP 880). Ces failles montrent l'existence de faibles mouvements latéraux liés au fluage du sel mobile.

#### B.1.2.2.2 Bassin Est-Sarde central - zone du Canyon d'Orosei

Dans la partie centrale du Bassin Est-Sarde, la MU est présente en petites poches locales au Nord du Mont Sarde et dans le chenal encaissé du Canyon d'Orosei (Figure III.15 ; **Figure III.19**).

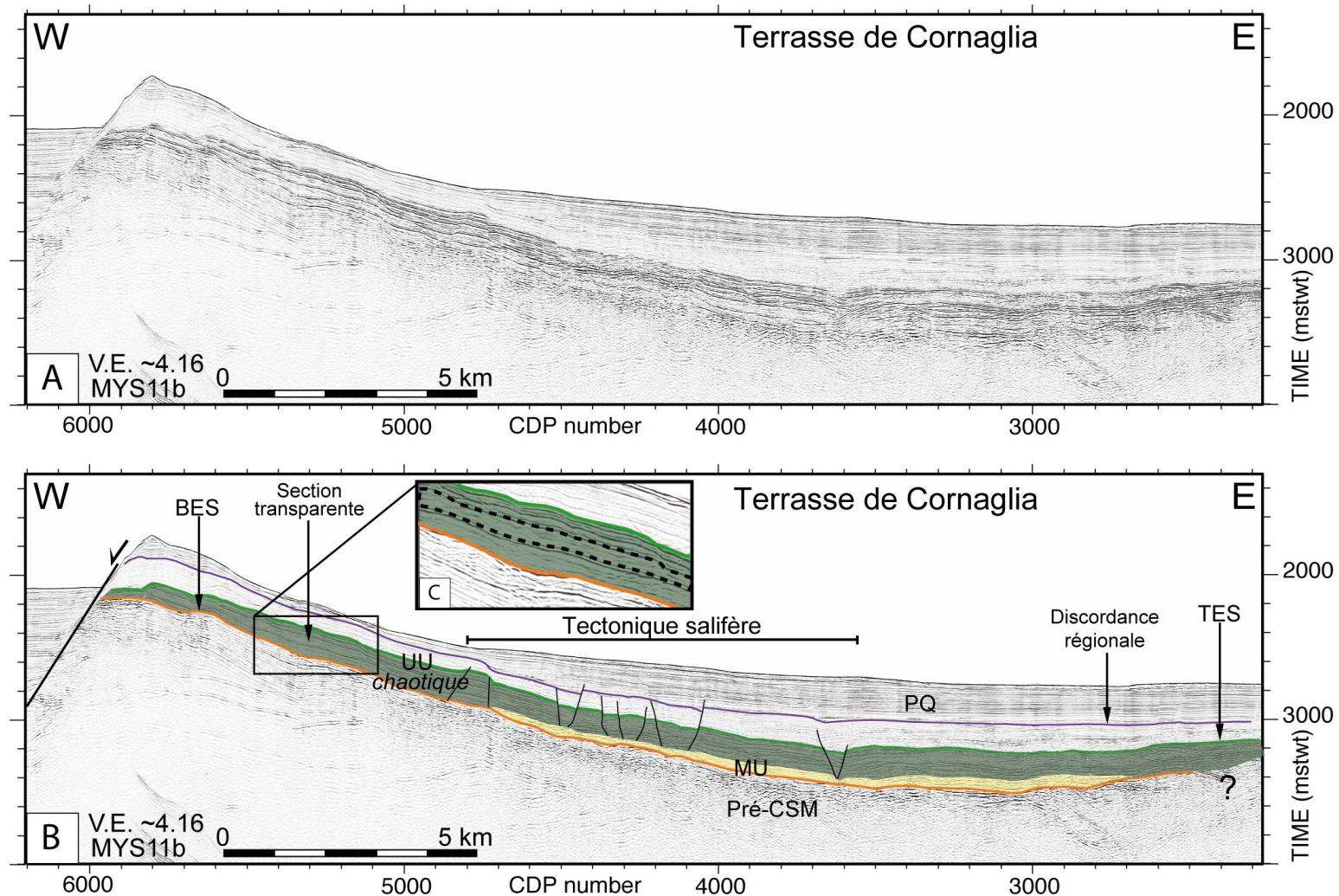


Figure III.19 : Profil MYS11B vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie central de la Marge Est-Sarde dans le secteur du Canyon d'Orosei (localisation sur la figure III.15). (C) Zoom sur le faciès sismique chaotique de l'Upper Unit (UU), spécifique à ce secteur de la marge. La MU est mince et son toit et sa base s'approfondissent depuis l'Ouest vers l'Est. Les failles supra-salifères observées dans la couverture sédimentaire attestent l'existence de processus de tectonique salifère.

Au Nord du Mont Sarde, la MU est mince, avec une épaisseur comprise entre 0.06 std et 0.11 s.t.d. (soit entre 135 et 247 m d'épaisseur ; Figure III.19). Le toit de la MU présente une pente qui s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est et qui passe de ~2,9 s.t.d. (~2440 m sous le niveau marin) à ~3,4 s.t.d. (~2770 m sous le niveau marin). La base de la MU est également en pente (Figure III.19). Les failles normales supra-salifères observées dans la couverture sédimentaire témoignent du processus de glissement gravitaire qui affecte le sel mobile et les dépôts sus-jacents (Figure III.19). Ce processus de tectonique salifère est décrit dans le chapitre suivant (c.f. chapitre IV.B). On précise néanmoins que ce processus illustre l'existence de mouvements latéraux liés au glissement du sel mobile et de sa couverture sédimentaire.

#### *B.1.2.2.3 Pente intermédiaire - Terrasse de Cornaglia*

La MU est observée dans l'ensemble de la Terrasse de Cornaglia, qui constitue le principal bassin d'accumulation du sel mobile sur la Marge Est-Sarde (Figure III.15). La MU se termine en biseau contre les hauts structuraux qui ponctuent la Terrasse de Cornaglia (Figure III.11) ou qui la bordent (Figures III.9 ; III.16, partie Est ; **Figure III.20** ; **Figure III.21**).

Dans le Nord-Ouest de la Terrasse de Cornaglia, la présence de la MU est limitée à de petites poches locales dans des sous-bassins qui bordent le flanc Est de la Ride des Baronies (Figure III.15). Ces bassins sont clairement marqués dans la bathymétrie, entourés par des hauts structuraux qui ont contraint l'extension géographique la MU durant la CSM (Figure III.15). On note en particulier la présence de la MU dans le bassin confiné entre la Ride des Baronies et la Ride d'Onifai (Figure III.9). La MU y est épaisse (localement 0,4 s.t.d. d'épaisseur, soit 900 m ; Figure III.9, CDP 1500) et son toit est approximativement localisé à 3,25 s.t.d. de profondeur (*i.e.* 2625 m sous le niveau marin) (Figures III.9 ; III.15). Les processus de tectonique salifère dans ce bassin seront étudiés en détail dans la suite de ce mémoire (c.f. IV.B.4.2. Fluage contraint par la géométrie du socle pré-Messinien).

Dans le Nord-Est de la Terrasse de Cornaglia, l'épaisseur de la MU est de l'ordre de 0,2 s.t.d. (*i.e.* 450 m), notamment dans la zone du forage ODP 653, proche de la bordure Est de la Terrasse de Cornaglia (Figures III.15 ; III.20). Le toit de la MU est localisé à 4,1 s.t.d. de profondeur (*i.e.* 3240 m sous le niveau marin) (Figure III.20).

Dans le Nord de la Terrasse de Cornaglia, le toit de la MU présente donc une pente qui s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est de la terrasse (Figures III.15).

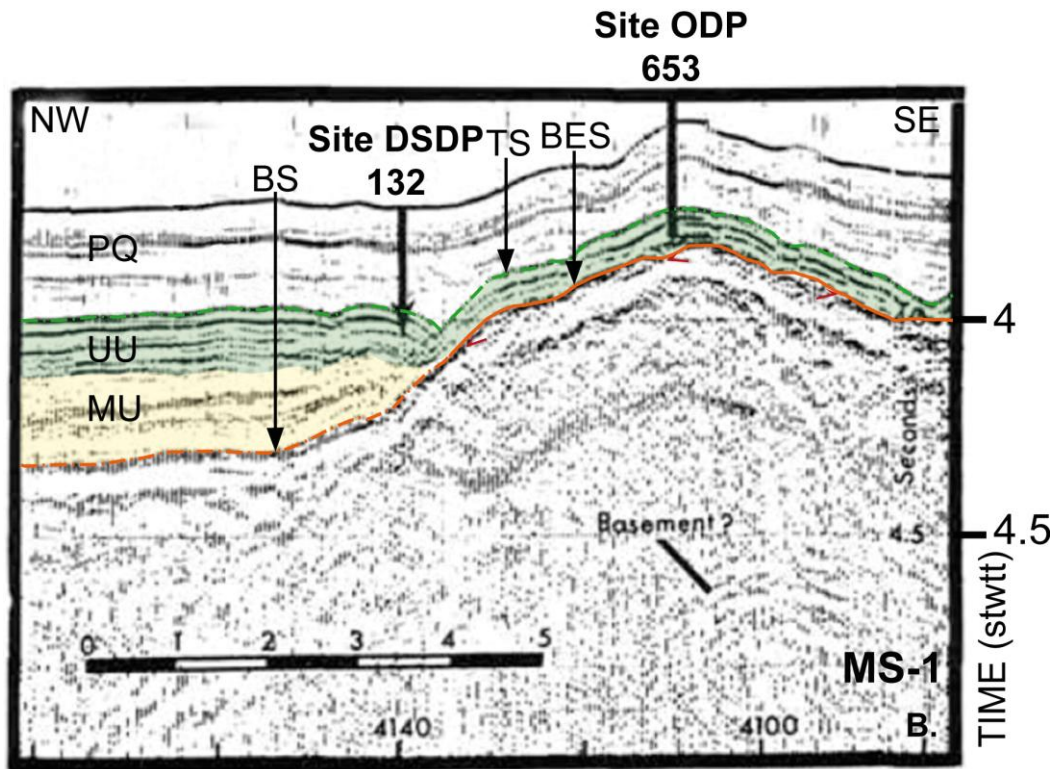


Figure III.20 : Profil MS01, localisé à la bordure Nord-Est de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU à une profondeur de 3240 m sous le niveau marin La MU termine en biseau vers la bordure Est du bassin. (Modifié d'après Ryan et al., 1973).

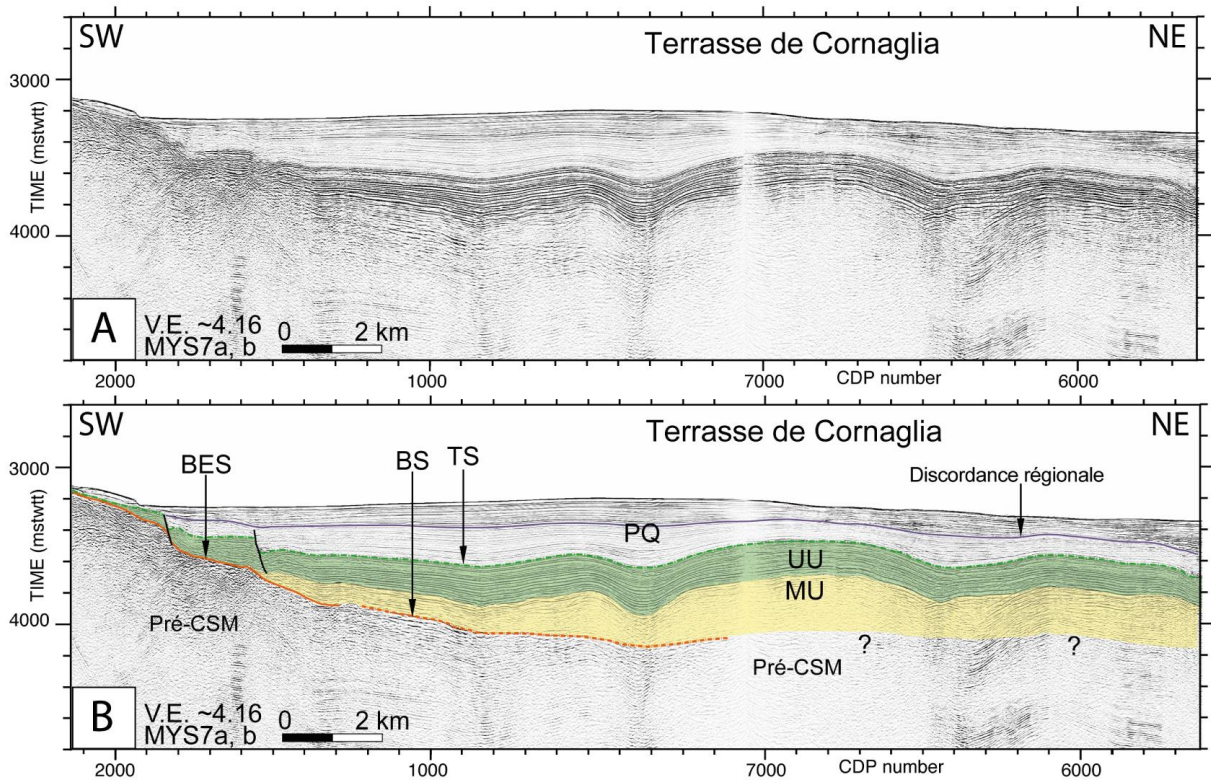


Figure III.21 : Profil MS07 vierge (A) et interprété (B), acquis sur la bordure Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la Figure III.15). Le profil illustre la terminaison en biseau de la MU à la base de la chaîne du Mont Quirra, sur la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia.



Dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia, la MU est caractérisée par une forte épaisseur, comprise entre 0,2 s.t.d. (*i.e.* 450 m ; Figure III.21) et localement plus de 0,5 s.t.d (soit plus de 1 km, Curzi *et al.*, 1980). La MU est particulièrement épaisse dans les secteurs où la tectonique salifère est vigoureuse, caractérisée par la présence de nombreux diapirs de sel (Figure III.22 ; Figure III.23 ; Curzi *et al.*, 1980 ; Moussat, 1983 ; Gaullier *et al.*, 2014). Les diapirs perturbent les séries sédimentaires sus-jacentes et atteignent ponctuellement le fond de la mer (Figure III.23, partie Est). Les diapirs de sel de la Terrasse de Cornaglia sont étudiés dans le chapitre suivant de ce mémoire (c.f. chapitre IV.B). On note que l'actuelle couverture sismique des données METYSS ne permet pas de reproduire en carte les variations de profondeur du toit de la MU dans les secteurs déformés par les diapirs de sel.

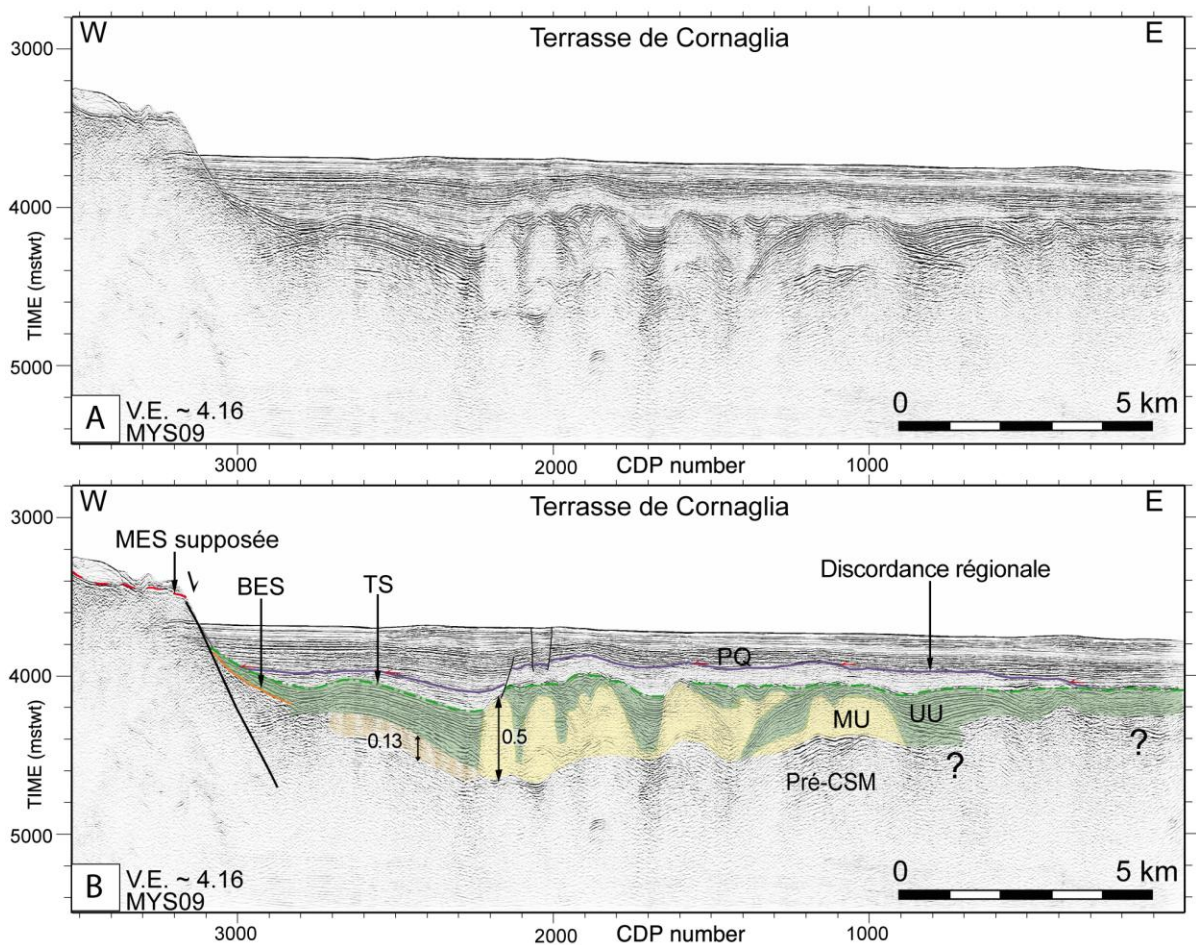


Figure III.22 : Profil MYS09 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia à l'Est du Mont Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Les diapirs de sel augmentent fortement l'épaisseur locale de la MU qui passe localement de 0,13 s.t.d d'épaisseur à 0,5 s.t.d (*i.e.* 290 m à 1125 m). La MU se termine en biseau à la base des hauts structuraux.

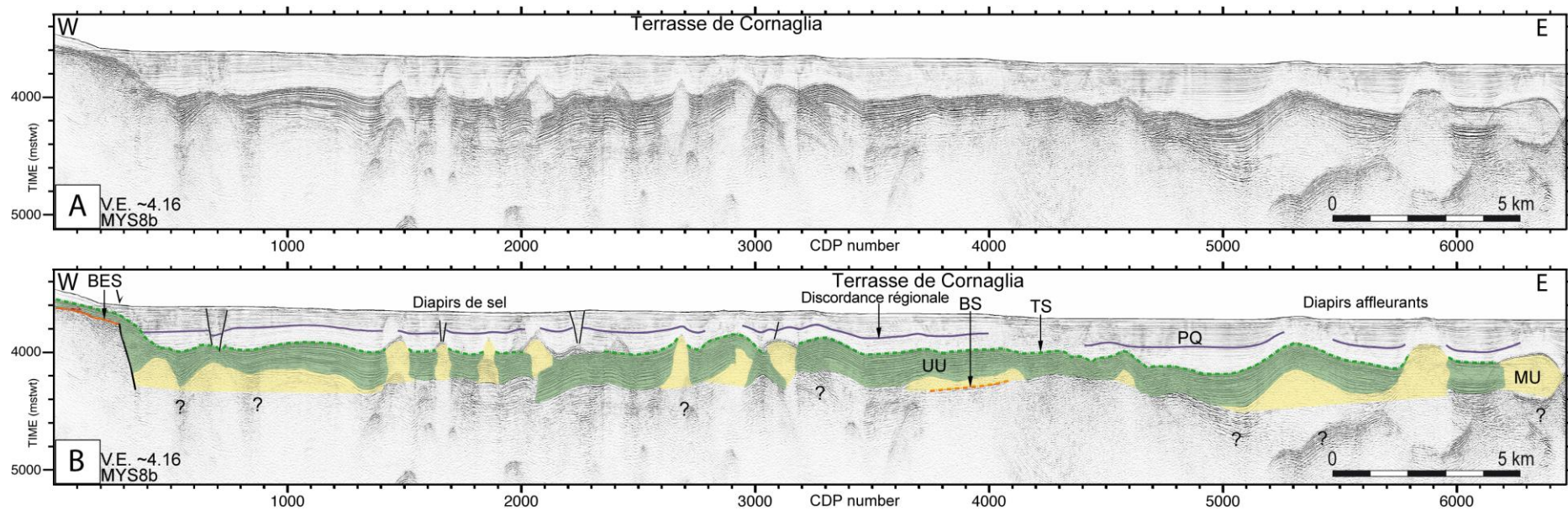


Figure III.23 : Profil MYS08 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Les nombreux diapirs de sel témoignent de l'existence d'une tectonique salifère vigoureuse. Certains diapirs affleurent localement sur fond marin (partie Est).

À l'Est du Mont sarde, le toit de la MU est localisé à 3,5 s.t.d. de profondeur (*i.e.* 2930 m sous le niveau marin) en bordure du bassin salifère (Figure III.15). Dans l'Est et le Sud-Est de la Terrasse de Cornaglia, le toit de la MU est localisé à 4,5 s.t.d. de profondeur (*i.e.* 3315 m sous le niveau marin) (Figure III.15). C'est au Nord-Est du Mont Cornaglia que le toit de la MU est le plus profond, localisé localement à ~4,6 s.t.d. de profondeur (*i.e.* ~3980 m sous le niveau marin ; Figure III.15).

Dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia, le toit de la MU présente donc une pente qui s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est/Sud-Est.

#### B.1.2.3 Comparaison de la MU dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia

Dans le Bassin Est-Sarde, la MU est mince, avec des épaisseur de l'ordre de 0,1 s.t.d (~225 m). Sur la Terrasse de Cornaglia, la MU est plus épaisse, avec des épaisseurs de l'ordre de 0,2 s.t.d (~450 m) dans le Nord et de 0,2 s.t.d à 0,5 s.t.d (~450 à ~1100 m) dans le Sud.

Les profondeurs du toit de la MU sont globalement similaires dans le Nord et le Sud du Bassin Est-Sarde, comprises entre 2300 m et 2800 m sous le niveau marin. Dans le Nord du Bassin Est-Sarde, le toit de la MU s'approfondit depuis les bords vers le centre du bassin. Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, le toit de la MU présente une pente qui s'approfondit depuis le Sud vers le Nord, en direction du Mont Sarde (Figure III.15).

Dans le Nord de la Terrasse de Cornaglia, les profondeurs du toit de la MU sont comprises entre 2600 m et 3250 m sous le niveau marin. Dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia les profondeurs du toit de la MU sont comprises entre 2900 m et 4000 m sous le niveau marin. Sur l'ensemble de la Terrasse de Cornaglia le toit de la MU s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est (Figure III.15).

La caractérisation de la profondeur du toit de la MU met en évidence de fortes différences de profondeur dans les différents bassins de la Marge Est-Sarde. Le toit de la MU est plus profond dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia que dans le Nord d'au moins 300 m. Le toit de la MU est plus profond sur l'ensemble de la Terrasse de Cornaglia que dans le Bassin Est-Sarde, de 300 m à localement 1200 m en comparant respectivement les points les plus hauts et les plus bas des deux bassins.

Dans plusieurs secteurs le toit de la MU présente une pente, notamment dans le Nord du Bassin Est-Sarde où le toit de la MU s'approfondit vers le centre du bassin (Figure III.15), dans le Sud du bassin entre le Mont Quirra et le Mont Sarde (Figure III.15), entre l'Ouest et l'Est de la Terrasse de Cornaglia (Figure III.15), ou encore dans le secteur du Canyon d'Orosei (Figure III.19).

### B.1.3. L'Upper Unit (UU)

#### B.1.3.1 Caractéristiques sismiques

L'UU est caractérisée par un groupe de réflecteurs de haute fréquence et forte amplitude. Ceux-ci sont bien lités, sub-parallèles et continus (**Figure III.24**).

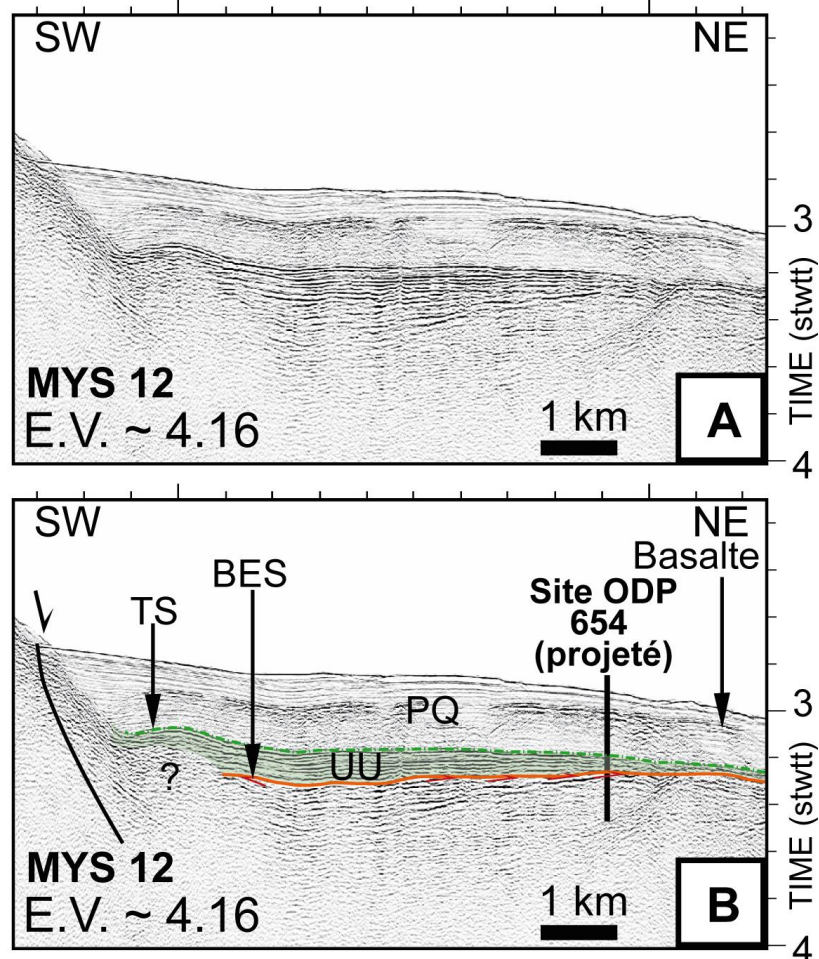


Figure III.24 : Extrait du profil MYS12 vierge (A) et interprété (B), acquis sur la Terrasse de Cornaglia dans le secteur du forage ODP 654 (localisation sur la figure III.25). Le profil illustre le faciès sismique de l'UU dont la base correspond à la BES en bordure de la Terrasse de Cornaglia.

L'âge messinien et la lithologie de l'UU, composée d'une alternance de sédiments terrigènes et dolomitiques intercalés de bancs gypse, ont été mis en évidence à partir des forages 653 et 654 du leg ODP 107 (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990) (Figures III.20 ; III.24). L'UU constitue l'unité la plus récente de la CSM. Elle est soit localisée directement sur la MU (*e.g.* Figures III.22 ; III.23), ou repose sur la BES en bordure des bassins et termine en onlap sur les hauts structuraux (Figures III.22 ; III.24). L'UU est ainsi l'unité de la CSM la plus étendue, puisque ses limites dépassent les limites de la MU (*e.g.* Figures III.21 ; III.22). Cette unité est observée dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (**Figure III.25**). Les contours de l'UU suivent globalement les limites des bassins actuels entre les hauts structuraux (Figure III.25).

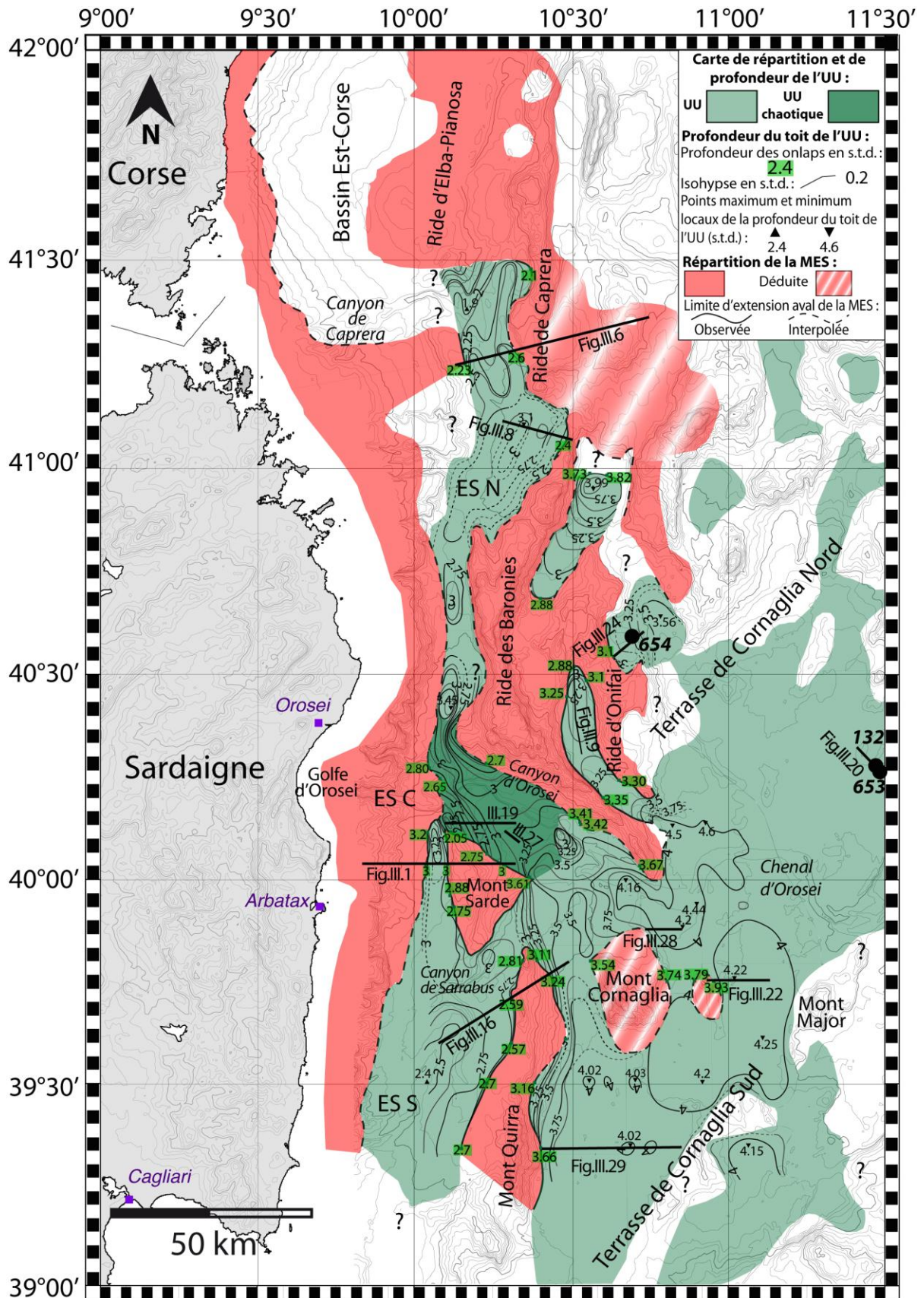


Figure III.25 : Carte de répartition et de profondeur de l'UU sur la Marge Est-Sarde. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la position des figures qui illustrent ce paragraphe.

### B.1.3.2 Répartition géographique, épaisseur et profondeur de l'UU

#### B.1.3.2.1 *Pente supérieure - Bassin Est-Sarde*

Dans le Bassin Est-Sarde, l'UU est observée entre les hauts structuraux affectés par la MES qui délimitent les contours du bassin (Pente continentale supérieure, Ride des Baronies, Mont Sarde, chaîne du Mont Quirra ; Figure III.25). L'UU présente une géométrie aggradante et se termine latéralement en biseau à la base des hauts structuraux, en onlap sur la MES (e.g. Figures III.1 ; III.8 ; III.16).

Dans le Nord du Bassin Est-Sarde, l'UU s'affine progressivement depuis le centre du bassin (0,18 s.t.d. d'épaisseur, i.e. 315 m, pour une vitesse interne moyenne des ondes sismiques de 3500 m/s, Réhault *et al.*, 1984), vers les bordures du bassin (**Figure III.26**). Dans le centre du bassin, le toit de l'UU (la TS/TES) est localisé à une profondeur de ~3,1 s.t.d. (soit ~2550 m sous le niveau marin ; Figure III.8, CDP 5450). Sur la bordure Est du bassin, la TS est localisée à 2,5 s.t.d. de profondeur (1800 m sous le niveau marin), au niveau de sa connexion latérale avec la MES (Figure III.8 CDP 3500). Le toit de l'UU est donc plus profond dans le centre du bassin que sur les bordures (Figure III.25). La connexion latérale entre la MES et l'UU n'est pas mise en évidence sur le flanc Ouest du bassin, du fait de l'absence de données sismiques dans ce secteur (Figure III.25). L'UU s'amincit vers le Nord en direction du Bassin Est-Corse, où son épaisseur est inférieure à 0,1 s.t.d. (i.e. 175 m), atteignant localement un minimum de ~0,02 s.t.d. d'épaisseur (~35 m ; Figure III.26). Dans ce secteur, le toit de l'UU est localisé à approximativement 1,9 s.t.d. de profondeur (soit 1300 m sous le niveau marin ; Figure III.25). C'est dans ce secteur que l'UU est la moins profonde de la marge. Dans cette partie du Bassin Est-Sarde, le toit de l'UU présente des signes d'érosion (Figure III.6, CDP 4150 à 6700) et correspond à la TES (Figure III.14).

Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, l'UU est fine, avec des épaisseurs globalement inférieures à 0,15 s.t.d. (260 m). L'UU atteint localement 0,23 s.t.d. d'épaisseur (soit 400 m environ) au Sud du Mont Sarde (Figure III.26). Le toit de l'UU est localisé à 2,4 s.t.d. de profondeur à l'Ouest du Mont Quirra. À l'Ouest du Mont Sarde, le toit de l'UU est localisé à 3,25 s.t.d. de profondeur. Le toit de l'UU présente donc une pente qui s'approfondit vers le Nord, en direction du Mont Sarde (Figure III.25). On note que le long du flanc Sud-Est du Mont Sarde il semble y avoir une connexion entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia, cartographiée par Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) (Figure III.25). Cette connexion n'est pas directement observée sur les données sismiques et sera discutée à la fin de ce chapitre.

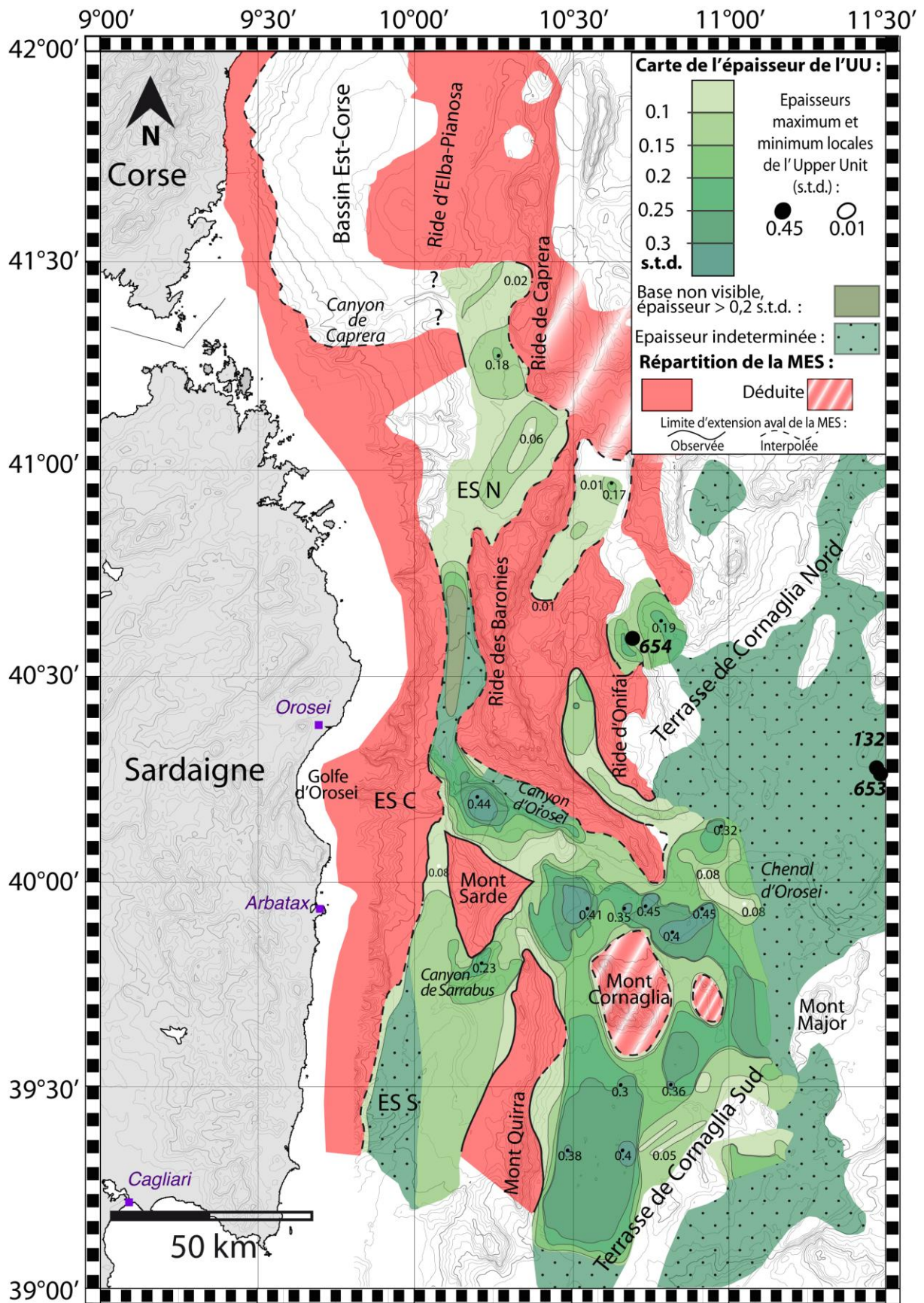


Figure III.26 : Carte d'épaisseur de l'UU sur la Marge Est-Sarde. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988).

### B.1.3.2.2 Bassin Est-Sarde central - zone du Canyon d'Orosei

Dans la partie centrale de la Marge Est-Sarde, face au Golfe d'Orosei entre la Ride des Baronies et le du Mont Sarde, l'UU présente un faciès sismique plus chaotique que dans les autres secteurs de la marge (Figure III.1 ; III.19 ; III.25 ; **Figure III.27**).

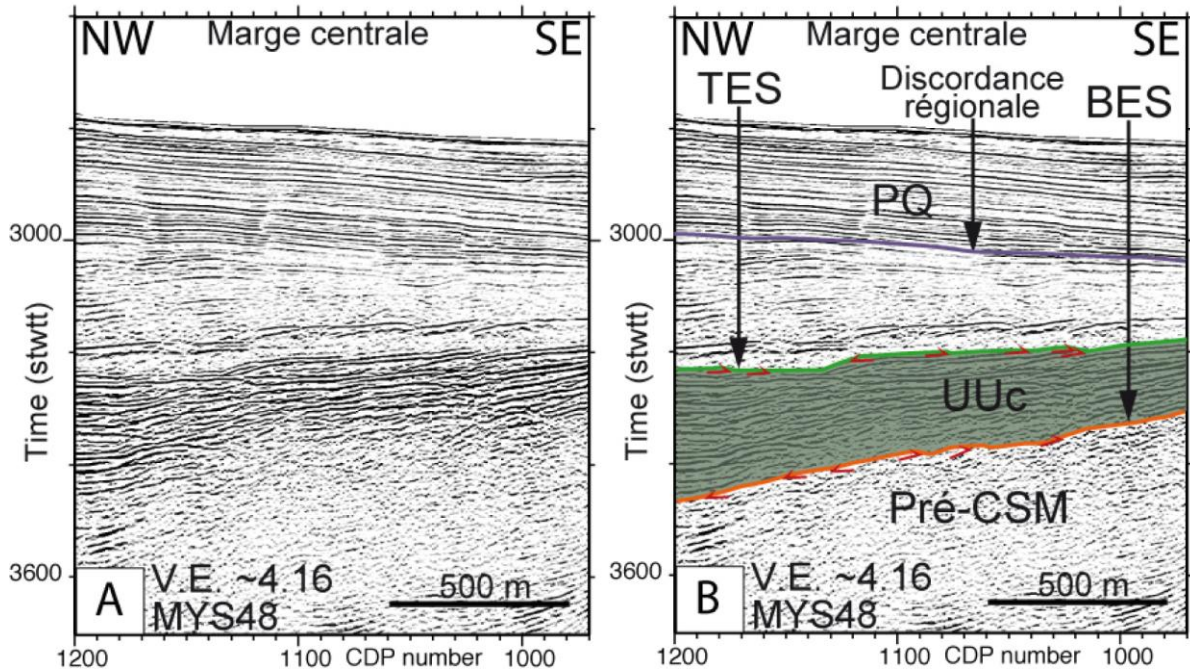


Figure III.27 : Extrait du profil MYS 48 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie centrale de la marge (Localisation sur la figure III.25). Le profil illustre le faciès plus chaotique de l'UU (UUc) entre le Mont Sarde et la Ride des Baronies.

Dans ce secteur le faciès de l'UU chaotique (UUc) est grossièrement litée, composée de réflecteurs continus, parallèles, de forte amplitude et de faible fréquence (Figures III.19 ; III.27). Des discordances internes et des sections plus transparentes sont également observées au sein du faciès sismique de l'UUc (Figures III.19 ; III.27).

Le faciès sismique de l'UUc reflète sa composition, probablement constituée d'une fraction détritique plus importante que l'UU classique. Cette proportion détritique plus importante pourrait être liée à la proximité du Canyon d'Orosei. Il est en effet démontré sur la Marge Nord Ligure (Sage et Déverchère, 2011) et sur la Marge Ouest-Sarde (Sage *et al.*, 2005 ; Sage *et al.*, 2011), que les produits de l'érosion sont directement incorporés dans les unités de dépôt de la CSM, UU et MU, à proximité des canyons. Dans les cas où l'UU est composée d'une fraction détritique plus importante, le faciès sismique est caractérisé par des stratifications irrégulières (Sage *et al.*, 2005 ; Sage *et al.*, 2011 ; Lofi *et al.*, 2011a), très similaires au faciès de l'UUc observée dans le centre de la Marge Est-Sarde. De plus, l'UUc est localisée dans un secteur très confiné entre les hauts de socle érodés par la MES au cours de la CSM (pente continentale supérieure, Mont Sarde et Ride des Baronies ; Figure III.25). Les produits



détritiques générés par l'érosion de ces hauts structuraux ont donc probablement été accumulés dans ce bassin confiné et directement incorporés dans l'UUc.

Le maximum d'épaisseur de l'UUc est observé dans le centre du bassin (0,44 s.t.d., soit 770 m pour une vitesse interne moyenne des ondes sismiques de 3500 m/s, Réhault *et al.*, 1984) (Figure III.26). L'épaisseur de l'unité diminue progressivement vers les hauts structuraux alentours, à la base desquels l'UUc termine en biseau (Figures III.1, partie Est ; III.26). Le toit de l'UUc montre des signes d'érosion et correspond à la TES (Figure III.27). Dans le centre du bassin, la TES est localisée à 3 s.t.d. de profondeur et s'approfondit à la fois vers le Nord du Bassin Est-Sarde, au Nord-Ouest, et vers la Terrasse de Cornaglia, au Sud-Est (Figure III.25). En direction des hauts structuraux alentours, le toit de l'UUc est de moins en moins profond jusqu'à la connexion latérale de l'UUc avec la MES (Figures III.1 ; III.25). Le toit de l'UUc est donc plus profond dans le centre du bassin que sur les bordures (Figure III.25).

#### *B.1.3.2.3 Pente intermédiaire - Terrasse de Cornaglia*

Dans le Nord-Ouest de la Terrasse de Cornaglia, l'UU est observée dans les bassins confinés localisés le long du flanc Est de la Ride des Baronies (Figure III.25). Dans ces bassins, l'épaisseur de l'UU est globalement inférieures à 0,15 s.t.d (*i.e.* < ~260 m) (Figure III.26). Dans le bassin confiné entre la Ride d'Onifai et la Ride des Baronies, l'épaisseur de l'UU est supérieure à 0,15 s.t.d. (> à 260 m) (Figure III.26). La connexion entre la TS et la MES est observée à 2,88 s.t.d de profondeur (2125 m sous le niveau marin ; Figure III.9, CDP 2200 ; III.25). La TS s'approfondit vers le centre du bassin, jusqu'à 3,25 s.t.d. de profondeur (2555 m sous le niveau marin ; Figures III.9, CDP 1400 ; III.25).

Dans le Nord-Est de la Terrasse de Cornaglia, l'UU a été cartographiée par Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) (Figure III.25). Sur la bordure Est de la Terrasse de Cornaglia, dans le secteur du forage ODP 653 (Figure III.25), l'épaisseur de l'UU est de l'ordre de 0,12 s.t.d. (*i.e.* 200 m ; Figure III.20). La TS est localisé à 4 s.t.d de profondeur (soit 3060 m sous le niveau marin ; Figure III.20, CDP 4140).

Dans le Nord de la Terrasse de Cornaglia, le toit de l'UU présente donc une pente qui s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est.

Dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia, l'UU s'étend depuis le flanc Est de la chaîne du Mont Quirra, jusqu'au Mont Major (Figure III.25). L'UU est mince le long du flanc Est de la chaîne du Mont Quirra (< 0,1 s.t.d, *i.e.* < 175 m) et s'épaissie rapidement vers le centre de la

Terrasse de Cornaglia (Figure III.26). Les épaisseurs les plus importantes de l'UU sont observées au Nord et au Sud du Mont Cornaglia, où l'unité atteint respectivement 0.45 s.t.d (*i.e.* ~790 m ; **Figure III.28**) et 0.4 s.t.d (*i.e.* 700 m) d'épaisseur (**Figure III.29**). L'UU s'amincit significativement vers la bordure Sud-Est de la Terrasse de Cornaglia, où les épaisseurs sont de l'ordre de 0,05 s.t.d. (soit ~90 m ; Figure III.29, partie Est).

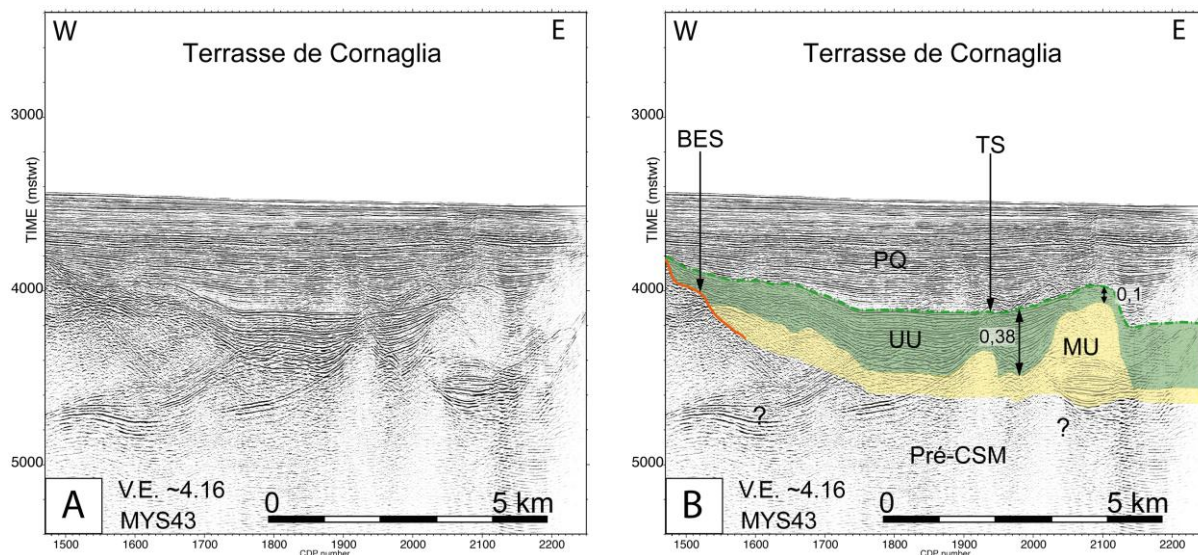


Figure III.28: Extrait du profil MYS43 vierge (A) et interprété (B), acquis au Nord-Est du Mont Cornaglia (localisation sur la figure III.25). L'UU est épaisse mais les diapirs génèrent d'importantes variations d'épaisseur au sein de l'unité UU. Les épaisseurs sont en s.t.d. : 0,1 s.t.d  $\approx$  170 m ; 0,38 s.t.d  $\approx$  640 m.

Les zones de maximum d'épaisseur de l'UU correspondent globalement aux secteurs où la MU est déformée par des diapirs de sel (Figures III.28 ; III.29). Les diapirs ont un impact important sur l'épaisseur locale de l'UU, qui varie fortement entre le dessus et le bord d'un diapir (Figure III.28). Ces variations d'épaisseurs sont liées aux diapirs de sel, qui seront étudiés dans le chapitre suivant (c.f. IV.B.1. Diapirs de sel). On note que ces variations d'épaisseurs ne sont pas reproductibles en carte avec la couverture sismique actuelle des données METYSS.

Le minimum de profondeur de la TS est observé au niveau de l'onlap de l'UU sur le flanc Est de la chaîne du Mont Quirra, aux alentours de 3,1-3,2 s.t.d (~2450 m sous le niveau marin ; Figure III.25). Vers la bordure Est de la Terrasse de Cornaglia, la TS est localisée à plus de 4 s.t.d de profondeur (Figure III.25). Les profondeurs maximum de la TS sont observées à l'Est et au Nord-Est du Mont Cornaglia, respectivement à 4,22 s.t.d. (*i.e.* ~3200 m sous le niveau marin) et 4,44 s.t.d. (3500 m sous le niveau marin).

Dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia, le toit de l'UU présente donc une pente qui s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est.

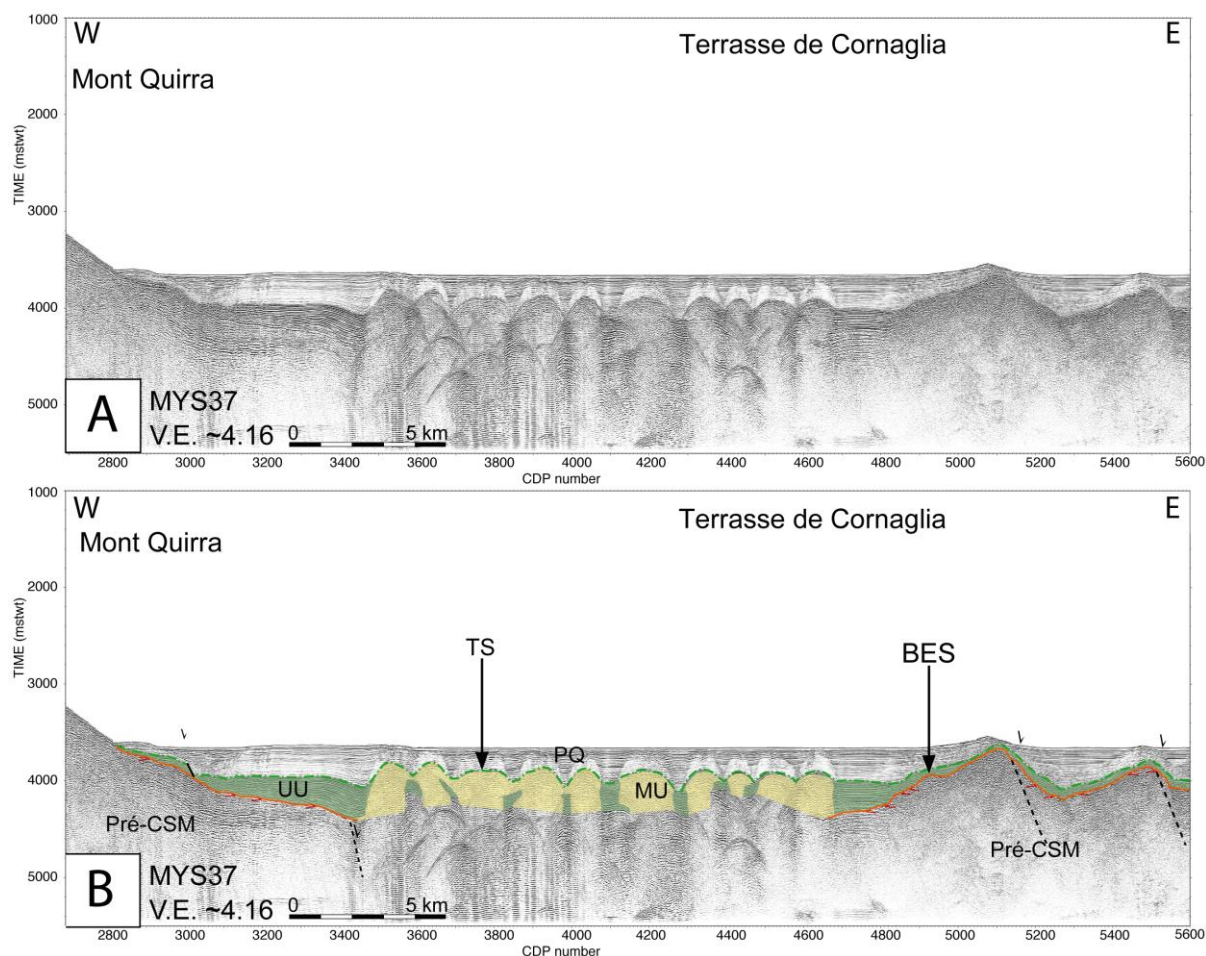


Figure III.29: Profil MYS37 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.25). À l'Ouest l'UU est en onlap sur le Mont Quirra. L'UU est épaisse dans les bassins à diapirs de sel. L'épaisseur de l'UU diminue vers la bordure Est de la Terrasse de Cornaglia.

### B.1.3.3 Comparaison de l'UU dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia

Dans le Bassin Est-Sarde, l'UU est mince, avec des épaisseurs globalement inférieures à 0,2 s.t.d (*i.e.* 350 m). Sur la Terrasse de Cornaglia, l'UU est plus épaisse, avec des épaisseurs comprises entre 0,2 s.t.d (*i.e.* 350 m) et 0,45 s.t.d (*i.e.* 790 m). Dans le sud de la Terrasse de Cornaglia en particulier, l'UU est localement deux fois plus épaisse que dans le Bassin Est-Sarde (Figure III.26).

Le toit de l'UU est remarquablement peu profond (1300 m sous le niveau marin) dans la partie la plus septentrionale du Bassin Est-Sarde, vers le Bassin Est-Corse. Ailleurs dans le Bassin Est-Sarde les profondeurs du toit de l'UU sont comprises entre 1800 et 2550 m sous le niveau marin. Dans le Nord du Bassin Est-Sarde, le toit de l'UU s'approfondit depuis les bords vers le centre du bassin. Dans le Sud du Bassin Est-Sarde, le toit de l'UU présente une pente qui s'approfondit depuis le Sud vers le Nord, en direction du Mont Sarde (Figure III.25).

Dans le Nord de la Terrasse de Cornaglia, les profondeurs du toit de l'UU sont comprises entre 2100 m et 3100 m sous le niveau marin. Dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia, les profondeurs du toit de l'UU sont comprises entre 2400 m et 3500 m sous le niveau marin. Sur l'ensemble de la Terrasse de Cornaglia le toit de l'UU s'approfondit depuis l'Ouest vers l'Est (Figure III.25). On note également que d'une manière générale que les points d'onlap de l'UU sur les bords des bassins sont moins profonds que le toit de l'UU dans le centre des bassins.

Le toit de l'UU présente de fortes différences de profondeur entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia. Il est plus profond de 300 à 400 m dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia que dans le Nord. Il est plus profond sur l'ensemble de la Terrasse de Cornaglia que dans le Bassin Est-Sarde, de 300 m à localement 1050 m en comparant respectivement les points les plus haut et les plus bas des deux bassins.

## B.2 Le détritisme messinien

### B.2.1. La Complex Unit (CU)

En Méditerranée Occidentale, la CU présente un faciès sismique constitué de réflecteurs internes de forte amplitude, plus ou moins organisés. Cette unité est typiquement présente à la transition entre les pentes continentales érodées et les bassins dans lesquels ont été déposées les unités de la CSM (*e.g.* Lofi *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006 ; Lofi *et al.*, 2011a ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011a). Sur la Marge Est-Sarde, la présence de la CU a été observée uniquement à la terminaison Sud-Est de la Ride des Baronies, dont le sommet est marqué par la MES (Figures III.30 ; III.31).

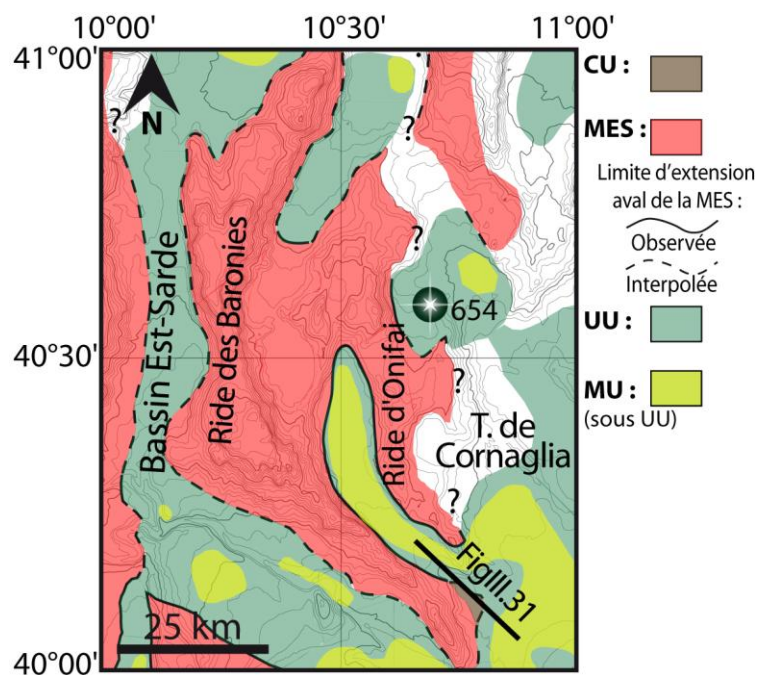


Figure III.30 : Carte d'extension de la CU sur la Marge Est-Sarde. Le trait noir indique la position de la Figure 31. Localisation du site ODP 654 d'après Kastens *et al.*, 1988.

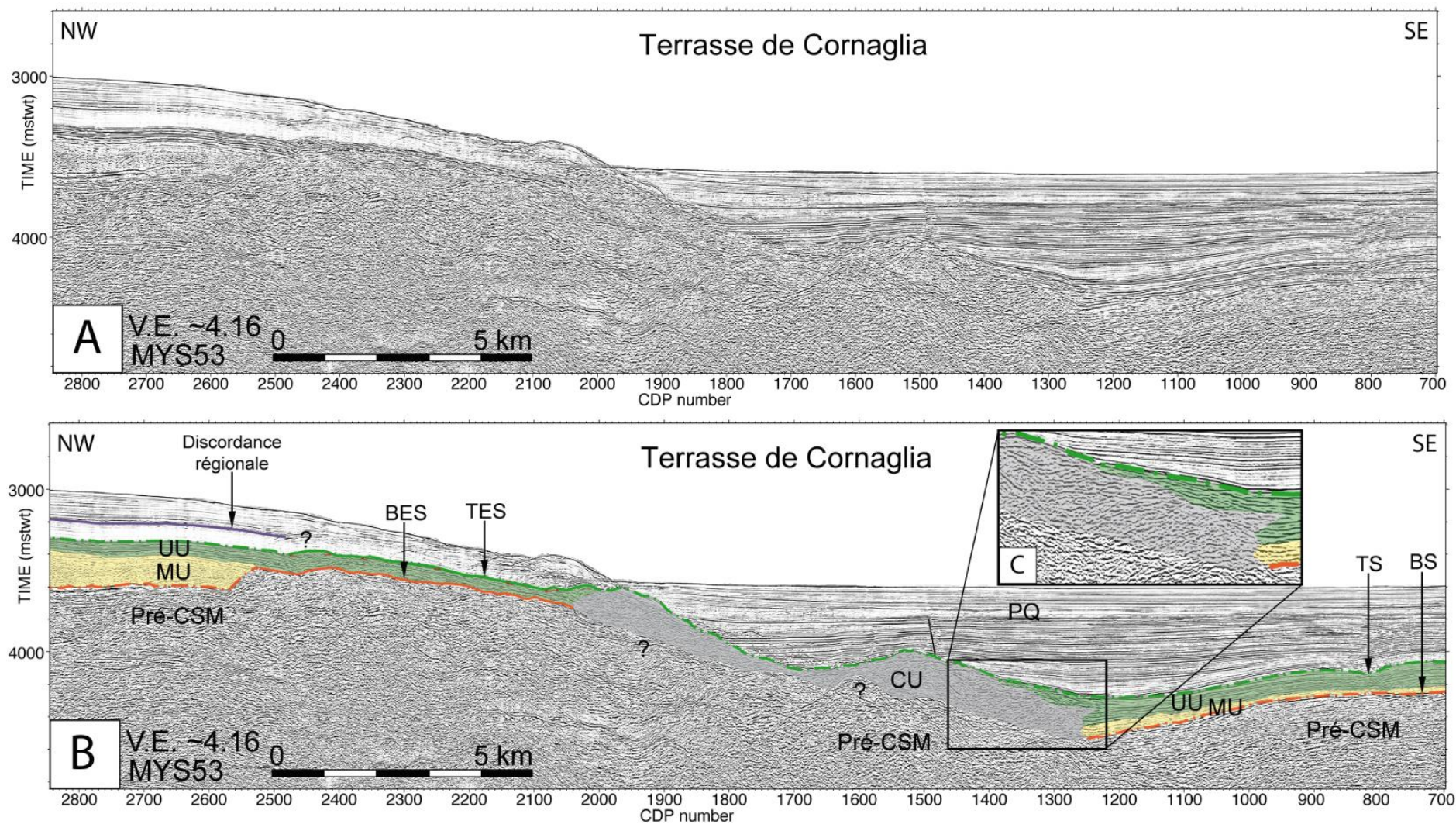


Figure III.31 : Extrait du profil MYS53 vierge (A) et interprété (B), acquis à l'extrémité Sud-Est de la Ride des Baronies (localisation sur la figure III.30). (C) Zoom sur le faciès sismique chaotique de l'unité. Le profil illustre la présence de la CU à la base de la Ride des Baronies, intercalée avec les unités de la CSM. L'UU recouvre partiellement les bords de la CU.

Au Sud-Est de la Ride des Baronies, la CU a été identifiée en raison de son faciès chaotique et de sa relation géométrique avec les unités de dépôt de la CSM (Figure III.31). Les extrémités de l'unité chaotique sont en effet intercalées avec la terminaison latérale de la MU et de l'UU (Figure III.31). Cette géométrie montre que la mise en place de la CU est contemporaine de la précipitation des unités de dépôt de la CSM (Figure III.31). La terminaison de l'UU en biseau sur la CU montre que la fin de la mise en place de la CU a précédé la fin de la précipitation de l'UU (Figure III.31). On note que la localisation de la CU à la base de la Ride des Baronies, à la transition entre la MES et les unités de dépôt de la CSM (Figure III.30), est en bon accord avec l'emplacement typique de la CU en Méditerranée (Lofi *et al.*, 2011a, b).

La présence réduite de la CU sur la Marge Est-Sarde (Figure III.30) suggère un faible volume de produits érodés. Ceci est probablement lié à l'isolement du bloc corso-sarde en Méditerranée, qui ne représente qu'une faible source d'apports en produits détritiques pour la Marge Est-Sarde. En outre, la présence de l'UU chaotique identifiée dans le secteur du Canyon d'Orosei (c.f. B.1.3.2.2 ; Figure III.25) suggère qu'une partie des produits de l'érosion de la CSM a été incorporée directement dans l'UU. L'accumulation des produits de l'érosion directement dans les unités de dépôts de la CSM pourrait donc également expliquer en partie la présence réduite de la CU sur la Marge Est-Sarde.

## B.2.2. *La Bedded Unit (BU)*

### B.2.2.1 Caractéristiques sismiques

Sur la zone d'étude, la BU est identifiée dans le Sud du Bassin Est-Corse où elle présente un faciès sismique relativement bien lité, avec des réflecteurs subcontinus de forte amplitude et moyenne fréquence (**Figure III.32**). Le toit de la BU ne présente pas de signes significatifs d'érosion et semble correspondre à la TS. Quelques réflecteurs pré-CSM sont tronqués à la base de la BU, cette surface semble donc correspondre à la BES (Figure III.32).

Le faciès sismique de cette unité correspond avec le faciès de la BU1, défini par Thinon *et al.* (2004 ; 2011) dans le Bassin Est-Corse. La localisation de la BU1 dans la partie Sud du Bassin Est-Corse est concordant avec les cartes de répartition de BU1 et BU2 réalisées par Thinon *et al.* (2004 ; 2011). Ces auteurs montrent en effet que l'unité BU2 est restreinte à la partie centrale du Bassin Est-Corse, tandis que la BU1 est plus étendue vers le Sud du bassin, vers le Nord de la Marge Est-Sarde (Thinon *et al.*, 2004).

Dans le Sud du Bassin Est-Corse, la BU forme une couche continue, subhorizontale et mince, d'une épaisseur globalement inférieure à 0,12 s.t.d (soit 210 m pour une vitesse

moyenne interne des ondes sismiques de 3500 m/s ; Lofi *et al.*, 2011a). Le toit de la BU est localisé en moyenne à 1,2 s.t.d de profondeur, soit aux alentours de 1100 m sous le niveau marin (Figure III.32).

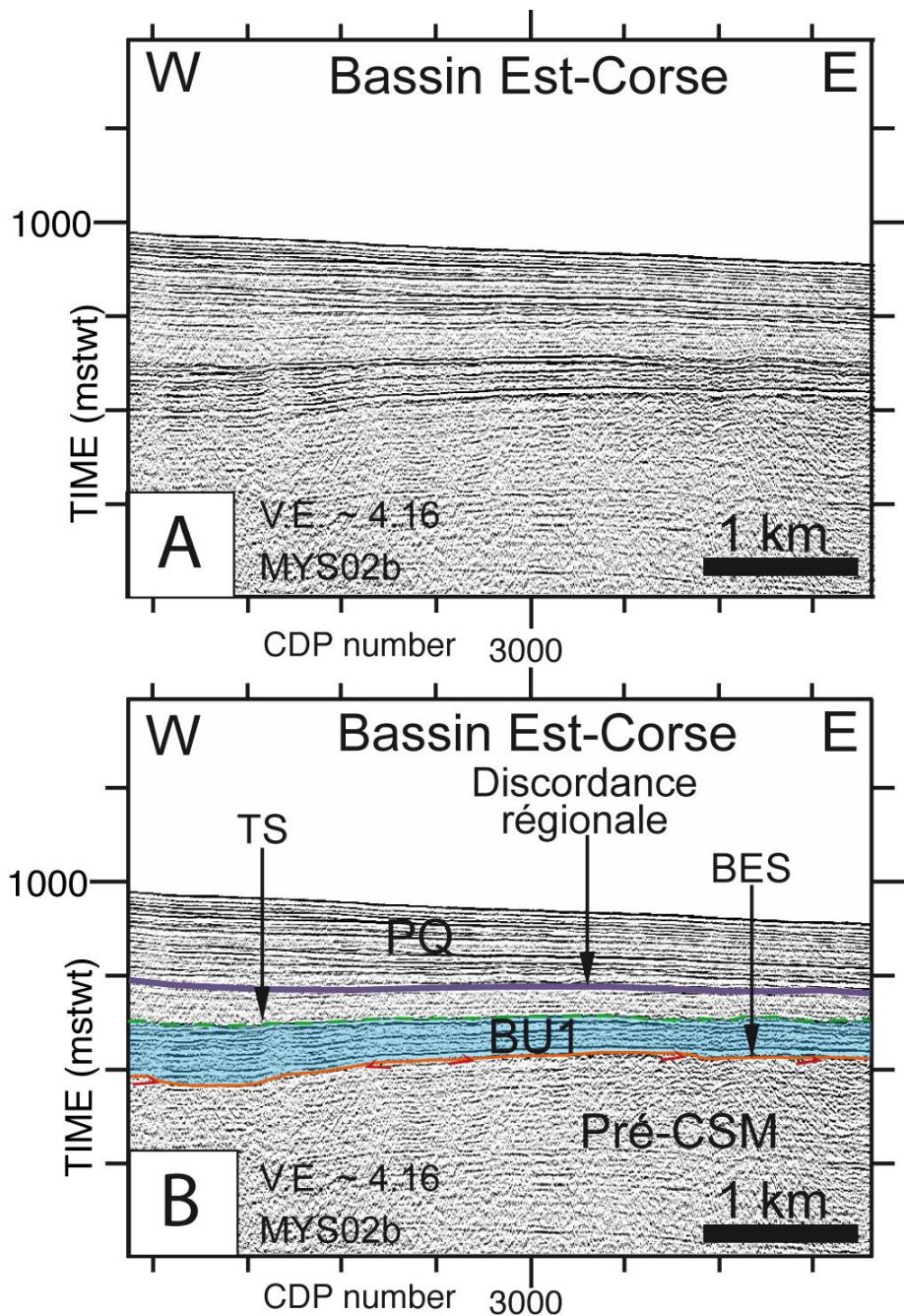


Figure III.32 : Extrait du profil MYS2b vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Corse (localisation sur la figure III.33). Le profil illustre la présence de la BU et son faciès sismique dans le Bassin Est-Corse.

#### B.2.2.2 Répartition géographique

Le remplissage du Bassin Est-Corse par la BU durant la CSM a été mis en évidence par Thinon *et al.* (2004 ; 2011) (Figure III.33).

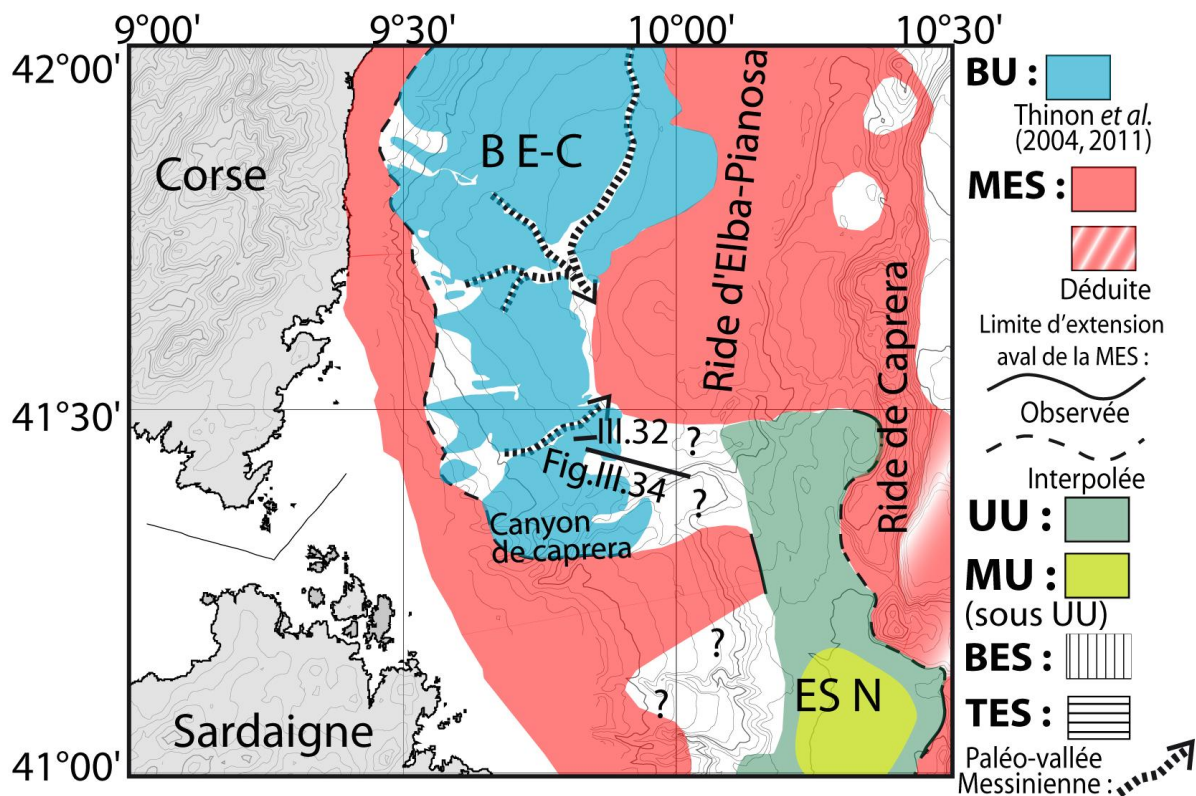


Figure III.33 : Carte d'extension de la BU sur la Marge Est-Corse, d'après Thinin et al. (2004, 2011). B E-C : Bassin Est-Corse ; ES N : Bassin Est-Sarde Nord. Le trait noir indique la position de la figure III.32.

À la périphérie du Bassin Est-Corse, la MES est observée au Sud du Canyon de Caprera, jusqu'à sa connexion avec l'UU dans le Nord du Bassin Est-Sarde (Figure III.33). Sur la Ride d'Elba-Pianosa, la MES a été mise en évidence par Thinin et al. (2004, 2011) (Figure III.33).

Dans le Sud du Bassin Est-Corse, la présence de l'unité BU1 est clairement illustrée sur les données sismiques par une série de réflecteurs relativement bien lités (Figure III.34, CDP 1600 à 2500). Le toit de la BU est concordant avec les dépôts sus-jacents et des réflecteurs tronqués sont observés sous la base de la BU (Figure III.34). Vers l'ESE, la continuité latérale des réflecteurs de la BU n'est pas suivie (Figure III.34). Le faciès sismique des réflecteurs infra-plio-quadernaires devient chaotique et les sommets des réflecteurs sont tronqués dans la partie ESE, attestant la présence d'une surface d'érosion (Figure III.34). Ce changement de signal sismique ne permet pas de déterminer si les dépôts chaotiques sont liés à la BU ou aux dépôts pré-CSM (Figure III.34). La surface d'érosion observée n'a pas été identifiée comme correspondant à la MES, car elle est localisée plus profondément que les dépôts de la BU (Figure III.34). Une telle configuration serait envisageable si la MES avait été approfondie après la CSM par des mouvements crustaux verticaux, ce qui ne semble pas être le cas dans ce secteur (Figure III.34). La caractérisation des marqueurs de la CSM dans ce secteur demeure complexe et la transition entre la BU du Bassin Est-Corse et l'UU du Bassin Est-Sarde n'a pas



été identifiée à l'issue de cette étude (Figure III.33). Cette question nécessitera d'avantages d'investigations dans ce secteur.

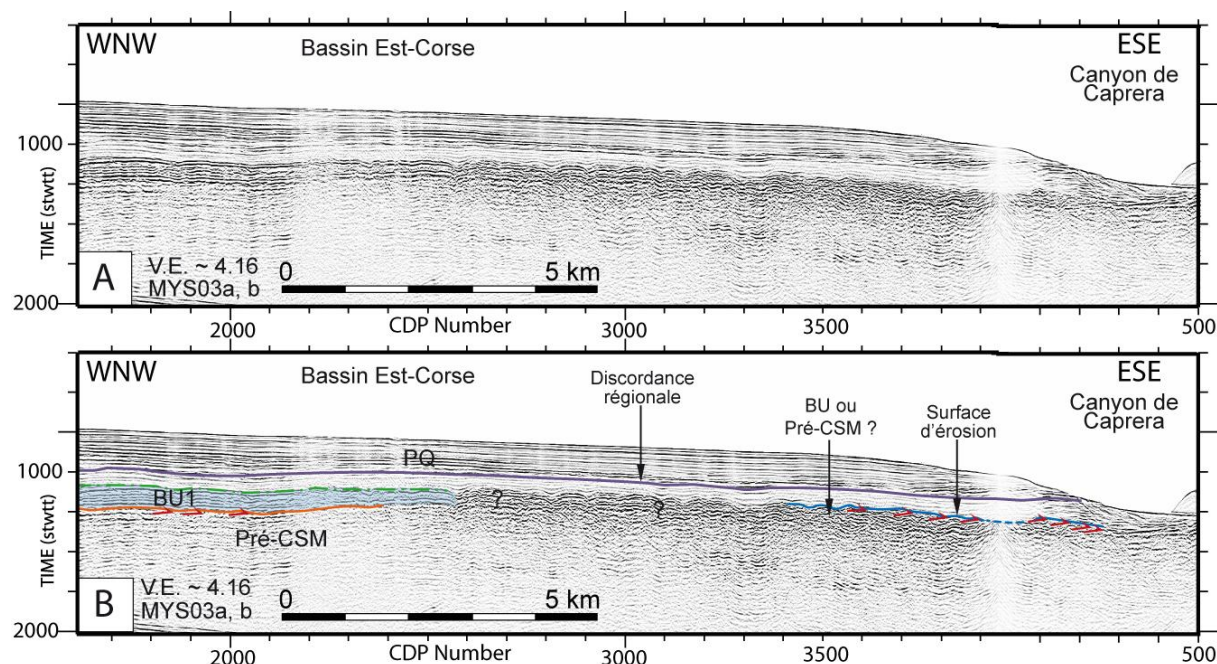


Figure III.34 : Extrait du profil MYS03a,b vierge (A) et interprété (B) acquis dans le sud du Bassin Est-Corse (Localisation sur la figure III.33). Le profil illustre la présence de la BU dans le Bassin Est-Corse et le changement de signal sismique vers l'ESE.

## C. Synthèse et discussion

### C.1 Synthèse de l'observation des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental

La localisation et les spécificités des marqueurs sismiques de la CSM identifiés dans le Bassin Tyrrhénien Occidental sont résumées dans le **Tableau III.1**. Les détails des mesures, épaisseurs et profondeurs des marqueurs sont développés dans les paragraphes précédents. La **figure III.35** illustre la répartition géographique des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental. La **figure III.36** est une coupe schématique perpendiculaire au Sud de la Marge Est-Sarde. La coupe illustre l'organisation actuelle des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia, les profondeurs des différents marqueurs, la profondeur des onlap de l'UU sur les hauts structuraux, ainsi que les épaisseurs de la MU, de l'UU et de la couverture sédimentaire plio-quadernaire (Figure III.36).

Unités sismiques	Faciès sismiques	Localisation et spécificités des marqueurs de la CSM du Bassin Tyrrhénien Occidental			
		Pente continentale supérieure	Bassin Est-Sarde	Sud Bassin Est-Corse	Terrasse de Cornaglia
<b>Surface d'érosion MES</b>	Réflecteur continu de forte amplitude, discordance	Paléo-vallées messiniennes peu profondes en haut de pente	- Sur les hauts de socle - Localement plus profonde que le plus haut point d'onlap de l'UU	- Bien observée au Sud du canyon de Caprera - Mal contrainte entre le B Est-Corse et le B Est-Sarde	- Structuralement déconnectée des unités de dépôt sur les hauts de socle - Localement plus profonde que le plus haut point d'onlap de l'UU
<b>Surface d'érosion BES</b>	Réflecteur discontinu de faible amplitude, discordance	–	- Bien observée dans le Nord et le centre du Bassin Est-Sarde	- Erosion faible sous la BU	- Observée à la base des hauts structuraux
<b>Surface d'érosion TES</b>	Toplap des réflecteurs UU, discordance	–	- Bien observée dans le Nord et le centre du Bassin Est-Sarde	–	- Peu observée
<b>Unité MU</b>	Transparent, localement réflecteurs internes de faible amplitude	–	- Epaisseur < 225 m - Profondeurs : 2300 à 2800 m	–	- Epaisseur : jusque 1100 m - Profondeurs : Nord, 2600 à 3250 m Sud, 2900 à 4000 m
<b>Unité UU</b>	Réflecteurs continus, lités, haute fréquence, forte amplitude	–	- Epaisseur < 350 m - Profondeurs : 1800 à 2550 m (1300 m vers le B. Est-Corse) - Toit en pente	–	- Epaisseur : jusque 790 m - Profondeurs : Nord, 2100 à 3100 m Sud, 2400 à 3500 m - Toit en pente
<b>Unité BU</b>	Réflecteurs subcontinus, lités, haute fréquence, moyenne amplitude	–	–	- Epaisseur : ~210 m - Profondeur : ~1100 - Continuité latérale non contrainte	–
<b>Unité CU</b>	Chaotique	–	–	–	- Peu présente - Intercalée avec MU et UU - Fin de mise en place antérieure à la fin de la précipitation de l'UU

Tableau III.1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.

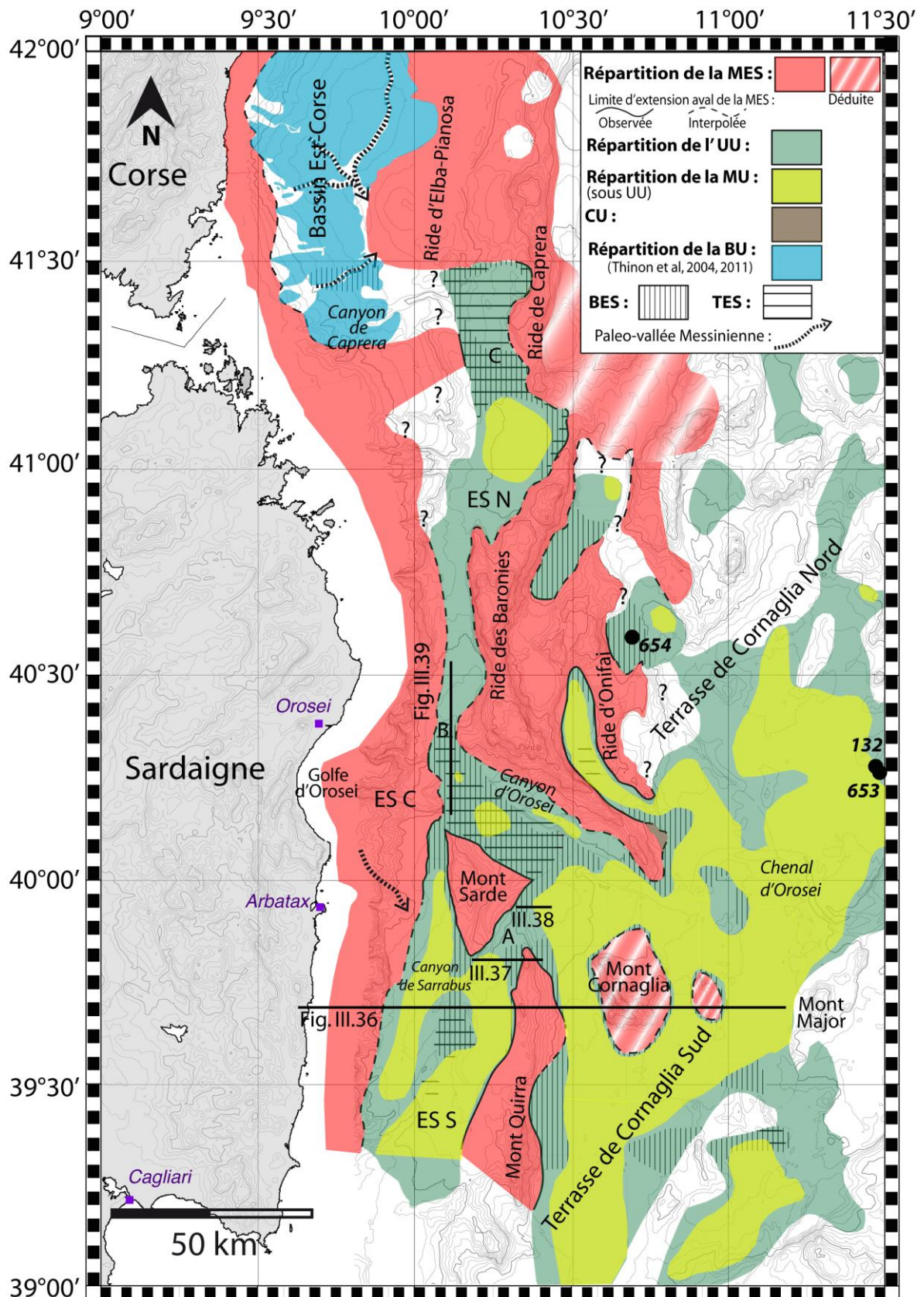


Figure III.35 : Carte générale de répartition des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages 653 et 653 du leg ODP 107 et DSDP 132 (d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la localisation des figures présentées dans ce paragraphe.

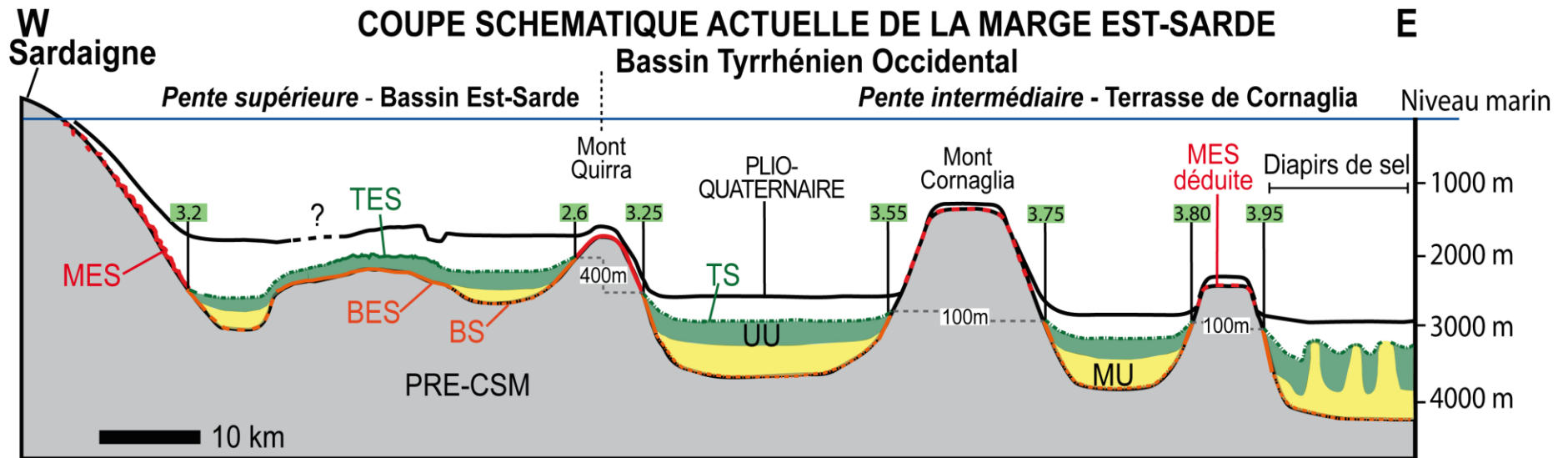


Figure III.36 : Coupe schématique actuelle de la Marge Est-Sarde illustrant l'organisation actuelle des marqueurs de la CSM (Localisation sur la figure III.35). Les encadrés verts indiquent les différences de profondeur des points d'onlap de l'UU (en s.t.d). Les unités de la CSM sont localisées à des profondeurs différentes dans les bassins de la marge. On remarque l'approfondissement du toit de la MU et de l'UU vers le centre des bassins. À la base des hauts structuraux la MES est localement plus profonde que le plus haut point d'onlap de l'UU, situé contre le flanc Ouest du Mont Quirra. On note que la profondeur du socle pré-CSM sous la MU n'est pas clairement observée sur la Terrasse de Cornaglia.

## C.2 Discussion

Lofi *et al.* (2011b) ont démontré que les marqueurs sismiques de la CSM peuvent être utilisés comme marqueurs pour les reconstructions paléogéographiques. Ainsi, la MES est une surface polygénique dont la formation résulte principalement d'une érosion d'origine subaérienne. La MES peut donc servir de repère pour identifier les zones bathymétriques hautes (les hauts de socle) (Lofi *et al.* 2011b). En ce qui concerne les unités de dépôt, la MU est considérée comme s'étant accumulée par évaporation dans les parties les plus profondes des bassins lors de la diminution du niveau marin (*e.g.* Ryan and Cita, 1978 ; Ryan, 2011 ; Lofi *et al.*, 2011b). Au dessus, l'UU s'est déposée par aggradation lors de la phase de bas niveau marin, sous une tranche d'eau peu profonde (Maillard *et al.*, 2006 ; Lofi *et al.*, 2011b). De plus, le point d'onlap de l'UU peut être utilisé pour déterminer la localisation d'une paléoligne de côte durant la phase de bas niveau marin de la CSM (Lofi *et al.*, 2011b). Par conséquent l'UU et la MU peuvent être utilisées pour localiser les zones bathymétriques basses (les bassins) durant la CSM.

### C.2.1. *Paléo-connexions entre les bassins de la Marge Est-Sarde au cours de la CSM*

Dans la partie Sud de la Marge Est-Sarde, le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia sont actuellement partiellement déconnectés par la chaîne du Mont Quirra (Figures III.35 ; III.36). Sur ce haut de socle, la présence de la MES indique que la chaîne déconnectait déjà en partie les deux bassins durant la CSM (Figure III.35 ; III.36). Dans le couloir étroit orienté NW-SE entre le Nord de la chaîne du Mont Quirra et le Mont Sarde, la présence de l'UU a été cartographiée par Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) (Figure III.35, A). Ceci suggère que le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia étaient connectés à cet endroit pendant la CSM (Figure III.35, A).

La présence de l'UU dans ce couloir n'est pas directement observable sur les données sismiques, mais plusieurs arguments indirects vont dans le sens de l'existence de cette connexion durant la CSM. On remarque en particulier la diminution progressive de la largeur de la chaîne du Mont Quirra vers le Nord (**Figure III.37**). Ceci suggère que la chaîne s'interrompt au Sud du couloir (Figure III.35, A). La figure III.37 illustre donc probablement l'extrémité Nord de la chaîne. À cet endroit du Bassin Est-Sarde le toit de l'UU est observé à approximativement 2,8-3 s.t.d de profondeur (Figure III.37, partie Ouest). La **figure III.38** illustre la profondeur du toit de l'UU au Sud-Est du couloir, sur la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia.

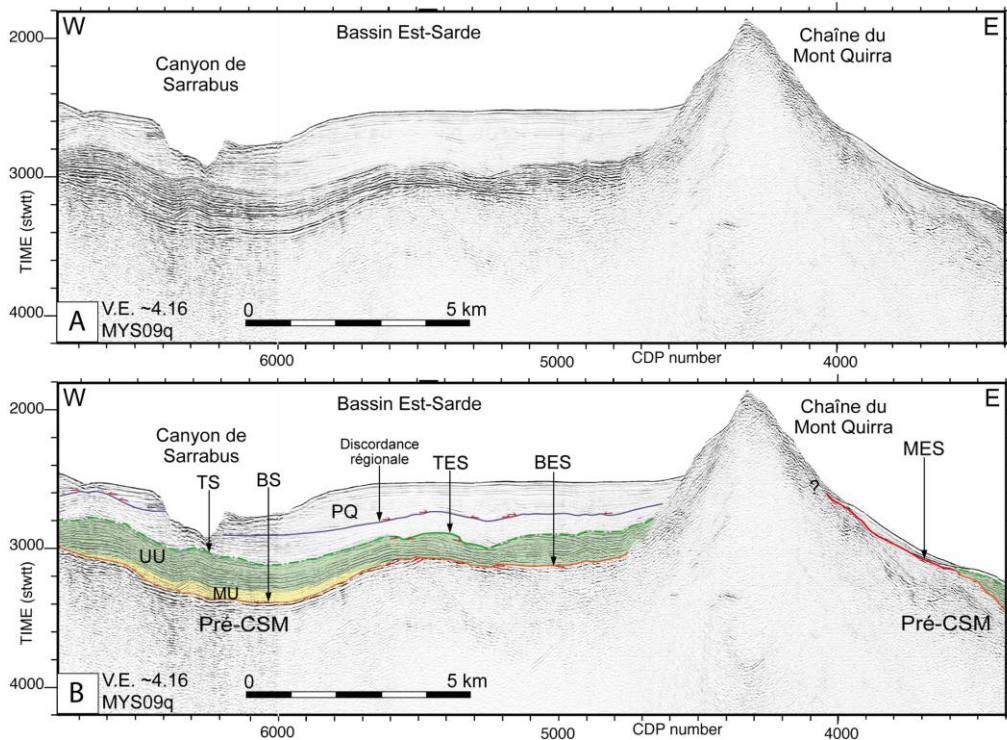


Figure III.37 : Extrait du profil MYS09q vierge (A) et interprété (B) acquis au Sud-Ouest du couloir entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure III.35). À cet endroit l'extrémité Nord de la chaîne du Mont Quirra est étroite et le toit de l'UU est observé à  $\sim 2,8 - 3$  s.t.d. de profondeur.

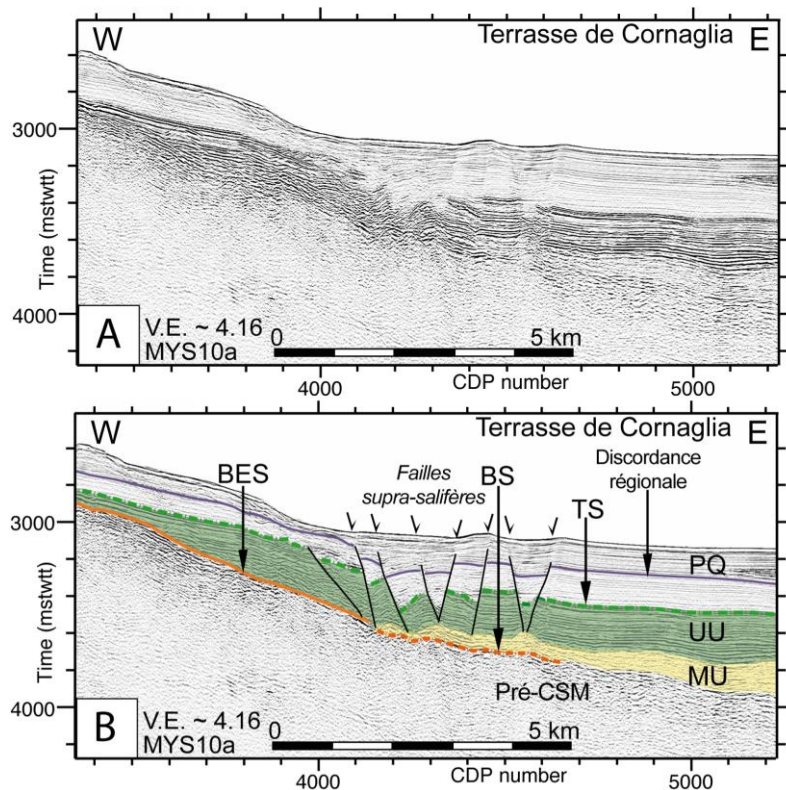


Figure III.38 : Extrait du profil MYS10a vierge (A) et interprété (B) acquis au Sud-Est du couloir entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure III.35). À l'Ouest le toit de l'UU est observé à  $\sim 2,8 - 3$  s.t.d. de profondeur et s'approfondit progressivement vers la Terrasse de Cornaglia.

À cet endroit le toit de l'UU est localisé à 2,8-3 s.t.d de profondeur, soit à la même profondeur que dans le Bassin Est-Sarde (Figure III.38, partie Ouest). À l'Est la TS s'approfondit progressivement vers le centre de la Terrasse de Cornaglia (Figure III.38, partie Est). Les profondeurs identiques de l'UU aux deux extrémités du couloir (Figure III.25 ; III.37 ; III.38), vont dans le sens des cartographies de Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983). Ceci est en bon accord avec l'existence d'une connexion pendant la CSM à cet endroit entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Figure III.35, A).

Plus au Nord, une connexion messinienne est également observée entre le centre du Bassin Est-Sarde et la partie Nord du bassin (Figure III.35, B ; **Figure III.39**). La connexion n'est pas évidente en raison de la forte épaisseur de la couverture Plio-Quaternaire, de la mauvaise qualité du signal sismique (Figure III.39, MYS4B, CDP 0 à 3000) et de la présence d'une faille normale crustale qui approfondit l'UU et la discordance régionale vers le Nord du Bassin Est-Sarde (Figure III.39, MYS4B, CDP 3200). L'UU est clairement observée dans le centre du Bassin Est-Sarde (UU chaotique ; Figure III.39, partie Sud) et dans la partie septentrionale du Bassin Est-Sarde (Figure III.8 ; Figure III.35, C). Entre les deux, le long du flanc Ouest de la Ride des Baronies, une unité dont le faciès sismique est similaire à celui de l'UU, ou de l'UU chaotique, est partiellement observée (Figure III.39, partie Nord). Un réflecteur de forte amplitude, partiellement observé également, semble correspondre au toit de l'unité. La géométrie de ce réflecteur indique que l'unité s'approfondit vers le Sud, ce qui est cohérent avec le mouvement normal de la faille crustale (Figure III.39, partie Nord, CDP 3200). Le toit de l'unité observée dans le Nord du Bassin Est-Sarde semble latéralement connecté au toit de l'UUc décalé par la faille (Figure III.39, MYS4B, CDP 3200). L'unité observée dans le Nord du Bassin Est-Sarde est donc interprétée comme correspondant à l'UU, potentiellement à l'UUc (Figure III.39, partie Nord).

**La répartition de l'UU sur la Marge Est-Sarde montre que le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia étaient partiellement connectés au cours de la CSM (Figure III.35). La présence de ces connexions est importante car elles démontrent que, malgré la complexité structurale de la zone d'étude, l'UU résulte du même processus de dépôt et a donc le même âge sur l'ensemble de la Marge Est-Sarde. Par conséquent la MU, localisée directement sous l'UU, a également le même âge sur l'ensemble de la Marge Est-Sarde.**

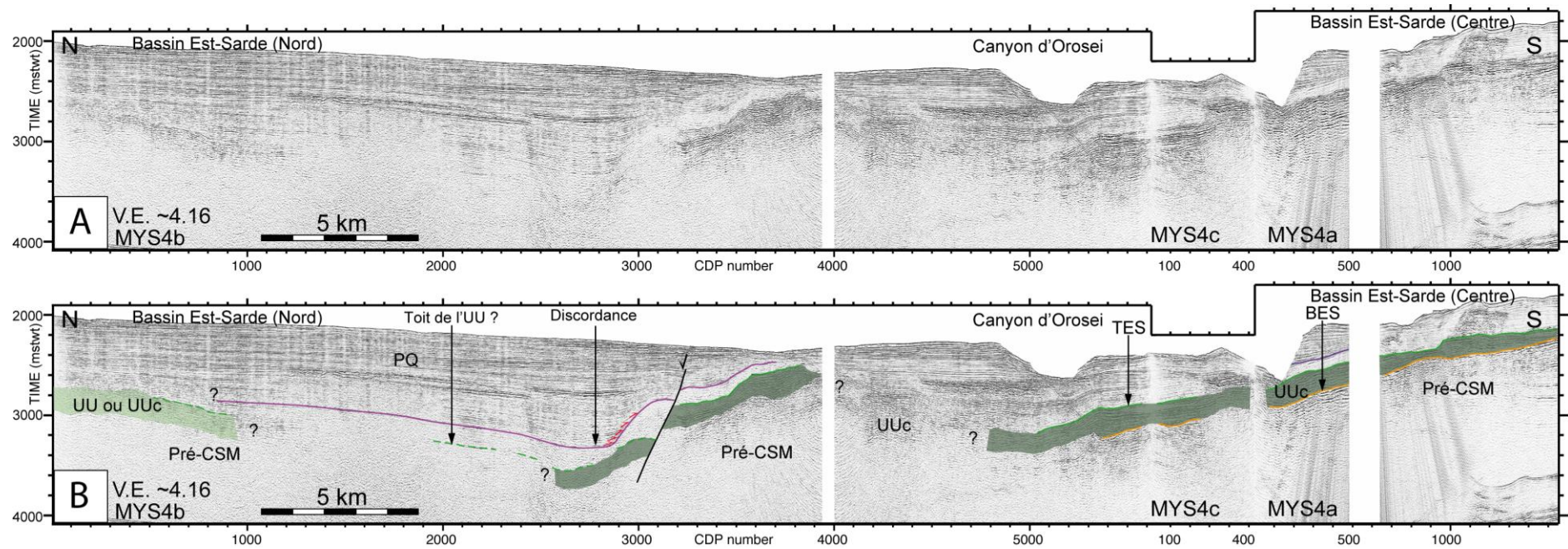


Figure III.39 : Profils MYSb, c, d, vierge (A) et interprété (B) illustrant la présence de l'UU dans le centre du Bassin Est-Sarde et dans la partie Nord du bassin (Localisation sur la Figure III.35).



### ***C.2.2. Paléogéographie du Bassin Tyrrhénien Occidental durant la Crise de Salinité Messinienne***

Dans le Bassin Est-Sarde comme sur la Terrasse de Cornaglia, la répartition géographique de la MU et de l'UU est contrainte par les hauts de socle visibles dans la bathymétrie actuelle de la marge (Figures III.35 ; III.36). La MU est plus épaisse au centre des bassins et s'amincit vers les bordures, jusqu'à terminer en biseau à la base des hauts structuraux actuels en périphérie des bassins (*e.g.* Figures III.21 ; III.22 ; III.36). L'UU présente la même tendance et s'amincit jusqu'à son onlap à la base des hauts structuraux (*e.g.* Figures III.9 ; III.29 ; III.36). La MES marque les hauts structuraux actuels localisés en périphérie des bassins (Figures III.35 ; III.36).

Cette configuration indique les bassins actuels dans lesquels les unités de la CSM sont observées constituaient déjà des bassins ouverts au moment de la CSM. Ces bassins se sont probablement ouverts durant la phase de rifting de la marge, générant de l'espace disponible aux unités de la CSM pour se mettre en place. Les hauts structuraux actuels, qui sont marqués par la MES, étaient eux aussi déjà formés quand la CSM a débuté. **Cela indique donc que la Marge Est-Sarde était déjà structurée en une succession de bassins et de hauts structuraux avant la CSM.**

**La caractérisation des profondeurs du toit de la MU et de l'UU met en évidence de fortes différences de profondeur entre les unités du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia.** Dans la partie la plus septentrionale du Bassin Est-Sarde, l'UU est mince, peu profonde (1300 m sous le niveau marin) et son toit est caractérisé par la TES (Figure III.35). Ces marqueurs suggèrent que le Nord du Bassin Est-Sarde était peu profond pendant la CSM. Vers le Sud du Bassin Est-Sarde, la présence de la MU sous l'UU montre que cette partie du bassin était plus profonde pendant la CSM (Figure III.35). Sur la Terrasse de Cornaglia, le toit de la MU est plus profond que dans le Bassin Est-Sarde, de 300 m à localement 1200 m en comparant respectivement les points les plus haut et les plus bas des deux bassins (Tableau III.1 ; Figure III.36). Le toit de l'UU est plus profond sur la Terrasse de Cornaglia que dans le Bassin Est-Sarde, de 300 m à localement 1050 m (Tableau III.1 ; Figure III.36). À ce stade, sans les résultats de l'analyse de la tectonique du Bassin Est-Sarde (présentés dans le chapitre IV), il est encore délicat d'expliquer les différences de profondeur du toit des unités de la CSM entre les différents bassins de la marge.

Deux hypothèses sont alors envisagées :

(i) Les différences de profondeur des unités de la CSM pourraient être liées à des mouvements crustaux verticaux post-CSM. Ceux-ci auraient décalé les marqueurs de la CSM après leur mise en place, comme c'est le cas sur le Promontoire Baléare (Figure III.40).

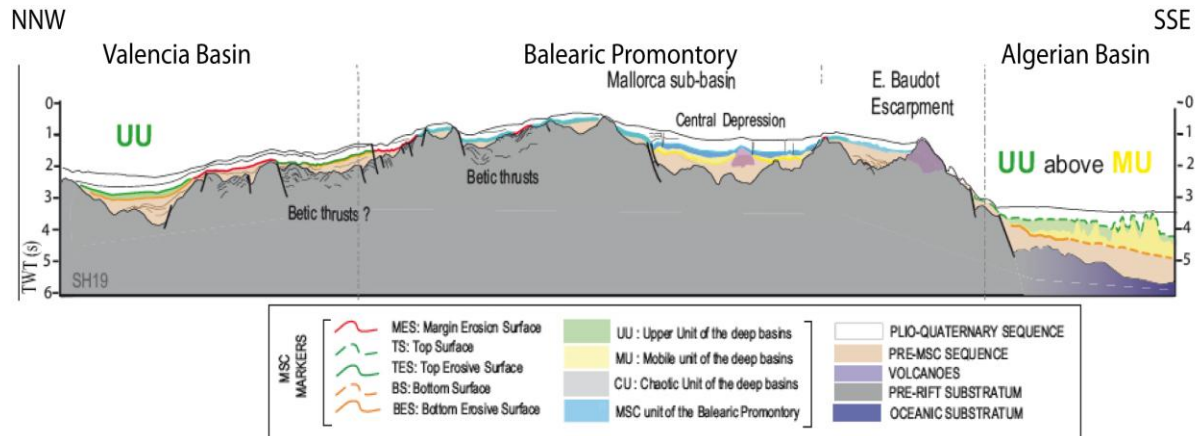


Figure III.40 : Coupe schématique illustrant l'organisation actuelle des marqueurs sismiques de la CSM sur le Promontoire Baléare et dans les bassins alentours (D'après Driussi et al., sous presse).

Sur ce promontoire, les unités de la CSM sont localisées dans des bassins perchés actuellement situés à des profondeurs différentes (Figure III.40). Les auteurs observent notamment la présence de la MU dans la dépression centrale du Promontoire Baléare, à des profondeurs situées entre 1000 et 1500 m (Driussi et al., sous presse). Ceci est moins profond que dans le Bassin Algérien (Figure III.40 ; Driussi et al., sous presse) et moins profond également que sur la Marge Est-Sarde (MU à 2300 - 2800 m dans le Bassin Est-Sarde et 2600 - 4000 m sur la Terrasse de Cornaglia ; Tableau III.1). On note également la présence locale de la MES à des profondeurs plus importantes que les unités de dépôts sur le flanc Ouest du promontoire (Figure III.40). Les auteurs montrent alors que la différence de profondeur des unités de la CSM sur le Promontoire Baléare est liée à des mouvements crustaux post-CSM (Driussi et al., sous presse). En particulier, les unités de la CSM présentent des épaisseurs similaires sur l'ensemble du promontoire, ce qui suggère que durant la CSM les dépôts ont été mis en place à la même profondeur dans un bassin unique (Driussi et al., sous presse). Ce bassin a ensuite été segmenté en plusieurs sous-bassins par des mouvements crustaux post-CSM, qui ont donné au Promontoire Baléare sa morphologie actuelle (Figure III.40 ; Driussi et al., sous presse).

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, les pentes observées aux toits de la MU et de l'UU sont surprenantes et suggèrent également l'existence de mouvements crustaux post-CSM. En effet, la MU et l'UU étant des roches évaporitiques qui s'accumulent par précipitation, leurs toits sont forcément horizontaux au moment de leur mise en place (Warren, 2006). Par

conséquent, les pentes observées actuellement aux toits des unités de la CSM n'ont pas été acquises lors de la mise en place des unités de la CSM, mais après. Ces pentes sont par exemple observées entre les bords et les centres des bassins (Figure III.36), dans le Sud du Bassin Est-Sarde entre le Mont Quirra et le Mont Sarde, ou encore entre l'Ouest et l'Est de la Terrasse de Cornaglia (Figures III.15 ; III.25). En outre, certains marqueurs supplémentaires vont également dans le sens de l'existence de mouvements crustaux post-CSM sur la Marge Est-Sarde. On remarque particulier, la pente à la base et au toit des unités de la CSM dans le secteur du Canyon d'Orosei (Figure III.19) et la présence locale de la MES à des profondeurs plus importantes que les unités de la CSM (Tableau III.1 ; Figure III.36).

**(ii) La différence de profondeur entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia pourrait avoir existé avant la CSM. Dans ce cas, la MU et l'UU pourraient s'être déposées à des profondeurs différentes dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia durant la CSM.** La répartition géographique de la MU, de l'UU et de la MES indiquent en effet que la Marge Est-Sarde était déjà structurée avant la CSM. De plus, contrairement au Promontoire Baléare (Driussi *et al.*, sous presse), l'épaisseur des unités de la CSM de la Marge Est-Sarde n'est pas similaire partout. En particulier la MU et l'UU sont plus épaisses sur la Terrasse de Cornaglia que dans le Bassin Est-Sarde (Tableau III.1).

Ainsi, les unités de la CSM pourraient s'être accumulées préférentiellement sur la Terrasse de Cornaglia. Si celle-ci était plus profonde que le Bassin Est-Sarde pendant la CSM, elle offrait en effet plus d'espace disponible à la mise en place de la MU et de l'UU. Ceci expliquerait l'épaisseur plus importante des unités de la CSM sur la Terrasse de Cornaglia (Tableau III.1).

Ces hypothèses seront développées dans la suite de ce mémoire, avec les résultats de l'analyse de la tectonique crustale et de la tectonique salifère présentés dans le chapitre suivant.

**CHAPITRE IV : RESULTATS – CARACTERISATION  
DE LA TECTONIQUE DANS LE BASSIN  
TYRRHENIEN OCCIDENTAL**



Ce chapitre présente les résultats de l'étude de la tectonique dans le Bassin Tyrrhénien Occidental. La première partie du chapitre est consacrée aux résultats concernant l'analyse de la tectonique crustale. La deuxième partie du chapitre présente les résultats concernant l'analyse des processus de la tectonique salifère, liée à la présence de la *Mobile Unit* (MU). Il sera notamment montré dans ce chapitre que la tectonique crustale et la tectonique salifère interagissent sur la Marge Est-Sarde.

## **A. Analyse des structures de la tectonique crustale dans le Bassin Tyrrhénien Occidental**

La Marge Est-Sarde est caractérisée par une tectonique crustale intense liée à l'ouverture de la partie occidentale du Bassin Tyrrhénien. Le premier paragraphe de ce chapitre présente, en carte et en 2D, à partir de l'interprétation des données sismiques METYSS, l'organisation et le calendrier d'activité des structures crustales de la Marge Est-Sarde. Les rejets de failles estimés en mètre ont été calculés par conversion temps/profondeur à partir des vitesses sismiques moyennes suivantes, d'après Réhault *et al.* (1984) : 1500 m/s pour la colonne d'eau, 2000 m/s pour la séquence Plio-Quaternaire, 3500 m/s pour l'*Upper Unit* et 4500 m/s pour la *Mobile Unit*.

L'analyse des données sismiques METYSS a permis de réaliser une carte structurale du Bassin Tyrrhénien Occidental (**Figure IV.1**). Cette analyse intègre les études structurales réalisées par Moussat (1983), Thommeret (1990), Sartori *et al.*, (2001), Vai et Martini (2001) et Carrara (2002). La carte structurale inclut les failles crustales majeures, qui affectent la majeure partie de la colonne sédimentaire, et les failles mineures qui présentent un rejet moins important (Figure IV.1). La Marge Est-Sarde est majoritairement affectée par des failles crustales normales, dont l'origine est liée à l'ouverture arrière-arc du Bassin Tyrrhénien Occidental, suite au retrait progressif vers l'Est/Est-Sud-Est de la zone de subduction Apennine (Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990, 2003 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Carrara, 2002 ; Jolivet *et al.*, 2006).

La carte structurale illustre deux grandes tendances d'orientation des failles crustales : des failles orientées N-S à NE-SW et des failles orientées NW-SE, localisées principalement dans le secteur du Canyon d'Orosei (Figure IV.1).

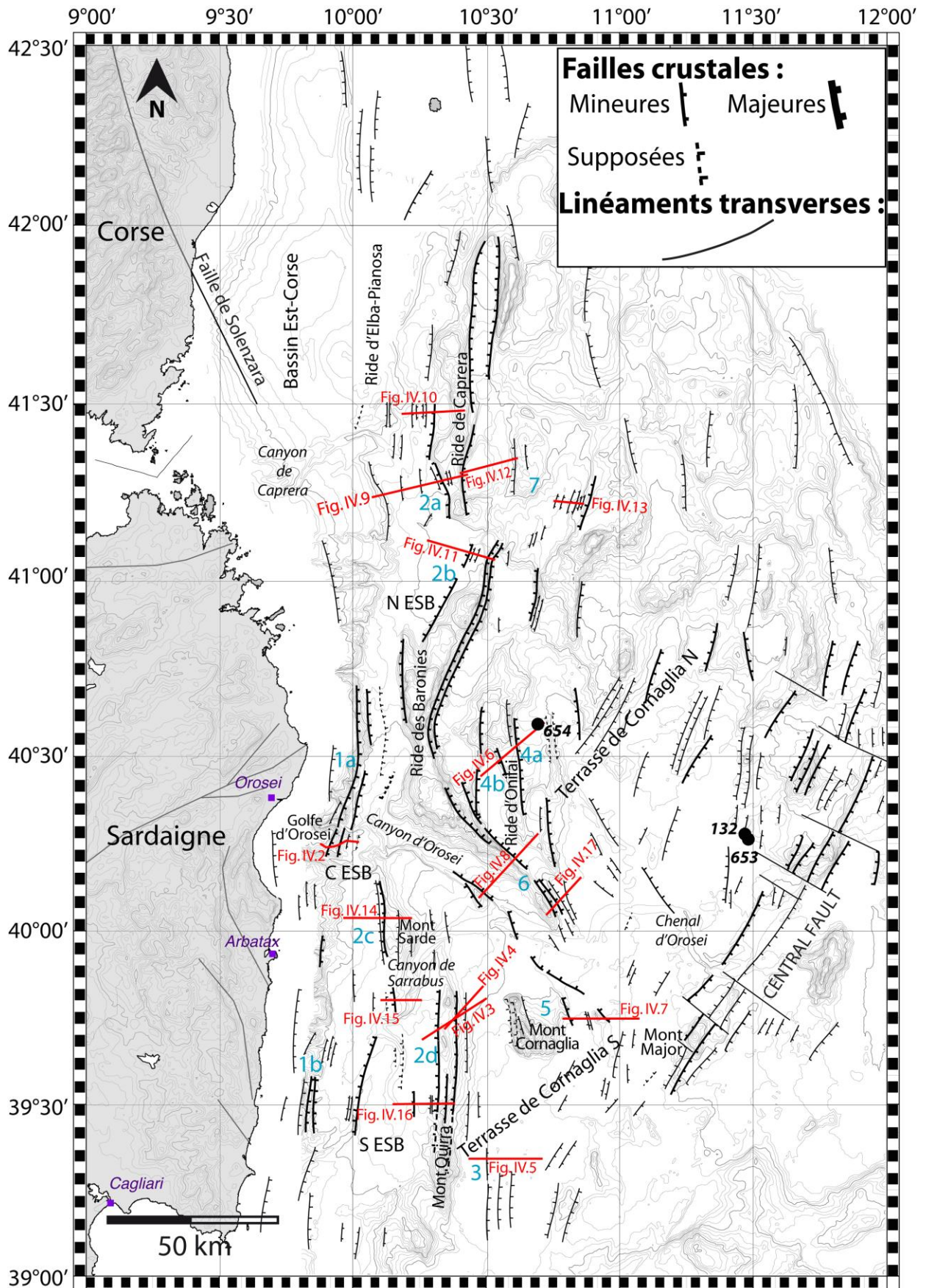


Figure IV.1 (page précédente) : Carte des structures crustales majeures et mineures du Bassin Tyrrhénien Occidental, basée sur l'analyse des données sismiques METYSS et sur les travaux de Moussat (1983), Thommeret (1990), Sartori et al. (2001), Vai et Martini (2001) et Carrara (2002). Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al., (1988). Les traits rouges indiquent la localisation des figures présentées dans ce paragraphe. Les chiffres bleus indiquent les secteurs décrits dans le texte. NESB : Bassin Nord Est-Sarde ; CESB ; Bassin Est-Sarde Central ; SESB ; Bassin Sud Est-Sarde.

## A.1 Phases d'activité crustale sur la Marge Est-Sarde

Les marqueurs sismiques de la CSM observés dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (c.f. chapitre III) fournissent de bons marqueurs spatio-temporels de l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde. En particulier, la présence de la MES et des unités de dépôt MU et UU permet de dater l'activité des structures crustales de la marge par rapport à la CSM. Ainsi cette analyse structurale met en évidence l'existence de deux phases d'activité crustale distinctes sur la Marge Est-Sarde.

### A.1.1. *Activité crustale pré-Crise de Salinité Messinienne*

Plusieurs marqueurs enregistrent cette première phase d'activité crustale, dont la présence locale de dépôts pré-CSM en éventails (**Figure IV.2**). **Ces éventails correspondent aux dépôts syn-tectoniques de la phase crustale pré-CSM. Ils constituent donc des marqueurs incontestables du fonctionnement pré-CSM des failles crustales auxquelles ils sont associés** (Figure IV.2).

Les failles observées sur le flanc Ouest du Bassin Est-Sarde, dans la partie la plus supérieure de la marge, sont principalement orientées N-S (Figure IV.1). Les pendages des failles crustales sont orientés vers l'Est, dans le Nord comme dans le Sud du bassin (Figures IV.1, 1a et 1b ; IV.2). Les failles sont normales et délimitent des blocs de socle pré-CSM basculés vers l'Ouest (Figure IV.2). Les rejets du socle pré-CSM le long des failles f1, f2 et f3 sont de l'ordre de 0,4 à 0,5 secondes temps-double (s.t.d), soit 400-500 mètres au minimum. Ces failles sont associées à des dépôts pré-CSM en éventails, *syn-tectoniques*, mis en place pendant le fonctionnement des failles (Figure IV.2). Au dessus, les failles sont recouvertes par des dépôts pré-CSM *post-tectoniques*, mis en place après l'arrêt de l'activité des failles (Figure IV.2). Les dépôts pré-CSM post-tectoniques ont été en partie érodés par l'érosion messinienne (*Margin Erosion Surface* ; MES), qui a localement creusé de profondes paléo-vallées au cours de la CSM (Figure IV.2). La MES surmonte les dépôts pré-CSM et les failles crustales, sans être décalée par les failles (Figure IV.20).



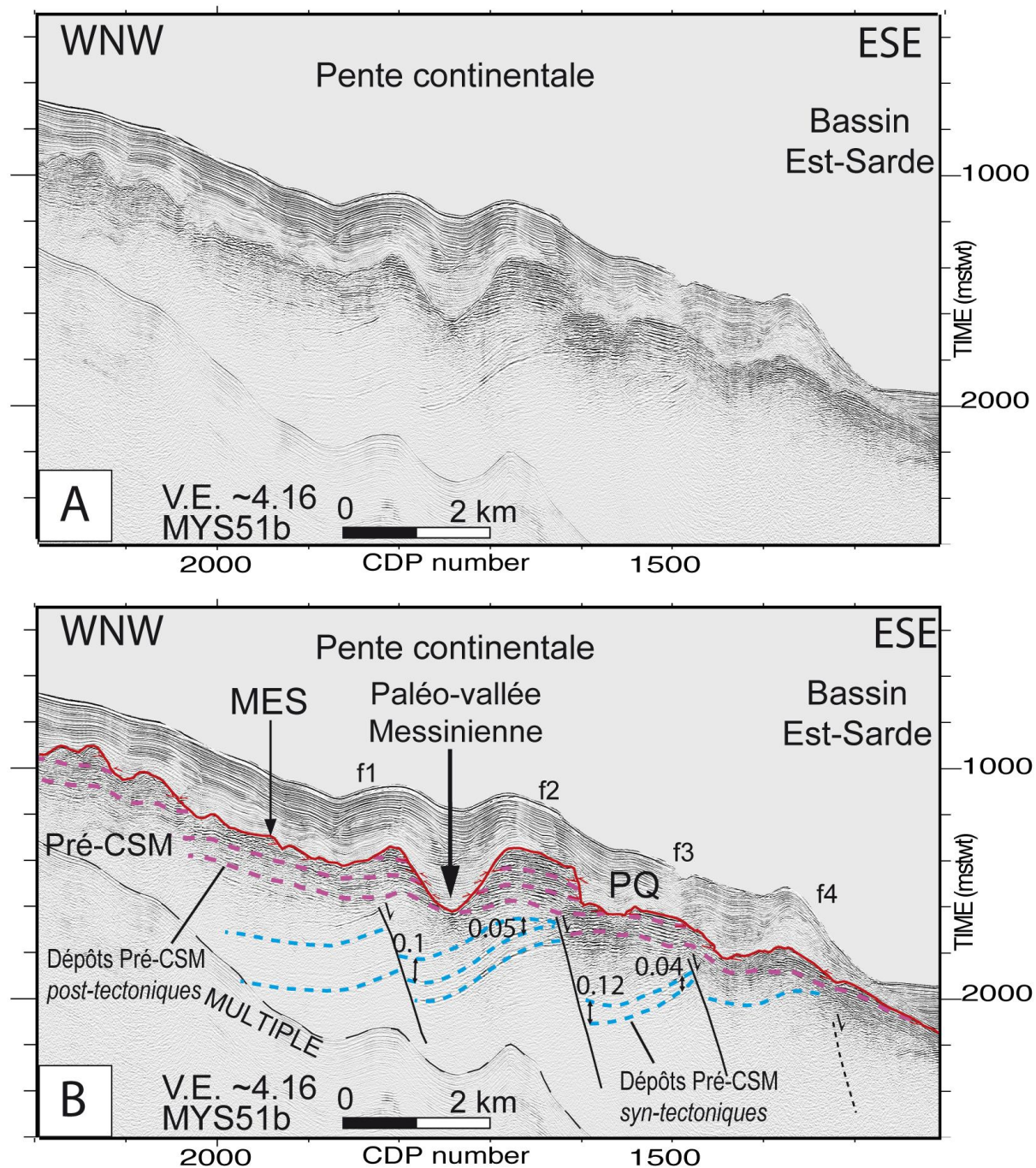
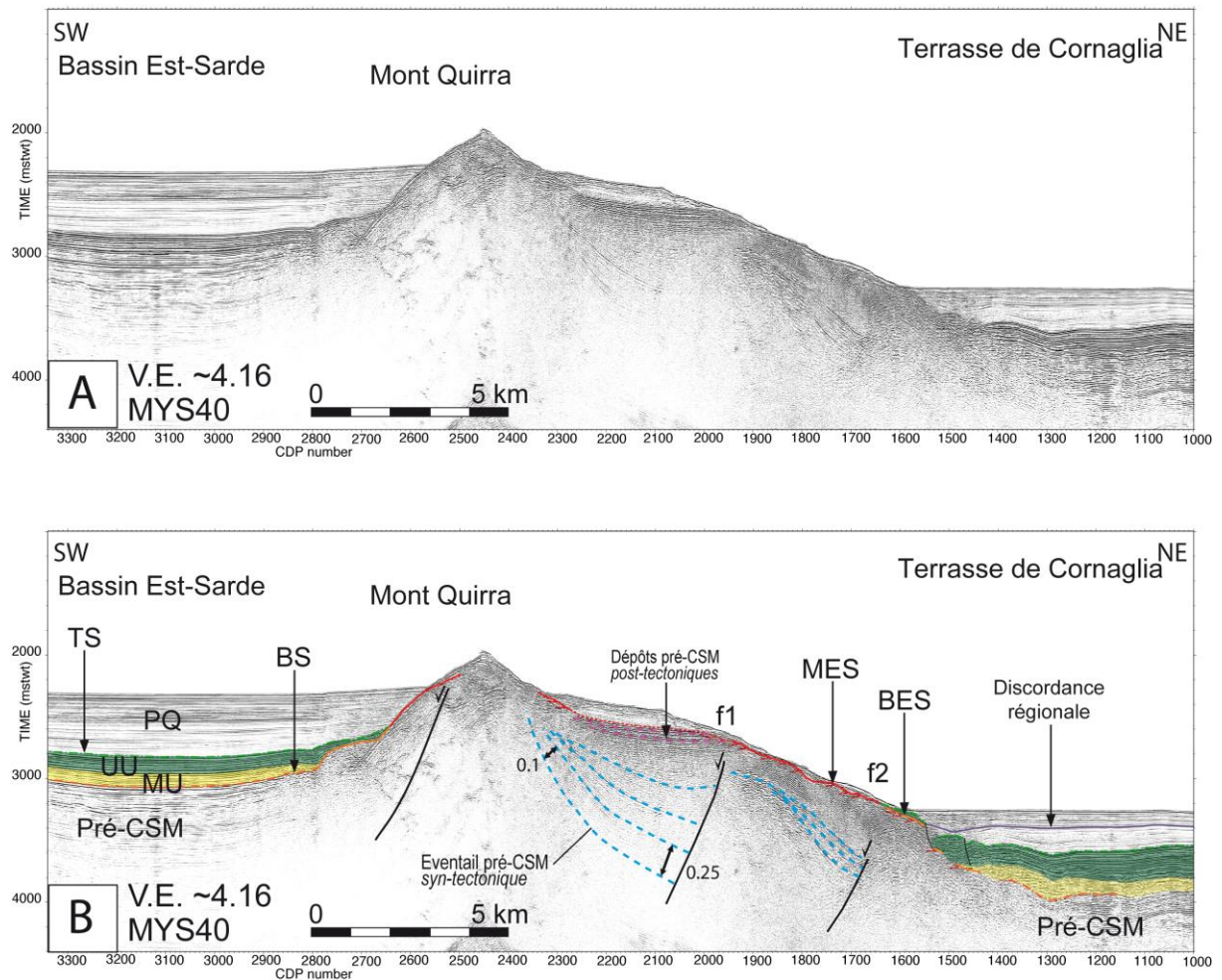


Figure IV.2 : Extrait du profil MYS51b vierge (A) et interprété (B), acquis sur le flanc Ouest du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la présence de failles crustales pré-CSM associées à des dépôts syn-tectoniques en éventails. Les failles crustales n'affectent pas la MES. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Sur le flanc Est du Bassin Est-Sarde les failles crustales normales sont également orientées N-S (Figure IV.1). Le pendage de ces failles est orienté vers l'Ouest dans le Nord et dans le Sud du bassin, le long du flanc Ouest des rides de Caprera et des Baronies (Figures IV.1, 2a, 2b), le long du flanc Ouest du Mont Sarde (Figure IV.1, 2c) et le long de la chaîne du Mont Quirra (Figure IV.1, 2d). Le Bassin Est-Sarde présente donc la structure d'un graben orienté N-S (Figure IV.1).

Au niveau de la chaîne du Mont Quirra, les failles crustales normales délimitent des blocs de socle pré-CSM basculés vers l'Est (**Figure IV.3 ; Figure IV.4**).



*Figure IV.3 : Extrait du profil MYS40 vierge (A) et interprété (B), acquis sur le flanc Est du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la présence de failles crustales pré-CSM associées à des dépôts syn-tectoniques en éventails. Les failles crustales n'affectent pas la MES. Les épaisseurs sont en s.t.d.*

Les failles f1 et f2 de la figure IV.3 sont corrélées avec les failles f1 et f2 de la figure IV.4.

Le rejet du socle pré-CSM le long de la faille f1 est important, de l'ordre de 0,8 à 1 s.t.d, soit ~800 à 1000 mètres (Figures IV.3 ; IV.4, f1). Cette faille est associée à des dépôts pré-CSM en éventails, recouverts par des dépôts pré-CSM post-tectoniques (Figures IV.3 ; IV.4). Le sommet de ces dépôts est marqué par la MES (Figures IV.3 ; IV.4). La MES n'est donc pas affectée par les failles crustales (Figures IV.3 ; IV.4).

La présence d'éventail sédimentaire pré-CSM est moins claire entre les failles f1 et f2. Cependant la faille f2 n'affecte pas la MES, ce qui confirme qu'elle n'a pas été active après la CSM (Figures IV.3 ; IV.4, f2).

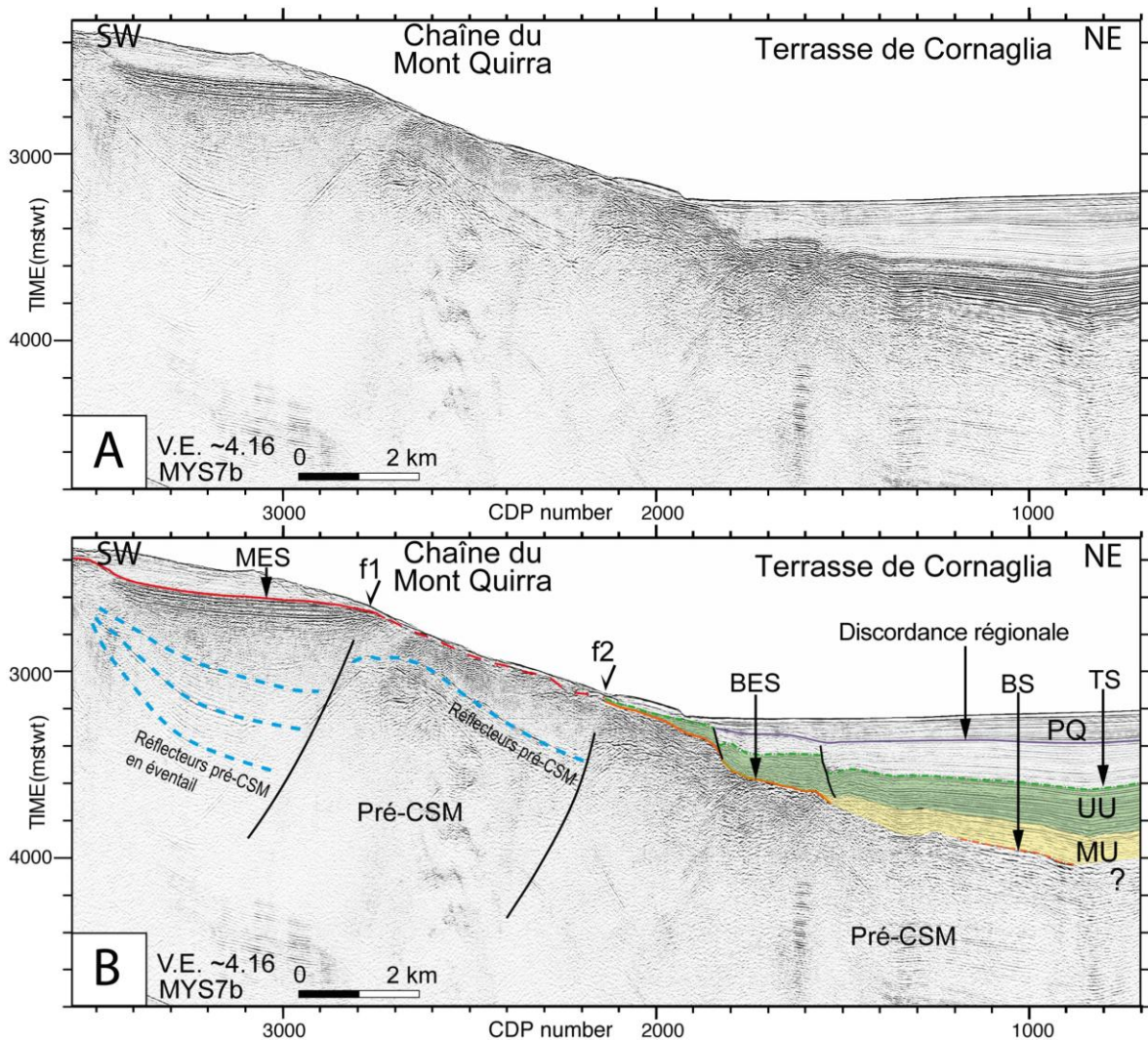


Figure IV.4 : Extrait du profil MYS07b vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre les failles pré-CSM de la chaîne du Mont Quirra, à la bordure Est du Bassin Sud Est-Sarde.

Lorsque les failles crustales sont associées à des éventails sédimentaires pré-CSM, ceux-ci attestent le fonctionnement pré-CSM des failles crustales auxquelles ils sont associés. Ces failles sont localisées sous la MES et ne la décalent pas, ce qui montre également que leur fonctionnement s'est arrêté avant la CSM (Figures IV.2, f1, f2 ; IV.3 et IV.4, f1). Plusieurs failles ne sont pas associées à des éventails sédimentaires pré-CSM, mais elle ne décalent pas la MES (Figures IV.2, f3, f4 ; IV.3 et IV.4, f2).

**Par conséquent, en l'absence d'éventail sédimentaire pré-CSM, le fait que les failles crustales soient localisées sous les marqueurs de la CSM et ne les décalent pas constitue un marqueur sûr du fonctionnement pré-CSM de ces failles.**

Dans la partie Sud de la Terrasse de Cornaglia, à l'Est de la chaîne du Mont Quirra (Figure IV.1, 3), des failles crustales orientées N-S sont observées en bordure du bassin (**Figure IV.5**). Dans cette partie de la Terrasse de Cornaglia, la MU est épaisse et déformée par du diapirisme (Figure IV.5, CDP 3450 à 4700). En bordure de la province diapirique, le socle pré-CSM est approfondi par la présence d'une faille crustale normale (Figure IV.5, CDP 3450). Cette faille est recouverte par l'UU, ce qui montre qu'elle est pré-CSM. La faille a ainsi provoqué l'approfondissement du socle avant la CSM. La relation entre les diapirs de sel et l'approfondissement du socle par les structures crustales est développée dans la deuxième partie de ce chapitre (c.f. IV.B.).

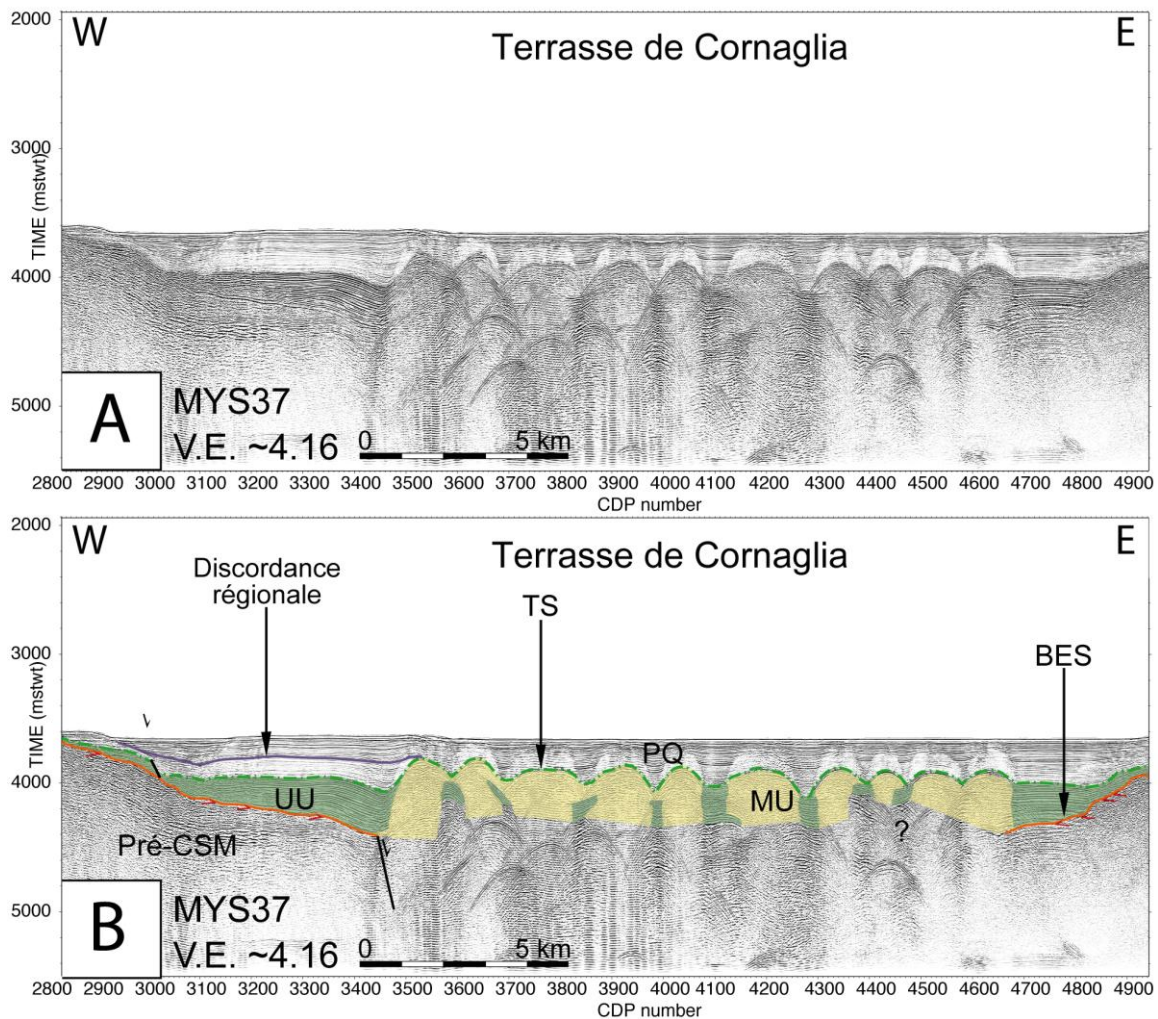


Figure IV.5 : Extrait du profil MYS37 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre la présence d'une faille crustale pré-CSM qui approfondit le socle en bordure d'un bassin marqué par des diapirs de sel.

Plus au Nord sur la Terrasse de Cornaglia, deux sous-bassins sont observés à l'Est et à l'Ouest de la Ride d'Onifai (Figure IV.1, 4a, 4b ; **Figure IV.6**).

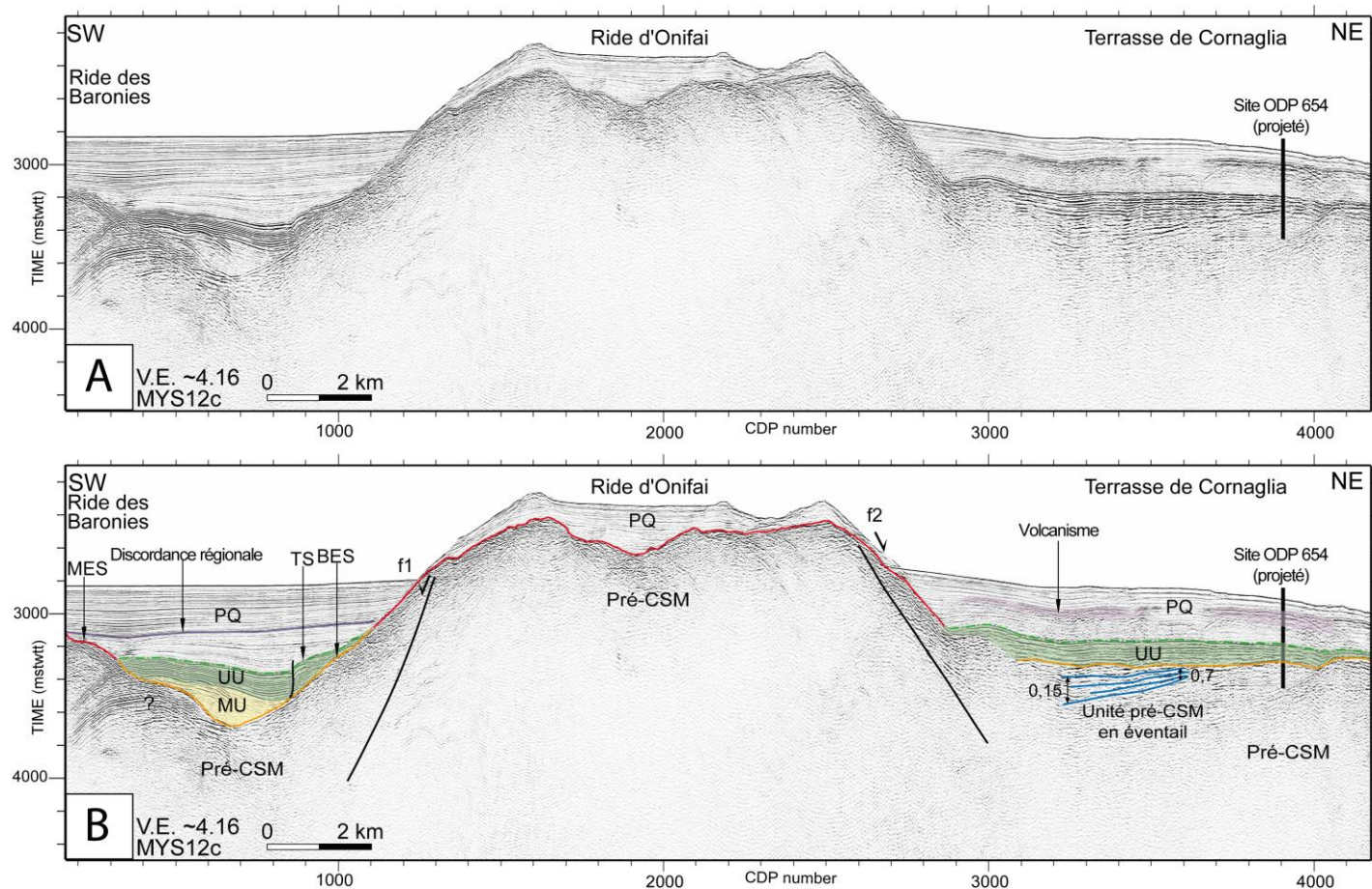


Figure IV.6 : Profil MYS12c vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre un bassin confiné entre la Ride des Baronies et la Ride d'Onifai et la zone de forage du site ODP 654. L'éventail sédimentaire sous l'UU, les failles crustales sous la MES et la différence d'enregistrement de la CSM entre la Ride d'Onifai et les bassins montrent que l'ouverture des bassins est pré-CSM. Les épaisseurs sont en s.t.d (Modifié de Gaullier et al., 2014).

La Ride d'Onifai présente la structure d'un horst (Figure IV.6, f1 et f2). Sur le flanc Est de la ride, la faille f2 présente un pendage vers l'Est. Le rejet du socle pré-CSM est de l'ordre de 0,7 s.t.d., soit environ 700 m (Figure IV.6, f2). Cette faille est orientée N-S et borde la Ride d'Onifai sur la majorité de sa longueur (Figure IV.1, 4a). À l'Est de la ride, l'âge des unités de dépôt est bien contraint par la présence du site de forage ODP 654 (Figures IV.1 ; IV.6 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990). Les dépôts pré-CSM d'âge Tortonien-Messinien inférieur s'épaississent vers la faille f2, formant un éventail qui atteste le fonctionnement pré-CSM de la faille f2 (Figure IV.6, CDP 3200 à 3700, f2). La faille f2 est observée sous la MES ce qui montre également qu'elle n'a pas fonctionné après la CSM.

À l'Ouest de la ride, la MU et l'UU sont observées dans un bassin confiné entre la Ride d'Onifai et la Ride des Baronies (Figure IV.1, 4b ; IV.6, CDP 0 à 1500). Le rejet du socle pré-CSM le long de la faille f1 est supérieur à 1 s.t.d, soit plus d'un kilomètre. La faille f1 ne décale pas la MES, ce qui montre que son fonctionnement est pré-CSM (Figure IV.6, f1). Dans le bassin confiné, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire s'épaississent vers le Nord-Est (Figure IV.6, CDP 400 à 900). En présence de sel mobile (MU) dans le bassin, cette géométrie de la couverture sédimentaire pourrait être liée à des processus de tectonique salifère. Ce bassin confiné est étudié en détail dans la deuxième partie de ce chapitre (c.f. IV.B.4.2. Fluage contraint par la géométrie du socle pré-Messinien).

Sur la figure IV.6, le fonctionnement pré-CSM de la faille f1 montre que le bassin confiné était ouvert avant la CSM. Cette ouverture pré-CSM est également illustrée par la présence des unités de dépôts de la CSM dans le bassin. La présence de la MU et de l'UU atteste en effet que le bassin formait déjà une dépression bathymétrique pendant la CSM (Figure IV.6, CDP 400 à 1100). Sur la Ride d'Onifai, l'absence de dépôts de la CSM et la présence de la MES montrent que la ride était déjà formée avant la CSM et constituait un relief dans la bathymétrie (Figure IV.6). Cette différence de profondeur entre le bassin et la ride a donc été acquise avant la CSM, par le fonctionnement pré-CSM de la faille f1 (Figure IV.6, f1). Ainsi, la répartition géographique de la MU et de l'UU est contrainte par la faille f1 et l'enregistrement de la CSM est différent de part et d'autre de la faille (Figure IV.6, f1). **Il est alors possible de considérer que la différence d'enregistrement de la CSM entre le bassin (MU et UU) et la Ride d'Onifai (MES), autrement dit entre le toit et le mur de la faille f1, est un marqueur du fonctionnement pré-CSM de la faille** (Figure IV.6).

Sur la Terrasse de Cornaglia, on remarque cette différence d'enregistrement de la CSM entre certains hauts de socle et les bassins alentours (Figure IV.7).

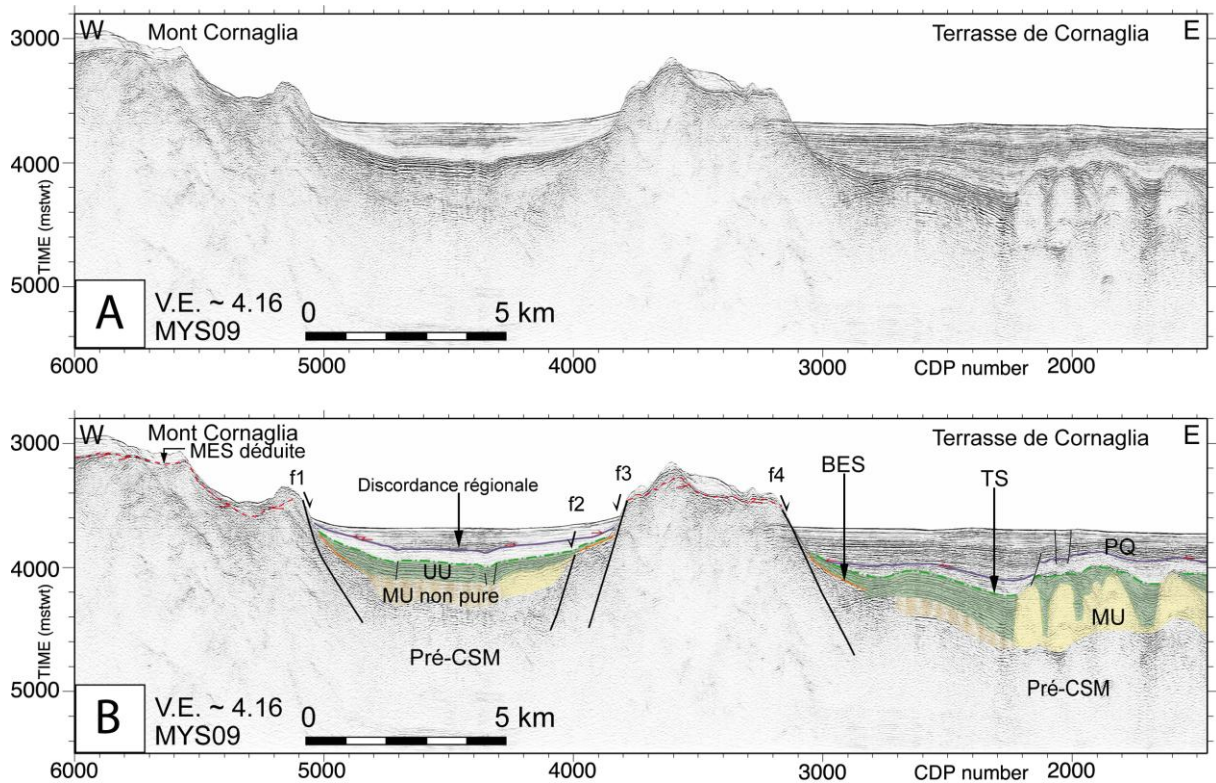


Figure IV.7 : Profil MYS09a vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre les failles pré-CSM qui bordent les flancs de certains hauts de socle de la terrasse. (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Sur son flanc Est, le Mont Cornaglia (Figure IV.1, 5) est délimité par une faille crustale normale à pendage vers l'Est (Figure IV.7, f1). Le décalage du socle pré-CSM le long de la faille f1 est de l'ordre de 0,8 s.t.d (soit ~1000 m). Plus à l'Est, un horst est bordé par des failles crustales normales, dont les rejets sont de l'ordre de 0,15 s.t.d pour la faille f2 (c. ~300 m), 0,45 s.t.d pour la faille f3 (c. 400 m) et 0,6 s.t.d pour la faille f4 (c. ~600 m) (Figure IV.7).

À la base des hauts de socle, la MU et l'UU terminent en biseau sur les plans de failles, ce qui montre que les failles contraignent la répartition géographique des unités de la CSM (Figure IV.7). Sur les hauts de socle, les dépôts de la CSM ne sont pas observés et la présence de la MES est déduite. La différence d'enregistrement de la CSM entre les hauts de socle (MES) et les bassins (MU et UU), ainsi que les biseaux des unités de la CSM sur les plans de failles, montrent que le Mont Cornaglia et le horst étaient déjà des hauts de socle avant la CSM. Ces observations suggèrent donc que les failles qui bordent les hauts de socle ont fonctionné avant la CSM (Figure IV.7, f1, f2, f3, f4). En outre, la faille f2 est scellée par l'UU, ce qui confirme clairement qu'elle n'a pas fonctionné après la CSM (Figure IV.7, f2).

Plus au Nord (Figure IV.1, 6), la terminaison Sud-Est de la Ride des Baronies présente une géométrie de bloc basculé le long de failles crustales normales (**Figure IV.8**).

La structure est bordée au Sud-Ouest et au Nord-Est par des failles crustales normales à pendage vers le Nord-Est (Figure IV.8, f1, f2). Le rejet du socle pré-CSM le long de la faille f1 est de l'ordre de 1 s.t.d. (soit ~1400 m) et de l'ordre de 1,4 s.t.d. (soit ~1500 m) pour la faille f2, attestant de mouvements crustaux de forte amplitude. Le basculement des réflecteurs pré-CSM vers le Sud-Ouest confirme le basculement du socle pré-CSM le long des failles crustales (Figure IV.8).

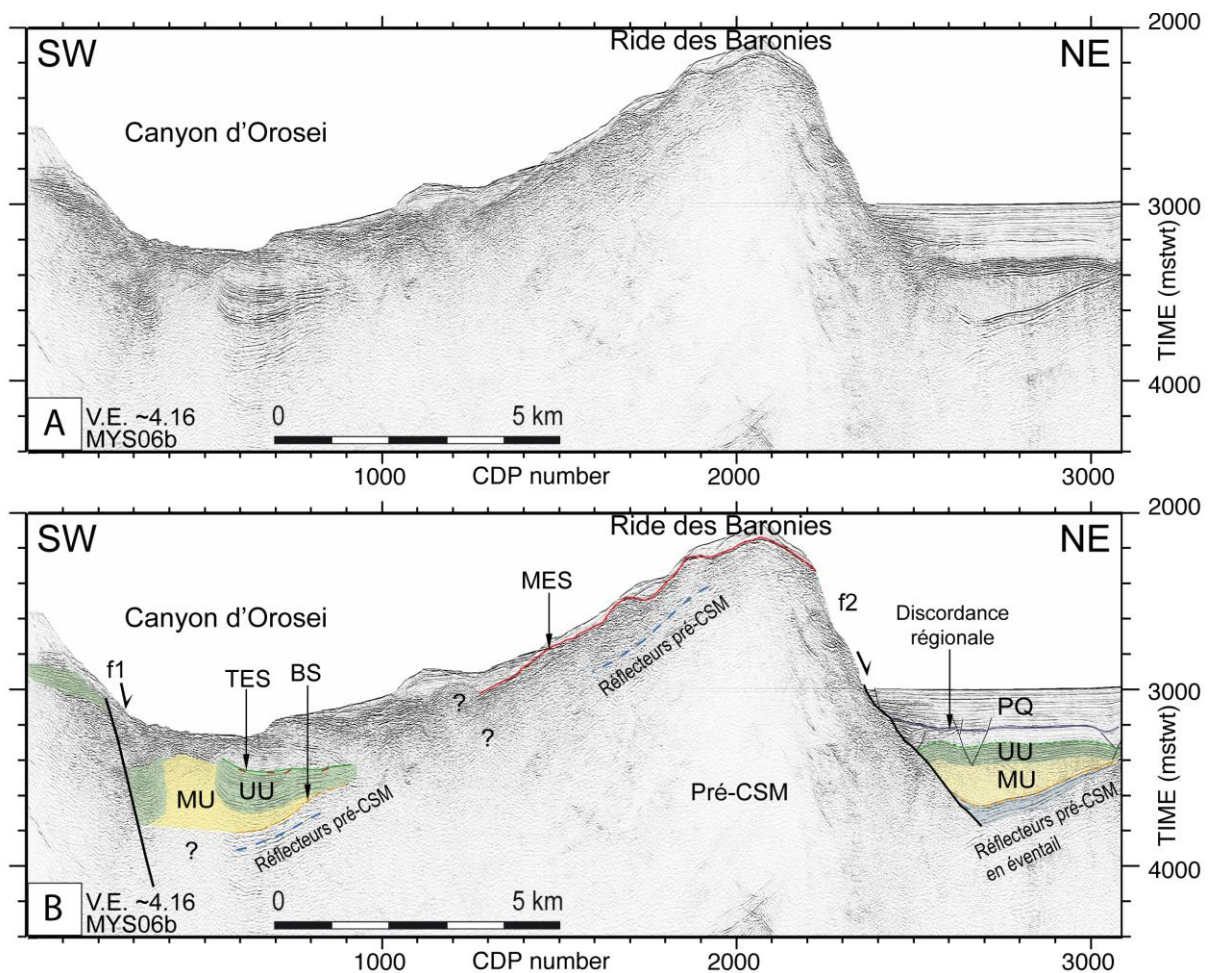


Figure IV.8 : Profil MYS06b vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement au Canyon d'Orosei et à la Ride des Baronies (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre la géométrie en bloc basculé de la terminaison Sud-Est de la ride. Les failles f1 et f2 sont pré-CSM, mais elles présentent également des signes d'activité post-CSM.

Au Nord-Est de la ride, la figure IV.8 illustre la partie Sud du bassin confiné observé sur la figure IV.6 (CDP 0 à 1500). Dans ce bassin, les dépôts pré-CSM sont basculés vers la faille f2 et présentent une géométrie en éventail (Figure IV.8, CDP 2500 à 3100). Cet éventail montre l'activité pré-CSM de la faille f2 et suggère que la ride a acquis sa structure avant la CSM. De part et d'autre de la Ride des Baronies, les unités MU et UU sont observées dans les zones où



le socle pré-CSM est le plus profond (Figure IV.8, CDP 300 à 900 et 2500 à 3100). Dans le Canyon d'Orosei, la MU et l'UU s'amincissent vers la ride (Figure IV.8, CDP 800 à 1000). Dans le bassin confiné la MU et l'UU sont bordées par le plan de la faille f2 (Figure IV.8, CDP 2600). Sur la ride, la CSM a été enregistrée par la MES (Figure IV.8, CDP 1300 à 2300). La configuration des marqueurs de la CSM montre donc que la Ride des Baronies et les bassins constituaient respectivement un relief et des dépressions dans la bathymétrie lors de la CSM. Cette géométrie a été acquise avant la CSM et confirme le fonctionnement pré-CSM des failles f1 et f2 (Figure IV.8).

**Cependant sur la figure IV.8, des mouvements post-CSM sont également observés.** Le mouvement post-CSM le plus évident est identifié dans le canyon d'Orosei, où la faille f1 décale clairement l'UU (Figure IV.8, f1). Dans le bassin confiné au Nord-Est de la ride, la MU présente une géométrie triangulaire qui s'épaissit vers le plan de la faille f2 (Figure IV.8, CDP 2500 à 3100). La couverture sédimentaire (UU et PQ) est horizontale, mais légèrement déformée par la présence d'un anticlinal le long du plan de la faille f2 (Figure IV.8, CDP 2600), ainsi que par des failles supra-salifères (Figure IV.8, CDP 2700 et 3100). La forme triangulaire de la MU contre la faille f2 (Figure IV.8, CDP 2500 à 3100) n'est pas forcément représentative d'une géométrie en éventail classique des dépôts sédimentaires syn-tectoniques. Cette géométrie pourrait en effet refléter le remplissage du bassin par la MU, après la fin du fonctionnement de la faille f2. Par conséquent le triangle formé par la MU n'est pas nécessairement lié à sa mise en place pendant le fonctionnement de la faille f2. Néanmoins, l'anticlinal et les failles observées dans l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire semblent liés à de la tectonique salifère. Il est donc envisageable que la tectonique salifère reflète ici un mouvement post-CSM de la faille f2. Les relations entre la tectonique crustale et la tectonique salifère dans ce bassin seront étudiées dans la deuxième partie de ce chapitre (c.f. IV.B. Analyse des processus et structures de la tectonique salifère dans le bassin Tyrrhénien Occidental).

**Dans de nombreux secteurs de la Marge Est-Sarde, l'activité des failles crustales est uniquement pré-CSM** (Figures IV.2 ; IV.3 ; IV.4 ; IV.5 ; IV.6). Les failles crustales qui bordent la Ride des Baronies ont elles aussi fonctionné avant la CSM, mais la faille f1 montre cependant une activité clairement post-CSM (Figure IV.8, f1). La tectonique salifère dans le bassin confiné au Nord-Est de la ride pourrait également être le témoin de l'activité post-CSM de la faille f2 (Figure IV.8, f2). Dans plusieurs secteurs de la Marge Est-Sarde, la présence d'une discordance intra-plio-quaternaire, observée à l'échelle régionale, semble également

suggérer l'existence de mouvements post-CSM (Figures IV.3 ; IV.4 ; IV.5 ; IV.6 ; IV.7 ; IV.8). En présence de la MU, cette discordance régionale pourrait également être liée à de la tectonique salifère. **Il apparaît néanmoins évident que certaines failles crustales pré-CSM ont fonctionné après la CSM** (Figure IV.8, f1). **Ces failles semblent témoigner de l'existence d'une deuxième phase crustale post-CSM sur la Marge Est-Sarde.** Cette hypothèse est développée dans le paragraphe suivant.

#### A.1.2. *Activité crustale post-Crise de Salinité Messinienne*

Certaines failles actives pendant le Plio-Quaternaire témoignent d'une deuxième phase d'activité crustale post-CSM sur la Marge Est-Sarde. Plusieurs marqueurs enregistrent cette seconde phase. **Le marqueur le plus évident est la déformation des marqueurs sismiques de la CSM et de la séquence plio-quaternaire (Figure IV.9).**

Ainsi, dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Figure IV.1, 2a), la déformation post-CSM est enregistrée par le décalage et le basculement de l'UU et de la partie inférieure de la séquence plio-quaternaire (Figure IV.9, f4, f5, f6).

Dans cette partie du Bassin Est-Sarde, le flanc Ouest du bassin est délimité par une faille mineure à pendage vers l'Est (Figure IV.9, f1). Le flanc Est du Bassin Est-Sarde est délimité par la Ride de Caprera, qui présente la structure d'un horst (Figure IV.9, f2 et f3). Sur le flanc Ouest de la ride, le rejet de la faille f2 est de l'ordre de 0,65 s.t.d, soit environ 800 m (Figure IV.9, f2). Sur le flanc Est de la ride le rejet de la faille f3 est de l'ordre de 1,15 s.t.d environ (~1000 m) (Figure IV.9, f3).

La présence de l'UU dans le Bassin Est-Sarde et la présence de la MES sur les flancs montrent que le bassin était ouvert avant la CSM. Les failles qui bordent le bassin ont donc fonctionné avant la CSM, permettant l'ouverture pré-CSM du bassin (Figure IV.9, f1 et f2). Sur le flanc Ouest du bassin, la MES s'approfondit brusquement au niveau de la faille f1. La MES ne semble toutefois pas être tronquée par la faille. La MES semble s'être plutôt mise en place peu de temps après le décalage des unités pré-CSM. Cela tend à suggérer que la faille f1 n'a pas fonctionné après la CSM (Figure IV.9, f1). Sur le flanc Est du bassin par contre, des dépôts observés le long de la faille 2 recouvrent partiellement l'UU et suggèrent une activité post-CSM de la faille f2 (Figure IV.9, f2). Sur le flanc Est de la Ride de Caprera, la faille f3 décale la MES, ce qui indique un fonctionnement post-CSM (Figure IV.9, f3).

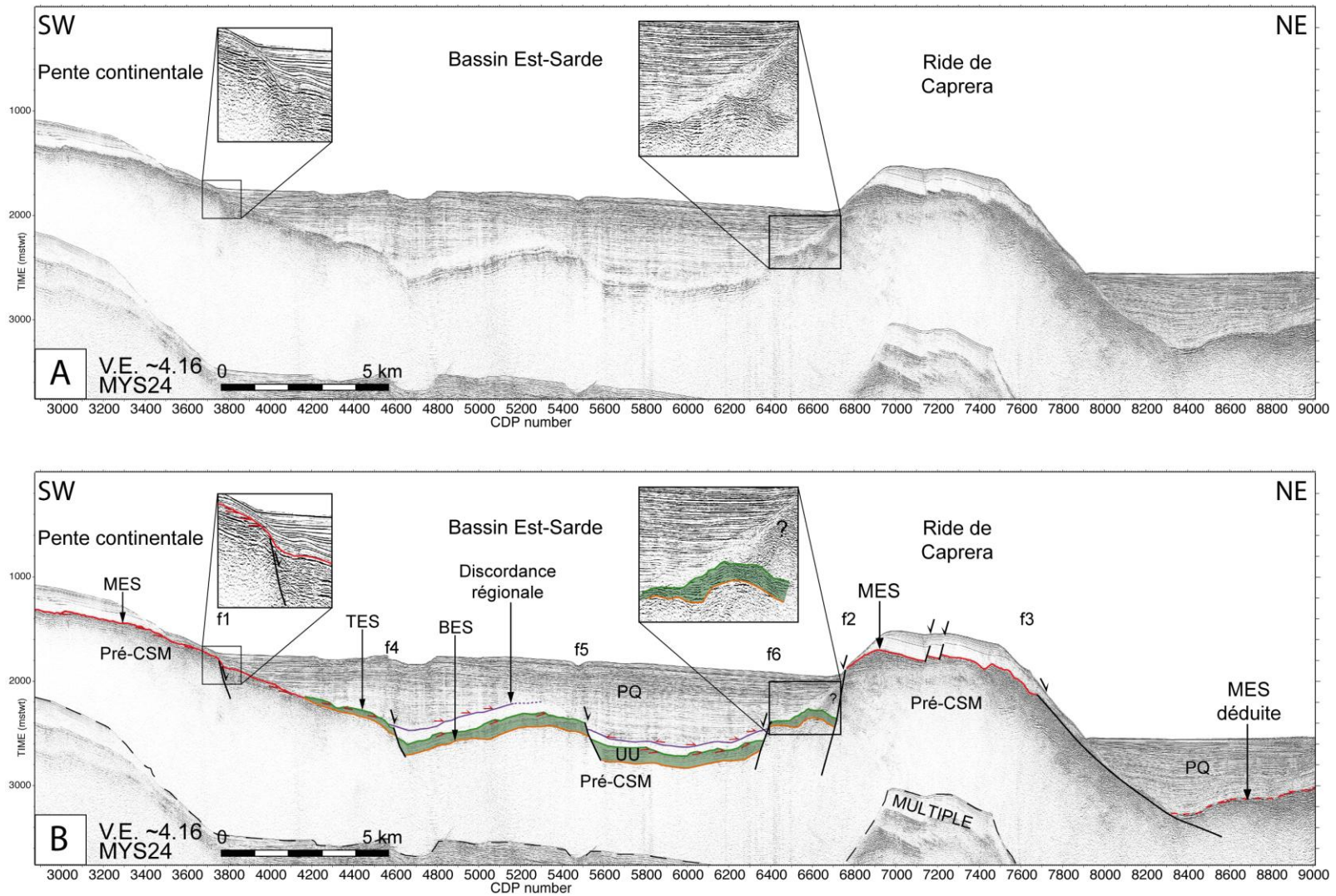


Figure IV.9 : Extrait du profil MYS24 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre l'activité post-CSM des failles crustales qui décalent les marqueurs de la CSM et la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

C'est dans l'axe central du Bassin Est-Sarde que les mouvements crustaux post-CSM sont les plus clairs (Figure IV.9). L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont affectées par des failles crustales normales dont les rejets sont compris entre 0,15 et 0,25 s.t.d (~150 à 250 m ; Figure IV.9, f4, f5, f6). Entre les failles f4 et f5, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont clairement basculées vers l'Ouest. La partie supérieure de la séquence plio-quaternaire présente des réflecteurs horizontaux qui se terminent en onlap sur une discordance intra-plio-quaternaire (Figure IV.9, CDP 4600 à 5600). Cette discordance marque la fin du fonctionnement post-CSM des failles f4, f5 et f6. Ces failles ont donc fonctionné durant une courte période après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

Plus au Nord, sur le flanc Ouest de la Ride de Caprera, la déformation post-CSM est clairement marquée par la fracturation de l'UU et de la couverture Plio-Quaternaire (**Figure IV.10**). Le long de la faille f1, le décalage du toit de l'UU est de l'ordre de 600 m (Figure IV.10, f1). Au dessus, le décalage d'un réflecteur intra-plio-quaternaire est de l'ordre de 300 m (Figure IV.10, réflecteur bleu). La discordance régionale est décalée d'environ 240 m. Le mouvement de la faille f1 se prolonge jusqu'à des niveaux de la séquence plio-quaternaire proches de l'actuel (Figure IV.10, f1). Au sommet de la couverture sédimentaire, la base d'un *debris flow* est décalée de ~70 m. Les réflecteurs plio-quaternaires les plus récents et le fond marin sont décalés de ~0,035 s.t.d. environ (~25 m ; Figure IV.10, f1). Le rejet de la faille f1 diminue donc vers le haut de la séquence Plio-Quaternaire, ce qui montre la diminution progressive de l'activité de la faille f1.

Dans ce secteur la majorité des failles présente un mouvement normal. Cependant la géométrie très redressée de l'UU au mur (Est) de la faille f1 (Figure IV.10, CDP 1500 à 1800) et le faible mouvement inverse d'une faille localisée dans la partie centrale de la structure (Figure IV.10, CDP 2200 à 2400) suggèrent l'existence de faibles déformations compressives. Cet épisode compressif semble avoir eu lieu durant le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire, sous la discordance intra-plio-quaternaire (Figure IV.10).

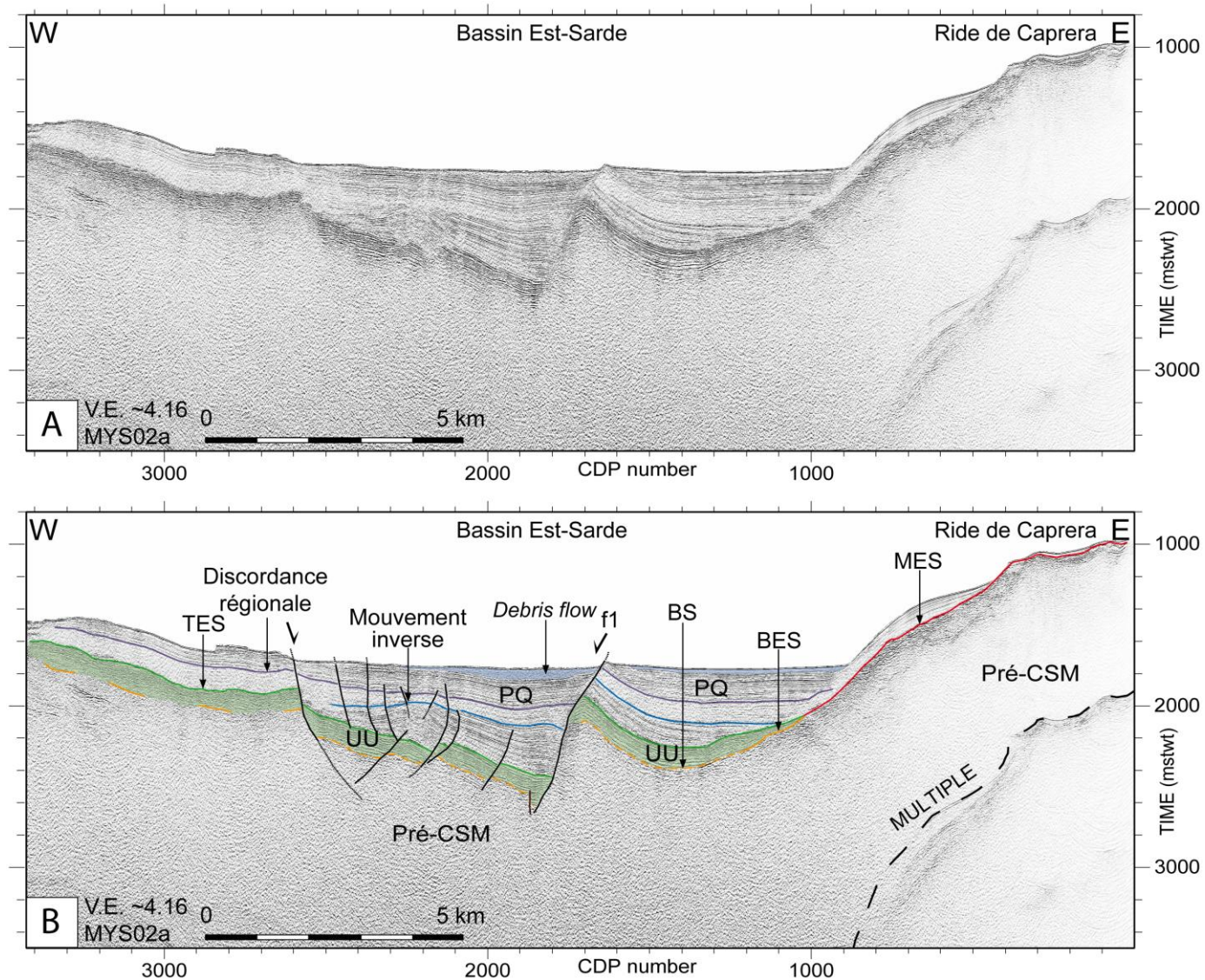


Figure IV.10 : Extrait du profil MYS02a vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la tectonique crustale post-CSM qui affecte le Nord de la Marge Est-Sarde. Une des failles affecte le fond marin (faille f1) attestant que la déformation crustale post-CSM est très récente.

L'existence de déformations compressives post-CSM est également mise en évidence un peu plus au Sud, à l'Ouest de la terminaison Nord de la Ride des Baronies (Figure IV.1, 2b ; **Figure IV.11**, CDP 4300 à 6300). À cet endroit, le flanc Est du Bassin Est-Sarde est délimité par la Ride des Baronies, qui présente la structure d'un horst (Figure IV.11, failles f1, f2, f3, f4, f5).

Sur le flanc Ouest de la ride, la répartition de la MU (ici constituée de sel non pur d'après les réflecteurs observés dans la couche de sel) est restreinte au toit (Ouest) de la faille f1 (Figure IV.11, f1). Au mur de la faille (Est) seule l'UU est observée (Figure IV.11, f1). Ceci suggère que la faille f1 existait déjà avant la CSM et a contraint la répartition géographique de la MU lors de la CSM. Le long de la faille f1, le socle pré-CSM présente un décalage de l'ordre de 0,3 s.t.d (soit 450 m environ). Le toit de l'UU est décalé de 0,3 s.t.d., soit 300 m environ (Figure IV.11, f1). Au dessus, la discordance intra-plio-quadernaire est décalée de 0,25 s.t.d (soit 250 m). La faille f1 a donc fonctionné avant et après la CSM. On remarque l'atténuation progressive du rejet de la faille durant le Plio-Quadernaire. La partie supérieure du Plio-Quadernaire recouvre la faille et repose en onlap sur la discordance intra-plio-quadernaire, ce qui marque l'arrêt du fonctionnement de la faille f1 (Figure IV.11, f1). Deux autres failles décalent le toit et la base de l'UU (Figure IV.11, f2, f3), ce qui montre leur fonctionnement post-CSM. Leurs rejets sont faibles (0,05 s.t.d et 0,15 s.t.d environ, soit 50 à 150 m) et s'amortissent rapidement dans les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quadernaire (Figure IV.4, f2, f3).

Vers l'axe central du Bassin Est-Sarde, un anticlinal et deux synclinaux affectent l'ensemble des dépôts depuis le socle pré-CSM jusqu'à la discordance intra-plio-quadernaire, incluant les unités de la CSM (Figure IV.11, CDP 4200 à 6300). Ces structures traduisent un faible épisode de compression. La déformation affecte le socle pré-CSM et n'est pas restreinte à la couverture sédimentaire supra-MU, ce qui illustre que les failles ne sont pas liées à la tectonique salifère (Figure IV.11). Sur l'anticlinal les failles traversent la MU (qui serait plus rigide du fait de sa composition plus riche en éléments détritiques) et affectent le socle pré-CSM (Figure IV.11, CDP 4700 à 5000). Ces failles semblent correspondre à des failles d'extrados générées lors du plissement, bien que celui-ci soit de faible ampleur (Figure IV.11, CDP 4700 à 5000). Dans la couverture sédimentaire, les dépôts de la partie supérieure du Plio-Quadernaire reposent en onlap sur la discordance intra-plio-quadernaire et comblent progressivement les synclinaux, jusqu'à acquérir une géométrie horizontale. Ces dépôts horizontaux marquent l'arrêt de la déformation compressive, qui a eu lieu après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quadernaire (Figure IV.11).

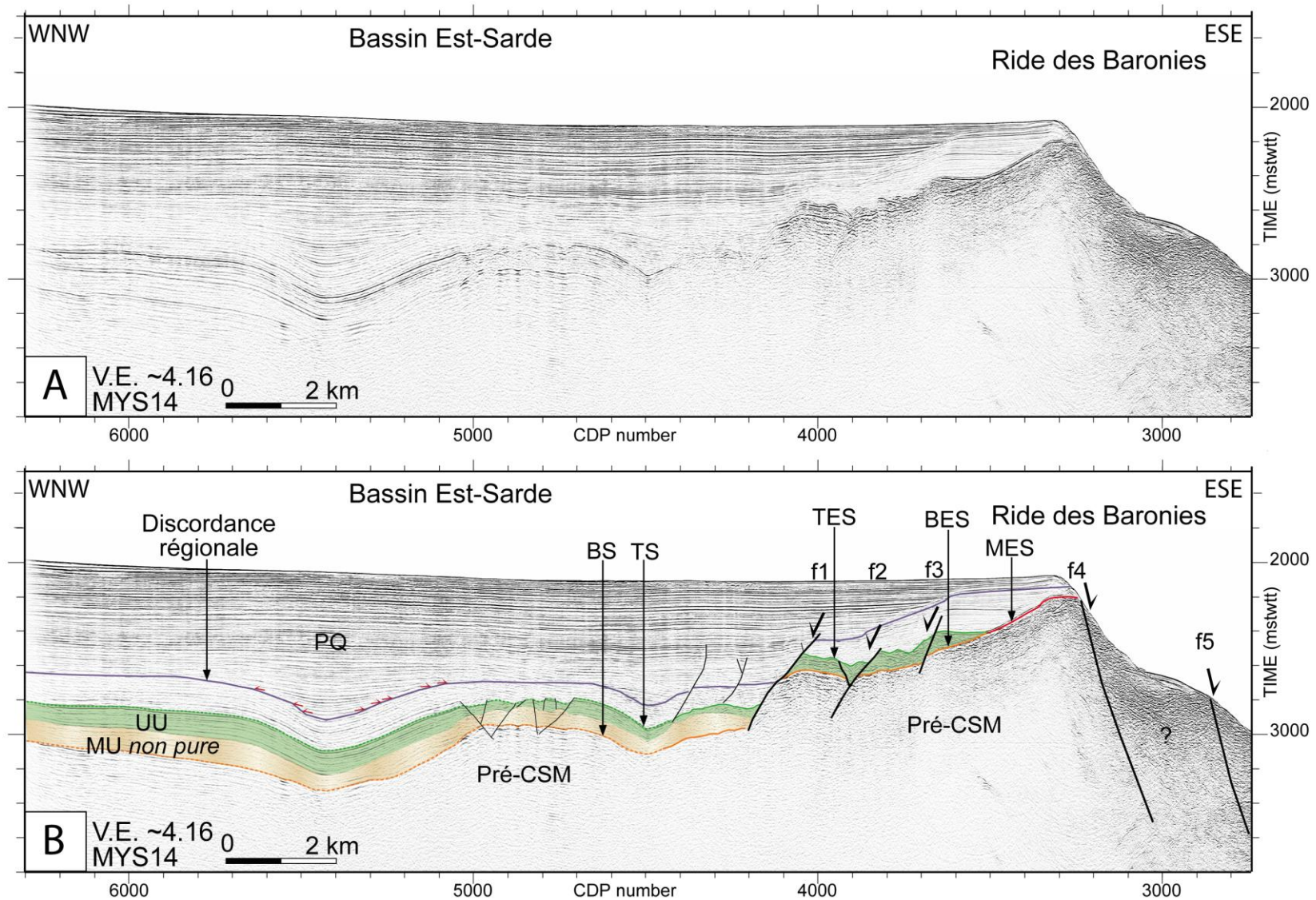


Figure IV.11 : Extrait du profil MYS14 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre des structures synclinales et un anticlinal qui traduisent une faible déformation compressive post-CSM dans cette partie du Bassin Est-Sarde (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Dans le Nord de la Marge Est-Sarde, à l'Est de la Ride de Caprera (Figure IV.1, 7), la tectonique crustale post-CSM présente également des signes d'activité récente (**Figure IV.12**).

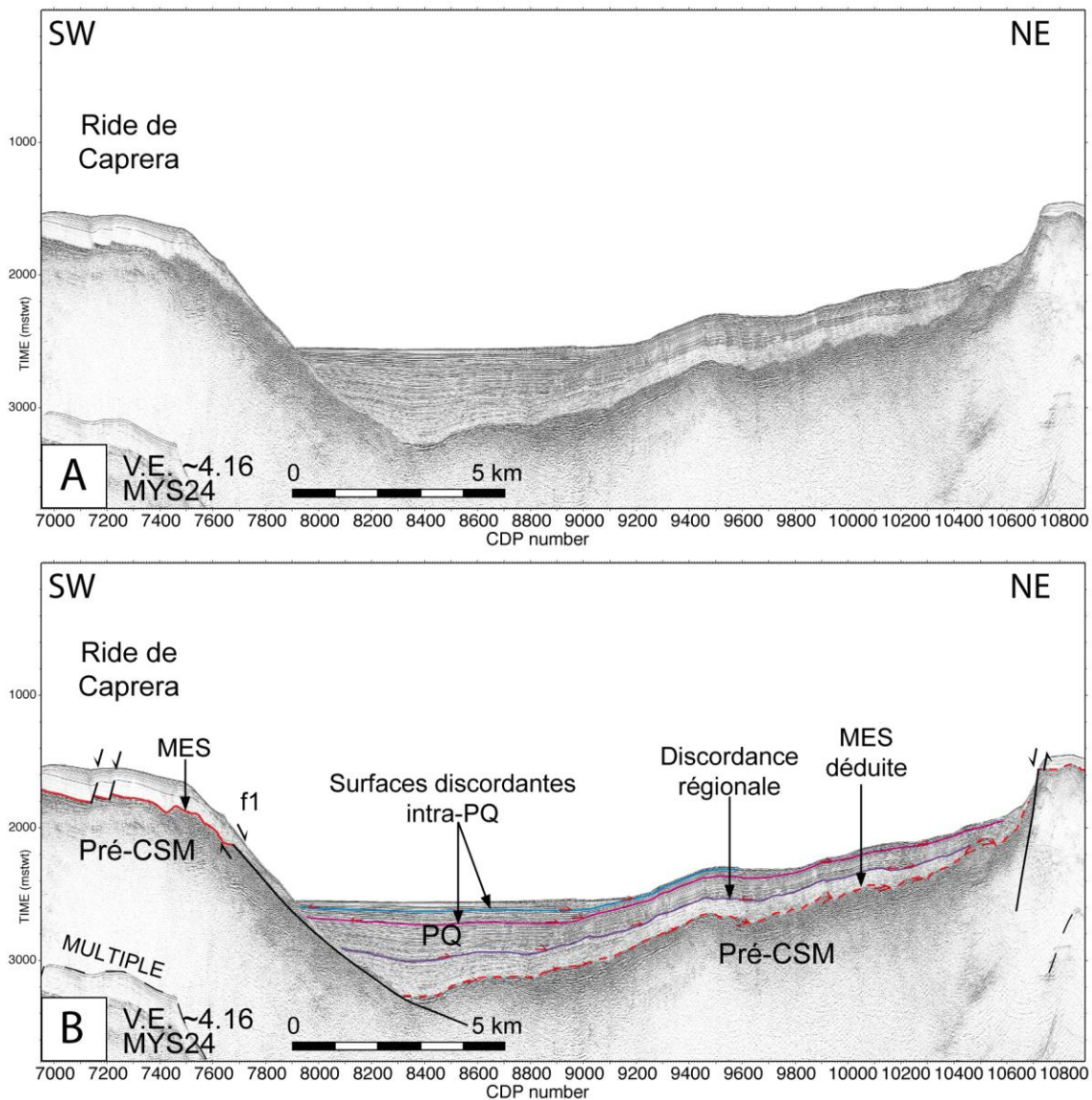


Figure IV.12 : Extrait du profil MYS24 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord de la Marge Est-Sarde à l'Est de la Ride de Caprera (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la tectonique crustale post-CSM mise en évidence par des discordances angulaires observées jusque dans les niveaux supérieurs de la séquence plio-quaternaire.

Directement à l'Est de la Ride de Caprera, les mouvements post-CSM sont extensifs et sont enregistrés par des discordances angulaires au sein des dépôts plio-quaternaires (Figure IV.12). Ces discordances traduisent le basculement progressif du socle le long d'une faille normale crustale à pendage vers l'Est (Figure IV.12, f1). Des discordances intra-plio-quaternaires sont observées jusque dans la partie supérieure de la couverture sédimentaire, attestant que les derniers mouvements de la faille f1 sont très récents (Figure IV.12). À cet



endroit la séquence plio-quadernaire s'épaissit vers le Sud-Ouest en direction de la faille f1, formant un éventail sédimentaire associé au fonctionnement post-CSM de la faille f1 (Figure IV.12).

Sur la Marge Est-Sarde, des éventails sédimentaires sont localement observés dans la couverture sédimentaire Plio-Quadernaire (Figure IV.12). **Ces éventails sédimentaires plio-quadernaires constituent également des marqueurs sûrs du fonctionnement post-CSM des failles crustales auxquelles ils sont associés.**

Dans le Nord-Est de la zone d'étude, la tectonique crustale post-CSM est illustrée par la présence de nombreuses failles normales qui décalent les marqueurs de la CSM (**Figure IV.13**). Ces failles sont associées à des éventails sédimentaires de petites dimensions, observés dans la partie inférieure des dépôts plio-quadernaires (Figure IV.13).

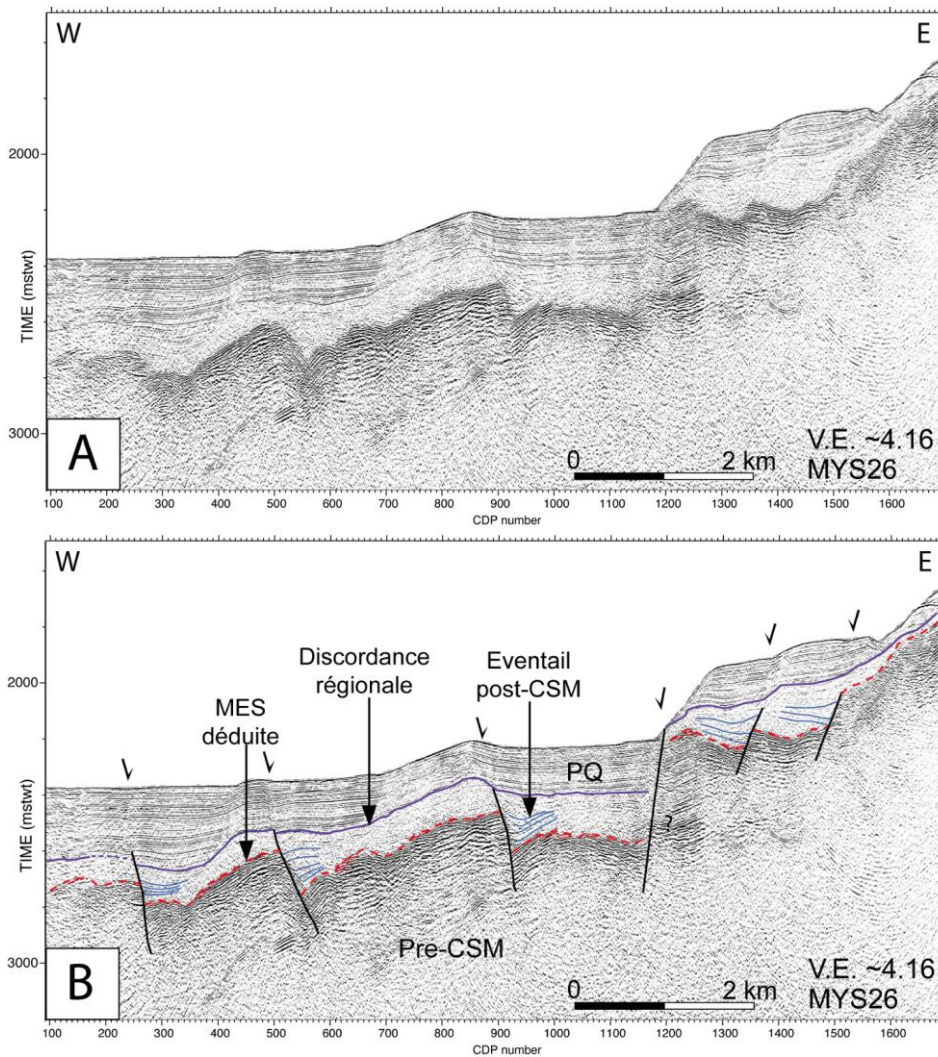


Figure IV.13 : Profil MYS26 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord-Est de la Marge Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la tectonique crustale post-CSM qui affecte le Nord de la Marge Est-Sarde, enregistrée par le décalage des marqueurs de la CSM et des éventails sédimentaires dans la séquence plio-quadernaire.

La majorité des failles s'arrêtent au niveau de la discordance intra-plio-quaternaire, au dessus de laquelle la partie supérieure du Plio-Quaternaire repose en onlap (Figure IV.13). Une des failles cependant présente une activité très récente, qui a décalé la discordance intra-plio-quaternaire et affecte le fond marin (Figure IV.13, CDP 1150).

Des mouvements crustaux post-CSM sont également mis en évidence dans le Sud du Bassin Est-Sarde (Figure IV.1, 2c). À cet endroit, l'activité post-CSM d'une faille est notamment mise en évidence par la présence d'un éventail dans la couverture Plio-Quaternaire (Figure IV.14).

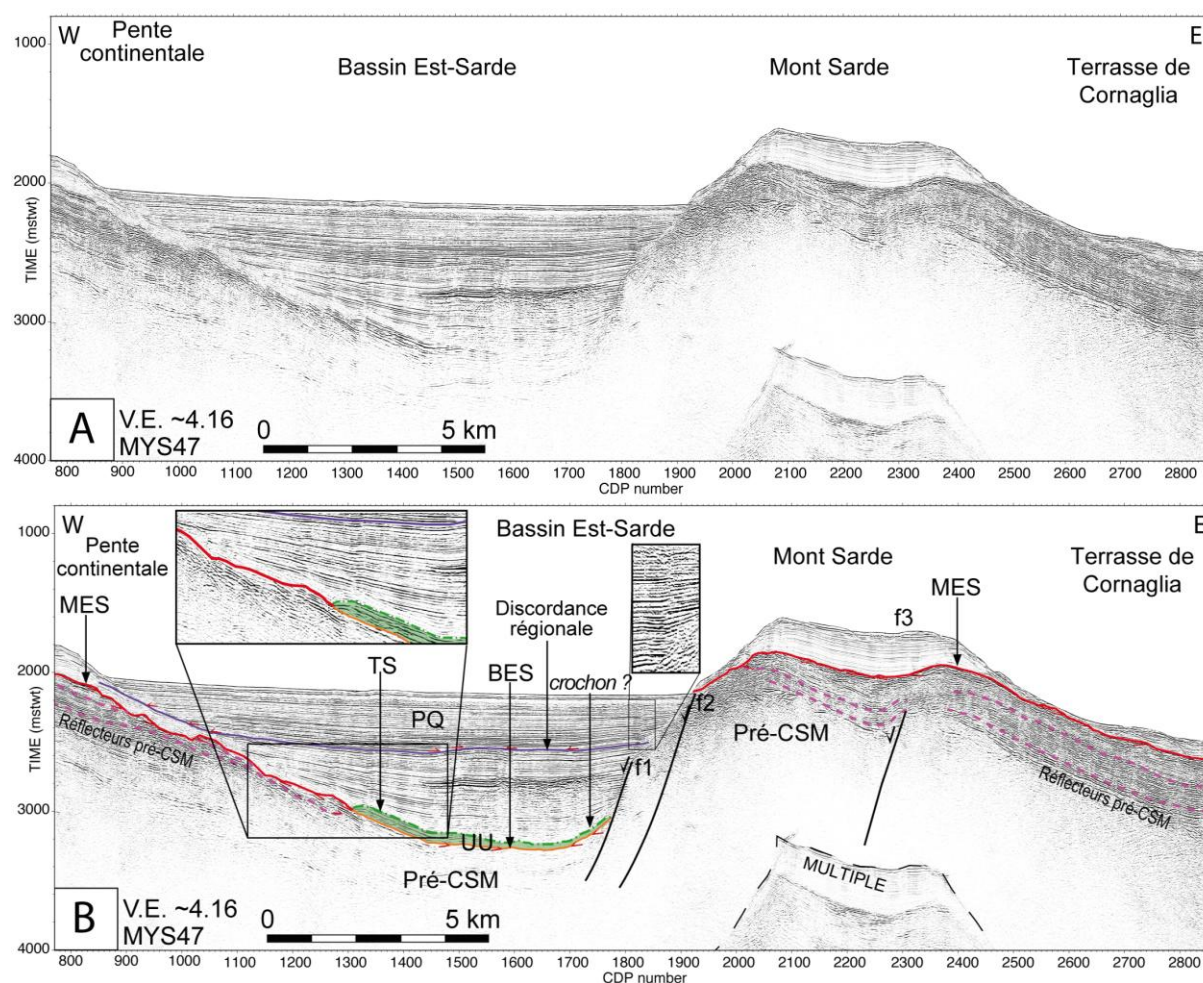


Figure IV.14 : Extrait du profil MYS47 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre à la fois des failles dont l'activité est uniquement pré-CSM (f2, f3) et une faille qui a fonctionné après la CSM (f1).

Le flanc Est du Bassin Est-Sarde est délimité par des failles normales crustales à pendage vers l'Ouest sur le flanc Ouest du Mont Sarde (IV.14, f1, f2 et f3). Le long des failles, les rejets du socle pré-CSM sont de l'ordre de 0,4 s.t.d. pour la faille f1 (~ 475 m) et 0,55 s.t.d. pour la faille f2 (~ 550 m ; Figure IV.14, f1 et f2). La faille f3 présente un pendage vers

l'Ouest et un faible rejet, de l'ordre de 0,2 s.t.d. (~200 m au minimum). L'inclinaison vers l'Est des réflecteurs pré-CSM indique que la faille délimite deux blocs du socle basculés vers l'Est (Figure IV.14, f3).

De part et d'autre des failles f1 et f2, l'enregistrement de la CSM est différent. La présence de l'UU dans le bassin montre que celui-ci était déjà ouvert avant la CSM (Figure IV.14, CDP 1300 à 1800). Cela montre que les failles f1 et f2 existaient avant la CSM et marquaient déjà la limite entre le bassin, dans lequel l'UU s'est déposée, et le haut structural du Mont Sarde, qui a été érodé durant la CSM (Figure IV.14, f1 et f2). Les failles mettent en contact l'UU et les dépôts plio-quadernaires (toit, Ouest) avec le socle pré-CSM (mur, Est). Les failles f2 et f3 ne semblent pas affecter la MES et n'ont pas fonctionné après la CSM (Figure IV.14). En particulier, la faille f3 est enfouie sous les dépôts pré-CSM, ce qui montre que son fonctionnement s'est arrêté bien avant la CSM. Les failles f2 et f3 n'ont donc pas été remobilisées après la première phase crustale pré-CSM (Figure IV.14).

Par contre, plusieurs marqueurs indiquent que la faille f1 a fonctionné après la CSM (Figure IV.14, f1). On note en particulier l'éventail sédimentaire dans la partie inférieure du Plio-Quadernaire (Figure IV.14, CDP 1100-1500), la géométrie basculée vers l'Est du toit de l'UU (CDP 1300 à 1500), la terminaison concave de l'UU sur le plan de faille, qui rappelle la forme d'un crochon de faille (Figure IV.14, CDP 1770), et la discordance observée au sein des dépôts plio-quadernaires (Figure IV.14). La partie supérieure du Plio-Quadernaire repose horizontalement en onlap sur la discordance intra-plio-quadernaire, ce qui marque l'arrêt du mouvement post-CSM de la faille f1 (Figure IV.14). On note néanmoins la présence de faibles ondulations dans la partie supérieure de la couverture plio-quadernaire, au dessus de la faille f1 (Figure IV.14, f1). Celles-ci sont probablement liées à de faibles réajustements lors de la mise en place des dépôts au dessus de la faille (Figure IV.14, f1).

Un peu plus au Sud, des failles normales crustales déforment fortement l'UU et les dépôts plio-quadernaires, ce qui atteste de leur fonctionnement post-CSM (**Figure IV.15**). À cet endroit la fracturation est complexe. Le décalage de l'UU atteste la présence d'une faille crustale normale à pendage vers l'Ouest (Figure IV.15, CDP 350). Cependant l'origine du redressement de l'UU et des réflecteurs plio-quadernaires à l'Ouest n'est pas clairement établie (Figure IV.15, CDP 700). La géométrie de l'UU évoque la présence d'une faille normale à pendage vers l'Est (Figure IV.15, CDP 700), mais les réflecteurs de forte amplitude observés au mur de cette faille supposée ne sont pas retrouvés au toit (Figure IV.15, CDP 500 à 800). La géométrie redressée de l'UU et la forme convexe de la discordance régionale

pourraient évoquer un faible resserrage de la structure durant le Plio-Quaternaire (Figure IV.15, 600 à 1100). Bien que mal contraintes, ces structures attestent néanmoins de mouvements crustaux durant le Plio-Quaternaire.

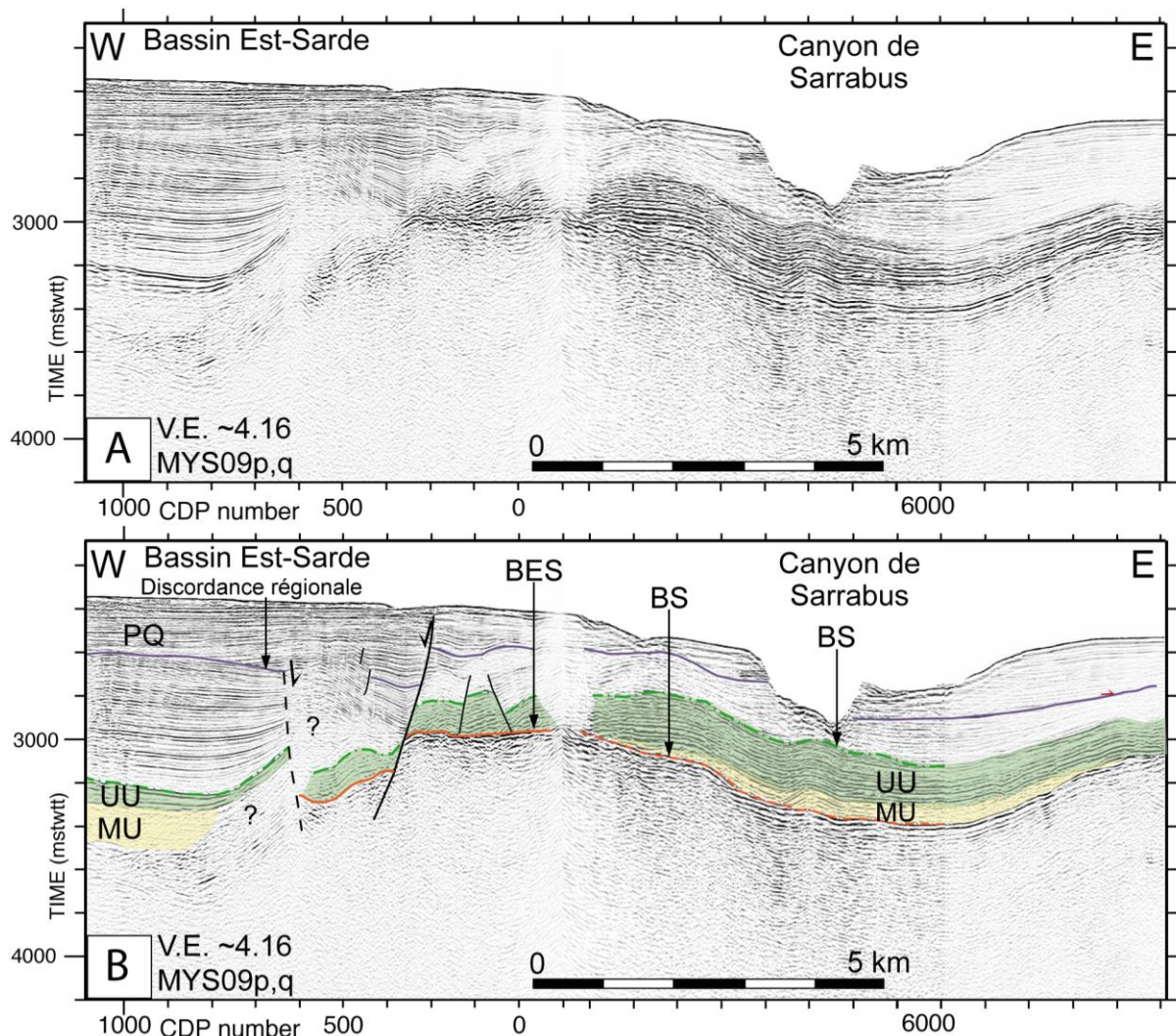


Figure IV.15 : Extrait du profil MYS09pq vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre des déformations crustales post-CSM complexes qui affectent les marqueurs de la CSM et les dépôts plio-quaternaires.

Plus au Sud encore, l'activité post-CSM est illustrée par le décalage de la discordance intra-plio-quaternaire (**Figure IV.16**).

Le long de la faille f1, le décalage du socle pré-CSM est de  $\sim 0,7$  s.t.d. (soit 700-800 m environ). La discordance intra-plio-quaternaire est également décalée de 0,15 s.t.d. environ (soit  $\sim 150$  m) (Figure IV.16, f1). On remarque que l'enregistrement de la CSM est différent entre le toit de la faille f1 (MU, UU, Ouest) et le mur (MES, Est), ce qui montre que la faille f1 a fonctionné avant la CSM (Figure IV.16, f1). Cependant, le décalage de la discordance intra-plio-quaternaire montre que la faille f1 a aussi fonctionné après la CSM, bien que son rejet s'atténue durant le Plio-Quaternaire (Figure IV.16, f1). Au dessus, la partie supérieure du

Plio-Quaternaire déposée horizontalement en onlap sur la discordance intra-plio-quaternaire marque l'arrêt du fonctionnement de la faille f1.

Un peu plus à l'Est, la présence de quelques failles normales à rejets mineurs qui affectent le socle pré-CSM et la série plio-quaternaire atteste également de mouvements crustaux extensifs au cours du Plio-Quaternaire (Figure IV.16, CDP, 3500 à 3800).

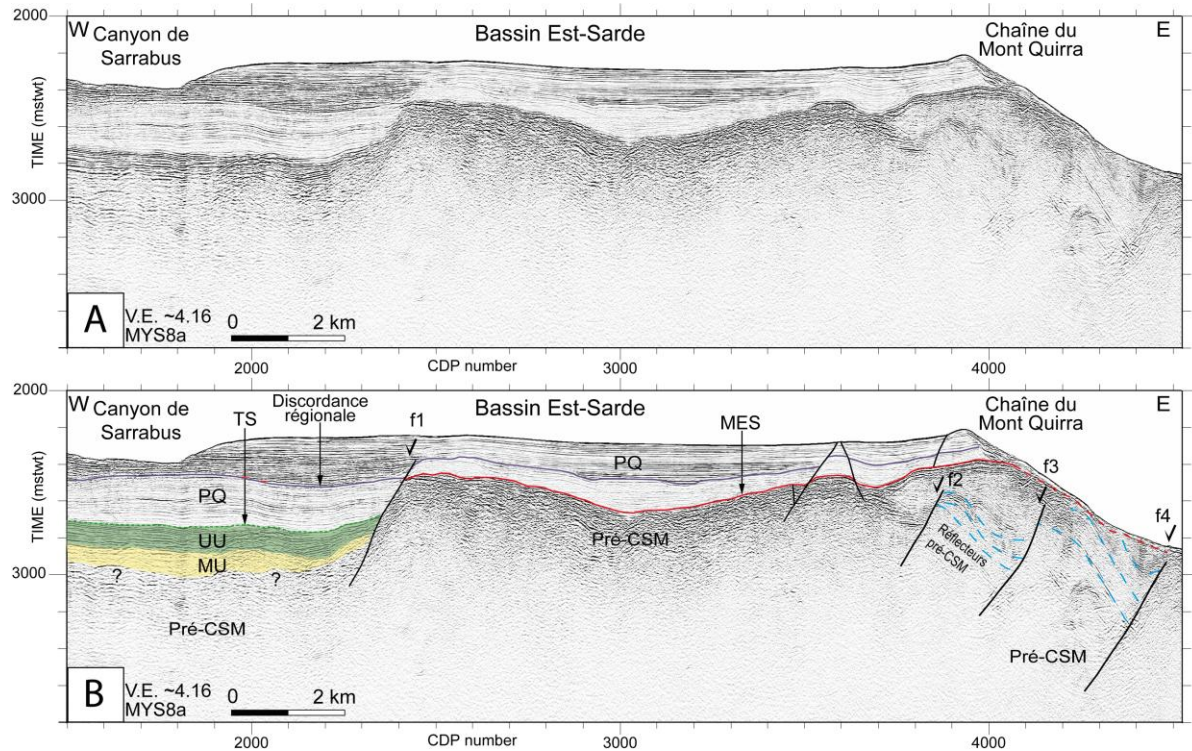


Figure IV.16 : Extrait du profil MYS08a vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre à la fois des failles dont l'activité est uniquement pré-CSM (f2, f3, f4) et des failles qui ont fonctionné après la CSM (f1). (Modifié de Gaullier et al., 2014).

La partie Est de la figure IV.16 illustre les grandes failles crustales à pendage vers l'Ouest qui marquent le flanc Est du Bassin Est-Sarde au niveau de la chaîne du Mont Quirra (Figures IV.1, 2d ; IV.16, f2, f3, f4). Ces failles n'affectent pas la MES et ont fonctionné durant la phase crustale pré-CSM.

La phase crustale post-CSM est également mise en évidence sur la Terrasse de Cornaglia, où le toit de l'UU est basculé au Nord-Est de la Ride des Baronies (Figure IV.17). Sur le flanc Nord-Est de la ride, le tracé de la MES n'est pas clairement établi sur l'ensemble de la structure et un fonctionnement post-CSM n'est pas exclu pour les failles f1 et f2 (Figure IV.17, failles f1, f2).

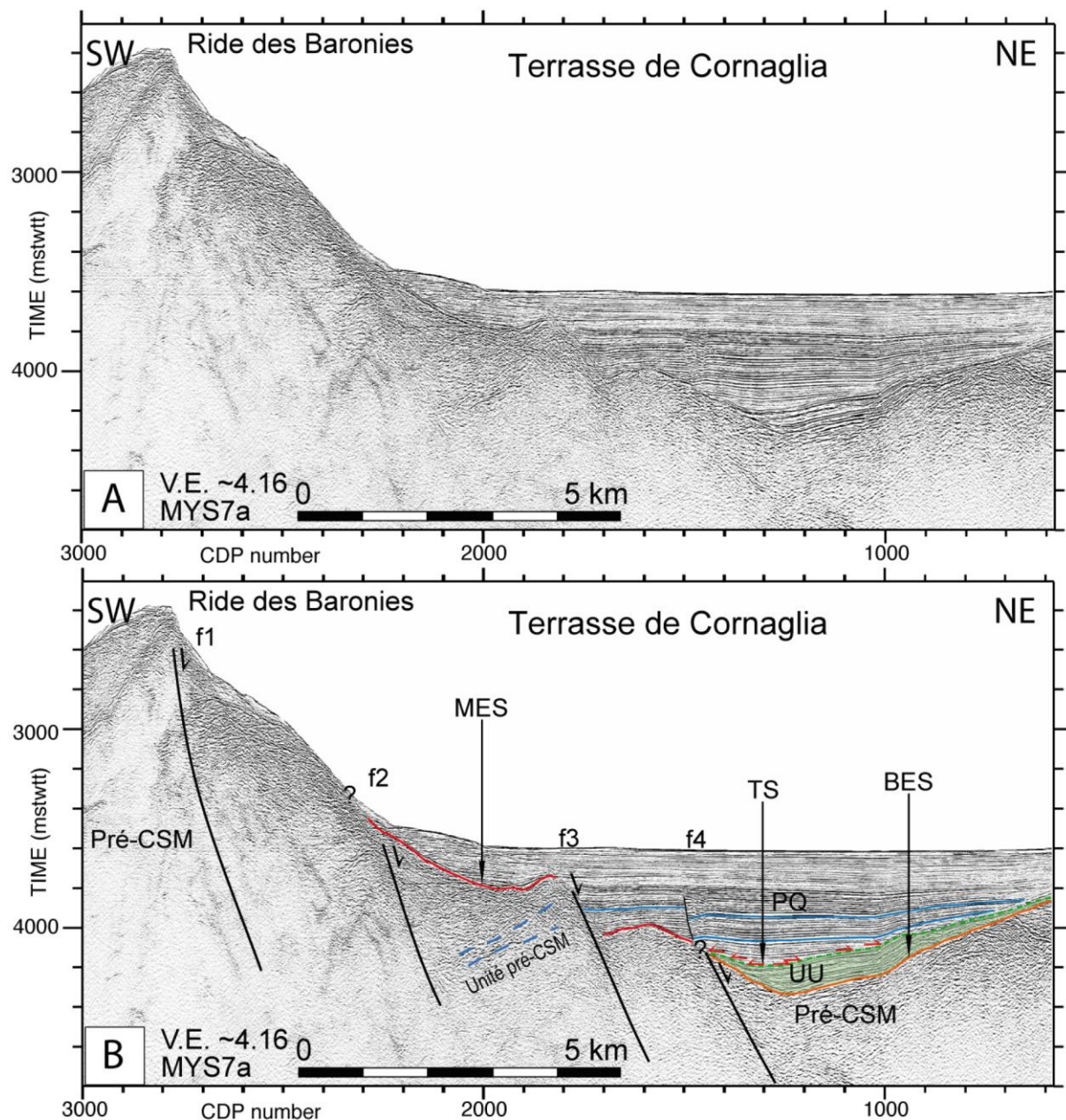


Figure IV.17 : Extrait du profil MYS07a vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement à la terminaison Sud-Est de la Ride des Baronies. (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre les failles normales crustales orientées NW-SE qui bordent le flanc Nord-Est de la Ride des Baronies. Le décalage de la MES et le basculement de l'UU témoignent du fonctionnement post-CSM des failles crustales.

À la base du flanc Nord-Est de la ride, la MES est décalée par la faille f3. L'UU est basculée vers le Sud-Ouest (Figure IV.17, CDP 600 à 1400). Ce basculement démontre le fonctionnement post-CSM de la faille f3 et probablement de la faille f4 (Figure IV.17, f3 et f4). Au dessus de l'UU, les réflecteurs de la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont divergents, ce qui atteste que le basculement de l'UU a eu lieu durant cette période (Figure IV.17, CDP 1000 à 1400).

## A.2 Bilan de l'analyse structurale sur la Marge Est-Sarde

L'analyse des failles du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia a révélé l'existence de deux phases d'activité tectonique sur la Marge Est-Sarde : **une phase pré-CSM** et **une phase post-CSM**. Ces deux périodes de déformation ont été enregistrées par des structures présentant différentes chronologies de fonctionnement : (i) des failles crustales majeures pré-CSM qui n'ont plus été actives après la CSM et (ii) des failles crustales dont le fonctionnement principal est pré-CSM, mais qui ont fonctionné de nouveau après la CSM.

### A.2.1. *Phase majeure pré-Crise de Salinité Messinienne*

Plusieurs marqueurs enregistrent la phase d'activité crustale pré-CSM, en particulier la présence locale de dépôts pré-CSM en éventails (Figures IV.2 ; IV.3 ; IV.4 ; IV.6 ; IV.8 ; **Figure IV.18**). Ces éventails correspondent aux dépôts syn-tectoniques de la phase crustale pré-CSM et constituent des marqueurs incontestables du fonctionnement pré-CSM des failles crustales auxquelles ils sont associés (Figure IV.18).

Les marqueurs sismiques de la CSM constituent également de bons indicateurs de l'âge relatif de l'activité des failles crustales. Les marqueurs de la CSM permettent notamment d'identifier les failles ayant fonctionné avant la CSM. En effet, la présence des unités de dépôt de la CSM (MU et UU) dans les bassins de la marge montre que ces bassins étaient déjà ouverts avant la CSM. Les failles qui bordent les bassins contenant les unités de la CSM ont donc fonctionné essentiellement avant la CSM (*e.g.* Figure IV.5).

La période d'activité d'une faille peut également être déterminée par la différence d'enregistrement de la CSM de part et d'autre de la faille. En particulier, les failles qui contraignent la répartition géographique des unités de dépôt de la CSM ont fonctionné avant la CSM. À l'Ouest du Mont Sarde par exemple, l'UU est observée au toit des failles dans le Bassin Est-Sarde, tandis que la MES est observée sur le Mont Sarde au mur des failles (Figure IV.14, f1, f2). Cette différence d'enregistrement montre que le haut de socle correspondant au Mont Sarde et la dépression correspondant au Bassin Est-Sarde existaient avant la CSM et donc que les failles ont fonctionné avant la CSM (Figure IV.14).

Dans de nombreux cas, les failles crustales pré-CSM sont observées sous les marqueurs sismiques de la CSM (surfaces ou unités de dépôt ; *e.g.* Figures IV.2 ; IV.3 ; IV.6). Dans ces cas, le fait que les failles crustales n'affectent pas les marqueurs de la CSM indique que leur activité est uniquement pré-CSM et que les failles n'ont pas été réactivées après la CSM.

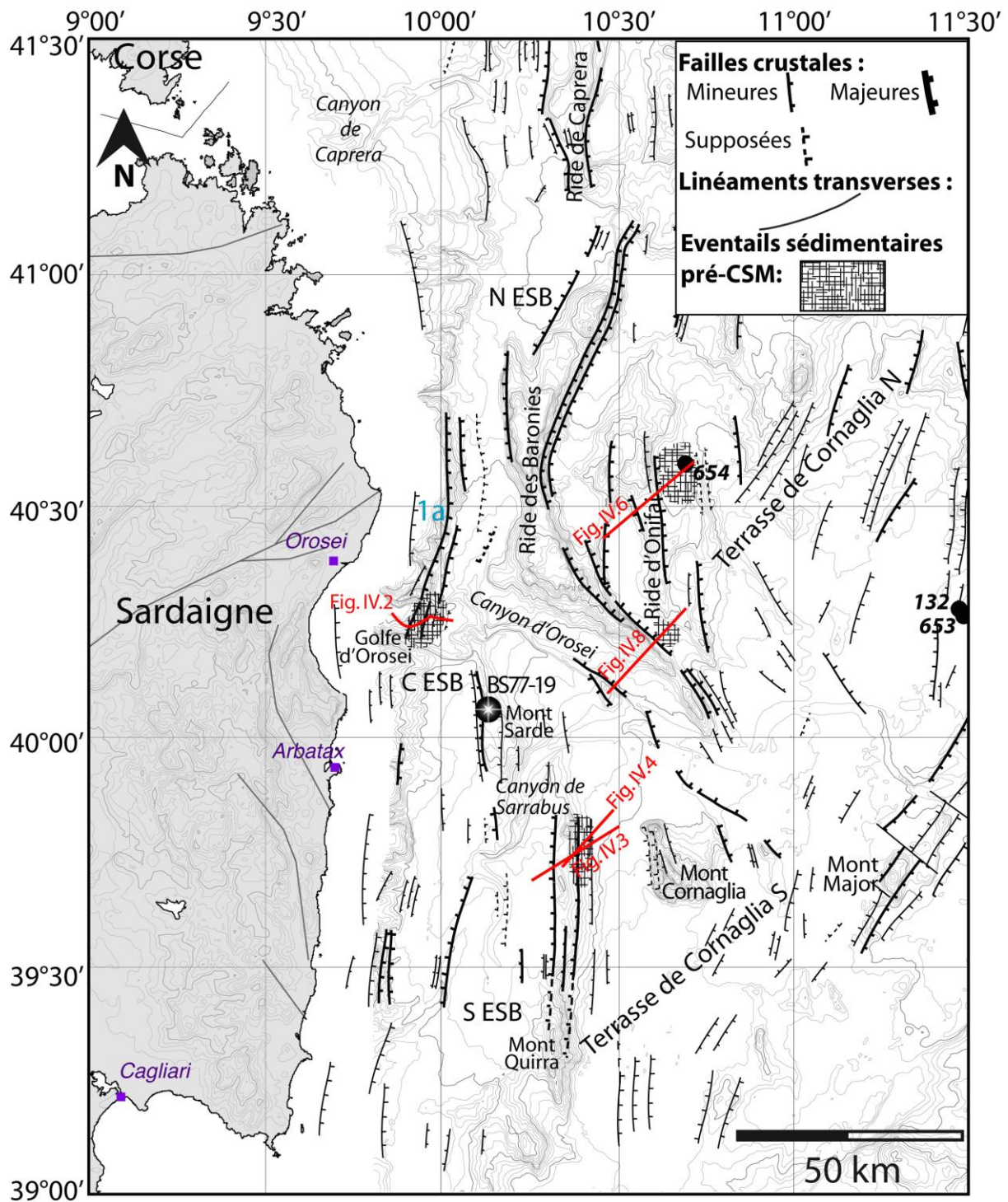


Figure IV.18 : Carte de localisation des éventails sédimentaires pré-CSM et des structures crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental. Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al., (1988). Localisation de la carotte sédimentaire BS77-19 d'après Sartori et al., 2001. Les traits rouges indiquent la localisation des profils sismiques présentés dans ce chapitre. NESB : Bassin Nord Est-Sarde ; CESB ; Bassin Est-Sarde Central ; SESB ; Bassin Sud Est-Sarde.



Des éventails pré-CSM sont particulièrement bien observés sur les flancs du graben du Bassin Est-Sarde (Figure IV.18). Ils attestent que les failles qui bordent le bassin ont fonctionné avant la CSM (Figure IV.18 ; **Figure IV.19**). Le Bassin Est-Sarde était donc structuré et largement ouvert avant la CSM.

On note que sur le flanc Est du bassin, les structures varient entre le Nord et le Sud du Canyon d'Orosei. Au Nord du canyon, la bordure Est du bassin correspond à des horsts (Ride de Caprera et partie Nord de la Ride des Baronies Figure IV.18), tandis qu'au Sud du Canyon d'Orosei la bordure Est du bassin correspond à des blocs basculés vers l'Est (Mont Sarde et chaîne du Mont Quirra ; Figure IV.18). Cette différence semble souligner l'existence d'une discontinuité structurale au niveau du Canyon d'Orosei.

Les éventails sédimentaires pré-CSM attestant l'activité pré-CSM des failles crustales sont observés à plusieurs endroits de la Marge Est-Sarde, sur la pente continentale supérieure, au niveau de la chaîne du Mont Quirra et à l'Est de la Ride des Baronies (Figures IV.18 ; IV.19). **L'association entre les éventails sédimentaires pré-CSM et les dépôts de la CSM dans les bassins de la Marge Est-Sarde montre que l'ensemble de la marge était structuré avant la CSM, durant la première phase d'activité crustale de la Marge Est-Sarde.**

Les mesures réalisées sur les failles crustales montrent que la phase pré-CSM constitue la phase d'activité crustale majeure de la Marge Est-Sarde. Cette phase implique des mouvements crustaux de fortes amplitudes, pluri-hectométriques à kilométriques.

Cette première phase d'activité crustale pré-CSM correspond ainsi à la subsidence initiale de la Marge Est-Sarde. La phase pré-CSM a permis l'ouverture des bassins de la marge, dans lesquelles les unités de la CSM se sont déposées. L'âge pré-CSM de cette phase tectonique majeure est en bon accord avec les observations réalisées au site ODP 654, où les dépôts pré-CSM font partie d'une séquence transgressive datée du Tortonien-Messinien inférieur (soit avant la CSM). Cette séquence traduit une subsidence rapide de la Marge Est-Sarde, avec le passage de conditions sub-aériennes à marines ouvertes (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault 1990). Dans le secteur du site ODP 654, les dépôts pré-CSM présentent également une géométrie en éventail (Figure IV.10) et l'âge de ces dépôts est bien contraint, entre le Tortonien et le Messinien inférieur (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault 1990).

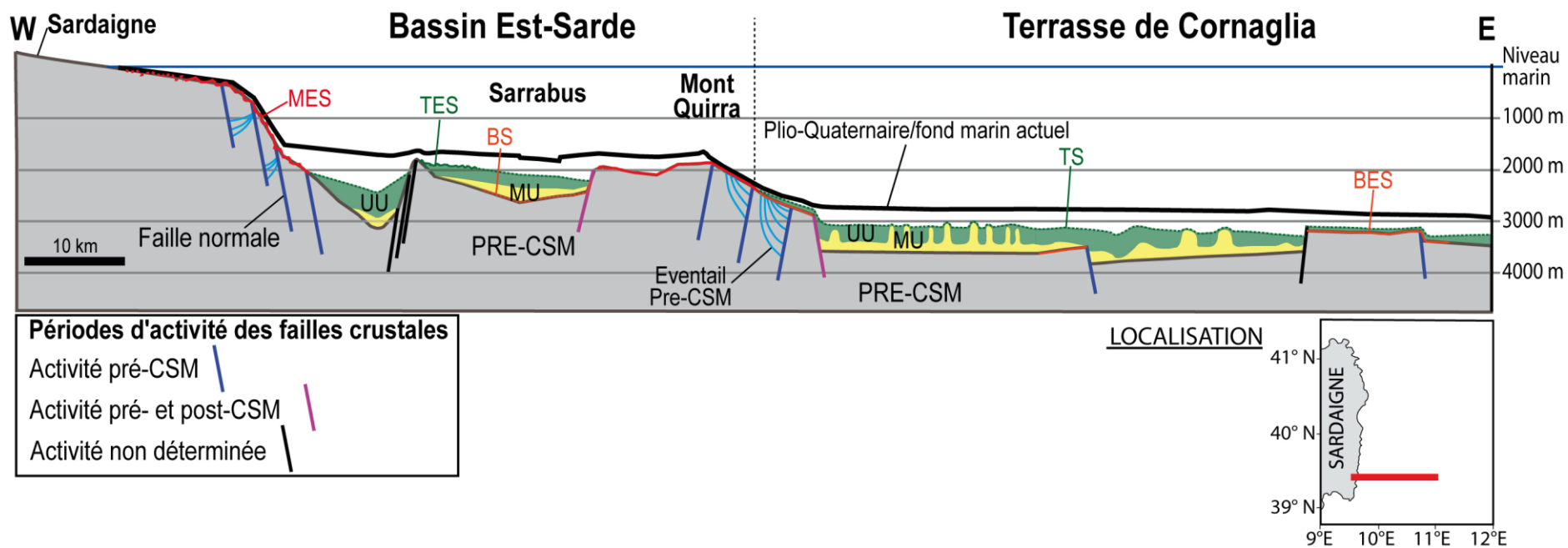


Figure IV.19 : Coupe schématique crustale perpendiculaire à la partie méridionale de la Marge Est-Sarde. La coupe illustre les structures crustales principales observées dans le Sud de la Marge Est-Sarde et l'organisation des marqueurs de la CSM. Les failles normales crustales sont pré-CSM, la plupart sont scellées par les marqueurs de la CSM et n'ont pas fonctionné après la CSM. Le marqueur de la base de la MU est placé approximativement dans la mesure où cette base est rarement observée.

Sur les flancs du Bassin Est-Sarde en revanche, l'âge des dépôts pré-CSM en éventail est inconnu. Néanmoins les dépôts pré-CSM post-tectoniques observés au dessus des éventails sédimentaires attestent que la fin de l'activité des failles est bien antérieure à la CSM (Figures IV.2 ; IV.3 ; IV.4). La carotte sédimentaire BS77-19, prélevée sur le Mont Sarde au niveau du flanc Est du Bassin Est-Sarde, indique qu'une partie des dépôts pré-CSM est datée du Tortonien *s.l.* (Sartori *et al.*, 2001 ; Figure IV.18). En accord avec les datations des dépôts pré-CSM au site ODP 654 et au site de carottage BS77-19, l'ouverture de la Marge Est-Sarde a eu lieu avant la CSM, au moins en partie au cours du Tortonien. **De plus l'ouverture de la marge était terminée avant le début de la CSM.**

C'est dans la partie Sud de la Marge Est-Sarde que les failles normales crustales pré-CSM localisées sous les marqueurs de la CSM semblent être les plus nombreuses (Figure IV.19). Vers l'Est, le socle pré-CSM de la Terrasse de Cornaglia est approfondi par des failles crustales pré-CSM, scellées par les unités de dépôt de la CSM (Figure IV.19). Ces failles ont clairement été formées durant la phase d'activité crustale majeure pré-CSM et n'ont pas été actives après la CSM (Figure IV.19).

#### A.2.2. *Seconde phase d'activité crustale post-CSM*

La phase crustale post-CSM est enregistrée par plusieurs marqueurs, notamment la déformation des marqueurs sismiques de la CSM et de la séquence plio-quadernaire (*e.g.* Figures IV.9 ; IV.10), la présence d'une discordance intra-Plio-Quadernaire régionale observée dans de nombreux secteurs de la Marge Est-Sarde (*e.g.* Figures IV.10) et très localement des éventails post-CSM observés dans la série plio-quadernaire (*e.g.* Figures IV.12 ; IV.14). Cette seconde phase de déformation implique des failles pré-CSM qui ont été remobilisées après la CSM.

La phase post-CSM est bien distincte de la première phase majeure, qui s'est arrêtée avant le début de la CSM. La déformation post-CSM a majoritairement eu lieu pendant ou juste après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quadernaire, dont le toit est marqué par la discordance régionale intra-plio-quadernaire. Cette discordance a une large répartition géographique sur l'ensemble de la Marge Est-Sarde. En présence du sel mobile (MU), la déformation de la discordance intra-plio-quadernaire pourrait être liée à des processus de tectonique salifère (*e.g.* Figure IV.7) (*c.f.* IV.B.). Dans les zones sans MU en revanche, la déformation de la discordance intra-plio-quadernaire est clairement liée à des mouvements crustaux (Figure IV.10 ; **Figure IV.20 ; Figure IV.21**).

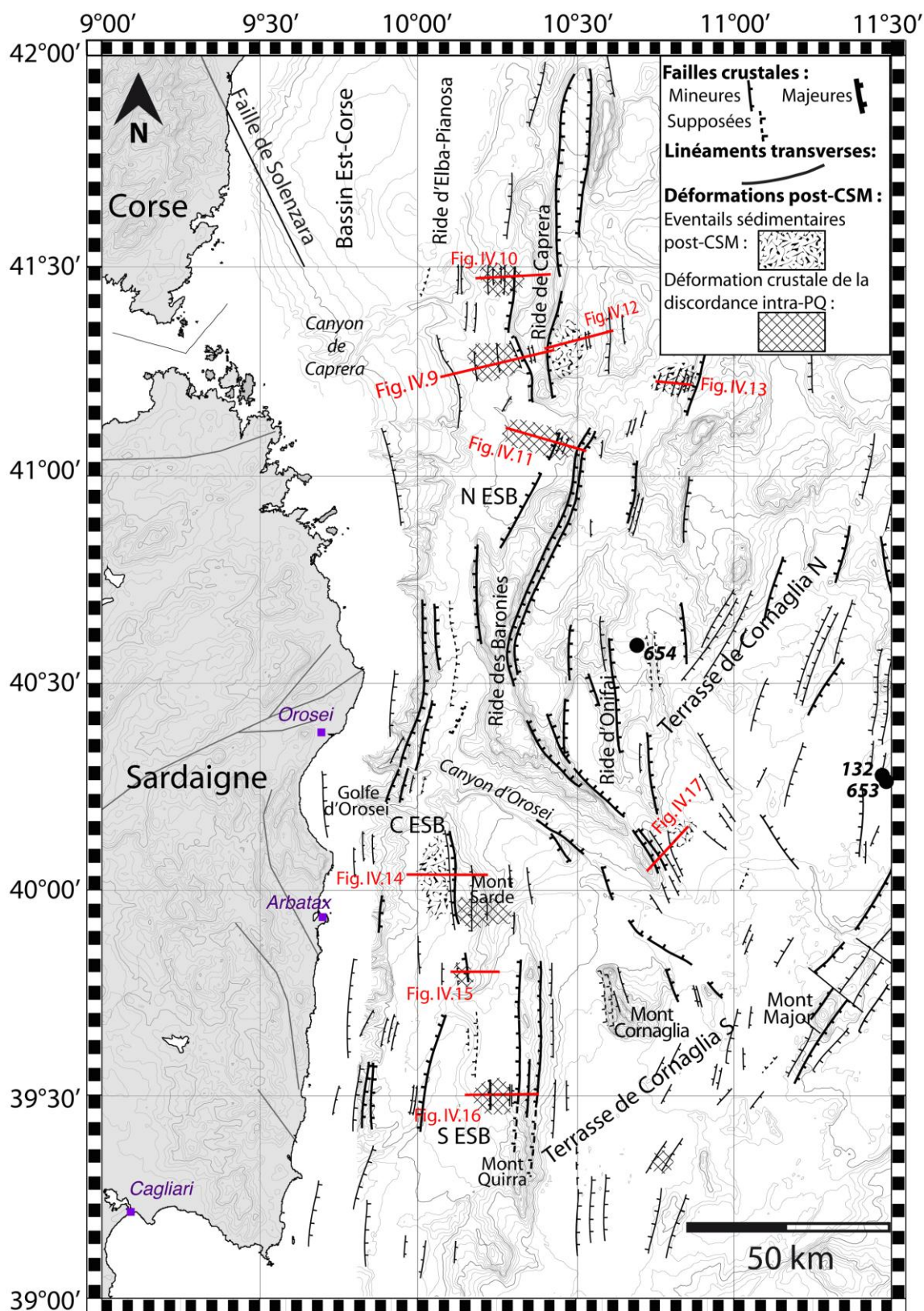


Figure IV.20 : Carte des structures crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental présentant les principaux sites de déformation crustale post-CSM. Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al., (1988). Les traits rouges indiquent la localisation profils sismiques présentés dans le chapitre. NESB : Bassin Nord Est-Sarde ; CESB ; Bassin Est-Sarde Central ; SESB ; Bassin Sud Est-Sarde.

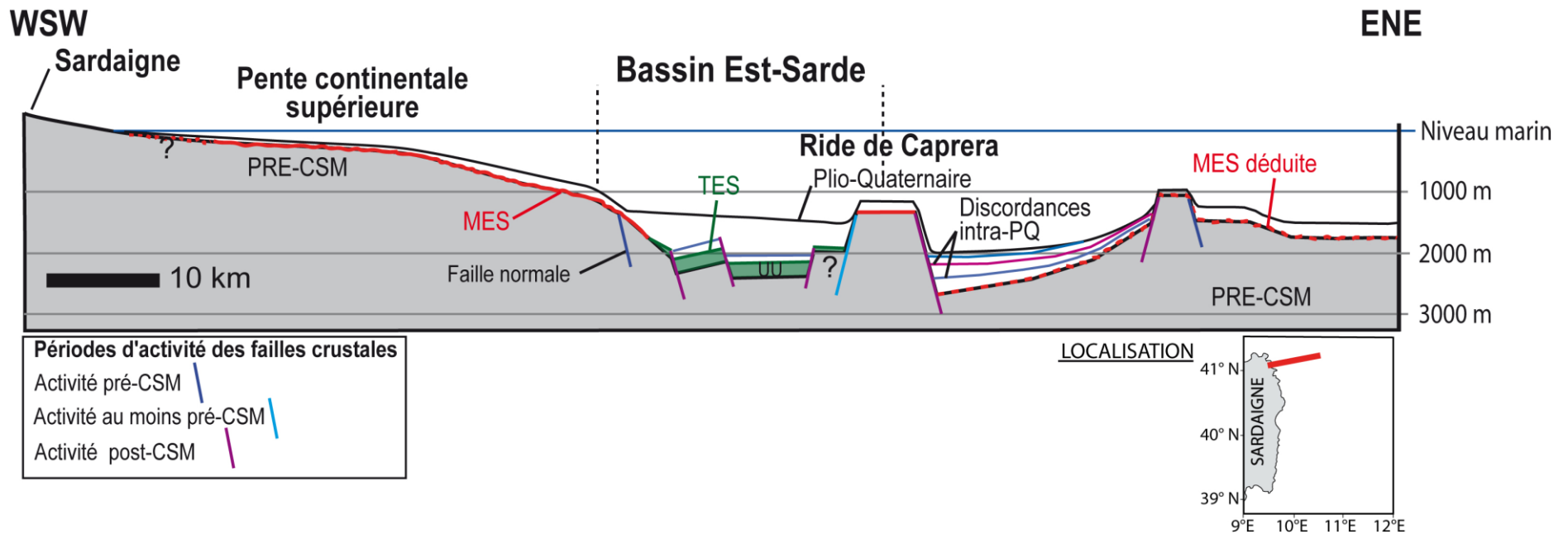


Figure IV.21 : Coupe schématique de la partie septentrionale de la Marge Est-Sarde illustrant les structures crustales et l'organisation des marqueurs de la CSM. La coupe montre que dans le Nord de la Marge Est-Sarde l'activité crustale post-CSM est bien marquée et affecte le socle pré-CSM, les marqueurs de la CSM et la séquence plio-quaternaire. Peu de failles normales crustales pré-CSM scellées par les marqueurs de la CSM sont observées dans ce secteur de la marge.

Localement l'activité crustale post-CSM est très récente, voire actuelle quand elle affecte les niveaux supérieurs de la séquence plio-quadernaire et même le fond marin (*e.g.* Figures IV.10 ; IV.12 ; IV.13).

La large extension géographique de la discordance intra-plio-quadernaire sur la Marge Est-Sarde montre que la déformation post-CSM est assez généralisée, bien que toutes les structures crustales n'aient pas été remobilisées après la CSM (Figure IV.18 ; IV.20 ; IV.21). En particulier, les déformations crustales post-CSM les plus claires sont observées dans le Bassin Est-Sarde et dans la partie septentrionale de la Marge Est-Sarde (Figures IV.20 ; IV.21).

Les mesures réalisées sur les failles montrent que les amplitudes des déformations sont généralement hectométriques à pluri-hectométriques (localement). La phase crustale post-CSM est ainsi de plus faible amplitude que la phase crustale pré-CSM.

La déformation post-CSM est principalement caractérisée par de l'extension qui bascule le socle et la couverture sédimentaire, comme sur le flanc Est de la Ride de Caprera (Figure IV.21). Néanmoins des déformations compressives sont localement mises en évidence, par de faibles mouvements de failles inverses (Figure IV.10) ou par le plissement de faible amplitude des séries pré-CSM à plio-quadernaires (Figure IV.11).

Lorsque la MU est présente, les déformations post-CSM peuvent refléter des processus de tectonique salifère (*e.g.* Figure IV.8). Néanmoins il est envisageable que la tectonique salifère soit en partie influencée par les mouvements du socle.

Cette hypothèse est développée dans la suite de ce chapitre.

## **B. Analyse des processus et structures de la tectonique salifère dans le Bassin Tyrrhénien Occidental**

La seconde partie de ce chapitre est consacrée à l'analyse de la tectonique salifère de la Marge Est-Sarde, caractérisée pour la première fois dans le Bassin Tyrrhénien Occidental au cours de cette étude. Pour chaque processus sont présentés la localisation géographique, l'analyse des structures salifères en 2D à partir des données sismiques, les moteurs à l'origine des déformations et l'impact des structures sur la couverture sédimentaire. Dans plusieurs cas, l'utilisation de la modélisation analogique a été un outil important et utile pour comprendre le fonctionnement de la tectonique salifère. L'apport de la modélisation analogique a permis de tester des hypothèses élaborées à partir de l'interprétation des données sismiques. Dans ce cas, une comparaison entre données naturelles et résultats expérimentaux est également présentée.

Sur les marges passives, les facteurs de contrôle de la tectonique salifère ont généralement deux origines :

(i) Une origine sédimentaire, du fait des variations latérales de l'épaisseur de la couverture sédimentaire qui génèrent de la charge sédimentaire différentielle sur la couche de sel ("*sedimentary differential loading*"). La charge sédimentaire différentielle peut être engendrée directement lors de la mise en place des sédiments ou plus tardivement, par fracturation et amincissement de la couverture sédimentaire ou, plus rarement, par érosion. Cette charge sédimentaire différentielle génère des gradients de pression au sein de la couche de sel, qui provoquent le fluage du sel. La charge sédimentaire différentielle est par exemple à l'origine de la formation des diapirs passifs dont la croissance s'effectue par *downbuilding*, c'est à dire par la subsidence des dépo-centres de la couverture sédimentaire dans la couche de sel, contemporaine de la remontée diapirique du sel (**Figure IV.22, A** ; Barton, 1933 ; Vendeville et Jackson, 1992 ; Jackson et Vendeville, 1994). La charge sédimentaire différentielle peut également être à l'origine du processus d'étalement gravitaire lorsque la couverture sédimentaire présente une géométrie en biseau au dessus de la couche de sel (Golfe du Mexique par exemple ; Vendeville, 2005 ; Gaullier et Vendeville, 2005).

(ii) Une origine liée à la morphologie du socle qui influence les processus de tectonique salifère. La présence d'une pente à la base de la couche de sel, par exemple, engendre le processus de glissement gravitaire du sel et de sa couverture sédimentaire le long de la pente basale (Figure IV.22, B ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1989). Le

glissement gravitaire est enregistré par de l'extension dans la couverture sédimentaire en haut de pente et de la compression en bas de pente (Figure IV.22, B).

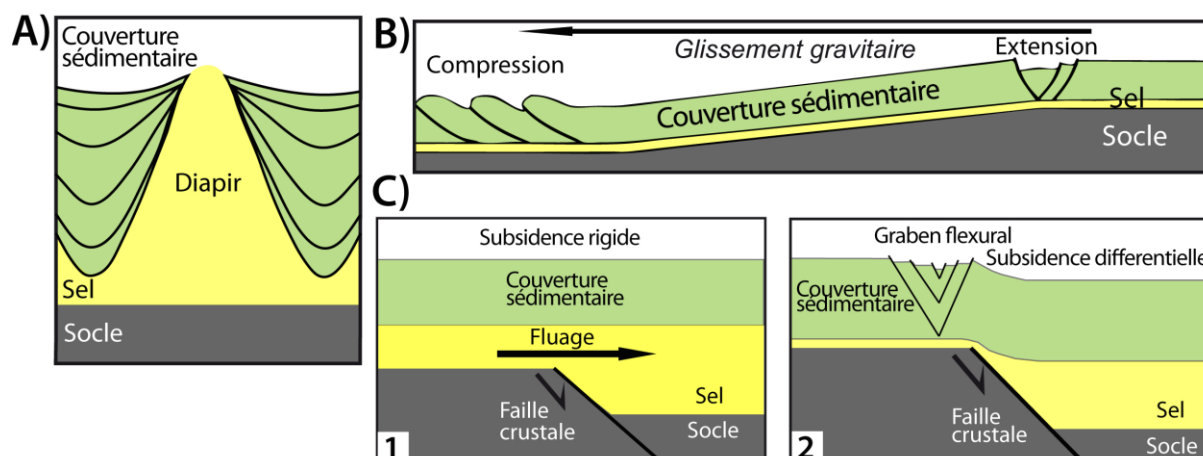


Figure IV.22 : Schémas récapitulatifs de différents processus de tectonique salifère (A) Diapirisme passif par downbuilding (D'après Vendeville et Jackson, 1992). (B) Glissement gravitaire (D'après Vendeville, 1987). (C) Découplage/Couplage d'un socle et d'une couverture sédimentaire en présence d'un niveau de décollement (D'après Vendeville et al., 1995).

Le socle peut également influencer les processus de tectonique salifère et avoir un impact sur la répartition et l'épaisseur de la couche de sel (Figure IV.22, C). Dans le cas de failles de socle actives, la présence d'une couche de sel fait office de niveau de décollement et découple le socle de la couverture sédimentaire (Figure IV.22, C1). La déformation du socle est alors compensée par le fluage de la couche de sel et la couverture sédimentaire subside uniformément (Figure IV.22, C1). Avec l'évolution du système, le socle et la couverture initialement découplés peuvent devenir couplés en raison de l'amincissement significatif de la couche de sel au dessus d'une partie du socle (Figure IV.22, C2 ; Vendeville *et al.*, 1995). La déformation du socle est alors transmise à la couverture sédimentaire (Figure IV.22, C2).

Ainsi, quand le socle est affecté par des mouvements crustaux et que la couche de sel est relativement mince, la tectonique salifère peut être influencée par la tectonique crustale.

Les conversions temps/profondeur présentées dans ce chapitre ont été réalisées à partir des vitesses sismiques moyennes suivantes, d'après Réhault *et al.* (1984) : 1500 m/s pour la colonne d'eau, 2000 m/s pour la séquence Plio-Quaternaire, 3500 m/s pour l'*Upper Unit* et 4500 m/s pour la *Mobile Unit*.

## B.1 Diapirs de sel

### B.1.1. Localisation géographique

L'interprétation des données METYSS a permis d'établir la cartographie de la répartition des diapirs de sel dans la zone d'étude (Figure IV.23). L'existence de diapirs de sel est



connue dans le Bassin Tyrrhénien Occidental depuis les études de Curzi *et al.* (1980) et de Moussat (1983).

Plusieurs provinces de diapirs de sel sont identifiées, notamment dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (Figure IV.23). Les diapirs de sel sont observés à l'Est de la Ride des Baronies (Figure IV.23, province A), au Nord-Est, à l'Est et au Sud-Est du Mont Cornaglia (Figure IV.23, provinces B, C, D) et à l'Est de la chaîne du Mont Quirra (Figure IV.23, province E). Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) signalent également la présence d'une zone diapirique au Nord dans la partie orientale de la Terrasse de Cornaglia, au Nord du Mont Major (Figure IV.23, province F).

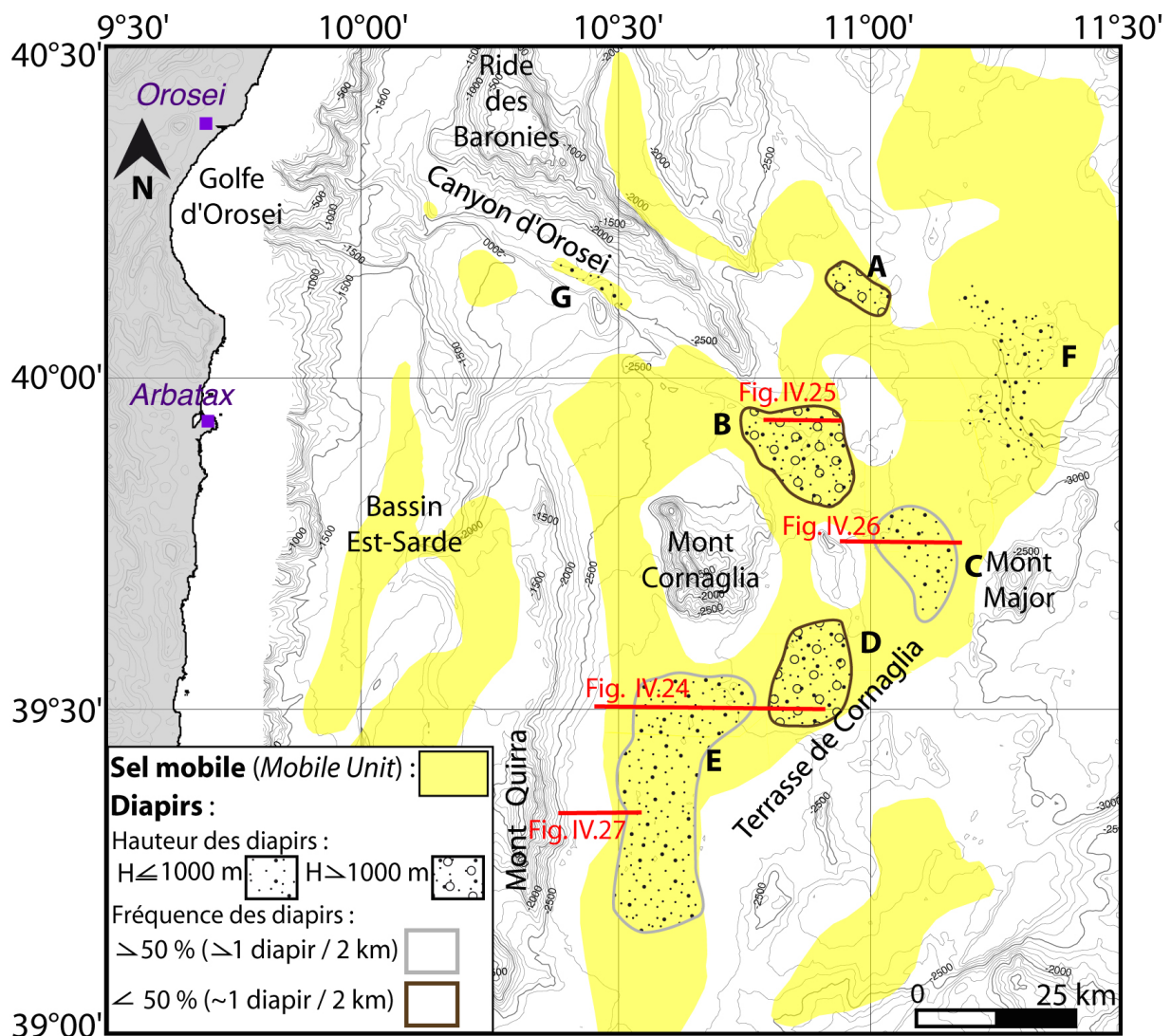


Figure IV.23 : Carte de répartition des diapirs de sel sur la zone d'étude. Les provinces diapiriques sont localisées sur la Terrasse de Cornaglia. Dans les différentes provinces, les diapirs sont classés en fonction de leur taille ( $\leq 1000 \text{ m}$  ou  $> 1000 \text{ m}$ ) et de leur fréquence ( $> 50\%$ , soit plus d'un diapir pour 2 km ou  $< 50\%$ , soit un diapir pour 2 km environ). Les traits rouges localisent les profils sismiques présentés dans ce paragraphe.

On remarque que les provinces diapiriques sont localisées exclusivement sur la Terrasse de Cornaglia dans les secteurs où la bathymétrie est la moins confinée par les hauts de socle (Figure IV.23). On note cependant une exception dans le Canyon d'Orosei, où un diapir de sel est observé localement dans le chenal encaissé du canyon (Figure IV.23, G).

#### **B.1.2. Description en 2D verticale des diapirs de sel**

Sur la Marge Est-Sarde, les diapirs de sel présentent une géométrie en contact discordant avec les dépôts de la couverture sédimentaire (Figure IV.24).

Les diapirs observés dans les différentes provinces présentent des hauteurs variables (Figure IV.24). On note que l'orientation des profils sismiques par rapport aux diapirs a une influence sur la manière dont le diapir est visualisé. Un diapir recoupé tangentiellement par un profil sismique paraîtra plus petit qu'il ne l'est en réalité.

Néanmoins les données sismiques permettent d'observer que les diapirs s'arrêtent à différents niveaux de la couverture sédimentaire (Figure IV.24). De nombreux diapirs présentent une hauteur inférieure à 1000 m (Figure IV.24, CDP 1500 à 3200). Quelques diapirs particulièrement imposants dépassent cependant les 1000 m de haut (Figure IV.24, CDP 5000 à 6400). Cette variation de hauteur est observée dans les différentes provinces diapiriques (Figure IV.23). La hauteur limite de 1000 m permet ainsi de décrire les diapirs selon deux catégories de taille : les diapirs de taille inférieure ou égale à 1000 m (~0,45 s.t.d.) et de taille supérieure à 1000 m (Figures IV.23 ; IV.24).

Les diapirs dont la hauteur est de l'ordre de 1000 m déforment principalement l'UU et la partie inférieure des dépôts plio-quadernaires (Figure IV.24, partie centrale). Les diapirs dont la hauteur est supérieure à 1000 m affectent les niveaux supérieurs de la couverture sédimentaire et affleurent localement sur le fond marin (Figure IV.24, partie Est). On note qu'à cet endroit le profil passe probablement sur le bord des diapirs, ce qui ne permet pas de les observer en totalité (Figure IV.24, CDP 5300 et 5900). Néanmoins la déformation du fond marin à l'aplomb des diapirs montre que les diapirs affleurent.

Le plus grand diapir observé sur la zone d'étude atteint une hauteur de l'ordre de 0,9 s.t.d, soit près de 2000 m de haut (Figure IV.25, CDP 5500).

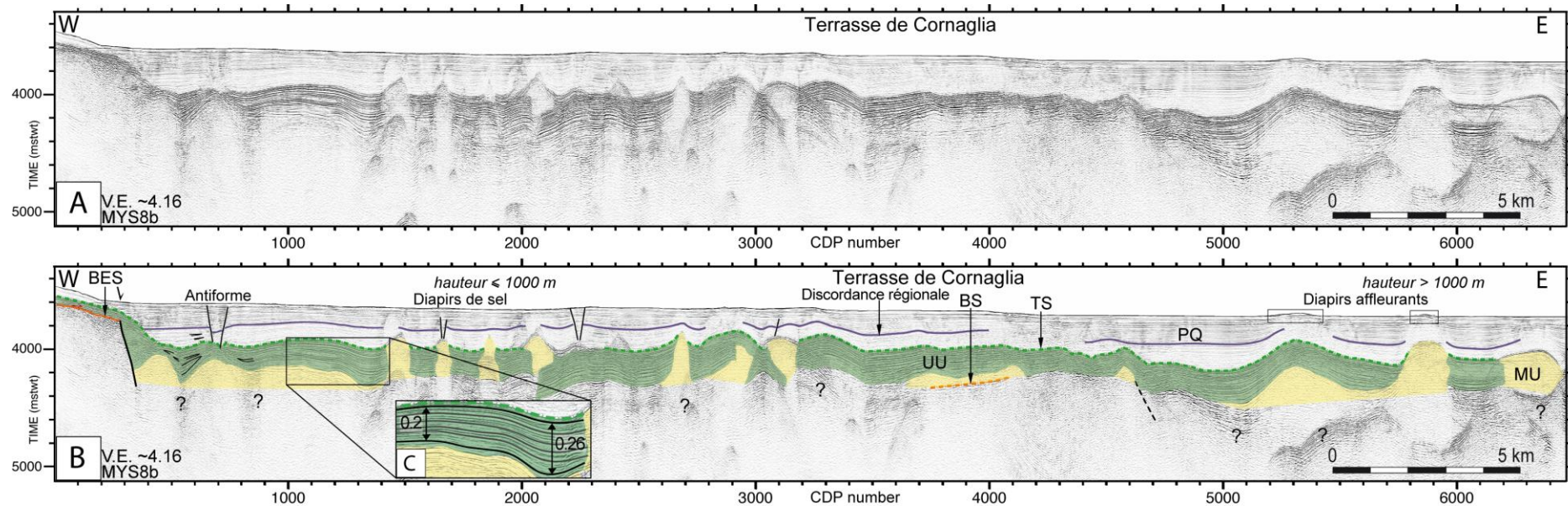


Figure IV.24 : Profil MYS8c vierge (A) et interprété (B) acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.23). Le profil illustre les diapirs de sel formés par la MU. Une antiforme salifère de courte longueur d'onde est observée à l'Ouest. (C) Géométrie en éventail des réflecteurs de l'UU à l'approche du flanc d'un diapir. Les épaisseurs sont en s.t.d.

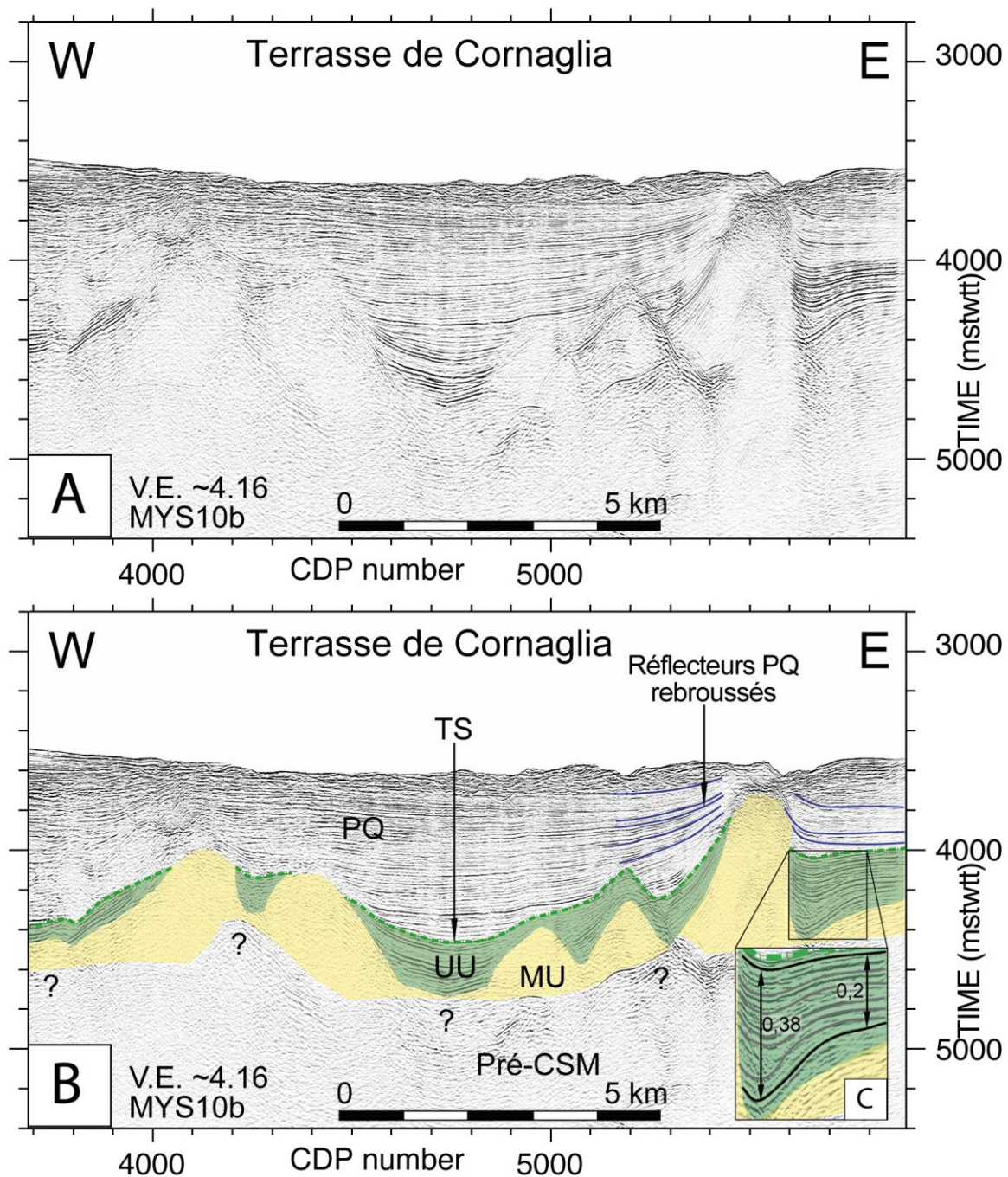


Figure IV.25 : Profil MYS10b vierge (A) et interprété (B) acquis au Nord-Est du Mont Cornaglia (Localisation sur la figure IV.23). Le profil illustre une province à diapirs de plus de 1000 m de haut dans laquelle est observé le plus grand diapir identifié sur la zone d'étude. Les réflecteurs PQ rebroussés au niveau des flancs du diapir montrent que la sédimentation est syn-tectonique salifère. (C) Les variations latérales d'épaisseur de l'UU à l'approche des flancs du diapir attestent que la croissance du diapir a débuté dès le début du dépôt de l'UU. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Dans les provinces diapiriques, on remarque une relation entre la fréquence des diapirs (le nombre de diapirs par kilomètre) et leur hauteur. Les secteurs à forte fréquence de diapirs, en moyenne plus d'un diapir pour 2 km, coïncident avec les provinces où la taille des diapirs est inférieure ou égale à 1000 m de haut (Figures IV.23 provinces C et E ; IV.24, partie centrale ; **Figure IV.26**). Inversement les secteurs à plus faible fréquence de diapirs, en moyenne un

diapir pour 2 km, sont localisés dans les provinces où la taille des diapirs est supérieure à 1000 m de haut (Figures IV.23 provinces A, B et D ; IV.24, partie Est ; IV34).

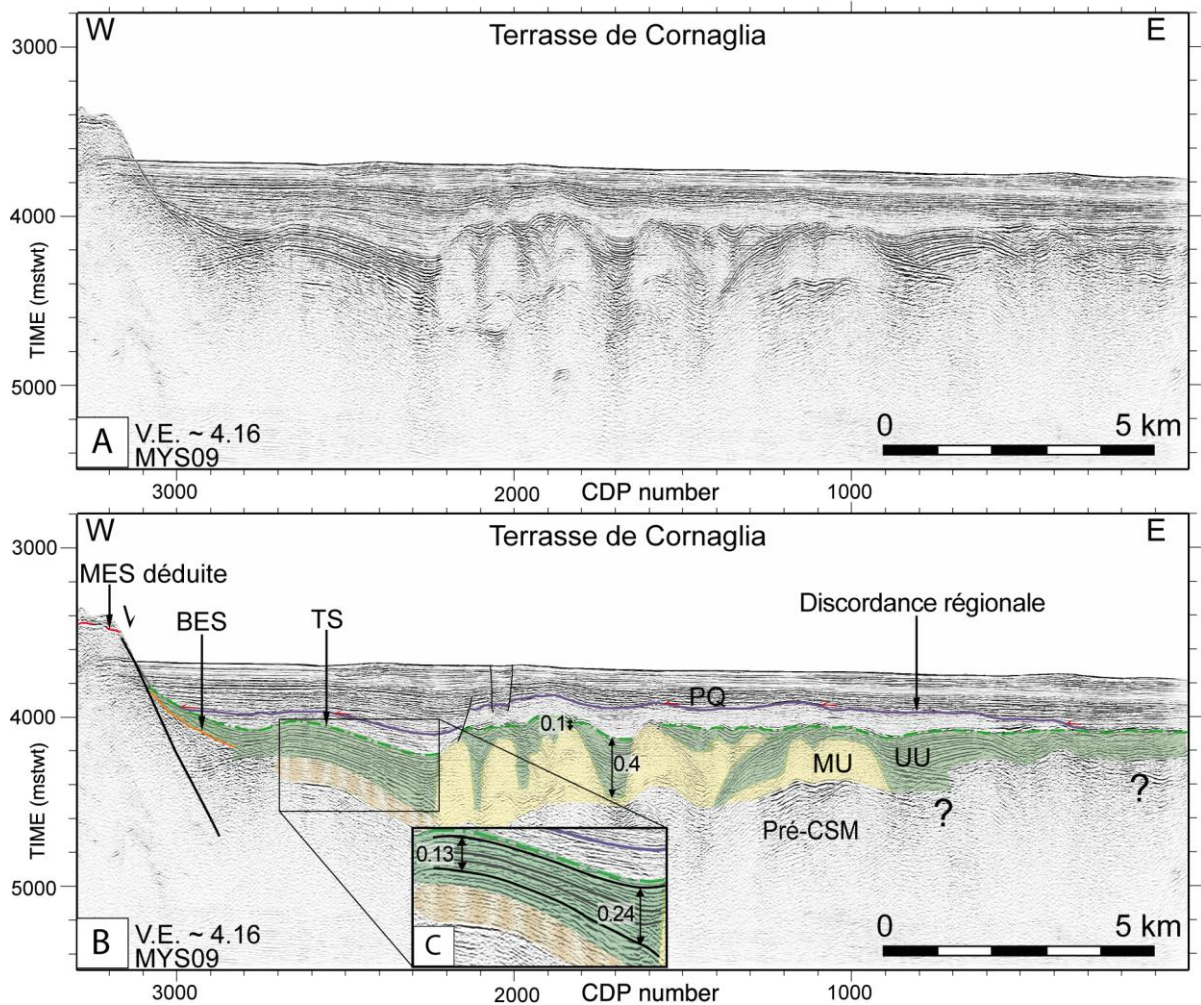


Figure IV.26 : Profil MYS9a vierge (A) et interprété (B) acquis à l'Est du Mont Cornaglia (Localisation sur la figure IV.23). Le profil illustre une province diapirique où la taille des diapirs est inférieure ou égale à 1000 m de haut. La fréquence des diapirs est de plus d'un diapir pour 2 km. Les diapirs déforment l'UU et la partie inférieure des dépôts plio-quatérnaires. (C) La divergence des réflecteurs de l'UU contre le flanc d'un diapir illustre le début précoce du diapirisme sur la Marge Est-Sarde. Les épaisseurs sont en s.t.d.

D'une manière générale l'UU est l'unité la plus déformée par le diapirisme (Figure IV.26). Les variations d'épaisseurs de l'unité sont importantes selon la localisation sur les bords des diapirs (UU épaisse), ou à l'aplomb des diapirs (UU mince voire absente) (Figure IV.26). Ainsi l'épaisseur de l'UU peut passer latéralement de 0,4 s.t.d (soit 700 m) le long du flanc d'un diapir, à 0,1 s.t.d (soit 175 m), voire 0 sur la crête de ce diapir (Figure IV.26).

Dans de nombreux cas, l'UU s'épaissit remarquablement vers les flancs des diapirs, formant des géométries en éventails associées aux diapirs de sel (Figures IV.24C ; IV.25C ; IV.26C ; **Figure IV.27**). Localement ces éventails doublent l'épaisseur de l'UU en direction des diapirs. Cela indique que le dépôt de l'UU était contemporain d'une déformation salifère

rapide, impliquant la croissance des diapirs ainsi que la subsidence des dépôts-centres adjacents.

**Sur la Marge Est-Sarde les éventails sédimentaires observés dans l'UU sont directement liés aux processus de tectonique salifère et à la croissance des diapirs de sel.** Cette étude démontre ainsi que les éventails observés dans les dépôts de la CSM ne sont pas d'origine crustale. **La divergence des réflecteurs de la partie inférieure de l'UU (Figures IV.24C ; IV.25C ; IV.26C ; IV.27) atteste l'initiation précoce, dès le début du dépôt de l'UU, de la croissance des diapirs sur la Marge Est-Sarde.**

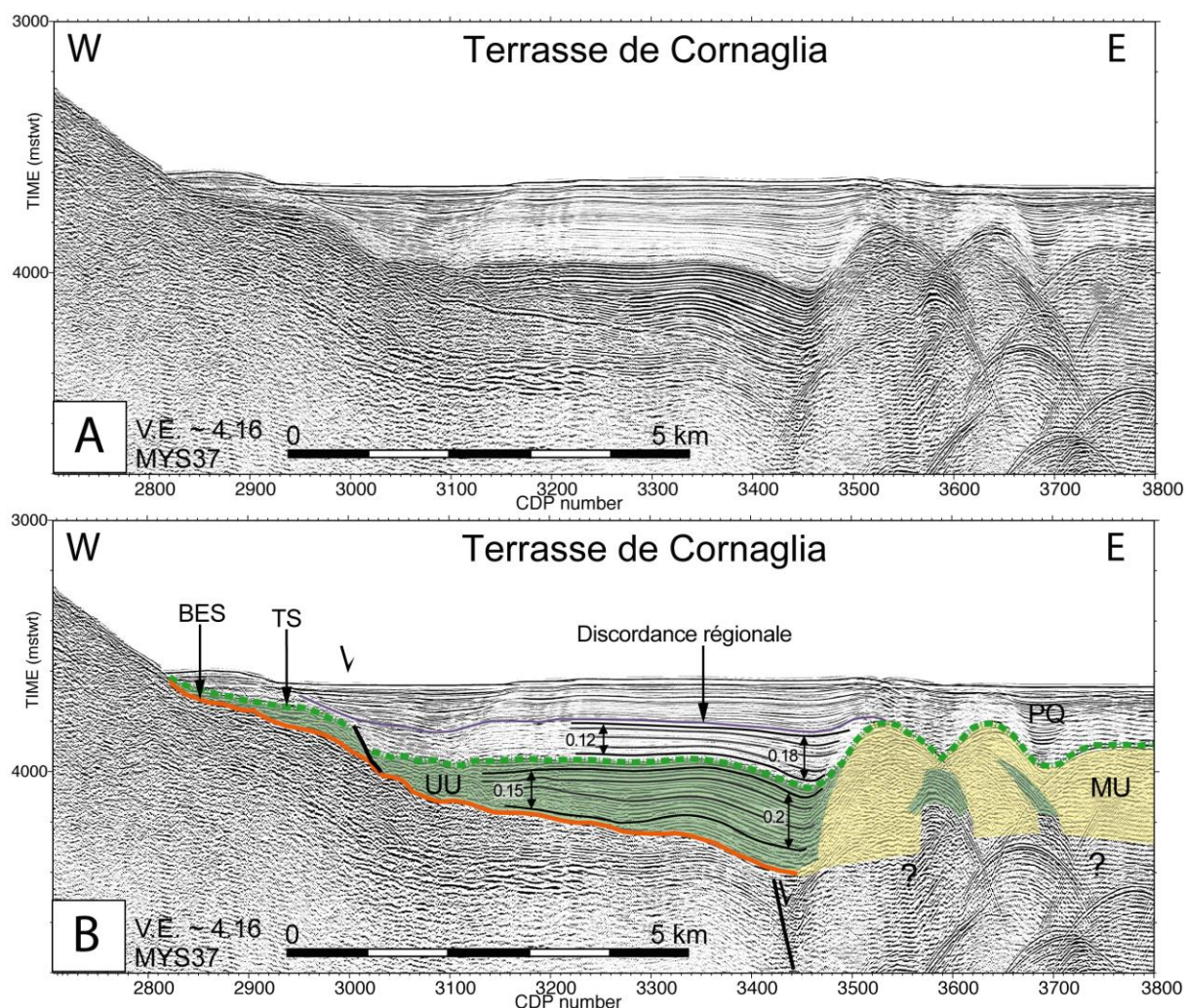


Figure IV.27 : Profil MYS37 vierge (A) et interprété (B) acquis dans le Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure IV.23). Le profil illustre la géométrie en éventail de l'UU et de la partie inférieure du Plio-Quaternaire vers le flanc d'un diapir de sel. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Sur les données sismiques, plusieurs marqueurs attestent de l'activité du diapirisme durant le Plio-Quaternaire. On observe notamment la continuité des éventails sédimentaires de l'UU dans la série plio-quaternaire (Figures IV.26, CDP 2300 ; IV.27), la présence de failles normales au niveau de la crête de certains diapirs (Figures IV.24, CDP 1650 ; IV.26, CDP

2050), la forme ondulée de la discordance régionale au dessus des diapirs de sel (Figures IV.24 ; IV.26) et le rebroussement de certains réflecteurs plio-quaternaires au niveau des flancs des diapirs (Figures IV.25 ; IV.27). La flexure des réflecteurs le long des flancs des diapirs (Figures IV.24C ; IV.25C ; IV.26C ; IV.27) montre que les diapirs ont crû de façon passive (par *downbuilding*) durant le dépôt de l'UU et, pour certains d'entre eux, du Plio-Quaternaire (Figure IV.28).

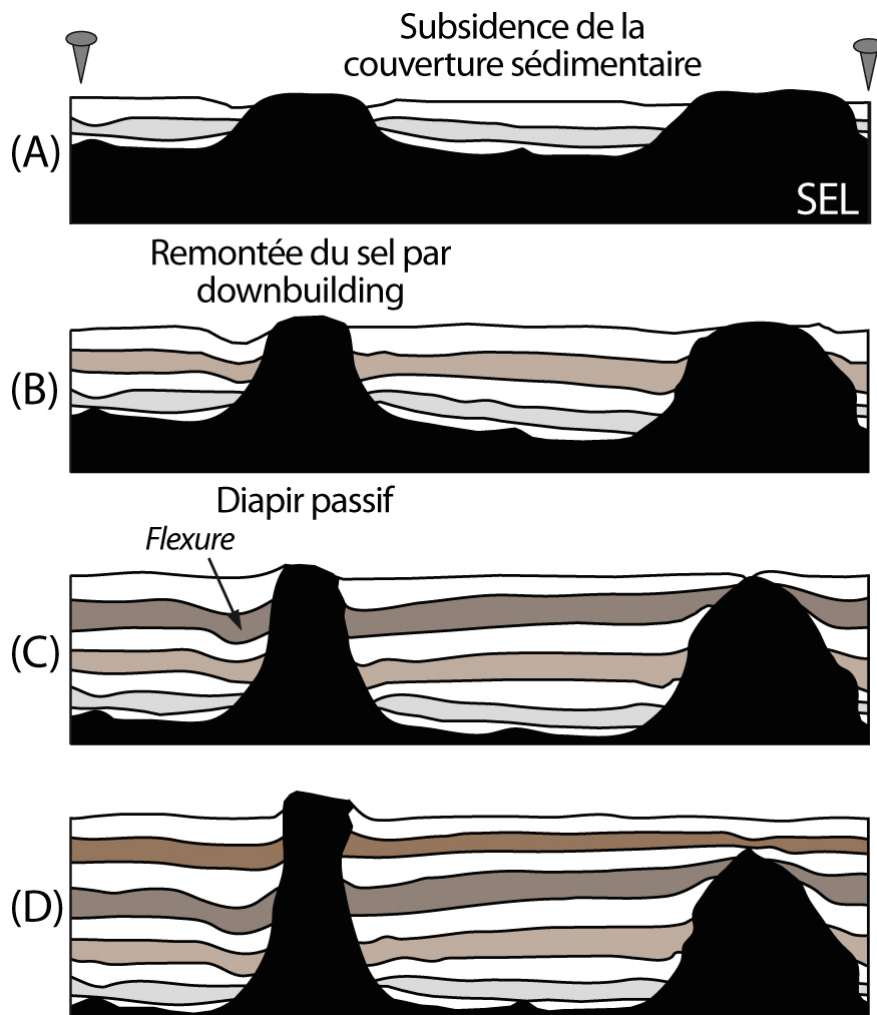


Figure IV.28 : Schémas de la croissance passive de diapirs de sel par *downbuilding* (Modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992). La subsidence de la couverture sédimentaire autour des diapirs permet la croissance passive des diapirs de sel (en noir). Stades de croissances de A à D.

Le *downbuilding* est causé par la subsidence, dans une couche de sel initialement épaisse, des dépôts-centres de la couverture sédimentaire (Figure IV.28). Ce processus est d'autant plus efficace que la différence de densité entre le sel et la couverture est grande. Une des caractéristiques de l'UU est qu'elle est composée de lithologies relativement denses : Gypse (densité : 2,31), Anhydrite (densité : 2,97) et carbonates (densité : 2,6), tous plus denses que l'unité MU composée de Halite (densité: 2,17). Par conséquent, dès le dépôt des premières

couches de l'UU, la couverture était plus dense que la MU. Ceci a ainsi favorisé la montée rapide de diapirs passifs, combinée avec une subsidence rapide des dépôts-centres.

La MU a été déposée entre 5,6 et 5,55 Ma et l'UU entre 5,55 et 5,33 Ma, soit en 200 000 ans (CIESM, 2008). Par conséquent en connaissant la hauteur des diapirs, il est possible de calculer les vitesses de croissance de certains diapirs de sel de la Marge Est-Sarde. En particulier, la vitesse de croissance des diapirs peut être bien définie entre (i) la base et le toit de l'UU et (ii), entre la base de l'UU et l'actuel pour les diapirs atteignant le fond marin. Ainsi, la vitesse de croissance des diapirs s'arrêtant au toit de l'UU est de l'ordre de 4 à 6 mm/an pendant la période de 200 000 ans du dépôt de l'UU (Figures IV.24, CDP 1650 ; IV.25, CDP 4400 ; IV.26, CDP 1600 ; IV.27, CDP 3550). Les vitesses de croissance de certains diapirs qui affleurent sur le fond marin sont également de l'ordre de 4 à 6 mm/an pendant la période de dépôt de l'UU (Figures IV.24, CDP 5300 ; IV.25, CDP 5500). Pour ces diapirs, les vitesses moyennes de croissance jusqu'à l'actuel sont plus faibles, de l'ordre de 0,3 mm/an à 0,4 mm/an (Figures IV.24, CDP 5300 ; IV.25, CDP 5500).

**Ces mesures montrent que la croissance des diapirs est plus rapide durant le dépôt de l'UU que pendant le dépôt de la séquence plio-quadernaire.** La croissance des diapirs était donc rapide durant le dépôt de l'UU et s'est progressivement atténuée durant le Plio-Quaternaire. Cette constatation est concordante avec les travaux expérimentaux de Vendeville *et al.* (1993), qui déterminent à partir de modèles analogiques que la croissance des diapirs atteint un pic de vitesse dans les premiers stades de croissance, durant le premier million d'année, avant de diminuer progressivement au cours du temps. **Les vitesses de croissance des diapirs de sel pendant le dépôt de l'UU sont relativement rapides, comprises entre 4 mm/an et 6 mm/an.** Par comparaison, les vitesses de croissance des diapirs de sel dans l'Est du Texas et dans le Golfe du Mexique sont respectivement de l'ordre de 0,5 mm/an et 1 mm/an (Seni et Jackson, 1983 ; Vendeville *et al.*, 1993). Les vitesses de croissance calculées sur la Marge Est-Sarde sont plus proches des vitesses observées dans le Golfe Persique et en Mer Morte, qui sont respectivement de l'ordre de 5-6 mm/an et 6-7 mm/an (Bruthans *et al.*, 2006 ; Frumkin, 1996).

L'initiation du diapirisme semble avoir débuté au même moment dans les différents secteurs de la Marge Est-Sarde, dès le début du dépôt de l'UU. La fin de la croissance des diapirs en revanche n'est pas contemporaine partout (*e.g.* Figure IV.24). La forte déformation de l'UU (*e.g.* Figure IV.26) et les vitesses de croissance des diapirs durant le dépôt de l'UU suggèrent que **la majeure partie de la tectonique salifère a eu lieu au cours du dépôt de**



**cette unité, durant la CSM.** La partie inférieure de la séquence plio-quadernaire présente également des déformations associées aux diapirs (éventails, flexure et ondulation des réflecteurs au dessus des diapirs) qui s'atténuent vers le sommet. Elles sont généralement observées jusqu'à la discordance intra-plio-quadernaire (Figures IV.26 ; IV.27). L'atténuation des déformations liées au diapirisme indique que la tectonique salifère a fortement ralenti pendant le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quadernaire. Cette observation est en bon accord avec la faible vitesse de croissance des diapirs entre le début du dépôt de l'UU et l'actuel.

Dans la majorité des cas, le diapirisme n'a pas affecté la partie supérieure de la couverture sédimentaire et s'est arrêté durant le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quadernaire. Quelques diapirs atteignent localement la partie supérieure de la couverture sédimentaire, notamment au Nord-Est du Mont Cornaglia (Figure IV.25). Peu de diapirs affleurent au niveau du fond marin (Sud de la Terrasse de Cornaglia notamment, Figures IV.32 ; IV.24, CDP 5000 à 6000). Les diapirs actifs actuellement sont ainsi très peu nombreux sur les lignes sismiques.

**La croissance des diapirs est rapide pendant le dépôt de l'UU. La croissance ralentit, voire s'arrête dans de nombreux cas, durant la partie inférieure du Plio-Quadernaire. Les diapirs passifs qui atteignent la partie supérieure de la couverture sédimentaire, ou affleurent sur le fond marin, sont peu nombreux. Localement, ils témoignent cependant de l'activité récente à actuelle du diapirisme sur la Marge Est-Sarde. La fin du diapirisme sur la Marge Est-Sarde est ainsi variable à la fois dans le temps, les diapirs s'arrêtant à différents niveaux dans la couverture sédimentaire, et dans l'espace.**

### ***B.1.3. Relation entre failles crustales pré-CSM et diapirisme***

La comparaison en carte de la répartition des provinces diapiriques et des structures crustales montre que les zones de diapirs sont bordées par des failles crustales, particulièrement au Nord-Est, à l'Est et au Sud du Mont Cornaglia (**Figure IV.29**).

Les failles crustales qui bordent les provinces diapiriques sont pré-CSM et ont été formées durant la première phase d'activité crustale de la Marge Est-Sarde (c.f. IV.A.). Dans certains secteurs les failles sont scellées par les marqueurs de la CSM, ce qui confirme clairement leur activité pré-CSM (**Figure IV.30**).

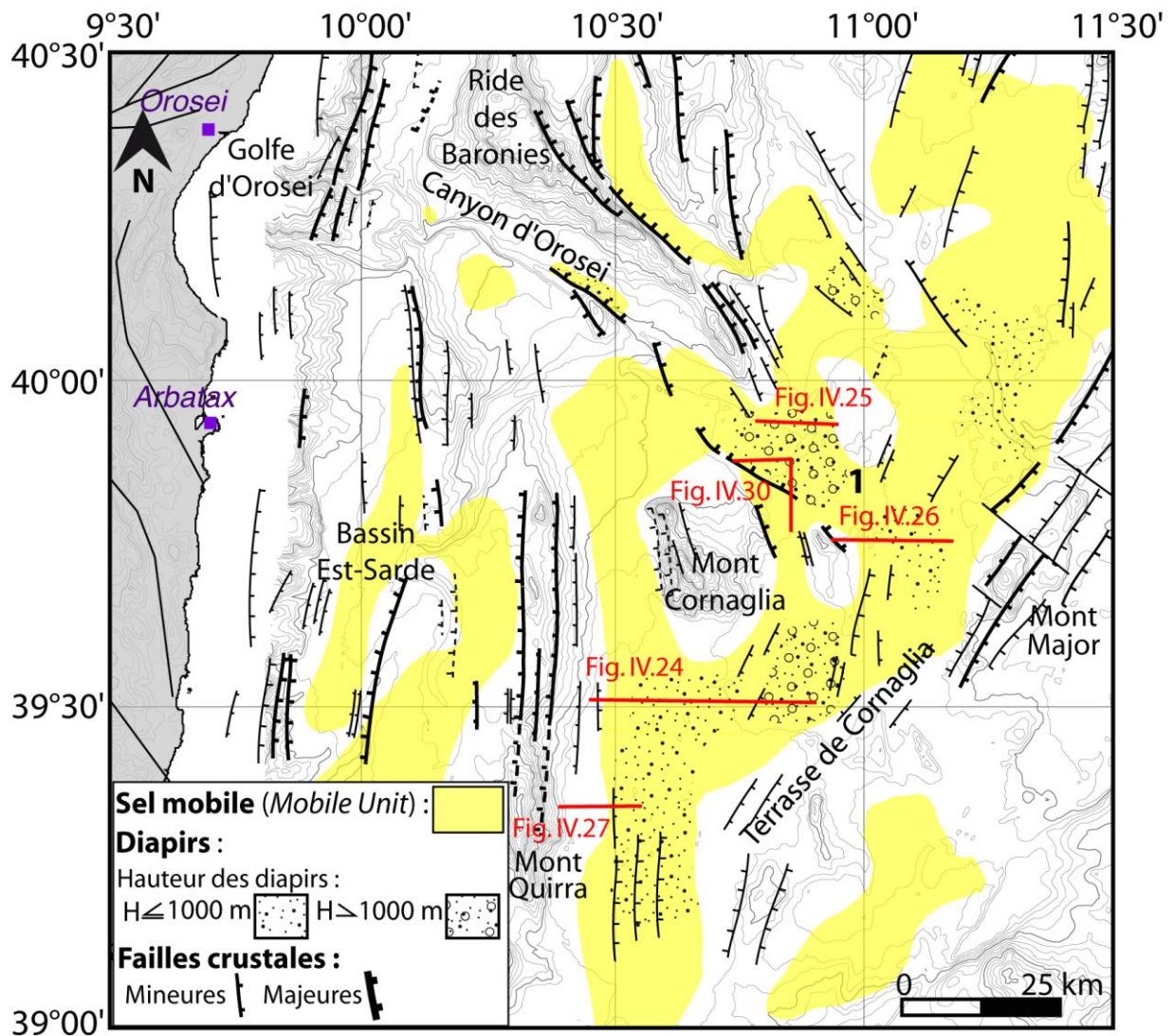


Figure IV.29 : Carte de répartition des provinces diapiriques et des failles crustales sur la Terrasse de Cornaglia. Les provinces diapiriques sont bordées par des failles crustales. En rouge, localisation des figures présentées dans ce paragraphe.

Les failles crustales sont normales et ont permis l'approfondissement du toit du socle pré-CSM (Figure IV.30). Cela a engendré la formation de dépressions de plus ou moins grandes envergures dans le socle pré-CSM (Figure IV.30). Pendant la CSM, la MU s'est préférentiellement accumulée dans ces dépressions, permettant l'épaississement local de la couche de sel. Par la suite, le dépôt de l'UU et sa subsidence dans la MU a déclenché le diapirisme passif, dès le début du dépôt de l'UU. Cette subsidence précoce est attestée par la divergence des réflecteurs de la partie inférieure de l'UU (Figures IV.24C ; IV.25C ; IV.26C ; IV.27). Le diapirisme passif s'est ainsi développé préférentiellement dans les dépressions du socle pré-CSM, où le sel était initialement plus épais (Figure IV.30).

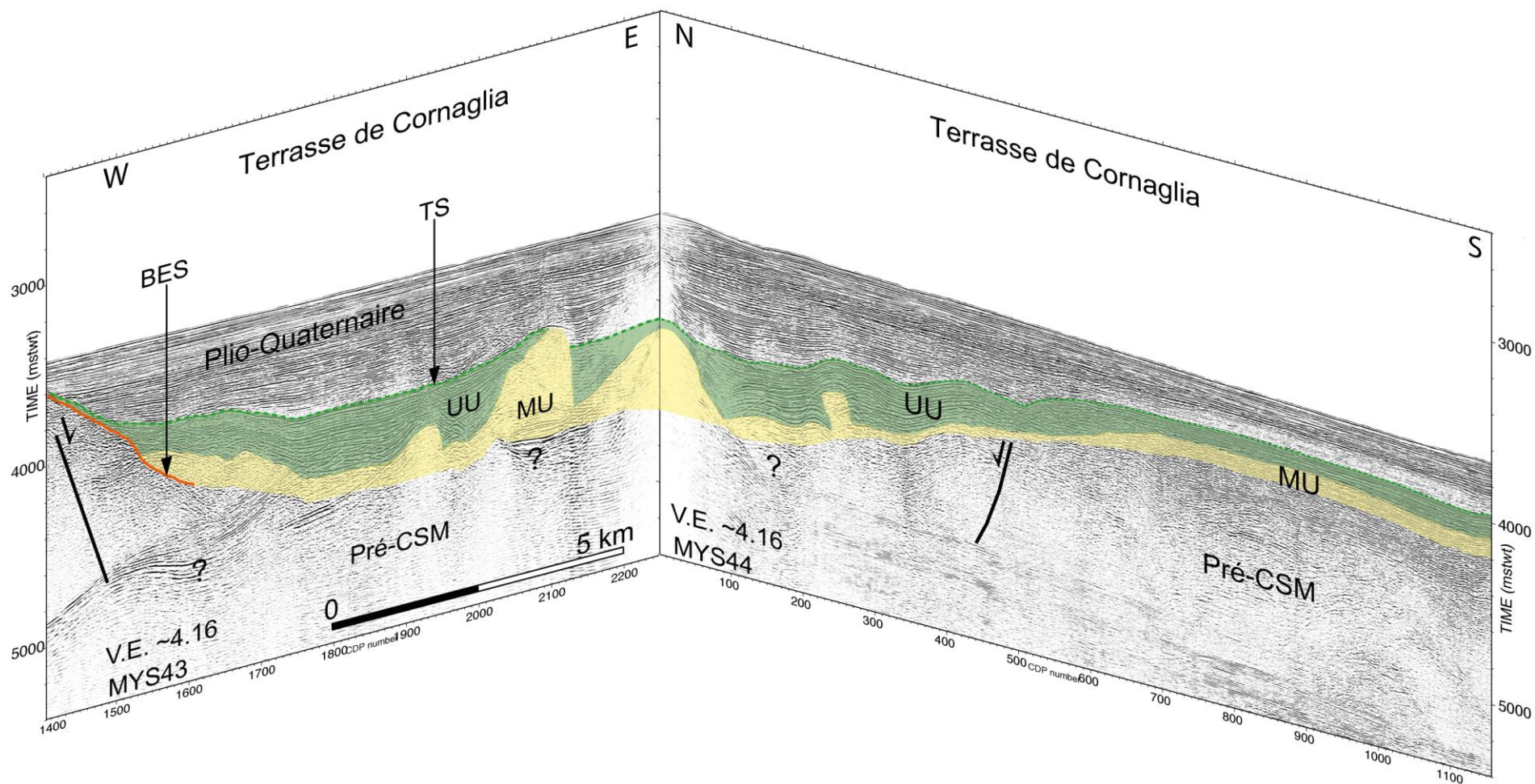


Figure IV.30 : Assemblage des profils MYS43 et MYS44 localisés au Nord-Est du Mont Cornaglia montrant la relation entre les failles crustales normales et le diapirisme passif (Localisation sur figure IV.29). Les failles crustales sont pré-CSM. La dépression dans le socle a permis l'accumulation de la MU. Le sel était initialement plus épais et la MU est maintenant affectée par du diapirisme passif.

Sur la figure IV.30, la MU est mince et non déformée au Sud du profil 44, tandis que dans la dépression du socle contrôlée par des failles crustales la MU est actuellement déformée par des diapirs passifs où l'unité était initialement plus épaisse (Figure IV.30).

Le diapirisme passif de la Marge Est-Sarde est donc contrôlé par la tectonique crustale (**Figure IV.31**). Il s'agit ici d'une influence indirecte, le socle pré-CSM n'a pas subi d'extension durant le dépôt de la MU et de l'UU. Les failles crustales normales ont formé des dépressions dans le socle pré-CSM avant le dépôt de la MU (Figure IV.31, A). Ces failles sont liées à la phase crustale pré-CSM de la marge. La MU s'est ensuite préférentiellement accumulée dans les dépressions durant la CSM, après la fin de l'extension (Figure IV.31, B). L'épaisseur plus importante de la MU dans ces dépressions a facilité la subsidence de l'UU, dès le début du dépôt de cette unité (Figure IV.31, C). Les diapirs passifs ont été formés par downbuilding au fur et à mesure de la subsidence de l'UU dans la MU (Figure IV.31, D à F).

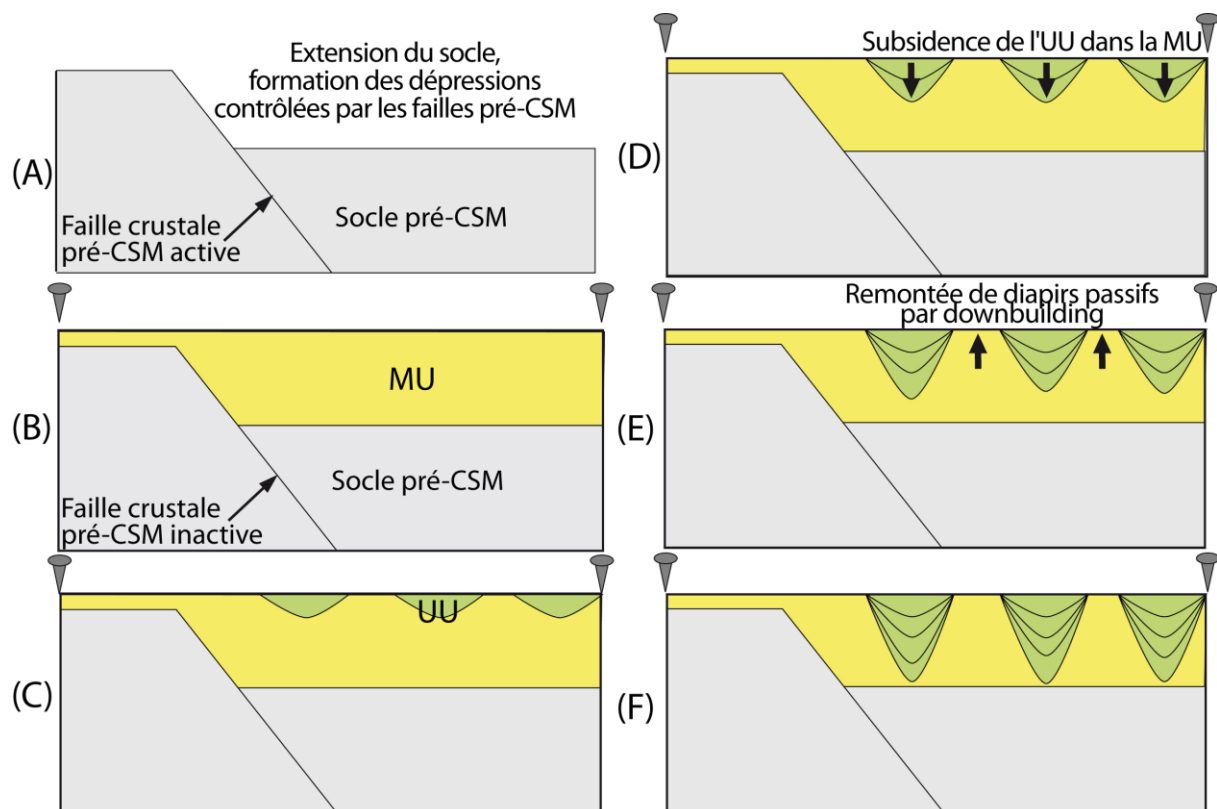


Figure IV.31 : Représentation schématique de l'influence de la tectonique crustale sur le développement du diapirisme passif sur la Marge Est-Sarde. La formation de diapirs passifs par downbuilding est facilitée dans les dépressions de socle pré-CSM où la MU était initialement plus épaisse. (A) Extension du socle avant la CSM et formation des dépressions. (B) Epaisseur plus importante de la MU dans la dépression de socle pré-CSM. À partir de ce stade la faille crustale est inactive. (C) Subsidence de l'UU où la MU était initialement plus épaisse. La subsidence commence dès le début du dépôt de l'UU. (D, E, F) La subsidence de l'UU dans la MU engendre la formation de diapirs passifs par downbuilding.

## B.2 Antiformes et synformes

### B.2.1. *Description géométrique*

Sur la Terrasse de Cornaglia, des structures dont la géométrie est caractérisée par des ondulations convexes et concaves de grandes longueurs d'ondes sont observées dans la MU (**Figure IV.32**). Dans la littérature, ce type de structure est habituellement décrit comme des anticlinaux à cœurs salifères lorsque la formation résulte d'un processus de tectonique salifère (*e.g.* Trusheim, 1960 ; Vendeville et Jackson, 1992 ; Gaullier, 1993 ; Hudec et Jackson, 2007). Dans le cas présent, les conditions de genèse des structures observées ne sont pas clairement établies. Dans ce paragraphe ces structures sont donc décrites sous les termes "antiformes" et "synformes". C'est également pour cette raison que ces structures sont décrites indépendamment des diapirs de sel présentés dans le paragraphe précédent.

Les antiformes et les synformes sont en contact quasi-concordant avec la couverture sédimentaire, en particulier avec l'UU (Figure IV.32).

Les nombreux biseaux observés dans l'UU montrent que son épaisseur diminue depuis les synformes vers les antiformes (Figure IV.32, CDP 300). L'épaisseur de l'UU passe ainsi de 0,3 s.t.d (~540 m) à 0,2 s.t.d (~370 m) entre la synforme et l'antiforme (Figure IV.32). Au dessus de l'UU, l'épaisseur de la couverture Plio-Quaternaire présente la même tendance entre la synforme et l'antiforme. Les dépôts plio-quaternaires passent ainsi latéralement de 0,45 s.t.d (450 m) à 0,20 s.t.d (200 m) d'épaisseur (Figure IV.32). La longueur d'onde des synformes est de l'ordre de 2 km (Figure IV.32, CDP 6400 et 300). La longueur d'onde des antiformes est supérieure à 2 km et atteint localement 5 à 6 km environ (Figure IV.32, CDP 6500 à 200). Les synformes sont donc plus étroits que les antiformes.

Les antiformes et synformes de la Terrasse de Cornaglia ne présentent pas la géométrie habituellement observée des anticlinaux à cœurs salifères. Dans le Golfe du Mexique, par exemple, les anticlinaux à cœurs salifères présentent de courtes longueurs d'ondes et de faible amplitude (Rowan *et al.*, 1999). Sur la Terrasse de Cornaglia en revanche, les antiformes et les synformes présentent de grandes longueurs d'ondes (Figure IV.32). La difficulté principale de l'analyse de ces antiformes et synformes réside dans le fait que la base du sel n'est pas clairement visible partout (Figure IV.32 ; **Figure IV.33**). Il n'est donc pas possible de caractériser distinctement la géométrie du socle infra-sel et de déterminer si celui-ci est horizontal ou plissé.

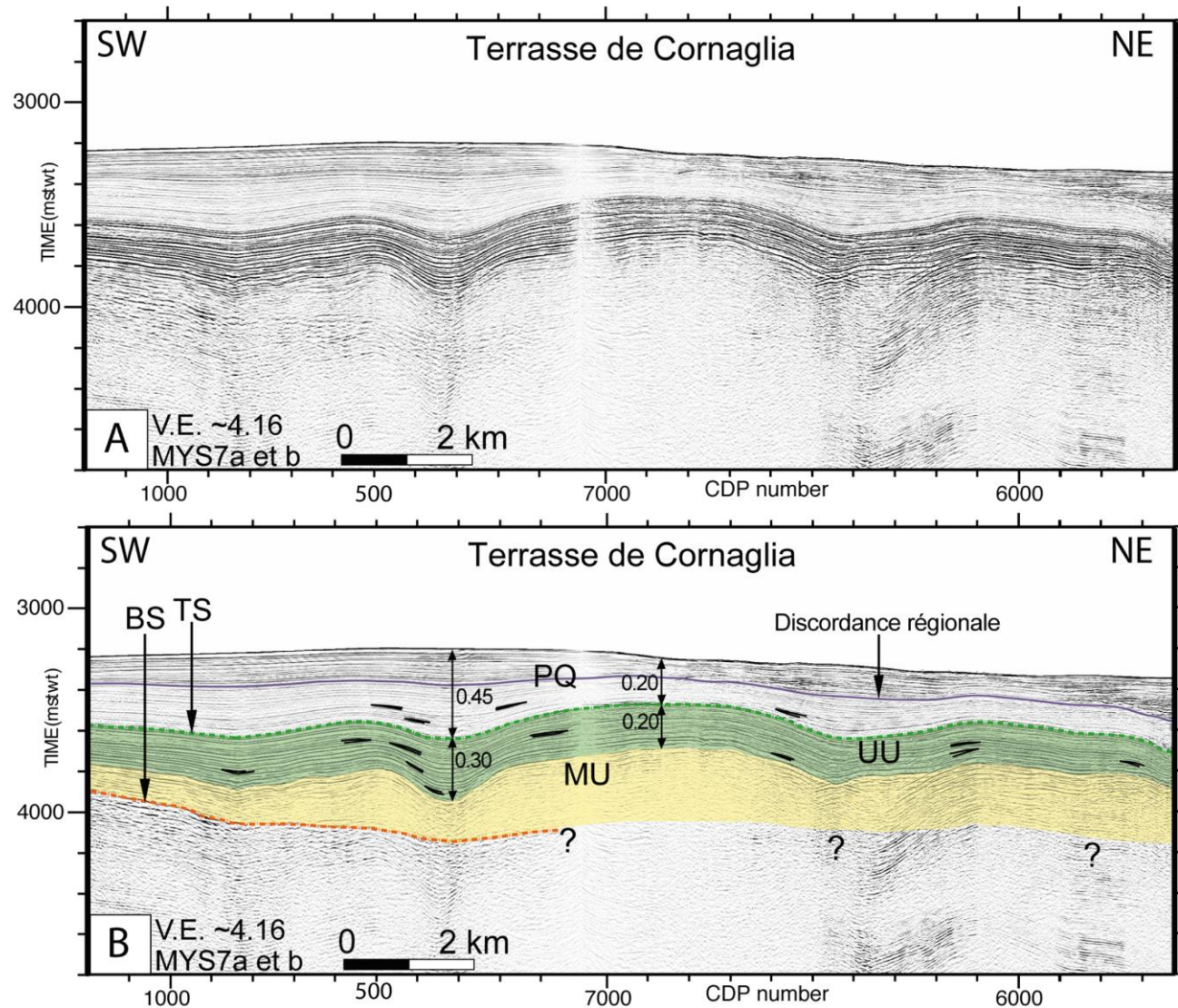


Figure IV.32 : Profil MYS7ab, vierge (A) et interprété (B) illustrant des antiformes et synformes de grandes longueurs d'onde sur la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.34). Les biseaux sédimentaires (en noir) observés dans l'UU et la couverture Plio-Quaternaire traduisent la variation latérale d'épaisseur de ces unités entre les synformes et les antiformes. Les épaisseurs sont en s.t.d.

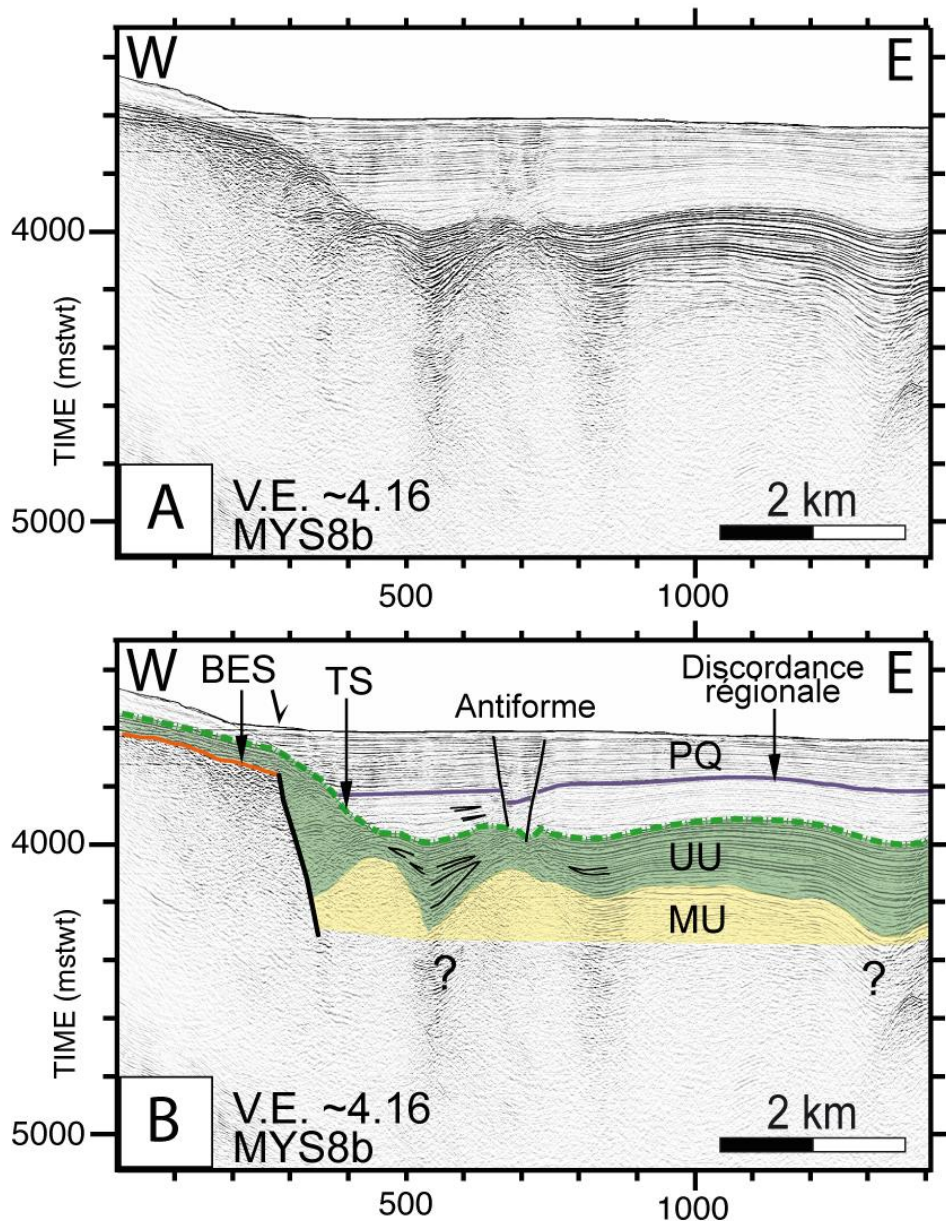


Figure IV.33 : Extrait du profil MYS8b vierge (A) et interprété (B) acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.34). Le profil illustre la présence d'antiformes de courtes longueurs d'ondes le long du flanc oriental de la chaîne du Mont Quirra. Des failles synsédimentaires sont observées à l'extrados d'une antiforme.

Sur la figure IV.32 en particulier, la base du sel est partiellement visible et semble être sub-horizontale, malgré un faible plissement entre l'antiforme et le synforme (CDP 300-600). Il n'est pas évident que ce plissement soit réel, il pourrait en effet être lié à un effet de *pull-up* du fait de la forte épaisseur de la MU au niveau des antiformes (Figure IV.32).

Néanmoins, les antiformes et les synformes observés sur la Terrasse de Cornaglia pourraient être liés à des processus de tectonique salifère et/ou à des plissements d'origine crustale du socle infra-sel.

Les mesures montrent cependant que l'épaisseur de la MU est plus importante dans les antiformes et plus mince au niveau des synformes (Figure IV.32). Ces variations d'épaisseurs pourraient être liées à un fluage latéral de la MU vers le centre des antiformes, créant ainsi de l'espace disponible à la sédimentation dans les synformes. Dans ce cas, les sédiments s'accumuleraient préférentiellement dans les synformes. Cette sédimentation différentielle semble attestée par les biseaux sédimentaires et la variation latérale de l'épaisseur de la couverture sédimentaire (UU + PQ) (Figure IV.32). L'accumulation des sédiments dans les synformes du fait du fluage latéral de la MU vers le centre des antiformes suggère l'origine salifère de ces structures.

De plus, les antiformes salifères présentent des ondulations de grande longueur d'onde au Nord-Ouest du Mont Cornaglia (5 à 6 km ; Figure IV.32 ; **Figure IV.34, A**). La longueur d'onde diminue vers le Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (2 km environ ; Figures IV.33 ; IV.34, B). À cet endroit, une antiforme dont l'extrados est marqué par des failles synsédimentaires est observée (Figure IV.33, CDP 600). La présence de failles d'extrados et la diminution de la longueur d'onde des anticlinaux vers le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Figure IV.34, de A vers B) suggèrent une différence de stade d'évolution des antiformes salifères. Leur maturité semble augmenter vers le Sud, à l'approche des provinces à diapirs de sel. Ceci suggère également l'origine salifère de ces structures (Jackson et Talbot, 1986 ; Hudec et Jackson, 2007 ; c.f. Figure I.38).

Enfin, les variations d'épaisseur des unités sédimentaires UU et PQ (Figure IV.32) et les failles d'extrados (Figure IV.33), suggèrent une tectonique salifère syn-sédimentaire. Les biseaux sédimentaires de la partie inférieure de l'UU montrent que la formation des structures a débuté dans les premiers stades de dépôt de l'UU (Figures IV.32 ; IV.33). La présence de biseaux sédimentaires au dessus de l'UU montre que la tectonique salifère s'est prolongée durant le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figures IV.32 ; IV.33). La disparition progressive des biseaux vers le haut de la couverture sédimentaire montre que la déformation s'atténue durant le Plio-Quaternaire (Figures IV.32 ; IV.33). Le début précoce, dès le début du dépôt de l'UU, de la formation des antiformes et des synformes coïncide donc avec l'initiation précoce du diapirisme passif. On observe également un ralentissement de la tectonique salifère pendant le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire, comme dans le cas des diapirs passifs. La similitude de l'évolution des synformes et des antiformes avec les diapirs passifs suggère également que ces structures sont d'origine salifère.



Bien que la géométrie de la base de la MU ne soit pas clairement caractérisée, les observations suggèrent que les synformes et les antiformes sont d'origine salifère et correspondent à des anticlinaux salifères.

### B.2.2. Localisation géographique

Sur la Marge Est-Sarde, les antiformes et synformes sont observés sur la Terrasse de Cornaglia, dans une zone restreinte au Nord-Ouest du Mont Cornaglia. Ils sont également observés très localement à la base orientale de la chaîne du Mont Quirra, à la transition entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Figure IV.34, A et B).

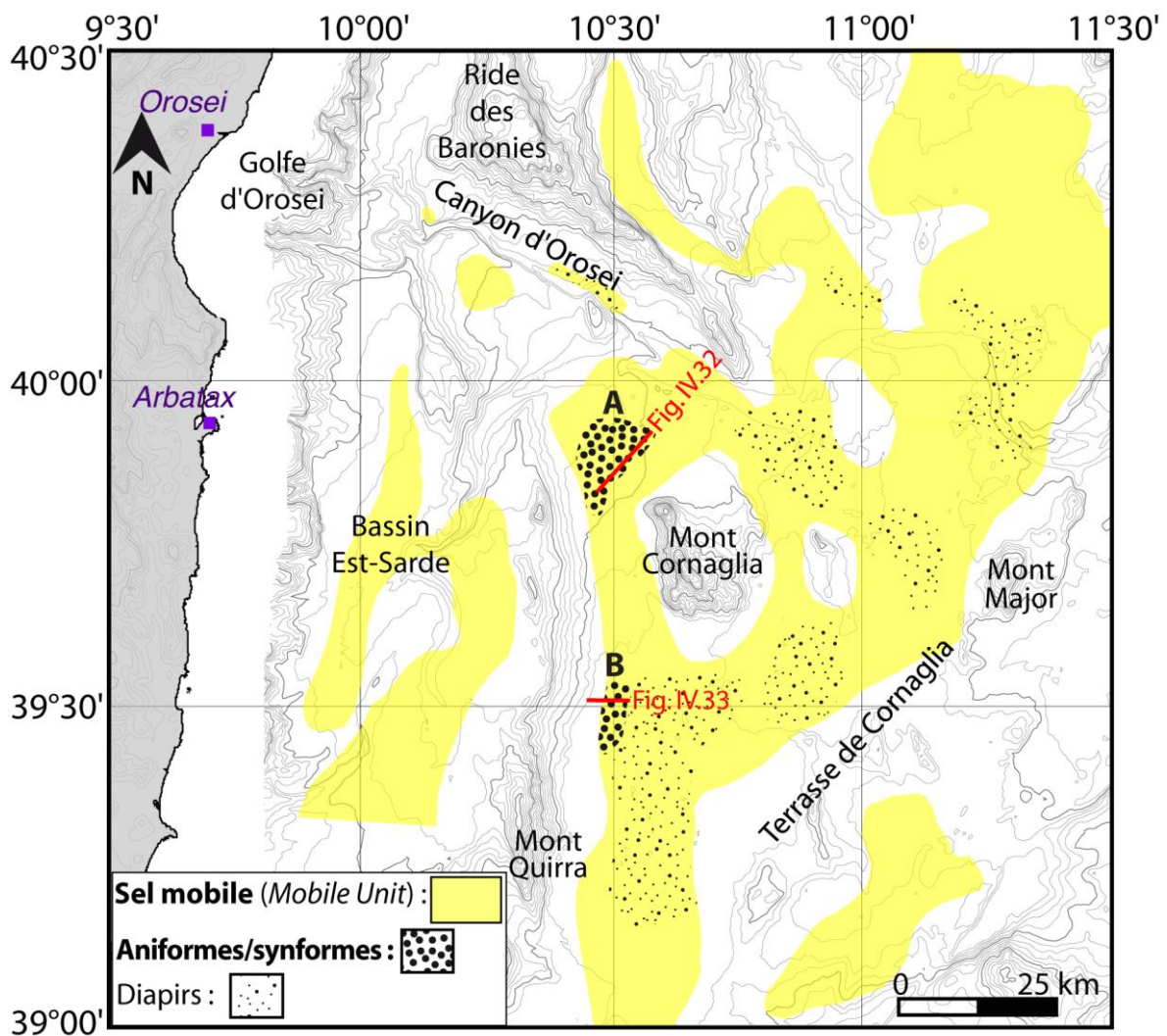


Figure IV.34 : Carte de répartition des antiformes et des diapirs sur la Terrasse de Cornaglia. A et B : provinces à antiformes et synformes. En rouge, localisation des figures IV.32 et IV.33.

### B.3 Glissement gravitaire

Le glissement gravitaire est un processus de tectonique salifère classiquement observé sur les marges passives comportant une couche de sel dont la base présente une pente. Le long de la pente, ce processus comprend typiquement trois provinces distinctes : une province extensive de haut de pente, une zone de translation à déformations minimales et une province

compressive en bas de pente (e.g. Cobbold *et al.*, 1989). Sur la Marge Est-Sarde, les marqueurs associés au processus de glissement gravitaire sont mis en évidence selon deux directions différentes.

### B.3.1. *Glissement gravitaire Nord-Sud*

#### B.3.1.1 Description de la structure glissée

Des marqueurs de glissement gravitaire Nord-Sud sont observés dans une gouttière bathymétrique orientée N-S entre le flanc Ouest du Mont Cornaglia et le flanc Est de la chaîne du Mont Quirra (**Figure IV.35 ; Figure IV.36, 1**).

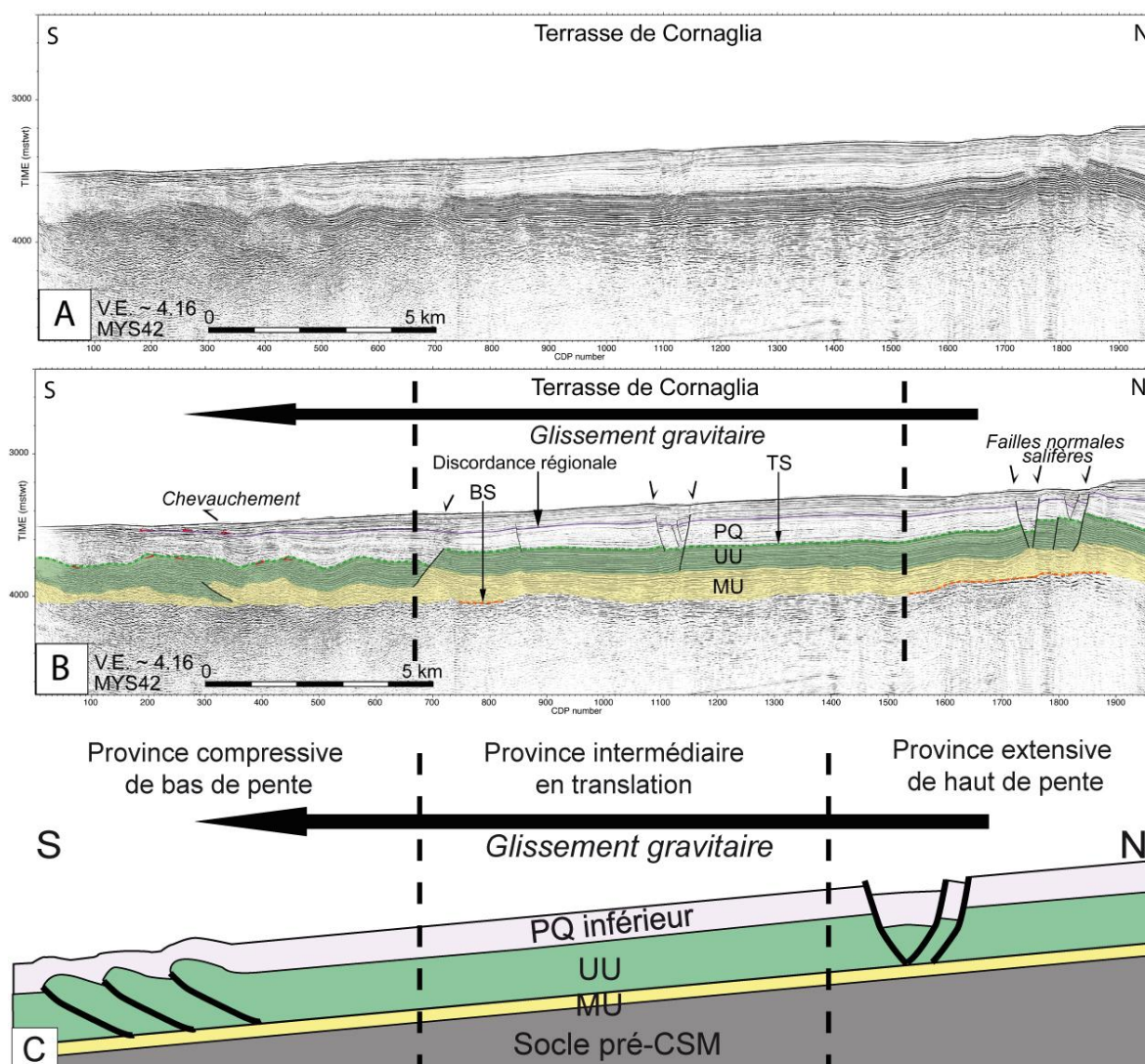


Figure IV.35 : Profil MYS42 vierge (A) et interprété (B) illustrant le glissement gravitaire vers le Sud de la MU et de la couverture sédimentaire (UU + PQ), à l'Ouest du Mont Cornaglia (Localisation sur la figure IV.36). (C) Schéma des provinces du glissement gravitaire. Le glissement a eu lieu à la fin ou après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

À cet endroit le fond marin actuel s'approfondit progressivement vers la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (Figure IV.36, 1). Sous la MU, la base du sel présente une pente

de l'ordre de 1-2° vers le Sud. Les toits de la MU et de l'UU présentent également une pente qui s'approfondit de 300 m environ vers le Sud (Figure IV.35).

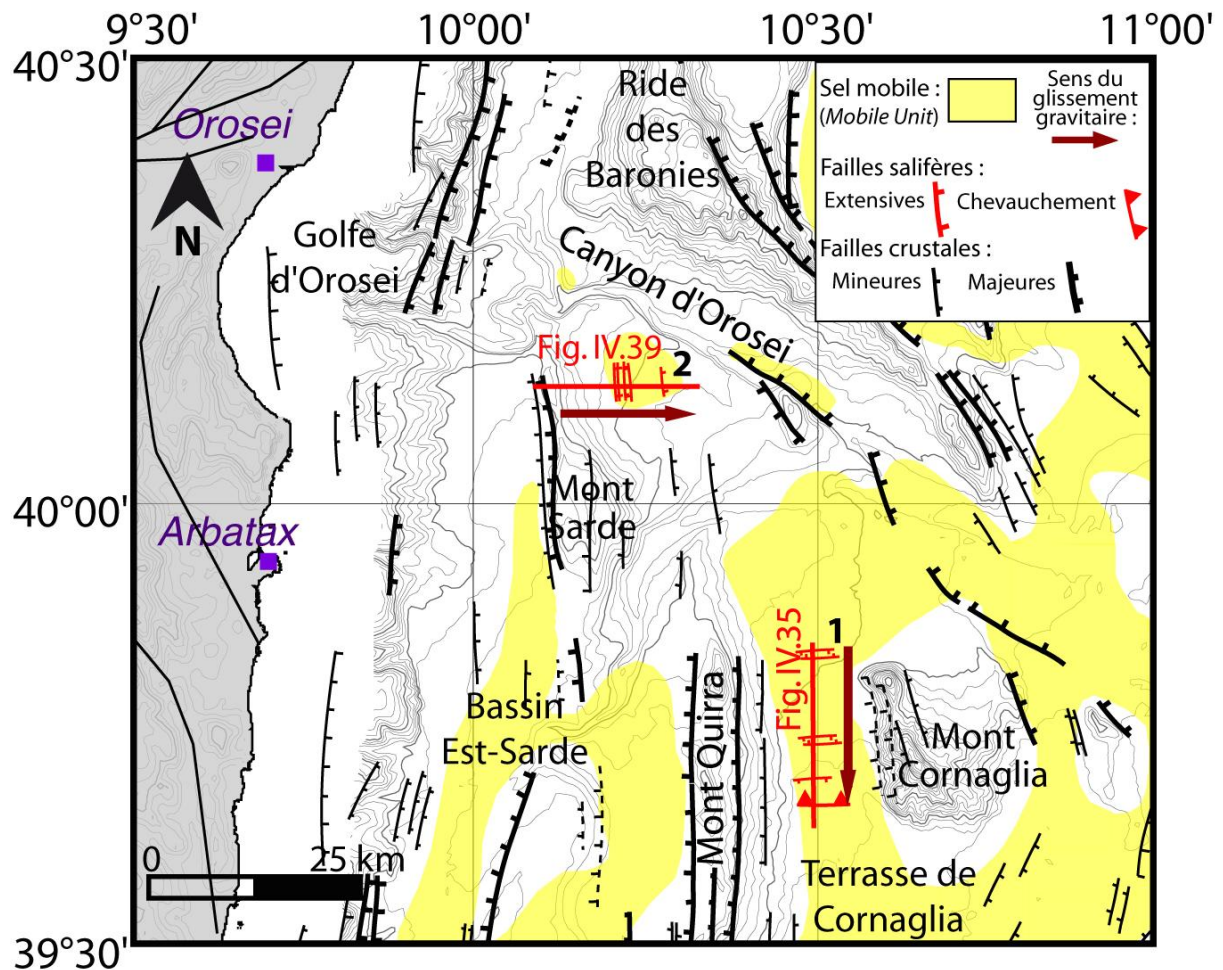


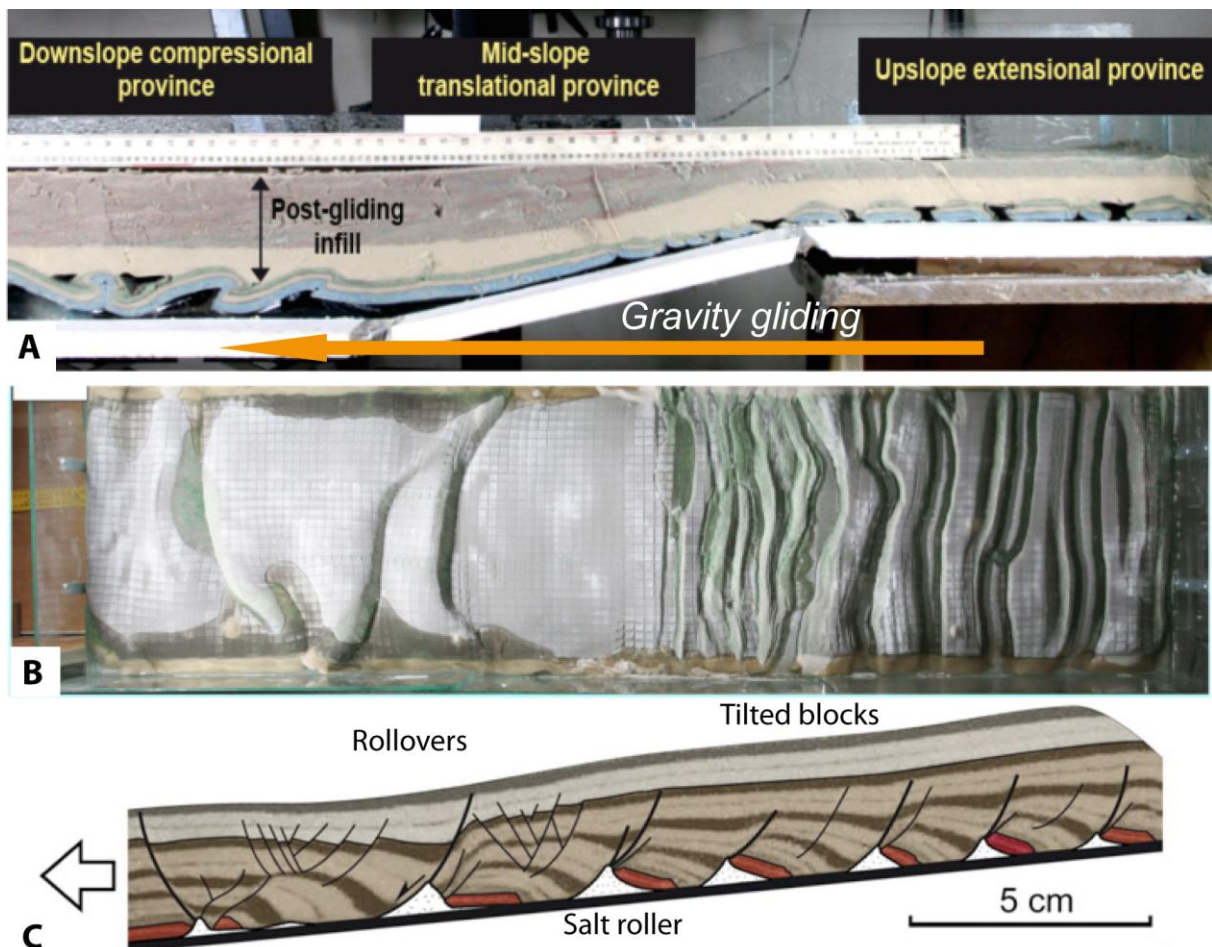
Figure IV.36 : Carte de localisation des zones de glissement gravitaire et des structures crustales. Deux directions de glissement sont identifiées sur la Terrasse de Cornaglia : (1) un glissement orienté N-S, dirigé vers le Sud et (2) un glissement orienté E-W, dirigé vers l'Est. Les glissements sont enregistrés par la présence de failles salifères, normales et inverse.

Dans la partie Nord de la figure IV.35, le haut de la pente présente des failles normales conjuguées, et quelques autres failles dont le pendage est majoritairement orienté dans le sens de la pente (*i.e.* failles synthétiques). Les failles s'enracinent en profondeur sur le toit de la MU, attestant qu'il s'agit de failles d'origine salifère. Vers le haut, les failles affectent l'UU et la partie inférieure de la séquence plio-quadernaire (Figure IV.35). Les failles les plus importantes ont un rejet de l'ordre de  $\sim 0,08$  s.t.d. dans l'UU (soit  $\sim 140$  m). Leurs rejets diminuent progressivement vers le haut de la série Plio-Quadernaire, où les décalages sont de l'ordre de  $\sim 0,05$  à  $\sim 0,08$  s.t.d. (50 à 80 m). Les rejets s'amortissent au dessus de la discordance intra-plio-quadernaire, qui est légèrement décalée par les failles. Cette zone est interprétée comme correspondant à la province extensive de haut de pente (Figure IV.35).

Dans la pente, la couverture sédimentaire est isopaque et peu déformée, bien qu'affectée par quelques failles normales à faible rejet, de l'ordre de 20 à 70 mètres (Figure IV.35, CDP 1120). Ces failles s'amortissent progressivement vers le haut, au même niveau que les failles normales de la province extensive. Cette portion peu déformée du profil est attribuée à la zone intermédiaire en translation (Figure IV.35).

Dans la partie Sud du profil, en bas de pente, le plissement du toit de la MU et de l'UU traduit de la compression et du raccourcissement. La compression est également attestée par la présence d'un chevauchement, qui comprend une partie de la MU (Figure IV.35, CDP 330). Au dessus, les réflecteurs de la série Plio-Quaternaire présentent des plissements qui s'amortissent dans la partie inférieure du Plio-Quaternaire au niveau de la discordance intra-plio-quaternaire. Cette zone est interprétée comme correspondant à la province compressive de bas de pente (Figure IV.35).

Une expérience analogique d'Evrard (2007) modélisant le glissement gravitaire d'une couche de sel (modélisée par de la silicone) et de sa couverture sédimentaire (modélisée par du sable sec) illustre l'existence des trois provinces typiques du processus de glissement gravitaire (Figure IV.37).



*Figure IV.37 (page précédente) : Modèles analogiques de glissement gravitaire. (A) Coupe du stade final de l'expérience illustrant le glissement gravitaire de la silicone (qui modélise le sel) et de la couverture sédimentaire. Le glissement gravitaire est enregistré par la province extensive de haut de pente, la province intermédiaire en translation et la province compressive de bas de pente. (B) Vue du dessus de l'expérience (Evrard, 2007). (C) Province extensive d'un modèle analogique de glissement gravitaire sans diapirs de sel (D'après Brun et Fort, 2011).*

Une coupe du modèle analogique montre clairement qu'en haut de la pente, le glissement gravitaire est enregistré par une province extensive (Figure IV.37, A). Dans cette expérience, la province extensive est caractérisée par des diapirs de silicones remontés sous les grabens formés lors de l'extension de la couverture sédimentaire (Figure IV.37, A). La silicone est observable à l'affleurement au sommet de la couverture sédimentaire (Figure IV.37, B). La présence de diapirs de sel dans la province extensive n'est cependant pas une généralité, d'autres expériences de glissement gravitaire illustrent en effet la présence de blocs basculés et de coins salifères (Figure IV.37, C ; Brun et Fort, 2011). Ainsi sur la Terrasse de Cornaglia, il n'y a pas de diapirs de sel dans les grabens de la province extensive, probablement en raison d'un faible taux d'extension et du comblement partiel des grabens par les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figure IV.35). Dans la pente du modèle, une zone moins déformée correspond à la province intermédiaire en translation (Figure IV.37, A). En bas de pente, le glissement gravitaire est enregistré par un chevauchement et le plissement de la couverture sédimentaire (Figure IV.37). Cette zone correspond à la province compressive de bas de pente (Figure IV.37, A).

**Sur la Terrasse de Cornaglia, la pente à la base de la MU, la province extensive de haut de pente, la province en translation et la province compressive de bas de pente attestent du glissement gravitaire vers le Sud de la MU et de la couverture sédimentaire (Figures IV.35 ; IV.36).**

Dans la partie en extension, les réflecteurs de l'UU ne présentent pas de variation d'épaisseur, ni de rotation apparente, qui pourraient témoigner du caractère syn-tectonique salifère du dépôt de l'UU. L'absence de changements latéraux d'épaisseur dans l'UU, particulièrement dans les zones en extension et en translation (Figure IV.35), montre que la déformation a eu lieu après le dépôt de l'UU (**Figure IV.38**). Dans la série Plio-Quaternaire, les blocs faillés ne présentent qu'une légère rotation orientée vers le plan de faille (Figure IV.35, CDP 1840). Les failles s'amortissent progressivement dans les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire et s'arrêtent juste au dessus de la discordance intra-plio-quaternaire. Dans la partie en compression, en bas de pente, les plissements s'amortissent au niveau de la discordance intra-plio-quaternaire.

Cela montre que le glissement gravitaire s'est produit après le dépôt de l'UU, après la CSM, durant la fin ou juste après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figure IV.38). Au dessus, la partie supérieure du Plio-Quaternaire a été mise en place après le basculement du socle et le glissement gravitaire (Figure IV.38).

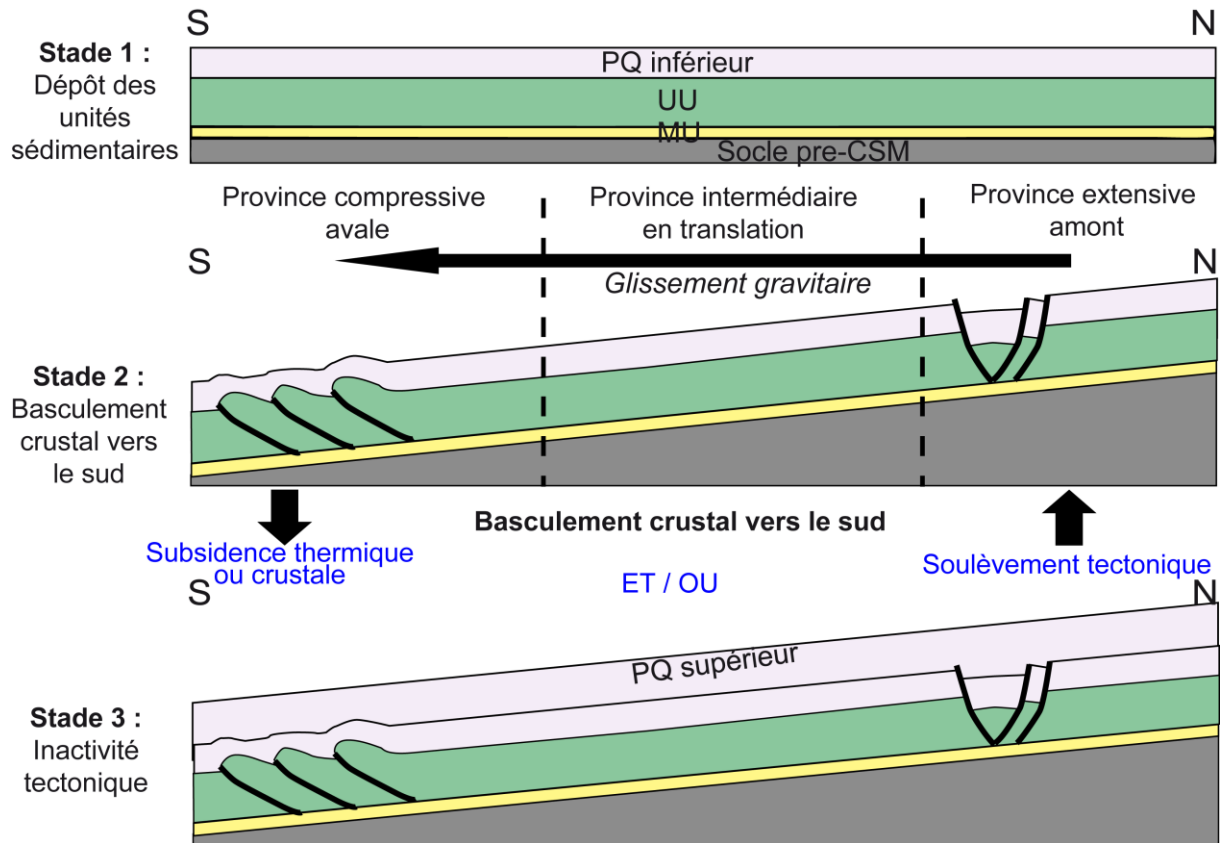


Figure IV.38 : Coupes schématiques illustrant les étapes de mise en place du glissement N-S observé sur le profil MYS42 (Figure IV.35). Stade 1 : Dépôt horizontal des unités sédimentaires MU, UU et PQ inférieur. Stade 2 : Basculement crustal du socle vers le Sud à la fin ou après le dépôt du PQ inférieur et glissement gravitaire de la MU et de la couverture sédimentaire. Stade 3 : Dépôt du PQ supérieur après le basculement en période d'inactivité tectonique.

On note que le faible rejet des failles dans la province en extension et le plissement modéré de la MU et de l'UU dans la province en compression montrent que le glissement gravitaire N-S est d'une ampleur relativement limitée (Figure IV.35).

### B.3.1.2 Origine crustale du glissement gravitaire N-S

Il est admis que le moteur du processus de glissement gravitaire de la couche de sel et de la couverture sédimentaire est la présence d'une pente basale localisée à la base de la couche de décollement (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1989 ; Cobbold *et al.*, 1995).

Le caractère relativement isopaque de la MU et de l'UU indique que le basculement et le glissement gravitaire ont eu lieu après la CSM (Figure IV.38). La pente a donc été acquise

tardivement, par le basculement crustal du socle vers le Sud (Figure IV.38). De plus, ce processus a été relativement court car la partie supérieure du Plio-Quaternaire scelle les failles et les plis liés au glissement gravitaire.

**Le glissement gravitaire illustre, comme dans le cas du diapirisme, l'interaction entre les processus de tectonique crustale et les processus de tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde. Dans le cas présent cette interaction est liée à des mouvements crustaux verticaux post-CSM du socle infra-MU.** L'origine du basculement du socle pourrait être liée soit à un soulèvement de la région localisée au Nord de la pente et/ou à une subsidence, peut-être d'origine thermique, de la région aval (Figure IV.38).

**Le glissement gravitaire met ici en évidence l'existence d'une phase d'activité crustale post-CSM, déjà mise en évidence par l'analyse des structures crustales** (cf. IV.A.2.2. Activité crustale post-CSM). L'origine de ce glissement gravitaire est donc mis en relation avec la deuxième phase d'activité crustale qui a affecté la Marge Est-Sarde après la CSM. Les observations montrent que le glissement gravitaire est de faible ampleur et limité à un secteur local de la Marge Est-Sarde, ce qui est concordant avec le fait que les mouvements de la phase crustale post-CSM sont de plus faible ampleur que les mouvements de la phase pré-CSM.

### B.3.2. *Glissement gravitaire Est-Ouest*

#### B.3.2.1 Description de la structure glissée

Le deuxième exemple de glissement gravitaire est situé au Sud de la Ride des Baronies et du Canyon d'Orosei, sur le flanc Est du Mont Sarde face au Golfe d'Orosei (Figure IV.36). À cet endroit, la base du sel est bien visible et présente une pente vers l'Est, d'une inclinaison de l'ordre de 4°. Le toit et la base de la MU et de l'UU s'approfondissent d'environ 500 mètres vers l'Est (**Figure IV.39**).

À l'Ouest, en haut de la pente, les premières failles normales qui fracturent l'UU sont localisées à proximité de la limite amont de la MU. La première faille normale présente un pendage opposé au sens de la pente (*i.e.* faille antithétique) et s'enracine directement sur le toit du socle pré-CSM (Figure IV.39, CDP 4870). Cela témoigne du glissement du sel et de sa couverture vers l'Est, formant localement une cicatrice salifère entre la première faille et la limite actuelle de la MU. Cette cicatrice salifère met directement en contact le socle et l'UU (Figure IV.39, CDP 4730 à 4870).

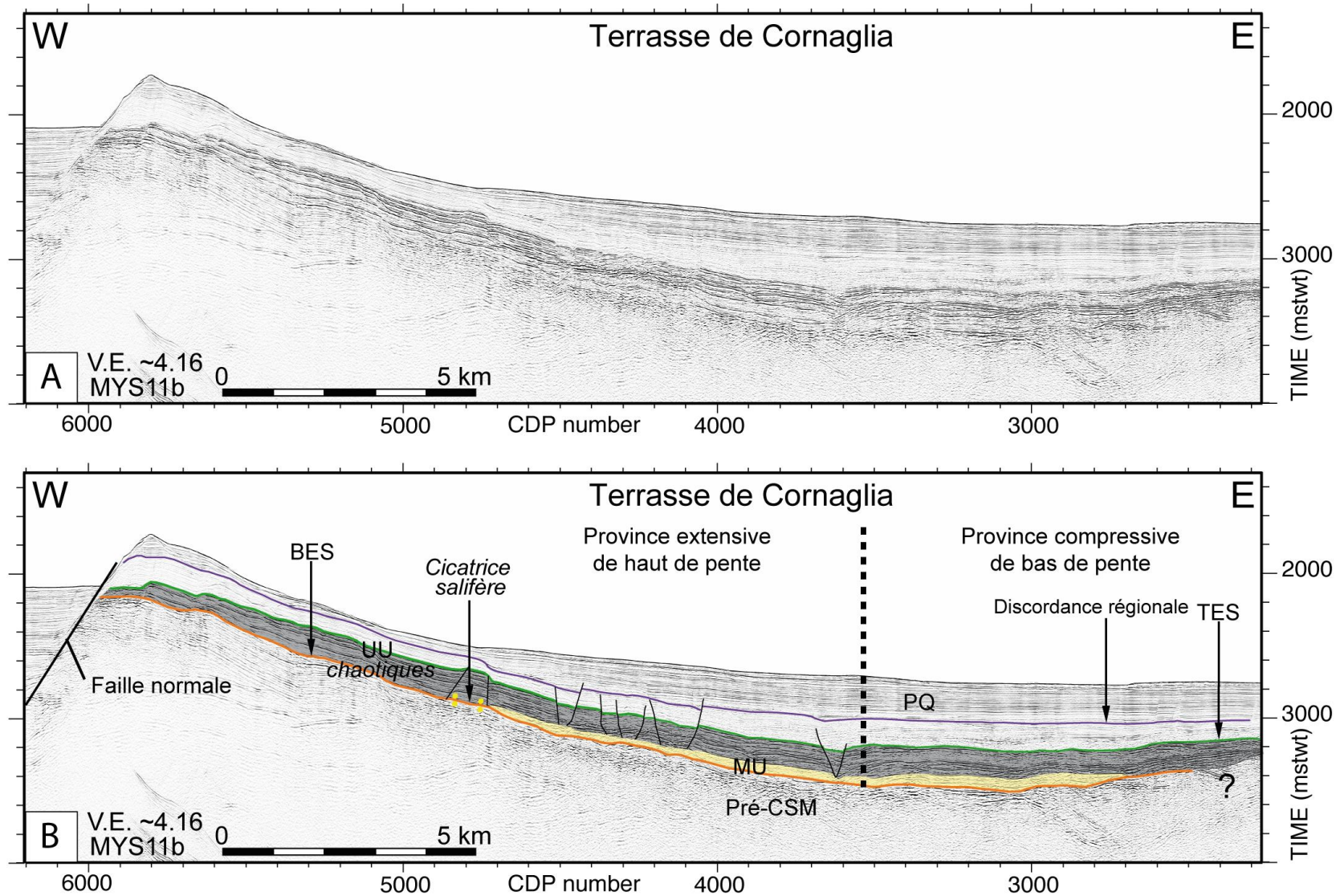


Figure IV.39 : Profil MYS11b vierge (A) et interprété (B) illustrant le glissement gravitaire vers l'Est de la MU et de la couverture sédimentaire sur le flanc Est du Mont Sarde (Localisation sur la figure IV.36). Le glissement gravitaire est enregistré par les failles normales en haut de pente, qui affectent la couverture sédimentaire et se connectent en profondeur sur le toit de la MU. Les failles montrent que le glissement a eu lieu après le dépôt de l'UU et de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.



Plus en aval, les toits de la MU et de l'UU présentent de légères ondulations, sans failles ou chevauchements apparents (Figure IV.39). Malgré l'absence de structures compressives, tels que des plis ou des chevauchements, cette zone est attribuée à la province compressive, notamment en raison de sa localisation géographique en bas de pente. Le passage sans transition de la province d'extension en amont à la province compressive de bas de pente en l'absence de zone en translation est connu dans la nature et n'est pas une exception de la Marge Est-Sarde (e.g. Marge Angolaise, Fort *et al.*, 2004). Néanmoins ce profil ne présente pas le schéma classique du processus glissement gravitaire, puisque la province aval ne présente pas de structures compressives claires. Pourtant, la présence d'une pente à la base de la MU et des failles normales supra-salifères en amont sont des arguments forts en faveur du processus de glissement gravitaire dans ce secteur.

L'absence de structures compressives en bas de pente est discutable. Le fait qu'aucun chevauchement ne soit observé pourrait être lié au faciès localement plus chaotique de l'UU dans ce secteur de la marge (Figure IV.39 ; c.f. III.B.1.3.2. Répartition géographique, épaisseur et profondeur de l'UU), qui pourrait masquer la présence de chevauchements de faibles ampleurs. Une autre hypothèse concerne l'existence possible de compaction latérale au sein même de la couverture sédimentaire. Ceci pourrait également expliquer l'absence de structures compressives classiques en bas de pente. Ce phénomène d'accommodation du raccourcissement par compaction latérale dans la couverture sédimentaire a en effet été mis en évidence par la restauration de coupes le long de la Marge Namibienne (Butler et Paton, 2010). À partir de l'étude de la déformation de la couverture sédimentaire par le processus de glissement gravitaire, Butler et Paton (2010) illustrent qu'il existe une différence entre le montant total d'extension en haut de pente et le montant de raccourcissement de bas de pente (**Figure IV.40**).

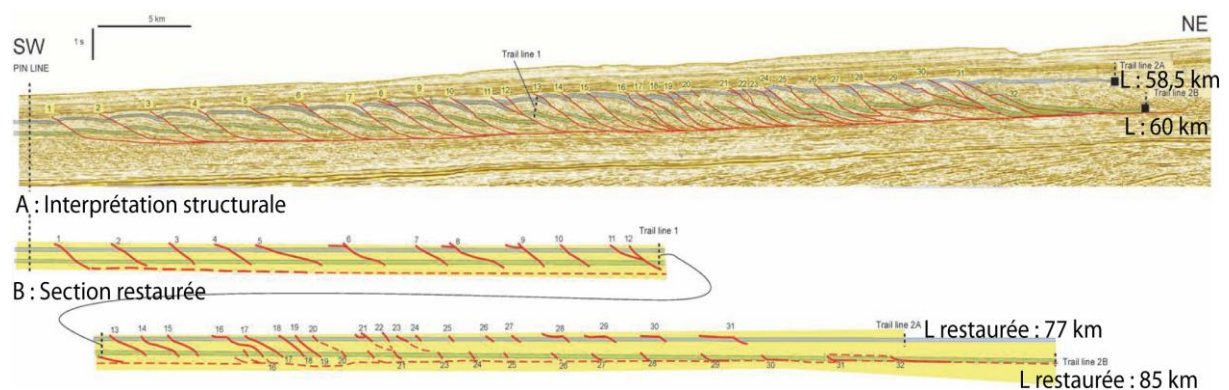


Figure IV.40 : Interprétation structurale des chevauchements de la province compressive de bas de pente sur la Marge Namibienne (A) et restauration (B) montrant un raccourcissement estimé entre 18,5 et 25 km. Ce taux de raccourcissement ne peut à lui seul avoir accommodé l'extension de 44 km mesurée dans la province extensive de haut de pente (Butler et Paton, 2010).

Les auteurs mesurent en effet une extension minimum de 44 km, contre un raccourcissement de l'ordre de 18,5 à 25 km, montrant donc que les structures compressives de bas de pente ne peuvent à elles seules accommoder l'extension de haut de pente (Figure IV.40). Les auteurs suggèrent alors qu'une partie de la compression est accommodée par de la perte de volume et de la compaction latérale/horizontale au sein même de la couverture sédimentaire, au dessus de la couche de décollement. Ainsi, Butler et Paton (2010) évaluent une compaction latérale de l'ordre de 18 à 25 % dans le cas du glissement gravitaire sur la Marge Namibienne, ce qui explique que le taux de compression soit inférieur au taux d'extension. Selon ces auteurs, la compaction latérale permettrait d'accueillir le raccourcissement sans former de chevauchements ni générer des mouvements verticaux. De plus les auteurs estiment que la compaction horizontale est un processus répandu sur les marges sujettes au processus de glissement gravitaire.

L'hypothèse de Butler et Paton (2010) apporte une explication tangible à l'absence de structures compressives claires en bas de pente dans le cas du glissement gravitaire E-W sur la Marge Est-Sarde. Puisque le glissement gravitaire est ici de faible ampleur (Figure IV.39), la compression de bas de pente pourrait être entièrement accommodée par la compaction latérale au sein de la couverture sédimentaire.

#### B.3.2.2 Origine crustale du glissement gravitaire

Dans ce cas de glissement gravitaire Est/Ouest, les rejets des failles normales qui affectent la discordance intra-plio-quaternaire et l'inclinaison du toit de la MU montrent que la pente basale n'est pas initiale et que le glissement gravitaire a été initié à la fin ou après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire. **La pente a donc été acquise tardivement, par le basculement crustal du socle vers l'Est, après la CSM** (Figures IV.36 ; IV.39).

Dans les deux cas de glissements gravitaires observés sur la Marge Est-Sarde, N-S et E-W, le basculement du socle a lieu après la CSM. **Les processus de glissement gravitaire témoignent donc de l'existence de mouvements crustaux verticaux sur la Marge Est-Sarde durant le Plio-Quaternaire.** Ces mouvements crustaux post-CSM sont mis en relation avec la deuxième phase d'activité crustale post-CSM qui a affecté la Marge Est-Sarde, identifiée à partir de l'analyse des structures crustales (c.f. IV.A.2.2 Activité crustale post-CSM).

**Les processus de glissement gravitaire illustrent, comme dans le cas du diapirisme, le lien fort entre la tectonique crustale et la tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde.** La mise en évidence des mouvements crustaux du socle par le glissement gravitaire souligne

l'intérêt des processus de tectonique salifère dans l'étude de la géodynamique de la marge. Ici, le processus de glissement gravitaire est utilisé comme un indice de substitution pour mettre en évidence le basculement du socle infra-MU.

## **B.4 Fluage latéral du sel**

### **B.4.1. *Fluage du sel en bordure des bassins***

Dans les provinces à forte activité diapirique, le volume de sel fluant latéralement et alimentant les diapirs est souvent considérable. Dans un stade ultime de développement des diapirs de sel, les dépôts-centres situés à proximité des diapirs subsident au point d'évacuer complètement la couche de sel sous-jacente, formant une cicatrice salifère (« Salt weld »). Sur la Marge Est-Sarde, les diapirs les plus nombreux et les plus vigoureux sont observés sur la Terrasse de Cornaglia, où des failles normales générées durant la phase crustale pré-CSM bordent des bassins profonds ayant permis le dépôt initial d'une épaisse couche de sel. Sous les diapirs, la perte du signal sismique ne permet pas d'imager clairement la base du sel. Il est donc impossible de prouver que les dépôts-centres subsident ont touché la base du sel, bien que l'arrêt de l'essentiel du diapirisme passif durant le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire le suggère indirectement. En revanche, à proximité des zones à diapirs de sel, le fluage latéral du sel et la formation de cicatrices salifère sont visibles le long des bordures des bassins.

Sur la Marge Est-Sarde, le fluage latéral du sel est enregistré en bordure des bassins par la présence de failles normales listriques et d'un fort réflecteur sismique à la base de l'UU, interprété comme étant une cicatrice salifère (**Figure IV.41**). Cette surface correspond à la fois à l'ancienne base et à l'ancien toit de la MU avant que celle-ci ne flue entièrement vers le bassin profond (Figure IV.41). Dans la province extensive générée par le fluage du sel, les failles normales s'enracinent en profondeur soit sur le toit de la MU, soit sur la cicatrice salifère (Figure IV.41). La faille normale la plus en amont (souvent connectée en profondeur sur la cicatrice salifère) est localisée à la base des hauts structuraux et sert de marqueur repère pour identifier la paléo-limite de la MU (Figure IV.41, CDP 1460).

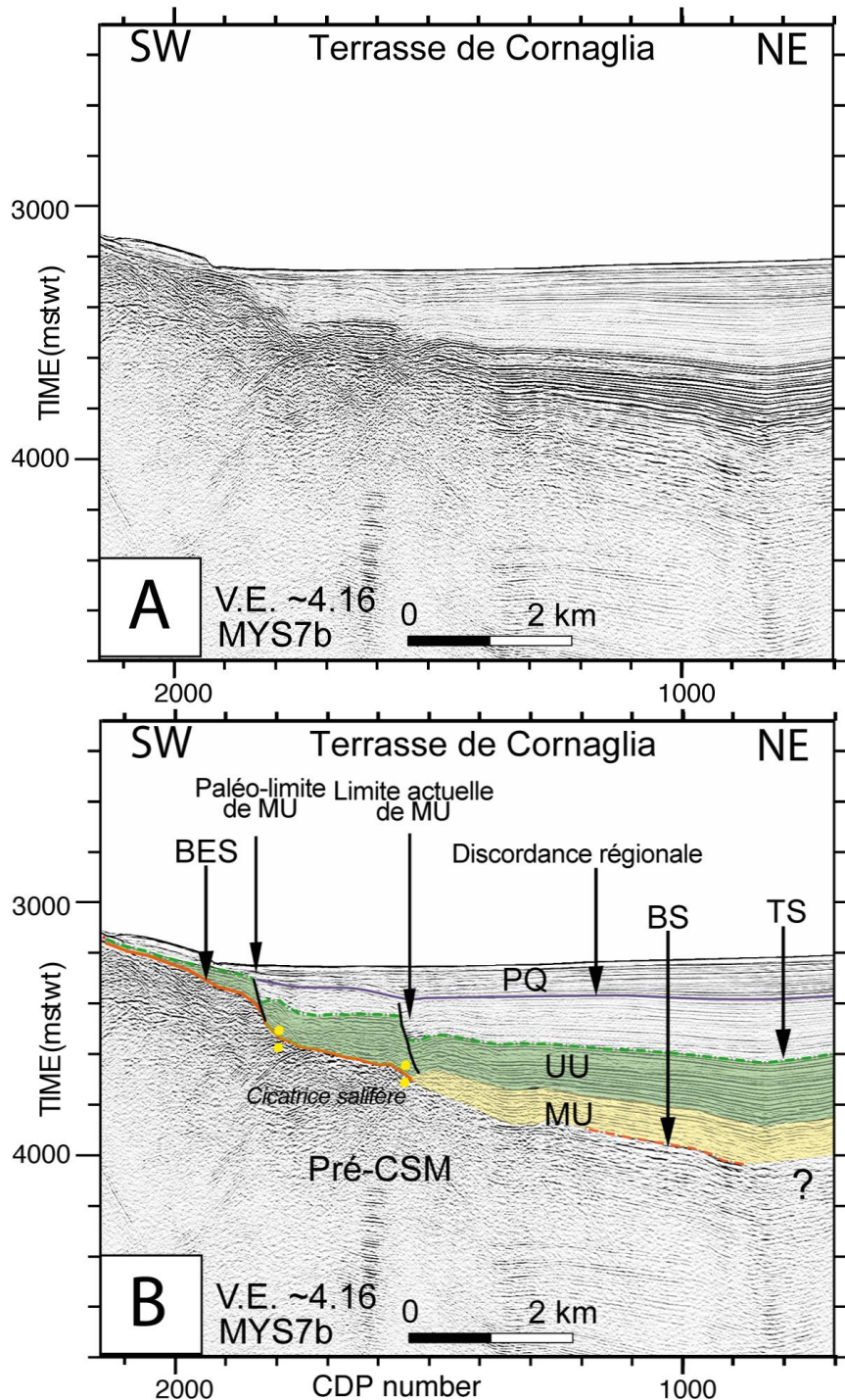


Figure IV.41 : Extrait du profil MYS07 vierge (A) et interprété (B) illustrant le fluage du sel en bordure occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure IV.42).

Le fluage latéral du sel est en effet observé d'une manière générale, à la base des hauts structuraux en bordure des bassins salifères (**Figure IV.42**). Les failles normales connectées en profondeur sur la cicatrice salifère ou au toit de la MU forment une province extensive qui témoigne d'un certain montant d'extension supra-salifère (souvent modeste) en bordure des bassins, liée au fluage latéral du sel vers le bassin profond (Figures IV.41 ; IV.42). La limite externe de la province extensive est localisée au niveau des failles supra-salifères les plus en

amont. La limite interne de la province extensive est localisée au niveau des failles salifères les plus en aval, ou au niveau de la limite actuelle de la MU (Figure IV.42). Les failles salifères de la province extensive sont généralement parallèles à la limite actuelle de la MU (Figure IV.42).

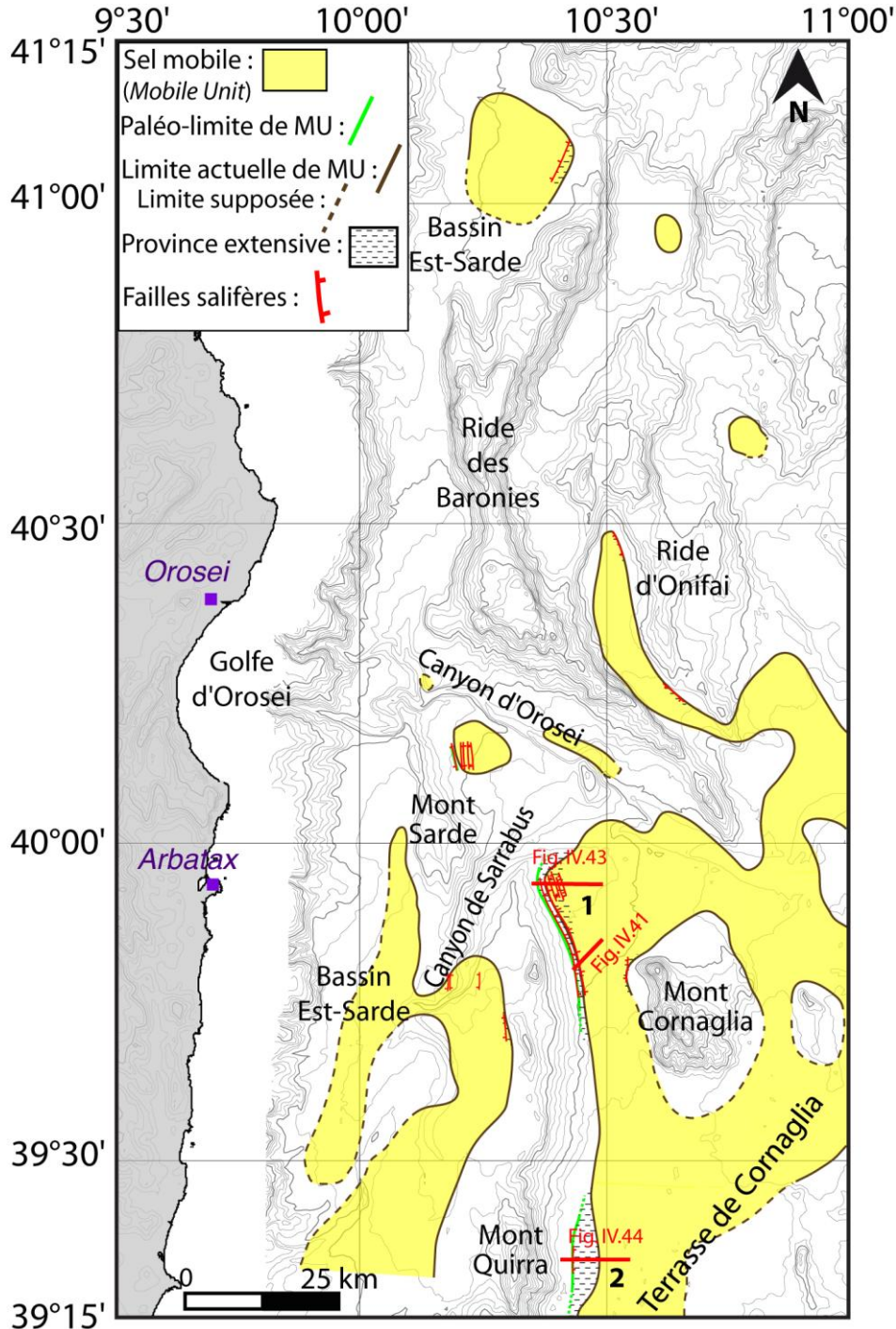


Figure IV.42 : Carte des marqueurs du fluage latéral du sel en bordure des bassins de la Marge Est-Sarde. (1) Secteur où la paléo-limite et la limite actuelle de MU sont parallèles. (2) Secteur où la distance entre paléo-limite et la limite actuelle de MU est variable.

Le fluage de la MU s'est fait en direction des parties profondes des bassins dans lesquelles se trouvent les diapirs les plus actifs. La paléo-limite de la MU est donc localisée en amont de sa limite actuelle (Figure IV.42). Entre les deux limites, la cicatrice salifère s'étale sur une bande étroite, notamment en bordure occidentale de la terrasse de Cornaglia (Figure IV.42). Le fluage du sel à la base orientale de la chaîne du Mont Quirra est particulièrement bien observé (Figures IV.41 ; IV.42, 1 et 2). Au Nord-Ouest du Mont Cornaglia, la limite actuelle et la paléo-limite de la MU semblent globalement parallèles (Figure IV.42, 1). Au Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia, la distance entre la paléo-limite et la limite actuelle du sel est plus variable (Figure IV.42, 2). La largeur de la province extensive en bordure de bassin permet de quantifier le fluage latéral de la MU. L'évolution longitudinale de la largeur de la province extensive montre les différences d'intensités du fluage dans les différents secteurs de la marge (Figure IV.42). Ainsi au Nord-Ouest du Mont Cornaglia, la MU a flué d'environ 3,2 km vers l'Est (Figure IV.42, 1 ; **Figure IV.43**).

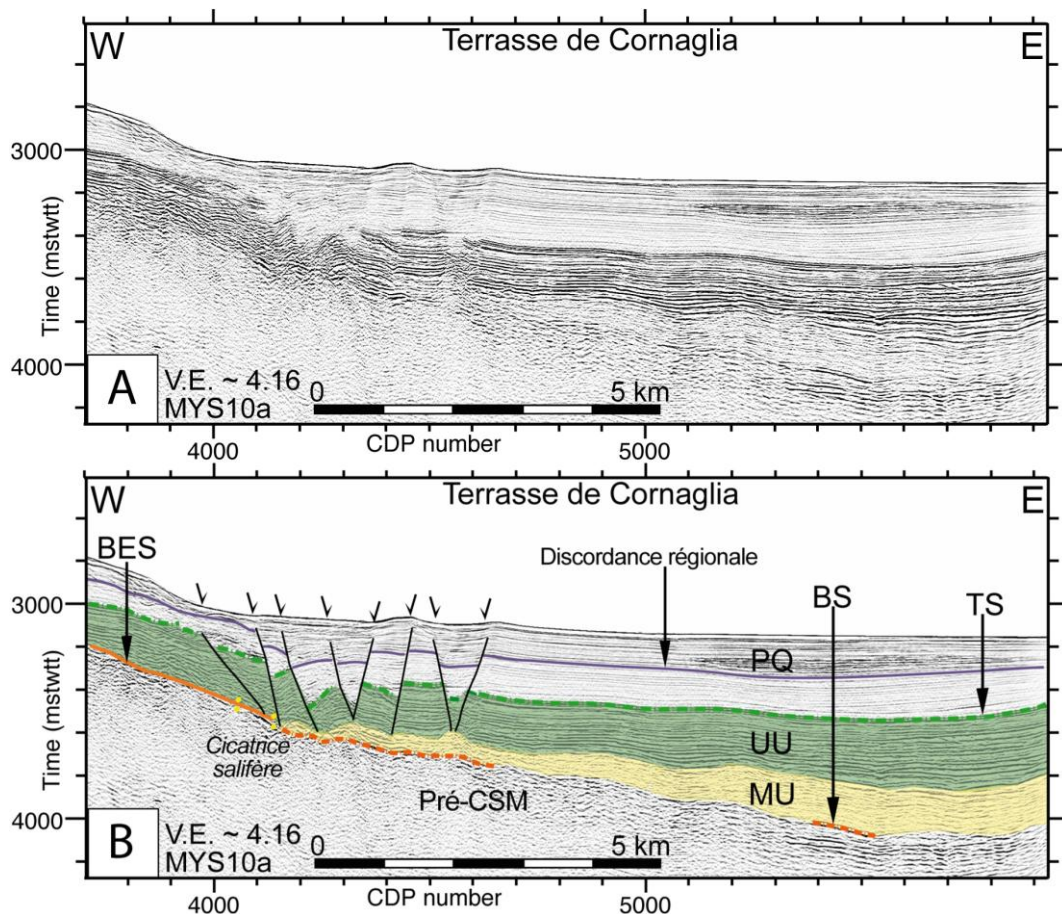


Figure IV.43 : Profil MYS10a vierge (A) et interprété (B) illustrant le fluage latéral de la MU vers le bassin profond dans la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.42). Les failles salifères liées au fluage de la MU sont nombreuses et bien développées dans l'UU et s'amortissent dans la partie supérieure de la couverture Plio-Quaternaire.

À l'Ouest du Mont Cornaglia, le fluage est plus restreint, de l'ordre de 2 km (Figure IV.41). C'est au Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia que le fluage latéral semble avoir été le plus important, avec un retrait de la MU d'environ 5 km vers l'Est (Figure IV.42, 2 ; **Figure IV.44**).

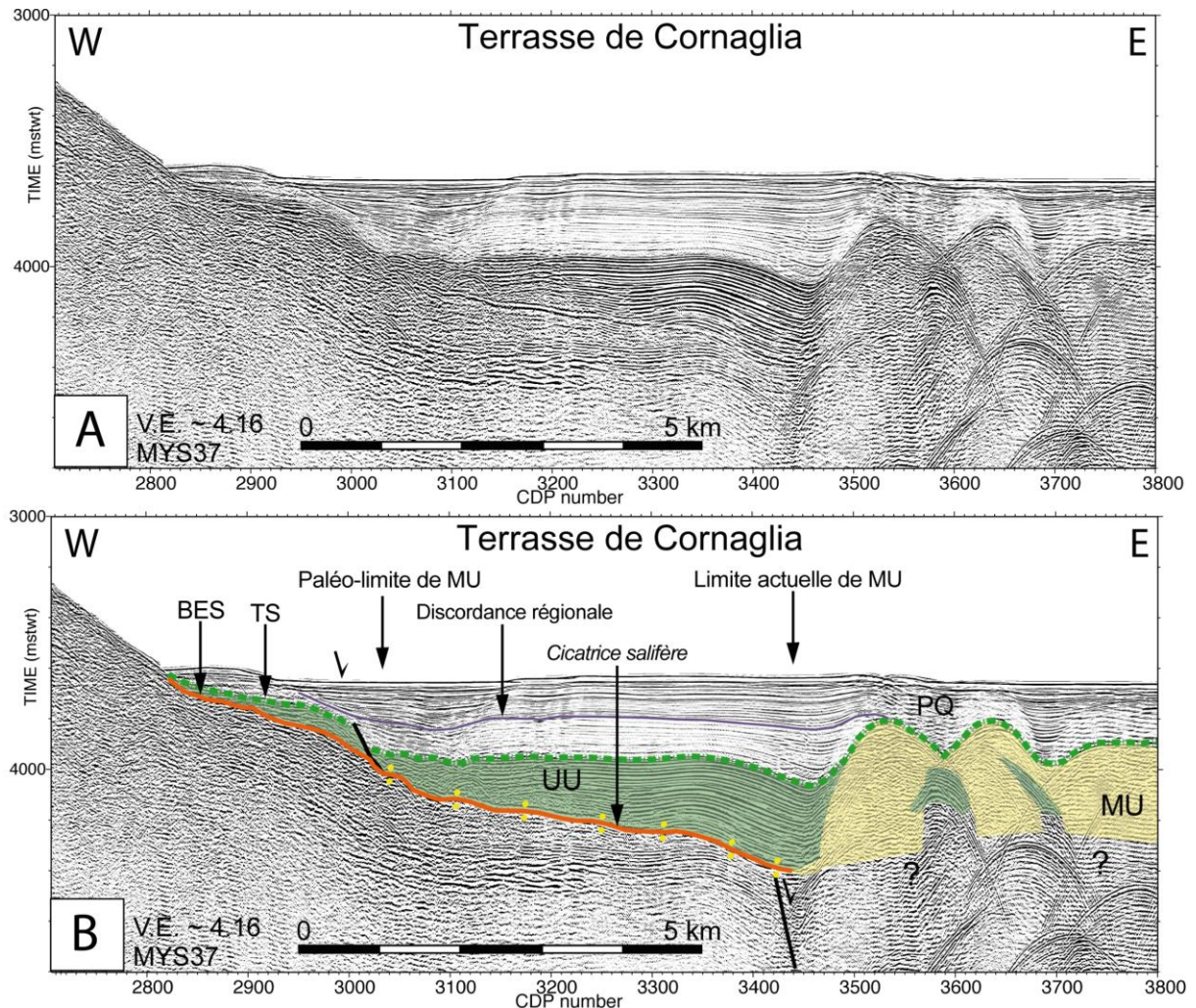


Figure IV.44 : Extrait du profil MYS37 vierge (A) et interprété (B) illustrant le fluage latéral du sel en bordure occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure IV.42). La faille listrique dans l'UU marque la paléo-limite de la MU. La cicatrice salifère, marquée par un fort réflecteur à la base de l'UU, est localisée entre la paléo-limite et la limite actuelle de la MU.

Les différences longitudinales de fluage de la MU sont liées, entre autre, à l'inclinaison de la pente à la base de la MU, à la bathymétrie plus ou moins confinée du bassin qui laisse plus ou moins d'espace disponible au sel pour fluer, ainsi qu'à la proximité des zones de diapirs de sel. Ainsi le fluage du sel est moins important entre la chaîne du Mont Quirra et le Mont Cornaglia, dans une partie du bassin confinée entre les hauts de socle (Figures IV.41 ; IV.42). Dans ce secteur, le processus de glissement gravitaire montre de plus que la base de la MU est actuellement inclinée vers le Sud, ce qui explique également que le fluage latéral du sel vers l'Est soit restreint (c.f. IV.B.3.1 Glissement gravitaire Nord/Sud). Au Nord-Est et au Sud-

Ouest du Mont Cornaglia par contre, la bathymétrie n'oppose pas de résistance au fluage du sel, ce qui explique la forte migration de la MU vers l'Est dans ces secteurs (Figures IV.42 ; IV.43 ; IV.44).

Dans la province extensive liée au fluage latéral de la MU, les failles supra-salifères s'amortissent à différents niveaux de la couverture sédimentaire. Elles s'arrêtent au niveau du toit de l'UU (Figure IV.44), dans la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figure IV.41) ou dans la partie supérieure ((Figure IV.43). Dans la majorité des cas les rejets des failles sont de faible ampleur, de l'ordre de 50 à 80 mètres (Figures IV.41 ; IV.44). Les rejets sont plus importants à proximité du canyon de Sarrabus, de l'ordre de 60 à 120 mètres environ (Figure IV.43, CDP 4100 à 4600). Il est à noter que même lorsque la couche de sel a été entièrement amincie, les failles normales supra-salifères peuvent rester actives (Figure IV.43).

Le nombre de failles supra-salifères dans la province extensive et leur amortissement à différents niveaux de la couverture sédimentaire témoignent des différences d'ampleur du processus de fluage selon les secteurs de la marge. Dans le Bassin Est-Sarde, la faible quantité de failles supra-salifères, sans cicatrice salifère (Figure IV.42), suggère que le fluage du sel est extrêmement restreint dans les bassins les plus confinés de la marge.

#### B.4.2. *Fluage contraint par la géométrie du « socle » pré-messinien*

Il a été mis en évidence dans les chapitres précédents que la géométrie du « socle » anté-Messinien de la Marge Est-Sarde a un impact sur la tectonique salifère, sur le glissement gravitaire ou le fluage du sel notamment. L'intensité de la tectonique salifère dans les différents secteurs de la marge est en effet liée à l'accommodation, c'est-à-dire l'espace disponible pour permettre au sel de se déformer, de glisser ou de fluer horizontalement et/ou verticalement. L'accommodation dépend alors directement de la géométrie du socle pré-CSM de la marge, constituée de hauts structuraux et de bassins plus ou moins confinés. Cette partie du chapitre est consacrée à l'étude d'un bassin particulier, confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai (**Figure IV.45**). L'étude de ce bassin met en évidence les interactions entre la tectonique crustale et la tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde.

##### B.4.2.1 Observation de la géométrie des structures du bassin confiné sur les données sismiques

Ce bassin correspond à une dépression étroite localisée dans la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Figure IV.45). Le bassin est orienté N-S dans sa partie Nord et NW-SE au Sud (Figure IV.45). Il est bordé par la Ride des Baronies, à l'Ouest et la Ride d'Onifai, à l'Est (Figure IV.45). Les flancs du bassin sont bordés par des failles normales crustales,



dans la partie Nord-Est et surtout le long du flanc Ouest du bassin, le long de la Ride des Baronies (Figure IV.45).

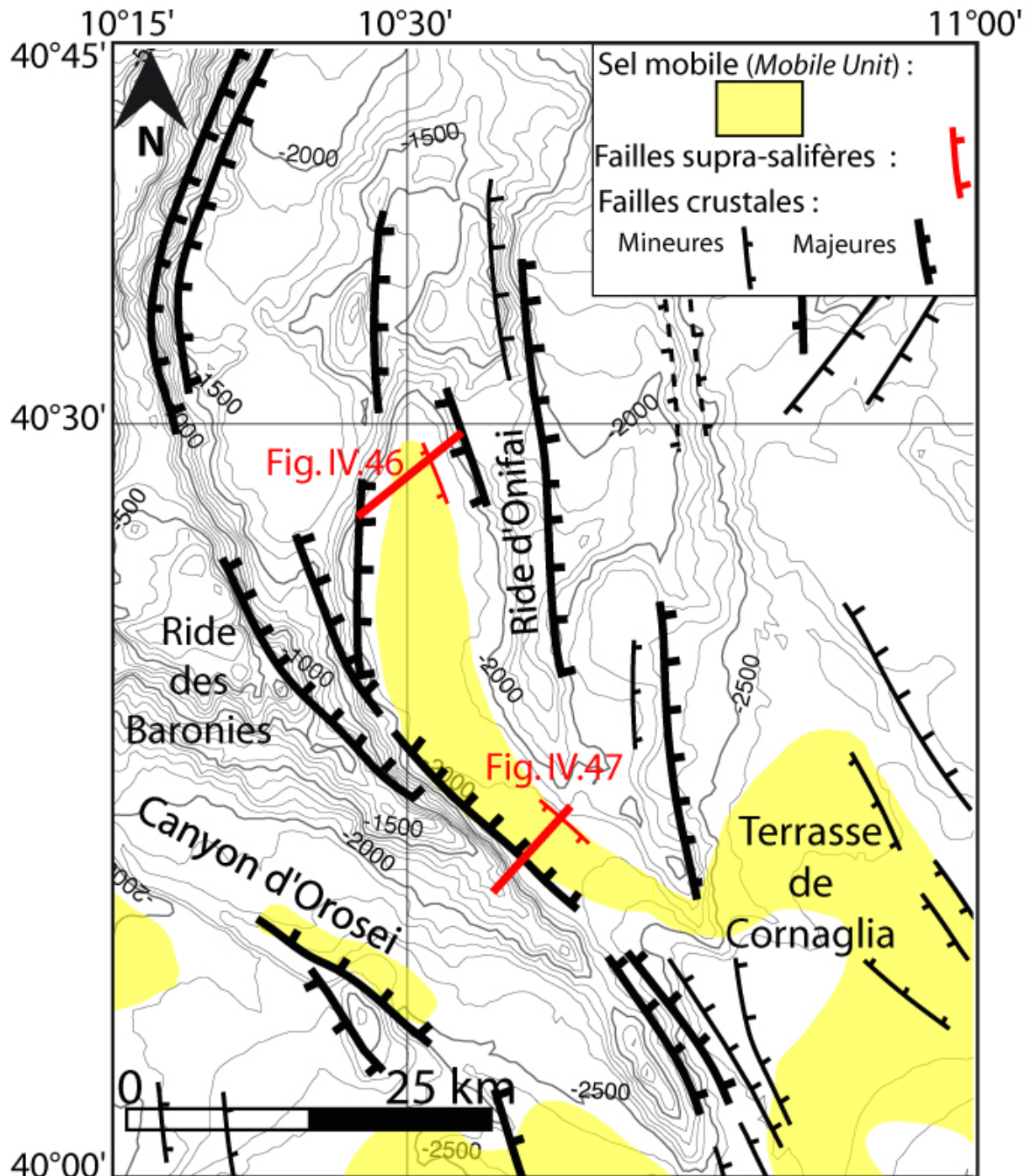


Figure IV.45: Carte bathymétrique du bassin bordé par les rides des Baronies et d'Onifai dans la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia. Les flancs du bassin sont bordés par des failles crustales normales. La MU est observée dans le fond du bassin. Les traits rouges localisent les Figures IV.46 et IV.47.

Dans la partie Nord du bassin, la MU est latéralement confinée par les rides des Baronies et d'Onifai qui bordent le bassin (Figure IV.46).

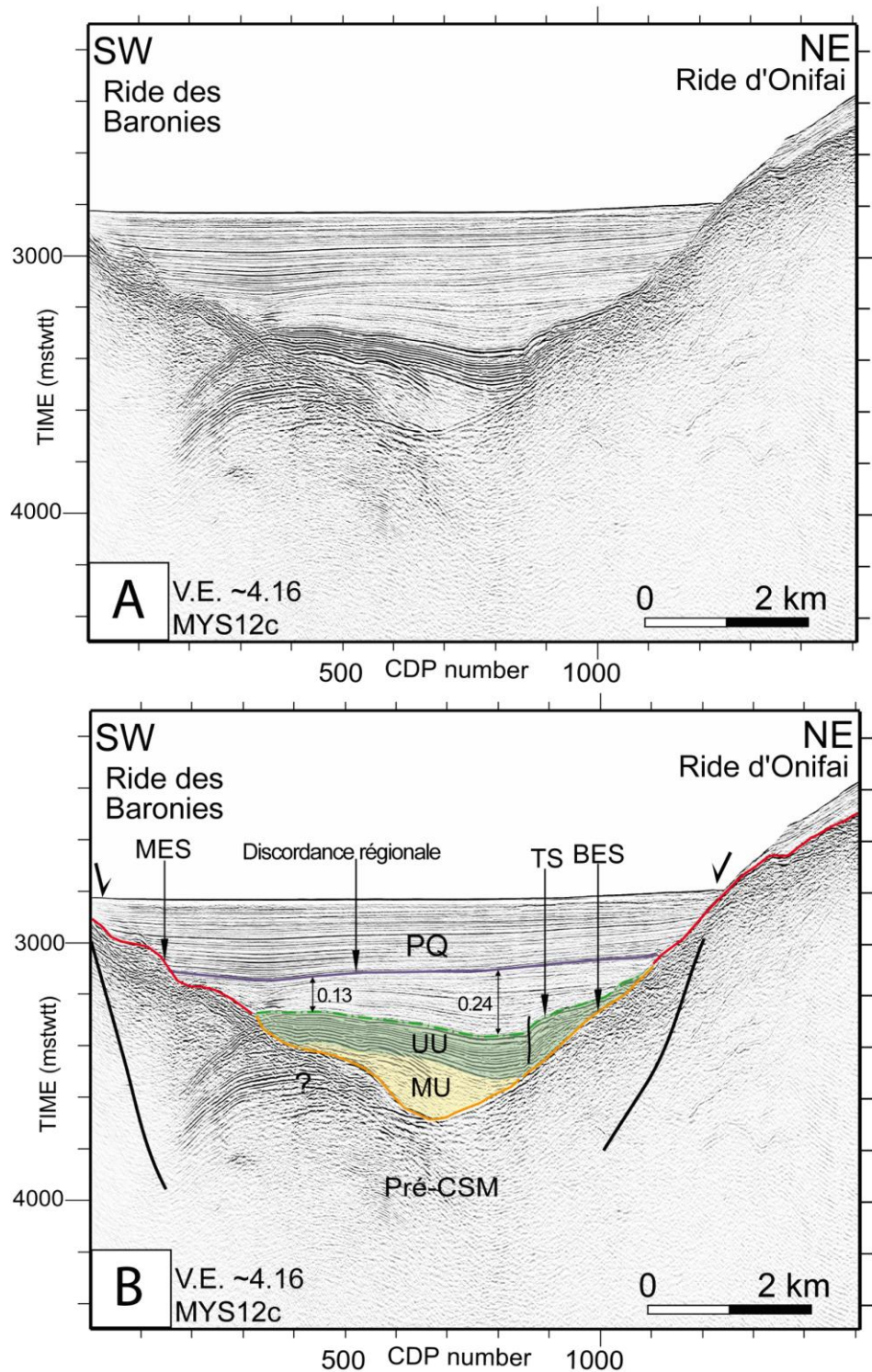


Figure IV.46 : Profil MYS 12c vierge (A) et interprété (B) illustrant la géométrie des dépôts dans le Nord du bassin confiné (Localisation sur la Figure IV.45). Le toit de la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont inclinés vers le Nord-Est. L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire s'épaississent vers le Nord-Est. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Les flancs du bassin sont également marqués par des failles normales crustales (Figure IV.46, CDP 100 et 1300). La présence d'une unique faille supra-salifère dans l'UU montre que la tectonique salifère est peu intense, du fait du manque d'espace qui permettrait au sel

glisser sur une longue distance (Figure IV.46, CDP 900). La faille supra-salifère a un faible rejet de l'ordre de 0,05 s.t.d (soit ~50 m), qui s'amortit rapidement dans la partie inférieure des dépôts du Plio-Quaternaire (Figure IV.46).

Le toit de la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire ont une inclinaison vers le flanc Nord-Est du bassin (Figure IV.46). Les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire s'épaississent vers le Nord-Est et passent de 0,13 s.t.d. à 0,24 s.t.d. d'épaisseur (soit de ~130 m à ~240 m) (Figure IV.46).

Dans la partie Sud du bassin, la MU est également observée (**Figure IV.47**). Les dépôts pré-CSM infra-sel présentent une géométrie en éventail (Figure IV.47, CDP 2500). Cette géométrie suggère que la faille crustale observée au flanc Sud-Ouest du bassin était active durant la phase crustale pré-CSM. Au dessus, la couche de sel mobile MU présente une géométrie triangulaire. La base du sel est basculée vers le Sud-Ouest et son toit est horizontal (Figure IV.47). Au dessus, les unités de la couverture sédimentaire sont sub-horizontales et isopaques, bien qu'elles présentent de faibles indices de déformation. Au flanc Nord-Est du bassin, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont affectés par une faille normale (Figure IV.47, CDP 3100). Celle-ci est connectée en profondeur sur le toit de la couche de sel. Vers le haut, la faille s'amortit au niveau de la discordance intra-Plio-Quaternaire. Cette faille normale illustre de l'extension dans cette partie du bassin. Au flanc Sud-Ouest du bassin, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont affectées par un anticlinal (Figure IV.47, CDP 2600). Celui-ci traduit de la compression dans cette partie du bassin.

Ces déformations démontrent la translation de la couverture sédimentaire depuis le Nord-Est vers le Sud-Ouest du bassin. Ces mouvements latéraux sont modestes du fait de l'étroitesse du bassin.

Plusieurs hypothèses sont formulées pour expliquer la géométrie triangulaire de la MU observée dans la partie Sud du bassin. Cette géométrie pourrait suggérer que le sel s'est déposé pendant le fonctionnement de la faille crustale qui borde le flanc Sud-Ouest du bassin (Figure IV.47). La MU pourrait également s'être déposée dans le bassin confiné après le fonctionnement de la faille crustale et présenter un toit horizontal du fait du remplissage de la dépression bathymétrique. Il existe ainsi plusieurs hypothèses qui pourraient expliquer la géométrie des structures observées dans le bassin confiné, ces hypothèses sont exposées dans le paragraphe suivant.

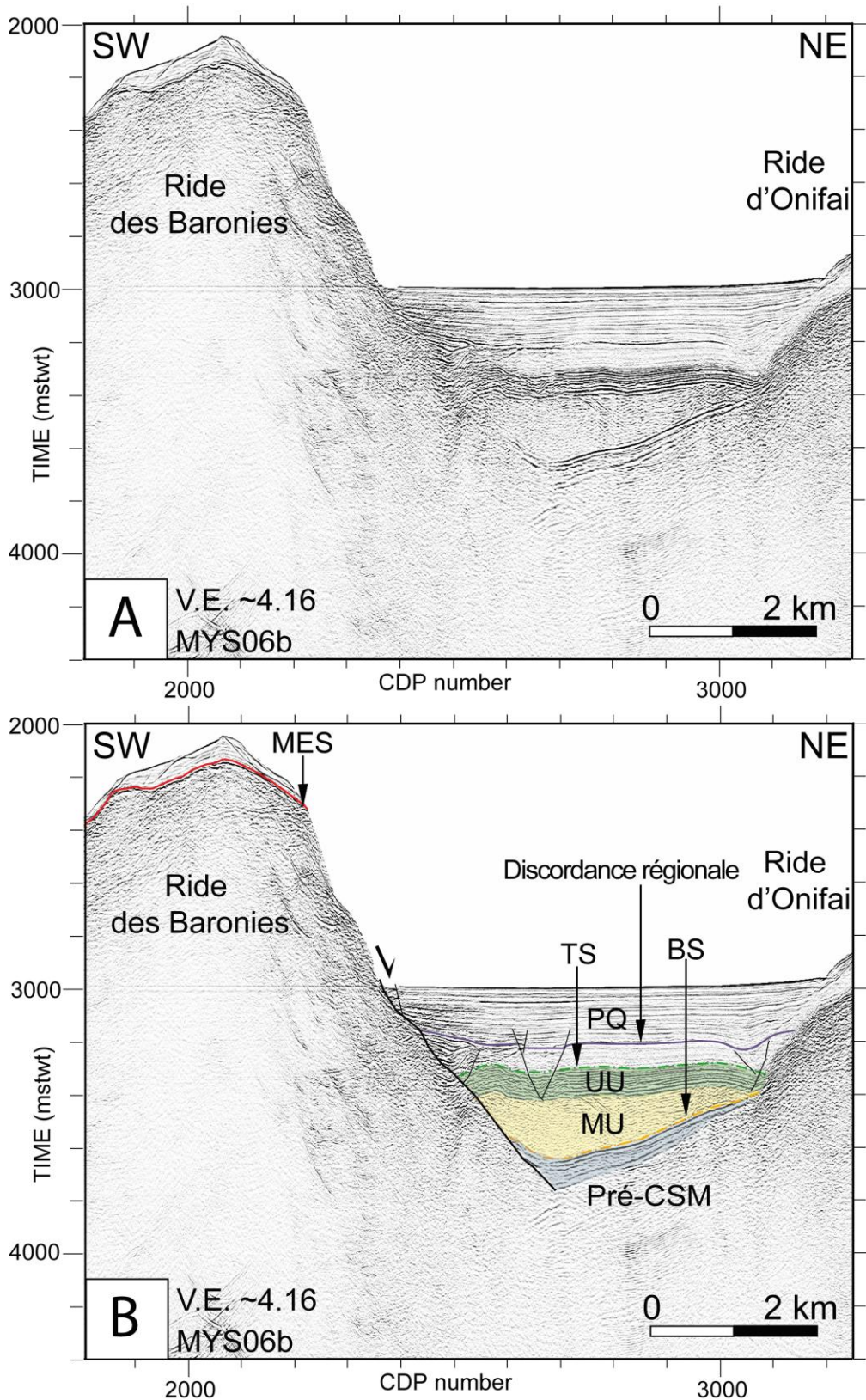


Figure IV.47 : Profil MYS6b vierge (A) et interprété (B) illustrant la géométrie des dépôts dans le Sud du bassin confiné (Localisation sur la Figure IV.45). Les dépôts pré-CSM présentent une géométrie en éventail associée à une faille normale crustale. Au dessus, la MU a une géométrie triangulaire en coupe et s'épaissit vers le Sud-Ouest. L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont horizontaux et isopaques, affectés par une faille salifère dans la partie Nord-Est et du plissement dans la partie Sud-Ouest.

Les différentes hypothèses formulées pour expliquer la géométrie triangulaire de la MU ont été testées à l'aide d'expériences de modélisation analogique, réalisées au laboratoire de modélisation de l'Université de Lille1, dans le cadre d'un stage de Master 1 (Gaillard, 2013). L'outil de la modélisation analogique permet en effet de reproduire à échelle réduite, en laboratoire, l'équivalent d'un système observé dans la nature. Ces expériences ont été menées en adéquation avec les règles du dimensionnement, condition essentielle dans la réalisation de modèles analogiques. En effet, pour que le modèle en laboratoire soit comparable au système naturel, il est essentiel de suivre le principe du dimensionnement. Ce principe assure que les deux types de modèles, en laboratoire et naturel, sont similaires aussi bien d'un point de vue géométrique, que cinématique et dynamique (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1967).

Les matériaux utilisés lors des expériences ont été choisis pour reproduire le comportement rhéologique des roches naturelles à l'échelle du laboratoire. Ainsi, le sel visqueux est modélisé par un polymère de silicone (Polydiméthylsiloxane, PDMS) et la couverture sédimentaire fragile est modélisée par du sable sec, comme dans le cas de nombreuses expériences modélisant des systèmes géologiques incluant une couche de sel et une couverture sédimentaire (*e.g.* Vendeville et Jackson, 1992 ; Vendeville, 2005 ; Gaullier et Vendeville, 2005).

La base des modèles analogiques réalisés est constituée d'un socle de bois, dont la morphologie modélise le bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai (**Figure IV.48**). Le socle comprend un plateau mobile interne de 40 cm de long qui représente le bassin confiné. Deux promontoires situés de part et d'autre du plateau mobile modélisent les deux rides des Baronies et d'Onifai (Figure IV.48, A). L'un des promontoires est fixé à un vérin électrique, ce qui permet d'appliquer une extension régionale, ce qui se traduit par un basculement progressif du plateau mobile interne (Figure IV.48, B).

Les procédures expérimentales suivies au cours de ces expériences (choix des matériaux, vitesses de déformations, durées des expériences...) sont détaillées dans le rapport écrit à l'issue de ce stage de master (Gaillard, 2013).

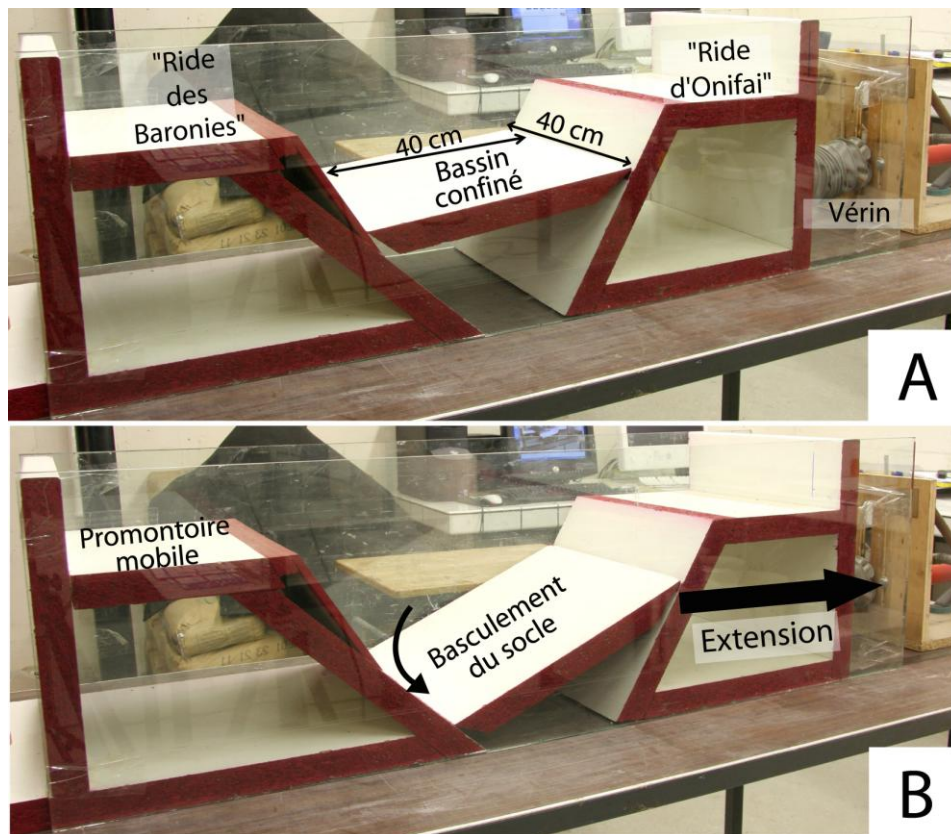


Figure IV.48 : Dispositif expérimental de modélisations analogiques menées pour cette étude dans le cadre d'un stage de Master (Gaillard, 2013). (A) Au centre le bassin confiné est modélisé par un plateau mobile compris entre deux promontoires qui modélisent les rides d'Onifai et des Baronies. (B) L'extension du système par un vérin électrique permet le basculement du plateau mobile.

#### B.4.2.2 Hypothèses sur l'origine de la géométrie des structures observées dans le bassin confiné

Plusieurs hypothèses impliquant différents calendriers de fonctionnement des failles crustales et différentes périodes de dépôt de la MU et des unités sus-jacentes ont été envisagées pour expliquer l'origine de la géométrie actuelle des structures dans le bassin confiné entre les rides d'Onifai et des Baronies (Figures IV.45 ; IV.46 : IV.47). **Ces hypothèses ont notamment été envisagées à partir de deux questions : (i) Par rapport aux mouvements des failles, à quel moment la MU s'est-elle déposée dans le bassin confiné et (ii) dans quelles circonstances la géométrie triangulaire de la couche de sel a-t-elle été obtenue ?**

Chaque hypothèse est illustrée par une planche schématique qui représente le bassin confiné en coupe (**Figure IV.49**) ainsi que les stades d'évolution du système selon les différentes hypothèses.

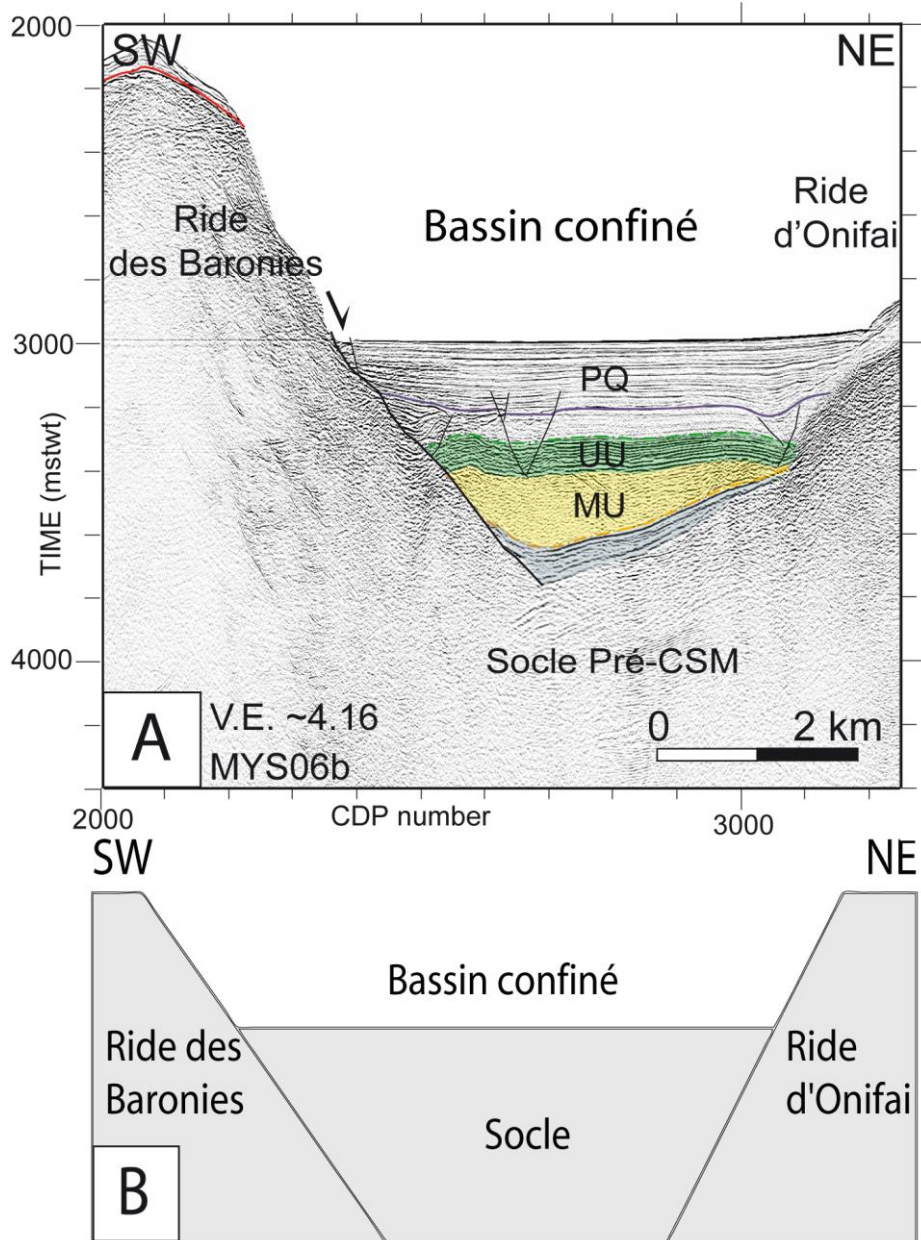


Figure IV.49 : Vues en coupes du bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai (Localisation sur la Figure IV.45). (A) Coupe « réelle » du bassin observée sur les données sismiques. (B) Coupe schématique utilisée pour l'illustration des différentes hypothèses.

#### B.4.2.2.1 Hypothèse 1 : Dépôt post-tectonique de la couche de sel

Selon cette hypothèse, la forme triangulaire de la MU est liée à son dépôt post-tectonique (Figure IV.50).

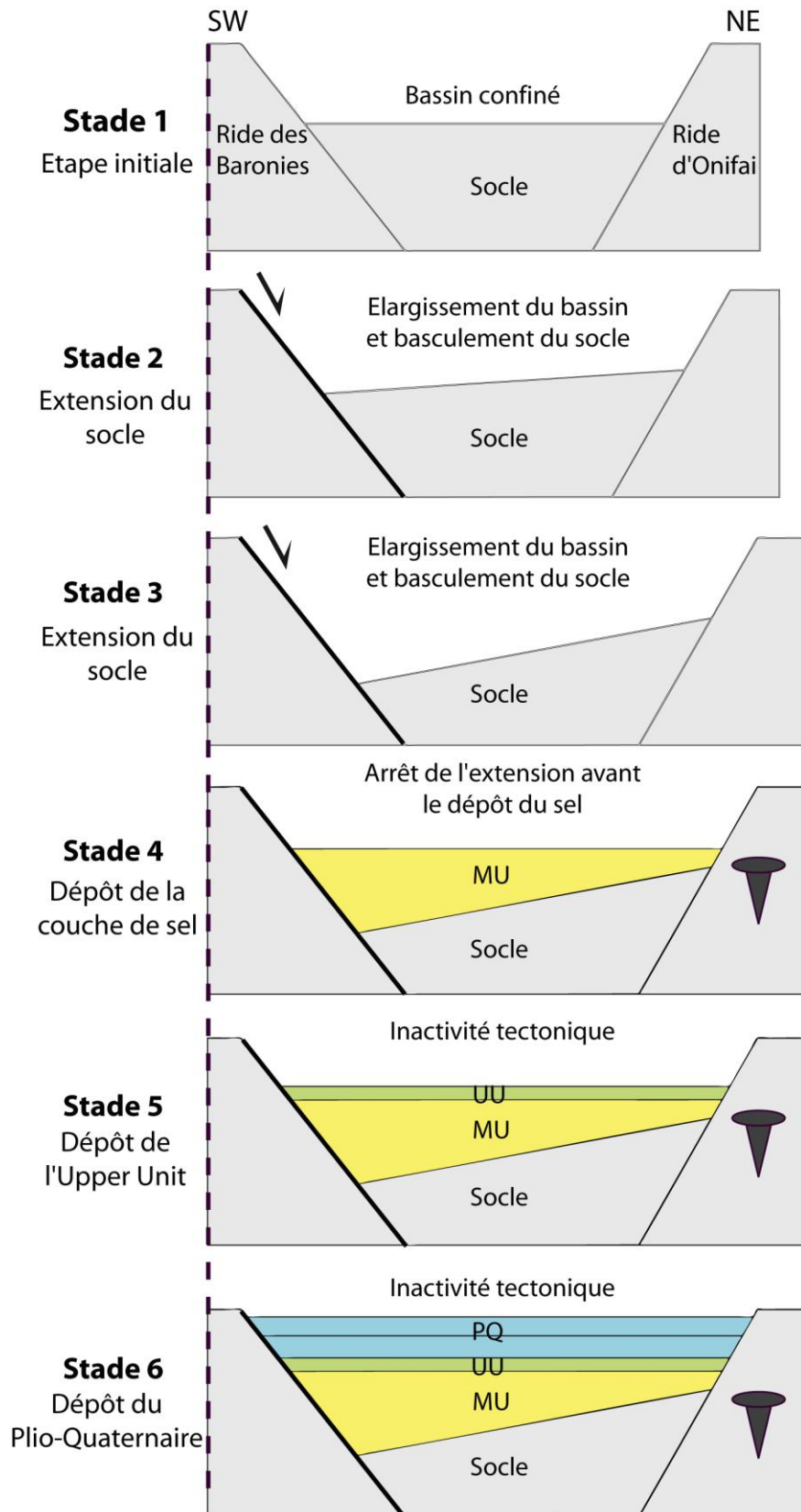


Figure IV.50 : Coupes schématiques des différents stades d'évolution de l'hypothèse 1 selon laquelle le dépôt de la MU dans le bassin confiné est post-tectonique. Dans ce cas le remplissage sédimentaire du bassin est post-tectonique et a lieu après l'extension du socle et le fonctionnement de la faille crustale.

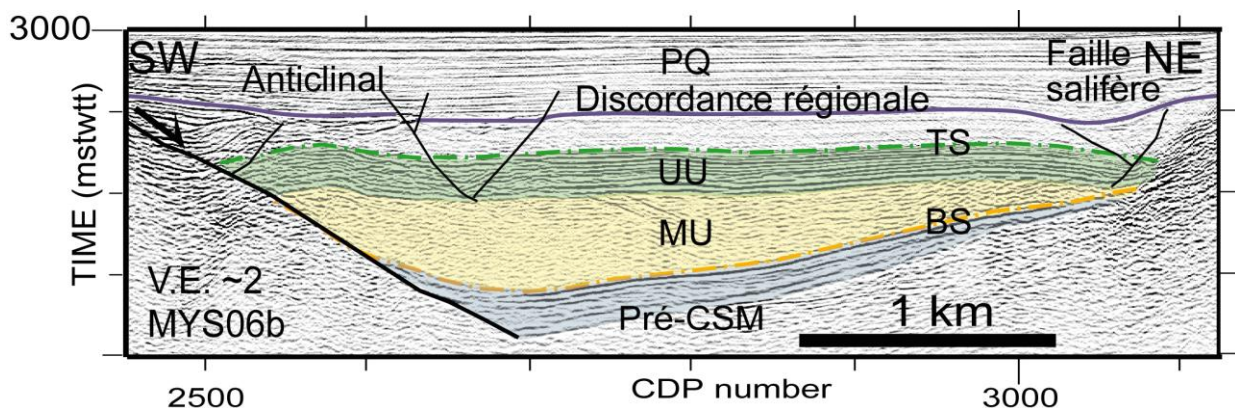


Dans ce cas, le socle subit de l'extension avant le dépôt de la MU, provoquant le basculement du toit du socle et l'élargissement du bassin confiné (Figure IV.50, stades 1 à 3). Après l'extension et l'arrêt du fonctionnement de la faille crustale, la MU se dépose en période d'inactivité tectonique, remplissant la dépression pré-existante. Lors du remplissage du bassin, le toit de la MU acquiert naturellement une morphologie horizontale (Figure IV.50, stade 4). Après le dépôt de la MU, l'UU et la série Plio-Quaternaire se déposent horizontalement au dessus du sel, remplissant le bassin confiné durant une période d'inactivité tectonique (Figure IV.50, stades 5 et 6).

**Ainsi selon cette hypothèse, la géométrie triangulaire du sel refléterait un dépôt post-tectonique de la couche de sel.** L'activité tectonique est antérieure au dépôt de la MU et a créé la dépression bathymétrique dans laquelle se sont déposées les unités sédimentaires, en période d'inactivité tectonique. Le dernier épisode d'extension crustale a eu lieu avant le dépôt de la MU et la faille crustale n'a plus été active après cette étape (Figure IV.50).

Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer la géométrie triangulaire de la couche de sel, acquise naturellement lors du remplissage sédimentaire du bassin confiné, après que celui-ci ait été ouvert par le fonctionnement pré-CSM de la faille normale crustale. Cette hypothèse est également cohérente avec la géométrie en éventail de l'unité pré-CSM observée sous la MU (**Figure IV.51**), liée à l'ouverture pré-CSM du bassin confiné. Cependant cette hypothèse n'explique pas les déformations observées dans l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire, en particulier l'origine de la faille normale supra-salifère observée le long du flanc Sud-Est (Figure IV.51, CDP 3070) et l'anticlinal localisé près du flanc Nord-Ouest du bassin (Figure IV.51, CDP 2570).

**L'hypothèse 1 n'est donc pas adaptée pour expliquer la géométrie de l'ensemble des structures observées dans le bassin confiné.**



*Figure IV.51 (page précédente) : Zoom sur le profil MYS6b, présenté avec une exagération verticale plus proche de la réalité, permettant une meilleure comparaison avec les résultats des expériences de modélisation analogique. Le profil illustre la géométrie des dépôts dans le Sud du bassin confiné (Localisation sur la Figure IV.45). Une unité pré-CSM présente une géométrie en éventail associée à une faille normale crustale. La MU présente une géométrie triangulaire et s'épaissit vers le Sud-Ouest. L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont horizontaux et isopaques. Ces deux unités sont affectées par une faille salifère dans la partie Nord-Est et du plissement dans la partie Sud-Ouest.*

#### *B.4.2.2.2 Hypothèse 2 : Dépôt syn-tectonique de la couche de sel*

**Selon cette hypothèse, la forme triangulaire de la MU est liée à son dépôt syn-tectonique (Figure IV.52).** Dans ce cas le socle subit de l'extension pendant le dépôt de la MU. Le toit du socle, à la base de la MU, est progressivement basculé par l'extension et le bassin s'élargit (Figure IV.52, stades 2 à 4). Comme le dépôt de la MU est syn-tectonique, la MU forme un éventail sédimentaire et son toit est horizontal (Figure IV.52, stade 4). La géométrie triangulaire de la MU correspondrait ainsi à un éventail sédimentaire, typique des dépôts syn-tectoniques et illustré par un modèle analogique de Gaillard (2013) (**Figure IV.53**). Après le dépôt de la MU, l'activité crustale s'arrête, l'extension du bassin et le basculement du socle cessent (Figure IV.52, stade 5). L'UU et la séquence plio-quaternaire se déposent alors horizontalement au dessus du sel, remplissant le bassin confiné en période d'inactivité tectonique (Figure IV.52, stades 5 et 6).

Selon cette hypothèse, la géométrie triangulaire du sel refléterait un dépôt syn-tectonique de la couche de sel. L'activité tectonique est synchrone du dépôt de la MU et génère le basculement de la base de la MU tandis que son toit est horizontal, reflétant une géométrie en éventail typique des dépôts syn-tectoniques (Figure IV.53). L'extension s'arrête après le dépôt de la MU et la faille crustale est inactive pendant le dépôt de l'UU et du Plio-Quaternaire. Le dernier épisode d'extension crustale a eu lieu avant le dépôt de l'UU et la faille crustale n'a plus été active après cette étape (Figure IV.52, stades 4 et 5).

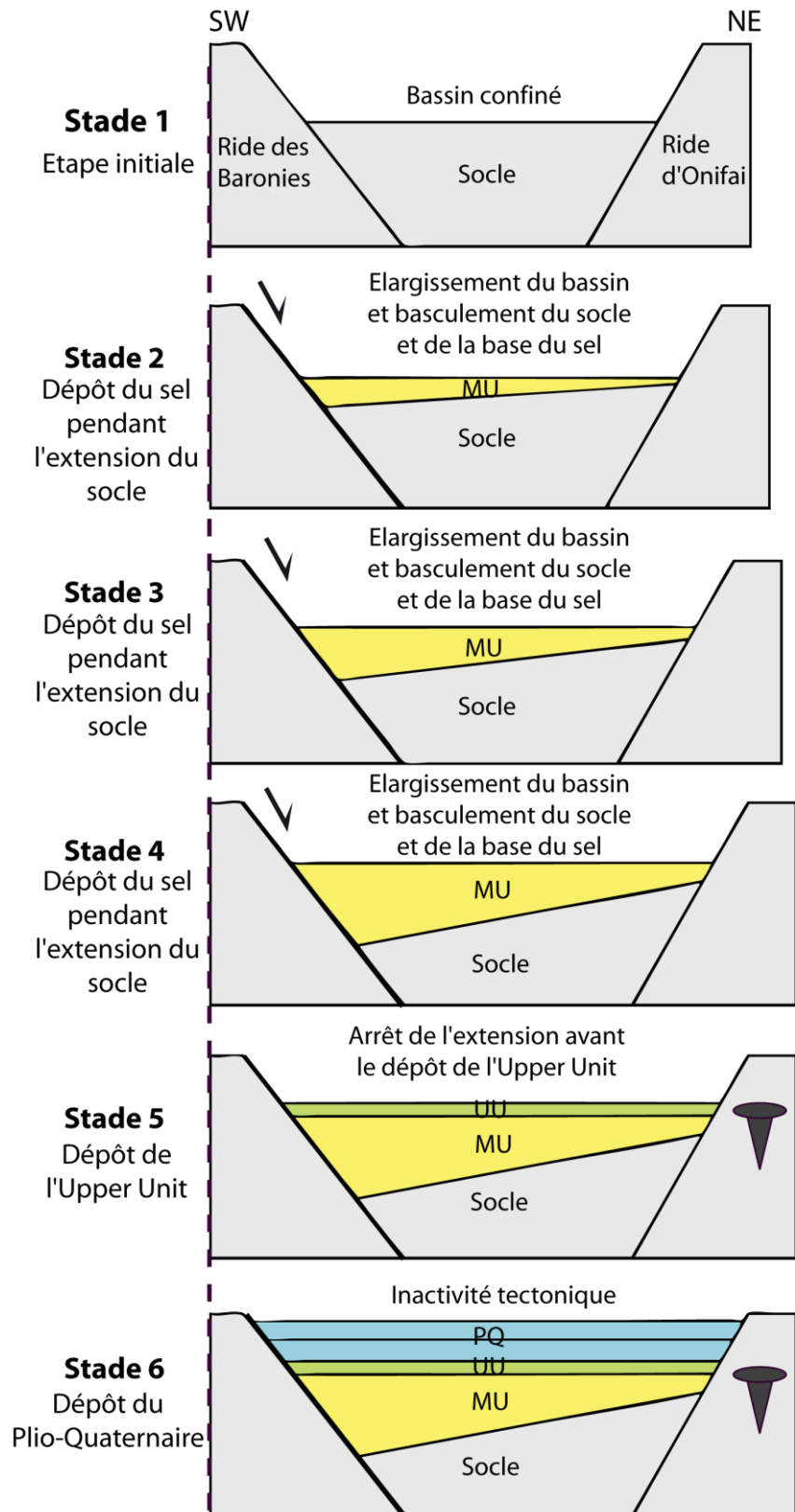


Figure IV.52 : Coupes schématiques des différents stades d'évolution de l'hypothèse 2 selon laquelle le dépôt de la MU dans le bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai est syn-tectonique. Dans ce cas le dépôt de la MU a lieu pendant l'extension du socle et le fonctionnement de la faille crustale. L'extension crustale s'arrête après le dépôt de la MU, l'UU et le PQ se déposent en période d'inactivité tectonique après l'extension du socle et le fonctionnement de la faille crustale.

Cette hypothèse permettrait d'expliquer la géométrie triangulaire de la MU, qui aurait été acquise lors du remplissage syn-tectonique du bassin confiné, pendant que celui-ci était en extension (Figure IV.52, stades 2 à 4). La géométrie triangulaire de la MU reflèterait ainsi la géométrie typique des éventails sédimentaires syn-tectoniques, comme l'illustre une expérience de modélisation analogique de Gaillard (2013) (Figure IV.53). Cependant, le sel étant sismiquement transparent, la géométrie interne en éventail ne serait pas visible sur le profil.

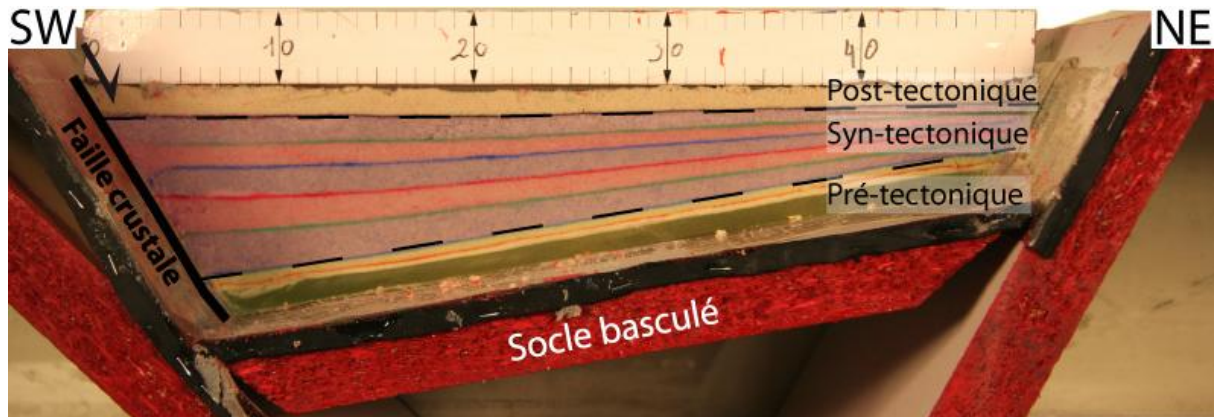


Figure IV.53 : Coupe transversale d'un modèle analogique reproduisant le remplissage sédimentaire d'un bassin confiné en extension qui illustre la géométrie en éventail des dépôts syn-tectoniques. L'orientation SW-NE est indiquée pour faciliter la comparaison avec les coupes sismiques et les coupes schématiques (Modifié de Gaillard, 2013).

Cette expérience modélise le remplissage sédimentaire d'un bassin confiné en extension, dont le socle bascule progressivement au cours du temps le long d'une faille crustale (Figure IV.53 ; Gaillard, 2013). Dans la partie inférieure de la couverture sédimentaire, les couches isopaques et basculées, parallèles au socle, ont été mises en place avant le basculement du socle et correspondent à la sédimentation pré-tectonique (Figure IV.53). On note que la sédimentation pré-tectonique comprend une fine couche de silicone, qui ne présente aucun signe de déformation (Figure IV.53).

Au dessus, la séquence syn-tectonique présente une géométrie en éventail. Les couches sédimentaires qui composent cette séquence s'épaississent vers la faille crustale (vers le Sud-Ouest), ce qui atteste que la séquence a été déposée pendant le basculement progressif du socle. Cette géométrie en éventail est typique des dépôts syn-tectoniques (Figure IV.53). Selon la deuxième hypothèse, c'est à cette séquence syn-tectonique que correspondrait la géométrie triangulaire de l'unité pré-CSM et de la MU dans le bassin confiné (Figure IV.51). Dans cette expérience de modélisation analogique, la séquence syn-tectonique en éventail est constituée de couches de sable afin de bien illustrer l'épaississement latéral des couches vers la faille crustale (Figure IV.53). Dans le bassin confiné « réel », la MU ne peut présenter de

marqueurs internes en éventails du fait de son faciès sismique transparent (Figure IV.51). L'épaississement des couches vers la faille crustale est cependant bien visible au sein de l'unité pré-CSM (Figure IV.51).

Au sommet de la couverture sédimentaire la couche la plus récente, horizontale et isopaque, correspond aux dépôts post-tectoniques, mis en place à la fin du basculement du socle après l'arrêt du fonctionnement de la faille crustale (Figure IV.53). Dans l'hypothèse 2, cette séquence post-tectonique correspondrait aux unités UU et PQ du bassin confiné « réel » (Figure IV.51).

L'hypothèse du dépôt de l'unité pré-CSM et de la MU pendant l'extension du bassin confiné permettrait d'expliquer la géométrie triangulaire de la MU, qui correspondrait alors à une géométrie en éventail caractéristique des dépôts syn-tectoniques (Figure IV.51).

Cependant cette hypothèse n'explique pas les déformations observées dans l'UU et dans la partie inférieure du Plio-Quaternaire, notamment la présence de la faille normale suprasalifère observée le long du flanc Sud-Est du bassin (Figure IV.51, CDP 3070) et l'anticlinal localisé près du flanc Nord-Ouest (Figure IV.51, CDP 2570).

**L'hypothèse 2 n'est donc pas adaptée pour expliquer la géométrie de l'ensemble des structures observées dans le bassin confiné.** Il semble alors que les déformations observées dans l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire pourraient être liées à un autre processus.

#### *B.4.2.2.3 Hypothèse 3 : Compensation du basculement crustal par le fluage latéral du sel*

**Selon cette hypothèse, la forme triangulaire de la MU est liée à deux phases d'activité crustale : une phase pré-CSM et une phase post-CSM (Figure IV.54).** Ces phases crustales sont associées d'une part au fluage latéral de la MU pendant l'extension, qui compense le basculement du socle en rétablissant l'horizontalité du toit de la MU et des unités sédimentaires, et d'autre part à un faible épisode de glissement gravitaire, enregistré en haut de pente par de l'extension et en bas de pente par de la compression (Figure IV.54).

Dans cette hypothèse, le bassin confiné s'est ouvert durant une première phase crustale pré-CSM, enregistrée par l'éventail sédimentaire pré-CSM (Figure IV.54, stade 1). L'extension s'arrête et la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire se déposent ensuite horizontalement pendant une période d'inactivité tectonique (Figure IV.54, stade 2).

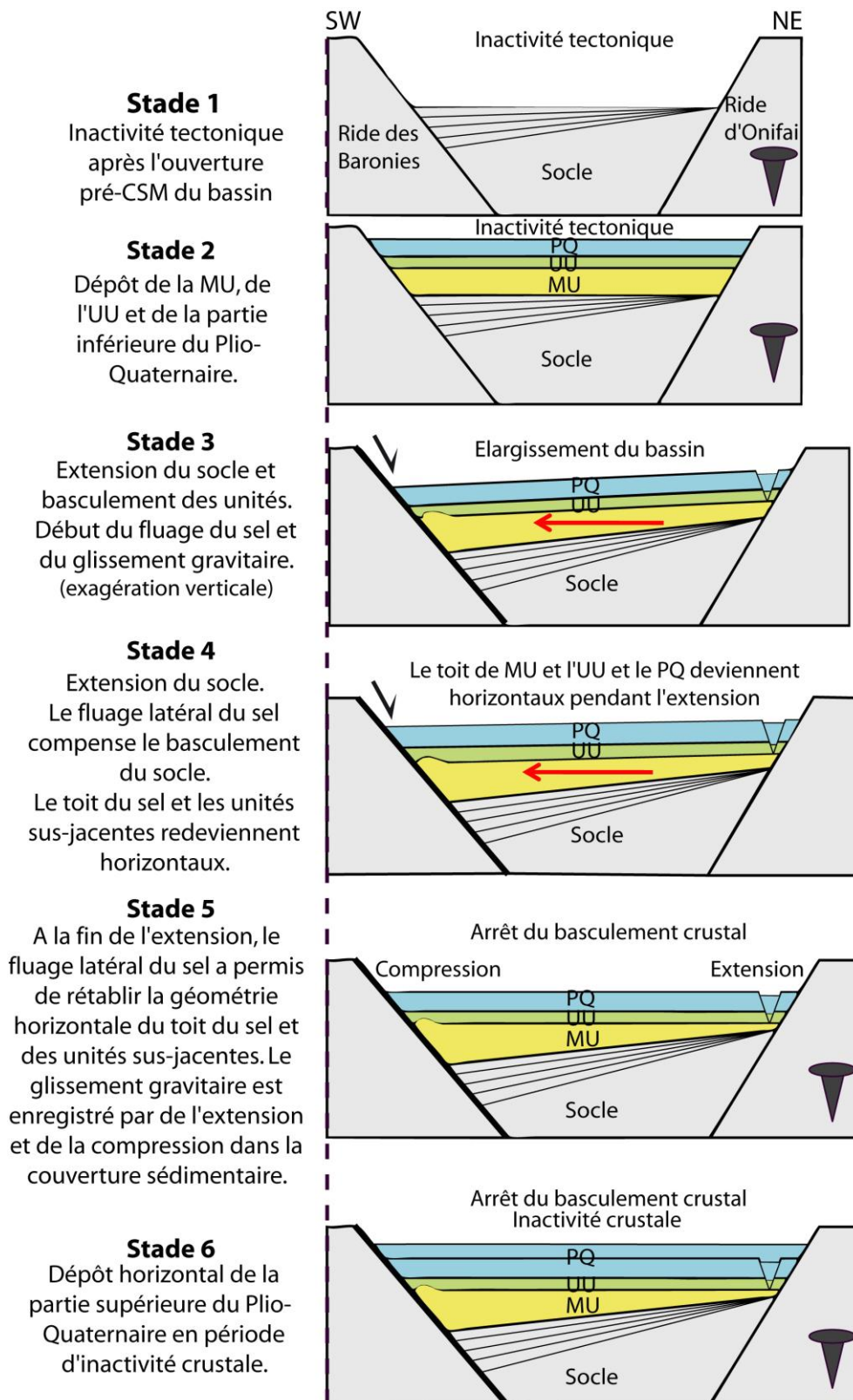


Figure IV.54 : Coupes schématiques des différents stades d'évolution de l'hypothèse 3 selon laquelle la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire se déposent horizontalement en période d'inactivité tectonique. Dans ce cas, l'activité post-CSM de la faille crustale provoque le basculement du toit de la MU et des unités sus-jacentes. Ce basculement est compensé par le fluage latéral de la MU au cours de l'extension. À la fin de l'extension, les unités sédimentaires sont horizontales malgré l'activité de la faille crustale. Les flèches rouges illustrent le fluage latéral de la MU.

Après le dépôt de ces unités, un deuxième épisode d'extension crustale a lieu, provoquant l'élargissement du bassin et le basculement du socle et des unités sédimentaires (Figure IV.54, stade 3). Dès le début de l'extension, la pente de surface générée par le basculement engendre le fluage latéral de la MU (Figure IV.54, stade 3). Celui-ci est provoqué par un gradient latéral de pression dans la couche de sel (**Figure IV.55**). Le fluage latéral a lieu depuis les zones de hautes pressions (A) vers les zones de plus basses pressions (B) (Figure IV.55). On note que, sur la figure IV.55, (1) le basculement et (2) le fluage latéral du sel mobile sont présentés comme deux épisodes successifs. Dans la réalité, ces deux processus opèrent en même temps, comme illustré sur la figure IV.54 (stade 3).

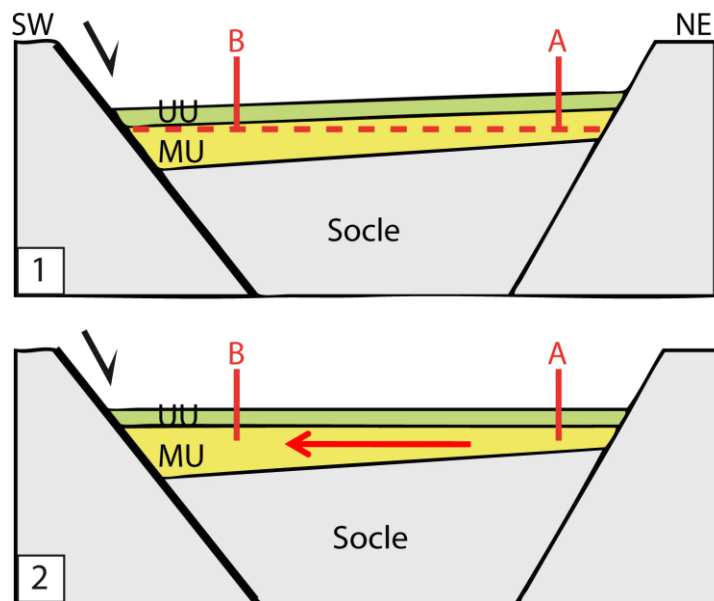


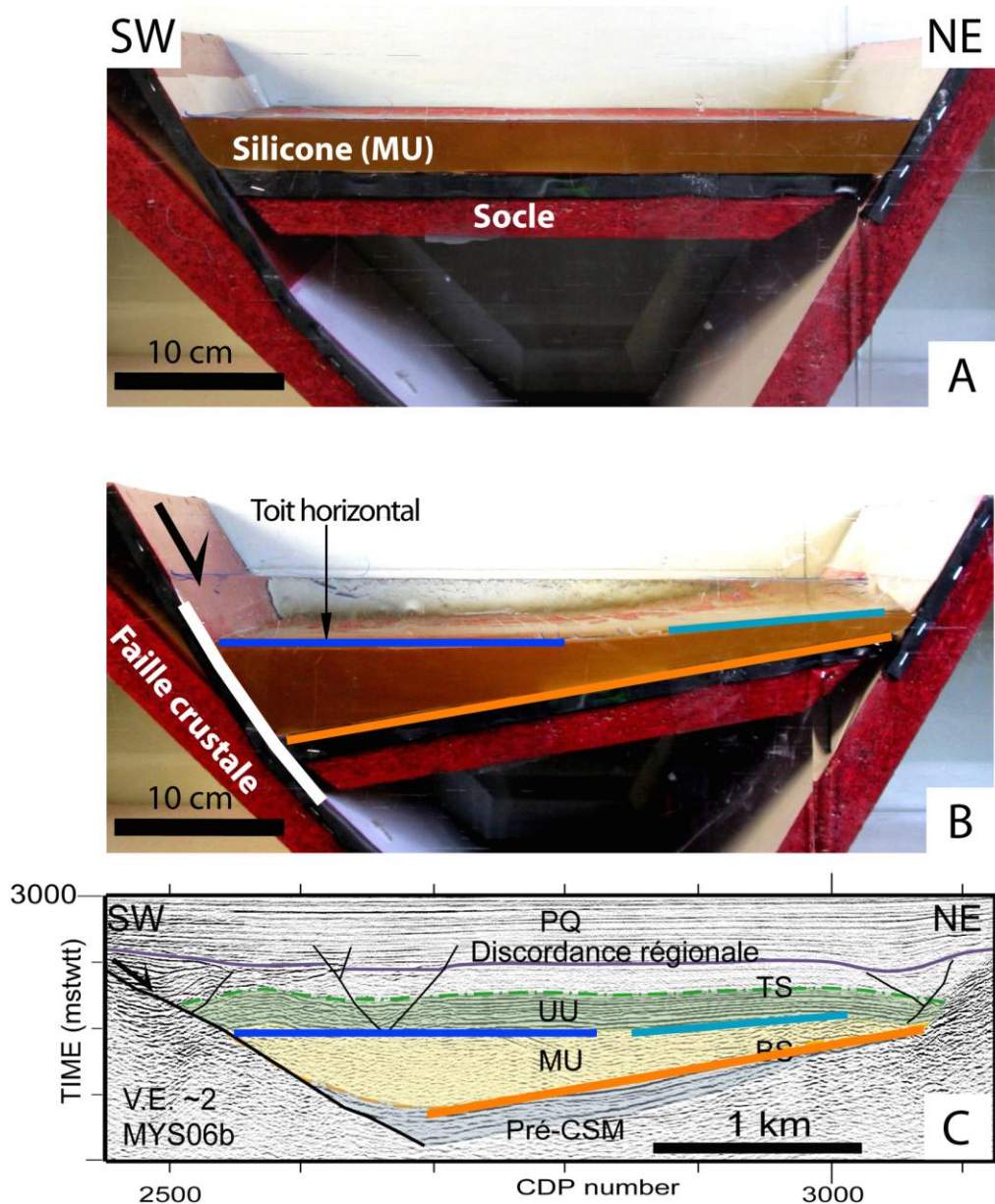
Figure IV.55 : Schémas illustrant le gradient de pression généré au sein de la MU par le basculement du socle (1). Le gradient de pression engendre le fluage du sel depuis la zone de haute pression (A) vers la zone de basse pression (B), ce qui rétablit l'horizontalité du toit de la MU (2). La flèche rouge illustre le fluage latéral de la MU.

La MU flue pendant l'extension et compense le basculement du socle en rééquilibrant progressivement l'horizontalité du toit de la MU et des unités sus-jacentes (Figures IV.54, stades 3, 4 et 5; IV.55). À la fin de l'extension, le fluage latéral de la MU a complètement compensé le basculement du socle et le toit de la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont horizontaux (Figure IV.54, stade 5). Le fluage latéral du sel est également associé à un épisode de glissement gravitaire, à l'origine de l'extension et de la compression observées dans la couverture sédimentaire (Figure IV.54, stades 3, 4 et 5). La partie supérieure du Plio-Quaternaire se dépose ensuite horizontalement en période d'inactivité tectonique (Figure IV.54, stade 6).

Selon cette hypothèse, la faille crustale a été réactivée après le dépôt de la MU de l'UU et de la partie inférieure du Plio-Quaternaire. La forme triangulaire de la MU est alors liée au

fluage latéral de la MU, qui compense progressivement le basculement du socle pendant l'extension et rétablit l'horizontalité du toit de la MU et des unités sédimentaires (Figure IV.54).

Une expérience de modélisation analogique (Gaillard, 2013) montre en effet qu'une couche de sel initialement horizontale peut fluer latéralement en réponse au basculement crustal d'un socle (**Figure IV.56**). Dans cette expérience, la silicone qui modélise la MU est horizontale et isopaque lors du stade initial (Figure IV.56, A). Le basculement progressif du socle génère un gradient de pression dans la silicone, qui flue latéralement vers l'aval (vers le Sud-Ouest) (Figure IV.56, B). En bas de la pente, le fluage provoque l'épaississement de la silicone, ce qui rétablit l'horizontalité de son toit, malgré le basculement du socle (Figure IV.56, B).





*Figure IV.56 (page précédente) : Modèle analogique du comportement d'une couche de sel lors de l'extension d'un bassin confiné dont le socle bascule progressivement. (A) Stade initial, le socle et la silicone, qui modélise la MU, sont horizontaux. (B) Stade final, le socle est basculé et le toit de la silicone est horizontal. (C) Géométrie « réelle » des structures observées dans le bassin confiné. Les marqueurs colorés illustrent la similitude entre la géométrie du modèle analogique et la géométrie des structures naturelles. L'inclinaison des marqueurs n'a pas été modifiée entre l'image B et l'image C (Modifié de Gaillard, 2013).*

On note que là où la couche visqueuse est très mince, le fluage du sel est plus lent et ne peut pas compenser complètement le basculement causé par le mouvement du socle. Ainsi, le modèle analogique comprend deux régions différentes : (i) une région aval où la surface est horizontale et où le fluage latéral a complètement compensé le mouvement du sel (Ligne bleu foncé sur la Figure IV.56) ; (ii) une région amont, à couche visqueuse plus mince, dans laquelle le toit du modèle est légèrement penté vers l'aval (Ligne bleu clair sur la Figure IV.56).

Dans le modèle analogique, le basculement du socle est donc compensé par un rééquilibrage lié au fluage latéral de la silicone (Gaillard, 2013). La comparaison entre la géométrie des structures obtenues au cours de l'expérience de modélisation et la géométrie des structures naturelles montre des similitudes géométriques flagrantes (Figure IV.56, B et C). **L'expérience de modélisation analogique montre ainsi que dans la nature, le basculement du socle est compensé par le fluage latéral du sel vers le Sud-Ouest, ce qui rétablit l'horizontalité du toit du sel et des unités sédimentaires.**

Cependant, les déformations observées dans la couverture sédimentaire supra-sel indiquent également l'existence d'un épisode de glissement gravitaire (Figure IV.54, stades 3, 4 et 5 ; **Figure IV.57**). En effet, le basculement du socle génère deux types de processus gravitaires distincts, mais pas mutuellement exclusifs, c'est-à-dire que les deux processus fonctionnent en même temps :

(i) Le fluage latéral du sel compense la pente de surface générée par le basculement du socle.

(ii) En fonction de l'épaisseur de la couverture supra-salifère, de la largeur du bassin et de la vitesse du basculement du socle, la couverture est soumise au glissement gravitaire (Figure IV.57).

L'épisode de glissement gravitaire est généré par la mise en place de la pente à la base de la MU (Figure IV.57, A). Le glissement cause alors la translation vers l'aval de la couverture sédimentaire, avec un domaine amont en extension et un domaine aval en raccourcissement (Figure IV.57, B). Ainsi le glissement gravitaire explique l'origine de la faille normale supra-

salifère observée au flanc Nord-Est du bassin (amont) et de l'anticlinal au flanc Sud-Ouest (aval) (Figure IV.57, C).

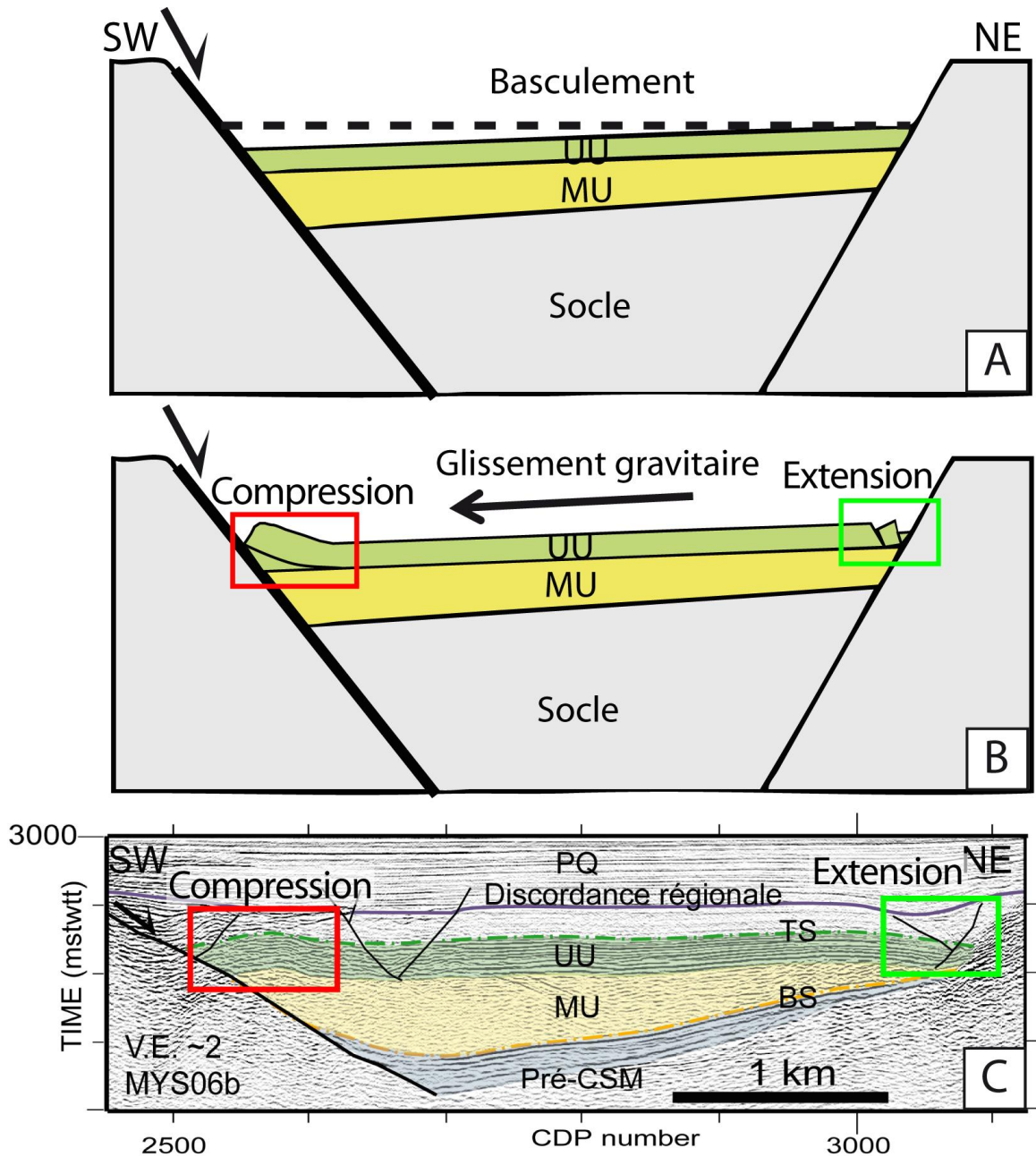
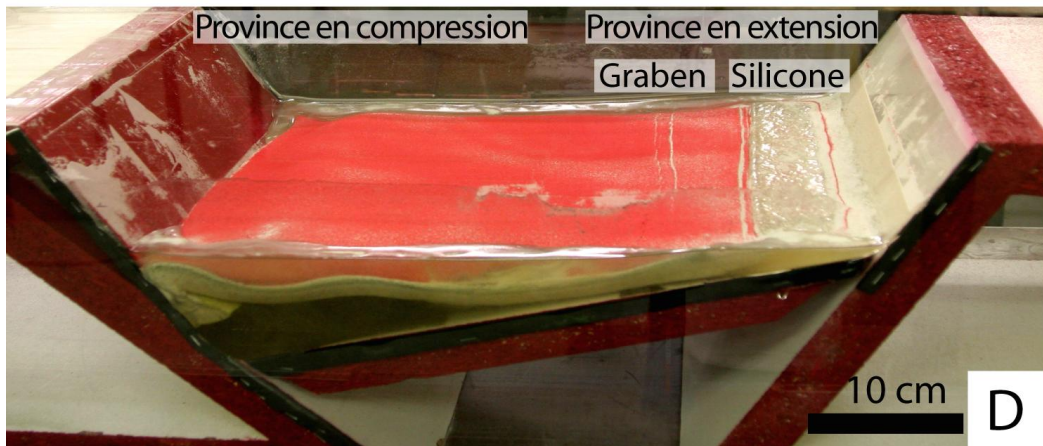
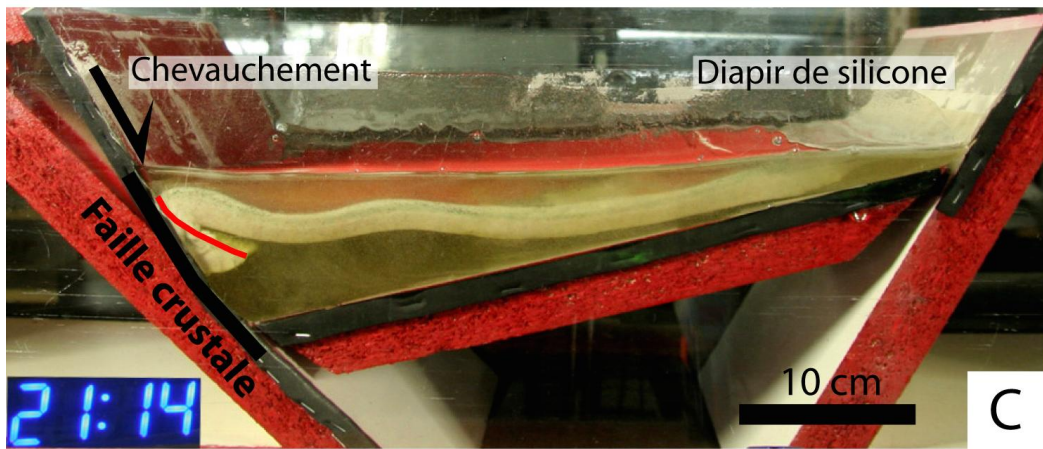
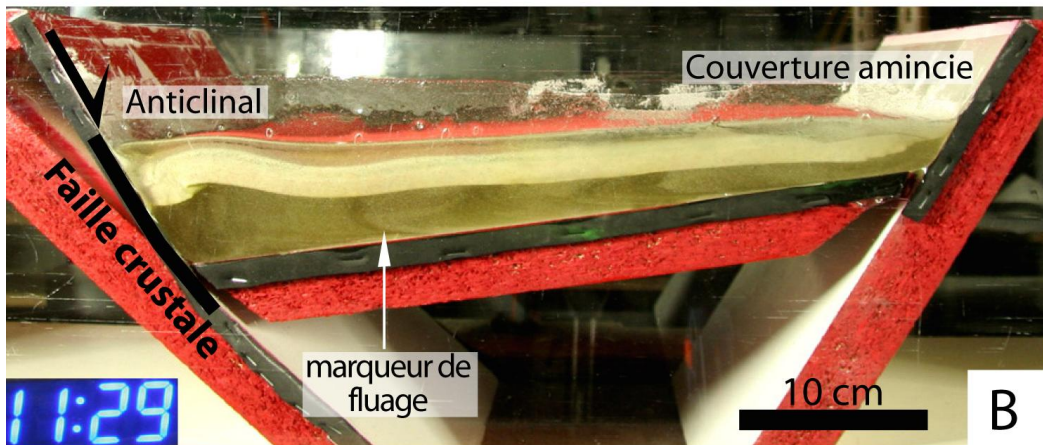
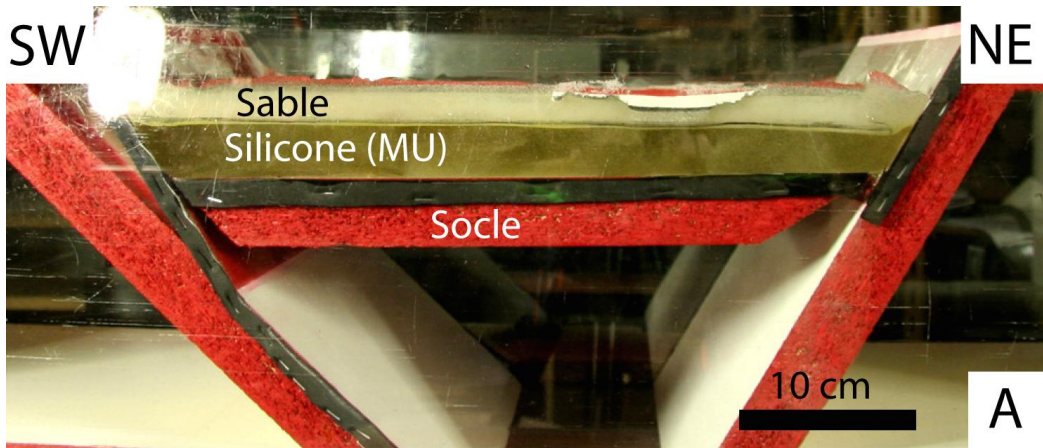


Figure IV.57 : Représentation schématique du glissement gravitaire dans le bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai. La pente basale générée par le basculement du socle (A) pourrait avoir engendré un faible épisode de glissement gravitaire (B) enregistré dans la couverture sédimentaire par de l'extension en haut de pente et de la compression en bas de pente (C).

L'association des processus de fluage latéral du sel et d'un épisode de glissement gravitaire a été testée au cours d'une expérience de modélisation analogique de Gaillard (2013) (Figure IV.58).



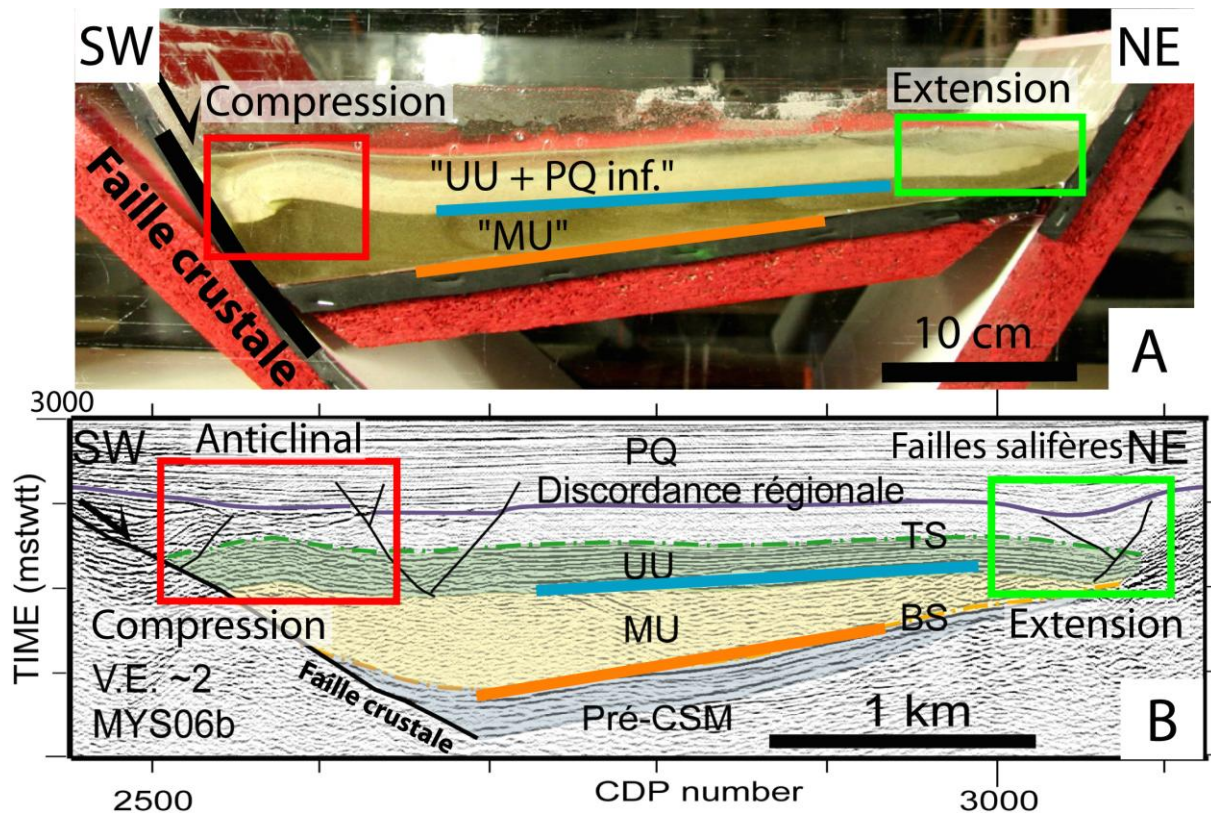
*Figure IV.58 (page précédente) : Modélisation de l'extension d'un bassin confiné dont le socle a basculé le long d'une faille crustale. Le modèle combine le fluage latéral du sel avec un épisode de glissement gravitaire. (A) Vue de profil du stade initial de l'expérience. Le socle et les unités sédimentaires sont horizontaux. Les dépôts sédimentaires comprennent une couche de silicone et une couverture sédimentaire fragile. (B) Vue de profil d'un stade intermédiaire de l'expérience, le socle bascule progressivement entraînant le fluage latéral de la silicone vers le bas de la pente et un faible glissement gravitaire de la couverture. (C) Vue de profil du stade final de l'expérience. Malgré le basculement du socle, la pente de surface reste modérée. (D) Vue plongeante du stade final permettant de voir les structures en surface. Dans le domaine amont, l'extension a permis à la silicone d'émerger à la surface du modèle. (Modifié de Gaillard, 2013).*

Cette expérience modélise le basculement crustal du socle d'un bassin confiné en présence d'une couche de silicone, qui modélise la MU, et d'une couverture sédimentaire (Figure IV.58). Au stade initial, le socle est horizontal et les couches de silicone et de sable sont isopaques et horizontales (Figure IV.58, A). Au cours de l'expérience, le socle est partiellement basculé le long d'une faille crustale, localisée dans la partie Sud-Ouest du bassin confiné (Figure IV.58, B). Au dessus du socle, l'augmentation de l'épaisseur de la silicone vers le Sud-Ouest et la présence d'un marqueur passif convexe vers l'aval (Sud-Ouest) dans la silicone, attestent du fluage latéral de la silicone vers l'aval (Figure IV.58, B). Au dessus de la silicone, la partie Nord-Est (amont) de la couverture fragile est amincie, tandis qu'on observe la formation d'un anticlinal au Sud-Ouest (aval) (Figure IV.58, B). À la fin de l'expérience, les structures décrites précédemment se sont amplifiées (Figure IV.58, C). La majeure partie de la silicone a flué vers le Sud-Ouest, au point que la couverture sédimentaire touche pratiquement le socle dans la partie Nord-Est. À cet endroit la couverture sédimentaire est mince et fracturée, formant un très large graben dans lequel la silicone est remontée par diapirisme (Figure IV.58, C). Une vue plongeante du stade final de l'expérience permet de bien observer la silicone affleurant le long du flanc Nord-Est du bassin (Figure IV.58, D). La présence d'un graben en formation, à gauche du graben principal dans lequel la silicone affleure, confirme que la couverture sédimentaire est en extension dans la partie Nord-Est du bassin, en haut de la pente (Figure IV.58, D). On note que le montant d'extension et le mouvement latéral excède très largement le montant d'extension dans le socle. Le long du flanc Sud-Ouest du bassin, l'anticlinal observé dans la couverture sédimentaire en cours d'expérience s'est fracturé, formant un chevauchement (Figure IV.58, C). À droite du chevauchement, un large anticlinal dans la couverture sédimentaire suggère qu'un deuxième chevauchement était en cours de formation lors de l'interruption de l'expérience (Figure IV.58, C). Ces observations indiquent que dans la partie Sud-Ouest du bassin, en bas de pente, la couverture sédimentaire est en compression (Figure IV.58, D).

Au cours de l'évolution du modèle, l'épaississement de la couche de silicone vers le Sud-Ouest et les marqueurs passifs dans la silicone indiquent clairement que la silicone flue vers le bas de la pente (Figure IV.58, B). La pente générée à la base de la silicone, par l'extension du bassin, engendre également le glissement gravitaire du sel et de la couverture sédimentaire. Ceci est attesté par l'extension de la couverture en haut de la pente et la compression en bas de pente (Figure IV.58, D). Au stade final de l'expérience, le toit de la couverture fragile ne présente qu'une faible pente (bien moindre que la pente basale) (Figure IV.58, D).

Ainsi, l'expérience de modélisation analogique démontre que le fluage de la silicone et son épaississement en bas de la pente permettent un rééquilibrage latéral de la couverture sédimentaire, qui tend vers une géométrie horizontale malgré le basculement du socle (Figure IV.58, C). Le fluage latéral de la silicone se combine aussi à un épisode de glissement gravitaire, enregistré dans la couverture fragile par de l'extension en haut de pente (graben, puis diapir) et de la compression en bas de pente (anticlinal, puis chevauchement (Figure IV.58, D).

Une comparaison entre l'expérience de modélisation analogique et les structures naturelles observées dans le bassin confiné démontre les similitudes géométriques entre le modèle et les structures « réelles » (Figure IV.59).



*Figure IV.59 (page précédente) : Comparaison entre les structures du modèle analogique (A) et les structures « réelles » du bassin confiné (B). La couche de sel présente une géométrie triangulaire. Le basculement du socle est compensé par le fluage du sel vers le Sud-Ouest, la couverture sédimentaire fragile est horizontale. La couverture est affectée par des structures extensives en haut de pente et compressives en bas de pente du fait du glissement gravitaire. L'inclinaison des marqueurs n'a pas été modifiée entre l'image A et l'image B (Modifié de Gaillard, 2013).*

Dans le modèle comme dans la nature, la couche de sel mobile (MU) présente une morphologie triangulaire, avec un toit sub-horizontale (Figure IV.59). La couverture sédimentaire fragile (UU + PQ inf.) est également sub-horizontale (Figure IV.59). Les expériences de modélisation analogique démontrent que l'horizontalité du toit du sel et de la couverture sédimentaire est liée au fluage latéral du sel vers le bas de la pente. Le fluage du sel compense le basculement du socle crustal et rééquilibre progressivement le toit du sel et les unités sus-jacentes en leur conférant une géométrie horizontale. Dans les deux cas, la couverture sédimentaire fragile présente également des structures extensives en haut de pente (faille normale supra-salifère et graben) et compressives en bas de pente (anticlinal) (Figure IV.59). Les expériences de modélisation analogique démontrent que ces structures sont liées à un faible glissement gravitaire du sel et de la couverture sédimentaire. Ce glissement gravitaire implique qu'il y ait eu, à un moment donné, à la fois une pente à la base du sel et une pente de surface suffisante pour déclencher un tel glissement.

Il est intéressant de noter que, dans l'exemple naturel (Figure IV.59B), la structure compressive (anticlinal) liée au glissement n'implique que l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire. Au dessus, la discordance régionale intra-plio-quaternaire et la partie supérieure du Plio-Quaternaire ne sont pas plissées (Figure IV.59B). Vers le Nord-Est en revanche (vers l'amont), les failles normales affectent la discordance intra-plio-quaternaire et ont un impact sur la sédimentation de la partie supérieure du Plio-Quaternaire. Cette observation s'explique par les caractéristiques mécaniques des processus de glissements gravitaires. En effet, les conditions pour que le glissement gravitaire d'une couche fragile se produise impliquent qu'il y ait un rapport minimum entre la longueur de la zone glissée et son épaisseur. En d'autres termes, un bloc de couverture court et épais ne peut pas glisser car les contraintes motrices engendrées sont plus faibles que la résistance au raccourcissement. Par conséquent, si la résistance au raccourcissement est trop importante et que le domaine aval ne subit pas de raccourcissement, alors le bloc de couverture ne peut pas glisser le long de la pente. Par contre, un bloc long et mince peut, lui, se déformer gravitationnellement.

L'expérience de Gaillard (2013) ne comportait pas de couches fragiles syn-tectoniques (Figures IV.58 ; IV.59). En revanche, dans l'exemple naturel, la sédimentation plio-quaternaire a progressivement épaissi la couverture fragile, changeant ainsi le rapport

longueur/épaisseur du système. La sédimentation plio-quaternaire a ainsi épaissi la couverture fragile jusqu'à ce que le glissement gravitaire ne soit plus, d'un point de vue mécanique, possible. La conséquence est que le glissement gravitaire a cessé un peu avant la fin du dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire et la mise en place de la discordance intra-plio-quaternaire. Cet arrêt du glissement est marqué par l'arrêt du raccourcissement dans le domaine aval. Cependant, si la faille de socle continue de fonctionner, ceci implique qu'il existe un certain montant d'extension dans le socle (mais faible) qui doit être accommodé par la couverture supra-salifère. Dans ce cas la couverture n'accomode plus l'extension liée au glissement gravitaire, mais directement l'extension liée au mouvement du socle et à l'élargissement du bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai. Ceci explique pourquoi les failles normales de la zone amont sont actives plus tardivement que l'anticlinal de la zone aval.

Contrairement au processus de glissement gravitaire, le fluage latéral du sel n'est pas affecté par le changement d'épaisseur de la couverture fragile. Le fluage latéral du sel a donc pu continuer durant tout le Plio-Quaternaire, alors que le glissement gravitaire était, lui, totalement bloqué après que la couverture sédimentaire se soit trop épaissie, avant la mise en place de la discordance intra-plio-quaternaire. Ceci pourrait expliquer la présence de structures précocement actives (l'anticlinal du domaine aval) qui, a un moment donné, ont nécessité une pente de surface, alors que cette pente n'existe plus actuellement et que ces structures sont maintenant inactives.

**L'hypothèse 3, selon laquelle la forme triangulaire de la MU est liée à une activité post-CSM de la faille crustale est donc confirmée, car elle explique à la fois la géométrie de la MU et les déformations observées dans la couverture sédimentaire.** L'utilisation de la modélisation analogique démontre que le fluage latéral de la MU pendant l'extension compense en partie le basculement du socle en rééquilibrant le toit de la MU et des unités sédimentaires sus-jacentes. La modélisation analogique démontre également que le basculement du socle a généré une pente de surface après la CSM, bien qu'elle soit modeste, qui a permis le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire (Figures IV.54 ; IV.57). Cet épisode de glissement gravitaire est limité du fait de l'étroitesse du bassin confiné.

La faille normale salifère et l'anticlinal observés dans la couverture sédimentaire impliquent que l'épisode de glissement gravitaire a eu lieu après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

La confirmation du scénario 3 implique donc deux phases concernant la chronologie du fonctionnement de la faille crustale :

- (i) **L'existence d'une première phase d'activité crustale majeure, antérieure à la mise en place des unités de la CSM.** Ce premier épisode d'activité crustale est enregistré par la géométrie en éventail de l'unité pré-CSM (Figure IV.59). Cet épisode est mis en relation avec la première phase majeure d'activité crustale qui a affecté la Marge Est-Sarde avant la CSM.
- (ii) **Une seconde phase d'extension après la CSM, durant le Plio-Quaternaire.** Cette seconde phase est enregistrée par le fluage latéral du sel et par le glissement gravitaire du sel et de la couverture sédimentaire vers le Sud-Ouest. Cette seconde phase est mise en relation avec la deuxième phase d'activité crustale qui a affecté la Marge Est-Sarde après la CSM.

**Ces observations illustrent l'utilité de la tectonique salifère comme marqueur indirect des mouvements liés à la tectonique crustale sur la Marge Est-Sarde.**

## **B.5 Résumé des résultats de la tectonique salifère**

Cette analyse de la tectonique salifère menée pour la première fois dans le Bassin Tyrrhénien Occidental a permis d'identifier plusieurs processus sur la Marge Est-Sarde.

### **B.5.1. *Diapirisme passif***

**Cette étude démontre l'importance de la tectonique crustale pré-CSM sur le diapirisme de la Terrasse de Cornaglia.** La tectonique crustale pré-CSM a créée une paléomorphologie qui a contrôlé l'épaisseur du sel et facilité le downbuilding là où le sel était initialement plus épais (Figures IV.30 ; IV.31). Les failles pré-CSM sont liées à la phase d'activité crustale majeure de la Marge Est-Sarde.

L'initiation de la croissance des diapirs passifs par downbuilding est précoce, dès le début du dépôt de l'UU. Ceci est attesté la divergence des réflecteurs de l'UU à la base des flancs des diapirs (Figures IV.24C ; IV.25C ; IV.26C ; IV.27). Ainsi cette étude démontre que les éventails sédimentaires observés dans les unités de la CSM (UU) sont liés à la tectonique salifère et non à la tectonique crustale.

**La croissance des diapirs de sel était rapide (4 à 6 mm/an) durant le dépôt de l'UU. La majeure partie de la croissance des diapirs a eu lieu durant le dépôt de l'UU.** La vitesse de croissance des diapirs a ralenti au cours du dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire. De nombreux diapirs s'arrêtent au niveau de la discordance intra-plio-quaternaire. Cependant la fin du diapirisme est très variable dans le temps et dans l'espace sur



la Marge Est-Sarde, probablement en fonction de l'épaisseur initiale du sel et donc du volume d'accommodation disponible pour la subsidence des dépôts-centres. Selon les secteurs, certains diapirs s'arrêtent au niveau du toit de l'UU, au niveau de la discordance intra-plio-quaternaire, ou affleurent localement sur le fond marin (e.g. Figure IV.24).

#### B.5.2. *Antiformes et synformes*

L'origine des antiformes et synformes est incertaine, la base de la MU n'étant pas clairement définie partout. Ces structures pourraient relever de processus de tectonique salifère ou refléter le plissement crustal du socle à la base du sel.

Les variations latérales d'épaisseur de la MU et de la couverture sédimentaire, l'augmentation de la maturité des antiformes vers les diapirs et la similitude de formation des structures avec le calendrier de formation des diapirs de sel suggèrent néanmoins qu'il s'agit d'anticlinaux salifères.

#### B.5.3. *Glissement gravitaire*

**Deux directions de glissement gravitaire de la MU et de sa couverture sédimentaire ont été identifiées : un glissement gravitaire N-S et W-E** (Figure IV.36). Les deux glissements gravitaires sont liés à la mise en place d'une pente basale, à la base de la MU, par un basculement crustal du socle. Le glissement gravitaire est enregistré par de l'extension supra-salifère dans la couverture sédimentaire en amont et de la compression en aval. **Dans les deux cas, le glissement gravitaire met en évidence l'existence d'une deuxième phase d'activité crustale, post-CSM, sur la Marge Est-Sarde. Celle-ci a eu lieu à la fin ou juste après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire** (Figures IV.35 ; IV.39).

**La mise en évidence des mouvements crustaux post-CSM du socle par le glissement gravitaire souligne l'intérêt des processus de tectonique salifère dans l'étude de la géodynamique de la Marge Est-Sarde.**

#### B.5.4. *Fluage latéral du sel*

Le fluage latéral du sel est identifié en bordure des bassins par la présence d'une province extensive aux pieds des hauts structuraux qui bordent les bassins (Figure IV.42). Le fluage latéral du sel a lieu notamment au cours du dépôt de l'UU (Figures IV.41 ; IV.44) et localement jusque dans la partie supérieure du Plio-Quaternaire (Figure IV.43). Il est probable que ce fluage latéral du sel ait alimenté les diapirs de sel passifs durant leur croissance.

L'étude du cas particulier du bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai (Figure IV.45) souligne les fortes interactions entre les processus de tectonique crustale et de tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde. **Dans le cas de ce bassin, l'étude de la tectonique salifère (notamment avec l'aide de la modélisation analogique) a été un outil**

**déterminant pour l'analyse des mouvements crustaux.** L'étude des structures de ce bassin a ainsi mis en évidence la capacité du sel à compenser le basculement du socle par fluage latéral, associé à un épisode réduit de glissement gravitaire (Figures IV.54 ; IV.59). **Cette analyse a également démontré l'existence de plusieurs périodes de mouvements crustaux importants : (i) un premier épisode d'extension crustale pré-CSM et (ii) un deuxième épisode d'extension crustale post-CSM, durant le Plio-Quaternaire.** Cet épisode de réactivation est lié à la deuxième phase d'activité crustale qui a affecté la Marge Est-Sarde après la CSM.

#### ***B.5.5. Observations générales***

Les résultats liés à l'étude de la tectonique salifère sont en bon accord avec les résultats de l'analyse des marqueurs de la CSM (chapitre III) et de la tectonique crustale de la Marge Est-Sarde (chapitre IV.A).

**Une forte tectonique crustale pré-CSM est mise en évidence.** Celle-ci a permis l'ouverture pré-CSM des bassins de la marge et la mise en place des unités de la CSM dans les bassins. La tectonique crustale pré-CSM a contraint la répartition géographique de la couche de sel (MU). Elle a également appliqué un contrôle indirect sur le diapirisme de la Terrasse de Cornaglia, en permettant l'accumulation préférentielle de la MU dans des dépressions du socle pré-CSM.

**Les processus de tectonique salifère mettent en évidence l'existence d'une reprise de la tectonique crustale après la CSM. Cette deuxième phase est bien distincte de la première et a eu lieu après une période d'inactivité tectonique durant la CSM.** Ceci est notamment enregistré par les processus de glissement gravitaire et de fluage latéral du sel, suite au basculement post-CSM du socle infra-sel.

**Sur la Marge Est-Sarde, la tectonique salifère est donc un outil déterminant pour la mise en évidence des mouvements crustaux du socle infra-sel.** La tectonique crustale influe sur la tectonique salifère et est à l'origine des processus de tectonique salifère. **Dans cette étude les marqueurs fournis par la tectonique salifère dans la couverture sédimentaire sont utilisés comme des indices de substitution, essentiels pour la compréhension de la tectonique crustale qui affecte la Marge Est-Sarde.**

## **CHAPITRE V : DISCUSSION ET CONCLUSIONS**

## A. Rappel des objectifs

L'ouverture du Bassin Tyrrhénien a débuté dans sa partie occidentale, le long de la Marge Est-Corse et de la Marge Est-Sarde.

Au cours du Messinien, le Bassin Tyrrhénien Occidental a été affecté par la Crise de Salinité Messinienne, comme l'ensemble de la Méditerranée. L'impact de cette crise sur la Marge Est-Sarde avait été peu étudié jusqu'à présent.

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, le calendrier de l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde n'était pas toujours bien renseigné. En particulier, la définition des phases syn-rift et post-rift de la marge demeurait incertaine.

Enfin, la présence de sel messinien qui a précipité de manière plus ou moins contemporaine de l'activité tectonique de la Marge Est-Sarde fait du Bassin Tyrrhénien Occidental un domaine particulièrement propice à l'analyse des interactions entre la tectonique crustale et la tectonique salifère.

Les objectifs de ces travaux de thèse consistaient dans un premier temps à **comprendre les modalités de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental** à partir de :

- L'identification et la cartographie des marqueurs sismiques de la CSM (surfaces et unités de dépôt) sur la Marge Est-Sarde et la comparaison avec l'organisation des marqueurs sismiques de la CSM observés sur les autres marges/bassins méditerranéens.

- L'étude de la paléo-morphologie du Bassin Tyrrhénien Occidental pendant la CSM.

Ces travaux de thèse consistaient aussi à **comprendre l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde et notamment à mieux contraindre le calendrier des phases tectoniques de la marge** à partir de :

- La cartographie des structures crustales de la Marge Est-Sarde et la caractérisation des déformations dans les différents secteurs de la marge.

- L'étude de la chronologie des phases d'activités des réseaux de failles crustales à l'aide des marqueurs sismiques de la CSM.

Ces travaux de thèse consistaient enfin à **étudier les relations entre la tectonique crustale, la tectonique salifère et la sédimentation dans le Bassin Tyrrhénien Occidental** à partir de :

- L'identification des différents processus de tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde.

- La définition du fonctionnement de ces processus.

- La comparaison des données naturelles avec des expériences de modélisation analogique.

La compréhension de ces thématiques repose essentiellement sur l'interprétation des nouvelles données sismiques METYSS, dont la résolution est particulièrement adaptée à l'étude des marqueurs sismiques de la CSM. Cette technique d'exploration permet d'obtenir une visualisation de l'organisation des structures crustales et de l'architecture du remplissage des bassins sédimentaires le long de la Marge Est-Sarde.

## **B. Synthèse et discussion des principaux résultats**

### **B.1 Résultats concernant l'étude des marqueurs sismiques de la Crise de Salinité Messinienne dans le Bassin Tyrrhénien Occidental**

Les résultats de cette thèse concernant l'étude de la thématique de la Crise de Salinité Messinienne sont détaillés dans le chapitre III.

#### **B.1.1. *Identification des marqueurs sismiques de la CSM du Bassin Tyrrhénien Occidental***

Les marqueurs sismiques de la CSM ont été définis pour la première fois dans le Bassin Tyrrhénien Occidental selon la nouvelle terminologie établie par Lofi *et al.* (2011a ; 2011b). Ces marqueurs sont résumés dans le **Tableau V.1**.

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, les marqueurs sismiques de la CSM correspondent à des surfaces particulières (MES, TES/TS, BES/BS) et à des unités de dépôt (UU, MU, BU et CU) (Tableau V.1).

**Les marqueurs sismiques de la CSM observés dans les bassins profonds de la Méditerranée Occidentale sont ainsi identifiés dans le Bassin Tyrrhénien Occidental** (Tableau V.1).

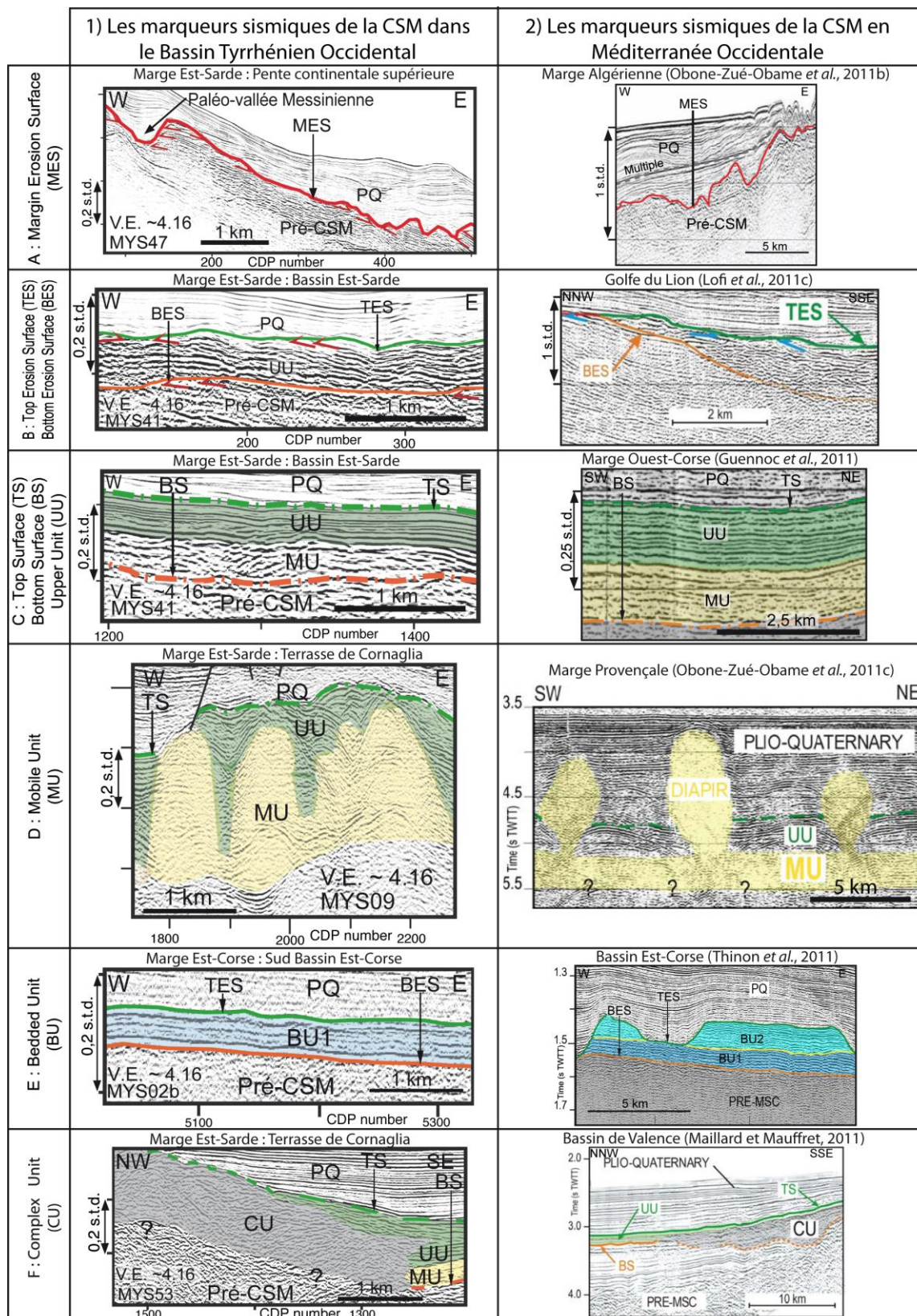
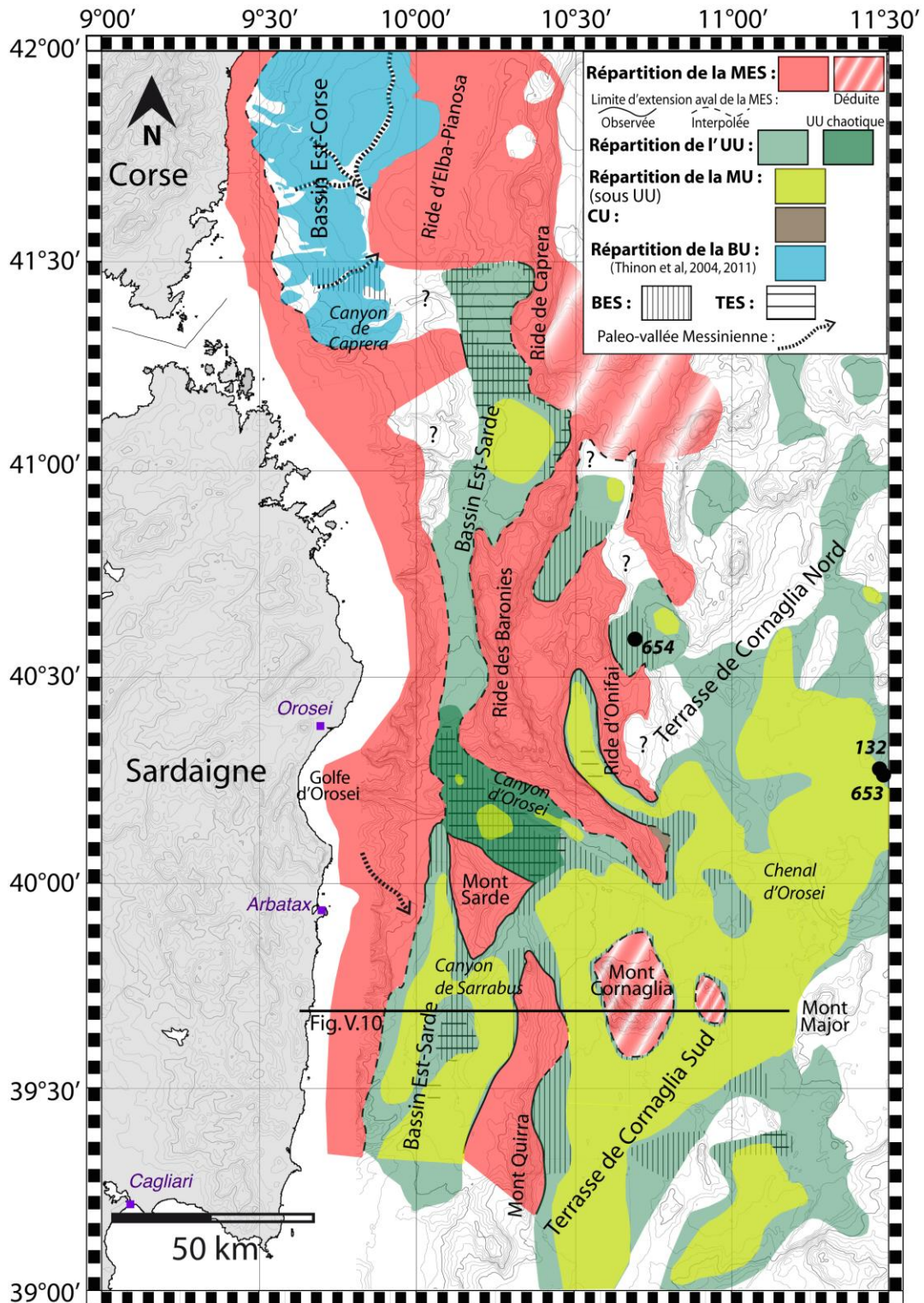


Tableau V.1 : Tableau comparatif des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (1) avec les marqueurs sismiques de la CSM des autres marges et bassins de la Méditerranée Occidentale (2). Les illustrations des marqueurs de la CSM du Bassin Tyrrhénien Occidental (1) sont issues de l'interprétation des données METYSS. Les illustrations des marqueurs de la CSM de Méditerranée Occidentale (2) sont issues de l'Atlas sismique des marqueurs de la CSM de Lofi *et al.* (2011a).

### B.1.2. Organisation spatiale des marqueurs sismiques de la Crise de Salinité dans le Bassin Tyrrhénien Occidental

Les résultats de cette thèse ont abouti à la cartographie détaillée des marqueurs de la CSM, qui permet pour la première fois de mettre à jour et de préciser les premières cartes réalisées par Curzi *et al.* (1980) et Moussat (1983) en utilisant la nomenclature établie par Lofi *et al.* (2011a et 2011b) (**Figure IV.1**).



*Figure V.1 (page précédente) : Carte générale de répartition des marqueurs de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (Marge Est-Corse et Marge Est-Sarde). Les cercles noirs indiquent la position des forages 653 et 653 du leg ODP 107 et DSDP 132 (d'après Kastens et al., 1988). MES sur la Marge Est-Corse modifié de Thinon et al. (2004 et 2011).*

Les hauts structuraux de la bathymétrie actuelle de la marge sont marqués par la MES (Figure V.1). La répartition géographique des unités de dépôt dans les bassins actuels, particulièrement de l'UU, met en évidence des connexions entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia pendant la CSM (Figure V.1).

**La Marge Est-Sarde était ainsi fondamentalement structurée en une succession de bassins et de hauts structuraux avant la CSM (Figure V.1). Sa morphologie a été acquise lors d'une phase d'activité crustale pré-CSM, qui correspond à la phase de rifting de la marge.** Le rifting pré-CSM a permis l'ouverture des bassins dans lesquels la MU et l'UU sont actuellement observées. La morphologie segmentée de la Marge Est-Sarde ne résulte donc pas uniquement d'une activité tectonique post-rift tardive.

## **B.2 Résultats concernant l'étude de la tectonique dans le Bassin Tyrrhénien Occidental**

Les résultats de l'étude de la tectonique réalisée durant cette thèse sont détaillés dans le chapitre IV.

### **B.2.1. *Processus de la tectonique salifère dans le Bassin Tyrrhénien Occidental***

Au cours de cette thèse, une analyse détaillée des processus de tectonique salifère et des interactions entre tectonique crustale et salifère a été réalisée pour la première fois dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (c.f. Chapitre IV.B). Ces processus sont résumés sur la **Figure V.2**.

L'analyse de la tectonique salifère sur la Marge Est-Sarde a permis de mettre en évidence que :

- La tectonique crustale pré-CSM est responsable d'une paléomorphologie qui a contrôlé l'épaisseur du sel et facilité la croissance de diapirs par downbuilding dans les zones où le sel mobile était initialement plus épais (Figure V.2A). La croissance a été rapide et précoce, dès le début du dépôt de l'UU. **Les éventails observés dans l'UU ne sont pas d'origine crustale, mais liés à la croissance des diapirs passifs** (Figure V.2A).

- La bordure Occidentale de la Terrasse de Cornaglia est marquée par la présence d'anticlinaux à cœur salifères (Figure V.2B).



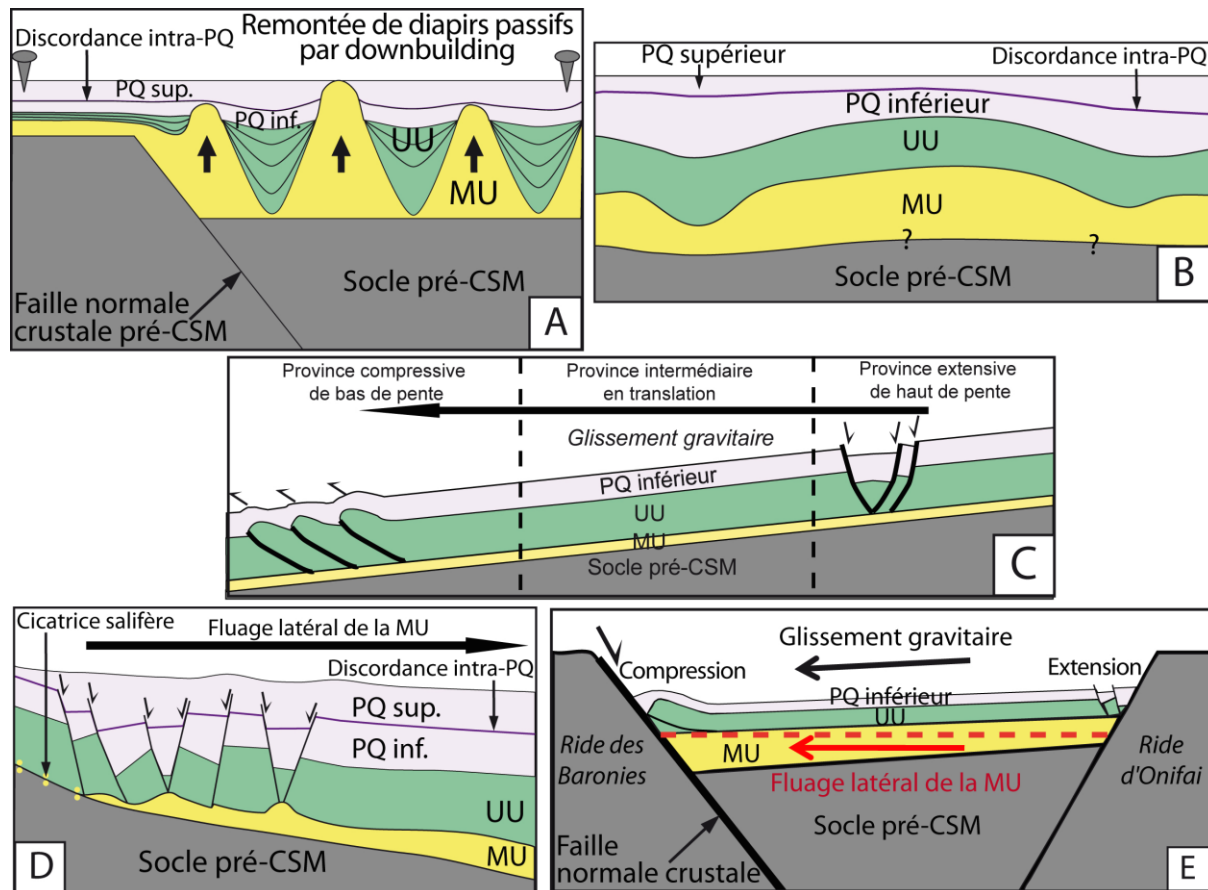


Figure V.2 : Schémas récapitulatifs des processus de tectonique salifère de la Marge Est-Sarde. A : Diapirisme passif ; B : Anticlinaux salifères ; C : Glissement gravitaire ; D : Fluage latéral du sel en bordure de bassin ; E : Glissement gravitaire et fluage latéral du sel dans un bassin confiné.

- La présence de pentes infra-sel engendre le glissement gravitaire de la MU et de sa couverture sédimentaire (Figure V.2C). Certains glissements gravitaires ont été initiés après la CSM par des basculements du socle infra-sel. Ceux-ci ont globalement eu lieu à la fin du dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (Figure V.2C). **Ce processus met en évidence l'existence de mouvements crustaux verticaux post-CSM sur la Marge Est-Sarde.**

- En bordure des bassins le sel flue latéralement vers le bassin profond, engendrant la formation d'une province extensive et d'une cicatrice salifère (Figure V.2D). Ce fluage latéral du sel est associé à la croissance des diapirs de sel.

- Dans un bassin confiné entre les rides d'Onifai et des Baronies, le basculement du socle est compensé par le fluage latéral du sel. Malgré le basculement du socle infra-sel, la couverture supra-sel reste horizontale (Figure V.2E). L'étude de la tectonique salifère dans ce bassin, appuyée par la modélisation analogique, a mis en évidence **deux phases d'extension crustale distinctes : une phase pré-CSM et une phase post-CSM.**

Cette étude met en évidence les relations étroites entre la tectonique salifère et des épisodes de tectonique crustale liés à la réactivation post-rift de la marge. Les marqueurs de déformation fournis par la tectonique salifère ont ainsi été utilisés comme des indices de substitution pour comprendre les mouvements crustaux de la marge.

### B.2.2. Structures crustales dans le Bassin Tyrrhénien Occidental

L'étude de la tectonique crustale a abouti à la caractérisation de l'organisation et du fonctionnement des structures majeures contrôlant la dynamique de la Marge Est-Sarde (Figure V.3).

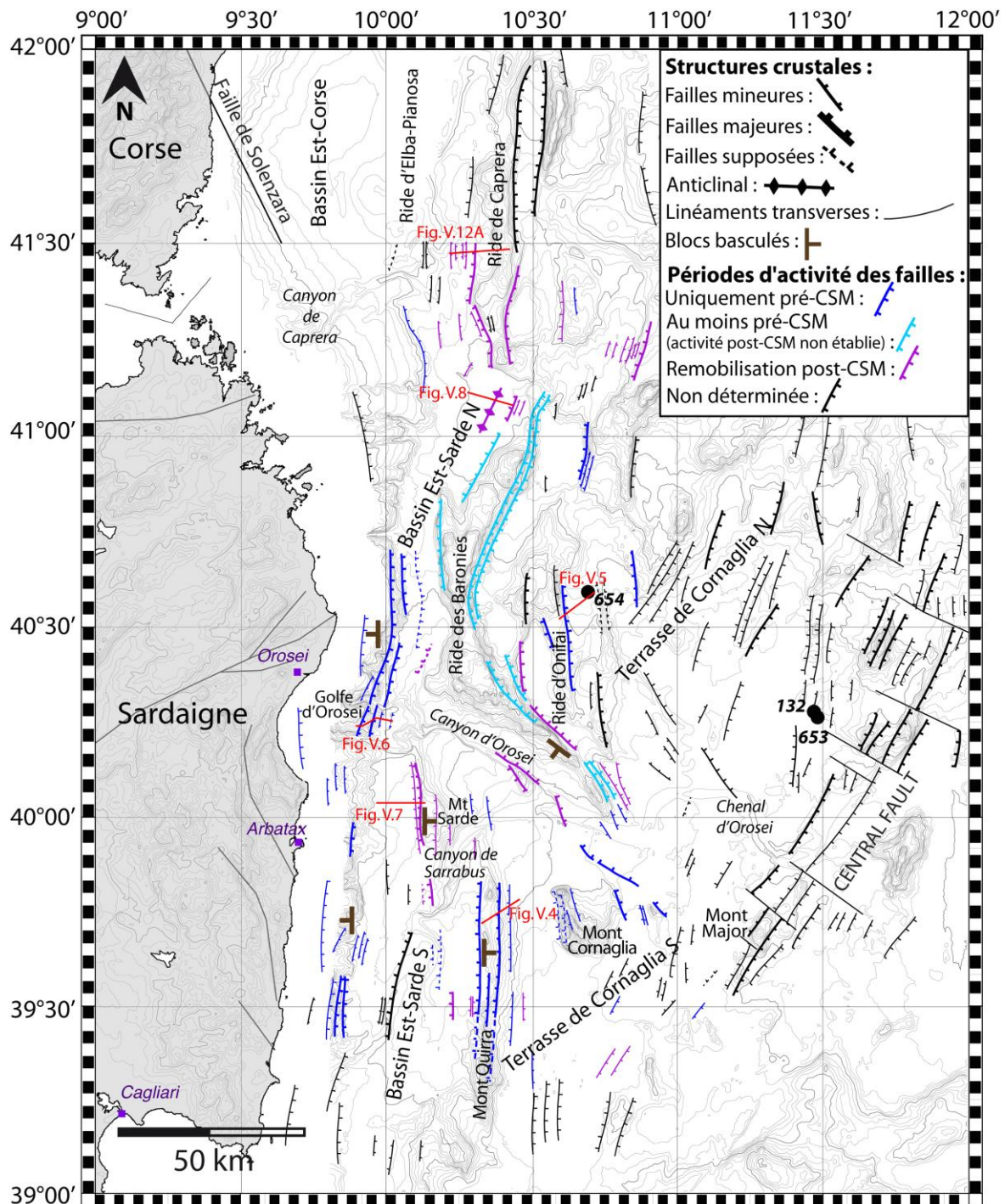


Figure V.3 (page précédente) : Carte des structures crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental, basée sur l'analyse des données sismiques METYSS et sur les travaux de Moussat (1983), Thommeret (1990), Sartori et al. (2001), Vai et Martini (2001) et Carrara (2002). La carte illustre la période d'activité des failles crustales. Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Les cercles noirs indiquent la position des sites de forages ODP et DSDP (d'après Kastens et al., 1988). Les traits rouges indiquent la localisation des figures présentées dans ce chapitre.

### B.2.3. Phases d'activité crustale dans le Bassin Tyrrhénien Occidental

Les résultats de cette thèse ont permis de mettre en évidence deux phases d'activité crustale distinctes sur la Marge Est-Sarde : **une phase pré-CSM et une phase post-CSM.**

#### B.2.3.1 Phase d'activité crustale majeure pré-Crise de Salinité Messinienne

La phase d'activité crustale pré-CSM est enregistrée par :

(i) **Des dépôts pré-CSM en éventails (Figure V.4 ; Figure V.5 ; Figure V.6).**

(ii) **Les marqueurs sismiques de la CSM, qui permettent de déterminer la chronologie du fonctionnement des failles.**

- La présence des unités de dépôt de la CSM (MU et/ou UU) dans les bassins de la Marge Est-Sarde indique que les bassins étaient déjà ouverts avant la CSM (Figure V.1). Les failles qui bordent les bassins contenant les unités de la CSM ont donc fonctionné essentiellement avant la CSM (Figure V.5).

- La présence d'une faille crustale sous les marqueurs sismiques de la CSM constitue un bon indicateur de l'âge pré-CSM de l'activité de la faille (Figures V.4 ; V.6).

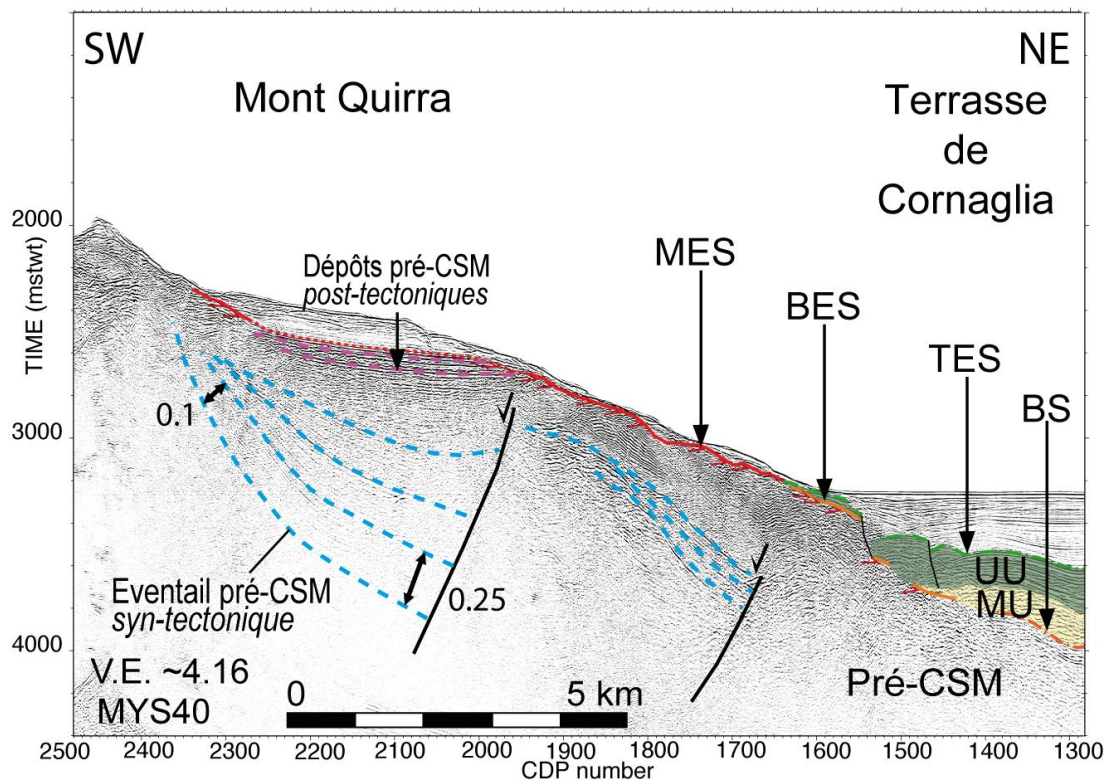


Figure V.4 : Extrait du profil MYS40 (Localisation sur la figure V.3) illustrant des failles crustales pré-CSM associées à des éventails syn-tectoniques. Les épaisseurs sont en s.t.d.

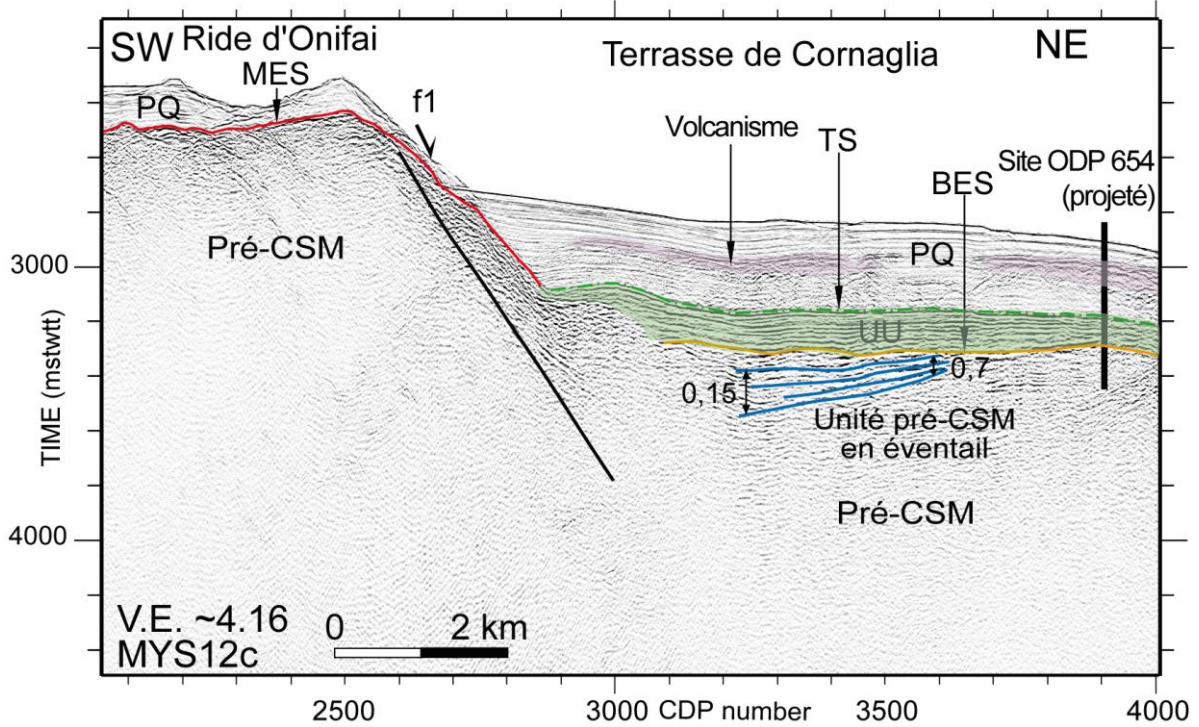


Figure V.5 : Extrait du profil MYS12c (Localisation sur la Figure V.3). L'éventail sédimentaire pré-CSM montre le fonctionnement pré-CSM de la faille f1. Au site ODP 654, la séquence pré-CSM en éventail est datée entre le Tortonien et le Messinien inférieur (Kastens et al., 1988).

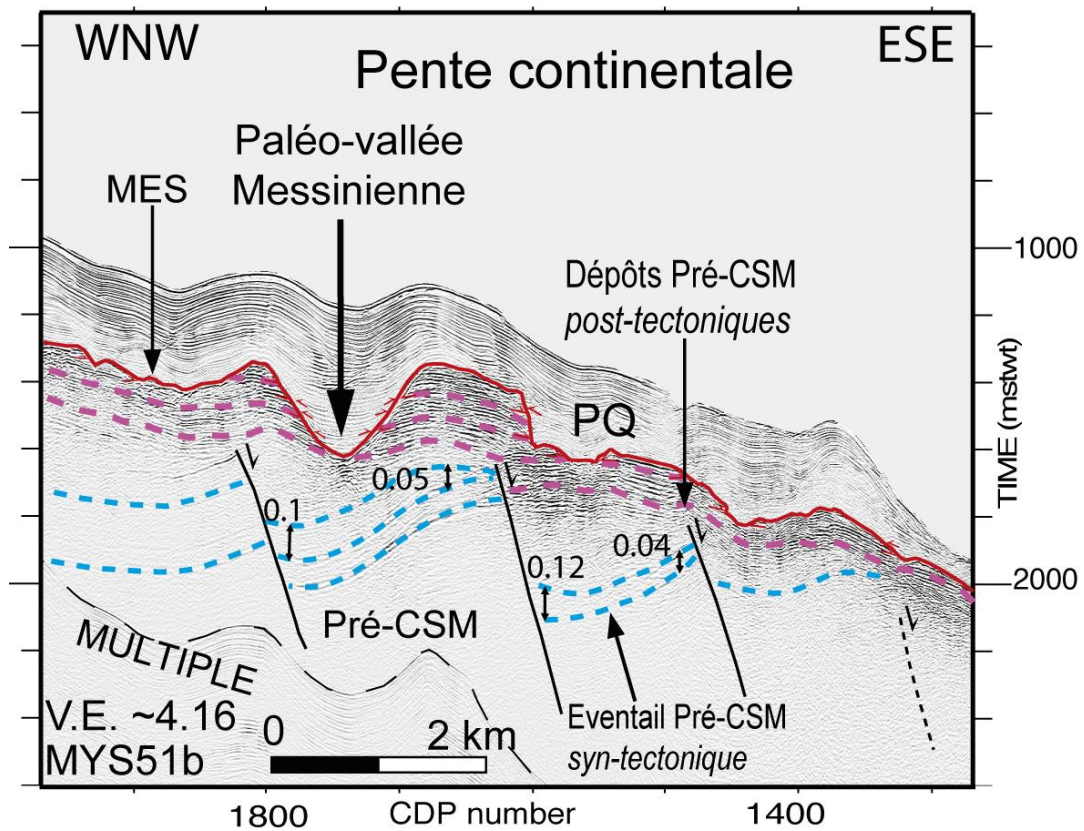


Figure V.6 : Extrait du profil MYS51b (Localisation sur la figure V.3) illustrant des failles crustales pré-CSM associées à des éventails syn-tectoniques. Les épaisseurs sont données en s.t.d.

L'arrêt de l'activité des failles avant la CSM atteste que la première phase crustale est pré-CSM (Figures V.4 ; V.5 ; V.6). En outre, l'épaisseur des dépôts pré-CSM et post-tectoniques sur la pente continentale supérieure suggère un certain temps entre la fin de l'activité des failles crustales et la CSM (Figure V.6). Les mouvements crustaux pré-CSM sont généralisés à l'ensemble de la Marge Est-Sarde (Figure V.3). L'amplitude pluri-hectométrique à kilométrique des mouvements crustaux montre que la phase pré-CSM constitue la phase d'activité crustale majeure. **Celle-ci correspond à la phase de rifting de la Marge Est-Sarde.**

#### B.2.3.2 Phase d'activité crustale post-Crise de Salinité Messinienne

La phase d'activité crustale post-CSM est enregistrée par :

(i) **La déformation des marqueurs sismiques de la CSM et de la discordance intra-plio-quadernaire.**

Dans plusieurs secteurs de la marge, ces déformations sont liées à des failles crustales réactivées après la CSM (**Figure V.7**). Les pentes observées aux toits des unités de la CSM sont aussi des marqueurs de mouvements crustaux post-CSM, à l'exception des déformations induites par la tectonique purement salifère comme par exemple sur les flancs des diapirs. La discordance intra-plio-quadernaire régionale met également en évidence des mouvements post-CSM.

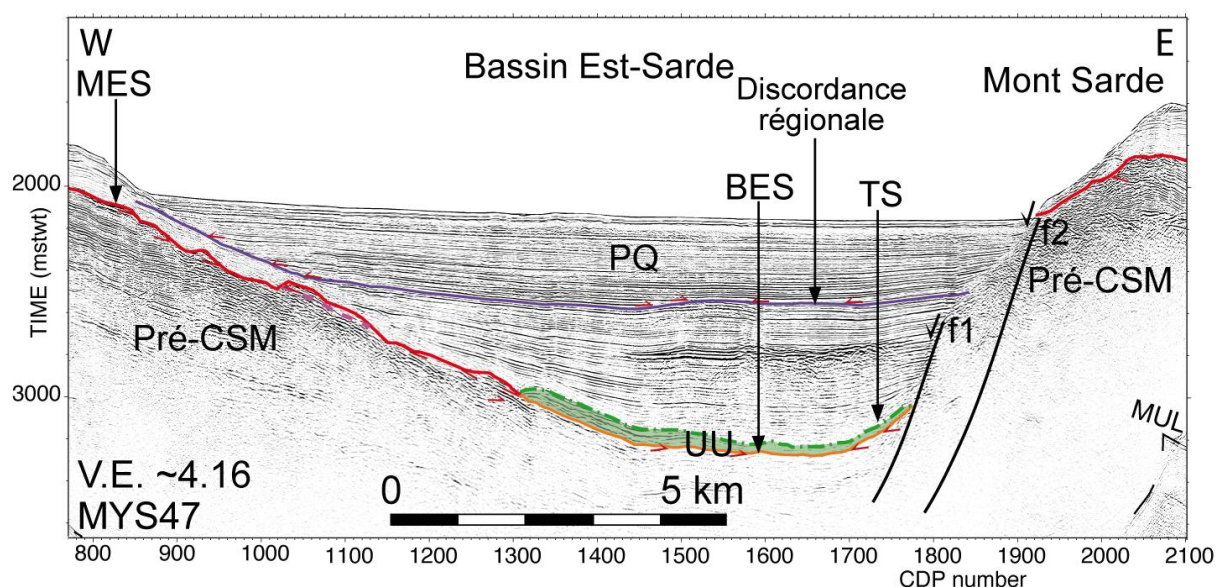


Figure V.7 : Extrait du profil MYS47 (Localisation sur la figure V.3). La divergence des réflecteurs plio-quadernaires et la discordance régionale témoignent de mouvements crustaux post-CSM.

(ii) **Des éventails sédimentaires plio-quadernaires.**

Dans les zones ne comportant pas de sel mobile, les éventails sédimentaires plio-quadernaires sont des marqueurs de la réactivation des failles crustales (Figure V.7).

### (iii) Les processus de tectonique salifère.

Certains processus de tectonique salifère mettent en évidence l'existence de mouvements crustaux post-CSM. En particulier, le glissement gravitaire témoigne de basculements du socle infra-sel (Figure V.2C, E).

La phase post-CSM implique la réactivation de failles crustales formées durant la phase pré-CSM. D'une manière générale, les déformations post-CSM ont eu lieu à la fin ou juste après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire. Localement les mouvements crustaux post-CSM sont très récents, voire actuels, notamment dans le Nord de la marge. La phase post-CSM est bien distincte de la phase pré-CSM. L'amplitude hectométrique à pluri-hectométrique (localement) des mouvements post-CSM montre que la phase post-CSM est de plus faible amplitude que la phase pré-CSM. Les mouvements post-CSM sont majoritairement extensifs (Figure V.7), mais des déformations compressives de faible amplitude sont localement observées dans le Nord de la marge (**Figure V.8**). **La phase post-CSM correspond donc à la phase de réactivation post-rift de la marge.**

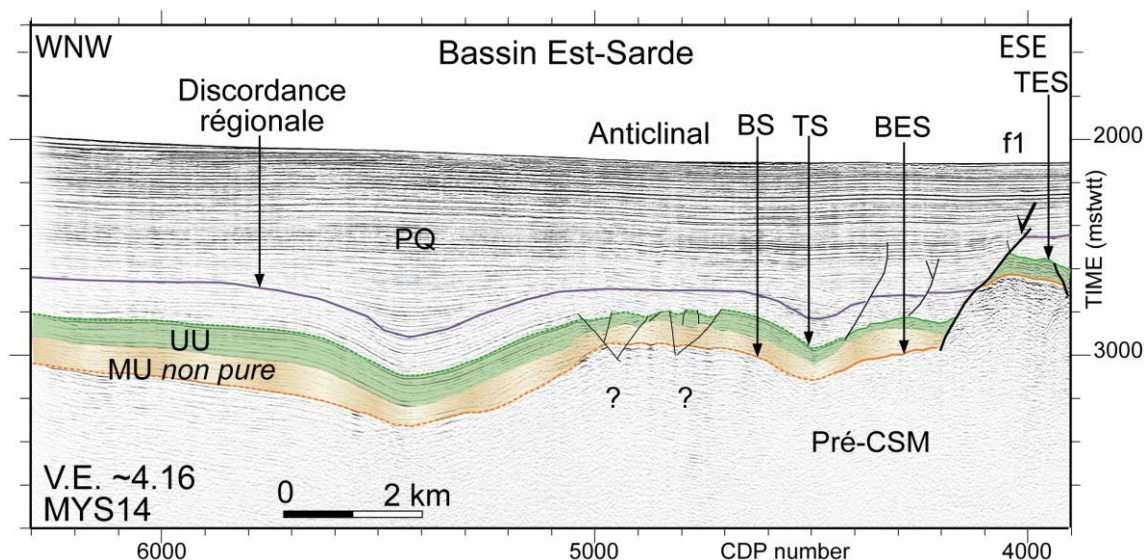


Figure V.8 : Extrait du profil MYS14 (Localisation sur la Figure V.3). Plissement post-CSM de faible amplitude des séries pré-CSM à plio-quaternaires (Modifié de Gaullier et al., 2014).

## B.3 Évolution de la Marge Est-Sarde de son rifting à l'actuel

Les résultats obtenus dans les trois thématiques étudiées au cours de cette thèse apportent des éléments à la compréhension de l'évolution générale de la Marge Est-Sarde.

### B.3.1. Rifting de la Marge Est-Sarde

#### B.3.1.1 Rifting pré-CSM du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia

La phase d'activité crustale majeure de la Marge Est-Sarde a eu lieu avant la CSM. La forte amplitude des mouvements crustaux a engendré l'ouverture du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia avant la CSM. Les marqueurs de la CSM se sont ensuite mis en place

dans les bassins (MU et UU) et sur les hauts de socle (MES) (Figure V.1). **La phase d'activité crustale pré-CSM correspond donc au rifting du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia (Figure V.9).** Les dépôts pré-CSM en éventails correspondent ainsi à la sédimentation syn-rift (Figures V.4 ; V.5 ; V.6). Au site ODP 654 (Figures V.5 ; V.9) les dépôts syn-rift correspondent à une séquence transgressive pré-CSM (Tortonien à Messinien inférieur) qui témoigne de l'approfondissement de la Marge Est-Sarde et de son passage d'un environnement subaérien à marin profond avant la CSM (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990). Hormis au site ODP 654 (Figure V.9), l'âge des dépôts syn-rift n'est pas bien contraint. Des dépôts pré-CSM d'âge Tortonien *s.l.* ont été prélevés sur le Mont Sarde (carotte BS77-19 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Figure V.9). L'âge des dépôts pré-CSM aux sites BS77-19 et ODP 654 montre que le rifting a eu lieu au moins en partie au cours du Tortonien et du Messinien inférieur. L'épaisseur des dépôts syn-rift sous la chaîne du Mont Quirra est de l'ordre de  $\sim 0,8$  s.t.d. (Figure V.4). L'épaisseur des dépôts pré-CSM post-rift sur la pente continentale supérieure est de l'ordre de 0,3 s.t.d. (Figure V.6). Par conséquent il est envisageable que les processus de rifting de la Marge Est-Sarde aient commencé avant le Tortonien, potentiellement durant le Serravallien ou même le Langhien, comme suggéré par Malinverno et Ryan (1986), Kastens *et al.* (1988), Mascle et Réhault (1990), Mattei *et al.* (2002), Doglioni *et al.* (2004) et Carminati *et al.* (2012).

Aux sites ODP 654 et 653 (Figure V.9), l'UU et les dépôts plio-quadernaires sont post-rift (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990). De plus, cette étude démontre que les éventails sédimentaires observés dans l'UU sont liés à la croissance des diapirs de sel passifs. Par conséquent, ces observations permettent de proposer que **le rifting du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia était terminé au moment de la CSM (Figure V.9) et ne s'est pas prolongé jusqu'au Pliocène.**

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, les processus de rifting sont interprétés comme ayant migré vers l'Est au cours du temps, en suivant le retrait de l'arc de subduction apennin (Moussat, 1983 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Carrara, 2002 ; Rosenbaum et Lister, 2004). Cette migration vers l'Est est observable sur les données sismiques METYSS. Sur la pente continentale supérieure, les dépôts pré-CSM post-tectoniques sont épais, bien qu'en partie érodés ( $> 0,3$  s.t.d. ; Figure V.6). L'épaisseur de ces dépôts suggère qu'un certain temps s'est écoulé entre la fin du rifting et la CSM sur la pente continentale supérieure. Au site ODP 654, les dépôts syn-rifts sont directement localisés sous les dépôts de la CSM (Figures V.5 ; V.9). Cela suggère qu'à l'Est de la Ride d'Onifai la fin des processus de rifting est plus récente que sur la pente continentale supérieure.

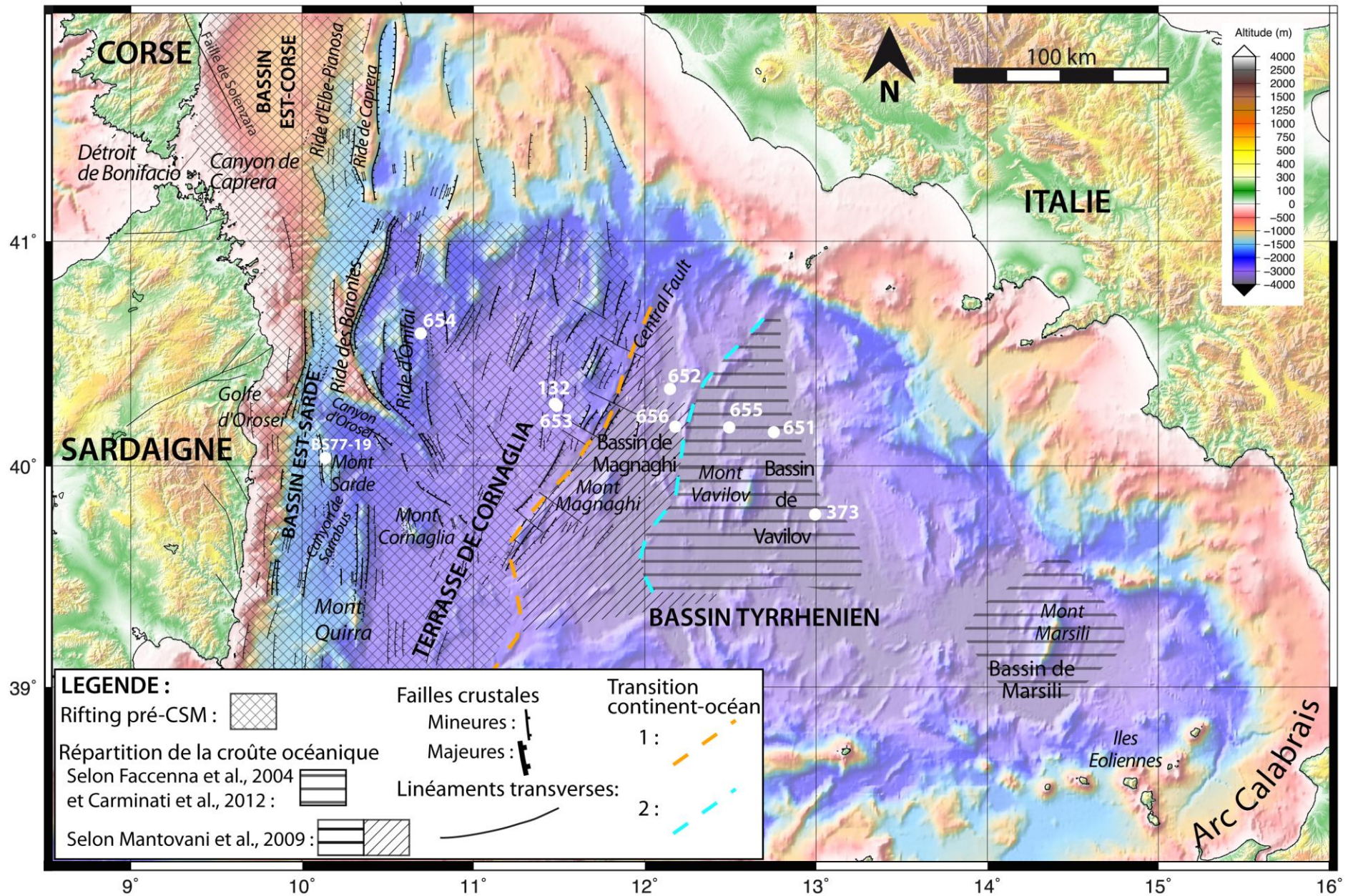




Figure V.9 (page précédente) : Carte générale de la Mer Tyrrhénienne. La carte illustre les structures physiographiques majeures du Bassin Tyrrhénien, les structures crustales de la Marge Est-Sarde, l'âge pré-CSM du rifting dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, la répartition de la croûte océanique dans le Bassin Tyrrhénien profond et la transition continent-océan selon 1) Van Dijk et Scheepers, 1995 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Mantovani *et al.*, 2009 et selon 2) Moussat, 1983 ; Réhault *et al.*, 1987 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Spadini *et al.*, 1995 ; Carrara, 2002 ; Mattei *et al.*, 2002 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Doglioni *et al.*, 2004 ; Carminati *et al.*, 2012. Les cercles blancs localisent les sites de forage ODP (651, 652, 653, 654, 655 et 656) et DSDP (132 et 373) (localisation d'après Kastens *et al.*, 1988 et Sartori *et al.*, 2001) Localisation de la carotte BS77-19 d'après Sartori *et al.* (2001). Données bathymétriques CIESM-IFREMER.

### B.3.1.2 Discussion sur l'âge de l'océanisation du Bassin Tyrrhénien

La fin pré-CSM du rifting de la Marge Est-Sarde soulève la question de la date de l'océanisation du Bassin Tyrrhénien, à l'Est de la *Central Fault* (Figure V.9). Dans le schéma classique de l'ouverture d'une marge ou d'un bassin, le stade de rift continental et le stade d'expansion océanique se succèdent dans le temps. Typiquement, la mise en place de croûte océanique dans le bassin profond marque la fin des processus de rifting sur les marges (Boillot, 1996).

Dans le Bassin Tyrrhénien, la présence de croûte océanique est avérée dans les bassins de Vavilov et de Marsili (Figure V.9 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990). L'analyse des forages ODP 655 et 651 a montré que le Bassin de Vavilov est le bassin océanique le plus ancien, avec une croûte océanique basaltique tholéiitique datée du Pliocène, entre 4,3-4,1 Ma et 2,6 Ma (Kastens *et al.*, 1988 ; Sartori, 1990 ; Mascle et Réhault, 1990). Par conséquent de nombreux auteurs considèrent que le début de l'océanisation du Bassin Tyrrhénien, et donc la fin du rifting de la Marge Est-Sarde, ont eu lieu au Pliocène inférieur (4,3-4,1 Ma ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Sartori *et al.*, 2001 ; Carrara, 2002 ; Sartori *et al.*, 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Mantovani *et al.*, 2009 ; Guillaume *et al.*, 2010).

Cependant, l'âge de la croûte océanique du Bassin de Vavilov a été datée dans la partie centrale du bassin (sites ODP 651 et 655 ; Figure V.9). L'âge Pliocène inférieur des basaltes ne correspond donc probablement pas aux basaltes les plus anciens du Bassin de Vavilov (Figure V.9). Autrement dit, la datation à 4,3-4,1 Ma des basaltes dans la partie centrale du Bassin de Vavilov ne correspond pas à la date du début de l'océanisation de ce bassin. La première datation radiométrique K/Ar des basaltes à la bordure Est du Bassin de Vavilov (site DSDP 373 ; Figure V.9) indiquait d'ailleurs un âge de  $7,3 \text{ Ma} \pm 1,3 \text{ Ma}$  (Tortonien-Messinien ; Barberi *et al.*, 1978). Un réexamen de cette datation a montré que l'âge des basaltes à cet endroit est plutôt de 4,1 Ma (Pliocène), mais avec la présence de lave potentiellement datées à 6,4 Ma (Messinien ; Sartori *et al.*, 1987, 1990). Par conséquent, la

datation du début de l'océanisation du Bassin de Vavilov n'est pas clairement établie et il est donc envisageable que sur les bordures du bassin, les basaltes soient plus anciens que 4,1-4,3 Ma.

Pour certains auteurs, l'océanisation du Bassin Tyrrhénien profond est antérieure au Pliocène inférieur. En particulier, Malinverno et Ryan (1986) proposent que l'océanisation du Bassin Tyrrhénien a eu lieu au Tortonien, par comparaison du taux d'extension dans le Bassin Tyrrhénien et du taux de raccourcissement dans les Apennins. Doglioni *et al.* (2004) considèrent que l'océanisation a eu lieu il y a 7 Ma (au Messinien), en accord avec l'âge proposé par Barberi *et al.* (1978). Mantovani *et al.*, (2009) proposent que l'océanisation a eu lieu à la fin du Messinien avec l'ouverture du Bassin de Magnaghi.

L'appartenance du Bassin de Magnaghi au domaine océanique *s.s.* est d'ailleurs sujet à controverse dans la littérature scientifique. Ce bassin est situé entre la *Central Fault* et le Bassin de Vavilov, signifiant qu'il occupe une position clef pour la localisation de la transition continent-océan (Figure V.9).

Plusieurs auteurs considèrent, notamment d'après la faible profondeur du Moho, les mesures de susceptibilités magnétiques et le volcanisme, que la transition continent-océan est localisée au niveau de la *Central Fault* (Figure V.9 ; Van Dijk et Scheepers, 1995 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Mantovani *et al.*, 2009). Ces auteurs considèrent donc que le Bassin de Magnaghi fait parti du domaine océanique (Figure V.9 ; Van Dijk et Scheepers, 1995 ; Cocchi *et al.*, 2008 ; Mantovani *et al.*, 2009).

D'autres auteurs considèrent en revanche que le Bassin de Magnaghi n'est pas constitué de croûte océanique et qu'il fait partie de la Marge Est-Sarde inférieure (Figure V.9 ; Moussat, 1983 ; Réhault *et al.*, 1987 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Spadini *et al.*, 1995 ; Carrara, 2002 ; Mattei *et al.*, 2002 ; Sartori *et al.*, 2001, 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Doglioni *et al.*, 2004 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Guillaume *et al.*, 2010 ; Carminati *et al.*, 2012). Selon ces auteurs, la transition continent-océan serait localisée entre le Bassin de Magnaghi et le Bassin de Vavilov (Figure V.9). Le rifting du Bassin de Magnaghi aurait alors eu lieu entre le Messinien et le Pliocène inférieur, juste avant la mise en place de croûte océanique dans le Bassin de Vavilov (Kastens *et al.*, 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Sartori, 1990 ; Cita *et al.*, 1990). Cette hypothèse est supportée par les analyses des forages ODP 652 et 656, localisés dans le Bassin de Magnaghi (Figure V.9 ; Kastens *et al.*, 1988 ; Cita, 1990). Au site ODP 652, la série messinienne est constituée de dépôts terrigènes associés à une faune d'eaux saumâtres. Ces dépôts contiennent un très faible taux d'évaporites et sont marqués par

l'absence de fossiles d'eaux profondes. En outre, la présence d'un horizon de galet est interprétée comme étant le marqueur temporaire d'un environnement fluvial ou de plage. Les dépôts messiniens du site ODP 652 sont alors interprétés comme correspondant à un environnement lacustre côtier (Kastens *et al.*, 1988 ; Cita, 1990). Au dessus, les dépôts plio-quadernaires sont constitués de sédiments hémipélagiques qui témoignent d'un environnement marin profond dès le Pliocène (Kastens *et al.*, 1988 ; Cita, 1990). Au site ODP 656 (Figure V.9), les dépôts messiniens correspondent à une séquence transgressive constituée de conglomérats à clastes grossiers à la base et de calcaires dolomitiques au sommet. Ces dépôts sont interprétés comme témoignant de l'approfondissement de la zone au cours du Messinien, faisant passer la marge inférieure d'un environnement de dépôt lacustre à marin profond (Kastens *et al.*, 1988 ; Cita *et al.*, 1990).

Les résultats de cette thèse ont démontré que le rifting de la Marge Est-Sarde jusqu'à la *Central Fault* (*i.e.* Bassin Est-Sarde et Terrasse de Cornaglia) était terminé avant la CSM (Figure V.9). Les deux hypothèses envisagées dans la littérature concernant le Bassin de Magnaghi et l'océanisation du Bassin Tyrrhénien sont donc plausibles :

(i) Soit le Bassin de Magnaghi correspond à la Marge Est-Sarde inférieure et la transition continent-océan est localisée à l'Est de ce bassin (Figure V.9). Dans ce cas, la migration des processus de rifting vers l'Est a engendré le rifting du Bassin de Magnaghi entre le Messinien et le Pliocène inférieur, juste avant l'océanisation du Bassin de Vavilov.

(ii) Soit le Bassin de Magnaghi fait partie du domaine océanique (Figure V.9). Dans ce cas l'approfondissement du bassin durant le Messinien témoigne probablement du début de l'océanisation du Bassin Tyrrhénien.

Dans les deux cas, l'arrêt pré-CSM du rifting dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia, et l'approfondissement du Bassin de Magnaghi dès le Messinien permettent d'envisager que le début de l'océanisation du Bassin Tyrrhénien a eu lieu avant l'âge de 4,3-4,1 Ma observé aux sites ODP 655 et 651.

### ***B.3.2. Le Bassin Tyrrhénien Occidental pendant la Crise de Salinité Messinienne***

#### **B.3.2.1 Profondeurs du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia pendant la CSM**

Actuellement, les toits de la MU et de l'UU dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia sont localisés à des profondeurs différentes (**Figure V.10**). Il a été envisagé que ces différences de profondeurs indiquaient soit : (i) que des mouvements crustaux verticaux post-

CSM ont décalé les unités de la CSM après leur mise en place ; (ii) que la Terrasse de Cornaglia étaient déjà plus profonde que le Bassin Est-Sarde avant la CSM (c.f. III.C.2.2.).

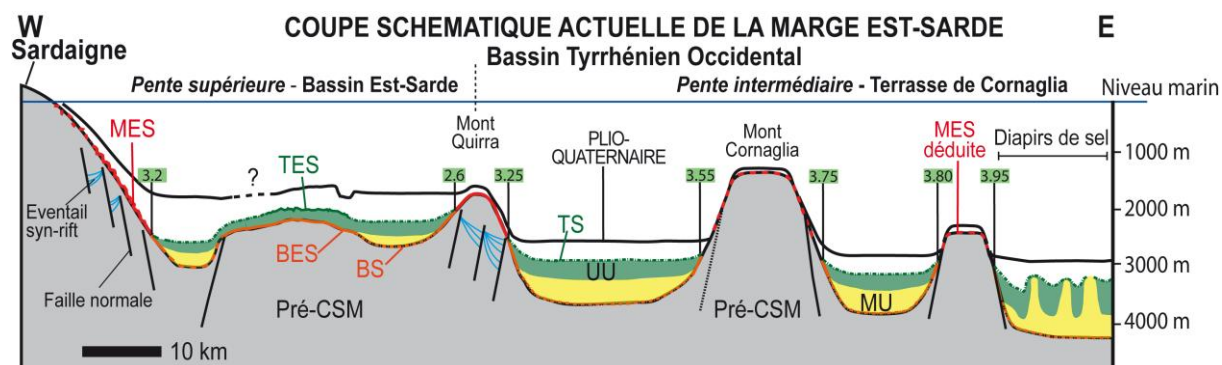


Figure V.10 : Coupe schématique de la Marge Est-Sarde illustrant l'organisation actuelle des marqueurs sismiques de la CSM et les structures crustales. Les encadrés verts indiquent la profondeur des onlaps de l'UU en s.t.d. (Localisation sur la Figure V.1).

Les processus de rifting pré-CSM de la Marge Est-Sarde ont structuré la marge en une succession de bassins et de hauts structuraux avant la CSM. Actuellement, les différences de profondeurs du toit des unités de la CSM dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia sont de l'ordre de plusieurs centaines de mètres à près de 1000 m (c.f. Tableau III.1 ; Figure V.10). Les unités de la CSM sont également remarquablement plus épaisses sur la Terrasse de Cornaglia que dans le Bassin Est-Sarde. L'UU en particulier est localement deux fois plus épaisse (c.f. Tableau III.1 ; Figure V.10). Ces différences d'épaisseur et de profondeurs, ainsi que la phase crustale pré-CSM, suggèrent que la partie distale de la marge (*i.e.* Terrasse de Cornaglia) était déjà plus profonde que la partie proximale (*i.e.* Bassin Est-Sarde) à l'issue du rifting. **La bathymétrie de la marge était ainsi déjà segmentée et étagée avant la CSM, le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia étaient probablement déjà localisés à des profondeurs différentes au moment du dépôt de la MU et de l'UU.** Les unités de la CSM se sont ainsi préférentiellement accumulées sur la Terrasse de Cornaglia, ce qui explique qu'elles y soient plus épaisses (c.f. Tableau III.1 ; Figure V.10).

Cette conclusion soulève alors la question de la profondeur de dépôt des unités de la CSM. Les études menées en Méditerranée Occidentale ont suggéré qu'à l'échelle d'un bassin, l'UU s'est déposée sous une même tranche d'eau (*e.g.* Lofi *et al.* 2011a, b ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011). Ces études ont cependant été réalisées sur des marges passives dont la physiographie ne comporte pas de hauts de socle, comme le Golfe du Lion ou le Bassin Provençal (*e.g.* Lofi *et al.* 2011a, b ; Obone-Zué-Obame *et al.*, 2011). La physiographie particulièrement segmentée de la Marge Est-Sarde apporte ainsi des informations essentielles sur la profondeur de mise en place des unités de la CSM. En particulier, la profondeur plus

importante de la Terrasse de Cornaglia au moment de la CSM implique que les unités de la CSM se sont probablement déposées sous des tranches d'eau différentes de celles du Bassin Est-Sarde. Cette possibilité est également envisagée dans la dépression centrale du Promontoire Baléare, où la MU est moins profonde que dans le Bassin Algérien (**Figure V.11B** ; Maillard et al., 2014 ; Driussi *et al.*, sous presse).

Il est cependant difficile d'évaluer l'ampleur des différences de profondeurs au moment de la CSM dans les deux bassins de la Marge Est-Sarde. En effet, la Marge Est-Sarde a subi une phase d'activité crustale post-CSM, qui implique des mouvements crustaux verticaux complexes (Figures V.3 ; V.7 ; V.8). Ces mouvements post-CSM expliquent en particulier la présence locale de la MES à des profondeurs plus importantes que les unités de dépôts, comme à la base de la pente continentale supérieure ou de la chaîne du Mont Quirra (Figure V.10). Les différences de profondeurs actuellement observées entre les unités de la CSM du Bassin Est-Sarde et de la Terrasse de Cornaglia ont donc été accentuées par les mouvements post-CSM. Ces différences étaient probablement moins importantes lors de la CSM.

Néanmoins ces observations ouvrent de nouvelles perspectives quant à la profondeur de dépôt des unités de la CSM. Cela montre notamment que les différences de profondeur des unités de la CSM ne sont pas forcément uniquement liées à des mouvements crustaux post-CSM. Les marqueurs sismiques de la CSM ne peuvent donc pas être utilisés comme outils de restauration de la paléobathymétrie absolue des bassins durant la CSM. Ils fournissent néanmoins de bons marqueurs temporels pour caractériser la chronologie des déformations d'un bassin.

#### B.3.2.2 Discussion sur le statut du Bassin Tyrrhénien Occidental pendant la CSM

Différents statuts sont envisagés pour définir les profondeurs des bassins de la Méditerranée Occidentale durant la CSM (bassins périphériques ou bassins profonds ; c.f. I.B.2.3). Les résultats obtenus au cours de cette étude permettent de discuter du statut du Bassin Tyrrhénien Occidental durant la CSM.

L'organisation segmentée des marqueurs de la CSM sur la Marge Est-Sarde rappelle l'organisation des marqueurs de la CSM du Promontoire Baléare (Figure V.11, A, B). Les unités de la CSM du Promontoire Baléare sont localisées dans des bassins actuellement situés à des profondeurs différentes (Figure V.11, B). Ces différences sont en partie liées à la profondeur de mise en place des unités de la CSM : la MU de la dépression centrale du Promontoire Baléare s'est mise en place sous une tranche d'eau moins importante que dans le Bassin Algérien (Figure V.11B ; Maillard et al., 2014 ; Driussi *et al.*, sous presse). Les

différences de profondeur des unités de la CSM sur le Promontoire Baléare ont ensuite été accentuées par une tectonique crustale extensive tardive (Maillard et al., 2014 ; Driussi *et al.*, sous presse). Ce scénario est également observé sur la Marge Est-Sarde.

La Marge Est-Sarde et le Promontoire Baléare sont également caractérisés par la présence de la MU dans des bassins non océaniques, respectivement le Bassin Est-Sarde et la dépression centrale (Figure V.11A, B). Ces bassins sont moins profonds que les bassins océaniques de la Méditerranée Occidentale, où la MU est localisée à 4000-5000 m de profondeur (Lofi *et al.*, 2011a). Le Promontoire Baléare et la Marge Est-Sarde présentent donc des similitudes.

Cependant la Marge Est-Sarde et le Promontoire Baléare présentent aussi des différences notables. Driussi *et al.* (sous presse) mettent en évidence que sur le Promontoire Baléare, les unités de la CSM sont localisées sous des tranches d'eau actuelles comprises entre 500 m et 2000 m. En particulier, la MU de la dépression centrale est localisée à des profondeurs comprises entre 1000 et 1500 m (Figure V.11B ; Driussi *et al.*, sous presse). Les unités de la CSM de la Marge Est-Sarde sont donc bien plus profondes, puisque la MU est observée entre 2300 et 4000 m et l'UU entre 1800 m et 3500 m (Tableau III.1 ; Figure V.11A). En outre, les épaisseurs des unités de la CSM du Promontoire Baléare sont comprises entre 0 et 200 m (Figure V.11AB ; Driussi *et al.*, sous presse). Les unités de la CSM de la Marge Est-Sarde sont donc bien plus épaisses, comprises entre 0 et 1100 m d'épaisseur pour la MU et entre 0 et 800 m pour l'UU (Figure V.11A).

**Ces comparaisons suggèrent donc que la Marge Est-Sarde était plus profonde que le Promontoire Baléare au moment de la CSM.**

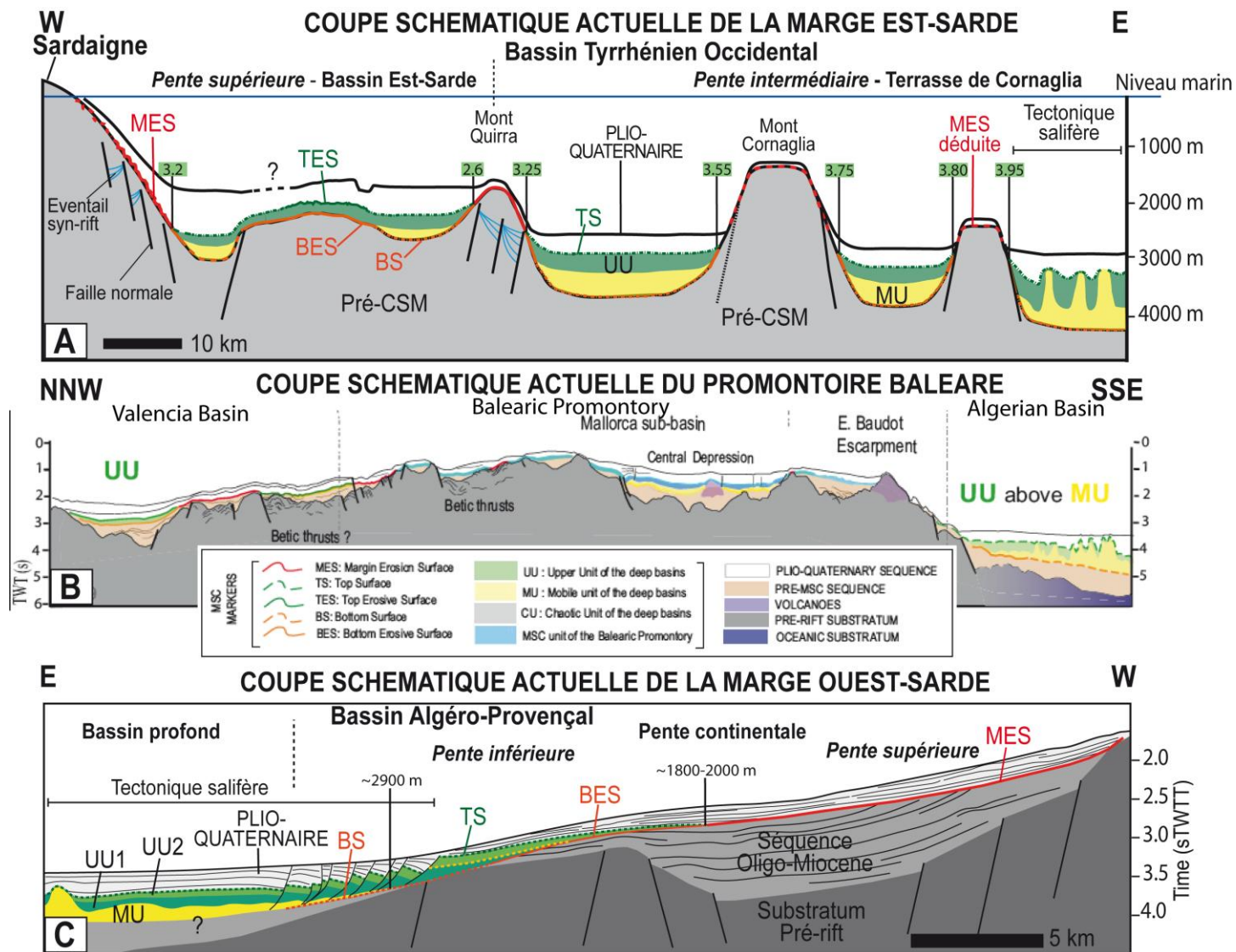


Figure V.11 : Coupes schématiques de la Marge Est-Sarde (A) du promontoire Baléare (B, d'après Driussi et al., sous presse) et de la Marge Ouest-Sarde (C, d'après Sage et al., 2011) illustrant l'organisation actuelle des marqueurs de la CSM. (A) Les encadrés verts indiquent les points d'onlap de l'UU en s.t.d.

Les caractéristiques des unités de la CSM sur la Marge Est-Sarde sont ainsi plutôt similaires aux unités de la Marge Ouest-Sarde. Cette marge est localisée dans la partie Orientale du Bassin Algéro-Provençal (Figure V.11A, C). En particulier, le minimum de profondeur de la MU sur la Marge Ouest-Sarde est localisé à ~2900 m de profondeur et l'onlap de l'UU à ~1800-2000 m de profondeur (Figure V.11C ; Sage *et al.*, 2011). L'épaisseur maximum de l'UU observée sur la Marge Ouest-Sarde est de l'ordre de 500 m et la MU s'épaissit progressivement vers le bassin profond, atteignant localement ~0,4-0,5 s.t.d (Sage *et al.*, 2011), soit ~900-1100 m d'épaisseur. Ces caractéristiques sont globalement similaires aux profondeurs et aux épaisseurs des unités de la CSM mises en évidence sur la Marge Est-Sarde (Figure V.11A, C).

Les unités de la CSM de la Marge Ouest-Sarde et la Marge Est-Sarde sont donc globalement similaires, particulièrement en ce qui concerne leurs épaisseurs. Dans le Bassin Algéro-Provençal, les processus de rifting étaient largement terminés avant la CSM (Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet and Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006). La CSM y a été enregistrée par les unités de la « trilogie messinienne », caractéristiques des domaines méditerranéens profonds (Montadert *et al.*, 1970; CIESM, 2008 ; Lofi *et al.*, 2011a, b). Ce bassin est donc considéré comme correspondant à un bassin profond au moment de la CSM.

Cette étude a démontré que le rifting de la Marge Est-Sarde était également terminé au cours de la CSM. Les dépôts de la CSM y sont représentés par au moins deux des unités de la trilogie messinienne : la MU et l'UU. Il est alors envisageable que le Bassin Tyrrhénien Occidental et le Bassin Algéro-Provençal sont des bassins qui avaient le même statut pendant la CSM. **Cela suggère donc qu'au même titre que le Bassin Algéro-Provençal, le Bassin Tyrrhénien Occidental (excepté le Bassin Est-Corse) fait partie de la catégorie des bassins messiniens dont le statut est dit « profond » pendant la CSM.**

### B.3.3. *Réactivation post-rift de la Marge Est-Sarde*

La phase d'activité crustale post-CSM mise en évidence par l'analyse structurale, l'étude des marqueurs de la CSM et de la tectonique salifère, témoigne de la réactivation post-rift de la Marge Est-Sarde. L'influence des mouvements du socle sur la tectonique salifère a été un élément déterminant pour la mise en évidence de cette phase de réactivation.

Globalement, les déformations post-CSM ont majoritairement eu lieu à la fin ou juste après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire (*e.g.* Figures V.7 ; V.8 ; **Figure V.12A**), ce qui représente un temps conséquent après la CSM. Localement les mouvements crustaux sont très récents, voire actuels, notamment dans la partie la plus septentrionale de la Marge Est-



Sarde (Figure V.12A). Ce secteur apparaît particulièrement marqué par la réactivation post-CSM (Figure V.3).

La phase de réactivation post-rift est de faible ampleur par rapport à la phase de rifting pré-CSM. Elle implique majoritairement la remobilisation en extension de failles normales dont l'activité principale était liée à la phase de rifting de la marge (Figure V.3). Des basculements post-rift du socle infra-sel sont également mis en évidence par la tectonique salifère, notamment par du glissement gravitaire tardif (Figure V.2C). La phase post-rift est néanmoins complexe et comprend localement des déformations compressives de faibles amplitudes, notamment dans le Nord de la marge (Figures V.8 ; V.12).

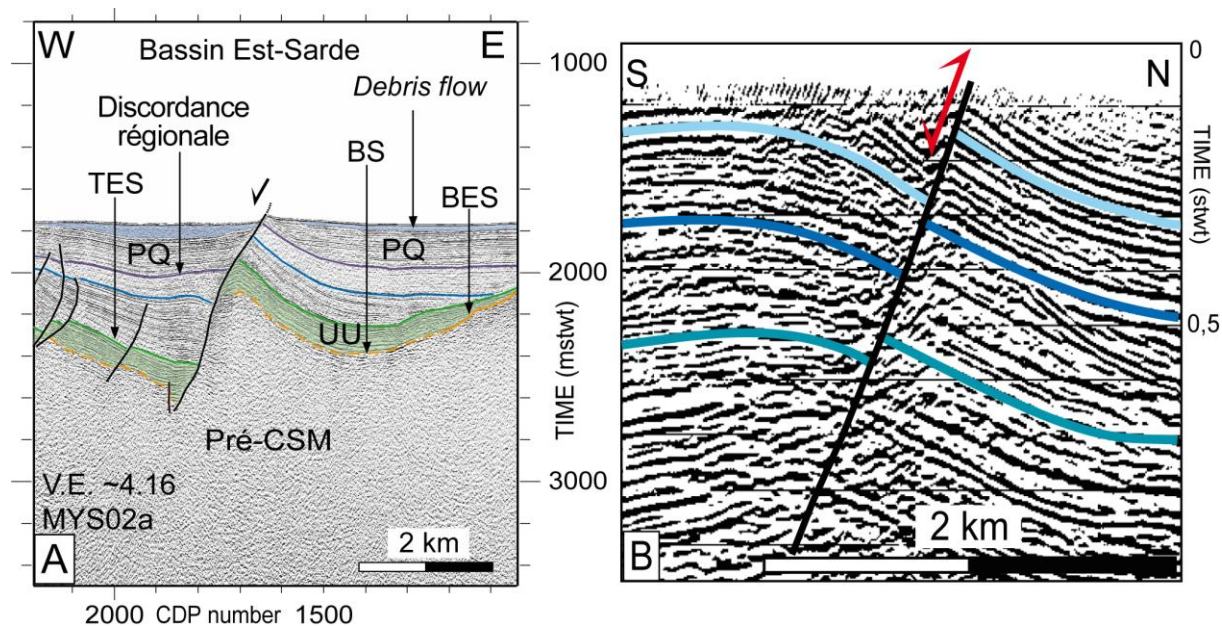


Figure V.12 : Comparaison d'une faille crustale normale de la Marge Est-Sarde avec une structure d'inversion tectonique. (A) Extrait du profil MYS02a, Nord de la Marge Est-Sarde (Localisation sur la figure V.3). (B) Séries kimméridgiennes ayant subi de l'inversion tectonique en Mer de Manche (d'après Underhill et Paterson, 1998).

La figure V.12A illustre une faille crustale normale dans le Nord du Bassin Est-Sarde. La faille a été remobilisée durant la phase post-rift. Au mur de la faille, l'UU et les réflecteurs plio-quaternaires sont redressés. Au toit de la faille, certains réflecteurs plio-quaternaires sont plissés en direction du plan de faille (marqueur bleu, Figure V.12A). Cette géométrie présente des similitudes avec des structures crustales de la Mer de Manche ayant subi de l'inversion tectonique (Figure V.12B ; Underhill et Paterson, 1998). On remarque en particulier le redressement des marqueurs intra-kimméridgiens au mur de la faille et le plissement des réflecteurs au toit de la faille (Figure V.12B ; Underhill et Paterson, 1998). Ces similitudes géométriques suggèrent un épisode d'inversion tectonique de la faille observée dans le Nord

du Bassin Est-Sarde (Figure V.12A). L'existence d'un épisode d'inversion tectonique dans le Nord de la Marge Est-Sarde est soutenue par la présence des plis observés dans cette région de la zone d'étude (Figure V.8). Cette inversion témoigne de la complexité de la phase post-rift de la Marge Est-Sarde, en particulier dans le Nord de la marge.

**La phase post-rift apparaît ainsi ainsi diversifiée en terme de chronologie, d'amplitude des mouvements et des styles de déformations impliqués.** Notamment, les déformations compressives observées dans le Nord de la marge témoignent de l'inversion des mouvements crustaux dans ce secteur.

Actuellement l'origine de la réactivation post-rift de la Marge Est-Sarde n'est pas identifiée. Des phases de subsidences post-CSM ont été mises en évidence dans le Bassin Tyrrhénien par l'étude des forages ODP. Celles-ci sont liées à l'expansion océanique dans les bassins de Vavilov et de Marsili (Sartori, 1990). En particulier, l'étude des foraminifères benthiques aux sites ODP 652, 653 et 654 (Figure V.9) a montré l'existence d'une forte subsidence post-rift après la mise en place de la croûte océanique dans le Bassin de Vavilov (Sartori, 1990). Celle-ci aurait engendré la flexure de la Marge Est-Sarde et serait associée à une importante phase d'activité des volcans sous-marins (Sartori, 1990). L'accrétion océanique du Bassin de Marsili, au Pléistocène (2,1-1,6 Ma) provoque également une phase de subsidence (Sartori, 1990). Cette deuxième phase est interprétée comme étant limitée aux zones du Bassin Tyrrhénien profond, à l'Est de la *Central Fault* (Sartori, 1990). Cependant il est envisageable que l'activité très récente de certaines failles crustales de la Marge Est-Sarde soit liée à cette subsidence récente.

Les mouvements post-rift observés sur la Marge Est-Sarde sont à mettre en relation avec le cadre géodynamique global du Bassin Tyrrhénien. L'évolution de ce bassin est contrôlée par la zone de subduction localisée dans l'arc calabrais. Cette subduction représente l'héritage actuel de la zone de subduction Apennino-Maghrébine qui a contrôlé l'ouverture la Méditerranée Occidentale au cours des dernières 35 Ma (Malinverno et Ryan, 1986 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; Faccenna *et al.*, 2007).

## **C. Perspectives**

Les résultats de cette thèse ont permis d'apporter de nouvelles informations concernant la Crise de Salinité Messinienne, la tectonique salifère et la géodynamique du Bassin Tyrrhénien Occidental. Ceux-ci fournissent un point de départ aux réflexions futures concernant l'évolution du Bassin Tyrrhénien. En particulier, ces résultats ouvrent de nouvelles

perspectives concernant les trois thématiques étudiées au cours de cette thèse, mais aussi concernant des réflexions plus générales à l'échelle du Bassin Tyrrhénien et de la Méditerranée.

#### 1) Concernant la Crise de Salinité Messinienne :

De nouvelles investigations semblent nécessaires dans certains secteurs où la répartition des marqueurs sismiques n'est pas établie de manière absolue. En particulier, l'acquisition de nouvelles lignes sismiques permettrait de corrélater latéralement la présence de la MES quand celle-ci est déduite. Par exemple une ligne sismique N-S sur le flanc Nord du Mont Cornaglia (qui semble être le moins abrupt) permettrait probablement d'établir la connexion entre les unités de dépôt et la MES. Élargir la zone d'étude vers la bordure orientale de la Terrasse de Cornaglia permettrait également de caractériser l'organisation des marqueurs sismiques de la CSM dans le secteur de la *Central Fault*, ce qui apporterait des informations sur la paléomorphologie de cette zone pendant la CSM.

D'un point de vue plus général, la possibilité que des unités de la CSM similaires ne se mettent pas en place sous des tranches d'eau identiques devra être prise en compte dans les études futures des marqueurs de la CSM en Méditerranée.

#### 2) Concernant la tectonique salifère :

L'acquisition de nouvelles données sismiques orientées N-S dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Sud du Mont Cornaglia) compléterait les lignes E-W déjà disponibles dans ce secteur, afin de mieux caractériser la géométrie en trois dimensions des structures diapiriques. En particulier, cela permettrait de déterminer si les diapirs de sel sont des structures linéaires ou tri-dimensionnelles, ce qui aurait un impact sur l'interprétation des processus gravitaires qui les ont générées.

D'un point de vue plus thématique, l'analyse de la tectonique salifère réalisée dans le Bassin Tyrrhénien Occidental apporte des nouvelles informations sur une zone peu explorée jusqu'à présent en termes de déformation salifère. Les résultats de cette thèse apportent ainsi une contribution à l'étude des processus de la tectonique salifère de l'ensemble de la Méditerranée. Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental cette étude a notamment mis en évidence les fortes interactions entre la tectonique crustale et la tectonique salifère et démontré l'utilité de la compréhension des processus de tectonique salifère comme marqueurs des mouvements crustaux du socle infra-sel. Le Bassin Méditerranéen étant une zone tectoniquement active, la présence du sel messinien dans les bassins de la Méditerranée fait de cette région une zone propice à l'étude des interactions entre tectonique crustale et tectonique salifère. À la manière

de "l'Atlas sismique des marqueurs de la CSM à l'échelle du Bassin Méditerranéen" de Lofi *et al.* (2011a), il serait intéressant de réaliser une étude comparée des processus de la tectonique salifère à l'échelle du Bassin Méditerranéen. Cette étude permettrait de mettre en évidence les facteurs de contrôle locaux de la tectonique salifère sur les différentes marges méditerranéennes et apporterait probablement des informations sur l'évolution géodynamique plio-quaternaire de l'ensemble de la Méditerranée, notamment dans les secteurs où la tectonique crustale influence la tectonique salifère.

### 3) Concernant la géodynamique du Bassin Tyrrhénien :

Au même titre que pour l'étude de la CSM, élargir la zone d'étude vers l'Est permettrait d'obtenir davantage d'informations sur les mouvements crustaux dans la région de la *Central Fault*.

La réactivation post-rift de la Marge Est-Sarde a globalement eu lieu au moment de la mise en place de la discordance intra-plio-quaternaire, observée au toit de la partie inférieure des dépôts plio-quaternaires. Dans le détail cependant, l'âge de la réactivation post-rift varie d'un secteur à l'autre de la marge : soit durant la fin du dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire, soit peu de temps après. En outre, les mouvements post-rifts sont parfois très récents et impliquent localement des déformations compressives. Une analyse détaillée de la couverture sédimentaire Plio-Quaternaire permettrait d'affiner la caractérisation de l'activité post-rift et de détailler plus précisément l'âge des mouvements crustaux durant le Plio-Quaternaire. En particulier, il serait intéressant de mettre en évidence l'endroit où la réactivation post-rift a débuté et si il y a une logique dans l'organisation géographique des mouvements post-rift.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Arrhénius S., 1912. Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, 2(20): 1-25.
- Augier R., Jolivet L., Robin C., 2005. Late Orogenic doming in the Eastern Betics: final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics* 24, TC4003, doi:10.1029/2004TC001687.
- Bache F, Olivet J.-L., Gorini C., Rabineau M., Baztan J, Aslanian D. and Suc J.P., 2009. Messinian erosional and salinity crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 1-2, 139-157.
- Bache F, Popescu S-M., Rabineau M., Gorini C., Suc J-P., Clauzon G, Olivet J-L., Rubino J-L., Melinte-Dobrinescu M.C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Dos Reis A.T., Mocochain L., Dumurdzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Çagatay M.N., Brun J-P., Sokoutis D., Csato I., Ucakus G., Çakir Z., 2012. A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis, *Basin Research* 24, 125–153, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00521.x
- Barber P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. *Marine Geology*, 44(3-4): 253-272.
- Barberi E., Bizouard H., Capaldi G., Ferrara G., Gasparini P., Innocenti F., Joron J. L., Lambret B., Treuil M., and Allegre C, 1978. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. *In* Hsu, K. J., Montadert, L., et al., *Init. Repts. DSDP*, 42: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 509-514
- Barton D.C., 1933. Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast domes of Texas and Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 17(9): 1025-1083.
- Beccaluva L., Gabbianelli G, Lucchini F, Rossi P. L., and Savelli, C, 1985. Petrology and K/Ar age of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74:187-208.
- Bertoni C., Cartwright J.A., 2006, Controls on the basinwide architecture of late Miocene (Messinian) evaporites on the Levant margin (Eastern Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 188-189, 93-114, doi : 10.1016/j.sedgeo.2006.03.019
- Bishop D.J., Buchanan B.G., Bishop C.J., 1995. Gravity-driven thin-skinned extension above Zechstein Group evaporites in the western central North Sea: an application of computer aided section restoration techniques. *Marine and Petroleum Geology* 12, 115e135.
- Blanc P.L., 2002, The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar strait: assessing the size of a cataclysm: *Geodynamica Acta*, 15, 303-317.
- Boillot G., 1996. La dynamique de la lithosphere, une introduction à la géologie. Éditions Masson, Paris, 1996, 129 pages.
- Brun J.P. and Fort X., 2004. Compressional salt tectonics (Angola margin). *Tectonophysics*, 382, 457, 1-11.

- Brun J.P. and Fort X., 2011. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology* 28 (2011) 1123-1145.
- Bruthans J., Filippi M., Geršl M., Zare M., Melková J., Pazdur A., & Bosák P., 2006. Holocene marine terraces on two salt diapirs in the Persian Gulf, Iran: age, depositional history and uplift rates. *Journal of Quaternary Science*, 21(8), 843-857.
- Butler R.W.H., Lickorish W.H., Grasso M., Martin Pedley H.M. et Ramberti L., 1995. Tectonics and sequence stratigraphy in the Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geological Society of American Bulletin*, 107(4): 425-439.
- Butler R.W.H., Paton D.A., 2010. Evaluating lateral compaction in deepwater fold and thrust belts: How much are we missing from “nature’s sandbox”?, *GSA today*, v.20, n° 3, 7pp, 4-10, doi : 10.1130/GSATG77A.1
- Buttinelli M., Scrocca D., De Rita D., Quattrocchi F., 2014. Modes of stepwise eastward migration of the Northern Tyrrhenian Sea back-arc extension: evidences from the Northern Latium offshore (Italy). *American Geophysical Union*. doi: 10.1002/2013TC003365
- Carmichael R.S., ed., 1984, *CRC Handbook of physical properties of rocks, Volume III*: Boca Raton, CRC Press, 340 p.
- Carminati E., Doglioni C., 2012. Alps vs. Apennines: The paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth-Science Reviews* 112 (2012) 67–96.
- Carminati E., Lustrino M., Doglioni C., 2012. Geodynamic evolution of the central and Western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, vol.579, p.173–192.
- Carrara G., 2002. *Evoluzione cinematica neogenica del margine occidentale del bacino Tirrenico*. PhD Thesis, Parma University, Italy, 1 –160.
- Chaîne sismique d’acquisition “S.V.G.”, 2005. U.M.R. 6526 – Géosciences Azur, service électronique, Station de Géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer. [ftp://ftp.dt.insu.cnrs.fr/pub/dutreuil/SIG/DOC\\_Technique\\_V2.pdf](ftp://ftp.dt.insu.cnrs.fr/pub/dutreuil/SIG/DOC_Technique_V2.pdf), consulté le 20/10/2014.
- Chumakov I.S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In: W.B.F. Ryan et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*, pp. 1242-1243.
- CIESM (Anton J., Çagatay M.N., De Lange G., Flecker R., Gaullier V., Gunde-Cimerman N., Hübscher C., Krijgsman W., Lambregts P., Lofi J., Lugli S., Manzi V., McGenity T.J., Roveri M., Sierro F.J. and Suc J.-P.), 2008. Executive summary. In: *The Messinian Salinity Crisis From Mega-Deposits to Microbiology – A Consensus Report* (Ed. by F. Briand) CIESM Workshop Monographs, 33, 7–28.
- Cita M.B., Wright R.C. and Ryan W.B.F., 1978. Messinian paleoenvironments. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1* (Eds K.J. Hsü, L. Montadert and al.), pp. 1003-1035. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Cita M.B., Colombo L., 1979. Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (Sicily). *Sedimentology*, 26, 497-522.

- Cita M.B., Santambrogio S., Melillo B., Rogate F, 1990, Messinian paleoenvironments: new evidence from the tyrrhenian sea (ODP LEG 107). In: Kastens, K. A., Mascle, J., et al., 1990 *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 107
- Clauzon G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: Ryan, W.B.F., Hsu, K.J. (Eds.), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, pp. 1251–1256.
- Clauzon G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deepbasin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24: 597–610.
- Clauzon G., Suc J.P., Gautier F., Berger A. and Loutre M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24(4): 363-366.
- Clauzon G., Suc J.-P., Popescu S.-M., Marunteanu M., Rubino J.-L., Marinescu F., Melinte M.C., 2005. Influence of the Mediterranean sea-level changes over the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. *The Mediterranean Lago Mare facies deciphered. Basin Research*, 17, 437-462.
- Cobbold P.R., Rossello E.A., and Vendeville B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 5(3): 453-460.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, L.S., Coelho, D., Rossello, E.A., 1995. Seismic and experimental evidence for thin skin horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep water Santos Basin Brazil. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), *Salt Tectonics, A Global Perspective*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol. 65, pp. 305 to 321.
- Cocchi L., Caratori Tontini F., Carmisciano C., Marani M., 2008. Tortonian-Pleistocene oceanic features in the Southern Tyrrhenian Sea: magnetic inverse model of the Selli-Vavilov region. *Mar Geophys Res* (2008) 29:251–266, DOI 10.1007/s11001-009-9061-5
- Cocchi L., Tontini F.C., Muccini F., Marani M.P., Bortoluzzi G., and Carmisciano C., 2009, Chronology of the transition from a spreading ridge to an accretional seamount in the Marsili backarc basin (Tyrrhenian Sea): *Terra Nova*, v. 21, p. 369–374, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00891.x.
- Colalongo M.L., Di Grande A., D'Onofrio S., Giannelli L., Iaccariono S., Mazzei R., Romeo M. and Salvatorini G., 1979. Stratigraphy of Late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, 18: 258-302.
- Curzi P., Fabbri A., Nanni T., 1980. The Messinian evaporitic event in the Sardinian basin area (Tyrrhenian Sea). *Mar. Geol.*, 34, 157-170.
- Decima A. et Wezel F.C., 1973. Late Miocene evaporites of the Central Sicilian Basin. In Ryan W.B.F, Hsu K.J., et al., (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1234-1240.
- Demercian S., Szatmari P., Cobbold P.R., 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, Volume 228, Issues 3-4, Pages 393-433.

- Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W., Knott S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward M.P., Dietrich D., Park R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 45, 265–283.
- Diegel F.A., Karlo J.F., Schuster D.C., Shoup R.C. and Tauvers P.R., 1995. Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental Margin, in M.P.A. Jackson, D.G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: A global perspective: AAPG Memoir*, 65: 109–151.
- Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P., Mongelli F., 1999. On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F., Se´ranne M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 156, 541-561.
- Doglioni C., Innocenti F., Morellato C., Procaccianti D., and Scrocca D., 2004. On the Tyrrhenian sea opening. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 64, 147-164.
- Driussi O., Maillard A., Ochoa D., Lofi J., Chanier F., Gaullier V., Briais A., Sage F., Sierro F. and Garcia M., sous presse. Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: insights from new high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*.
- Duggen S, Hoernie K, van den Bogaard P., Rupke L., et Phipps Morgan, J., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-605.
- Duggen S., Hoernle K., van den Bogaard P., and Harris C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 91-108.
- Eisenstadt G., Vendeville B.C., Withjack M.O., 1997, Experimental modeling of tectonic processes. *American Association of Petroleum Geologists Student chapter*, 19, p.146.
- Evrard E., 2007. Modélisation analogique du glissement gravitaire sur une marge passive subsidente. Université des Sciences et Technologies de Lille 1, Rapport de Master 1, Spécialité Géosciences, année 2006-2007, 30 p.
- Faccenna C., Piromallo, C., Crespo-Blanc A., Jolivet L., Rossetti F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the Western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, doi:10.1029/2002TC001488.
- Faccenna C., Civetta L., D'Antonio M., Funicello F., Margheriti L., Piromallo C., 2005. Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab. *Geophys. Res. Lett.* 32, L06311. <http://dx.doi.org/10.1029/2004 GL021874>.
- Faccenna C., Funicello F., Civetta L., D'Antonio M., Moroni M., Piromallo C., 2007, Slab disruption, mantle circulation, and the opening of the Tyrrhenian basins. In : Beccaluva L., Bianchini G., and Wilson M., eds., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. Geological Society of America Special Paper 418, 153–169, doi: 10.1130/2007.2418(08).
- Fort X., Brun J.P., Chauvel F., 2004. Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes, *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 11, pp. 1523–1544
- Frumkin A., 1996. Uplift rate relative to base-levels of a salt diapir (Dead Sea basin, Israel) as indicated by cave levels. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 41-47.



- Gaillard M., 2013. Modélisation analogique d'une déformation salifère au dessus de grabens crustaux. Université des Sciences et Technologies de Lille 1, Rapport de Master 1, Spécialité Géosciences, année 2012-2013, 29 p.
- Garcia-Castellanos D., Estrada F., Jiménez-Munt I., Gorini C., Fernandez M., Vergés J. and De Vicente R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, 462, 778–781.
- Gaullier V., 1993. Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin Liguro-provençal : Données sismiques et modèles analogiques. Thèse de 3eme cycle, Université Pierre et Marie Curie, 327 pp.
- Gaullier V. 2010. Instabilités gravitaires multi-échelle sur les marges continentales : exemples méditerranéens. Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Perpignan Via Domitia (2010), 466 pages.
- Gaullier V., Brun J.P., Guérin G. and Lecanu, H., 1993. The effect of residual topography below a salt décollement. *Tectonophysics*, 228, 363–381.
- Gaullier V., Mart Y., Bellaiche G., Vendeville B., Mascle J., Zitter T. and the second leg “PRISMED II” scientific party, 2000. Salt tectonics in and around the Nile deep-sea fan: Insights from the “PRISMED II” cruise, in B.C. Vendeville, Y. Mart, and J.L. Vigneresse, eds., *Salt, shale, and igneous diapirs in and around Europe: Geological Society (London) Special Publication*, 174: 111–129.
- Gaullier V. and Vendeville B., 2005, Salt tectonics driven by sediment progradation. Part II: Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt: *AAPG Bulletin*, 89 (8), 1081-1089.
- Gaullier V., Chanier F., Lymer G., Vendeville B., Maillard A., Thinon I., Lofi J., Sage F., Loncke L., 2013. Salt tectonics and crustal tectonics along the Eastern Sardinian margin, Western Tyrrhenian: New insights from the «METYSS 1» cruise. *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.015>, 2014
- Geletti R., Zgur F., Del Ben A., Buriola F., Fais S., Fedi M., Forte E., Mocknik A., Paoletti V., Pipan M., Ramella R., Romeo R., Romi A., 2014. The Messinian Salinity Crisis: New seismic evidence in the West-Sardinian Margin and Eastern Sardo-Provençal basin (West Mediterranean Sea). *Marine Geology*, Volume 351, 76-90.
- Gennari R., Manzi V., Angeletti A., Bertini A., Biffi U., Ceregato A., Faranda C., Gliozzi E., Lugli S., Menichetti E., Rosso, A., Roveri, M., Taviani, M., 2013. A shallow water record of the onset of the Messinian salinity crisis in the Adriatic foredeep (Legnagnone section, Northern Apennines). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, 145-164.
- Gueguen E., Doglioni C., Fernandez M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259 – 269.
- Guennoc P., Gorini C. and Mauffret A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3: 67-97.

- Guennoc P., Réhault J.P., Thinon I., Western Corsica, 2011, in: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Guillaume B., Funicello F., Faccenna C., Martinod J., Olivetti V., 2010. Spreading pulses of the Tyrrhenian Sea during the narrowing of the Calabrian slab. *Geology*, v. 38 ; no. 9 ; p. 819–822 ; doi: 10.1130/G31038.1
- Hubbert M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. America Bull.*, 48, (10), p. 1459-1520.
- Hubbert M.K. and Rubey W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 115-166.
- Hudec M.R. and Jackson M.P.A., 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics, *Earth-Science Reviews* 82, 1–28
- Hudec M.R., Jackson M.P.A., Schultz-Ela D.D., 2009, The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins, *GSA Bulletin*; January/February 2009; v. 121; no. 1/2; p. 201–221; doi: 10.1130/B26275.1
- Hsü K.J., Cita M.B., et Ryan W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporates. In: Initial reports of the deep sea drilling project (Eds), D.C., U.S. Government Printing Office, Washington: 1203–1231.
- Jackson M.P.A and Talbot C.J., 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, v.97, p. 305-323.
- Jackson M.P.A. and Vendeville B.C., 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, v.106, p. 57-73
- Jackson M. 1995, Restrospective salt tectonics, dans M.P.A Jackson, D.G. Roberts et S Snelson, eds., *Salt tectonics : a global perspective : AAPG Memoir*, v.65, p. 1-28.
- Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funicello R., Cadet, J.P., Parra, T., 1998. Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. *J. Geophys. Res.* 103 (B6), 12123–12160.
- Jolivet L., and Faccenna C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, 19, 6, 1095-1106.
- Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.-P., Rouchy J.-M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 188-189, 9-33.
- Jolivet L. Faccenna C., Piromallo C., 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 285 (2009) 198–209. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.017
- Kastens K.A., Mascle J., Auroux C., *et al.*, 1987. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A., Initial Reports, Sites 650 – 656. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 107, 772 pp.

- Kastens K.A., Mascle J., *et al.*, 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1140–1156.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F. J. et Wilson D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400: 652–655.
- Krijgsman W., Langereis C.G., Zachariasse W.J., Boccaletti M., Moratti G., Gelati R., Iaccarino S., Papani G., Villa G., 1999b, Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Riftian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian Salinity Crisis: *Marine Geology* 153, 147–160.
- Krijgsman W., Garces M., Agusti J., Raffi I., Taberner C., Zachariasse W.J., 2000. The « Tortonian salinity crisis » of the eastern Betics (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 497–511.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Meijer P.Th., 2008. Chronological constraints and consequences for the Messinian Salinity Crisis. In: *The Messinian Salinity Crisis From Mega-Deposits to Microbiology – A Consensus Report* (Ed. by F. Briand) CIESM Workshop Monographs, 33, 39–44.
- Lachmann R., 1910. Über autoplaste (nichttektonische) formelemente im bau der Salzgesteine Norddeutschlands. *Deutsch Geol. Monatsber.*, 62: 1 13- 1 16.
- Lacoste A., Vendeville B.C., Loncke L., 2011. Influence of combined incision and fluid overpressure on slope stability: experimental modelling and natural applications. *Journal of Structural Geology* 33, 731-742.
- Loget N. and Van Den Driessche J., 2006, On the origin of the strait of Gibraltar: *Sedimentary Geology*, 188-189, 341-356.
- Lofi J., 2013. Seismic atlas of the « Messinian Salinity Crisis » markers in the Mediterranean and Black seas – Volume 2. AAPG Search and discovery article #90161©2013 AAPG European Regional Conference, Barcelona, Spain, 8-10 April 2013.
- Lofi, 2014. Les marges passives : archives sédimentaires des évènements passés et réservoirs en eau actuels, illustration au travers d'exemples multi-échelles. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Géosciences Montpellier, UMR 5243, Ecole Doctorale SIBAGHE, 130 pages.
- Lofi J., Gorini C., Berne S., Clauzon G., Dos Reis T., Ryan W.B.F., Steckler M.S., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217 ; 1– 30
- Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011a, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Lofi J., Sage F., Déverchère J., Loncke L., Maillard A., Gaullier V., Thinon I., Gillet H., Guennoc P., Gorini C., 2011b. Refining our knowledge of the MSC in the offshore domain through seismic profile interpretation and multi-site approach. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 182(2), 163-180.

- Lofi J., Berné S. & Gorini C., Gulf of Lions, 2011c, in: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Loncke L., 2002. Le delta profond du Nil : structure et évolution depuis le Messinien (Miocène Terminal). Thèse de doctorat de l'université P. et M. Curie (Paris 6), 230 pp.
- Loncke L., Gaullier V., Mascle J., Vendeville B., Camera L., 2006. The Nile deep-sea fan: An example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited subsalt paleotopographic features *Marine and Petroleum Geology*, Volume 23, Issue 3, Pages 297-315
- Loncke L., Vendeville B. C., Gaullier V. and Mascle J., 2010. Respective contributions of tectonic and gravity-driven processes on the structural pattern in the Eastern Nile deep-sea fan: insights from physical experiments. *Basin Research* 22, 765–782, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00436.x
- Lugli S, Manzi V., Roveri M., 2008. New facies interpretation of the Messinian evaporites in the Mediterranean, In: *The Messinian Salinity Crisis From Mega-Deposits to Microbiology – A Consensus Report* (Ed. by F. Briand) CIESM Workshop Monographs, 33, 67–72.
- Maillard A., Gaullier V., Vendeville B. C., Odonne F., 2003. Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal basin, northwest Mediterranean. *Marine and petroleum Geology*, Volume 20, Issue 1, 13-27 pp.
- Maillard A., Gorini C., Mauffret A., Sage F, Lofi J. and Gaullier V., 2006. Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (NorthWestern Mediterranean): scenario for the Messinian Salinity Crisis. In: Rouchy J.M., Suc J.P., Ferrandini J., Eds., *The Messinian Salinity Crisis re-visited: Sedimentary Geology*, 188-189, 69-91.
- Maillard A. and Mauffret A., Valencia basin, 2011. In: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Maillard A., Driussi O., Briais A., Lofi J., Gaullier V., Garcia M., Bourillot R., Hübscher C., Loncke L., Sage F., Chanier F., 2013. MSC markers and recent deformation: The SIMBAD Cruise on the Balearic Promontory. Oral sessions, AAPG European Regional Conference; « Exploring the Mediterranean: New concepts in an Ancient Seaway », Barcelona, Spain, 8-10 April 2013.
- Maillard A., Driussi O., Lofi J., Briais A., Chanier F., Hübscher C., Gaullier V., 2014. Record of the Messinian Salinity Crisis in the SW Mallorca area (Balearic Promontory, Spain). *Marine Geology* Volume 357, November 2014, pages 304-320.
- Malinverno A., Cafiero M., Ryan W.B.F., and Cita M.,B., 1981. Distribution of Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian Sea: geodynamic implications. *Oceanol. Acta*, 4: 489-496.
- Malinverno A. and Ryan W., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphère. *Tectonics*, 5, 227–245.

- Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M., 2009. A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian–Apennines system: Implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines. *Tectonophysics* 476, 22–40, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.032
- Manzi V., Lugli S., Ricci Lucchi F., Roveri M., 2005. Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology*, 52, 875-902.
- Manzi V., Lugli S., Roveri M., Schreiber B.C., 2009. A new facies model for the Upper Gypsum (Sicily, Italy): chronological and palaeoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean, *Sedimentology*, 56, 1937-1960.
- Manzi V., Gennari R., Lugli S., Roveri M. and Schreiber B.C., 2011. The Messinian "Calcare di Base" (Sicily, Italy) revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 347-370.
- Manzi V., Gennari R., Lugli S., Roveri M., Scafetta N., and Schreiber B.C., 2012. High frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites: evidence for solar-lunar climate forcing. *Journal of Sedimentary Research*, 82, 991–1005.
- Manzi V., Gennari R., Hilgen F., Krijgsman W., Lugli S., Roveri M., Sierro F.J., 2013. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12038.
- Mart Y. and Ross D.A., 1987. Post-Miocene rifting and diapirism in the northern Red Sea. *Marine Geology*, 74, 173-190
- Masclé J., Réhault J.P., 1990. A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian Sea : Implications for the basin evolution. In Kastens, K. A., Masclé, J., *et al.*, - Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 107, 617-636.
- Mattei M., Cipollari P., Cosentino D., Argentieri A., Rossetti F., Speranza F., and Di Bella L., 2002. The Miocene tectono-sedimentary evolution of the southern Tyrrhenian Sea: stratigraphy, structural and palaeomagnetic data from the on-shore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy). *Basin Research*, 14(2), 147-168.
- Mauduit T., G. Guerin J.-P. Brun, and H. Lecanu, 1997, Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1219–1230.
- Mauffret A., Fail J.P., Montadert L., Sancho J., Winnock E., 1973, NorthWestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 2245–2262.
- Mauffret A., Montadert L., Lavergne M., Wilm C., 1978, Geological and geophysical setting of DSDP Site 372 (Western Mediterranean). In: Montadert, L., Hsü K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 42. U.S. Government Printing Office, Washington DC, pp. 889–896.
- Mauffret A., Contrucci I., Brunet C., 1999. Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data, *Marine and Petroleum Geology* 05, 270\_396

- Mauffret A., and I. Contrucci, 1999. Crustal structure of the North Tyrrhenian Sea: First results of the multichannel seismic LISA cruise, in *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*, vol. 156, edited by B. Durand et al., pp. 169–193, Geological Society London, Special Publications, London.
- Mitchum R. and Vail P., 1977. Seismic stratigraphy and global change of sea-level, part 7: seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, 26: 135–143.
- Montadert L., Sancho J., Fial J.-P. & Debysser J., 1970, De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 271, 812-815.
- Moussat, E., 1983. Evolution de la Mer Tyrrhénienne centrale et orientale et de ses marges septentrionales en relation avec la néotectonique dans l'arc calabrais. Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Univ. Pierre & Marie Curie, 241 pp.
- Nely G., Coumes F., Cremer M., 1985. La réussite exemplaire d'une exploration en mer par des méthodes complémentaires : l'éventail du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne, France). *Bulletin Centre Recherche exploration Production Elf-Aquitaine*, Pau 9, 253-334.
- Nesteroff W.D., 1973. Pétrographie des évaporites messiniennes de la Méditerranée. Comparaison des forages JOIDES-DSDP et des dépôts du bassin de Sicile. In: Drooger, C.W. (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*. Kon. Ned. Akad. Wetensch, 111–123.
- Nettleton L.L., 1934. Fluid mechanics of salt domes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 18(9): 1175-1204.
- Nicolosi I., Speranza F., and Chiappini M., 2006, Ultrafast oceanic spreading of the Marsili Basin, southern Tyrrhenian Sea: Evidence from magmatic anomaly analysis: *Geology*, v. 34, p. 717–720, doi: 10.1130/G22555.1.
- Obone-Zue-Obame E., 2009. Conséquences sédimentaires et tectoniques de la Crise de salinité mesinienne en Méditerranée Occidentale, Thèse de 3eme cycle, Université de Perpignan Via Domitia, 290 pp.
- Obone-Zue-Obame E., Gaullier V., Sage F., Maillard A., Lofi J., Vendeville B., Thinon I., Réhault J.-P., and the MAURESC Shipboard Scientific Party, 2011a, The sedimentary markers of the Messinian Salinity Crisis and their relation with salt tectonics on the Provençal margin (Western Mediterranean): Results from the “MAURESC” cruise. Special Issue « Miocene-Pliocene geodynamics and paleogeography in the Mediterranean region: eustasy-tectonics interference »: *Bulletin de la Société géologique de France*, 182 (2), 181-196.
- Obone-Zué-Obame E. M., Gaullier V., Déverchère J., Capron A., Mercier de Lepinay B., Le Roy P. & Yelles A. K., Algerian Margin, 2011b in: Lofi, J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini, C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / *Mémoires de la Société Géologique de France*, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.

- Obone-Zué-Obame E.M., Gaullier V., Sage F., Maillard A. & Déverchère J., Provençal margin, 2011c in: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Orszag-Sperber F., 2006. Changing perspectives in the concept of « Lago-Mare » in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology*, 188-189, 259-277.
- Pascucci V., Merlini S. and Martini I. P., 1999. Seismic stratigraphy of the Miocene–Pleistocene sedimentary basins of the Northern Tyrrhenian Sea and Western Tuscany (Italy). *Basin Research*, 11, 337–356.
- Pattier F., Loncke L., Gaullier V., Basile C., Maillard A., Imbert P., Roest W.R., Vendeville B.C., Patriat M., Loubrieu B., 2013. Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). *Marine and Petroleum Geology*, Volume 46, Pages 287-303.
- Peel F.J., sous presse. How do salt withdrawal basins form ? Insights from forward modeling, and implications for hydrocarbon migration, *Tectonophysics*, Manuscript Number : TECTO9488
- Podladchikov Yu., Talbot C., Poliakov A.N.B., 1993. Numerical models of complex diapirs, *Tectonophysics*, 228, 189-198.
- Popescu S.-M., Suc J.-P., Melinte M., Clauzon G., Quillévéré F., Sütő-Szentai M., 2007. Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the “latest Messinian” northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). *Geobios*, 40, 3, 359-373.
- Popescu S.-M., Dalesme F., Jouannic G., Escarguel G., Head M.J., Melinte-Dobrinescu M.C., Sütő-Szentai M., Bakrac K., Clauzon G., Suc J.-P., 2009. *Galeacysta etrusca* complex, dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes into the Mediterranean Sea before and after the peak of the Messinian Salinity Crisis. *Palynology*, 33, 2, 105-134.
- Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M., 2004. Lithological–Paleogeographic maps of Paratethys, 10maps late Eocene to Pliocene. *Cour. Forsch.- Inst. Senckenberg*, 250. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart, Frankfurt a. M., 1–46 pp.
- Prada M., V. Sallares C. R. Ranero M. G. Vendrell, I. Grevemeyer, N. Zitellini, and R. de Franco, 2014. Seismic structure of the Central Tyrrhenian basin: Geophysical constraints on the nature of the main crustal domains, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010527.
- Rabineau M., Kuroda J., Droxler A., Eguchi N., Aslanian D., Gorini C., Alain K., Team G., 2013. Drilling below the salt in the Mediterranean Sea. Communication AAPG European Regional Conference and Exhibition, 8-10 avril 2013, Barcelone.
- Ramberg H., 1967. Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifugal models, London & New York, Academic Press, 214p.
- Réhault J.P., Mascle J., Boillot G., 1984. Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 27, 85–96.

- Réhault J.P., Mascle J., Fabbri A., Moussat E., Thommeret M., 1987. The Tyrrhenian Sea before LEG 107. In : Kastens K.A., Mascle J., Auroux C., et al., 1987. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A., Initial Reports, Sites 650 – 656. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 107, 772 pp.
- Riding R., Braga Juan C., Martin Jose M. and Sanchez Almazo Isabel, M., 1998. Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, 146: 1-20.
- Rizzini A., Vezzani F., Cococetta, V. and Milad G., 1978. Stratigraphy and sedimentation of a Neogene-Quaternary section in the Nile delta area (A.R.E.). *Marine Geology*, 27: 327-348.
- Robertson A.H.F., Grasso M., 1995. Overview of the Late Tertiary–recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova* 7, 114–127.
- Rosenbaum G., and Lister G. S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1), TC1013, doi:10.1029/2003TC001518.
- Rouchy J.M., 1982. La genèse des évaporites Messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris* 50 (c), 267 pp.
- Rouchy J.M., 1999. Un évènement exceptionnel: la crise de salinité messinienne de Méditerranée. In Fröhlich F. & Schubnel H.-J. (Ed), *Les âges de la terre*, MNHN, Paris, 104-108.
- Rouchy J.M., Taberner C., Blanc-Valleron M.M., Sprovieri R., Russell M., Pierre C., Di Stefano E., Pueyo J.J., Caruso A., Dinares-Turrell J., Gomis-Coll E., Cespuglio G., Ditchfield P., Grimalt J., Pestrea S., Combourieu-Nebout N., Santisteban C., 1998. Sedimentary, diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sediment. Geol.* 121, 23–55.
- Rouchy J.-M. and Caruso A., 2006, The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin : a reassessment of the data and an integrated scenario: *Sedimentary Geology*, 188-189, 35-67.
- Roveri, M., Bassetti M.A., and Ricci Lucchi, F., 2001. The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective, *Sedimentary Geology*, 140, 201-214.
- Roveri M., Lugli S., Manzi V. and Schreiber B.C., 2008. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova*, 20, 483-488.
- Roveri M., Lugli S., Manzi V., Gennari R., Schreiber B.C 2014a, High resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: Implications for marginal to central basins correlation. *Marine Geology*, doi : 10.1016/j.margeo.2014.01.002
- Roveri M., Flecker R., Krijgsman W., Lofi J., Lugli S., Manzi V., Siero F.J., Bertini A., Camerlenghi A., De Lange G., Govers R., Hilgen F.J., Hübscher C., Meijer P.Th., Stoica M., 2014b. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002>
- Rowan M. G., Jackson M.P.A, et Trudgill B.D., 1999. Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. *AAPG bulletin*, vol. 83, no 9, p. 1454-1484.



- Rowan M. G., F. J. Peel, and B. C. Vendeville, 2004, Gravity-driven fold belts on passive margins, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 157– 182.
- Ryan W.B.F., Stanley D.J., 1971. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: Maxell, A. (Ed.), The Sea, vol. 4. Wiley, New York. 387 pp.
- Ryan W.B.F., Hsü K., Cita M.B., and the shipboard scientific party, 1973. Tyrrhenian rise - site 132. DSDP Volume XIII, 61, 403-464, doi: 10.2973/dsdp.proc.13.114.1973
- Ryan W.B.F. et Cita M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian Erosional Surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.* 27(3–4): 193–230.
- Ryan W. B. F., 2011. Geodynamic responses to a two-step model of the Messinian salinity crisis *Bulletin de la Societe Geologique de France*, March 2011, v. 182, p. 73-78.
- Sage F., Von Gronefeld G., Deverchere J., Gaullier V., Maillard A. and Gorini C., 2005, Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the Western Sardinia margin, northWestern Mediterranean: *Marine and Petroleum Geology*, 22, 757-773.
- Sage F., Déverchère J., Von Gronefeld G., Gaullier V., Gorini C., Maillard A. & Cornée J.-J., Western Tyrrhenian, 2011 in: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thion I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Sage F. and Déverchère J., Northern Liguria, 2011 in: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thion I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Sartori R., 1990. The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of perityrrhenian areas. In: Kastens K.A., Mascle J., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 107, pp. 715– 730.
- Sartori R., 2003. The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere, *Episodes*, Vol. 26, no. 3 ; pp 217 -221.
- Sartori R., et al., 1987. Drillings of ODP leg 107 in the Tyrrhenian Sea: tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains. *Atti Ace. Naz. Lincei, Roma*, (preprint), 125-138.
- Sartori R., Carrara G., Torelli L., Zitellini N., 2001. Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal Plain). *Mar. Geol.* 175, 47–66.
- Sartori R., Torelli L., Zitellini N., Carrara G., Magaldi M., Mussoni P., 2004. Crustal features along a W–E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean), *Tectonophysics* 383, 171– 192
- Savoye B. and Piper D. J. W., 1991, The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France: *Marine Geology*, 97, 279-304.

- Schreiber B.C. and Hsü K.J., 1980. Evaporites. In: Developments in Petroleum Geology, Hobson G.D. (ed.), Applied Science, 2: 87-138.
- Seismic Micro-Technology, Inc. SMT the Kingdom Suite. <https://workspace.imperial.ac.uk/earthscienceandengineering/Public/MSc%20Petroleum%20Geoscience%20SMT.pdf>, consulté le 20/10/2014.
- Selli R., 1973. An outline of the Italian Messinian. In: Messinian events in the Mediterranean, Drooger C. W. (ed), Kon. Ned. Akad. Wetensch., Geodynamics Sci. Rep., 7: 150–171.
- Seni S. J., & Jackson, M. P. A. (1983). Evolution of salt structures, east Texas diapir province, part 2: patterns and rates of halokinesis. AAPG Bulletin, 67(8), 1245-1274.
- Spadini G., Cloetingh S., and Bertotti G., 1995. Thermo-mechanical modeling of the Tyrrhenian Sea: Lithospheric necking and kinematics of rifting. Tectonics, vol. 14, no. 3, pages 629-644.
- Spakman W., Wortel R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), The Transmed Atlas—TheMediterranean Region fromCrust toMantle. Springer, Berlin, pp. 32–52.
- Stampfli G.M. and Höcker C.F.W., 1989, Messinian palaeorelief from 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean sea): Geologie en Mijnbouw, 68, 2, 201-210.
- Talbot C. J., 1992a, Centrifuged models of Gulf of Mexico profiles. Marine and Petroleum Geology, 113, (1-2), p. 49-73.
- Talbot C.J., 1992b, *Quo vadis tectonophysics? With a pinch of salt!* *J. Geodynamics* Vol, 16, No. 1/2, pp. 1-20.
- Thinon I., Guennoc P., Réhault J.P., Ferrandini J., 2004, Reconstitution of the Messinian events on the Eastern Corsican margin and in the Corsica Basin. 4th International Congress "Environment and identity in the Mediterranean". In: "The Messinian Salinity Crisis Revisited", Corte, Corsica (France), July 19-25, Abstracts volume, 85.
- Thinon I., Réhault J.P. & Guennoc P., East-Corsica Basin, 2011. In: Lofi J., Deverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thinon I., 2011, Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas: Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / Mémoires de la Société Géologique de France, n.s., 179, 72 pp., 1 CD.
- Thomas B., Lecca L., Gennesseaux M., 1988. Structuration et morphogenèse de la marge occidentale de la Sardaigne au Cénozoïque. C.R. Acad. Sci. Paris 306 (Série. II), 903–910.
- Thommeret M., 1990. Tectonique compare des marges continentales Sarde (Mer Tyrrhénienne, Italie) et Galicienne (Nord-Ouest de l’Ibérie). Thèse de doctorat de l’université Paris VI, 325 p.
- Trusheim F., 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 44(9): 1519-1540.
- Underhill J.R. and Paterson S., 1998. Genesis of tectonic inversion structures: seismic evidence for the development of keystructures along the Purbeck–Isle of Wight Disturbance. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 155, 1998, pp. 975–992.

- Urai J. L., Spiers C. J., Zwart H. J., and Lister G. S., 1986. Water weakening effects in rocksalt during long term creep: *Nature*, v. 324, p. 554–557.
- Vai G.B. and Martini I.P., 2001. *Anatomy of an Orogen : Northern Apennines and Adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Academic Publ, Dordrecht (623 pp.).
- Van Dijk J.P. and Sheepers P.J.J., 1995. Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean, *Earth Science Reviews*, 39, 207-246.
- Vendeville B.C., 1987. Champs de failles et tectonique en extension. Modélisation expérimentale. *Mem. Doc. Cent. Am. Et. Stmct. Socles*, Rennes, France, 15: 392 pp.
- Vendeville B.C., 1988. Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlée par des failles normales dans le socle. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 307, Série II, p. 1013-1019.
- Vendeville, B. C., 2005, Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics: *AAPG Bulletin*, 89 (8), p. 1071– 1079.
- Vendeville B.C., Cobbold P.R., Davy P., Brun J.P. et Choukroune P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales in : Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L., *Continental extensional tectonics*, Geological Society Special Publication n°28, pp. 95-107.
- Vendeville B. and Cobbold P.R., 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, 1313–1319.
- Vendeville B.C. and Jackson M.P.A., 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 331–354.
- Vendeville B.C., Jackson M.P.A, Weijermars R., 1993. Rates of salt flow in passive diapirs and their source layers, GCSSEPM Foundation 14<sup>th</sup> Annual Research Conference, Rates of Geologic processes, December 5-8, 1993, 8, 269-276.
- Vendeville B.C., Hongxing Ge, Jackson M.P.A, 1995. Scale models of salt tectonics during basement-involved extension, *Petroleum Geoscience*, Vol. 1, pp. 179-183.
- Vendeville, B. C. and Gaullier, V., 2005. Salt Diapirism Generated by Shortening and Buckle Folding. *AAPG International Conference*, September 11-14, 2005 —Paris, France.
- Vendeville B.C., Lymer G., Gaullier V., Chanier F., Maillard A., Thion I., Sage F., Lofi J., Loncke L., 2013. Early onset and rapid growth of sediment depocenters subsiding into Messinian salt in the Tyrrhenian sea, *AAPG Search and discovery poster*, AAPG European Regional Conference, Barcelona, Spain, 8-10 April 2013.
- Virtual Seismic Atlas, <http://www.seismicatlas.org/>, TGS-NOPEC, seismic profile offshore Gulf of Lions:  
<http://www.seismicatlas.org/uploaded/image/200801/05493da7-cb85-4561-806b-3578b59f19f1.jpg>, consulté le 20/10/2014.
- Warren J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer-Verlag Berlin and Heidelberg 2006, 1035 pages

- Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143e174.
- Withjack M.O and Callaway S., 2000. Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence, *AAPG Bulletin*, V. 84, No. 5, P. 627–651.
- Yelles-Chaouche A.K., Aït Ouali R., Bracène R., Derder M.E.M., et Djellit H., 2001. Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 285-293.

# LISTE DES ILLUSTRATIONS

## Partie I :

Figure I.1 : Schéma structural et bassins actuels de la Méditerranée Occidentale. Les bassins sont de plus en plus jeunes d'Ouest en Est, le Bassin Tyrrhénien est le plus récent de la Méditerranée Occidentale. (Modifié de Jolivet et al., 2006).

Figure I.2 : Carte bathymétrique et topographique de la Mer Tyrrhénienne et des terres émergées alentours, illustrant les structures physiographiques majeures du Bassin Tyrrhénien et la morphologie complexe et segmentée de la Marge Est-Sarde (Données bathymétriques CIESM-IFREMER ; Graveleau, communication personnelle). Les traits pointillés jaune et orange représentent respectivement la limite entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia, puis entre la Terrasse de Cornaglia et le Bassin Tyrrhénien profond. Le cadre blanc délimite la zone étudiée au cours de cette thèse. Les cercles blancs localisent les sites de forage ODP 652, 653, 654, 656 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988 et Sartori et al., 2001).

Figure I.3: Position de la plaque africaine depuis 175 Ma jusqu'à l'actuel. L'emplacement des contours de la plaque africaine au cours du temps est indiqué à partir de l'étude des anomalies magnétiques successives (D'après Dewey et al., 1989).

Figure I.4 : Cartes schématiques de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale entre l'Eocène (A) et l'Actuel (F). Les cartes illustrent notamment l'évolution géodynamique de la Corse et de la Sardaigne au cours du temps. Al : Alboran ; Val : Valence ; LP : Liguro-Provençal ; Gi : Gibraltar ; T : Tyrrhénien (Modifié de Jolivet et al., 2006).

Figure I.5 : Carte topographique et bathymétrique de la Méditerranée Occidentale illustrant la position du slab au cours du temps (lignes grises). Les lignes noires illustrent les structures crustales majeures (fronts de chevauchement, zones de subductions, décrochements et failles). Les flèches rouges indiquent les directions d'extensions ductiles dans les complexes métamorphiques. Les flèches bleues indiquent les directions d'extensions arrière-arc actives actuellement. (D'après Jolivet et al., 2009).

Figure I.6 : Courbes schématiques de la vitesse absolue de la plaque africaine et du retrait du slab méditerranéen en fonction du temps. L'extension arrière-arc méditerranéenne début après la collision entre la plaque africaine et la plaque eurasiennne (Modifié d'après Jolivet et Faccenna, 2000).

Figure I.7 : Cadre géodynamique du Bassin Tyrrhénien. A : Carte géodynamique du Bassin Tyrrhénien au Tortonien-Messinien. B : Carte géodynamique actuelle du Bassin Tyrrhénien illustrant la répartition des bassins océaniques et de la croûte continentale. C : Coupe crustale schématique du Bassin Tyrrhénien au Tortonien-Messinien. D : Coupe crustale schématique actuelle du Bassin Tyrrhénien (Modifié de Sartori et al., 2001 et 2004, Spakman et Wortel, 2004, Faccenna et al., 2005, Jolivet et Faccenna, 2006, par Gaullier et al., 2014).

Figure I.8 : Compilation bibliographique des structures tectoniques crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental (d'après Moussat, 1983 ; Thommeret, 1990 ; Sartori et al., 2001 ; Vai et Martini, 2001 ; Carrara, 2002). Localisation de l'OCL, de la faille de Solenzara et de la Circeo/41°N fault d'après Sartori et al. (2001), Mauffret et Contrucci (1999) et Rosenbaum et Lister (2004). Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al. (1988). Localisation de la carotte BS77-19 d'après Sartori et al. (2001). Les traits rouges indiquent la localisation des figures I.13, I.15 et I.16.

Figure I.9 : Reconstruction schématique 3D de l'évolution tectonique du Bassin Tyrrhénien depuis le Tortonien (10 Ma). Les schémas illustrent la migration vers l'Est du slab et l'extension arrière-arc dans le Bassin Tyrrhénien (flèches blanches). La flèche rouge indique les mouvements du manteau. (D'après Faccenna et al., 2007).

Figure I.10 : Coupes E-W perpendiculaires à la Marge Est-Sarde illustrant la structure de la marge et les structures crustales majeures générées lors du rifting. L'extension de la marge est accommodée par des failles normales crustales, listriques, orientées Nord-Sud, à pendages Est ou Ouest. Les dépôts Tortonien p.p. à Pliocène p.p. sont interprétés comme correspondant à la sédimentation syn-rift (D'après Sartori et al., 2004).

Figure I.11 : Carte de profondeur du Moho (en km) dans le Bassin Tyrrhénien et les régions alentours. La ligne rouge marque la limite entre le Moho européen, le Moho adriatique, africain et tyrrhénien. Dans le Bassin Tyrrhénien profond le Moho est situé à moins de 10 km de profondeur. (Carminati et Doglioni, 2012).

Figure I.12 : Carte tectonique du Bassin Tyrrhénien Oriental illustrant les structures crustales majeures et l'emplacement de la croûte océanique dans le Bassin Tyrrhénien profond. ESB : Bassin Est-Sarde. (D'après Faccenna et al., 2004).

Figure I.13 : Profil MCS ST08 non interprété (A) et interprété (B) qui recoupe perpendiculairement le Bassin Est-Sarde et la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la Figure I.8). Le profil illustre les principales unités sismiques du Bassin Tyrrhénien Occidental. Localisation de la carotte sédimentaire BS77-19. (Modifié d'après Sartori et al., 2001).

Figure I.14 : Logs sédimentaires des sites ODP du Bassin Tyrrhénien Occidental. (A) Localisation des sites de forages ODP sur la Marge Est-Sarde. (B) Logs sédimentaires simplifiés des sites de forage ODP. Les transitions Pré-rift/Syn-rift et Syn-rift/Post-rift des différentes portions de la Marge Est-Sarde sont illustrés d'après les résultats de Kastens et al. (1988), Sartori (1990) et Cita et al., (1990). (Modifié de Cita et al., 1990).

Figure I.15 : Profils sismiques et forages ODP 654 et 653 illustrant une partie des unités sédimentaires de la marge intermédiaire, i.e. la Terrasse de Cornaglia (localisation sur Figure I.8). (A) Forage ODP 654 et profil MYS12 de la campagne METYSS sur la Terrasse de Cornaglia occidentale. Le forage enregistre la série sédimentaire pré-, syn- et post-rift et la totalité de la séquence supérieure de la CSM. (B) : Forages ODP 653, DSDP 132 et profil MS01 (Ryan, Hsü, et al., 1973) sur la Terrasse de Cornaglia orientale. Les forages enregistrent le sommet des dépôts messiniens et la série Plio-Quaternaire. (Modifié de Mascle et Réhault, 1990 et Gaullier et al., 2014).

Figure I.16 : Extrait du profil PO04 illustrant les deux faciès sismiques des sous unités des dépôts plio-quatérinaires. Les unités post-CSM sont séparées par la discordance intra-Plio-Quaternaire. Localisation sur la figure I.8. (Modifié d'après Curzi et al., 1980).

Figure I.17 : Schémas des premiers modèles de dépôt des évaporites pendant la CSM. (A) : Modèle du bassin peu profond peu asséché (Nesterrof, 1973) ; (B) : Modèle du bassin profond non asséché (Selli, 1973) ; (C) : Modèle du bassin profond asséché (Hsü et al. 1973). (Modifié d'après Obone-Zué-Obame, 2009).

Figure I.18 : Différents modèles de la CSM, proposant des dépôts synchrones (A) ou diachrones (B, C, D, E) dans les bassins périphériques et profonds (d'après CIESM, 2008).

Figure I.19 : Schéma des statuts des bassins de la Méditerranée pendant la Crise de Salinité Messinienne. Les bassins périphériques/marginaux incluent les bassins périphériques de faible profondeur (<200 m) et les bassins de profondeur intermédiaire (200-1000 m). Les bassins profonds ont des profondeurs > 1000 m. Les différents bassins sont physiquement déconnectés. (Modifié de Roveri et al., 2014b).

Figure I.20 : Coupe schématique idéalisée de la Méditerranée Occidentale illustrant l'organisation des marqueurs sismiques de la CSM à la fin de la crise, dans les bassins périphériques peu profonds et intermédiaires et dans les bassins profonds. Les couleurs et les noms des marqueurs correspondent à la nouvelle nomenclature de l'Atlas sismique des marqueurs de la CSM de Lofi et al., 2011a. Voir texte pour détails (Modifié de Roveri et al., 2014b).

Figure I.21 : Illustration sismique de la Margin Erosion Surface sur la Marge Algérienne. (Modifiée de Obone-Zué-Obame et al., 2011b).

Figure I.22 : Illustration des faciès sismiques de la BS/BES et TS/TES. A : Bassin profond du Golfe du Lion ; B : Bassin de Valence (bassin intermédiaire) ; C : Pente continentale du Golfe du Lion, la BES est latéralement connectée à la MES. (Modifié d'après Lofi et al., 2011a).

Figure I.23 : Profil sismique MDJS96 acquis sur la Marge Algérienne illustrant le faciès sismique des unités de dépôt de la CSM dans les bassins profonds, en l'occurrence le Bassin Algéro-Provençal. Voir texte pour détails (D'après Obone-Zué-Obame et al., 2011b).

Figure I.24 : Coupe schématique simplifiée du Bassin Sicilien (Modifié d'après Roveri et al., 2008). La coupe illustre les unités de dépôts de la CSM mises en place dans le Bassin Sicilien (bassin intermédiaire). Celui-ci inclut à la fois des dépôts périphériques peu profonds et des dépôts intermédiaires. Les âges des surfaces sont en Ma. MES : Margin Erosion Surface ; BES/BS : Bottom Erosion Surface/Bottom Surface ; PLG : Primary Lower Gypsum ; RLG : Resedimented Lower Gypsum ; H : Halite ; UG : Upper Gypsum.

Figure I.25 : Profil sismique acquis dans le Bassin Est-Corse illustrant le faciès sismique de la BU. La TES témoigne de l'existence de paléo-vallées messiniennes. (D'après Lofi et al., 2011a).

Figure I.26 : Modèle du déroulement de la CSM élaboré durant la CIESM (2008) proposant un scénario en 3 étapes principales et prenant en compte les dépôts dans les bassins périphériques et les bassins profonds. MSC : Messinian Salinity Crisis ; MES : Margin Erosion Surface ; BES : Bottom Erosion Surface ; BS : Bottom Surface ; TES : Top Erosion Surface ; TS : Top Surface ; PLG : Primary Lower Gypsum ; RLG : Resedimented Lower Gypsum ; H : Halite ; UG : Upper Gypsum ; LM : Lago Mare ; CU : Complexe Unit ; LU : Lower Unit ; MU : Mobile Unit ; UU : Upper Unit. Voir texte pour détails (Modifié de CIESM, 2008 et de Roveri et al., 2014a).

Figure I.27 : Carte de répartition des dépôts évaporitiques de la CSM (principalement gypse et halite) dans les bassins méditerranéens et localisation des sites DSDP-ODP où les évaporites ont été observées. Dans le Bassin Tyrrhénien les auteurs cartographient des dépôts de gypse messinien jusque dans le bassin oriental. C : Corse ; S : Sardaigne ; Si : Sicile (Modifié de Rouchy et Caruso, 2006).

Figure I.29 : Planche illustrative du faciès sismique de la surface d'érosion liée à la CSM identifiée dans le Bassin Tyrrhénien par Curzi et al., 1980 (A) et Moussat, 1983 (B). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi et al. (2011a, b) cette surface d'érosion correspond à la Margin Erosion Surface (MES ; C). Voir texte pour détails.

Figure I.29 : Planche illustrative du faciès sismique de la surface d'érosion liée à la CSM identifiée dans le Bassin Tyrrhénien par Curzi et al., 1980 (A) et Moussat, 1983 (B). Dans la nouvelle nomenclature de Lofi et al. (2011a, b) cette surface d'érosion correspond à la Margin Erosion Surface (MES ; C). Voir texte pour détails.

Figure I.30 : Carte de répartition des marqueurs sismiques de la CSM du Bassin Tyrrhénien selon Curzi et al., (1980). La carte montre la présence de dépôts de la CSM dans les bassins et l'absence de dépôts, voire la présence d'une surface d'érosion d'âge messinien, sur la plateforme continentale et certains hauts de socles. Les auteurs mettent en évidence la présence de marqueurs de la CSM depuis la côte jusque dans le Bassin Tyrrhénien profond. Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al. (1988). (Modifié d'après Curzi et al., 1980).

Figure I.31 : Carte de répartition des marqueurs sismiques de la CSM du Bassin Tyrrhénien selon Moussat (1983). La carte montre la présence de dépôts de la CSM dans les bassins et l'absence de dépôts, voire de l'érosion, sur la plateforme continentale et certains hauts de socles. L'auteur met en évidence la présence de marqueurs de la CSM depuis la côte jusque dans le Bassin Tyrrhénien profond. Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al. (1988). (Modifié d'après Moussat, 1983).

Figure I.32 : Coupe schématique W-E de la Marge Est-Sarde montrant l'évolution morphologique et structurale de la marge entre le Messinien et l'actuel (Modifié d'après Curzi et al., 1980). Les auteurs suggèrent que les différences de profondeurs des marqueurs de la CSM dans les différents sous-bassins de la Marge Est-Sarde sont liées à une forte tectonique crustale plio-quadernaire.

Figure I.33 : Interprétation des dépôts de la CSM d'après Roveri et al., 2014a au site ODP 654 de la Marge Est-Sarde. D'après l'analyse de la signature  $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$  des dépôts sédimentaires, les auteurs suggèrent que la séquence sédimentaire au site ODP 654 correspond à la superposition de la BS, du RLG et de l'UG, unités caractéristiques des bassins intermédiaires. MES : Margin Erosion Surface ; BS : Bottom Surface ; TS : Top Surface ; RLG : Resedimented Lower Gypsum ; UG : Upper Gypsum. (Modifié d'après Roveri et al., 2014a).

Figure I.34 : Densité du sel comparée à la densité locale et moyenne d'une colonne sédimentaire constituée de sédiments silico-clastiques et d'argiles. En raison de l'enfouissement progressif, la densité de la colonne sédimentaire augmente avec la profondeur, mais la densité du sel reste constante. La profondeur de l'inversion de densité sel/couverture est déterminée à partir du calcul de la densité moyenne et non locale de la colonne sédimentaire (Modifié d'après Vendeville et Gaullier, 2005 et Hudec et al., 2009).

Figure I.35 : Remontée d'un diapir de sel selon la théorie fluide-fluide. Le sel et la couverture sédimentaire sont considérés comme deux fluides Newtoniens superposés. D'après la théorie fluide-fluide, le sel (en rouge, moins dense) forme spontanément un dôme de sel dans la couverture sédimentaire (en vert, plus dense) par inversion de densité (A). La croissance du diapir continue à la manière d'une lampe à lave, engendrant une forme rappelle celle d'un « ballon au bout d'une ficelle » (B). (Modifié de Podladchikov et al., 1993).

Figure I.36 : Coupe d'un modèle analogique sable-silicone modélisant du diapirisme réactif déclenché par extension de la couverture sédimentaire. Le niveau transparent quadrillé correspond à la silicone et modélise la couche de sel. Les couches de sable sus-jacentes modélisent la couverture sédimentaire fragile. Le diapir de sel est directement associé au graben formé dans la couverture sédimentaire (Modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992).

Figure I.37 : Schéma d'un fluide pressurisé, comme le sel, sous une couverture sédimentaire fragile.  $\rho_c$  est la densité de la couverture sédimentaire,  $\rho_s$  la densité de la couche de sel et  $P$  la pression exercée aux points A et B dans la couche de sel.  $P_A$  et  $P_B$  dépendent directement de l'épaisseur et de la densité de la couverture sédimentaire. La différence de charge sédimentaire entre A et B génère un gradient de pression qui engendre le fluage du sel d'un point à l'autre. (Modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992).

Figure I.38 : Bloc diagramme illustrant les différentes formes des structures salifères et la nomenclature associée. (a) Structures allongées résultant d'une source linéaire. (b) Structures résultant d'une source ponctuelle. (D'après Hudec et Jackson, 2007).

Figure I.39 : Vue schématique des différents stades de croissance des diapirs de sel : diapir réactif (b), actif (c) et passif (d). Le schéma (e) illustre la croissance d'un diapir passif lors d'une sédimentation syn-tectonique salifère (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992).

Figure I.40 : Illustration du processus de glissement gravitaire d'une couverture sédimentaire et d'un niveau de décollement. (A) Profil sismique de la marge française du Golfe du Lion illustrant les trois zones d'accommodation du glissement gravitaire : la zone d'extension de haut de pente, de translation intermédiaire et de compression de bas de pente (Source : Virtual Seismic Atlas, TGS-NOPEC, <http://www.seismicatlas.org/>). (B) Vue en coupe du stade final d'une expérience de modélisation analogique de glissement gravitaire illustrant le glissement gravitaire de la silicone (qui modélise le sel) et de la couverture sédimentaire. Le glissement gravitaire est enregistré par la province extensive de haut de pente, la province intermédiaire en translation et la province compressive de bas de pente. (D'après Evrard, 2007).

Figure I.41 : Coupes de modèles analogiques illustrant l'extension de la couverture sédimentaire lors du processus de glissement gravitaire pour différents taux de sédimentation. Une sédimentation lente et uniforme favorise la formation de radeaux séparés par des diapirs de sel (A), tandis qu'une sédimentation rapide et non uniforme favorise la formation de failles listriques et de blocs basculés (B). (Modifié de Vendeville et Cobbold, 1987).



Figure I.42 : Coupes schématiques illustrant les différents stades de l'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire (gris) sur une couche de sel (noir). (A) Stade initial, la mise en place du biseau sédimentaire est supposée être instantanée ; (B) Subsidence différentielle du biseau proximal dans le sel et fluage du sel vers la partie distale du biseau ; (C) Étalement gravitaire du biseau sur le sel, accommodé par l'extension proximale (1) la translation intermédiaire de la couverture sédimentaire (2) et la compression distale (3) ; (Les flèches noire et blanche indiquent la direction et le sens des mouvements dans la couverture sédimentaire et dans la couche de sel. Les lignes pointillées représentent la géométrie initiale du biseau sédimentaire (D'après Vendeville, 2005).

Figure I.43 : Vues de dessus de deux stades d'évolution d'un modèle analogique de l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire semi-circulaire sur une couche de sel. (A) Accommodation des premiers stades de l'étalement multidirectionnel par des grabens radiaux et concentriques ; (B) Emergence de rides de silicone dans l'axe des grabens avec l'évolution de l'étalement. Les rides de sel délimitent des mini-bassins polygonaux (D'après Gaullier et Vendeville, 2005).

Figure I.44 : Vue en 3D (éclairage par le Nord-Ouest) de la bathymétrie d'une partie du Golfe du Mexique (Etats-Unis) illustrant des mini-bassin polygonaux (D), limités par des grabens (G), des rides salifères (SR), des murs de sel (SM) et des diapirs (D). (Modifié d'après Diegel et al. (1995) par Gaullier et Vendeville (2005)).

Figure I.45 : Coupes schématiques de l'évolution d'un modèle analogique simulant l'extension d'un socle sous une couverture comprenant une couche de décollement/sel surmontée d'une couverture sédimentaire fragile. a) stade initial. b) Extension du socle. L'épaisseur de la couche de décollement découple le socle de la couverture fragile. La couverture subside de façon rigide. c) Stade mature de l'extension. Une partie de la couverture sédimentaire repose sur le socle, la déformation du socle est transmise à la couverture sédimentaire, le socle et la couverture ne sont plus découplés. Les flèches noires indiquent la subsidence de la couverture sédimentaire, les flèches blanches le fluage du sel. Voir texte pour détails (Modifié de Vendeville et al., 1995).

Figure I.46 : Carte de répartition du sel messinien dans le Bassin Tyrrhénien d'après les travaux de Curzi et al., (1980) et de Moussat (1983). Le sel est observé dans le fond du Bassin Est-Sarde, sur la Terrasse de Cornaglia et dans le Bassin Tyrrhénien profond. Localement le sel présente des structures diapiriques, en particulier sur la Terrasse de Cornaglia. Localisation de la Figure I.47. (Modifié d'après Curzi et al., (1980) et Moussat (1983)).

Figure I.47 : Profil PM19 non interprété (A) et line drawing de Curzi et al., 1980 (B) illustrant la présence de diapirs de sel sur la Terrasse de Cornaglia. Les diapirs au sein de la séquence inférieure (sel messinien) perturbent la séquence supérieure et la couverture Plio-Quaternaire, au moins jusqu'à la discordance intra-Plio-Quaternaire. Localisation sur la Figure I.46. (D'après Curzi et al., 1980).

## **Partie II :**

Figure II.1 : Schéma général en coupe du principe de la sismique réflexion.

Figure II.2 : Un type de source d'ondes sismiques, le canon à air "G.I.". A : Photo d'un canon à air mini-G.I. B : Schéma du canon à air G.I. en coupe de marque SODERA (Source : Chaîne sismique d'acquisition "S.V.G.", 2005).

Figure II.3 : Schéma de la propagation des ondes acoustiques après émission par la source. A : Les fronts d'ondes générés par la source se propagent dans toutes les directions. B : Les trajets des fronts d'ondes sont matérialisés par des rais sismiques. La trajectoire de chaque rai est perpendiculaire aux fronts d'ondes. Les ondes se comportent de plusieurs manières à l'interface entre deux milieux de natures différentes : les ondes incidentes sont réfléchies ou réfractées. (D'après F. Sage, communication personnelle).

Figure II.4 : Un type de récepteur d'ondes sismiques, l'hydrophone. A : Hydrophone et bouée associée B : L'assemblage de plusieurs hydrophones en chaîne constitue une flûte sismique multitrace.

Figure II.5 : Illustration du principe d'acquisition de données sismiques à partir de l'émission et de la réception d'ondes acoustiques. A : Émission et réception des ondes acoustiques. B : Traces sismiques enregistrées par les récepteurs à chaque tir de canon. C : Assemblage des traces sismiques permettant d'obtenir des horizons sismiques continus. D : Image sismique obtenue après traitement et amélioration du signal de la trace sismique. (D'après F. Sage, communication personnelle).

Figure II.6 : Carte des données sismiques disponibles dans le Bassin Tyrrhénien Occidental et le long de la Marge Est-Sarde. Localisation des lignes sismiques d'après Réhault et al., 1987. Localisation des sites DSDP 132 et ODP 653 et 654 d'après Kastens et al., 1988 et Sartori et al., 2001. Les traits rouges localisent les figures II.7 et II.8.

Figure II.7 : Extrait du profil sismique TY60 acquis lors de la campagne TYRRHENIA (1981) dans la partie supérieure de la Marge Est-Sarde (Localisation sur la figure II.6). Le profil est interprété par Moussat (1983), qui observe la présence de failles normales crustales délimitant des hauts de socles et qui identifie la présence de plusieurs unités sismiques dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia.

Figure II.8 : Extrait du profil sismique PM19 acquis sur la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure II.6). D'après Curzi et al. (1980), le profil illustre la présence d'unités de dépôts liées à la CSM et la présence de diapirs de sel.

Figure II.9 : Plan de position des campagnes sismiques METYSS1 et METYSS3 utilisées dans cette étude. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 654 et 653 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Localisation des lignes sismiques antérieures aux données METYSS d'après Curzi et al., 1980, Réhault et al., 1987 et Moussat, 1983. Les traits rouges indiquent la position de la figure 11.

Figure II.10 : Système d'acquisition sismique du navire de recherche "Téthys II" (INSU-CNRS) utilisé durant les campagnes METYSS. (D'après F. Sage, communication personnelle).

Figure II.11 : Comparaison de la qualité des données sismiques. A : Profil sismique TY60 (Campagne TYRRHENIA, 1981) de faible résolution (D'après Moussat, 1983). B : Profil sismique MYS47 (Campagne METYSS 3, 2011) de haute résolution. Localisation sur la figure II.9.

Figure II.12 : Illustrations de l'utilisation du logiciel Kingdom Suite© pour l'interprétation de données sismiques. A : Interprétation d'horizon et pointé de failles sur un profil sismique. B : Carte de profondeur d'un horizon sismique. Source : Seismic Micro-Technology, Inc.

Figure II.13 : Schémas d'une séquence de dépôt (A) et des relations possibles entre les terminaisons latérales des réflecteurs qui composent une séquence de dépôt et les limites inférieures et supérieures de la séquence (B). Modifié de Mitchum et Vail, 1977.

Figure II.14 : Configuration interne des réflexions au sein des unités sismiques. D'après Nely et al., 1985.

Figure II.15 : Illustration des amplitudes et continuités qui caractérisent les réflecteurs sismiques. HA : High Amplitude, LA : Low amplitude, C : Continuous, SC : Semi-continuous. (D'après F.Sage, communication personnelle).

Figure II.16 : Cartes de la profondeur de l'UU obtenues à partir du pointage sismique sous Kingdom suit©. (A) Profondeur de l'UU le long des profils sismiques. (B) Profondeur de l'UU extrapolée par le logiciel sur l'ensemble de la zone d'étude. 1) Exemples de zones où extrapoler le pointage, entre les lignes sismiques. 2) Exemples de zones où l'extrapolation devait être exclue en raison de l'absence de l'unité. s.t.d. : seconde temps-double.

## **Partie III :**

*Figure III.1 : Profil MYS47 vierge (A) et interprété (B) acquis perpendiculairement au Bassin Est-Sarde et à la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.3). (C) Zoom illustrant l'incision des réflecteurs pré-CSM. (D) Zoom illustrant le sismique faciès chaotique de l'Upper Unit (UU). La MES est observée sur la pente continentale supérieure et se connecte latéralement aux dépôts de la CSM (UU) dans le Bassin Est-Sarde. La MES est également observée sur le Mont Sarde, déconnecté de Marge Est-Sarde. La MES s'approfondit vers la Terrasse de Cornaglia jusqu'à sa connexion latérale avec les dépôts de la CSM (UU chaotique). Sur la pente et le Mont sarde, la MES est recouverte par les dépôts de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.*

*Figure III.2 : Profil MYS51b vierge (A) et interprété (B), acquis sur le flanc Ouest du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). Le profil illustre la MES sur la pente continentale supérieure. La morphologie indentée de la MES montre la présence de paléo-vallées messiniennes. Vers l'ESE la connexion avec l'unité de la CSM (UU chaotique) n'est pas clairement établie.*

*Figure III.3 : Carte de répartition et de profondeur de la surface d'érosion MES sur la Marge Est-Sarde et la Marge Est-Corse (d'après Thinon et al., 2004 ; 2011). ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 654 et 653 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la position des figures présentées dans ce paragraphe.*

*Figure III.4 : Profil MYS35 vierge (A) et interprété (B) acquis sur la partie supérieure de la pente continentale, à l'Ouest du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). La MES présente une morphologie indentée formant localement des paléo-vallées, actuellement remplies par les dépôts plio-quatérnaires. L'une des plus profondes paléo-vallées (plus de 300 m) est observée sur ce profil.*

*Figure III.5 : Profil MYS52bc, vierge (A) et interprété (B), acquis à dans le Bassin Est-Sarde au Sud du Golfe d'Orosei (Localisation sur la figure III.3). La MES présente une morphologie indentée en haut de pente. En bas de pente la MES est lisse et latéralement connectée aux dépôts de la CSM (l'Upper Unit, UU) dans le Bassin Sud Est-Sarde.*

*Figure III.6 : Profil régional MYS24 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Nord de la Marge Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). Sur la pente continentale, les dépôts pré-CSM sont érodés et la MES présente une morphologie rugueuse. Dans le Bassin Est-Sarde la MES se connecte latéralement à l'Upper Unit (UU). Vers l'Est, la présence de la MES est déduite lorsque la surface n'est pas directement corrélée avec les marqueurs sismiques de la CSM, par déconnexion structurale ou par manque de couverture sismique.*

*Figure III.7 : Profil MYS41 vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement au Bassin Sud Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). C) Zoom sur l'érosion des réflecteurs pré-CSM. La MES est observée sur le Mont Quirra à la transition entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia. Vers le Bassin Est-Sarde, la MES est connectée à l'Upper Unit (UU) qui recouvre la Mobile Unit (MU) dans le Bassin Sud Est-Sarde. Sur les pourtours du bassin, la base de l'UU est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES).*

*Figure III.8 : Profil MYS14 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.3). La MES est observée sur l'extrémité Nord de la Ride des Baronies à la transition avec la Terrasse de Cornaglia. Vers le Bassin Est-Sarde, la MES est connectée à l'Upper Unit (UU) qui recouvre la Mobile Unit (MU). Sur les pourtours du bassin, la base de l'UU est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES).*

*Figure III.9 : Profil MYS54 vierge (A) et interprété (B), acquis longitudinalement dans un bassin confiné de la Terrasse de Cornaglia entre les rides des Baronies et d'Onifai (localisation sur la figure III.3). La présence de la MES sur la Ride d'Onifai est attestée par sa connexion avec les unités de la CSM dans le fond du bassin. En bordure du bassin, la base de l'UU est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES).*

Figure III.10 : Extrait du profil MYS02a, vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement au Bassin Est-Sarde dans sa partie la plus septentrionale (Localisation sur la figure III.3). La présence de la MES sur la Ride de Caprera est attestée par sa connexion avec les unités de la CSM dans le Nord du Bassin Est-Sarde (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure III.11 : Profil MYS09 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.3). La présence de la MES est supposée sur les hauts structuraux de ce secteur, mais les failles crustales qui déconnectent la surface d'érosion des dépôts de la CSM ne permettent pas de confirmer qu'il s'agit de la MES, même si une série d'indices vont dans ce sens (surface d'érosion enfouie sous la partie inférieure du Plio-Quaternaire, terminaisons en biseaux des unités de la CSM à la base des hauts structuraux). Voir texte pour détails (modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure III.12 : Expressions sismiques de la BES (A) et de la TES (A et B) sur la Marge Est-Sarde. Localisation des sections de profils sur les figures III.7 (A) et III.9 (B).

Figure III.13 : Profil MYS32 vierge (A) et interprété (B), acquis à l'Est de la Ride des Baronies (localisation sur la figure III.14). La MES est latéralement connectée à l'Upper Unit (UU). La base de l'Upper Unit est marquée par la Bottom Erosion Surface (BES) dans le prolongement de la MES.

Figure III.14 : Carte d'extension de la BES et de la TES sur la Marge Est-Sarde, localisées respectivement à la base et au sommet des unités de dépôt de la CSM (Mobile Unit et Upper Unit). ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Localisation de la figure III.13.

Figure III.15 : Carte de répartition et de profondeur de la MU sur la Marge Est-Sarde. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la position des figures présentées dans ce paragraphe.

Figure III.16 : Profil MYS40, vierge (A) et interprété (B), acquis sur la bordure Est du Bassin Est-Sarde et sur la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU sous l'Upper Unit (UU) dans le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia. La MU et se termine en biseau vers les extrémités des bassins. La MES est observée sur la chaîne du Mont Quirra, connectée aux unités de la CSM vers les bassins.

Figure III.17 : Profil MYS15 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Nord du Bassin Est-Sarde (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU sous l'Upper Unit (UU) dans le Nord du Bassin Est-Sarde. La MU est mince et termine en biseau vers le Nord du bassin.

Figure III.18 : Profil MYS37 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Bassin Sud Est-Sarde (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU qui est mince et se termine en biseau vers le Mont Quirra, à la bordure Est du bassin.

Figure III.19 : Profil MYS11B vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie central de la Marge Est-Sarde dans le secteur du Canyon d'Orosei (localisation sur la figure III.15). (C) Zoom sur le faciès sismique chaotique de l'Upper Unit (UU), spécifique à ce secteur de la marge. La MU est mince et sont toit et sa base s'approfondissent depuis l'Ouest vers l'Est. Les failles supra-salifères observées dans la couverture sédimentaire attestent l'existence de processus de tectonique salifère.

Figure III.20 : Profil MS01, localisé à la bordure Nord-Est de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Le profil illustre la présence de la MU à une profondeur de 3240 m sous le niveau marin. La MU termine en biseau vers la bordure Est du bassin. (Modifié d'après Ryan et al., 1973).

Figure III.21 : Profil MS07 vierge (A) et interprété (B), acquis sur la bordure Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la Figure III.15). Le profil illustre la terminaison en biseau de la MU à la base de la chaîne du Mont Quirra, sur la bordure Ouest de la Terrasse de Cornaglia.

- Figure III.22 : Profil MYS09 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia à l'Est du Mont Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Les diapirs de sel augmentent fortement l'épaisseur locale de la MU qui passe localement de 0,13 s.t.d d'épaisseur à 0,5 s.t.d (i.e. 290 m à 1125 m). La MU se termine en biseau à la base des hauts structuraux.
- Figure III.23 : Profil MYS08 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.15). Les nombreux diapirs de sel témoignent de l'existence d'une tectonique salifère vigoureuse. Certains diapirs affleurent localement sur fond marin (partie Est).
- Figure III.24 : Extrait du profil MYS12 vierge (A) et interprété (B), acquis sur la Terrasse de Cornaglia dans le secteur du forage ODP 654 (localisation sur la figure III.25). Le profil illustre le faciès sismique de l'UU dont la base correspond à la BES en bordure de la Terrasse de Cornaglia.
- Figure III.25 : Carte de répartition et de profondeur de l'UU sur la Marge Est-Sarde. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la position des figures qui illustrent ce paragraphe.
- Figure III.26 : Carte d'épaisseur de l'UU sur la Marge Est-Sarde. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages ODP 653 et 654 et DSDP 132 (localisation d'après Kastens et al., 1988).
- Figure III.27 : Extrait du profil MYS 48 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie centrale de la marge (Localisation sur la figure III.25). Le profil illustre le faciès plus chaotique de l'UU (UUC) entre le Mont Sarde et la Ride des Baronies.
- Figure III.28 : Extrait du profil MYS43 vierge (A) et interprété (B), acquis au Nord-Est du Mont Cornaglia (localisation sur la figure III.25). L'UU est épaisse mais les diapirs génèrent d'importantes variations d'épaisseur au sein de l'unité UU. Les épaisseurs sont en s.t.d. : 0,1 s.t.d  $\approx$  170 m ; 0,38 s.t.d  $\approx$  640 m.
- Figure III.29 : Profil MYS37 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (localisation sur la figure III.25). À l'Ouest l'UU est en onlap sur le Mont Quirra. L'UU est épaisse dans les bassins à diapirs de sel. L'épaisseur de l'UU diminue vers la bordure Est de la Terrasse de Cornaglia.
- Figure III.30 : Carte d'extension de la CU sur la Marge Est-Sarde. Le trait noir indique la position de la Figure 31. Localisation du site ODP 654 d'après Kastens et al., 1988.
- Figure III.31 : Extrait du profil MYS53 vierge (A) et interprété (B), acquis à l'extrémité Sud-Est de la Ride des Baronies (localisation sur la figure III.30). (C) Zoom sur le faciès sismique chaotique de l'unité. Le profil illustre la présence de la CU à la base de la Ride des Baronies, intercalée avec les unités de la CSM. L'UU recouvre partiellement les bords de la CU.
- Figure III.32 : Extrait du profil MYS2b vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Corse (localisation sur la figure III.33). Le profil illustre la présence de la BU et son faciès sismique dans le Bassin Est-Corse.
- Figure III.33 : Carte d'extension de la BU sur la Marge Est-Corse, d'après Thinon et al. (2004, 2011). B E-C : Bassin Est-Corse ; ES N : Bassin Est-Sarde Nord. Le trait noir indique la position de la figure III.32.
- Figure III.34 : Extrait du profil MYS03a,b vierge (A) et interprété (B) acquis dans le sud du Bassin Est-Corse (Localisation sur la figure III.33). Le profil illustre la présence de la BU dans le Bassin Est-Corse et le changement de signal sismique vers l'ESE.
- Figure III.35 : Carte générale de répartition des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental. ES N : Bassin Est-Sarde Nord ; ES C : Bassin Est-Sarde central ; ES S : Bassin Est-Sarde Sud. Les cercles noirs indiquent la position des forages 653 et 653 du leg ODP 107 et DSDP 132 (d'après Kastens et al., 1988). Les traits noirs indiquent la localisation des figures présentées dans ce paragraphe.

Figure III.36 : Coupe schématique actuelle de la Marge Est-Sarde illustrant l'organisation actuelle des marqueurs de la CSM (Localisation sur la figure III.35). Les encadrés verts indiquent les différences de profondeur des points d'onlap de l'UU (en s.t.d). Les unités de la CSM sont localisées à des profondeurs différentes dans les bassins de la marge. On remarque l'approfondissement du toit de la MU et de l'UU vers le centre des bassins. À la base des hauts structuraux la MES est localement plus profonde que le plus haut point d'onlap de l'UU, situé contre le flanc Ouest du Mont Quirra. On note que la profondeur du socle pré-CSM sous la MU n'est pas clairement observée sur la Terrasse de Cornaglia.

Figure III.37 : Extrait du profil MYS09q vierge (A) et interprété (B) acquis au Sud-Ouest du couloir entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure III.35). À cet endroit l'extrémité Nord de la chaîne du Mont Quirra est étroite et le toit de l'UU est observé à ~2,8 - 3 s.t.d. de profondeur.

Figure III.38 : Extrait du profil MYS10a vierge (A) et interprété (B) acquis au Sud-Est du couloir entre le Bassin Est-Sarde et la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure III.35). À l'Ouest le toit de l'UU est observé à ~2,8 - 3 s.t.d. de profondeur et s'approfondit progressivement vers la Terrasse de Cornaglia.

Figure III.39 : Profils MYSb, c, d, vierge (A) et interprété (B) illustrant la présence de l'UU dans le centre du Bassin Est-Sarde et dans la partie Nord du bassin (Localisation sur la Figure III.35).

Figure III.40 : Coupe schématique illustrant l'organisation actuelle des marqueurs sismiques de la CSM sur le Promontoire Baléare et dans les bassins alentours (D'après Driussi et al., sous presse).

## **Partie IV :**

Figure IV.1: Carte des structures crustales majeures et mineures du Bassin Tyrrhénien Occidental, basée sur l'analyse des données sismiques METYSS et sur les travaux de Moussat (1983), Thommeret (1990), Sartori et al. (2001), Vai et Martini (2001) et Carrara (2002). Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastiens et al., (1988). Les traits rouges indiquent la localisation des figures présentées dans ce paragraphe. Les chiffres bleus indiquent les secteurs décrits dans le texte. NESB : Bassin Nord Est-Sarde ; CESB ; Bassin Est-Sarde Central ; SESB ; Bassin Sud Est-Sarde.

Figure IV.2 : Extrait du profil MYS51b vierge (A) et interprété (B), acquis sur le flanc Ouest du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la présence de failles crustales pré-CSM associées à des dépôts syn-tectoniques en éventails. Les failles crustales n'affectent pas la MES. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.3 : Extrait du profil MYS40 vierge (A) et interprété (B), acquis sur le flanc Est du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la présence de failles crustales pré-CSM associées à des dépôts syn-tectoniques en éventails. Les failles crustales n'affectent pas la MES. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.4 : Extrait du profil MYS07b vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre les failles pré-CSM de la chaîne du Mont Quirra, à la bordure Est du Bassin Sud Est-Sarde.

Figure IV.5 : Extrait du profil MYS37 vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre la présence d'une faille crustale pré-CSM qui approfondit le socle en bordure d'un bassin marqué par des diapirs de sel.

Figure IV.6 : Profil MYS12c vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre un bassin confiné entre la Ride des Baronies et la Ride d'Onifai et la zone de forage du site ODP 654. L'éventail sédimentaire sous l'UU, les failles crustales sous la MES et la différence d'enregistrement de la CSM entre la Ride d'Onifai et les bassins montrent que l'ouverture des bassins est pré-CSM. Les épaisseurs sont en s.t.d (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure IV.7 : Profil MYS09a vierge (A) et interprété (B), acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre les failles pré-CSM qui bordent les flancs de certains hauts de socle de la terrasse. (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure IV.8 : Profil MYS06b vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement au Canyon d'Orosei et à la Ride des Baronies (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre la géométrie en bloc basculé de la terminaison Sud-Est de la ride. Les failles f1 et f2 sont pré-CSM, mais elles présentent également des signes d'activité post-CSM.

Figure IV.9 : Extrait du profil MYS24 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre l'activité post-CSM des failles crustales qui décalent les marqueurs de la CSM et la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

Figure IV.10 : Extrait du profil MYS02a vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la tectonique crustale post-CSM qui affecte le Nord de la Marge Est-Sarde. Une des failles affecte le fond marin (faille f1) attestant que la déformation crustale post-CSM est très récente.

Figure IV.11 : Extrait du profil MYS14 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre des structures synclinales et un anticlinal qui traduisent une faible déformation compressive post-CSM dans cette partie du Bassin Est-Sarde (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure IV.12 : Extrait du profil MYS24 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord de la Marge Est-Sarde à l'Est de la Ride de Caprera (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la tectonique crustale post-CSM mise en évidence par des discordances angulaires observées jusque dans les niveaux supérieurs de la séquence plio-quaternaire.

Figure IV.13 : Profil MYS26 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Nord-Est de la Marge Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre la tectonique crustale post-CSM qui affecte le Nord de la Marge Est-Sarde, enregistrée par le décalage des marqueurs de la CSM et des éventails sédimentaires dans la séquence plio-quaternaire.

Figure IV.14 : Extrait du profil MYS47 vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre à la fois des failles dont l'activité est uniquement pré-CSM (f2, f3) et une faille qui a fonctionné après la CSM (f1).

Figure IV.15 : Extrait du profil MYS09pq vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la figure IV.1). Le profil illustre des déformations crustales post-CSM complexes qui affectent les marqueurs de la CSM et les dépôts plio-quaternaires.

Figure IV.16 : Extrait du profil MYS08a vierge (A) et interprété (B), acquis dans la partie Sud du Bassin Est-Sarde (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre à la fois des failles dont l'activité est uniquement pré-CSM (f2, f3, f4) et des failles qui ont fonctionné après la CSM (f1). (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure IV.17 : Extrait du profil MYS07a vierge (A) et interprété (B), acquis perpendiculairement à la terminaison Sud-Est de la Ride des Baronies. (Localisation sur la Figure IV.1). Le profil illustre les failles normales crustales orientées NW-SE qui bordent le flanc Nord-Est de la Ride des Baronies. Le décalage de la MES et le basculement de l'UU témoignent du fonctionnement post-CSM des failles crustales.

Figure IV.18 : Carte de localisation des éventails sédimentaires pré-CSM et des structures crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental. Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Localisation des sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al., (1988). Localisation de la carotte sédimentaire BS77-19 d'après Sartori et al., 2001. Les traits rouges indiquent la localisation des profils sismiques présentés dans ce chapitre. NESB : Bassin Nord Est-Sarde ; CESB ; Bassin Est-Sarde Central ; SESB ; Bassin Sud Est-Sarde.

Figure IV.19 : Coupe schématique crustale perpendiculaire à la partie méridionale de la Marge Est-Sarde. La coupe illustre les structures crustales principales observées dans le Sud de la Marge Est-Sarde et l'organisation des marqueurs de la CSM. Les failles normales crustales sont pré-CSM, la plupart sont scellées par les marqueurs de la CSM et n'ont pas fonctionné après la CSM. Le marqueur de la base de la MU est placé approximativement dans la mesure où cette base est rarement observée.

Figure IV.20 : Carte des structures crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental présentant les principaux sites de déformation crustale post-CSM. Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Sites de forages ODP 654, 653 et DSDP 132 d'après Kastens et al., (1988). Les traits rouges indiquent la localisation profils sismiques présentés dans le chapitre. NESB : Bassin Nord Est-Sarde ; CESB ; Bassin Est-Sarde Central ; SESB ; Bassin Sud Est-Sarde.

Figure IV.21 : Coupe schématique de la partie septentrionale de la Marge Est-Sarde illustrant les structures crustales et l'organisation des marqueurs de la CSM. La coupe montre que dans le Nord de la Marge Est-Sarde l'activité crustale post-CSM est bien marquée et affecte le socle pré-CSM, les marqueurs de la CSM et la séquence plio-quadernaire. Peu de failles normales crustales pré-CSM scellées par les marqueurs de la CSM sont observées dans ce secteur de la marge.

Figure IV.22 : Schémas récapitulatifs de différents processus de tectonique salifère (A) Diapirisme passif par downbuilding (D'après Vendeville et Jackson, 1992). (B) Glissement gravitaire (D'après Vendeville, 1987). (C) Découplage/Couplage d'un socle et d'une couverture sédimentaire en présence d'un niveau de décollement (D'après Vendeville et al., 1995).

Figure IV.23 : Carte de répartition des diapirs de sel sur la zone d'étude. Les provinces diapiriques sont localisées sur la Terrasse de Cornaglia. Dans les différentes provinces, les diapirs sont classés en fonction de leur taille ( $\leq 1000$  m ou  $> 1000$  m) et de leur fréquence ( $> 50\%$ , soit plus d'un diapir pour 2 km ou  $< 50\%$ , soit un diapir pour 2 km environ). Les traits rouges localisent les profils sismiques présentés dans ce paragraphe.

Figure IV.24 : Profil MYS8c vierge (A) et interprété (B) acquis dans la partie méridionale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.23). Le profil illustre les diapirs de sel formés par la MU. Une antiforme salifère de courte longueur d'onde est observée à l'Ouest. (C) Géométrie en éventail des réflecteurs de l'UU à l'approche du flanc d'un diapir. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.25 : Profil MYS10b vierge (A) et interprété (B) acquis au Nord-Est du Mont Cornaglia (Localisation sur la figure IV.23). Le profil illustre une province à diapirs de plus de 1000 m de haut dans laquelle est observé le plus grand diapir identifié sur la zone d'étude. Les réflecteurs PQ rebroussés au niveau des flancs du diapir montrent que la sédimentation est syn-tectonique salifère. (C) Les variations latérales d'épaisseur de l'UU à l'approche des flancs du diapir attestent que la croissance du diapir a débuté dès le début du dépôt de l'UU. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.26 : Profil MYS9a vierge (A) et interprété (B) acquis à l'Est du Mont Cornaglia (Localisation sur la figure IV.23). Le profil illustre une province diapirique où la taille des diapirs est inférieure ou égale à 1000 m de haut. La fréquence des diapirs est de plus d'un diapir pour 2 km. Les diapirs déforment l'UU et la partie inférieure des dépôts plio-quadernaires. (C) La divergence des réflecteurs de l'UU contre le flanc d'un diapir illustre le début précoce du diapirisme sur la Marge Est-Sarde. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.27 : Profil MYS37 vierge (A) et interprété (B) acquis dans le Sud-Ouest de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure IV.23). Le profil illustre la géométrie en éventail de l'UU et de la partie inférieure du Plio-Quadernaire vers le flanc d'un diapir de sel. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.28 : Schémas de la croissance passive de diapirs de sel par downbuilding (Modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992). La subsidence de la couverture sédimentaire autour des diapirs permet la croissance passive des diapirs de sel (en noir). Stades de croissances de A à D.

Figure IV.29 : Carte de répartition des provinces diapiriques et des failles crustales sur la Terrasse de Cornaglia. Les provinces diapiriques sont bordées par des failles crustales. En rouge, localisation des figures présentées dans ce paragraphe.



Figure IV.30 : Assemblage des profils MYS43 et MYS44 localisés au Nord-Est du Mont Cornaglia montrant la relation entre les failles crustales normales et le diapirisme passif (Localisation sur figure IV.29). Les failles crustales sont pré-CSM. La dépression dans le socle a permis l'accumulation de la MU. Le sel était initialement plus épais et la MU est maintenant affectée par du diapirisme passif.

Figure IV.31 : Représentation schématique de l'influence de la tectonique crustale sur le développement du diapirisme passif sur la Marge Est-Sarde. La formation de diapirs passifs par downbuilding est facilitée dans les dépressions de socle pré-CSM où la MU était initialement plus épaisse. (A) Extension du socle avant la CSM et formation des dépressions. (B) Epaisseur plus importante de la MU dans la dépression de socle pré-CSM. À partir de ce stade la faille crustale est inactive. (C) Subsidence de l'UU où la MU était initialement plus épaisse. La subsidence commence dès le début du dépôt de l'UU. (D, E, F) La subsidence de l'UU dans la MU engendre la formation de diapirs passifs par downbuilding.

Figure IV.32 : Profil MYS7ab, vierge (A) et interprété (B) illustrant des antiformes et synformes de grandes longueurs d'onde sur la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.34). Les biseaux sédimentaires (en noir) observés dans l'UU et la couverture Plio-Quaternaire traduisent la variation latérale d'épaisseur de ces unités entre les synformes et les antiformes. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.33 : Extrait du profil MYS8b vierge (A) et interprété (B) acquis dans le Sud de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.34). Le profil illustre la présence d'antiformes de courtes longueurs d'ondes le long du flanc oriental de la chaîne du Mont Quirra. Des failles synsédimentaires sont observées à l'extrados d'une antiforme.

Figure IV.34 : Carte de répartition des antiformes et des diapirs sur la Terrasse de Cornaglia. A et B : provinces à antiformes et synformes. En rouge, localisation des figures IV.32 et IV.33.

Figure IV.35 : Profil MYS42 vierge (A) et interprété (B) illustrant le glissement gravitaire vers le Sud de la MU et de la couverture sédimentaire (UU + PQ), à l'Ouest du Mont Cornaglia (Localisation sur la figure IV.36). (C) Schéma des provinces du glissement gravitaire. Le glissement a eu lieu à la fin ou après le dépôt de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

Figure IV.36 : Carte de localisation des zones de glissement gravitaire et des structures crustales. Deux directions de glissement sont identifiées sur la Terrasse de Cornaglia : (1) un glissement orienté N-S, dirigé vers le Sud et (2) un glissement orienté E-W, dirigé vers l'Est. Les glissements sont enregistrés par la présence de failles salifères, normales et inverse.

Figure IV.37 : Modèles analogiques de glissement gravitaire. (A) Coupe du stade final de l'expérience illustrant le glissement gravitaire de la silicone (qui modélise le sel) et de la couverture sédimentaire. Le glissement gravitaire est enregistré par la province extensive de haut de pente, la province intermédiaire en translation et la province compressive de bas de pente. (B) Vue du dessus de l'expérience (Evrard, 2007). (C) Province extensive d'un modèle analogique de glissement gravitaire sans diapirs de sel (D'après Brun et Fort, 2011).

Figure IV.38 : Coupes schématiques illustrant les étapes de mise en place du glissement N-S observé sur le profil MYS42 (Figure IV.35). Stade 1 : Dépôt horizontal des unités sédimentaires MU, UU et PQ inférieur. Stade 2 : Basculement crustal du socle vers le Sud à la fin ou après le dépôt du PQ inférieur et glissement gravitaire de la MU et de la couverture sédimentaire. Stade 3 : Dépôt du PQ supérieur après le basculement en période d'inactivité tectonique.

Figure IV.39 : Profil MYS11b vierge (A) et interprété (B) illustrant le glissement gravitaire vers l'Est de la MU et de la couverture sédimentaire sur le flanc Est du Mont Sarde (Localisation sur la figure IV.36). Le glissement gravitaire est enregistré par les failles normales en haut de pente, qui affectent la couverture sédimentaire et se connectent en profondeur sur le toit de la MU. Les failles montrent que le glissement a eu lieu après le dépôt de l'UU et de la partie inférieure du Plio-Quaternaire.

Figure IV.40 : Interprétation structurale des chevauchements de la province compressive de bas de pente sur la Marge Namibienne (A) et restauration (B) montrant un raccourcissement estimé entre 18,5 et 25 km. Ce taux de raccourcissement ne peut à lui seul avoir accommodé l'extension de 44 km mesurée dans la province extensive de haut de pente (Butler et Paton, 2010).

Figure IV.41 : Extrait du profil MYS07 vierge (A) et interprété (B) illustrant le fluage du sel en bordure occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure IV.42).

Figure IV.42 : Carte des marqueurs du fluage latéral du sel en bordure des bassins de la Marge Est-Sarde. (1) Secteur où la paléo-limite et la limite actuelle de MU sont parallèles. (2) Secteur où la distance entre paléo-limite et la limite actuelle de MU est variable.

Figure IV.43 : Profil MYS10a vierge (A) et interprété (B) illustrant le fluage latéral de la MU vers le bassin profond dans la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la Figure IV.42). Les failles salifères liées au fluage de la MU sont nombreuses et bien développées dans l'UU et s'amortissent dans la partie supérieure de la couverture Plio-Quaternaire.

Figure IV.44 : Extrait du profil MYS37 vierge (A) et interprété (B) illustrant le fluage latéral du sel en bordure occidentale de la Terrasse de Cornaglia (Localisation sur la figure IV.42). La faille listrique dans l'UU marque la paléo-limite de la MU. La cicatrice salifère, marquée par un fort réflecteur à la base de l'UU, est localisée entre la paléo-limite et la limite actuelle de la MU.

Figure IV.45: Carte bathymétrique du bassin bordé par les rides des Baronies et d'Onifai dans la partie occidentale de la Terrasse de Cornaglia. Les flancs du bassin sont bordés par des failles crustales normales. La MU est observée dans le fond du bassin. Les traits rouges localisent les Figures IV.46 et IV.47.

Figure IV.46 : Profil MYS 12c vierge (A) et interprété (B) illustrant la géométrie des dépôts dans le Nord du bassin confiné (Localisation sur la Figure IV.45). Le toit de la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont inclinés vers le Nord-Est. L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire s'épaississent vers le Nord-Est. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure IV.47 : Profil MYS6b vierge (A) et interprété (B) illustrant la géométrie des dépôts dans le Sud du bassin confiné (Localisation sur la Figure IV.45). Les dépôts pré-CSM présentent une géométrie en éventail associée à une faille normale crustale. Au dessus, la MU a une géométrie triangulaire en coupe et s'épaissit vers le Sud-Ouest. L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont horizontaux et isopaques, affectées par une faille salifère dans la partie Nord-Est et du plissement dans la partie Sud-Ouest.

Figure IV.48 : Dispositif expérimental de modélisations analogiques menées pour cette étude dans le cadre d'un stage de Master (Gaillard, 2013). (A) Au centre le bassin confiné est modélisé par un plateau mobile compris entre deux promontoires qui modélisent les rides d'Onifai et des Baronies. (B) L'extension du système par un vérin électrique permet le basculement du plateau mobile.

Figure IV.49 : Vues en coupes du bassin confiné entre les rides des Baronies et d'Onifai (Localisation sur la Figure IV.45). (A) Coupe « réelle » du bassin observée sur les données sismiques. (B) Coupe schématique utilisée pour l'illustration des différentes hypothèses.

Figure IV.50 : Coupes schématiques des différents stades d'évolution de l'hypothèse 1 selon laquelle le dépôt de la MU dans le bassin confiné est post-tectonique. Dans ce cas le remplissage sédimentaire du bassin est post-tectonique et a lieu après l'extension du socle et le fonctionnement de la faille crustale.

Figure IV.51: Zoom sur le profil MYS6b, présenté avec une exagération verticale plus proche de la réalité, permettant une meilleure comparaison avec les résultats des expériences de modélisation analogique. Le profil illustre la géométrie des dépôts dans le Sud du bassin confiné (Localisation sur la Figure IV.45). Une unité pré-CSM présente une géométrie en éventail associée à une faille normale crustale. La MU présente une géométrie triangulaire et s'épaissit vers le Sud-Ouest. L'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire sont horizontaux et isopaques. Ces deux unités sont affectées par une faille salifère dans la partie Nord-Est et du plissement dans la partie Sud-Ouest.

Figure IV.52 : Coupes schématiques des différents stades d'évolution de l'hypothèse 2 selon laquelle le dépôt de la MU dans le bassin confiné entre les rides des Baroniés et d'Onifai est syn-tectonique. Dans ce cas le dépôt de la MU a lieu pendant l'extension du socle et le fonctionnement de la faille crustale. L'extension crustale s'arrête après le dépôt de la MU, l'UU et le PQ se déposent en période d'inactivité tectonique après l'extension du socle et le fonctionnement de la faille crustale.

Figure IV.53 : Coupe transversale d'un modèle analogique reproduisant le remplissage sédimentaire d'un bassin confiné en extension qui illustre la géométrie en éventail des dépôts syn-tectoniques. L'orientation SW-NE est indiquée pour faciliter la comparaison avec les coupes sismiques et les coupes schématiques (Modifié de Gaillard, 2013).

Figure IV.54 : Coupes schématiques des différents stades d'évolution de l'hypothèse 3 selon laquelle la MU, l'UU et la partie inférieure du Plio-Quaternaire se déposent horizontalement en période d'inactivité tectonique. Dans ce cas, l'activité post-CSM de la faille crustale provoque le basculement du toit de la MU et des unités sus-jacentes. Ce basculement est compensé par le fluage latéral de la MU au cours de l'extension. À la fin de l'extension, les unités sédimentaires sont horizontales malgré l'activité de la faille crustale. Les flèches rouges illustrent le fluage latéral de la MU.

Figure IV.55 : Schémas illustrant le gradient de pression généré au sein de la MU par le basculement du socle (1). Le gradient de pression engendre le fluage du sel depuis la zone de haute pression (A) vers la zone de basse pression (B), ce qui rétablit l'horizontalité du toit de la MU (2). La flèche rouge illustre le fluage latéral de la MU.

Figure IV.56 : Modèle analogique du comportement d'une couche de sel lors de l'extension d'un bassin confiné dont le socle bascule progressivement. (A) Stade initial, le socle et la silicone, qui modélise la MU, sont horizontaux. (B) Stade final, le socle est basculé et le toit de la silicone est horizontal. (C) Géométrie « réelle » des structures observées dans le bassin confiné. Les marqueurs colorés illustrent la similitude entre la géométrie du modèle analogique et la géométrie des structures naturelles. L'inclinaison des marqueurs n'a pas été modifiée entre l'image B et l'image C (Modifié de Gaillard, 2013).

Figure IV.57 : Représentation schématique du glissement gravitaire dans le bassin confiné entre les rides des Baroniés et d'Onifai. La pente basale générée par le basculement du socle (A) pourrait avoir engendré un faible épisode de glissement gravitaire (B) enregistré dans la couverture sédimentaire par de l'extension en haut de pente et de la compression en bas de pente (C).

Figure IV.58 : Modélisation de l'extension d'un bassin confiné dont le socle a basculé le long d'une faille crustale. Le modèle combine le fluage latéral du sel avec un épisode de glissement gravitaire. (A) Vue de profil du stade initial de l'expérience. Le socle et les unités sédimentaires sont horizontaux. Les dépôts sédimentaires comprennent une couche de silicone et une couverture sédimentaire fragile. (B) Vue de profil d'un stade intermédiaire de l'expérience, le socle bascule progressivement entraînant le fluage latéral de la silicone vers le bas de la pente et un faible glissement gravitaire de la couverture. (C) Vue de profil du stade final de l'expérience. Malgré le basculement du socle, la pente de surface reste modérée. (D) Vue plongeante du stade final permettant de voir les structures en surface. Dans le domaine amont, l'extension a permis à la silicone d'émerger à la surface du modèle. (Modifié de Gaillard, 2013).

Figure IV.59 : Comparaison entre les structures du modèle analogique (A) et les structures « réelles » du bassin confiné (B). La couche de sel présente une géométrie triangulaire. Le basculement du socle est compensé par le fluage du sel vers le Sud-Ouest, la couverture sédimentaire fragile est horizontale. La couverture est affectée par des structures extensives en haut de pente et compressives en bas de pente du fait du glissement gravitaire. L'inclinaison des marqueurs n'a pas été modifiée entre l'image A et l'image B (Modifié de Gaillard, 2013).

## **Partie IV :**

Figure V.1 : Carte générale de répartition des marqueurs de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (Marge Est-Corse et Marge Est-Sarde). Les cercles noirs indiquent la position des forages 653 et 653 du leg ODP 107 et DSDP 132 (d'après Kastens et al., 1988). MES sur la Marge Est-Corse modifié de Thinon et al. (2004 et 2011).

Figure V.2 : Schémas récapitulatifs des processus de tectonique salifère de la Marge Est-Sarde. A : Diapirisme passif ; B : Anticlinaux salifères ; C : Glissement gravitaire ; D : Fluage latéral du sel en bordure de bassin ; E : Glissement gravitaire et fluage latéral du sel dans un bassin confiné.

Figure V.3 : Carte des structures crustales du Bassin Tyrrhénien Occidental, basée sur l'analyse des données sismiques METYSS et sur les travaux de Moussat (1983), Thommeret (1990), Sartori et al. (2001), Vai et Martini (2001) et Carrara (2002). La carte illustre la période d'activité des failles crustales. Localisation de la faille de Solenzara d'après Mauffret et Contrucci (1999). Les cercles noirs indiquent la position des sites de forages ODP et DSDP (d'après Kastens et al., 1988). Les traits rouges indiquent la localisation des figures présentées dans ce chapitre.

Figure V.4 : Extrait du profil MYS40 (Localisation sur la figure V.3) illustrant des failles crustales pré-CSM associées à des éventails syn-tectoniques. Les épaisseurs sont en s.t.d.

Figure V.5 : Extrait du profil MYS12c (Localisation sur la Figure V.3). L'éventail sédimentaire pré-CSM montre le fonctionnement pré-CSM de la faille f1. Au site ODP 654, la séquence pré-CSM en éventail est datée entre le Tortonien et le Messinien inférieur (Kastens et al., 1988).

Figure V.6 : Extrait du profil MYS51b (Localisation sur la figure V.3) illustrant des failles crustales pré-CSM associées à des éventails syn-tectoniques. Les épaisseurs sont données en s.t.d.

Figure V.7 : Extrait du profil MYS47 (Localisation sur la figure V.3). La divergence des réflecteurs plio-quadernaires et la discordance régionale témoignent de mouvements crustaux post-CSM.

Figure V.8 : Extrait du profil MYS14 (Localisation sur la Figure V.3). Plissement post-CSM de faible amplitude des séries pré-CSM à plio-quadernaires (Modifié de Gaullier et al., 2014).

Figure V.9 : Carte générale de la Mer Tyrrhénienne. La carte illustre les structures physiographiques majeures du Bassin Tyrrhénien, les structures crustales de la Marge Est-Sarde, l'âge pré-CSM du rifting dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, la répartition de la croûte océanique dans le Bassin Tyrrhénien profond et la transition continent-océan selon 1) Van Dijk et Scheepers, 1995 ; Cocchi et al., 2008 ; Mantovani et al., 2009 et selon 2) Moussat, 1983 ; Réhault et al., 1987 ; Kastens et al., 1988 ; Mascle et Réhault, 1990 ; Spadini et al., 1995 ; Carrara, 2002 ; Mattei et al., 2002 ; Sartori et al., 2001, 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Doglioni et al., 2004 ; Carminati et al., 2012. Les cercles blancs localisent les sites de forage ODP (651, 652, 653, 654, 655 et 656) et DSDP (132 et 373) (localisation d'après Kastens et al., 1988 et Sartori et al., 2001) Localisation de la carotte BS77-19 d'après Sartori et al. (2001). Données bathymétriques CIESM-IFREMER.

Figure V.10 : Coupe schématique de la Marge Est-Sarde illustrant l'organisation actuelle des marqueurs sismiques de la CSM et les structures crustales. Les encadrés verts indiquent la profondeur des onlaps de l'UU en s.t.d. (Localisation sur la Figure V.1).

Figure V.11 : Coupes schématiques de la Marge Est-Sarde (A) du promontoire Baléaire (B, d'après Driussi et al., sous presse) et de la Marge Ouest-Sarde (C, d'après Sage et al., 2011) illustrant l'organisation actuelle des marqueurs de la CSM. (A) Les encadrés verts indiquent les points d'onlap de l'UU en s.t.d.

Figure V.12 : Comparaison d'une faille crustale normale de la Marge Est-Sarde avec une structure d'inversion tectonique. (A) Extrait du profil MYS02a, Nord de la Marge Est-Sarde (Localisation sur la figure V.3). (B) Séries kimméridgiennes ayant subi de l'inversion tectonique en Mer de Manche (d'après Underhill et Paterson, 1998).

## LISTE DES TABLEAUX

*Tableau III.1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental.*

*Tableau V.1 : Tableau comparatif des marqueurs sismiques de la CSM dans le Bassin Tyrrhénien Occidental (1) avec les marqueurs sismiques de la CSM des autres marges et bassins de la Méditerranée Occidentale (2). Les illustrations des marqueurs de la CSM du Bassin Tyrrhénien Occidental (1) sont issues de l'interprétation des données METYSS. Les illustrations des marqueurs de la CSM de Méditerranée Occidentale (2) sont issues de l'Atlas sismique des marqueurs de la CSM de Lofi et al. (2011a).*

## GLOSSAIRE

BS : Bottom surface

BES : Bottom Erosion Surface

CU : Complex Unit

CSM : Crise de Salinité Messinienne

DSDP : Deep Sea Drilling Project

LU : Lower Unit

MES : Margin Erosion Surface

MU : Mobil Unit

ODP : Ocean Drilling Project

OCL : Orosei Canyon Line

PLG : Primary Lower Gypsum

RLG : Resedimented Lower Gypsum

TES : Top Erosion Surface

TS : Top Surface

UU : Upper Unit



# RÉSUMÉ

Dans le Bassin Tyrrhénien Occidental, le rifting de la Marge Est-Sarde a eu lieu à partir du Miocène moyen-supérieur, par extension arrière-arc liée à la migration vers l'Est du système de subduction Apennin. Le Bassin Tyrrhénien Occidental a aussi été marqué par la Crise de Salinité Messinienne (CSM), à l'origine du dépôt de séries évaporitiques, dont localement une épaisse couche de sel mobile.

À partir de l'interprétation des nouvelles données sismiques METYSS (**M**essinian **E**vent in the **T**Yrrhenian from **S**eismic **S**tudy), les objectifs de cette thèse consistent notamment à comprendre les modalités de la CSM, à préciser les relations entre tectoniques crustale et salifère, et à contraindre l'évolution géodynamique de la Marge Est-Sarde.

Les résultats de cette étude ont abouti à la cartographie détaillée des marqueurs de la CSM (unités de dépôts et surfaces remarquables), qui fournissent de bons indicateurs spatio-temporels. Ces marqueurs ont permis de contraindre l'analyse structurale qui révèle que la phase majeure d'activité crustale est pré-CSM. Le rifting de la marge est donc clairement pré-CSM et ne se prolonge pas jusqu'au Pliocène, comme cela avait été envisagé antérieurement. De plus, cette étude a mis en évidence des mouvements crustaux post-CSM bien distincts du rifting, liés à une phase de réactivation post-rift significative sur cette marge. Cette réactivation est complexe et diversifiée ; elle se manifeste non seulement par la réactivation en extension de failles nées du rifting, mais aussi localement par le développement de structures compressives et des basculements de socle, illustrant un couplage entre tectonique crustale et tectonique salifère.

**Mots clés :** *Mer Tyrrhénienne ; Bassin arrière-arc ; Marge passive ; Tectonique salifère ; Tectonique crustale ; Crise de Salinité Messinienne ; Réactivation post-rift.*