



HAL
open science

Structure et évolution du bassin arrière-arc Ligure et de sa marge nord : apports de l'imagerie géophysique profonde de la campagne SEFASILS

Albane Canva

► To cite this version:

Albane Canva. Structure et évolution du bassin arrière-arc Ligure et de sa marge nord : apports de l'imagerie géophysique profonde de la campagne SEFASILS. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2023. Français. NNT : 2023COAZ4038 . tel-04194867

HAL Id: tel-04194867

<https://theses.hal.science/tel-04194867v1>

Submitted on 4 Sep 2023

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

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

THÈSE DE DOCTORAT

Structure et évolution du bassin arrière-arc Ligure
et de sa marge nord : Apports de l'imagerie
géophysique profonde de la campagne SEFASILS

Albane CANVA

Géoazur UMR 7329

**Présentée en vue de l'obtention du
grade de docteur en**

Sciences de la Terre et de l'Univers
de l'Université Côte d'Azur

Dirigée par : Alessandra Ribodetti

Co-encadrée par : Jean-Xavier Dessa

Soutenue le : 15 mai 2023

Devant le jury, composé de :

David Graindorge, Maître de Conférence, UBO

Laurent Jolivet, Professeur émérite, Sorbonne Université

Mathilde Cannat, Directrice de recherche, IPGP

Bertrand Delouis, Professeur des universités, UCA

Jacques Déverchère, Professeur des universités, UBO

Carole Petit, Professeure des universités, UCA

Nicolas Chamot-Rooke, Chargé de recherche CNRS, ENS de
Paris, Laboratoire de Géologie

Isabelle Thinon, Géologue/géophysienne, BRGM



Structure et évolution du bassin arrière-arc Ligure et de sa marge nord :

Apports de l'imagerie géophysique profonde de la campagne SEFASILS



Thèse présentée devant le jury composé de :

Rapporteurs :

David Graindorge, Maître de Conférence, Université de Bretagne Occidentale (UMR Géosciences Océan)

Laurent Jolivet, Professeur émérite, Sorbonne Université (UMR ISTeP)

Examineurs :

Mathilde Cannat, Directrice de recherche, UMR Institut Physique du Globe de Paris

Bertrand Delouis, Professeur des Universités, Université Côte d'Azur (UMR Géoazur)

Jacques Déverchère, Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale (UMR Géosciences Océan)

Carole Petit, Professeur des universités, Université Côte d'Azur (UMR Géoazur)

Invités :

Nicolas Chamot-Rooke, Chargé de Recherche CNRS, École Normale Supérieure de Paris (UMR Laboratoire de Géologie)

Isabelle Thinon, Géologue/géophysienne, Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Directeurs de thèse :

Jean-Xavier Dessa, Maître de Conférence, Sorbonne Université (UMR Géoazur)

Alessandra Ribodetti, Chargée de Recherche IRD (UMR Géoazur)

Résumé

Le bassin Ligure, à la jonction entre la Méditerranée Occidentale et la chaîne Alpine, s'est ouvert en extension arrière-arc entre l'Oligocène et le Miocène sous l'effet du retrait de la plaque africaine en subduction sous l'Eurasie. Cet épisode a créé des structures complexes dans une lithosphère déjà hétérogène. Le bassin et sa marge nord sont actuellement repris en compression, ce dont témoignent une faible convergence mesurée par le GPS et l'analyse de la sismicité. Des éléments morpho-structuraux indiquent que cette tendance est initiée depuis le Pliocène.

L'objet de cette thèse a été d'explorer la structure profonde du bassin Ligure et de sa marge Nord afin d'en préciser les modalités de formation. Le travail a reposé sur l'exploitation des données de la campagne SEFASILS (*Seismic Exploration of Faults And Structures In the Ligurian Sea*), réalisée à l'automne 2018 à bord du N/O *Pourquoi Pas ?*. Celle-ci a mobilisé des moyens modernes de géophysique marine sur un transect de 150 km recoupant la marge et le bassin, avec un *streamer* sismique couvrant les offsets jusqu'à 6 km, ainsi qu'un réseau dense de 36 sismomètres de fond de mer complété de 4 stations à terre. Les acquisitions réalisées ont marqué une reprise des investigations profondes en Mer Ligure, les derniers levés en sismique réflexion pénétrante (campagnes MALIS et LISA) et en sismique grand-angle (campagne GROSMarin) datant de 1995 et 2008 respectivement. La forte épaisseur de dépôts évaporitiques Messiniens reste un défi à l'observation structurale profonde mais l'exploitation conjointe des deux types de données sismiques acquises, ainsi que celle de données gravimétriques, a permis des avancées majeures dans la caractérisation des natures de socle. Les méthodologies utilisées ont inclus l'imagerie sismique réflexion temps et profondeur avant sommation, la tomographie des temps d'arrivées réfractées et réfléchies au Moho et la modélisation de l'anomalie à l'air libre.

L'interprétation des résultats ainsi obtenus met en évidence un remplissage sédimentaire de 7 km environ. Elle permet surtout de distinguer quatre différents domaines structuraux de la marge vers le bassin profond : (1) le *necking* de la croûte continentale de la marge Nord Ligure, (2) un domaine continental hyper aminci, (3) un domaine de manteau exhumé d'une trentaine de kilomètre et enfin (4) un domaine interprété comme de la croûte océanique formée en régime d'accrétion lente, impliquant une part importante d'extension tectonique mais également une composante mafique.

Pour expliquer la géométrie du toit du manteau sous les sédiments, nous proposons deux structures de détachement concaves vers le bas, à vergences opposées, permettant son exhumation (1) au pied de la marge, lors du rifting, et (2) pendant l'expansion océanique, au travers de ce qui

est interprété comme un *oceanic core complex*, probablement situé à proximité du paléo-centre d'accrétion.

L'analyse des anomalies gravimétriques de grande longueur d'onde permet d'extrapoler ces interprétations à la partie sud du bassin, le socle de cette dernière étant semblant aussi majoritairement constitué de manteau exhumé peu ou pas altéré. L'interprétation des résultats de migration profondeur avant sommation précise les caractéristiques du remplissage sédimentaire et appuie l'hypothèse d'une mise en place des structures du rift liées à une composante notable de déformation ductile dans la croûte hyper amincie.

La sismicité régionale du bassin Ligure présente des séismes de magnitudes faibles à modérées, avec des mécanismes focaux indiquant un régime compressif. Les structures mises en évidence dans ce travail pourraient constituer des zones de faiblesse qui localiseraient la sismicité, notamment les deux détachements. La sismicité combinée à la répartition des domaines crustaux dans l'ensemble du bassin Ligure permet de supposer l'existence de deux failles de transfert importantes bordant le domaine de manteau exhumé au nord comme au sud.

Mots clés : Bassin arrière-arc ; Imagerie sismique ; Ligure ; rifting et océanisation ; marge passive pauvre en magma

Abstract

The Ligurian Basin, at the junction between the Western Mediterranean and the Alpine chain, opened in back-arc extension between the Oligocene and the Miocene, driven by the rollback of the African slab under Eurasia. This episode created complex structures in an already heterogeneous lithosphere. The basin and its northern margin are currently undergoing compression, as evidenced by a weak convergence measured by GPS and seismicity analysis. Morpho-structural evidence indicates that this trend has been underway since the Pliocene.

The aim of this thesis was to explore the deep structure of the Ligurian Basin and its northern margin in order to clarify the modalities of its formation. The work was based on the exploitation of data from the SEFASILS (Seismic Exploration of Faults And Structures In the Ligurian Sea) cruise, carried out in autumn 2018 on board the R/V *Pourquoi Pas?*. This mobilized modern marine geophysical equipment on a 150 km transect crossing the margin and the basin, with a 6 km-long streamer, as well as a dense network of 36 OBS complemented by 4 onshore stations. The acquisitions carried out resumed deep investigations in the Ligurian Sea, the last penetrating seismic reflection surveys (MALIS and LISA cruises) and wide-angle seismic surveys (GROSMarin cruise) dating back to 1995 and 2008 respectively. The high thickness of Messinian evaporitic deposits remains a challenge to deep structural imaging, but the joint exploitation of the two types of seismic data acquired, as well as gravity data, has allowed major advances in the characterization of the various natures of the basement. The methodologies used included time and pre-stack depth migrations, travel time tomography of refracted and Moho-reflected arrivals, and modeling of the free air anomaly.

The interpretation of the results thus obtained highlights a sedimentary filling of about 7 km. Above all, it allows us to distinguish four different structural domains from the margin to the deep basin: (1) the *necking* of the continental crust of the North Ligurian margin, (2) a hyper-thinned continental domain, (3) an exhumed mantle domain of about 30 km extent and finally (4) a domain interpreted as oceanic crust formed in a slow accretionary regime, implying an important part of tectonic extension but also a mafic component.

To explain the geometry of the mantle roof beneath the sediments, we suggest two concave downward detachment structures with opposite dips, allowing its exhumation (1) at the foot of the margin, during rifting, and (2) during oceanic expansion, through what is interpreted as an oceanic core complex, probably located close to the spreading paleocenter.

Analysis of long-wavelength gravity anomalies allows us to extrapolate these interpretations to the southern part of the basin, where the basement also appears to consist of predominantly exhumed mantle with little or no alteration. Interpretation of the pre-stack depth migration results clarifies the characteristics of the sedimentary filling and supports the hypothesis of the emplacement of rift structures related to a significant component of ductile deformation in the hyper-thinned crust.

The regional seismicity of the Ligurian Basin shows low to moderate magnitude earthquakes, with focal mechanisms indicating a compressive regime. The structures highlighted in this work could constitute zones of weakness that would localize the seismicity, especially the two detachments. The seismicity combined with the distribution of crustal domains throughout the Ligurian Basin suggests the existence of two major transfer faults bordering the domain of exhumed mantle to the north as well as to the south.

Key words: Back-arc basin; Seismic imaging; Ligurian basin; rifting and seafloor spreading; magma poor margin

Sommaire

Résumé.....	5
Sommaire.....	9
Remerciements.....	11
Introduction générale.....	15
CHAPITRE I – Contexte thématique et régional.....	21
I.1. Synthèse sur les marges continentales passives pauvres en magma	23
I.2. Le contexte régional de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal.....	41
CHAPITRE II – Données et méthodologie.....	65
II.1. Sismique	68
II.2. Gravimétrie.....	136
CHAPITRE III - Structural domains and evolution of the Ligurian margin and oceanic basin from deep geophysical acquisitions and analyses	155
III.1. Abstract	158
III.2. Introduction.....	158
III.3. Geological setting	160
III.4. Dataset and processing	163
III.5. Results.....	171
III.6. Discussion.....	181
III.7. Conclusion	195
References.....	199
CHAPITRE IV – Analyses complémentaires de la migration avant sommation en profondeur et de la sismicité régionale	207
IV.1. Apport de la migration avant sommation en profondeur.....	209
IV.2. Le modèle gravimétrique issu du modèle de vitesse mixte	214
IV.3. Lien avec la sismicité régionale.....	215
IV.4. Analyse des anomalies gravimétriques de courtes longueurs d’ondes	225
IV.5. Répartition des domaines dans le bassin Liguro-Provençal.....	227
Conclusion générale.....	231
Références bibliographiques.....	239
Table des figures	265
Liste des tableaux.....	276
Table des matières	277
Annexes	281

Remerciements

Vient le moment tant attendu des remerciements... Pour l'auteur, cela signifie que c'est la fin, et pour les lecteurs, c'est ce que beaucoup lisent en premier.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres de mon jury, qui ont accepté d'évaluer ce travail de thèse. Laurent Jolivet, c'est toujours un plaisir de te croiser et je te remercie d'avoir accepté d'être mon rapporteur, bien que ton emploi du temps avec tes aller-retours en Grèce fut chargé. Merci également à David Graindorge d'avoir été mon rapporteur. Merci à Carole Petit, Mathilde Cannat, Jacques Déverchère et Bertrand Delouis d'avoir accepté d'être mes examinateurs. J'en profite également pour remercier mes deux invités. Isabelle Thinon, qui suit mon parcours depuis mon stage de fin d'étude, qui m'a rassuré à l'idée de faire une thèse et qui m'ouvre à nouveau les portes du BRGM pour un post-doc, c'est toujours un plaisir de discuter et travailler avec toi. Nicolas Chamot-Rooke, j'ai lu tes papiers avant de te connaître, tu as un grand savoir mais tu sais bien le transmettre, et c'était vraiment enrichissement et agréable de travailler avec toi, j'espère bien continuer.

Je remercie aussi les deux personnes sans qui cette thèse n'aurait pas eu lieu : mes directeurs de thèses. Alessandra Ribodetti, discrète mais bien présente. Merci d'avoir toujours été disponible pour me motiver et répondre à mes questions. Merci également pour avoir fait régulièrement des rétro-plannings, on a vite fait de se perdre en thèse et le temps passe vite, et ça me permettait de garder le cap. Jean-Xavier Dessa, chef de mission de SEFASILS. Merci pour d'avoir monté et mené cette campagne qui, contrairement à son nom, n'était pas si facile (il fallait bien mettre cette blague par écrit), et de m'avoir choisi en tant que thésarde. J'espère avoir été à la hauteur. Merci d'avoir été présent du début à la fin, je savais que je n'avais qu'à passer au bureau pour avoir une réponse à ma question et apprendre en culture générale, surtout l'art et les films bizarres. Tu t'es pleinement investi et j'étais très bien accompagnée pour terminer cette thèse.

Je remercie mes financeurs, sans qui cette thèse n'aurait pas eu lieu : l'IDEX UCA Jedi via le projet RITMICA et le BRGM via le projet RGF Alpes.

Merci également à tous ceux qui m'ont aidé lors de cette thèse, Laure Schenini, qui m'a beaucoup appris sur le traitement des données MCS. Marie-Odile Beslier, d'avoir pris le temps de me transmettre les compétences d'interprétations des profils sismiques et de toujours poser les questions. Merci à mes confrères de Paris, pour nos discussions pour essayer de tirer le maximum d'information : Matthias Delecluses, Cédric Bulois.

Merci à ceux qui font que Géoazur tourne bien : les informaticiens, toujours prêt à résoudre nos soucis : Caroline, Lionel, David. Mais également l'administration et tout spécialement Véronique, Valérie, Sandrine et Arnaud en fin de thèse.

Merci à tous ceux avec qui j'ai pu discuter scientifiquement, ou non, Ricardo, Nicolas E., Guillaume, Goergi, Marianne, François, Boris, Audrey, Mireille, Christophe et à tous ceux que j'oublie, merci aussi. Spéciale dédicace à Matonti, à la jonction entre les doctorants et permanents, merci pour toutes ses pauses cafés et de continuer de passer même si on n'en faisait plus trop sur la fin, et d'avoir accepté la parisienne que j'étais dans ta province.

Passons maintenant au doctorants, ou autres précaires de GéoAzur. En première ligne, je tiens à remercier mon acolyte de bureau Alex aka Alexita. C'était un coup de chance mais on a matché et je n'aurais pas pu demander une co-bureau de mieux pour partager l'expérience de la thèse et lancer une plantation d'avocatiens (et toutes autres plantes étaient la bienvenue). On a bien rigolé, comme peuvent l'attester les personnes de l'étage mais on a pu également bien discuter science et s'aider pour trouver les meilleures solutions à nos problèmes respectifs. Courage à toi pour la fin !

Merci à Sara, ex-doctorante toujours prêts à aider avec ses beaux ongles colorés. Merci pour ta détermination et ta franchise sans filtre ; Lise, compagne d'activité de dame vintage, aka aquarelle et couture toujours accompagné de son petit thé évidemment ; Andréa, pleine de vie et personnage principale de la série drama que je suivais avec assiduité ; Isa, la plus québécoise des allemandes, avec toujours de bons conseils. Merci à ce groupe de folle qui me permettait de m'évader de la thèse le temps de soirée fille, et de faire travailler mes abdos par la même occasion !

Merci à Laurie et Théa, toutes deux docteurs avec qui j'étais ravie de faire des pauses, danser et d'aller prendre des verres. C'est toujours un plaisir de vous recroiser, j'espère que les occasions futures seront nombreuses.

Merci à mes latinos préférés : Daniel, le sourire aux lèvres toujours prêt à chanter et rigoler, tu me dois toujours des empanadas ; Hector, véritable pipelette pour nous faire mourir de rire ou bien nous apprendre la culture cubaine.

Merci Josselin, co-bureau pour la dernière année. Tu nous as accepté qu'on envahisse ton bureau avec tout notre bazar et tu étais toujours prêt à répondre à nos questions de géols, à discuter rando et vélo !

Merci également à ceux qui ont participé activement à la vie du labo : Pierre, tu aimes le badminton mais manifestant lui moins ; Philippe, bien parti pour être permanent à géoazur et toujours prêt pour un apéro plage ; Marion, notre danseuse pro qui trie ses aliments ; Marie, toujours deter et pleine d'énergie. Egalement, Titzzi, Gabriella, Christelle, Alexito, Alex dit Bougha, Laetitia, Caroline, Nicolas, Flo, Jean-Jean, Carlo, Carlos, Hugo, Mathilde, Serge, Amine. Et la dernière fournée de doctorants : Cédric, Chloé et Sylvain, bon courage pour la suite, profitez maintenant, après le temps passe plus vite.

Merci à mes parents pour m'avoir toujours soutenu. Merci à mes frères et sœurs et les autres membres de ma famille qui, bien que ne comprenant pas très bien ce que je faisais de mes journées, me demandaient souvent comment ça allait et me permettait de me changer les idées.

Et finalement, je terminerais par dire merci à Bastien. Merci de m'avoir soutenue alors que je me lançais dans une thèse à Nice alors que tu faisais la tienne à Caen (merci Volotea pour la une ligne directe). Merci de me pousser à donner le meilleur de moi-même. Nos thèses respectives sont finies, place au mariage ! J'ai hâte de voir où la vie nous mènera.

Merci à tous, pour tout !

Introduction générale

Motivation scientifique

La Côte d'Azur est une zone littorale très densément peuplée, avec plus de 5 millions d'habitants en région Sud Provence-Alpes-Côte d'Azur, dont 70 % de la population résidant sur la zone littorale selon l'INSEE (2017). Cependant, ce secteur est soumis à des aléas naturels notables pour un territoire métropolitain, notamment les tremblements de terre et les tsunamis pouvant en résulter, face auxquels la population est très exposée. Face à ces enjeux humains et matériels de taille, il est donc primordial d'avancer, par la recherche, vers une meilleure caractérisation de ces sources d'aléa, afin de mieux en appréhender l'occurrence et les conséquences.

C'est dans cette optique que s'est inscrit le projet **RiTMICA** (Risques Telluriques Multiples Intégrés sur la Côte d'Azur). C'est un projet pluri-disciplinaire, financé par l'**IDEX UCAJedi**, qui allie les compétences de géologues, géophysiciens, sismologues, géographes et juristes dans cet effort. C'est dans le cadre de ce projet qu'ont été financées certaines des dépenses de la campagne océanographique **SEFASILS** (Seismic Exploration of Faults and Active Structures in the Ligurian Sea) qui a acquis les données exploitées durant cette thèse. C'est également ce projet qui en a assuré la moitié du financement. L'objectif principal de la campagne était d'identifier les structures de réactivation de la marge et du bassin Ligure, source essentielle de la sismicité régionale. La zone de jonction Alpes-Ligure est en effet une des zones les plus sismogènes de France, avec l'enregistrement de nombreux séismes de magnitude faible à modérée (855 séismes de magnitude inférieure à 3,7 enregistrés dans le bassin Ligure et les Alpes Maritimes en 2022, d'après le catalogue SismoAzur). L'aléa sismique est donc important sur ce secteur. Si la plupart des événements ont lieu à terre, un nombre notable de ces séismes a été localisé dans le bassin Ligure. La sismicité historique montre en outre que des événements de magnitudes plus fortes peuvent s'y produire, comme en attestent les deux séismes de 1887 et 1963 de magnitudes estimées Mw 6,6-6,9 et 6,0

respectivement. De tels événements sont susceptibles, à leur tour, de déclencher des tsunamis pouvant affecter la majeure partie du littoral azuréen et participent donc à l'aléa auquel est exposé la zone côtière. Le séisme de 1887, à l'origine de plus de 600 morts, de la Côte d'Azur à Gênes, a par exemple engendré un tsunami de 2 m. Les travaux de ces dernières années (Ioualalen *et al.*, 2014 ; Larroque *et al.*, 2012) ont permis d'établir que ce séisme serait très vraisemblablement lié à l'activité du réseau de failles observé au pied de la pente continentale de la marge Ligure, entre Nice et le Golfe de Gênes. Autre exemple, le séisme de 1960, qui lui serait relié à des failles suspectées mais non cartographiées et qui seraient localisées plus au centre du bassin. Il existe toutefois un alignement de séismes et des indices structuraux concordants.

Les exemples d'événements sismiques enregistrés, associés aux nouvelles modélisations, montrent donc l'importance de pouvoir bien imager en profondeur ces deux réseaux de failles actives, au pied de pente et au centre du bassin, afin de mieux comprendre leur géométrie. La campagne **SEFASILS**, dans laquelle s'inscrit ce travail, visait à caractériser le système entier des structures du bassin Ligure et de sa marge Nord, notamment les structures compressives associées à l'inversion tectonique. L'objectif premier était d'explorer la géométrie profonde du système de failles affleurant en pied de pente continentale entre Nice et le Golfe de Gênes, ainsi que le système de failles présent au cœur du bassin, afin d'évaluer leur potentiel sismogénique. La campagne océanographique prévoyait au total l'acquisition conjointe de données de **sismique réflexion multitrace (MCS)** et de **données sismique réfraction** le long de 3 profils, avec 40 instruments sur chaque (OBS – *Ocean Bottom Sismometer*). Ces profils devaient traverser la marge Nord et la majeure partie du bassin, l'un des trois atteignant la marge Corse et recoupant le système Ligure dans sa totalité. Un quatrième profil longitudinal, recoupant les 3 autres sur la marge profonde, devait également être acquis uniquement en MCS, afin de corrélérer les 3 précédents (Figure 0.1).

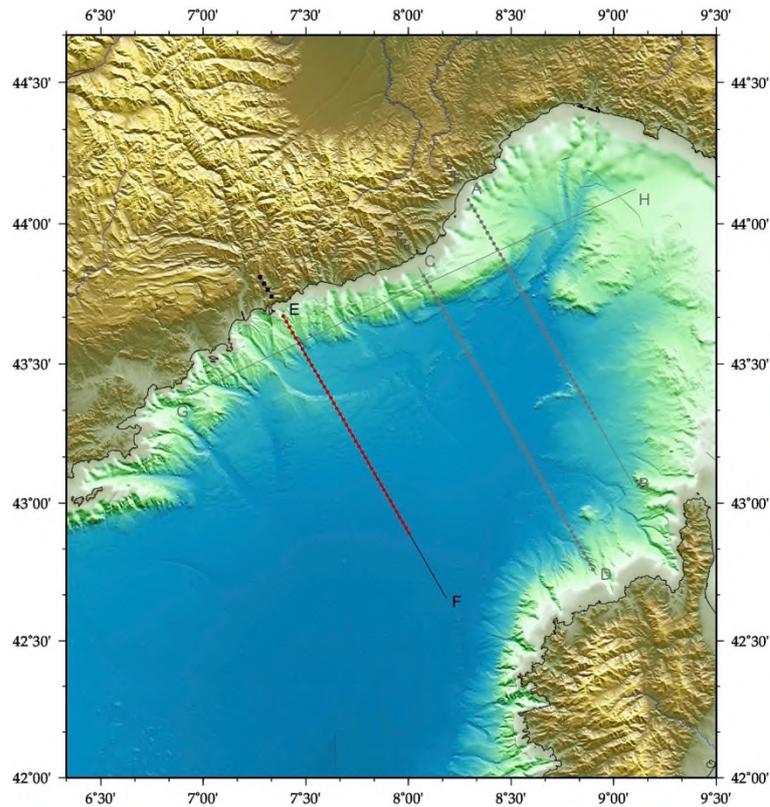


Figure 0.1 : Plan de position des levés de sismique réflexion et grand-angle initialement prévus durant la campagne SEFASILS, avant que les acquisitions sismiques en eaux italiennes ne s'avèrent soulever des difficultés non surmontées pour l'heure, liées aux nouvelles lois environnementales.

Malheureusement, suite à des dispositions environnementales récemment entrées en vigueur en Italie et rendant quasi-impossible l'utilisation de sources acoustiques pneumatiques dans la ZEE (zone économique exclusive), le programme initial n'a pas pu être mené. Un premier leg a eu lieu à l'automne 2018, du 16 au 27 novembre, sur le N/O *Pourquoi Pas ?* de la Flotte Océanographique Française, opéré par l'Ifremer. Lors de ce leg, les données n'ont alors pu être acquises que sur le profil occidental, situé au large de Monaco, intégralement en eaux françaises et monégasques. Le long de ce transect, 2 profils de MCS acquis avec des sources sismiques différentes (SEFA13 et SEFA14) ont été tirés. Un profil de sismique grand angle coïncident a également été enregistré au moyen de 36 OBS et 4 stations à terre (Figure 0.2). Il a été réalisé en deux passages, avec des points de tirs intercalés entre les deux, afin d'éviter les interférences entre tirs successifs tout en préservant une bonne densité de tirs. Des données de gravimétrie ont aussi pu être recueillies pendant ces quatre aller-retours. Le leg 2, censé compléter ces acquisitions SEFASILS conformément aux plans initiaux, est toujours en attente de la réalisation d'une enquête d'impact environnemental détaillée devant démontrer la complète innocuité des opérations pour la faune des mammifères marins, préalable indispensable à l'obtention d'autorisations d'opérer en eaux italiennes.

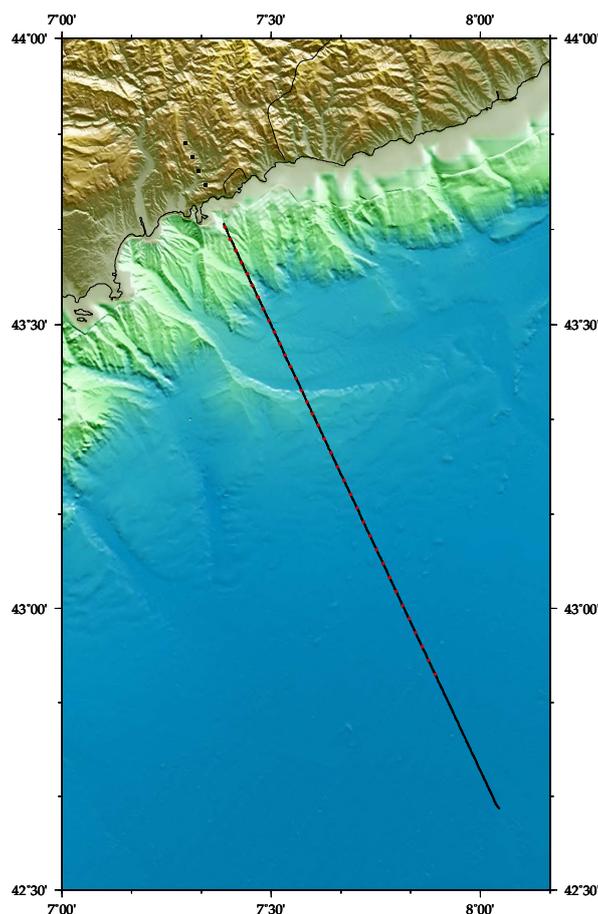


Figure 0.2 : Plan de position montrant le profil finalement acquis en sismique grand-angle et en sismique réflexion (avec deux sources distinctes pour cette dernière) durant le leg 1 de la campagne SEFASILS. La réalisation d'un hypothétique leg 2 pour les profils partiellement ou complètement en eaux italiennes est conditionnée à l'accord des autorités au terme d'une étude d'impact.

Le co-financement de cette thèse (50 %) a été assuré par le BRGM (Bureau des Ressources Géologiques et Minière) via le RGF (Référentiel Géologique de la France). Le chantier **RGF Alpes et bassins périphériques**, porté par le BRGM et l'institut ISTERre de l'Université de Grenoble-Alpes, a débuté en 2018 pour une durée d'au moins 6 ans. Il a pour objectif de faire un inventaire de la géologie alpine et d'intégrer et homogénéiser les cartes dans un référentiel unique. Un second objectif, important pour répondre aux questions scientifiques actuelles, est l'acquisition et le traitement de nouvelles données, notamment par le financement de masters et de thèses comme celle-ci. La thèse a été sélectionnée pour répondre aux questionnements sur la relation entre le bassin Ligure et les Alpes, en particulier par rapport aux contraintes compressives enregistrées dans le secteur.

Ainsi les problématiques ayant initialement motivé la thèse sont :

- Quels sont les indices structuraux de l'inversion de la marge Ligure ?
- Où sont localisées les failles actives dans ce bassin repris en compression ?

Les difficultés mentionnées plus haut n'ont pas permis jusqu'ici l'acquisition des données prévues en eaux italiennes et nous ont en particulier empêché de tirer les profils au large d'Impéria, secteur où l'inversion de la marge est de loin la plus exprimée. A contrario, le profil acquis au large du Cap Ferrat et de Monaco n'offre que des indices plus ténus (Dessa *et al.*, 2020). La thématique du projet de thèse a alors dû s'adapter aux résultats obtenus sur ce seul profil et s'est en conséquence orientée vers une meilleure compréhension de la structure de la marge et de son bassin en relation avec leur genèse. Les acquisitions de sismique réflexion réalisées lors de la campagne SEFASILS (qualité et pénétration) ont permis d'obtenir des données de meilleure qualité que les jeux de données plus anciens existant dans le secteur ; les dernières acquisitions dans le bassin ayant été réalisées en 1995 lors des campagnes MALIS (Rollet *et al.*, 2002) et LISA (Contrucchi *et al.*, 2001). Pour la sismique réfraction, les dernières données traversant le bassin sont les ESP 229, 224, 223 et 222 de Le Douaran *et al.* (1984), retraités par Contrucchi *et al.* (2001). Plus récemment, la campagne GROSMarin (Dessa *et al.*, 2011) a acquis une grille de profils 3D en réfraction et la campagne LOBSTER a acquis un profil de sismique réfraction avec 15 instruments espacés d'environ 8 km et un profil coïncident de sismique réflexion dans l'axe du bassin (Dannowski *et al.*, 2020). L'interprétation de ce dernier remet en question l'océanisation du bassin Ligure (Dannowski *et al.*, 2020).

Depuis le début des années 2000, avec l'essor des nouveaux concepts d'évolution et de structuration des marges passives pauvres en magma, telle que celles du bassin Liguro-Provençal, les questions sur la rupture lithosphérique font toujours débat, tant d'un point de vue spatial que temporel (e.g. Peron-Pinvidic *et al.*, 2013, 2019 ; Clerc *et al.*, 2018 ; Sauter *et al.*, 2018 ; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2023). L'étude du bassin Liguro-Provençal offre un nouvel exemple dont les spécificités permettent d'enrichir la compréhension de l'évolution d'un rift jusqu'à l'océanisation. De par son ouverture en ciseaux avec un pôle de rotation proche et dans le domaine marin, ce bassin présente tous les stades possibles, de l'étirement à l'accrétion océanique. Le stade d'océanisation stable n'est peut-être pas atteint, mais son étude peut fournir des informations et contraintes précieuses sur la rupture lithosphérique et son évolution dans le temps, ainsi que l'initiation de l'accrétion océanique.

Ainsi, les problématiques essentielles de ce travail de thèse présentées dans le manuscrit sont :

- Quelle est la structuration du bassin Ligure et la nature des différents domaines de socle qui le constituent ?
- Quels sont les mécanismes de formation de ce bassin en contexte d'arrière-arc, proche du pôle d'Euler ?
- Est-ce que les modèles développés majoritairement sur les marges Atlantiques peuvent s'appliquer dans le contexte du bassin Ligure ? Les nouveaux modèles de déformation ductile décrits dans le domaine Nord-Pyrénéen sont-ils à privilégier ?

Plan de la thèse

Ce manuscrit résume les travaux menés au cours de ma thèse. Le **premier chapitre** présente tout d'abord le contexte thématique, axé sur la formation, l'évolution et la structuration des marges passives pauvres en magma, avant de s'intéresser au contexte régional en réalisant une synthèse sur l'état actuel des données dans le bassin Liguro-Provençal au sens large et plus précisément sur le bassin Ligure. Le **chapitre deux** décrit les diverses méthodes géophysiques mobilisées dans le cadre de cette thèse : la sismique réflexion avec un traitement en temps et en profondeur, la sismique réfraction avec une tomographie des premières arrivées et une tomographie avec l'inversion jointe des premières arrivées et de la réflexion du Moho, et enfin la gravimétrie avec une analyse en carte des petites et grandes longueurs d'onde des données gravimétriques satellitaires ainsi qu'une modélisation 2D le long du profil SEFASILS. Le **chapitre trois**, sous la forme d'un article en cours de soumission (Canva et *al.*, in prep), s'intéresse à la structuration profonde de la marge et de son bassin. Il présente les principaux résultats et interprétations obtenus par l'analyse des modèles de vitesses des deux tomographies, le support d'un des deux profils MCS migré en temps, ainsi que la modélisation gravimétrique. Le **chapitre quatre** poursuit la discussion en la complétant des résultats obtenus grâce à la migration en profondeur avant-sommation des profils MCS, de ceux de la modélisation gravimétrique du modèle mixte des vitesses MCS et tomographiques, ainsi que d'une discussion du lien de ces résultats avec la sismicité régionale. Enfin, le manuscrit se clôture par une **conclusion** synthétisant les principaux résultats sur la structuration du bassin Ligure, et s'ouvre sur des perspectives envisagées pour approfondir ce travail.

Je vous souhaite une bonne lecture.

CHAPITRE I

Contexte thématique et régional

I.1. Synthèse sur les marges continentales passives pauvres en magma.....	23
I.1.1. Classification des rifts et marges.....	23
I.1.2. Grands domaines structuraux des MPPMs.....	25
I.1.2.1. Le domaine continental.....	27
I.1.2.2. Le domaine océanique.....	29
I.1.2.3. La TOC : Transition Océan-Continent.....	32
I.1.3. Processus de mise en place.....	33
I.1.4. Spécificité des bassins arrière-arcs	38
I.2. Le contexte régional de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal.....	41
I.2.1. Cadre géographique et géologique du Bassin Ligure	41
I.2.1.1. Les Alpes	42
I.2.1.2. Les Massifs hercynien et permien.....	44
I.2.1.3. La Corse	45
I.2.1.4. Le volcanisme dans la région.....	47
I.2.2. Géodynamique de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal.....	49
I.2.3. Les domaines crustaux des marges passives du bassin Liguro-Provençal	56
I.2.3.1. Domaine continental des marges Ligure et Corse.....	59
I.2.3.2. Domaine transitionnel des marges Ligure et Corse.....	59
I.2.3.3. Domaine central du bassin Ligure	60
I.2.3.4. Les zones de transfert.....	61
I.2.4. La couverture sédimentaire	61
I.2.4.1. Les dépôts pré-messiniens	62
I.2.4.2. Les dépôts évaporitiques messiniens.....	63
I.2.4.3. Dépôts post-éaporites messiniens	64

I.1. Synthèse sur les marges continentales passives pauvres en magma

Cette partie du chapitre propose une synthèse bibliographique sur la dynamique des marges passives pauvres en magma (MPPMs), assurément incomplète au vu de la bibliographie très abondante disponible sur le sujet. Je vais d'abord rappeler (1) la classification des rifts et marges en général, puis je focalise l'étude sur les MPPMs en synthétisant : (2) leur structuration en grands domaines, puis (3) leur formation. Je conclus enfin par (4) le cas particulier des bassins arrière-arcs.

I.1.1. Classification des rifts et marges

Avant de classer les rifts et marges, rappelons tout d'abord leurs définitions. Un **rift continental** est un bassin limité par deux bordures faillées (grabens), ou non faillées (de type sag). Ces rifts continentaux sont induits à la suite d'un amincissement crustal. Si le **rifting** aboutit à la rupture lithosphérique et à la création d'une croûte océanique (phase de **drifting**), alors deux **marges continentales** conjuguées sont générées de part et d'autre du domaine océanique (e.g. Merle, 2011 ; Sapin *et al.*, 2021).

Il existe une multiplicité de rifts aux caractéristiques variées. Les deux principales catégories théoriques de rifts sont les **rifts actifs** et les **rifts passifs**, selon la classification de Sengör et Burke (1978), qui est fondée sur le mécanisme d'amincissement : (1) par un phénomène thermomécanique mettant en jeu l'apparition d'une anomalie thermique dirigée par la convection du manteau asthénosphérique chaud qui remonte et qui induit l'amincissement de la plaque lithosphérique et son bombement régional dans le premier cas, et (2) par un phénomène dynamique mettant en jeu des contraintes surtout horizontales au sein de la lithosphère, induisant l'extension de la croûte et du manteau lithosphérique et un amincissement important au niveau de la remontée du manteau asthénosphérique qui se fait dans ce cas de manière passive en réponse à l'amincissement. La majorité des déformations observées sur les rifts est provoquée par l'interaction de plusieurs paramètres, les principaux étant : la **structure thermique de la lithosphère** (e.g. Buck, 1991), sa **rhéologie** (e.g. Martinod et Davy, 1992 ; Huisman et Beaumont, 2011), **l'héritage structural** (e.g. Manatschal, 2004 ; Petit et Deverchere, 2006 ; Manatschal *et al.*, 2021), les **taux d'extension** (e.g. England, 1983 ; Kusznir et Park, 1987 ; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2006) et les **facteurs temporels**. La température joue un rôle important car elle contrôle un grand nombre de paramètres, comme par exemple la rigidité de la lithosphère, la subsidence et le soulèvement, le métamorphisme, la formation de magma. La rhéologie est importante pour son rôle sur le contrôle de la réponse de la lithosphère aux contraintes (localisation des failles, sismicité, etc.).

Le terme « **marge** » désigne la région de transition entre une croûte continentale (C.C.) et une croûte océanique (C.O.). On distingue deux catégories :

- Les **marges** continentales **actives**, faisant référence aux zones de plaques en convergence (zone de subduction par exemple)
- Les **marges** continentales **passives** que l'on retrouve entre deux plaques en contexte de divergence ou en contexte cisailant, où nous distinguons respectivement les marges volcaniques ou pauvres en magma et les marges transformantes.

Les **marges transformantes** et **obliques** sont générées par des distensions obliques, voire parallèles, à la direction de la rupture de la croûte (e.g. Sage *et al.*, 2000 ; Figure I.1b). Elles sont généralement caractérisées par une pente continentale raide et étroite. Les marges transformantes accommodent l'obliquité entre la direction du déplacement relatif des plaques et l'orientation de la frontière de la plaque. Les marges obliques contiennent de nombreux segments de marges transformantes aux longueurs et vitesses de développement variées.

Les **marges continentales passives volcaniques**, comme l'indique leur nom, sont caractérisées par une forte activité magmatique (Figure I.1b, e.g. Hinz, 1981 ; Geoffroy, 2005), matérialisée par la présence de sous-placage et de sills magmatiques respectivement sous et dans la croûte continentale. Elles se caractérisent aussi par la présence de SDR (*Seaward Deeping Reflector*) à la transition Océan-Continent, correspondant à des prismes de laves inclinées vers l'océan. L'épaisseur de la croûte océanique adjacente est importante, associée à de fort taux de fusion du manteau. Les failles qui accommodent l'extension sont à pendage vers le continent et principalement syn-magmatiques. Les caractéristiques essentielles des marges volcaniques ont été définies à partir de la marge du Groenland. Le sous-placage magmatique a été défini par la présence des corps de vitesses sismiques supérieures à celles de la vitesse d'une croûte continentale inférieure et inférieure à celle du manteau ($v = 7,2 - 7,7$ km/s ; e.g. Kelemen et Holbrook, 1995 ; White et Lovell, 1997 ; Holbrook *et al.*, 2001).

Les **marges continentales passives pauvres en magma** (Figure I.1b, Sawyer *et al.*, 2007 ; Reston, 2009 ; Peron-Pinvidic *et al.*, 2013), précédemment appelées amagmatiques ou non-volcaniques (Mutter *et al.*, 1988), sont caractérisées par une faible quantité d'activité magmatique lors de la phase de rifting, une croûte continentale proximale amincie, caractérisée par des blocs de socle bordés par des failles normales avec, à leur base, un niveau de détachement et l'exhumation du manteau suite à la rupture crustale (e.g. Peron-Pinvidic *et al.*, 2013 ; Tugend *et al.*, 2018 ; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2023). L'archétype de ce type de marge est la marge Ibérique grâce à l'important ensemble de données géologiques (dragages, forages) et géophysiques (sismique réflexion, réfraction, magnétisme, gravimétrie) (e.g. Boillot *et al.*, 1980, 1987 ; Whitmarsh *et al.*, 1990, 1996) qui y a été acquis.

La classification de ces différents types de marges continentales passives représente des pôles extrêmes, lesquels les nuances sont plus complexes (e.g. Reston et Manatschal, 2011 ; Franke, 2013 ; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2023) du fait de nombreux facteurs tels que l'héritage (Manatschal *et al.*, 2021), la rhéologie (Brune *et al.*, 2017), le contexte géodynamique (contrainte, taux d'extension)

et la thermicité qui semble avoir un rôle prépondérant (Clerc *et al.*, 2014 ; Duretz *et al.*, 2020 ; Manatschal, 2004 ; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2023).

Ces différents types de marges sont répartis dans le monde (Figure I.1a). On peut les rencontrer tout le long des bordures de l'Atlantique. En Méditerranée, la marge continentale Nord Ligure, ma zone d'étude, est classifiée comme une marge continentale passive pauvre en magma. Dans la suite de ce chapitre, je vous présente les particularités communes de ce type de marges observées de par le monde (domaines géologiques et processus de mise en place)

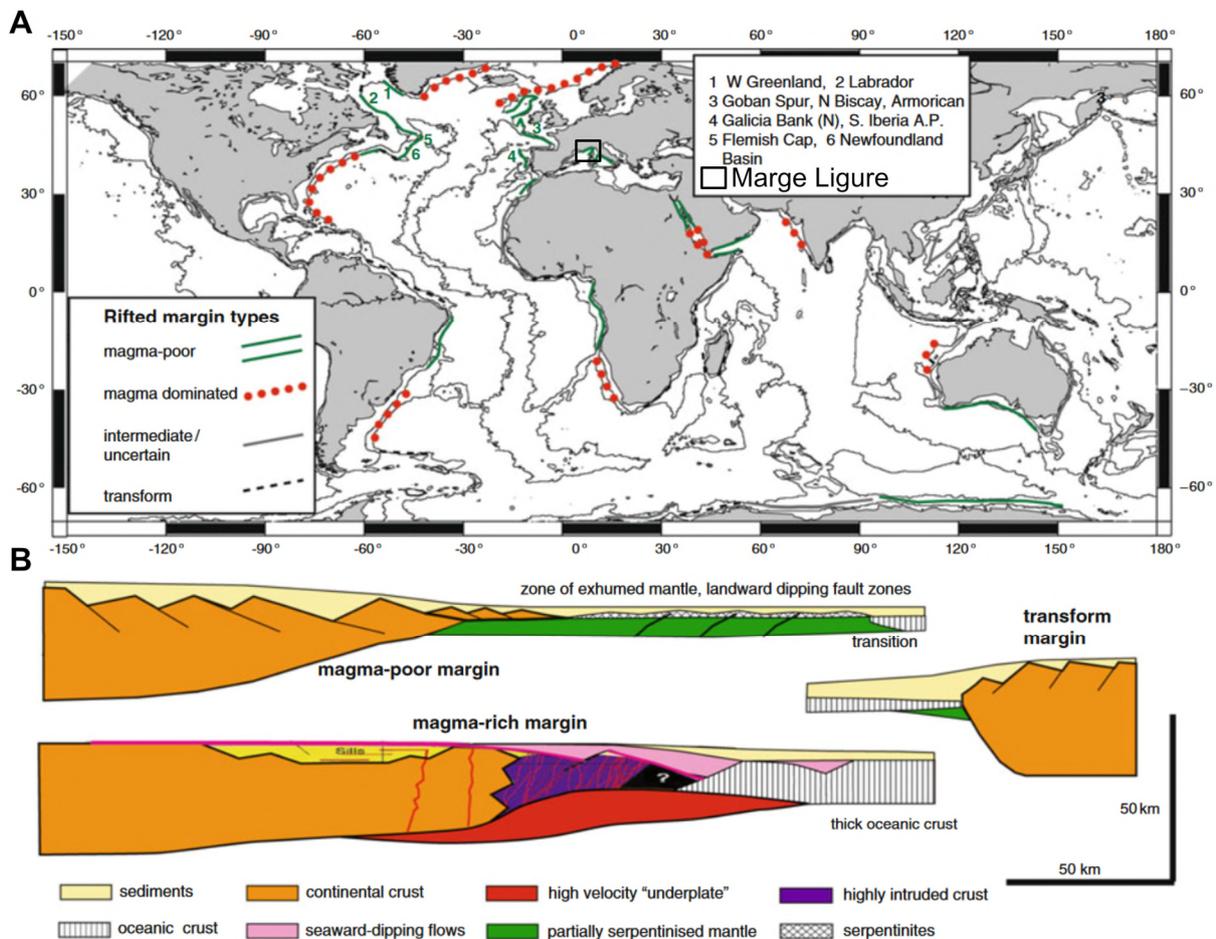


Figure I.1 : (A) Distribution mondiale des différents types de marges passives. En rouge, les marges magmatiques (magma-rich), en vert les marges pauvres en magma (magma-poor), et en gris pointillé les marges transformantes (transform margin). (B) Schéma de l'architecture générale de ces différents types de marges. Figure de Reston et Manatschal (2011). Le bassin Ligure, notre zone d'étude, est localisé par le rectangle noir.

I.1.2. Grands domaines structuraux des MPPMs

La structuration des MPPMs a été et est toujours le sujet de nombreuses études et concepts. Dans les premiers modèles de MPPM (Figure 2a), la transition entre la fin du rifting et le début de l'océanisation était considérée comme instantanée et s'effectuant dans une zone très restreinte. La C.C. amincie était représentée par une succession de blocs basculés (Figure I.2a), juxtaposée à une C.O. classique (une couche de basalte sur une couche de gabbros), définie par la conférence de

Penrose (1972). La nomenclature des dépôts sédimentaires d'une marge définie par Prosser (1993) permettait de distinguer les sédiments pré-rifts (basculés avec les blocs), les sédiments synrifts (caractérisés par les éventails sédimentaires dans les demi-grabens) et les sédiments postrifts (sédiments déposés sur la croûte océanique et sur les éléments de la marge pre- et synrifts comme la discordance liée au break-up).

La découverte d'une zone étendue de transition entre la croûte océanique et la croûte continentale de la marge de Galice (Boillot *et al.*, 1980, 1987 ; Beslier *et al.*, 1993) et ouest-ibérique (Whitmarsh *et al.*, 1990, 1996 ; Manatschal *et al.*, 2010), constituée principalement de manteau serpentinisé, a remis en cause ce modèle de marge ainsi que les processus de rifting et drifting, en mettant en lumière l'exhumation mantellique. Ce phénomène est également observé sur les marges pauvres en magma de la marge Angola-Gabon, de la marge de l'Inde orientale et des marges conjuguées Australie-Antarctique (e.g. Unternehr *et al.*, 2010 ; Peron-Pinvidic *et al.*, 2013 ; Gillard *et al.*, 2015 ; Harkin *et al.*, 2019 ; McCarthy *et al.*, 2020). Les nouveaux modèles montrent un passage progressif entre la C.C. à la C.O. (Figure I.2b). Cette région est nommée la **Transition Océan-Continent (TOC)**.

La review de Peron-Pinvidic *et al.* (2019) récapitule l'évolution des connaissances et des concepts sur les MPPMs (Figure 1 de Peron-Pinvidic *et al.* (2019)).

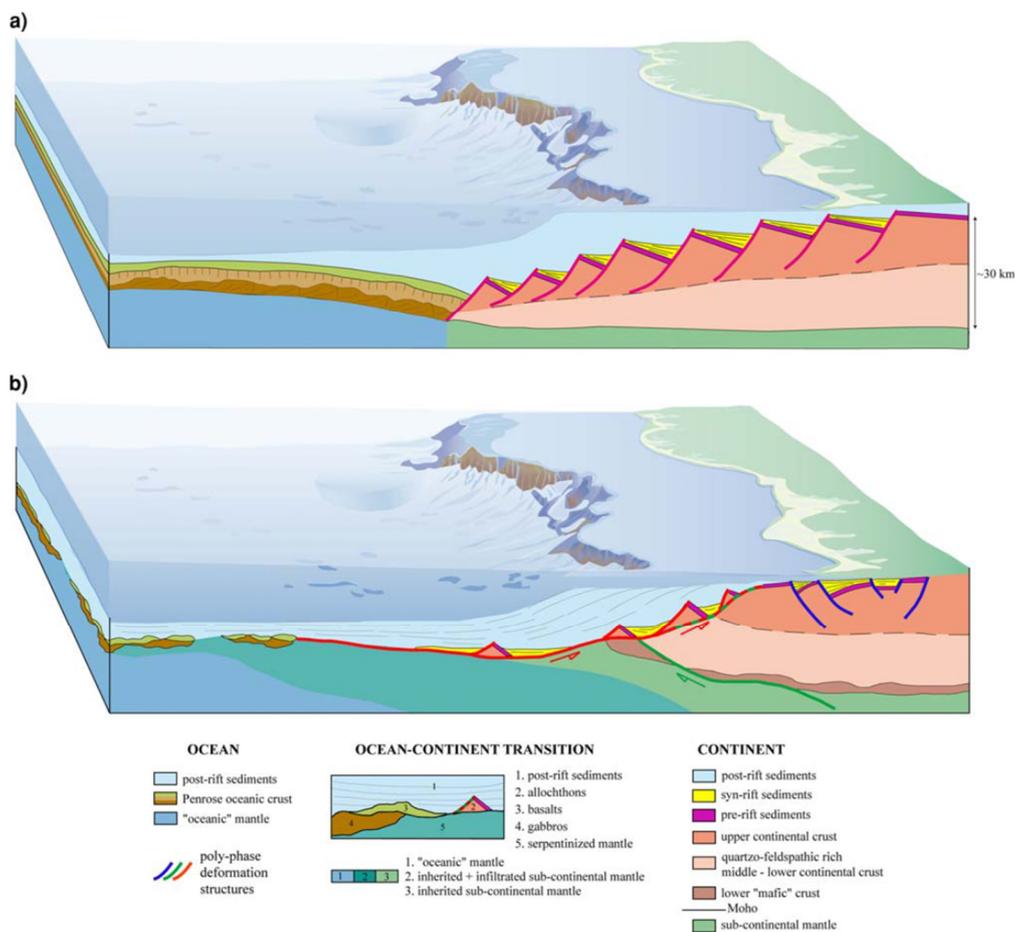


Figure I.2 : A) Représentation classique d'une MPPM avec une C.C. fracturée dans sa partie supérieure et juxtaposée à la C.O. type Penrose (1972). B) Représentation actuelle de la complexité trouvée aux MPPMs (Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009).

Les MPPMs sont divisées en trois grands domaines crustaux (Figure I.3, Tugend *et al.*, 2015) :

- 1) Le domaine continental, comportant le domaine proximal, le domaine de *necking* et le domaine hyper aminci ;
- 2) La transition Océan-Continent (TOC) ;
- 3) Le domaine océanique.

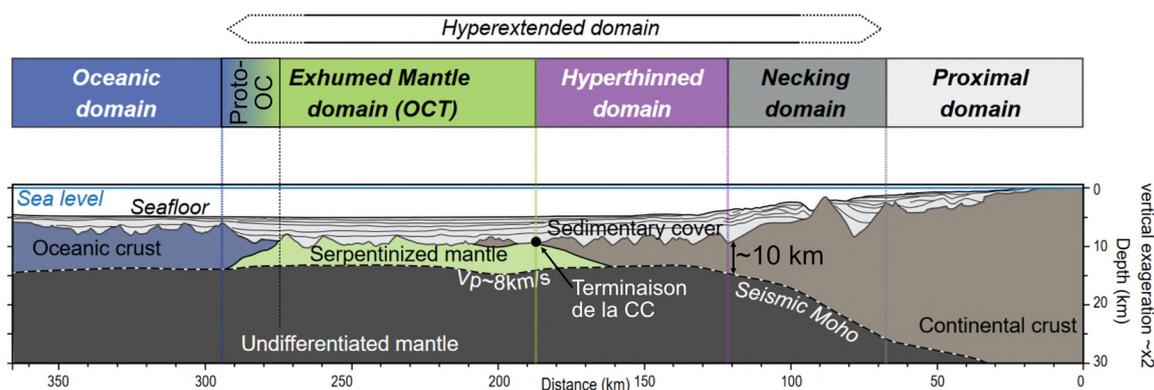


Figure I.3 : La terminologie appliquée à l'étude des MPPMs d'après l'étude de la marge Ouest Ibérique. Ici la « croûte » du domaine de transition (TOC) est composée d'un manteau exhumé serpentinisé, démontré par les forages, ce qui n'est pas forcément le cas pour les autres MPPMs. Modifiée d'après Tugend (2013) et Gillard, (2014).

I.1.2.1. Le domaine continental

Le domaine continental est communément divisé en trois parties (Figure I.3) :

- Le **domaine proximal** (*Proximal Domain*), caractérisé par une C.C. peu amincie (30-25 km) pouvant être affectée par des failles listriques qui n'affectent que la croûte ;
- La **zone d'étranglement** (*Necking domain*), correspondant à la zone d'amincissement brutale de la C.C., passant de 25 km à moins de 10 km d'épaisseur sur une distance réduite. L'amincissement de la C.C. est coïncident avec la remontée rapide du Moho ;
- Le **domaine « hyper aminci »** (*Hyperthinned domain*), caractérisant la région où la C.C. présente une épaisseur de moins de 10 km.

La structure du domaine continental de MPPMs conjuguées est souvent asymétrique (Figure I.4, e.g. marges Atlantique nord et sud, (Chian *et al.*, 1995 ; Peron-Pinvidic *et al.*, 2013 ; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015 ; Unternehr *et al.*, 2010) ; marges Australie-Antarctique, (Espurt *et al.*, 2012 ; Gillard *et al.*, 2016). Cette asymétrie est due au mécanisme de formation (voir partie suivante, Lister *et al.*, 1986). Elle est caractérisée par une marge plus large d'un côté, présentant plus de blocs basculés (la « *lower plate* ») et de l'autre, (la « *upper plate* ») par une marge présentant un amincissement de la C.C. plus abrupt avec une exhumation potentielle de la C.C. inférieure dans la partie distale (Figure I.4). L'asymétrie des marges, reconnue du *necking* au domaine océanique (Péron-Pinvidic *et al.*, 2015), induit des géométries sédimentaires différentes et localise la remontée du manteau. La symétrie ou l'asymétrie des marges conjuguées est étroitement liée à la rhéologie de la lithosphère,

à sa température (e.g. Pérez-Gussinyé, 2013 ; Brune *et al.*, 2017) et à la vitesse d'extension (Huismans et Beaumont, 2002). Ces structures seraient majoritairement acquises lors de la phase d'amincissement (e.g. Nirrengarten *et al.*, 2016).

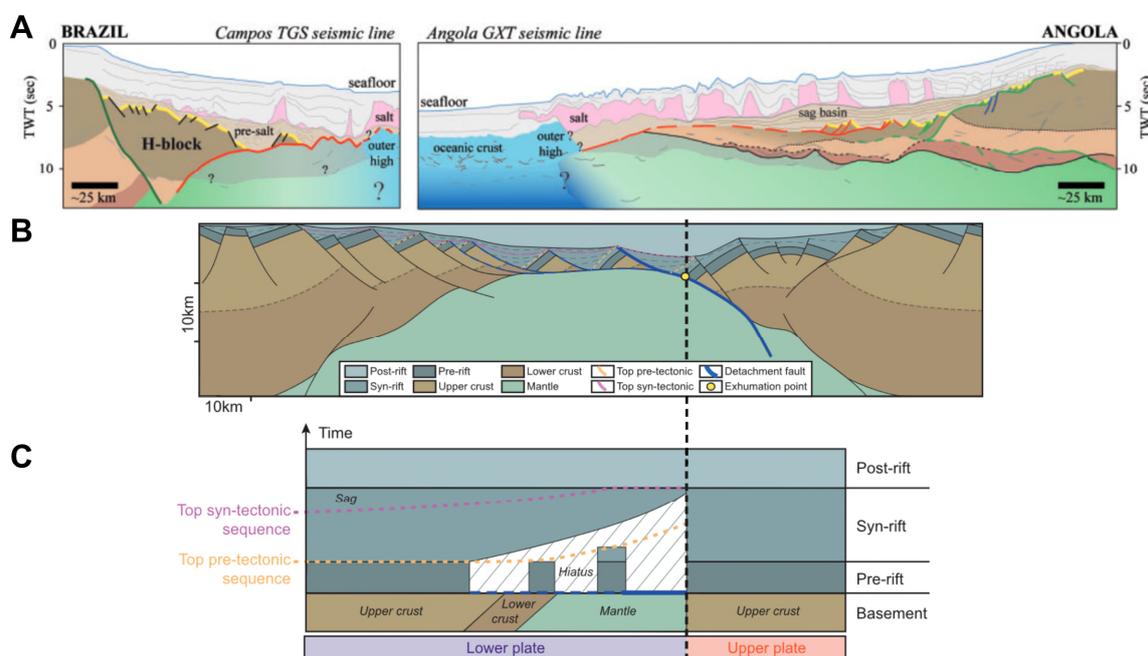


Figure I.4 : A) Exemple où l'asymétrie des marges conjuguées (Brésil-Angola) est observée en sismique réflexion (Unterehr *et al.*, 2010). La marge brésilienne est l'upper plate et celle d'Angola la lower plate. B) Représentation schématique de l'asymétrie de la structure au moment de l'exhumation (lower plate à droite et l'upper plate à gauche) et les caractéristiques (C) que cela entraîne sur la nature du socle et l'architecture sédimentaire (Lescoutre *et al.*, 2019).

La complexité et le caractère polyphasé du rifting rendent la nomenclature des unités sédimentaires pre-, syn- et post-rifts moins adaptée (Peron-Pinvidic, 2006). Nous pouvons distinguer plusieurs phases tectoniques au cours d'une même phase de rifting (e.g. Thimon *et al.*, 2002, 2003 ; Peron-Pinvidic *et al.*, 2013). Il est donc préférable d'adapter la nomenclature, en utilisant pré-, syn- et post-tectonique, notamment pour les sédiments déposés pendant la phase de rifting (séquences syn-rift).

Deux types sont distingués :

- **Synrift syn-tectonique cassante** : avec les caractéristiques classiques des dépôts synrifts présentant un éventail en direction de la faille normale. Ces derniers sont plus communément observés dans la partie proximale de la marge, dans les demi-grabens créés par le mouvement des blocs basculés le long des failles listriques (en jaune dans la partie proximale de la marge à la Figure I.2) ;
- **Synrift post-tectonique cassante** : appelé également séquence **sag**, où les sédiments se déposent sans l'implication de failles dans la croûte supérieure durant la phase de rifting (Figure I.4). Leur géométrie se présente sous forme de « soucoupes » (*saucer-shaped geometry*), marqueur de la réponse isostatique induit par l'amincissement (e.g. Lister *et al.*,

1991 ; Karner *et al.*, 2003 ; Manatschal, 2004 ; Péron-Pinvidic *et al.*, 2007 ; Hauptert *et al.*, 2016 ; Saspiturry *et al.*, 2019 ; Issautier *et al.*, 2020 ; Wu *et al.*, 2022). Ces séquences sag ou bassin sag ont été particulièrement décrits sur la marge d'Angola (Figure I.4, Unternehr *et al.*, 2010 ; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015). Selon Lister *et al.* (1991), ils sont préférentiellement sur les marges « *lower plate* » (e.g. Péron-Pinvidic *et al.*, 2007 ; Masini *et al.*, 2012).

I.1.2.2. Le domaine océanique

Le domaine océanique se définit comme étant le domaine créé après la rupture lithosphérique. La lithosphère océanique est composée d'une C.O. et d'un manteau supérieur (considéré comme asthénosphérique à la dorsale et lithosphérique avec l'éloignement à la dorsale et le refroidissement).

La C.O. classique, définie lors de la conférence de Penrose (1972), se compose d'une couche de basalte sur une couche de gabbro, et aurait une épaisseur moyenne de 7 km (White *et al.*, 1992). La couche des **basaltes** (*layer 2* – la *layer 1* étant les sédiments), en coussins (2a) sur des dykes verticaux (2b), est caractérisée par un fort gradient de vitesse des ondes P (allant de $\sim 4/5$ km/s à 6,5 km/s). La couche des **gabbros** (*layer 3*) présente des vitesses d'environ 6,7 à 7 km/s et un gradient de vitesse faible à nul (e.g. White *et al.*, 1992 ; Detrick *et al.*, 1994 ; Grevemeyer *et al.*, 2018). Le manteau supérieur constitue la dernière couche (*layer 4*) formant la lithosphère océanique.

Les études récentes montrent qu'il existe une grande diversité de C.O. en fonction de la vitesse d'accrétion. On distingue classiquement quatre types de dorsales (e.g. Dick *et al.*, 2003), classées selon leurs vitesses d'expansion, indiquées le plus souvent en taux plein. Il y a :

- **Les dorsales rapides**, avec des vitesses d'expansion supérieures à 80 mm/an. Le modèle de C.O. selon « Penrose » est valable pour ces dorsales, comme la dorsale Est Pacifique (taux d'expansion de 150 mm/an, DeMets *et al.*, 1990) qui en est l'exemple-type. Elles se caractérisent par la présence de vallées axiales peu profondes (~ 400 m), avec un bombement (e.g. Small, 1998) ;
- **Les dorsales intermédiaires** avec des vitesses d'expansion entre 80 et 55 mm/an ;
- **Les dorsales lentes**, avec des vitesses d'expansion entre 55 et 12 mm/s. La dorsale médio-Atlantique en est un exemple archétypal, avec un taux d'expansion de 24 mm/a (au nord entre ~ 30 à 50° N, DeMets *et al.*, 1990) ou encore des segments de la ride sud-ouest Indienne (SWIR) avec un taux plein de 14 à 16 mm/an (e.g. Dick *et al.*, 2003) ;
- **Les dorsales ultra-lentes**, avec des vitesses d'expansions inférieures à 12 mm/an. La dorsale la plus lente est la dorsale de Gakkel dans l'océan Arctique (6 à 13 mm/an ; Cochran *et al.*, 2003).

Les dorsales lentes ayant des vitesses d'expansion inférieures à 20 mm/an (taux plein) présentent des caractéristiques similaires à celles des dorsales ultra-lentes. Ces dorsales lentes à ultra-lentes

tendent à avoir une vallée axiale plus large et profonde (e.g. Sauter *et al.*, 2018). Ces caractéristiques varient selon les apports magmatiques locaux. Cannat *et al.* (2006) définissent trois types de plancher océanique selon la topographie du fond marin et la quantité de produits magmatiques (Figure I.5):

- **Plancher volcanique** (Figure I.5a) : la surface de la dorsale est caractérisée par une couche volcanique et une structuration avec de nombreux horsts et grabens. Il peut être observé dans le cas de dorsales ayant un apport magmatique conséquent ;
- **Plancher corrugué** (*Corrugated seafloor* – Figure I.5b) : la dorsale est asymétrique de part et d'autre de la vallée axiale, présentant d'un côté une topographie de dôme ou subhorizontale, exhumant des roches mantelliques, sans volcanisme et avec des corrugations qui se seraient mises en place le long d'un détachement, et de l'autre côté, la mise en place d'une couche volcanique ;
- **Plancher lisse** (*Smooth seafloor* – Figure I.5c) : ce type de plancher s'observe uniquement au niveau des dorsales ultra-lentes, où l'apport magmatique est quasi nul et met à l'affleurement du matériel mantellique avec de possibles intrusions locales de basaltes et/ou de gabbros.

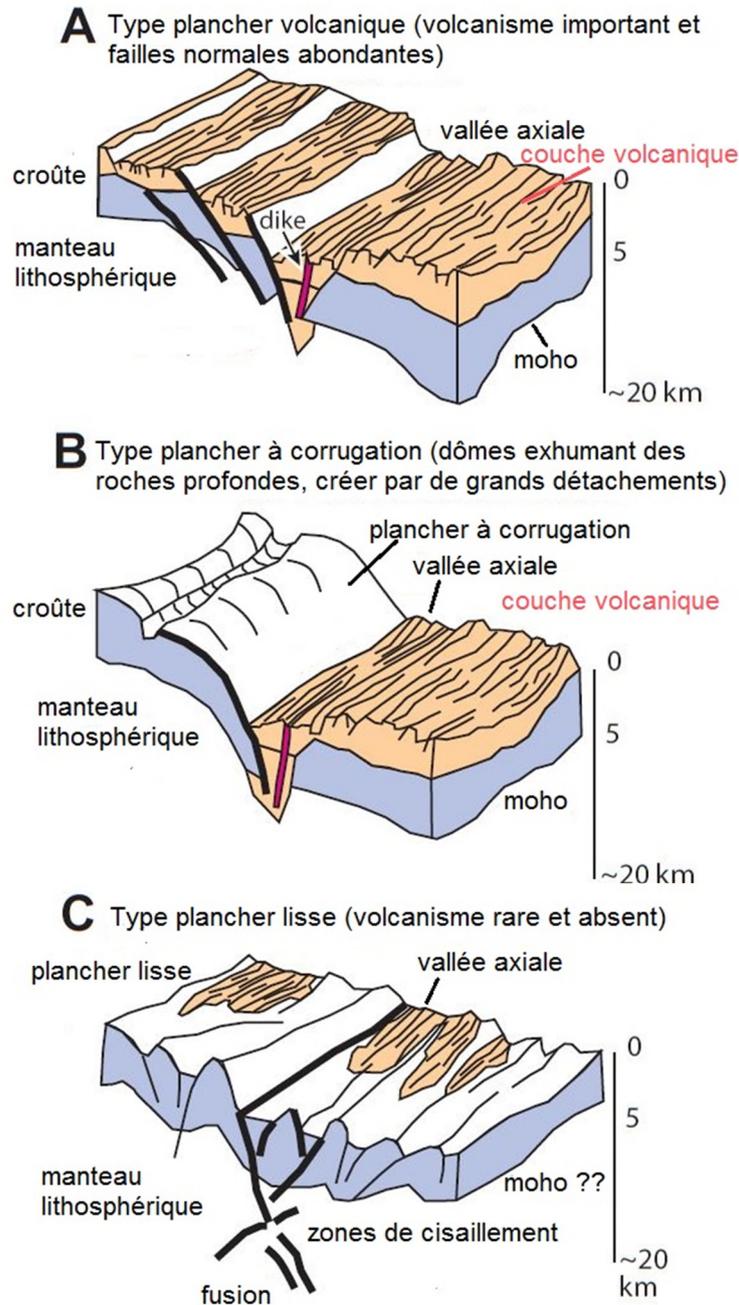


Figure I.5 : Les trois types de plancher océanique mis en place aux dorsales lentes à ultra-lentes, définis par Cannat *et al.* (2006) suite à leur étude sur la dorsale sud-ouest Indienne. Le « volcanic » et « corrugated seafloor » peuvent caractériser des dorsales lentes (médié-Atlantique) à ultra-lente (SWIR). Le « smooth seafloor » caractérise uniquement les dorsales ultra-lentes. Dimension horizontale de 80 km sur 40 km. Drouin (2008) d'après Cannat *et al.* (2006).

Le plancher océanique corrugué (Figure I.5b) est caractérisé par des dômes, constitués de roches mantelliques plus ou moins serpentinisées et plus ou moins intrudées de gabbros (Cannat *et al.*, 1997 ; Dick *et al.*, 2008 ; Escartín *et al.*, 2003). La surface de ces dômes présente des stries (corrugations) parallèles au sens de l'expansion (Figure I.5 et Figure I.6), qui témoignent du déplacement le long de la faille de détachement (e.g. Cann *et al.*, 1997 ; Tucholke *et al.*, 1998 ; MacLeod *et al.*, 2002 ; Cannat *et al.*, 2006). Par analogie avec les *Continental Core complex* et *mantle core*

complex (e.g. Anderson, 1972 ; Hill *et al.*, 1992 ; Lister et Davis, 1989), ces dômes sont appelés **cores complexes océaniques (OCC – Oceanic Core Complex ; Figure I.6)** et également mégamullions (Tucholke *et al.*, 1998). Il y aurait une relation importante entre la mise en place et le développement d'un OCC et la variation en apport magmatique (MacLeod *et al.*, 2009). Les OCC ont été décrits grâce aux levés bathymétriques haute résolution et aux prélèvements au niveau des dorsales, comme la ride médio Atlantique (e.g. Blackman *et al.*, 2002 ; Cann *et al.*, 1997 ; Dick *et al.*, 2008 ; Escartín *et al.*, 2017 ; Tucholke *et al.*, 2013), la SWIR et la ride Caraïbe-N américaine. Les OCC ont aussi été identifiés au cœur du centre d'accrétion de bassin arrière-arcs comme le Godzilla Megamullion dans la mer des Philippines (Ohara *et al.*, 2001).

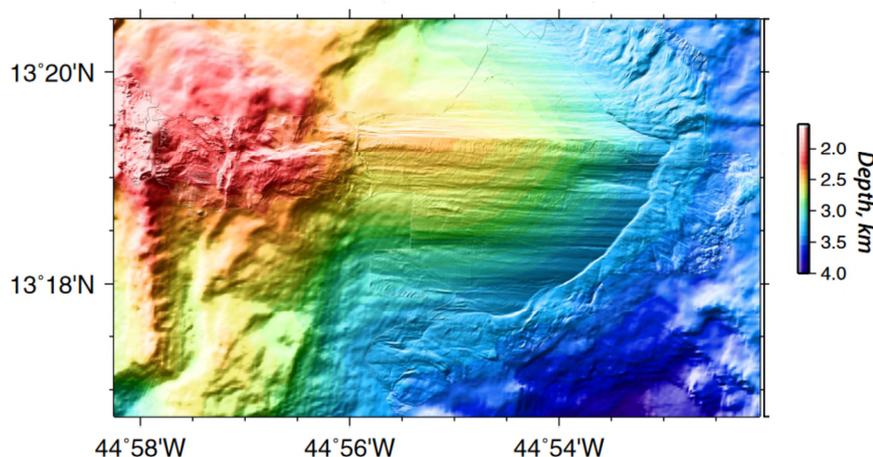


Figure I.6 : Image bathymétrique précise (2*2 m par pixel) présentant un corps complexe océanique localisé sur la ride Médio-Atlantique (13°20'N) (Escartín *et al.*, 2017).

I.1.2.3. La TOC : Transition Océan-Continent

La transition océan-continent (TOC) est définie comme étant la zone située entre le domaine continental et le domaine océanique. C'est-à-dire entre le point de la rupture continentale (terminaison de la C.C.) et le point de la rupture lithosphérique (mise en place de la C.O).

La TOC peut avoir des dimensions variables selon les MPPMs, allant de quelques dizaines de kilomètres (e.g. Sud de la mer de Chine, Larsen *et al.*, 2018 ; Newfoundland, Van Avendonk *et al.*, 2006) à 160 km (marge Ibérique, Grevemeyer *et al.*, 2022). Ce domaine présente des caractéristiques géophysiques ni continentale, ni océanique (e.g. la synthèse de Minshull, 2009) qui sont :

- Une structure de vitesse présentant une couche à vitesse rapide en base de croûte allant de 6 à 8 km/s (e.g. Whitmarsh *et al.*, 1990 ; Louden et Chian, 1999 ; Thinon *et al.*, 2003 ; Dean *et al.*, 2015) ;
- Des réflexions du Moho (discontinuité de Mohorovičić), pas toujours observées (e.g. Pickup *et al.*, 1996) ou discontinues (Thinon *et al.*, 2003 ; Whitmarsh *et al.*, 1990). Pour rappel, le Moho est induit par une accélération brutale des ondes sismiques, les ondes

primaires passant de 7 à 8 km/s, interprétées comme le passage de la croûte continentale au manteau supérieur ;

- Une signature magnétique de faibles amplitudes, présentant parfois des anomalies moyennement linéaires. Leur interprétation est encore fortement débattue (Bernard, 2021 ; Sibuet *et al.*, 2007 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Whitmarsh et Miles, 1995) ;

La nature de ce domaine transitionnel est encore fortement débattue et les hypothèses sont nombreuses :

- Un manteau exhumé plus ou moins serpentinisé (e.g. (Beslier *et al.*, 1996 ; Dean *et al.*, 2000 ; Louden et Chian, 1999 ; Manatschal *et al.*, 2010 ; Prada *et al.*, 2016 ; Theunissen et Huismans, 2022) ;
- Une C.C. hyper amincie ou C.C. inférieure exhumée, plus ou moins intrudée par des matériaux magmatiques (e.g. Whitmarsh *et al.*, 1990 ; Whitmarsh et Sawyer, 1996 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Jolivet *et al.*, 2020) ;
- Une croûte océanique similaire à celle accrétée aux dorsales lentes à ultra-lentes (e.g. Sawyer, 1994 ; Whitmarsh et Sawyer, 1996 ; Funck *et al.*, 2003).

Les forages au niveau de ces TOC ont prélevé des péridotites (manteau) plus ou moins serpentinisé et du gabbro (Marge ibérique, Boillot *et al.*, 1980 ; Girardeau *et al.*, 1988 ; Chazot *et al.*, 2005, marge Australienne, Beslier *et al.*, 2004 ; bassin arrière-arc tyrrhénien, Prada *et al.*, 2016). Sur cette base, la TOC des MPPMs est souvent interprétée comme étant composée de manteau lithosphérique serpentinisé possiblement refertilisé via l'intrusion de magma de type MORB durant la phase de rifting et d'exhumation (McCarthy *et al.*, 2020 ; Picazo *et al.*, 2016).

La récente synthèse de Pérez-Gussinyé *et al.* (2023) suggère même que le manteau exhumé est le critère essentiel pour catégoriser les MPPMs. Les autres marges n'ayant ni SDR, ni manteau exhumé sont catégorisées comme des marges intermédiaires (ni riche, ni pauvre en magma) dans cette définition des MPPMs (e.g. Sud mer de Chine, Larsen *et al.*, 2018 ; bassin de Woodlark, Taylor *et al.*, 1995, 1999 ; marge nord Brésilienne, Loureiro *et al.*, 2018 ; Provence, Merino *et al.*, 2021).

I.1.3. Processus de mise en place

Les deux modèles archétypaux qui dominent les concepts d'extension lithosphérique sont :

1. Le **cisaillement pur** de McKenzie (1978) (*pure shear* ; Figure I.7a) : L'amincissement est symétrique et homogène dans toute la lithosphère. Les marges continentales passives conjuguées qui en résultent sont symétriques avec une subsidence localisée au droit de la zone amincie. La phase de de subsidence initiale est quasi synchrone de l'étirement ;
2. Le **cisaillement simple** de Wernicke (1985) (*simple shear* ; Figure I.7b), adapté aux marges par Lister *et al.* (1986). Ce modèle introduit une faille de détachement faiblement inclinée qui traverse la lithosphère. L'amincissement est asymétrique. La remontée maximale du manteau lithosphérique n'est pas à l'aplomb de la zone d'amincissement

maximale de la croûte. La subsidence est décalée par rapport à la remontée asthénosphérique. Les marges continentales passives conjuguées qui en résultent sont asymétriques, distinguant ainsi la plaque inférieure et la plaque supérieure. De multiples modèles ont été établis sur la base des modèles de Wernicke (1985) et Lister *et al.* (1986), en introduisant des informations géologiques et géométriques supplémentaires (Lavier *et al.*, 2019 ; Manatschal et Müntener, 2009 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009 ; Van Avendonk *et al.*, 2009) et surtout des mécanismes thermo-mécaniques (Chenin *et al.*, 2018 ; Kuszniir et Manatschal, 2009 ; Svartman Dias *et al.*, 2015).

Des modèles mixtes ont depuis été publiés. Certains exposent une faille de détachement qui n'affecte que la partie supérieure de la C.C., et qui s'enracine à la limite cassante-ductile ; le reste de la lithosphère s'amincissant par étirement pur (Figure I.7c, Le Pichon et Barbier, 1987a ; Lister et Davis, 1989 ; Sibuet, 1992). D'autres mécanismes, tels que le boudinage lithosphérique de Brun et Beslier (1996), sont également utilisés pour expliquer l'amincissement lithosphérique.

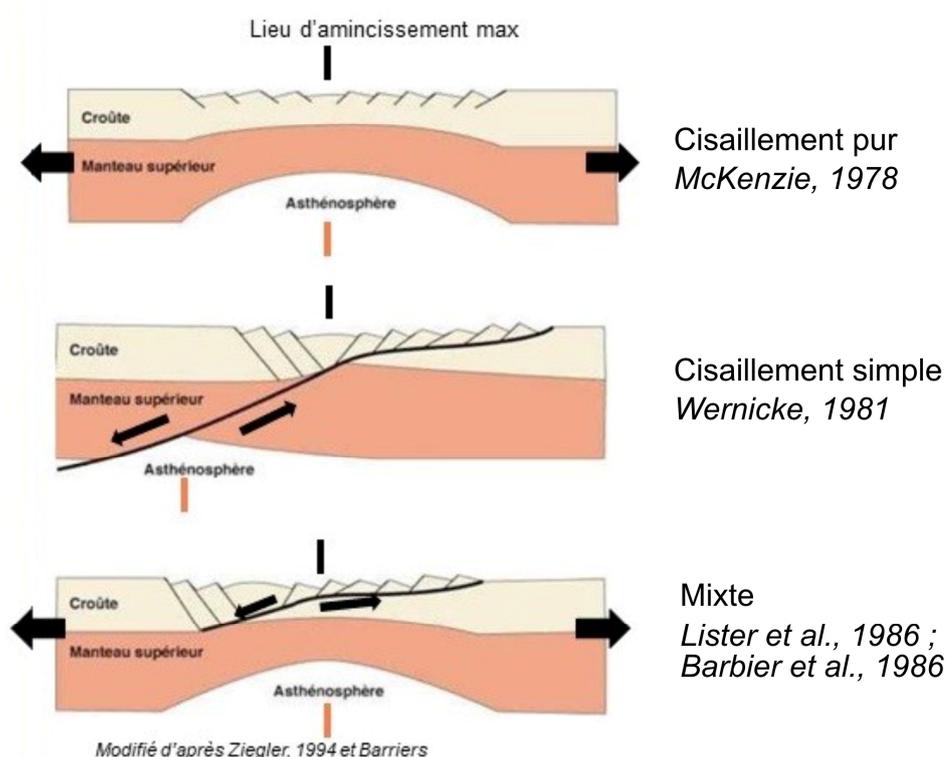


Figure I.7 : Modèles d'extension lithosphérique : A) cisaillement pur (McKenzie, 1978) ; B) cisaillement simple (Wernicke, 1981) ; C) un modèle composite (Lister *et al.*, 1986). D'après Barbier *et al.* (1986).

Sur la base de l'étude de la marge Ibérique et des marges fossiles analogues téthysiennes conservées dans les Alpes, Whitmarsh *et al.* (2001), Manatschal (2004), Lavier et Manatschal (2006) et Péron-Pinvidic et Manatschal (2009) ont proposé et développé un modèle tectonique conceptuel pour l'évolution des MPPMs à travers quatre grandes étapes successives (Figure I.8) :

1. La phase d'**étirement** (*stretching*) : cette étape est caractérisée par une déformation grâce à des failles normales listriques affectant la C.C. cassante. L'amincissement est minime et symétrique (*pure shear*) ;
2. La phase d'**amincissement** (*thinning*) : cette étape met en avant un amincissement rapide de la C.C. jusqu'à une épaisseur inférieure à 10 km. Les mécanismes de cet amincissement sont complexes. Le modèle fait intervenir des failles de détachement qui découplent la déformation de la croûte supérieure de celle de la croûte inférieure et du manteau. Un système en faille en *rolling hinge* se développe ;
3. La phase d'**exhumation** (*exhumation*) : cette étape suit la rupture de la C.C. et permet l'exhumation du manteau, grâce à des failles de détachement, produisant des déplacements importants sans générer de topographie notable. Malgré la complexité de cette étape, elle est généralement représentée par une unique faille de détachement dans les modèles ;
4. La phase d'**accrétion océanique** (*seafloor spreading*) : cette dernière étape marque la rupture lithosphérique complète (*lithospheric break-up*) et la création d'C.O.. Les observations depuis les années 2000 montrent que cette rupture est graduelle et que la première C.O est plutôt hybride et embryonnaire (proto-C.O.), avant la mise en place d'une croûte océanique stable.

Dans le cas d'une propagation de rift, ces différentes phases se superposent et se succèdent spatialement et temporellement.

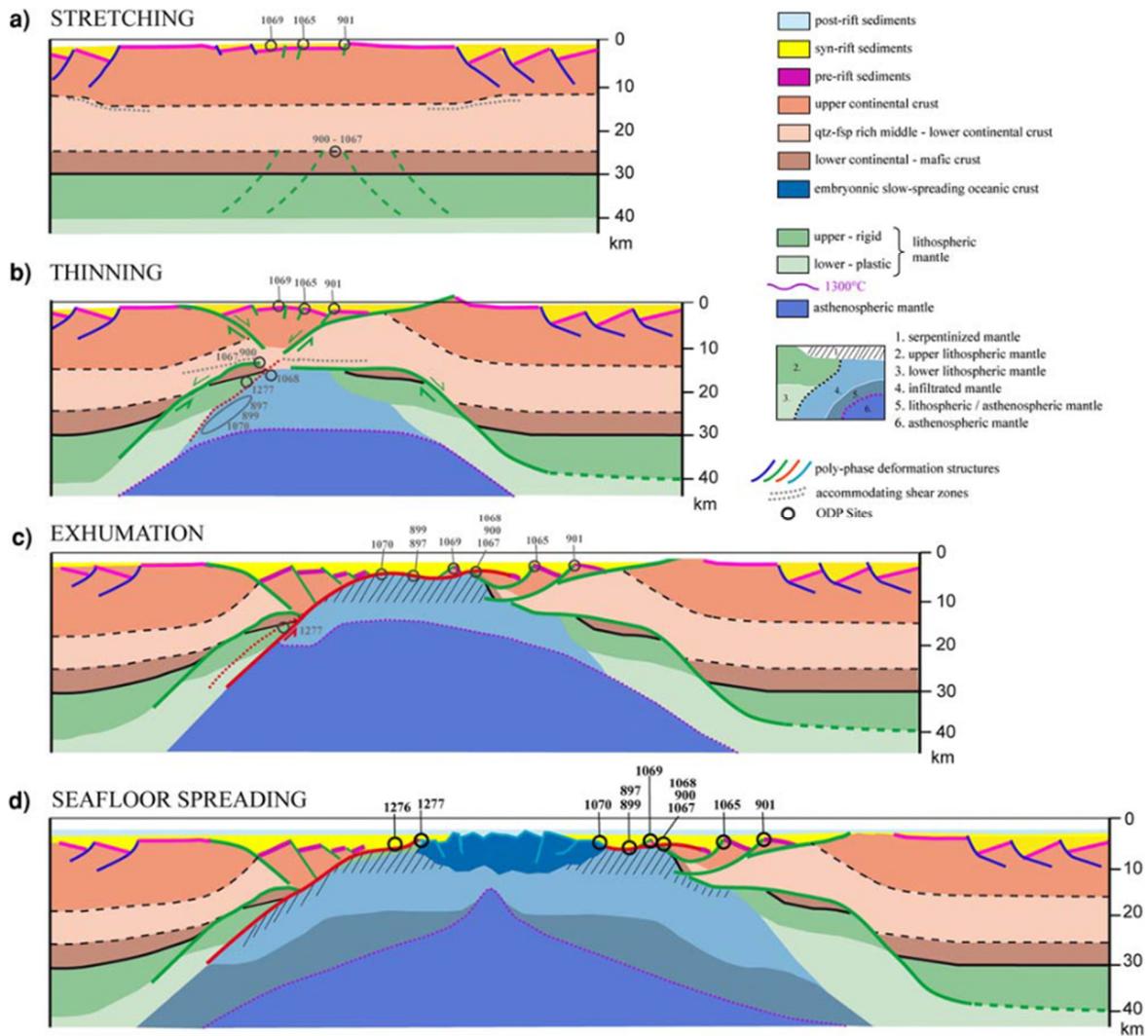


Figure I.8 : Évolution schématique des MPPMs repartie en 4 grandes étapes (décrites dans le texte), basée sur les observations des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve. Figure de Péron-Pinvidic et Manatschal (2009).

D'autres modèles ont été proposés pour la phase d'amincissement où des blocs de croûte et de manteau lithosphériques cassants s'individualisent, autour desquels s'organisent des zones de cisaillement et de fluage des unités ductiles de la C.C. inférieure et du manteau asthénosphérique (Figure I.9, e.g. Brun et Beslier, 1996 ; Clerc *et al.*, 2018 ; Lagabrielle *et al.*, 2019 ; Sapin *et al.*, 2021). Sur la base des profils sismiques pétroliers (haute résolution en profondeur) des marges atlantiques (Sud atlantique), Clerc *et al.* (2018) proposent une déformation ductile de la croûte inférieure due à une anomalie thermique (température élevée) qui pourrait avoir comme origine (i) un effet de couverture par les sédiments synrifts réduisant la perte de chaleur, (ii) un héritage thermique ou (iii) la présence d'un panache mantellique. Le boudinage crustal de la C.C. amincie favoriserait un cisaillement ductile, une faille de détachement à faible angle et la formation de nombreuses failles normales à faible pendage à vergence vers le continent (Figure I.9b). Clerc *et al.* (2018) suggèrent trois mécanismes possibles pour leur formation : (1) l'inversion de structures héritées, (2) une zone de cisaillement liée à des mouvements différentiels entre la lithosphère et l'asthénosphère, (3) par

effondrement gravitaire au-dessus d'un panache mantellique (pour les marges volcaniques). Les deux premiers processus conduisent à des marges conjuguées asymétriques.

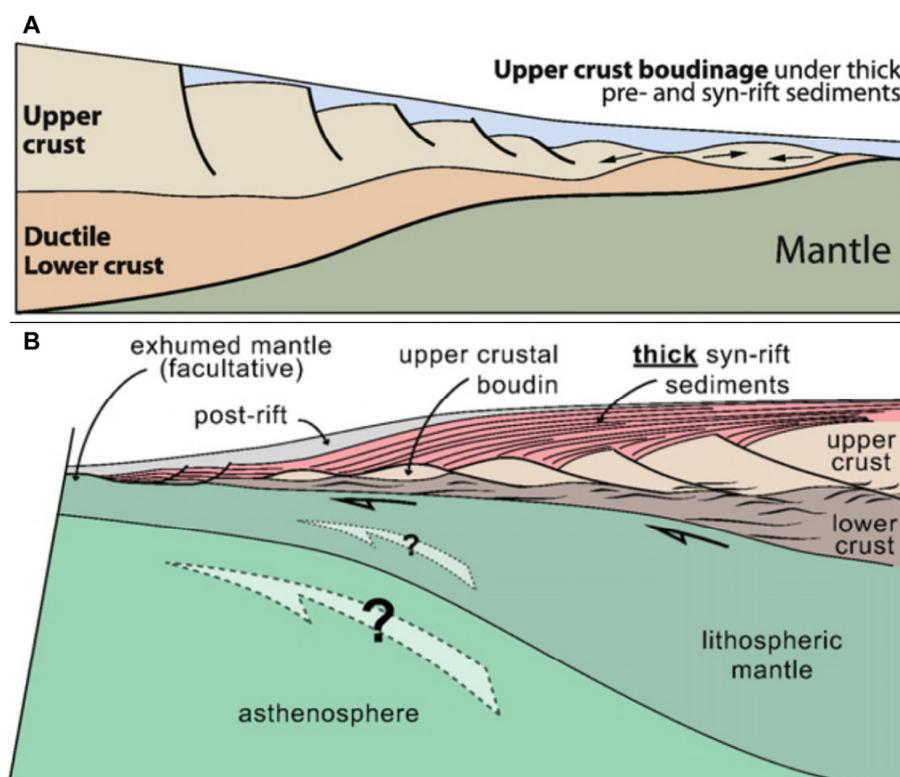


Figure I.9 : Représentation schématique de l'amincissement de la C.C. par déformation ductile de la C.C. inférieure engendrant un boudinage de la C.C. supérieure proposés par A) Clerc et Lagabrielle (2014) et B) Clerc *et al.* (2018).

Selon Cannat *et al.* (2009), la phase d'accrétion océanique serait progressive. Ils proposent une évolution de la structure thermique de l'amincissement à l'océanisation en quatre étapes (Figure I.10) : (1) début de la fusion du manteau par décompression (stage 0), (2) localisation de la divergence des plaques (stage 1), (3) installation d'un régime thermique de type dorsale (stage 2, océanisation à proprement parler selon Cannat *et al.*, 2009) et enfin (4) début d'un flux asthénosphérique focalisé (stage 3). Ainsi l'exhumation du manteau et la mise en place d'un domaine océanique par rupture lithosphérique sont présentées comme des événements progressifs (Figure I.10, superposition de la phase d'exhumation et d'accrétion, Cannat *et al.*, 2009 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009 ; Sauter *et al.*, 2018). Les anciens critères, comme la première linéation magnétique, ne sont plus suffisants pour placer la limite TOC-Ocean. En effet, ces anomalies pourraient être produites par les serpentinites dans le domaine du manteau exhumé, ou par l'intrusion de magma (Jagoutz *et al.*, 2007 ; Sibuet *et al.*, 2007).

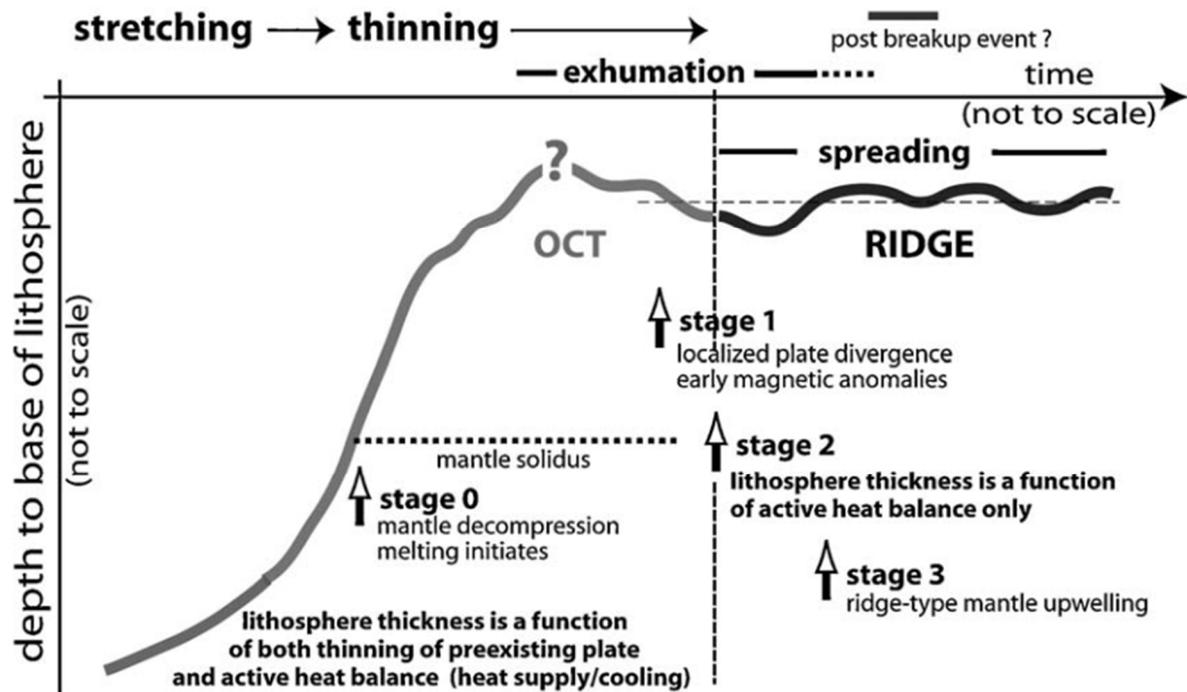


Figure I.10 : Structure thermique de l'évolution d'un rift à l'océanisation dans une MPPM (Cannat *et al.*, 2009).

I.1.4. Spécificité des bassins arrière-arcs

Les **bassins arrière-arcs (BAA)** représentent un cas particulier parmi les rifts. En effet, bien qu'ils se mettent en place par des contraintes extensives aux limites de plaques, ces bassins sont créés dans un contexte régional de convergence à l'arrière d'une subduction (Karig, 1970 ; Figure I.11).

Les bassins arrière-arcs sont localisés sur la plaque supérieure (chevauchante) d'une subduction, en arrière de l'arc volcanique (Figure I.11D). Ces rifts se forment en réponse à un ralentissement de la vitesse de convergence relative entre deux plaques (Honza, 1995 ; Jolivet et Faccenna, 2000). Dans le cas où la subduction de la plaque inférieure est plus rapide que le mouvement de convergence, le mécanisme d'extension menant à l'ouverture du BAA est créé par le recul de la fosse et du panneau plongeant (*slab*) vers la plaque inférieure (Figure I.11). Cette étape est appelée le *Trench roll back* (Dewey, 1980 ; Elsasser, 1971 ; Garfunkel *et al.*, 1986 ; Moberly *et al.*, 1972). Le moteur de l'extension est lié à la force de traction du *slab* descendant dans l'asthénosphère, conduisant à la mise en place des courants convectifs dans la partie au-dessus du *slab* (Lallemant *et al.*, 2005). Ces courants contrôlèrent l'étirement et l'amincissement de la base de la lithosphère et de la rupture de la plaque chevauchante (Honza, 1995 ; McCabe et Uyeda, 1983 ; Schellart et Moresi, 2013).

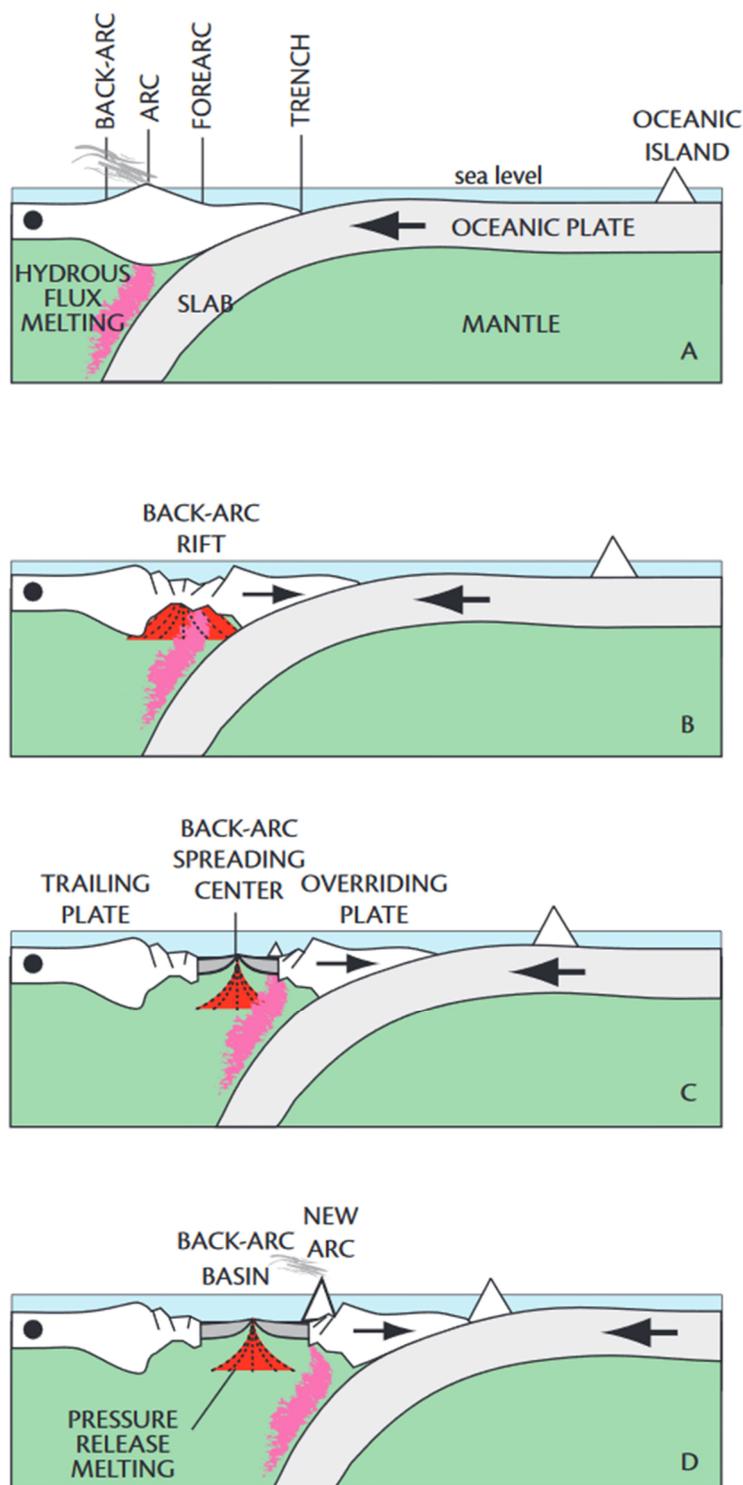


Figure I.11 : Formation schématique d'un bassin d'arrière-arc engendré par le roll back du slab (Elsasser, 1971 ; Moberly *et al.*, 1972) avec la plaque supérieure fixe (marquée par le point noir) et la fosse (trench) se décalant vers l'océan, entraînant l'extension sur la plaque supérieure et menant au rift et à l'océanisation du bassin arrière-arc (Martinez *et al.*, 2007).

L'évolution structurale des BAA est similaire à celle des rifts passifs, avec les phases d'étirement, d'amincissement, d'exhumation et d'océanisation (expliqués précédemment I.C. *Processus de mise en place*). Certains BAA ont évolué jusqu'à la rupture lithosphérique et l'accrétion d'une C.O., comme

en mer Méditerranée (Bayer *et al.*, 1973 ; Faccenna *et al.*, 2001), en mer du Japon (Jolivet *et al.*, 1994), ou ceux observés en mer des Philippines (e.g. Parece Vela basin, Karig, 1971 ; Ohara *et al.*, 2003).

La durée d'extension (de l'étirement à l'accrétion) de la plupart des BAAs est comprise entre 5 et 15 Ma (Wallace *et al.*, 2009). D'autres exemples montrent toutefois une activité plus longue, avec un ou plusieurs sauts de l'axe d'accrétion (*back arc spreading jumps*) en direction de la zone de subduction (Schliffke *et al.*, 2022 ; Sdrolias et Müller, 2006 ; Wallace *et al.*, 2009). Ces sauts ont été observés, par exemple, en Asie du Sud Est (Lau basin, e.g. Parson *et al.*, 1990) ou en mer Tyrrhénienne (Faccenna *et al.*, 2001).

Résumé du contexte thématique :

Les marges, correspondant à des rifts ayant atteint la rupture lithosphérique, sont présents dans des contextes divers, même pour la famille des **marges passives pauvres en magma** (MPPM). Les nouvelles données (notamment grâce aux forages distaux) ont mené à repenser les modèles de formation et les concepts associés aux MPPMs. Nous distinguons trois domaines structuraux majeurs : (1) le **domaine continental**, (2) la **transition océan-continent** et (3) le **domaine océanique**. Ces grands domaines peuvent eux-mêmes être subdivisés. L'évolution des MPPMs se synthétise en quatre grandes étapes : (1) l'**étirement**, (2) l'**amincissement**, (3) l'**exhumation** et (4) l'**accrétion océanique**. Cette dernière phase, similaire à l'accrétion au niveau des dorsales océaniques lentes à ultra-lentes, est aussi graduelle et peut amener à l'exhumation du manteau, plus ou moins intrudé, avant la mise en place d'un régime thermique stable marquant l'océanisation. Cette évolution polyphasée montre que la rupture lithosphérique est un phénomène graduel dans le temps et dans l'espace et ne correspond donc pas à une frontière géographique nette et étroite.

L'étude du bassin Liguro-Provençal peut permettre une meilleure compréhension de l'évolution d'un rift jusqu'à l'océanisation en contexte arrière-arc. En effet, de par son ouverture en ciseau avec un pôle de rotation proche, ce bassin présente tous les stades d'évolution possibles, de l'étirement à l'accrétion océanique. Même si le stade d'océanisation stable n'est peut-être pas atteint, l'étude de ce bassin Liguro-Provençal et de sa marge fournit des informations et des contraintes précieuses sur la rupture lithosphérique et son évolution dans le temps.

I.2. Le contexte régional de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal

Cette deuxième partie est un état de l'art sur la Méditerranée Occidentale et le bassin Liguro-Provençal, réalisé à partir d'une synthèse bibliographique. (1) Le contexte géographique et géologique de la zone d'étude sera présenté, ainsi que (2) l'histoire de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal. (3) Les principales unités morpho-structurales et (4) le remplissage sédimentaire du bassin Liguro-provençal seront aussi décrits.

I.2.1. Cadre géographique et géologique du Bassin Ligure

Le bassin Ligure se situe au nord de la Méditerranée Occidentale, localisé entre le sud-est de la France, le nord-ouest de la Corse et l'Italie (Figure I.12). La transition terre-mer au travers de la marge nord-Ligure est abrupte, passant de reliefs imposants (+3200 m d'altitude dans l'Argentera à 40 km de la côte) à 2 600 m de bathymétrie. Ce passage est souligné par une pente abrupte, étroite et entaillée par de nombreux canyons.

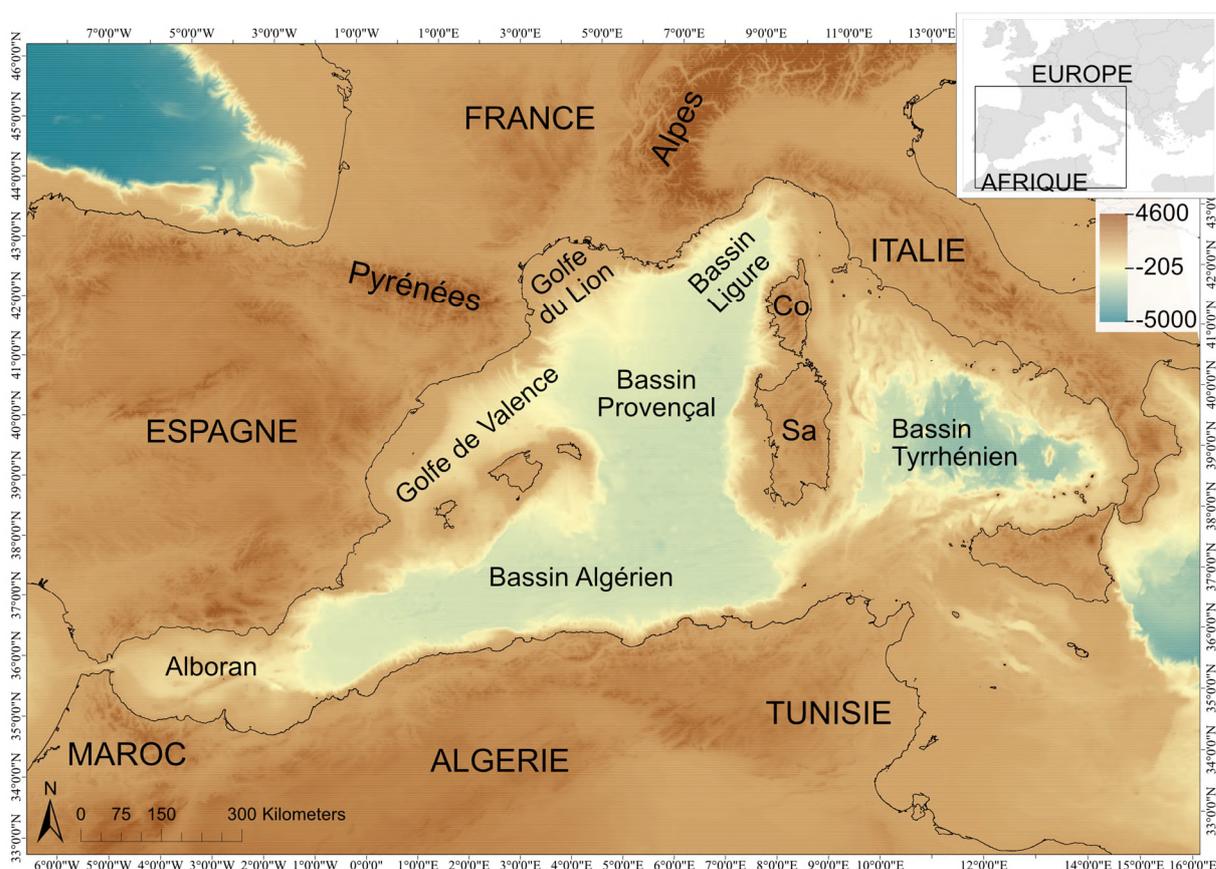


Figure I.12 : Carte des reliefs de la Méditerranée Occidentale. Co : Corse, Sa : Sardaigne.

Le pourtour du bassin Liguro-Provençal présente d'important reliefs hercyniens et alpins et une grande hétérogénéité du socle sur le domaine continental émergé : les Alpes pour celui de la marge nord Ligure, les Maures-Estérel pour la marge continentale provençale ; la Corse alpine et la Corse hercynienne pour celui de la marge conjuguée ouest Corse (Figure I.13). Une description plus détaillée par domaines est présentée ci-dessous.

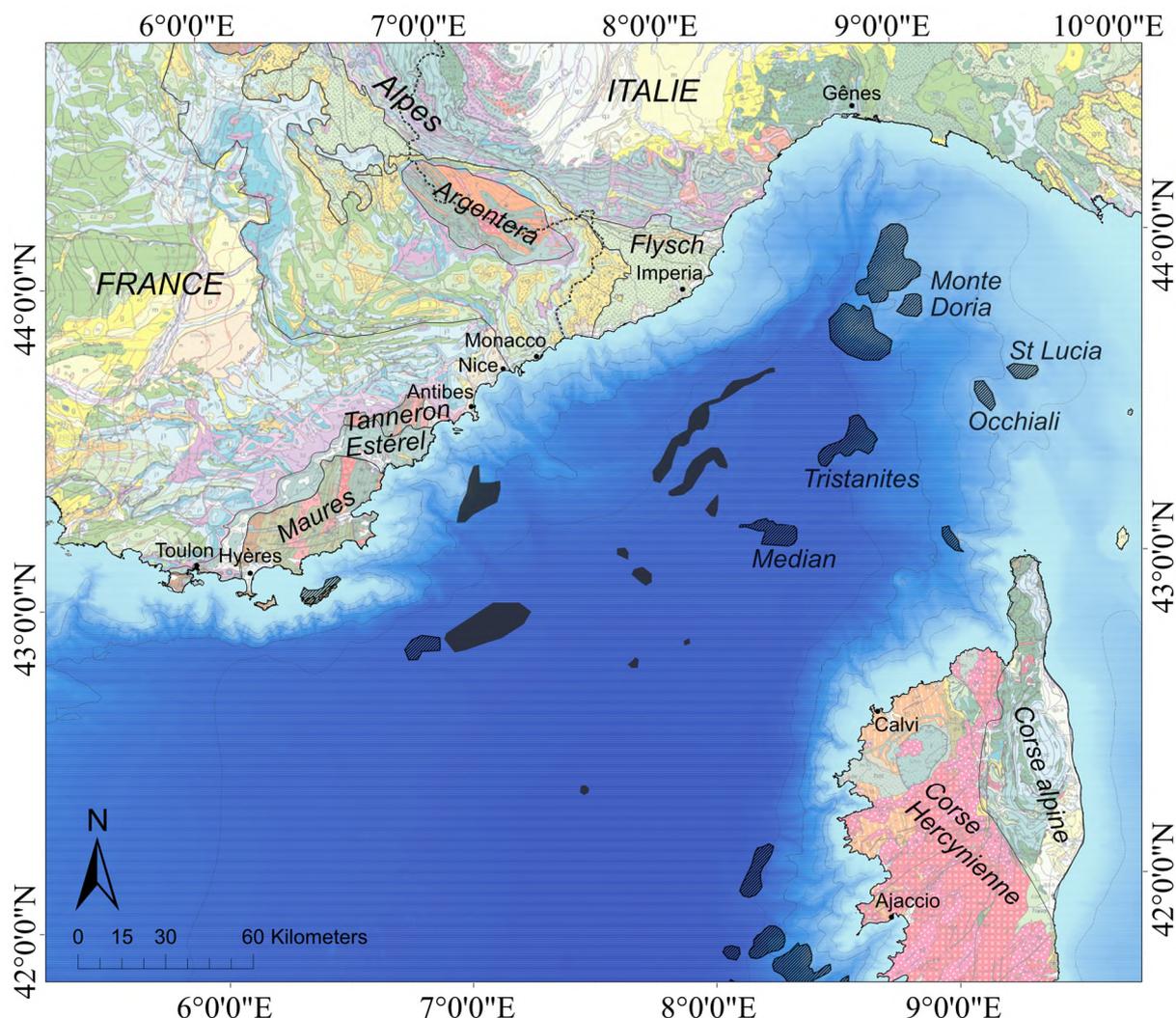


Figure I.13 : Bathymétrie du bassin Liguro-Provençal et géologie des domaines émergés. La carte bathymétrique met en lumière la pente continentale étroite (blanc à bleu clair : de 0 à 1500 m) et la plaine abyssale (2500 m en bleu foncé). La carte géologique des domaines émergés montre l'hétérogénéité du socle des domaines continentaux. Dans le bassin, sont représentés en noir hachuré les volcans échantillonnés (Réhault et al., 2012) et en noir les volcans non-affleurant, identifiés par Rollet et al., (2002) sur les profils sismiques MALIS. Carte géologique de France au 1 millionième (Chantraine et al., 2003). Les villes et les noms des principaux massifs sont également indiqués. En trait noir pointillé : frontière franco-italienne. Courbe bathymétrique en gris clair tous les 500 m (EMODnet, <https://emodnet.ec.europa.eu/en/bathymetry>).

I.2.1.1. Les Alpes

La chaîne alpine s'étend sur une partie de l'Europe, de la France à l'Autriche (Figure I.14), avec une longueur de 1200 km pour une largeur moyenne de 280 km. Les Alpes Occidentales montrent

une structuration arquée. Elles résultent de la subduction et obduction d'un domaine océanique majeur, correspondant à la Téthys alpine (bassin Liguro-Piémontais), qui a été suivi par la collision avec la lithosphère apulienne (Pfiffner, 2014 ; Tricart, 1984). A l'échelle crustale, le domaine Liguro-Piémontais se caractérise par une succession de nappes et d'écaillés déformées, chevauchant l'avant-pays européen à l'ouest. Ce dernier est lui-même chevauché à l'est par le domaine Austro-Alpin. Dans les Alpes Occidentales, deux ensembles structuraux peuvent être distingués (Debelmas *et al.*, 1997 ; Lagabrielle, 1987) :

1. **Les zones externes** correspondent à la plaque Eurasie (croûte continentale et couverture sédimentaire), chevauchée vers l'est par les zones internes. Elles sont composées des chaînes dauphinoises, helvétiques et du Jura, ainsi que des massifs cristallins externes (Argentera, Pelvoux, Belledonne, etc.). La couverture sédimentaire est structurée par de grands chevauchements vers l'ouest et/ou le sud, comme les arcs de Nice ou de Castellane ;
2. **Les zones internes** sont constituées d'une juxtaposition d'unités lithologiques contrastées et localement fortement métamorphisées. Elles sont séparées des zones externes par un important chevauchement, le Chevauchement Pennique Frontal. Ces unités sont regroupées sous les zones Briançonnaise et Piémontaise, ainsi que des massifs cristallins internes (Dora Maira, Grand Paradis, Mont Rose). Elles correspondraient aux unités de la marge et de l'ancien océan Tethys. Le domaine Austro-Alpin, qui recouvre la majeure partie des Alpes Orientales, correspond à la plaque apulienne.

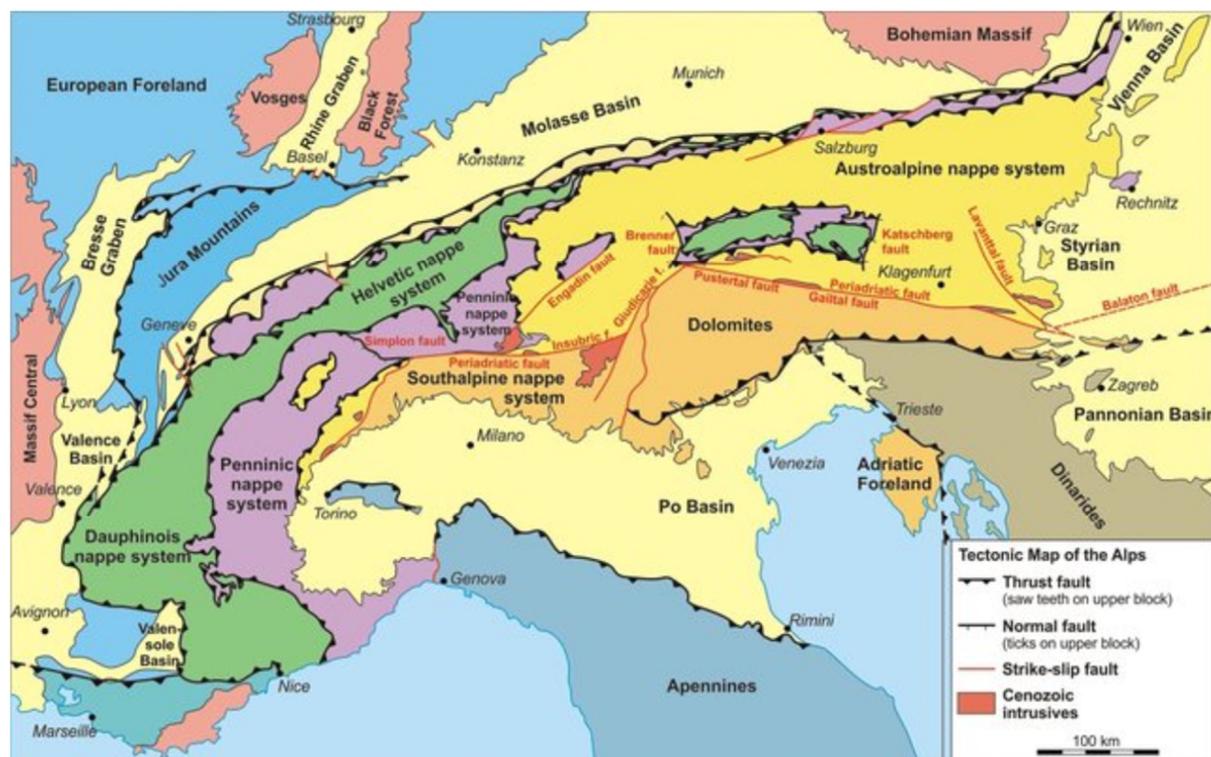


Figure I.14 : Carte tectonique simplifiée des Alpes d'après Neubauer (2014).

Le long du bassin Ligure, nous retrouvons la couverture mésozoïque des nappes alpines du Dauphinois, d'Antibes à Vintimille (Italie) (en vert sur la Figure I.14), représentant les arcs de Castellane et de Nice. Ces derniers sont limités à l'ouest par le décrochement dextre Vésubie-Mt Férier, et prolongés au sud par le décrochement dextre St Blaise-Aspremont (FBA) d'orientation N-S. A l'est de l'arc, la limite est marquée par le décrochement senestre Breil-Sospel-Monaco (FBMS) d'orientation NNE-SSO. De Vintimille à Albenga affleurent les flysch à helminthoïdes qui appartiennent à la zone Piémontaise. Cette nappe est en position d'allochtonie sur son substratum. Plus à l'est encore, on retrouve les unités briançonnaises et les ophiolites charriées. Après Gênes, nous retrouvons les unités des Apennins (Figure I.14).

I.2.1.2. Les Massifs hercynien et permien

La petite chaîne des **Maures** s'étend sur une soixantaine de kilomètres entre Hyères et Fréjus (Figure I.13). Adossés à ce massif se trouvent les massifs de **P'Estérel** et du **Tanneron**. Cet ensemble constitue la Provence cristalline, composée de roches métamorphiques, plutoniques et volcaniques (Figure I.15) qui sont des vestiges du socle hercynien mis en place du Carbonifère au Permien, lors de la collision des continents Gondwana et Laurentia-Baltica, pour former la Pangée, comme le massif cristallin d'Argentera et ceux retrouvés en Corse hercynienne (e.g. Triat, 2015). Le massif des Maures présente un métamorphisme croissant d'ouest en est, depuis les phyllades d'Hyères jusqu'aux migmatites de St-Tropez (Figure I.15). Ce métamorphisme de moyenne

pression-moyenne température est provoqué par la collision des deux super-continent (Corsini et Rolland, 2009 ; Crevola et Crevola, 1987). Le massif du Tanneron constitue le prolongement nord du massif des Maures, de part et d'autre du fossé permien du Muy. Les migmatites des Maures orientales se retrouvent d'ailleurs sur l'ensemble du Tanneron, accompagnées d'autres roches métamorphiques (Figure I.15 ; Bordet, 1960; Crevola, 2010) Le massif de l'Estérel est un massif volcanique permien (Figure I.15) qui a produit d'épaisses couches de laves acides, à rhyolites et ignimbrites, alternant avec des laves basiques à basaltes dolériques. Ce volcanisme est celui d'un rift continental d'après Boucarut (1971).

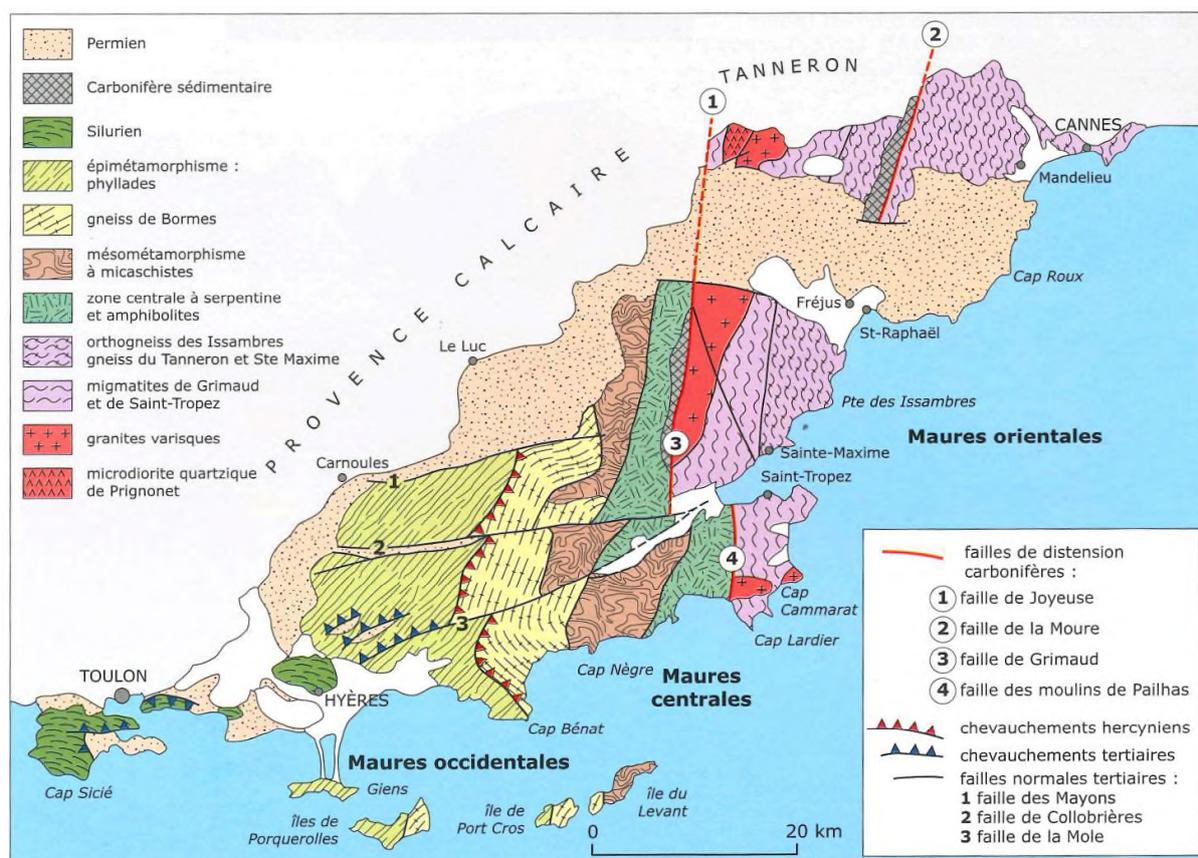


Figure I.15 : Carte géologique simplifiée des massifs des Maures, du Tanneron et de l'Estérel, d'après la synthèse de Triat (2015).

I.2.1.3. La Corse

Au sud-est du bassin Liguro-Provençal (Figure I.13), la Corse se compose de (Figure I.16) :

1. Au NE, la Corse dite **Alpine**. Elle est constituée d'unités sédimentaires d'âge mésozoïque et néogène déformées par l'orogénèse alpine. On y trouve majoritairement des schistes lustrés. Des ophiolites ont aussi été observées et sont associées à celles des

- zones internes des Alpes occidentales et des Apennins Ligures, montrant que ces ophiolites proviennent du même paléobassin océanique, le bassin Liguro-Piémontais ;
2. Au SO, la Corse **hercynienne**. Elle est composée d'un domaine non affecté par la tectonique alpine. Autochtone, elle est chevauchée par la Corse alpine. Elle est constituée par un socle granitique hercynien métamorphisé, largement affleurant en Corse occidentale mais aussi au NO de la Sardaigne. La Corse hercynienne est semblable aux massifs des Maures et du Tanneron et sont issus de la même histoire géologique.

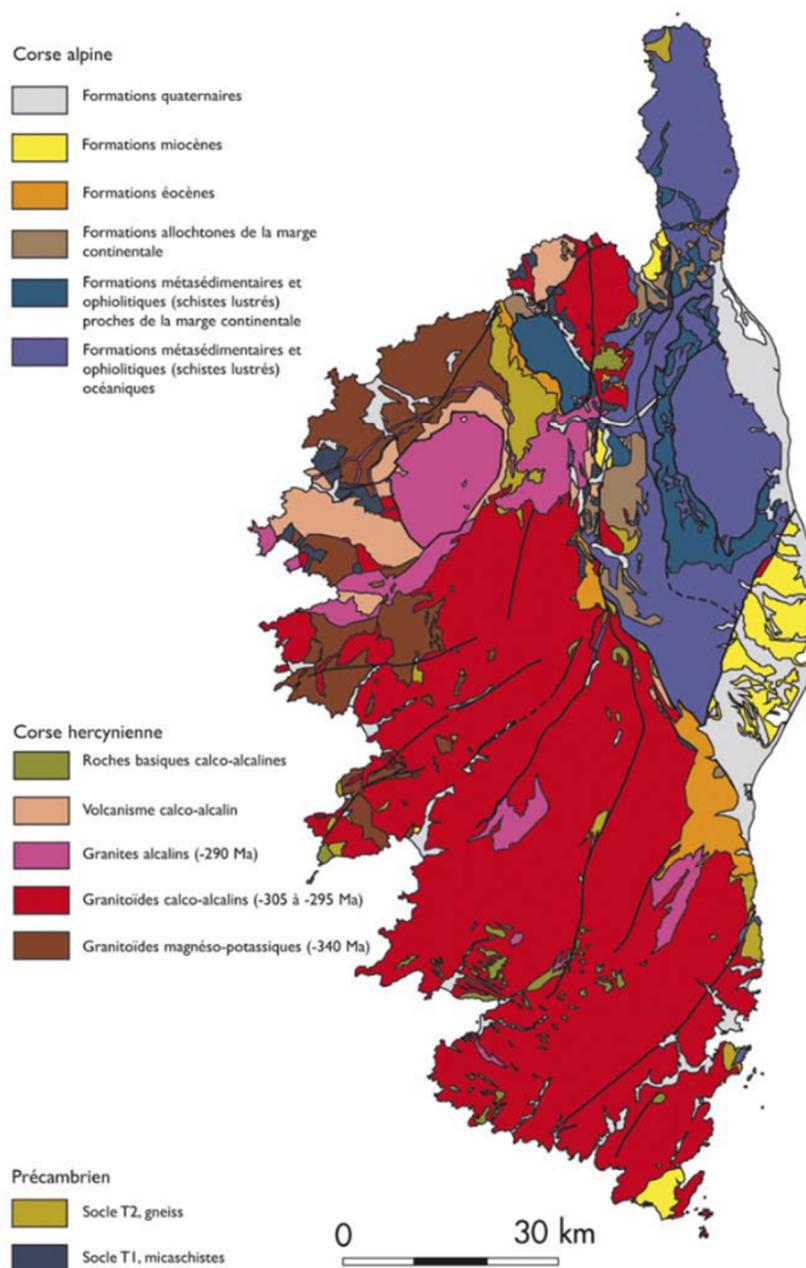


Figure I.16 : Carte géologique de la Corse de Ferrandini et al. (2009), d'après Rossi (2000).

I.2.1.4. Le volcanisme dans la région

Le pourtour du bassin Ligure est parsemé de volcanisme (Figure I.13 ; Figure I.17). Dans le massif des Maures et de l'Estérel, on retrouve du volcanisme alcalin d'âge Permien, avec des formations calco-alcalines. Ce volcanisme est également affleurant en Corse Occidentale (Figure I.15 ; Figure I.16 ; Mauffret et al., 1981 ; Durand-Delga, 1978). Du volcanisme jurassique est observé à l'est de Toulon et en Corse Orientale dans la nappe du Nebbio et de Balagne. Nous retrouvons aussi des brèches andésitiques et des tufs datant de l'Oligocène (Rouire *et al.*, 1980) dans la région d'Antibes, Villeneuve-Loubet et au Cap-d'Ail (Figure I.17).

En plus du volcanisme onshore, de nombreux prélèvements et plongées (e.g. MARCO, Guennoc *et al.*, 1994; CYCLICE, Sosson et Guennoc, 1997) ont permis de confirmer la présence de volcanisme offshore et de le dater (Figure I.17). Principalement localisé dans le Golfe de Gênes et le sud-ouest de la Corse, le volcanisme est lié au retrait du slab et à la rotation du bloc Corso-Sarde (Réhault *et al.*, 2012 ; Rollet *et al.*, 2002).

En plus des massifs volcaniques identifiés sur le fond marin, Rollet (1999) a identifié d'autres massifs recouverts de sédiments à partir des profils sismiques MALIS (en noir sur la Figure I.13), et des anomalies magnétiques. D'après Rollet (1999), l'activité volcanique principale semble être contemporaine des dépôts post-rifts d'âge Miocène inférieur à moyen, et serait donc synchrone de l'océanisation du bassin Liguro-Provençal.

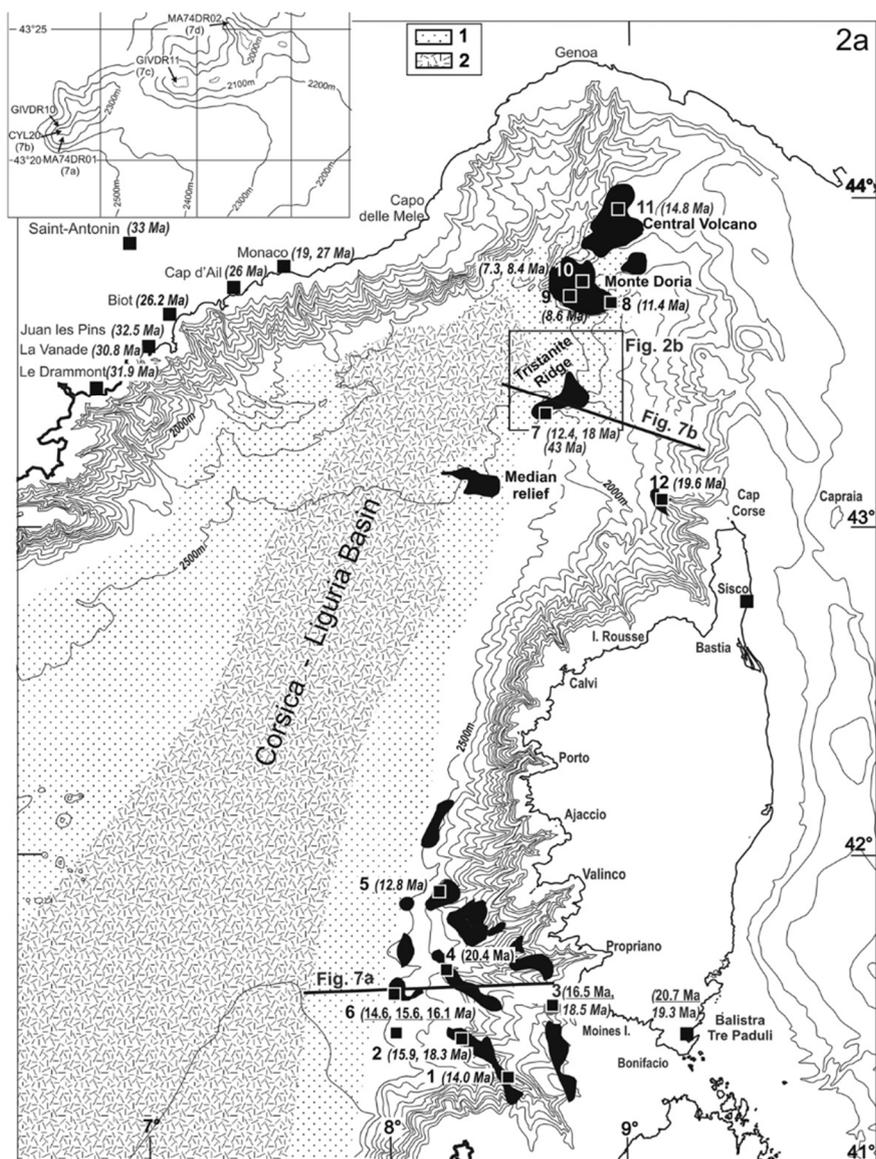


Figure I.17 : Carte des différents édifices volcaniques du bassin Ligure, avec les âges associés. D'après Réhault *et al.* (2012).

I.2.2. Géodynamique de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal

Au carrefour de grands domaines crustaux, le bassin Liguro-Provençal résulte d'une histoire géologique polyphasée. Les principales étapes sont les suivantes :

Du Dévonien au Carbonifère (-400 à -300 Ma), la convergence des plaques Laurentia et Gondwana crée la Pangée ainsi que la chaîne Hercynienne (Faure *et al.*, 2009). Cette orogénèse varisque donne naissance à un substratum paléozoïque très hétérogène dans la zone axiale des Pyrénées, de la Montagne Noire et des Maures, ainsi qu'en Corse et en Sardaigne (Roure *et al.*, 2005).

Du Permien au Trias, le développement de nombreux bassins permet le dépôt d'un important système sédimentaire carbonaté évaporitique et marin peu profond riche en sel (e.g. Van Wees *et al.*, 2000 ; Angrand *et al.*, 2020) sur une vaste partie de l'Europe occidentale et l'Ibérie (Soto *et al.*, 2017). Ce dépôt se compose de trois niveaux marno-évaporitiques considérés comme des niveaux de décollement potentiels (e.g. Baudemont, 1985 ; Espurt *et al.*, 2019b ; Gawlick et Missoni, 2019).

Au Jurassique inférieur et supérieur, l'ouverture de l'océan Téthys entre l'Europe et l'Adria (Figure I.18) se déroule en quatre étapes (Le Breton *et al.*, 2021) : 1) rifting de la marge proximale (200-180 Ma), 2) hyper-extension de la marge distale (180-165 Ma), 3) exhumation de manteau et volcanisme de type MORB (165-154 Ma), et enfin 4) mise en place d'une croûte océanique (154-145 Ma) sur 250 km.

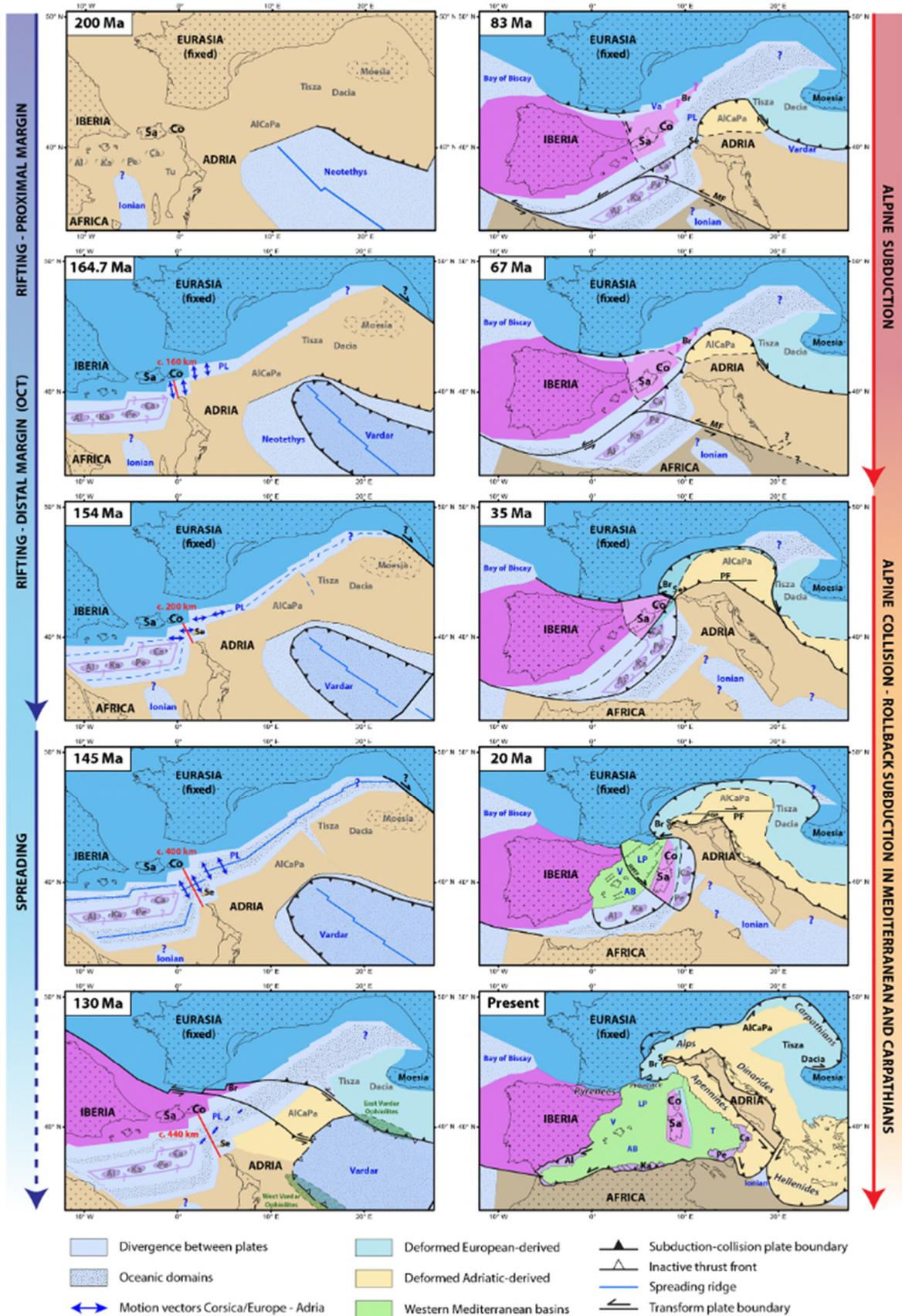


Figure I.18 : Reconstruction cinématique de la Méditerranée Occidentale et des Alpes avec une phase de divergence (200-130 Ma) puis une phase de convergence (83-0 Ma) relativement à la plaque Europe fixe sans représenter les déformations et rifting intraplaques. (Le Breton *et al.*, 2021).

À partir du Jurassique terminal et durant le Crétacé inférieur (Figure I.19), la plaque Ibérie s'écarte de la plaque Nord Amérique et de la plaque Europe initiant l'amincissement de la CC, jusqu'à la formation des MPPMs conjuguées ouest Ibérie-Terre-Neuve avec exhumation mantellique (TOC) puis accréation océanique, créant ainsi l'océan Atlantique Nord. Durant cette période, la plaque Ibérie s'écarte aussi de la plaque Europe, créant à l'ouest les MPPMs conjuguées Nord-Gascogne/Nord Ibérie et le domaine océanique du Golfe de Gascogne, et induisant à l'est, à l'emplacement des Pyrénées actuelles, la formation d'épais bassins sédimentaires (e.g. Saspiturry *et al.*, 2019 ; Issautier *et al.*, 2020), un amincissement de la croûte continentale et une remontée du manteau, jusqu'à parfois une exhumation mantellique (e.g. Angrand *et al.*, 2020 ; Chevrot *et al.*, 2022 ; Corre *et al.*, 2016, et références citées). Synchrones à ce mouvement, une forte subsidence est enregistrée dans les bassins du Sud-Est par le dépôt d'une couche sédimentaire importante (Espurt *et al.*, 2019b ; Le Pichon *et al.*, 2010). Ce début de rift apparaît fortement lié au rift des Pyrénées et à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Pour la Téthys Alpine, cette période est marquée par une subsidence lente suivie d'une déformation transtensionnelle dans le prolongement entre Ebre et l'Ibérie (Angrand et Mouthereau, 2021). Au Crétacé moyen, la propagation du rift continue d'engendrer de l'extension dans la chaîne ibérique tandis que la Provence et le bloc Corso-Sarde forment un bombement et que les Pyrénées enregistrent une faible compression.

Au Crétacé supérieur, la plaque Afrique converge vers la plaque Ibérie qui converge elle-même vers la plaque Europe induisant des déformations visibles à l'échelle régionale (mouvements verticaux, failles) (e.g. Dewey *et al.*, 1989). L'orogénese pyrénéenne est initiée par la reprise en inversion des structures héritées du rift et la fermeture des domaines de manteau exhumé (e.g. Ford *et al.*, 2022). La Provence subit aussi une compression légère et met en place des plis et chevauchements utilisant la séquence triasique comme surface de décollement (e.g. Bertrand, 1888 ; Espurt *et al.*, 2019) et un bombement E-W, l'Isthme Durancien, sépare le bassin en deux : le bassin Sud Provence et le bassin Vocontien (e.g. Curnelle et Dubois, 1986 ; Espurt *et al.*, 2012 ; Balansa *et al.*, 2022). En réponse au mouvement vers le NE de l'Adria, la subduction de l'océan Téthys s'initie (125 Ma, Angrand et Mouthereau, 2021) et accélère au Campanien.

Au Paléogène, la convergence s'accélère et aboutit à la fermeture partielle du Golfe de Gascogne (proto-subduction) et à la collision des domaines continentaux Ibérie-Europe, créant la chaîne des Pyrénées (e.g. projet OROGEN, Mouthereau *et al.*, 2021 ; Ford *et al.*, 2022 et références citées). Cette compression affecte tous les domaines et induit la fermeture de la Téthys Alpine et la formation des Alpes occidentales. À la même période, un système de rifting intracontinental, les Rifts Ouest Européens (*ou ECRIS, European Cenozoic Rift System, Ziegler 1992 ; Michon, 2000*) se met en place du fait d'une extension E-O (e.g. Séranne, 1999 ; Séranne *et al.*, 2021). Ces rifts traversent la France du Fossé Rhénan au Languedoc en passant par la Bresse et se prolongent jusqu'au Golfe de Valence. L'ouverture de ces bassins marque un changement distinct dans l'évolution des orogènes Alpine et Pyrénéenne (e.g. Angrand et Mouthereau, 2021).

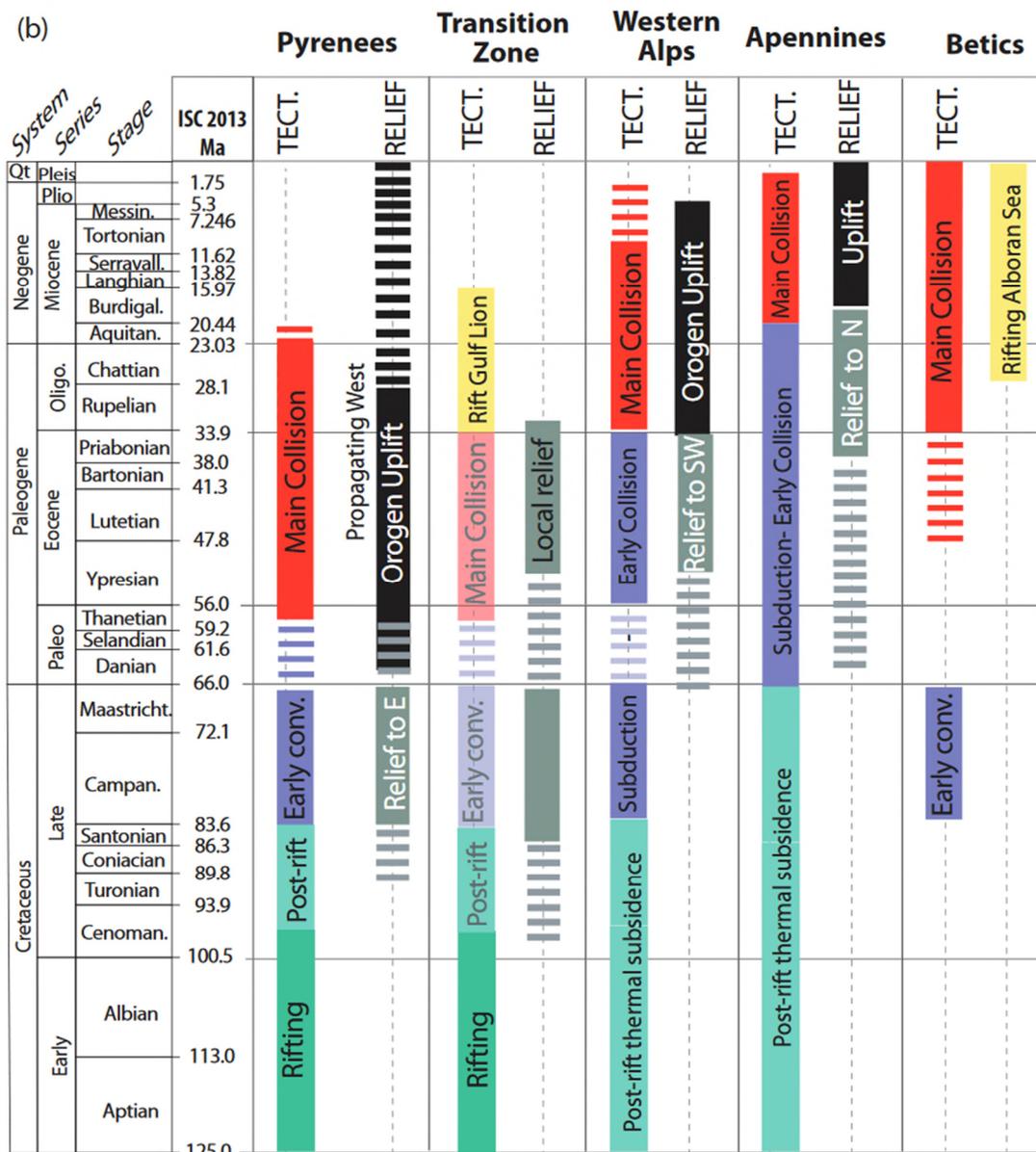


Figure I.19 : Tableau récapitulatif des évènements tectonique majeure des pourtours de la Méditerranée Occidentale. (Ford *et al.*, 2022).

Début Oligocène, une nouvelle dynamique est mise en place avec le recul de la subduction africaine (e.g. Rehault *et al.*, 1984 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Gattacceca *et al.*, 2007 ; Romagny *et al.*, 2020) et le début de l’extension arrière-arc des bassins méditerranéens. En effet, d’après la reconstruction géodynamique de Romagny *et al.* (2020), le retrait des panneaux plongeants induit la rotation du bloc Corso-Sarde et le début de la création du bassin arrière-arc Liguro-Provençal aux environs de 32-30 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000). Le rifting se propage d’ouest en est (ouverture en ciseaux), respectivement de l’Est des Pyrénées à la région Ligure, créant les MPPMs conjuguées du golfe du Lion/Ouest Sardaigne puis les marges passives conjuguées Provence-Nord-Ligure/Ouest Corse (Gattacceca *et al.*, 2007 ; Pasquale *et al.*, 1995 ; Romagny *et al.*, 2020). Au Miocène (21 Ma), l’accrétion océanique du bassin Liguro-Provençal est initiée et se poursuit jusqu’à 18 voire 15 Ma (Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Gattacceca *et al.*, 2007 ; Gorini *et al.*, 1994 ; Mauffret

et al., 1995 ; Séranne, 1999 ; Westphal *et al.*, 1976). Cette phase d'accrétion est remise en cause dans le bassin Ligure par Dannowski *et al.* (2020), qui proposent à la place la mise en place de manteau exhumé. A partir de 15 Ma, un temps d'arrêt du recul du slab induit l'arrêt de l'extension et donc de l'accrétion océanique dans le bassin Ligure pour reprendre à 9 Ma et initier l'ouverture du bassin arrière-arc tyrrhénien à l'Est de la Sardaigne (Faccenna *et al.*, 2001 ; Gattacceca *et al.*, 2007 ; Romagny *et al.*, 2020). Dans ce bassin, une exhumation mantellique avec des intrusions magmatiques a été identifiée (Prada *et al.*, 2014, 2015).

Au Miocène, la seconde phase compressive des Alpes (Figure I.20) est caractérisée par un raccourcissement N-S. Elle crée les chaînes subalpines, l'arc de Nice et l'arc de Castellane (Figure I.20) à la faveur du décollement de la couche salifère triasique (e.g. Laurent *et al.*, 2000). Dans le bassin Ligure, cette compression alpine n'est pas soulignée par des déformations tectoniques, mais par un apport sédimentaire plus important et une subsidence élevée, en réponse à la flexure du front Alpin (Sage *et al.*, 2011).

La crise de salinité Messinienne, qui s'est déroulée entre 5,92 et 5,36 Ma, a modifié la morphologie de la Méditerranée Occidentale par l'érosion de ses marges et des régions avoisinantes émergées et par d'importants dépôts évaporitiques au centre du bassin profond méditerranéen (Hsü *et al.*, 1973 ; Lofi *et al.*, 2011). La remise en eau du bassin méditerranéen fut brutale et s'est effectuée au Zancéen (Pliocène inférieur).

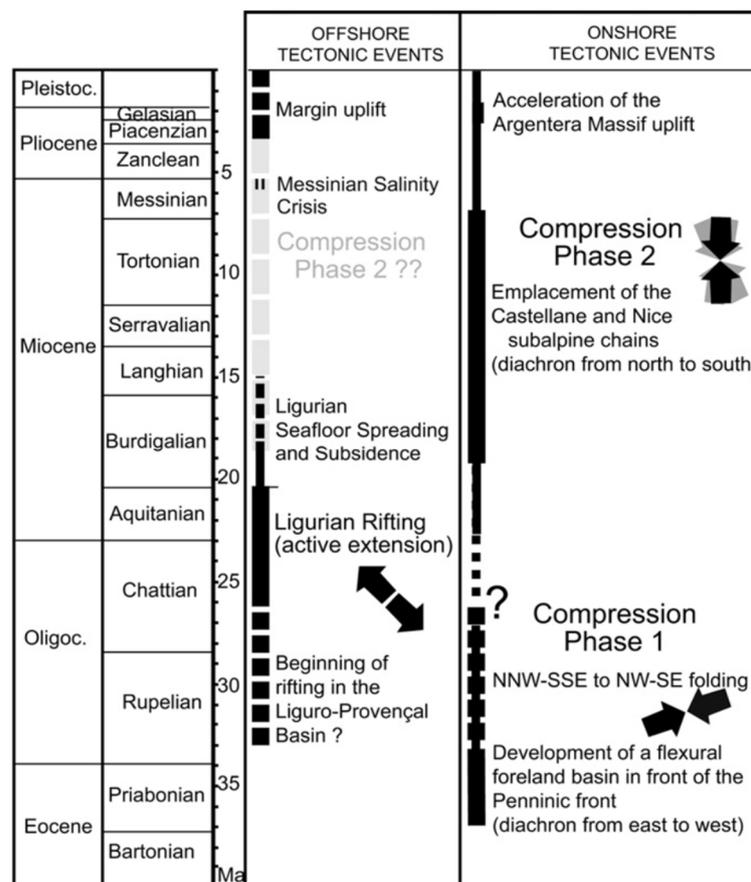


Figure I.20 : Chronologie des événements dans le bassin Ligure et les Alpes Occidentale Sud (Sage *et al.*, 2011).

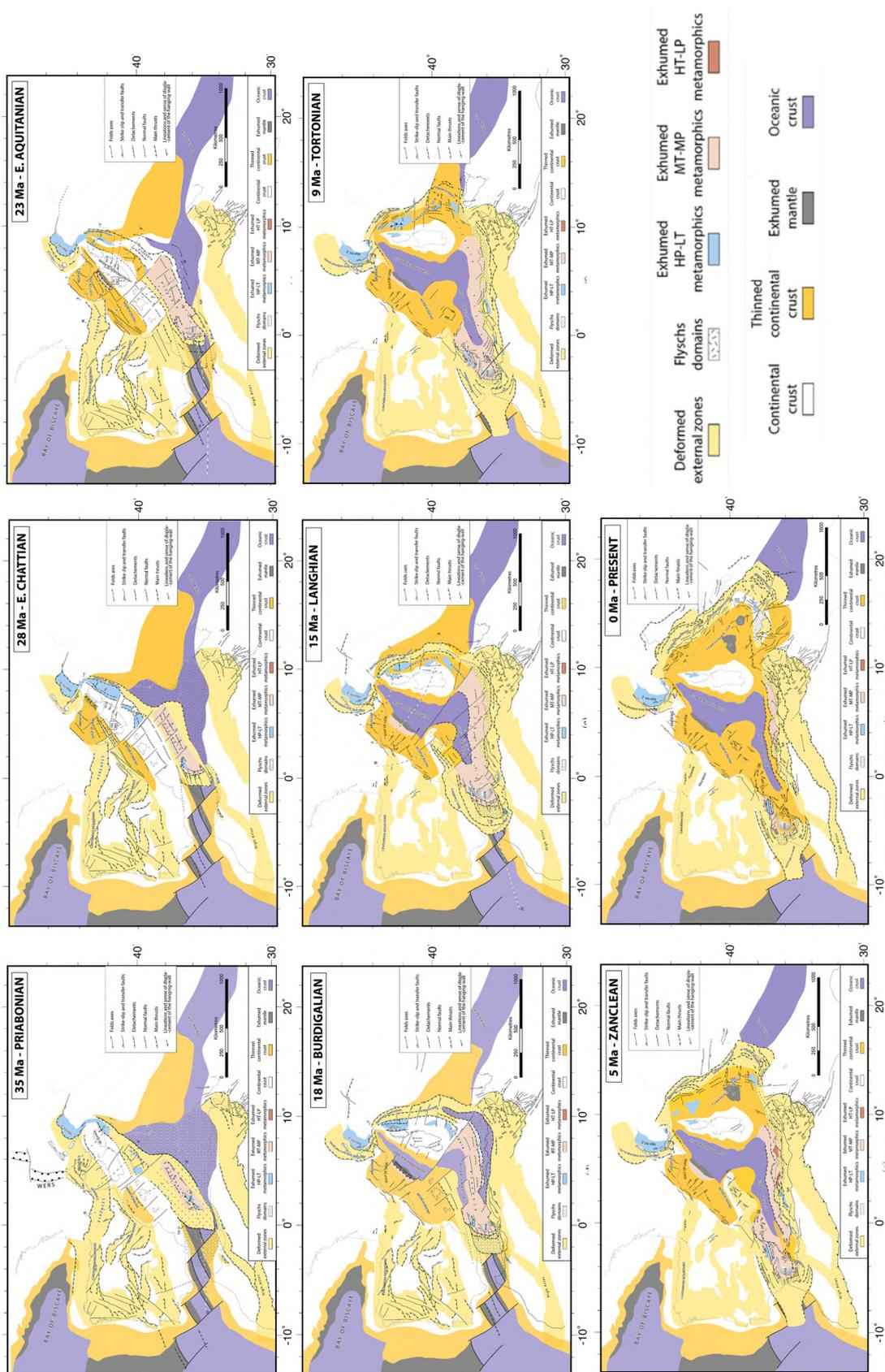


Figure I.21 : Reconstruction cinématique de la Méditerranée Occidentale, d'après Romagny et al., 2021.

À partir du Pliocène, la compression induite par la convergence de la plaque Afrique vers l'Europe (4-5 mm/a entre l'Atlas Tellien et le bassin Liguro-Provençal ; Nocquet, 2012), orientée N-S, redevient le moteur principal de la déformation. Bien que la majorité de cette convergence soit accommodée par les Maghrebides (Haut Atlas et Bétiques ; Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni *et al.*, 2007 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2011 ; Janowski *et al.*, 2017), les études géodésiques ont montré un raccourcissement dans le bassin Liguro entre le bloc Corso-Sarde et le continent de l'ordre de ~0,4 mm/an (Billi *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012 ; Masson *et al.*, 2019). Cette compression est notamment visible au large du promontoire d'Imperia et dans le Golfe de Gênes, avec un soulèvement de la marge Nord (e.g. Rehault *et al.*, 1984 ; Chaumillon *et al.*, 1994 ; Bigot-Cormier *et al.*, 2004 ; Larroque *et al.*, 2009 ; Sage *et al.*, 2011 ; Morelli *et al.*, 2022). Sage *et al.* (2014) ont mis en évidence une inversion marquée par un décalage des séries messiniennes d'environ 1 800 m (Figure I.22). Cette inversion est concordante avec les mécanismes aux foyers des séismes localisés au pied de pente (Figure I.22, e.g. Bethoux *et al.*, 1992 ; Larroque *et al.*, 2009). Sage *et al.* (2014) proposent que la compression soit contrôlée par une faille à pendage nord (en violet dans la Figure I.22) au pied de pente (en rouge à la Figure I.22). On notera que la déformation ne se localise pas sur les failles normales à vergence sud héritées du rifting. La compression semble être active sur la marge Nord Ligurienne depuis le Plio-Quaternaire (Foeken *et al.*, 2003 ; Bigot-Cormier *et al.*, 2004). À l'inverse, dans les Alpes, notamment au niveau du massif de l'Argentera, un contexte d'extension vers le bassin Liguro est mis en évidence par des mesures GPS et des mécanismes aux foyers (Larroque *et al.*, 2009). Certains suggèrent que l'effondrement de la chaîne alpine soit en partie moteur de la sismicité du bassin Liguro (e.g. Rollet, 1999 ; Delacou *et al.*, 2004 ; Larroque *et al.*, 2009).

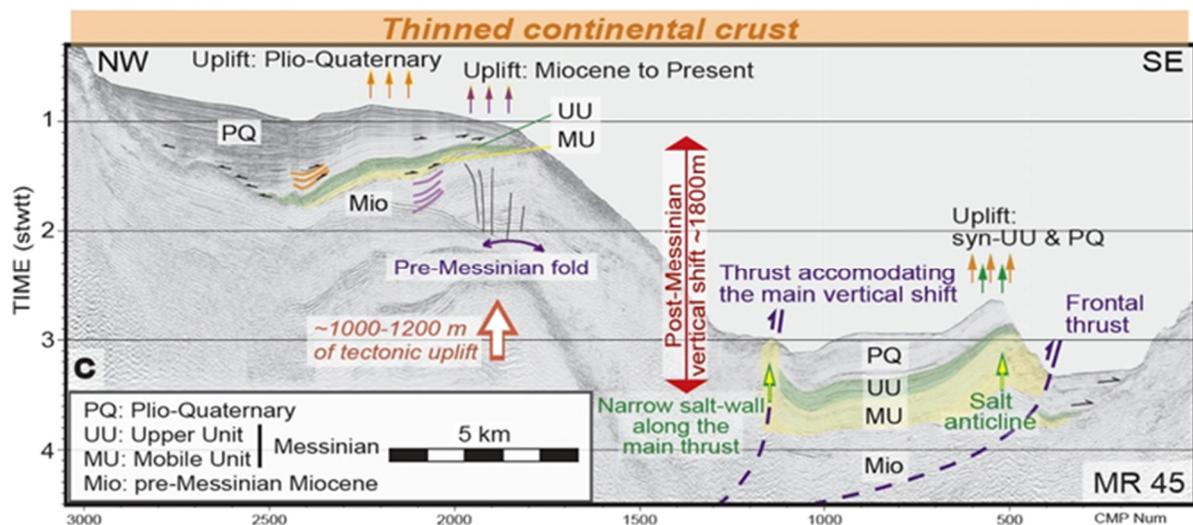


Figure I.22 : Profil de sismique multitrace haute résolution (campagne MALISAR) au travers du promontoire d'Imperia et du système de failles nord Liguro d'après Sage et al. (2014) montrant le décalage d'au moins 1 800 m des séries messiniennes.

I.2.3. Les domaines crustaux des marges passives du bassin Liguro-Provençal

Le bassin Liguro-Provençal est couramment décrit en trois domaines crustaux (Figure I.23), bien que leurs natures soient encore largement discutées (Figure I.24 ; Figure I.25) comme nous le verrons dans la suite du manuscrit.

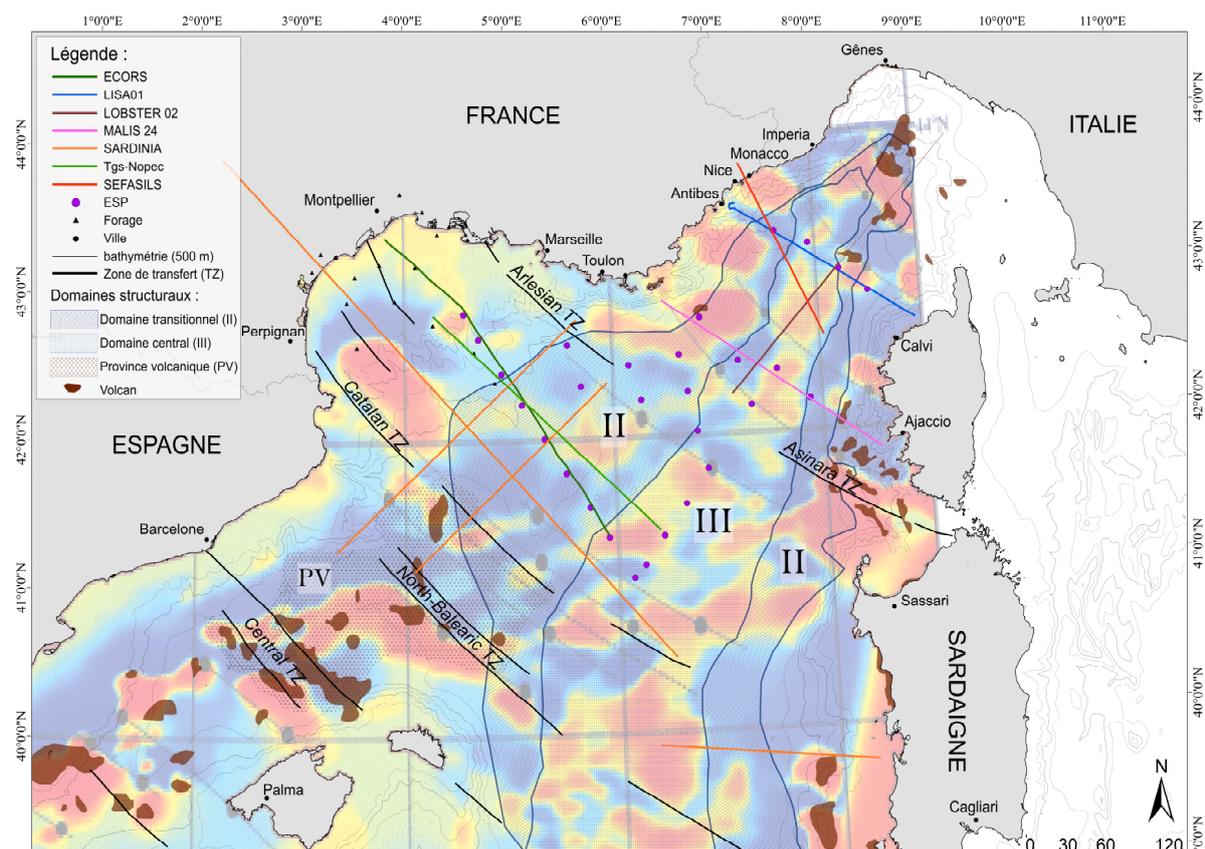
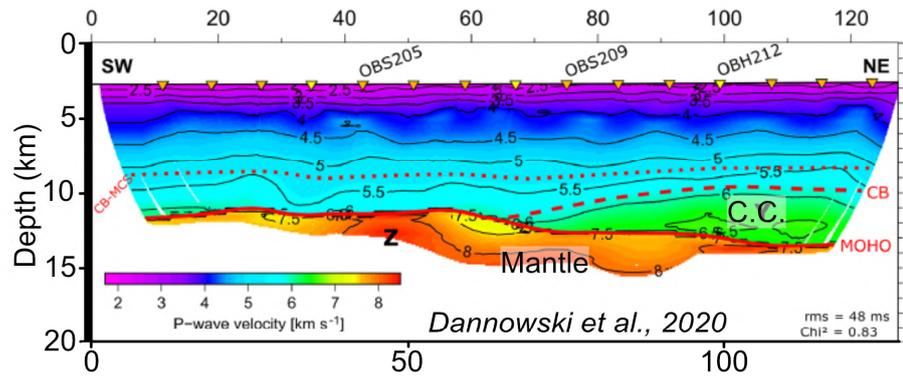
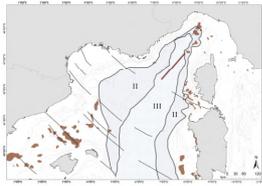


Figure I.23 : Répartition des domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal avec, en fond, la carte d'anomalie magnétique de Galdeano et Rossignol (1977). Les limites des domaines transitionnel (II) et central (III) présentées sont communément acceptées mais peuvent être légèrement et localement différentes selon les auteurs. La province volcanique (PV) dans le bassin de Valence est définie par Maillard *et al.* (2020). Les profils récents et discutés dans le manuscrit sont localisés : ECORS (e.g. De Voogd *et al.*, 1991 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Séranne, 1999), LISA01 (Contrucci *et al.*, 2001), LOBSTER (Dannowski *et al.*, 2020 ; Nouibat *et al.*, 2022b), MALIS 24 (Rollet *et al.*, 2002), SARDINIA (Afilhado *et al.*, 2015 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Merino *et al.*, 2021 ; Moulin *et al.*, 2015), Tgs-Nopec (Jolivet *et al.*, 2015) ainsi que les ESP (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Pascal *et al.*, 1993). Les volcans sont répertoriés par Réhault *et al.* (2012). En noir épais, les zones de transferts (Jolivet *et al.*, 2021 ; Maillard *et al.*, 2003). Le profil en rouge est l'emplacement du profil SEFASILS, qui est traité et interprété dans ce manuscrit.

LOBSTER 02 :



Profil G (ESP) :

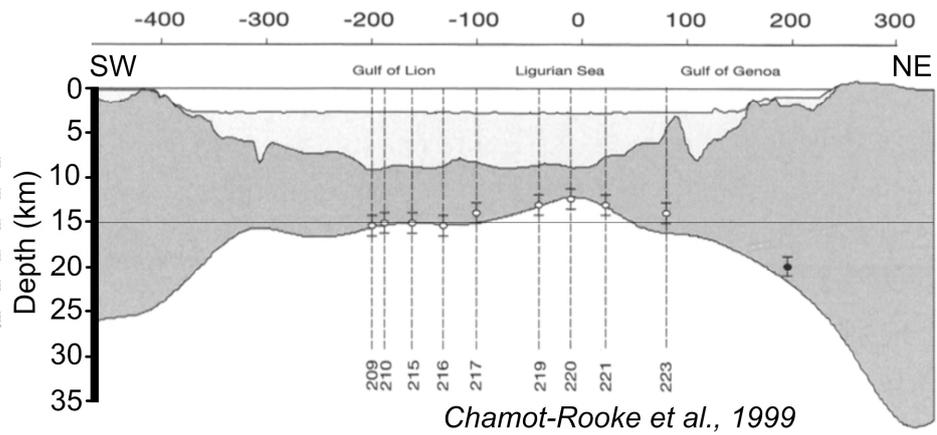
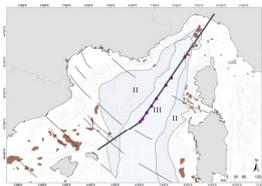
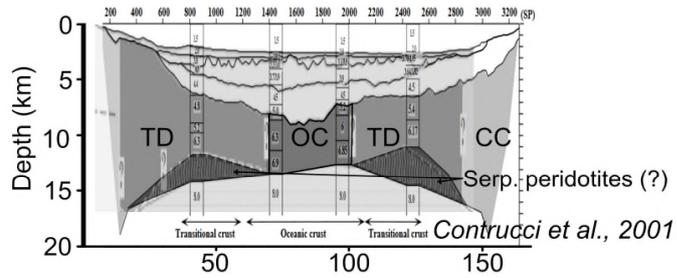
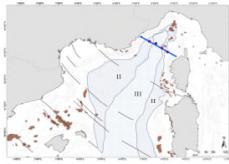
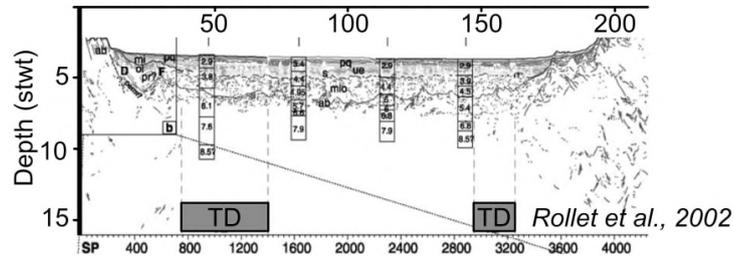
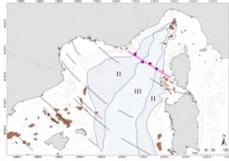


Figure I.24 : Interprétations des profils sismiques de longue écoute qui recoupent les différents domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal dans son axe (localisations à la Figure I-23). Les profils sont représentés à différentes échelles pour des raisons de lisibilité.

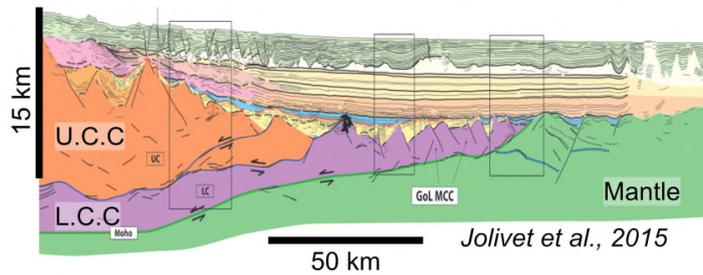
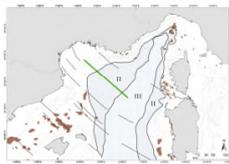
LISA01 :



MALIS 24 :



Tgs-Nopec :



SARDINIA :

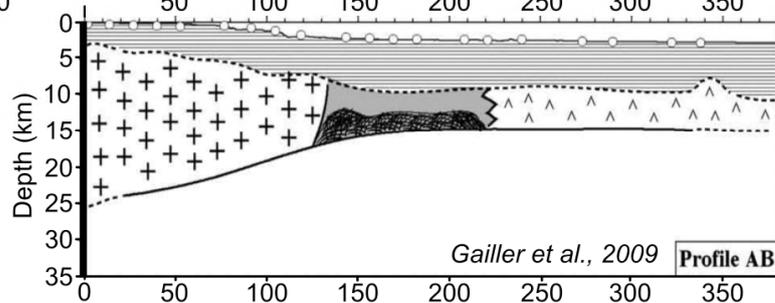
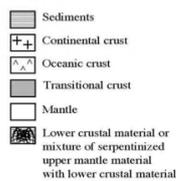
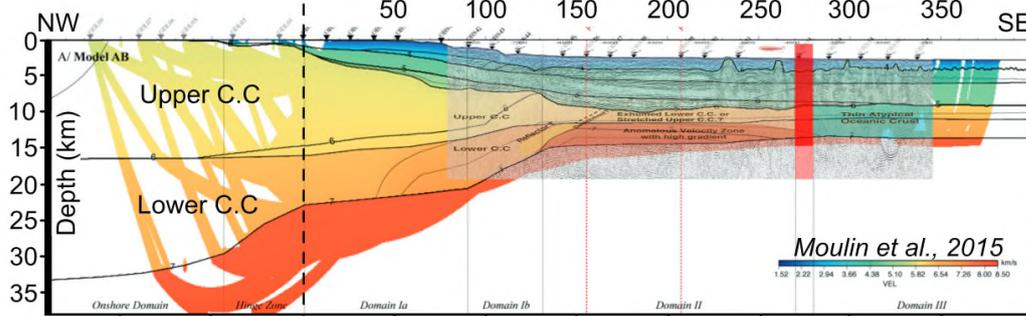
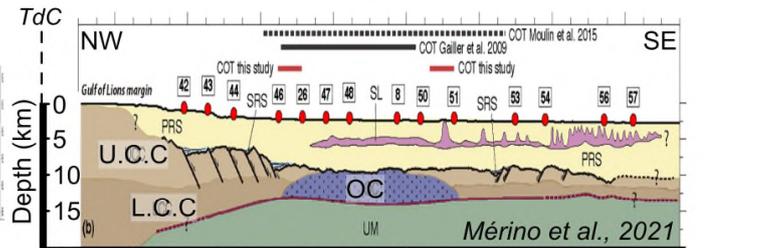
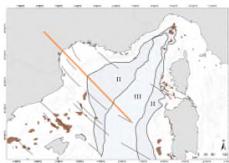


Figure I.25 : Interprétations de profils de sismique profonde qui recoupent les différents domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal et de ses marges de l'Est vers l'Ouest (de haut en bas, localisations sur la Figure I-23). Les profils sont représentés à différentes échelles pour des raisons de lisibilité.

I.2.3.1. **Domaine continental des marges Ligure et Corse**

Le **domaine continental** est constitué de la marge continentale, avec la croûte continentale qui s'amincit vers la mer (e.g. Pascal *et al.*, 1993 ; Mauffret *et al.*, 1995). La composition de cette croûte continentale, fonction de son héritage, est hétérogène comme décrit précédemment (I.2.1. Cadre géographique et géologique du Bassin Ligure, Figure I.13). Pour rappel, le domaine continental des marges du bassin Ligure différencie deux types de socles (Rollet *et al.*, 2002) :

1. Un socle **hercynien** dans le prolongement des massifs des Maures et de l'Esterel, et de l'ouest Corse ;
2. Un socle alpin dans le prolongement des **nappes alpines** (les flyschs et schistes lustrés par exemple), à l'est d'Antibes et entre le Cap Corse et Calvi.

Rollet *et al.* (2002) ont également mis en évidence, grâce aux données de la campagne Malis (1995), une asymétrie des marges continentales de part et d'autre du bassin profond. La pente continentale de la marge Nord Ligure est abrupte et étroite, d'une largeur d'environ 40 à 50 km. Elle se compose de deux blocs basculés de 14 à 20 km d'épaisseur. Sa marge conjuguée, la marge ouest Corse, est plus large (70-80 km) et contient plusieurs petits blocs basculés de 10 à 17 km d'extension. Sur ces deux marges conjuguées, rares sont les dépôts pré-rifts identifiés soit parce que les données ne sont pas assez de bonnes qualités, soit parce que ces dépôts ont été érodés par l'intense épisode Messinien. Les dépôts synrifts présentent des épaisseurs décroissantes vers le NE sur la marge Nord Ligure et n'ont pas été identifiés sur la marge Ouest Corse. D'après Sage *et al.* (2011), il y aurait 2,8 à 4 km de dépôts synrift au large d'Antibes et du Cap Ferrat.

I.2.3.2. **Domaine transitionnel des marges Ligure et Corse**

Le **domaine transitionnel** (II) a été défini pour la première fois par Gueguen (1995) comme un domaine caractérisé par des anomalies magnétiques de faibles amplitudes décrites par Bayer *et al.* (1973) et par le dépôt de la couche salifère messinienne en onlap au pied des marges (Le Cann, 1987). La limite entre la CO et le domaine transitionnel du bassin Ligure a été redéfinie par Rollet *et al.* (2002) à partir des profils de sismique réflexion MALIS et d'une nouvelle carte d'anomalies magnétiques réduites aux pôles mettant en avant respectivement un changement de faciès du socle acoustique et une zone magnétique avec de plus fortes amplitudes. Le socle est caractérisé par un ensemble de forts réflecteurs légèrement inclinés vers le continent

A partir des profils sismiques LISA et des ESP, Contrucci *et al.* (2001) ont précisé la structuration des vitesses sismiques de ce domaine transitionnel. Il est caractérisé par une couche à haute vitesse de l'ordre de 7,2 km/s (HVL – *High Velocity Layer*), identifiée en base de croûte continentale amincie des marges conjuguées Ligure et Corse mais également des marges conjuguées Golfe du Lion - Sardaigne (Gailler *et al.*, 2009 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Pascal *et al.*, 1993).

Plusieurs propositions de nature de la croûte pour le domaine transitionnel dans le bassin Liguro-Provençal existent, basées sur les vitesses tomographiques et les profils de sismique réflexion (Figure I.25). Le domaine transitionnel serait composé :

- D'un **manteau serpentinisé** avec de potentielles intrusions magmatiques (Contrucci *et al.*, 2001 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Rollet *et al.*, 2002) ;
- D'une **croûte continentale amincie fortement intrudée**, voire avec un sous-placage magmatique (Rollet, 1999) ;
- D'une **croûte continentale inférieure exhumée** avec de potentielles intrusions magmatiques (Gailler *et al.*, 2009 ; Jolivet *et al.*, 2015 ; Moulin *et al.*, 2015) ;
- D'une **croûte océanique** atypique (Merino *et al.*, 2021).

I.2.3.3. **Domaine central du bassin Ligure**

Situé dans la plaine abyssale, le domaine crustal du **domaine central** (III) a été défini par des vitesses de réfraction de 6,6 km/s (Fahlquist et Hersey, 1969 ; Leenhardt, 1972), mais aussi par des anomalies magnétiques de plus grandes amplitudes et plus fréquentes que dans les domaines voisins (Bayer *et al.*, 1973 ; Galdeano et Rossignol, 1977). Ces auteurs font l'hypothèse d'un **domaine océanique atypique**.

À partir des années 90, les investigations géophysiques ont mis en évidence une faible profondeur du Moho (de 11 à 14 km) dans le centre du bassin Liguro-Provençal par les méthodes sismiques (Figure I.25 ; e.g. Contrucci *et al.*, 2001 ; Dannowski *et al.*, 2020 ; De Voogd *et al.*, 1991 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Merino *et al.*, 2021 ; Moulin *et al.*, 2015), par inversion gravimétrique (Chamot-Rooke *et al.*, 1999) ou encore par les mesures de flux thermique (Pascal *et al.*, 1993 ; Poort *et al.*, 2020). D'après ces auteurs, l'épaisseur de la croûte transitionnelle serait donc de l'ordre de 3 à 6 km, avec un amincissement en direction du bassin Ligure jusqu'à un amincissement total au nord-est (voir profil G de Chamot-Rooke *et al.*, 1999, Figure I.25).

En résumé, l'hypothèse d'un domaine central constitué d'une croûte océanique, atypique par sa faible épaisseur, est la plus communément admise (Afilhado *et al.*, 2015 ; Burrus, 1984 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Contrucci *et al.*, 2001 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Gueguen, 1995 ; Le Cann, 1987 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Pasquale *et al.*, 1994 ; Rehault, 1981 ; Rollet *et al.*, 2002). Cependant, aucun axe d'accrétion n'a été identifié ni cartographié, et les anomalies magnétiques ne sont pas typiques de celles d'une croûte océanique (Bayer *et al.*, 1973 ; Burrus, 1984). Rollet *et al.* (2002) proposent alors la présence de petites rides océaniques discontinues d'orientation N030-040.

L'hypothèse d'une croûte océanique, même atypique, semble toutefois être remise en question. En effet, Moulin *et al.* (2015) soulèvent quelques contradictions en relevant des vitesses trop rapides dans la couche 2, et émettent alors la possibilité d'une absence de cette dernière. Sur la base d'une similitude des vitesses, ces auteurs proposent une C.C. inférieure exhumée en domaine II et une proto croûte océanique en domaine III. A partir de vitesses tomographiques, Dannowski *et al.*

(2020) présentent des éléments indiquant la présence de manteau exhumé dans le sud-ouest du bassin Ligure, alors que Merino *et al.* (2021) suggèrent la présence de croûte continentale ultramince (4 à 5 km) dans le prolongement de la marge du Golfe du Lion (Figure I.25).

Le Cann (1987) et Moulin *et al.* (2015) soulignent que la frontière entre le domaine transitionnel (II) et le domaine central (III) coïncide aussi avec un changement net de la morphologie des diapirs de sel.

I.2.3.4. Les zones de transfert

Afin d'accommoder l'ouverture du bassin Liguro-Provençal dans la reconstruction cinématique, de nombreux auteurs mettent en avant l'implication de **zones de transfert** (Figure I.23 ; e.g. Rehault, 1981 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Romagny *et al.*, 2020 ; Jolivet *et al.*, 2021). La zone de fracture Nord Baléare (NBTZ) dans le prolongement de la zone de fracture Catalane (ZFC), à la jonction entre le Golfe du Lion et le Bassin de Valence jusqu'au sud de la Sardaigne (Figure I.23 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Canva *et al.*, 2020 ; Maillard *et al.*, 2020 ; Jolivet *et al.*, 2021), semble avoir joué un rôle majeur dans l'ouverture de ce bassin. Cette zone de transfert, qui délimite le bassin Liguro-Provençal du bassin Algérien au Sud de la Méditerranée Occidentale, aurait accommodé jusqu'à 800 km d'extension (Romagny *et al.*, 2020).

Dans le bassin Ligure, la présence de zones de transfert est aussi suspectée pour accommoder la transition entre la subduction des Apennins et celle des Alpes, mais aussi de l'ouverture du bloc Corso-Sarde par rotation antihoraire (Maffione *et al.*, 2008 ; Vagnaroli *et al.*, 2008). Sage *et al.* (2014) proposent deux autres zones de transfert plus minimes : (1) au large de Monaco, dans la prolongation de la faille de Breil-Sospel-Monaco (BSMF) qui limite les nappes alpines (Larroque *et al.*, 2021 ; Mondielli, 2005 ; Perez, 1975) et (2) au large du Cap d'Antibes (Pautot, 1970 ; Rollet *et al.*, 2002).

Une dernière zone de transfert est également suspectée entre le bassin Ligure et le bassin Provençal, nommée **P'Arlesienne** (Figure I.23). Identifiée à terre par Depons (2007), sa prolongation en mer n'est suggérée que par un linéament dans la carte d'anomalies magnétiques (Guennoc *et al.*, 1994 ; Mauffret et Gorini, 1996).

I.2.4. La couverture sédimentaire

La connaissance de la couverture sédimentaire du bassin Ligure provient principalement de l'interprétation des données de sismique réflexion, de l'observation de la morphologie des pentes et de quelques prélèvements en surface, mais avec un apport essentiel des forages réalisés sur le plateau de la marge du Golfe du Lion (Figure I.23 ; Gorini *et al.*, 1993) ou dans d'autres régions de la Méditerranée Occidentale (mer Tyrrhénienne, Kastens et Mascle, 1987 ; archipel des Baléares, Ryan, 1973). Cette couverture sédimentaire atteint 6 à 8 km d'épaisseur au centre du bassin Ligure (e.g. Gailler *et al.*, 2009 ; Mauffret *et al.*, 1973 ; Rehault, 1981 ; Rollet *et al.*, 2002).

Les dépôts évaporitiques syn-Crise Messinienne sont clairement identifiables dans le bassin jusqu'au pied des marges. La surface d'érosion et les dépôts évaporitiques de la crise messinienne constituent d'excellents marqueurs temporels (Figure I.26).

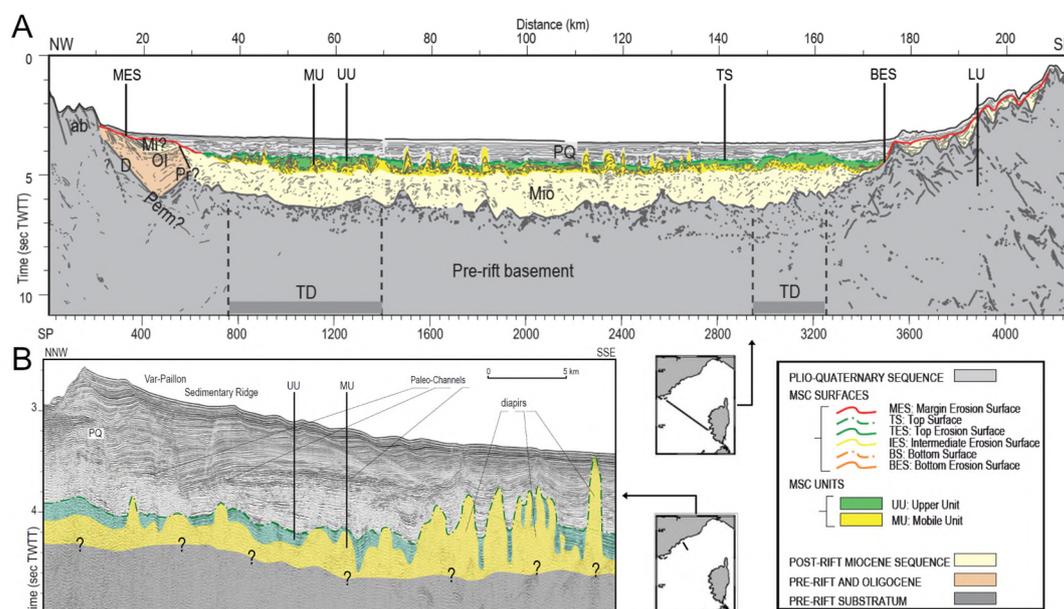


Figure I.26 : A) Profil sismique MA24 traversant le bassin d'Hyères à Ajaccio interprété par Rollet (1999) et repris dans Lofi *et al.* (2011). B) Profil sismique provenant des stages de géophysique de Villefranche, interprété dans Lofi *et al.* (2011).

I.2.4.1. Les dépôts pré-messinien

Sur la marge, l'unité sismique attribuée aux formations sédimentaires pré-messinien est tronquée par la surface d'érosion Messinienne (MES) (Rollet, 1999). Elle se caractérise par de forts réflecteurs sub-parallèles pentés vers le continent et reposant sur le socle acoustique. Cette unité a une épaisseur d'environ 1 std sur la pente supérieure de la marge. Elle est attribuée aux formations d'âge pré-rift, du Jurassique ou Crétacé, comme des calcaires en bancs massifs ou des alternances marno-calcaires connues à terre (Recq *et al.*, 1976).

Les unités syn-rifts ont rarement été identifiées à partir des données sismiques sur la marge (Mauffret *et al.*, 1995 ; Rehault, 1981). Elles ont été observées lors de plongées en submersible dans le canyon des Stochades sur une épaisseur minimale de 700 m (la base n'a pas été atteinte) et légèrement inclinées vers le nord (Angelier *et al.*, 1977 ; Bellaiche *et al.*, 1976).

Dans le bassin, l'unité sismique présente sous les formations évaporitiques messinien se caractérise par un ensemble lité de réflecteurs fins et continus, légèrement pentés vers le bassin dû à la subsidence de ce dernier. Cette unité, d'une épaisseur de 3 et 5 km (Gorini *et al.*, 1993 ; Mauffret *et al.*, 1973 ; Rehault, 1981 ; Rollet *et al.*, 2002), est attribuée à un âge post-rift Oligo-Aquitainien et Miocène (pré-Messinien). En sismique réfraction, cette unité est essentiellement caractérisée par des vitesses de 4,2 à 4,8, voire 5,3 km/s (Contrucci *et al.*, 2001 ; Fahlquist et Hersey, 1969 ; Le

Douaran *et al.*, 1984 ; Mauffret *et al.*, 1973). Ces vitesses élevées pourraient s'expliquer par la présence de sills volcaniques interstratifiés dans les dépôts (Rehault, 1981 ; Rollet *et al.*, 2002).

I.2.4.2. Les dépôts évaporitiques messiniens

Dans le bassin profond, les dépôts messiniens datés entre ~5.96 et 5.32 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999), sont subdivisés en trois formations principales (cf. e.g. Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan, 1973 ; Lofi *et al.*, 2011, et références citées) :

- Les **évaporites inférieures** (unité sismique **LU** – *Lower Unit*). Le faciès sismique caractéristique des unités inférieures consiste en un ensemble de réflecteurs continus de forte amplitude. Cependant, cette unité a été observée uniquement dans le Golfe du Lion et son étendue dans le bassin Liguro-Provençal est méconnue car de tels réflecteurs n'ont pas été mis en évidence ailleurs, notamment dans le bassin Ligure ;
- L'**unité mobile** (unité sismique **MU** – *Mobile Unit*). Composée majoritairement d'halite, elle est caractérisée par un faciès transparent et se présente souvent sous forme de diapirs. Les phénomènes d'hallocinèse déforment les unités sus-jacentes (Figure I.26 ; Le Cann, 1987). L'unité MU est restreinte à la partie profonde du bassin et présente un biseau vers la marge (Biju-Duval *et al.*, 1974 ; Lofi *et al.*, 2011 atlas) ;
- Les **évaporites supérieures** (unité sismique **UU** – *Upper Unit*). Le faciès sismique caractéristique (Figure I.26) consiste en un ensemble de réflecteurs avec de forts contrastes d'impédance. L'épaisseur de cette série est de 0,2 std près des marges, jusqu'à 0,5 dans le bassin profond (Rollet, 1999), soit environ 600 à 800 m, avec des vitesses associées de l'ordre de 2,5 à 3,5 km/s (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Cann, 1987). Cette série est déformée par la tectonique salifère. Elle semble être plus détritique à proximité des marges, pouvant correspondre à des conglomérats bien lités (Savoie et Piper, 1991). À proximité du promontoire d'Imperia, cette série montre des décalages qui permettent de quantifier le soulèvement relatif de la marge Ligure (Chaumillon *et al.*, 1994 ; Rollet, 1999 ; Sage *et al.*, 2011).

Ces unités dans le bassin sont caractérisées par des vitesses rapides (3,7 à 4,5 km/s ; Contrucci *et al.*, 2001).

Sur les marges, la série messinienne se caractérise par la surface d'érosion et apparaît comme une discordance, tronquant les séries inférieures. Sur le talus, nous retrouvons un niveau de conglomérats indurés, échantillonné par submersible (Sosson et Guennoc, 1997), et qui se retrouve sur la MES et se termine en biseau sous le coussin de sel en pied de marge. Cette série est caractéristique de la limite marge – bassin profond (Lofi *et al.*, 2011).

I.2.4.3. Dépôts post-évaporites messiniens

Les sédiments post-évaporites messiniennes ont été déposés suite à la remise en eau au Zancléen (Pliocène) et marquent la subsidence thermique du bassin. Cette séquence du Plio-Quaternaire (PQ) est caractérisée par un faciès sismique bien lité. La série est épaisse de 1 km dans le bassin profond et vient en *onlap* sur la surface d'érosion messinienne (MES) sur la marge (pente et plateau) (Figure I.26). A la base de cette série PQ, un faciès sismique peu réflectif (Figure I.26) est attribué à la présence de boues marneuses riches en foraminifères (Clauzon *et al.*, 1996 ; Ryan, 1973). Les dépôts plus superficiels sont des dépôts de type turbiditique, attribués au Quaternaire (Chaumillon *et al.*, 1994). L'ensemble des dépôts PQ est aussi affecté par la déformation halocinetique : les diapirs percent localement le fond marin dans le bassin profond (Figure I.26). La série PQ est caractérisée par des vitesses de l'ordre de 2 km/s à 2,4 km/s (Contrucci *et al.*, 2001 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Rollet *et al.*, 2002).

Résumé du contexte régional :

Le **bassin Liguro-Provençal** est un **bassin arrière-arc** mis en place par le retrait du slab tethysien, entraînant la rotation du bloc Corso-Sarde. Le rifting de ce bassin à **P'Oligo-Aquitainien** prend place sur une lithosphère de nature variable et épaissie localement par les orogénèses précédentes. L'ouverture du bassin est accompagnée par du volcanisme, visible du bassin de Valence au Golfe de Gênes en passant par celui de la Sardaigne et de la Corse. Les études nombreuses dans le bassin ont permis de caractériser un remplissage sédimentaire important (6 à 8 km d'épaisseur), et de catégoriser trois différents domaines crustaux : un domaine **continental**, **transitionnel** et **central**. Les interprétations de la nature de la croûte sont **toujours débattues** dans les deux derniers domaines (transitionnel et central). Le domaine transitionnel pourrait être constitué de croûte continentale hyper-amincie et sous-plaquée, de croûte océanique atypique, de croûte continentale inférieure ou de manteau exhumé. Le domaine central est historiquement considéré comme étant de la croûte océanique atypique, de par son épaisseur de 3 à 6 km, mais des interprétations plus récentes proposent que ce domaine soit constitué soit de manteau exhumé, soit de croûte continentale hyper-amincie.

CHAPITRE II

Données et méthodologie

II.1. Sismique.....	68
II.1.1. Imagerie sismique et séparation des échelles.....	68
II.1.2. Sismique réflexion multitrace	71
II.1.2.1. Principe.....	71
II.1.2.2. Acquisition	74
II.1.2.3. Traitement en temps.....	80
II.1.2.4. Migration en temps	96
II.1.2.5. Migration en profondeur.....	99
II.1.3. Sismique réfraction	119
II.1.3.1. Acquisition de la donnée.....	119
II.1.3.2. Traitement des données	121
II.1.3.3. Pointé des données	124
II.1.3.4. Inversion tomographique.....	125
II.2. Gravimétrie	136
II.2.1. Données	136
II.2.1.1. Données satellitaires	136
II.2.1.2. Données acquises	137
II.2.2. Gravimétrie en carte	138
II.2.3. Gravimétrie le long du profil SEFASILS.....	142
II.2.3.1. Analyse des données	142
II.2.3.2. Modélisation gravimétrique	143

La campagne SEFASILS

Le premier leg de la campagne SEFASILS a eu lieu à l'automne 2018, du 16 au 27 novembre, sur le N.O. *Pourquoi Pas ?*, de la Flotte Océanographique Française, gérée par l'Ifremer. Des données ont été acquises sur le profil occidental situé au large de Monaco (Figure II.1). Le long de ce transect, 2 profils de MCS avec une source sismique différente (SEFA13 et SEFA14) ont pu être acquis. Un profil de sismique grand angle a été enregistré coïncident au transect, avec 36 OBS et 4 stations à terre (Figure II.1), en 2 passes avec des points de tirs intercalés, afin d'éviter les interférences entre tirs tout en préservant une bonne densité de tirs. Des données de gravimétrie ont aussi pu être recueillies pendant ces 4 allers-retours. Le protocole de protection des mammifères marins mis en place par l'Ifremer a été suivi, occasionnant plusieurs interruptions lors de l'acquisition du profil SEFA14. Le leg 2, censé compléter la campagne SEFASILS, est toujours en attente.

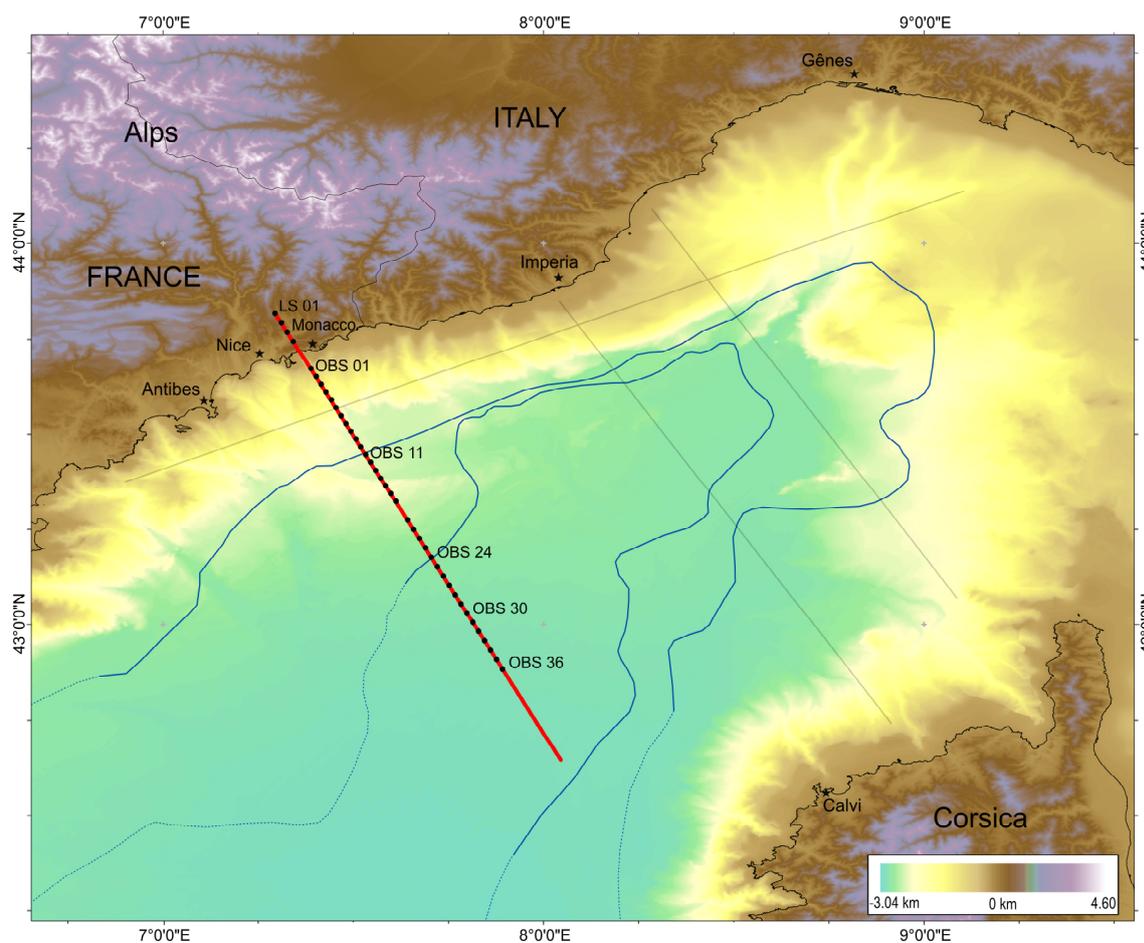


Figure II.1 : Plan de position des profils de la campagne de SEFASILS. En rouge le profil acquis lors du leg 1 en MCS et WAS (les points noirs marquent la position des OBS et des stations à terre. En gris clair, les profils prévus initialement et reportés à un leg 2.

II.1. Sismique

II.1.1. Imagerie sismique et séparation des échelles

Parmi les méthodes géophysiques, l'approche ayant le meilleur potentiel en termes de résolution spatiale est la sismique, qui repose sur l'utilisation de sources acoustiques contrôlées. En effet, il est possible dans une certaine mesure d'adapter les longueurs d'ondes propagées à l'échelle des objets que l'on souhaite imager. On distingue historiquement (en laissant de côté les acquisitions de puits ou entre puits, qui sont l'apanage de l'industrie) deux grandes catégories dans les géométries et moyens d'acquisition de données sismiques (Figure II.2) : la **sismique réflexion multitrace** (MCS, pour *Multi Channel Seismics*) et la **sismique réfraction**, aussi appelée sismique grand angle (WAS, pour *Wide Angle Seismics*).

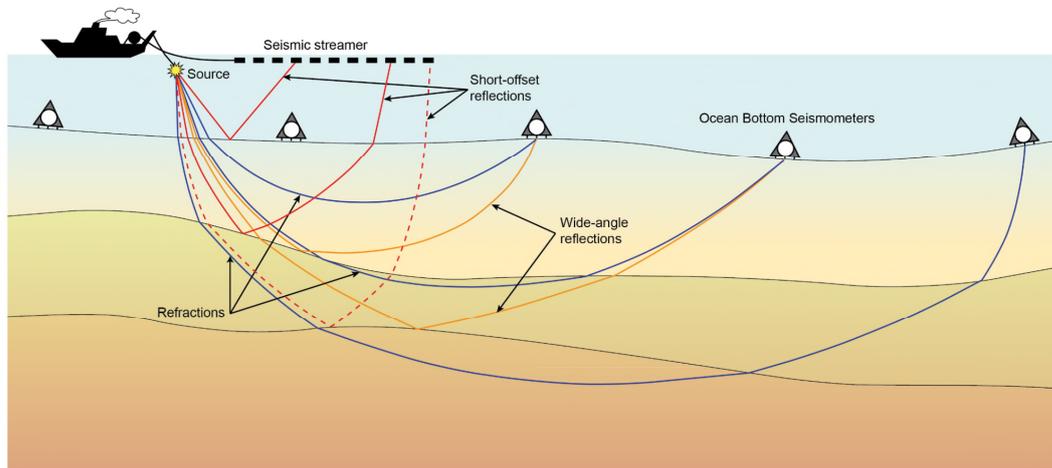


Figure II.2 : Schéma représentant les deux principales méthodes d'acquisition sismique : la sismique multitrace (MCS) où les récepteurs sont alignés le long du streamer tracté par le bateau avec la source sismique et la sismique grand angle (WAS) où les récepteurs sont les stations sismiques marines autonomes (OBS) déployés sur le fond de la mer. D'après J.-X. Dessa.

Dans les dispositifs de MCS, la source explosive et les récepteurs disposés dans la flûte sismique (*seismic streamer*), tractés par le navire d'acquisition, permettent d'enregistrer majoritairement des ondes réfléchies aux incidences pré-critiques en raison de la longueur limitée du dispositif d'acquisition. L'approche permet d'imager la réflectivité du sous-sol, c'est-à-dire d'en cartographier les discontinuités (Figure II.3). L'image est obtenue par migration des ondes réfléchies. Si on simplifie le problème, l'équation d'une hyperbole fournissant le temps de propagation (t) d'une onde réfléchie sur un réflecteur horizontal à la profondeur z à la base d'un demi-espace homogène de vitesse v peut s'écrire de la façon suivante (e.g. Yilmaz, 2001) :

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4z^2} \quad (1)$$

où x est l'*offset* (distance horizontale entre source et récepteur). Il y a donc 2 inconnues : la vitesse de propagation des ondes de la surface au réflecteur, v , et la profondeur du réflecteur, z . Avoir plusieurs mesures du temps à différents *offsets* x grâce à l'acquisition multitrace (par opposition à une acquisition monotrace, où un unique capteur à distance fixe de la source constituerait le dispositif) permet de lever l'ambiguïté entre ces deux inconnues (dans les hypothèses simples ici posées). Dans le cas où x est grand par rapport à z , l'équation de l'hyperbole (1) tend vers celle d'une droite dont la pente fournit la vitesse. Ainsi des dispositifs d'acquisition avec de grands *offsets* sont à privilégier pour l'estimation des vitesses, particulièrement dans le cas de milieux complexes.

La WAS a une géométrie d'acquisition qui permet des *offsets* beaucoup plus grands et qui peut donc enregistrer des ondes à des angles d'incidence très variés, d'incidences verticales à subhorizontales (d'où l'appellation grand-angle). Les ondes enregistrées portent une information naturelle sur les grandes longueurs d'onde du milieu car elles se propagent au travers des hétérogénéités et ont donc un effet intégrateur, par opposition aux ondes se réfléchissant ou se rétrodiffusant (*backscattering*) sur les discontinuités. Ainsi, la WAS est plus naturellement adaptée pour étudier la structure profonde de la croûte terrestre et construire un macro modèle de vitesse du milieu (Figure II.3). La contrepartie d'enregistrer les ondes avec des grands *offsets* est la nécessité d'utiliser un dispositif fixe de récepteurs (généralement des OBS) sur de grandes distances, ce qui, par rapport aux dispositifs de sismique réflexion, ne peut se faire qu'en décimant l'échantillonnage avec un grand espacement entre récepteurs. Cela, conjugué à l'effet intégrateur des régimes transmis enregistrés à grandes distances, a pour effet de réduire la résolution de l'imagerie sismique. C'est pourquoi les dispositifs de sismiques réflexion et réfraction sont complémentaires et souvent combinés lors d'études de la structure profonde (Figure II.4).

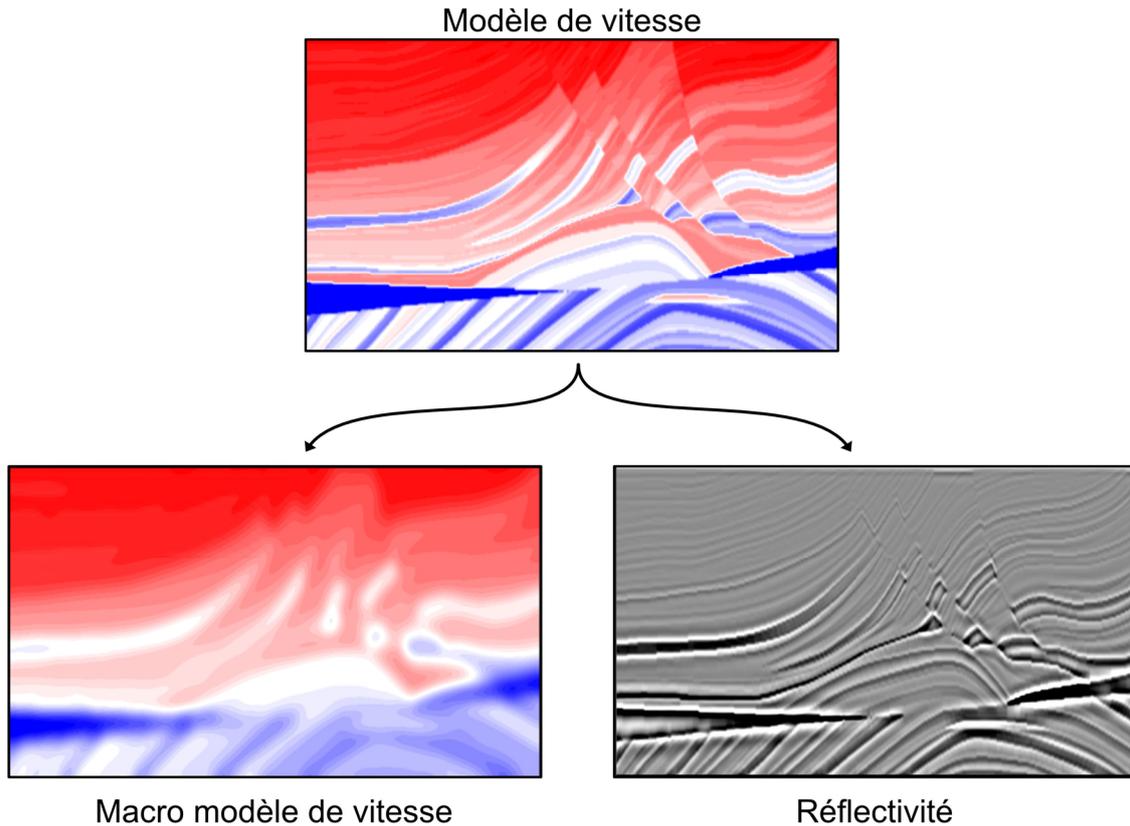


Figure II.3 : Schématisation de la séparation des échelles. Le modèle de vitesse (en haut) est décomposé en un macro modèle de vitesse lisse décrivant les grandes longueurs d'onde (en bas à gauche) et un modèle de réflectivité représentant les hautes fréquences (en bas à droite). Le macro modèle de vitesse est classiquement obtenu par tomographie alors que le modèle de réflectivité est reconstruit par migration des données MCS. D'après Billette et Lambaré (1998).

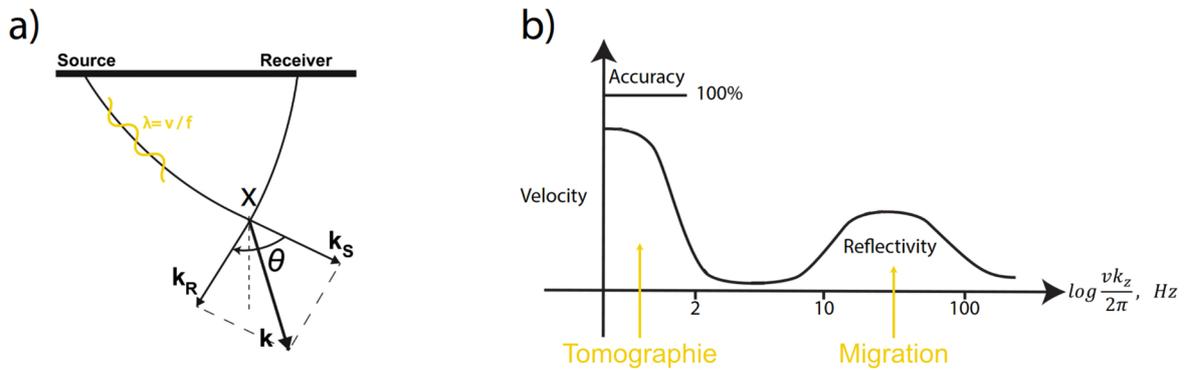


Figure II.4 : a) Représentation de la relation entre l'angle d'ouverture θ et le nombre d'onde pour un diffractant x . Le vecteur du nombre d'onde k , résultant de la sommation des vecteurs d'onde k_s et k_r , de l'onde incidente et diffractée respectivement, est contrôlé par la longueur d'onde λ , et l'angle de diffraction, θ . (Sambolian, 2021). B) Représentation schématique des gammes de nombres d'ondes (rapportés aux fréquences) reconstruits dans l'imagerie du sous-sol. La tomographie est utilisée pour reconstruire les grandes longueurs d'onde du sous-sol sous forme d'un macro modèle de vitesse obtenu avec les régimes de réflexion grand-angle (enregistrés à grand offset), modèle utilisé dans un second temps pour cartographier les courtes longueurs d'onde, i.e. la réflectivité, par migration. Outre donc la nécessité de grands offsets dans le dispositif pour obtenir la partie basse fréquence du spectre (fournie le cas échéant par des données grand-angle complémentaires), sa partie centrale montre que les deux échelles reconstruites sont séparées par un gap de longueurs d'onde intermédiaires sur lesquelles les données de MCS ne portent généralement pas d'information. On parle de séparation d'échelles. Modifié d'après Claebout (1985).

II.1.2. Sismique réflexion multitrace

II.1.2.1. Principe

Cette méthode repose donc sur l'enregistrement des ondes réfléchies par les différentes interfaces présentes dans le milieu. Cette mesure permet de déterminer la réflectivité du milieu, c'est-à-dire la structure et la géométrie du sous-sol, non accessibles par observation directe.

Le signal sismique enregistré s est la convolution du signal source (l'ondelette source, e) avec la réponse impulsionnelle $r(t)$ des interfaces du sous-sol, c'est-à-dire la fonction de Green (équation 2). L'amplitude de réflexions sur les interfaces dépend au premier ordre du contraste d'impédance entre les deux tranches de part et d'autre.

$$s(t) = e(t) * r(t) \quad (2)$$

À chaque tir, chaque récepteur enregistre un signal qui résulte des réflexions sur les discontinuités successives du milieu et qui, si le milieu n'est pas trop complexe, sont situées à mi-distance entre la source et le récepteur ou à proximité. Une seule trace sismique portant la suite de ces signaux réfléchis échelonnés dans le temps en fonction des profondeurs de réflexion est enregistrée par récepteur et par tir. Le point situé à mi-distance est appelé point milieu ou point miroir (CMP), à l'aplomb duquel les réflexions ont lieu en l'absence de pendages.

II.1.2.1.a. Couverture multiple

La technique d'acquisition dite en couverture multiple consiste à éclairer plusieurs fois un point miroir (Figure II.5). Le fait d'acquérir de la donnée redondante en un point donné permet, grâce à la connaissance précise d'un modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques dans le milieu, de sommer les enregistrements, ce qui conduit à une augmentation du rapport signal sur bruit. En effet, le signal, cohérent entre enregistrements, se somme de manière constructive et se trouve donc amplifié par rapport au bruit pour lequel ça n'est pas le cas.

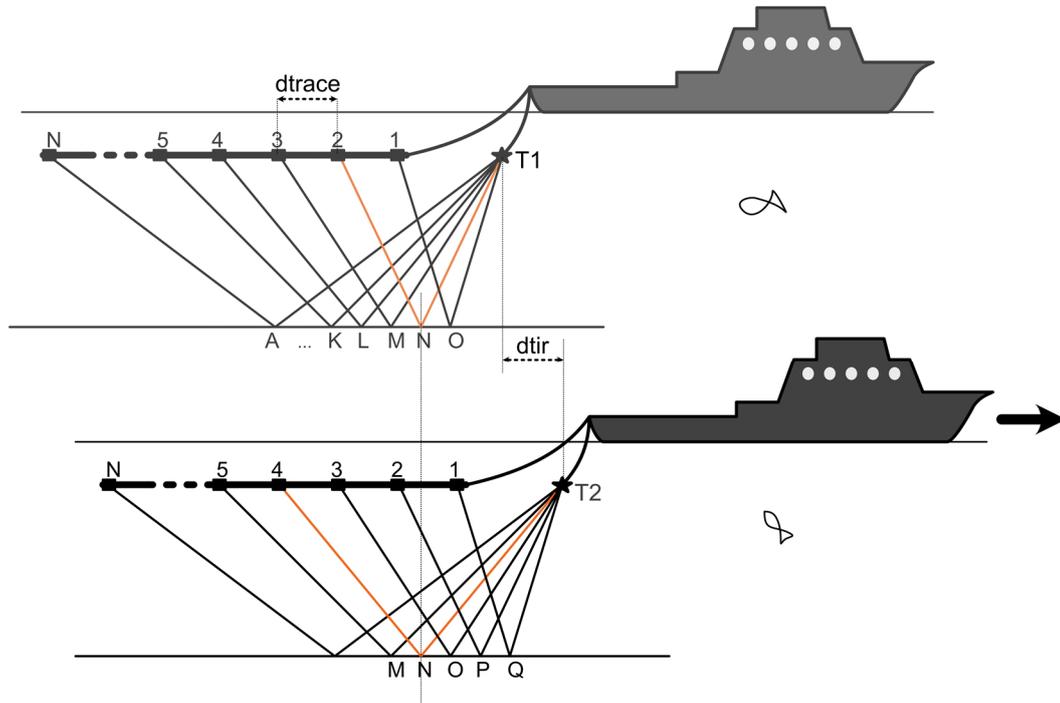


Figure II.5 : Illustration du principe de la couverture multiple avec une flûte à N traces espacées d'une distance d_{trace} et un milieu éclairé par deux tirs, $T1$ et $T2$, espacés d'une distance d_{tir} . Une trace sismique sera enregistrée au même point miroir par plusieurs tirs si d_{trace} est un multiple pair de d_{tir} . Dans cet exemple une trace sismique est enregistrée au point miroir N au tir $T1$ (source -récepteur 2) et au tir $T2$ (source-récepteur 4).

La couverture (C) du dispositif se définit comme le nombre d'enregistrements pour un même point miroir ayant vu passer tout le dispositif et se calcule selon l'équation suivante (Lavergne, 1986) :

$$C = \frac{N * d_{trace}}{2 * d_{tir}}$$

avec N correspondant au nombre de récepteurs ; d_{trace} et d_{tir} sont les distances inter-récepteurs et inter-tirs respectivement.

Plus l'ordre de couverture est grand, plus la sommation des traces redondantes pourra permettre d'augmenter le rapport signal sur bruit.

II.1.2.1.b. Différents tris de données

Dans le contrôle qualité initial des données comme dans leur traitement, différents types de classements peuvent être utilisés. Chaque trace sismique est en effet enregistrée avec des informations que sont le numéro de tir, le numéro de récepteur ou encore le numéro de point miroir, qui se déduit des deux précédents sous l'hypothèse de réflexions équidistantes de la source et du récepteur (i.e. de réflecteurs sans pendages). Nous pouvons donc visualiser les données en les regroupant suivant différents critères (Figure II.6) :

- En **collection d'offset commun** (Figure II.6, en vert) : le tri des données se fait sur le récepteur car l'offset entre la source et le récepteur est fixe dans cette configuration d'acquisition. La visualisation montre donc toutes les traces sismiques enregistrées par un seul récepteur sur tout le profil. Cela représente une monotrace et donc un aperçu du profil sismique ;
- En **collection de tir** (Figure II.6, en bleu) : c'est l'ensemble des traces sismiques enregistrées par tous les récepteurs pour un seul tir. Des données rangées sous cette forme vont donc apparaître comme une succession de tirs avec pour chacun, un nombre de traces égal au nombre de récepteurs du dispositif (N dans la notation introduite plus haut) ;
- En **collection de point miroir (CMP)** (Figure II.6, en rose) : la représentation des données montre l'ensemble des traces sismiques éclairant un même point miroir. Il y a donc C traces sismiques au maximum pour chaque CMP. Les traces sismiques d'une collection CMP contiennent en principe la même information sur le sous-sol (puisque partageant le même point de réflexion) mais enregistrées avec des offsets différents. Ainsi pour un réflecteur, les temps d'arrivée s'alignent dans une telle collection selon une hyperbole fonction de l'offset (Yilmaz, 2001). Les caractéristiques de cette hyperbole dépendent de la vitesse des ondes dans le milieu et de la profondeur du réflecteur.

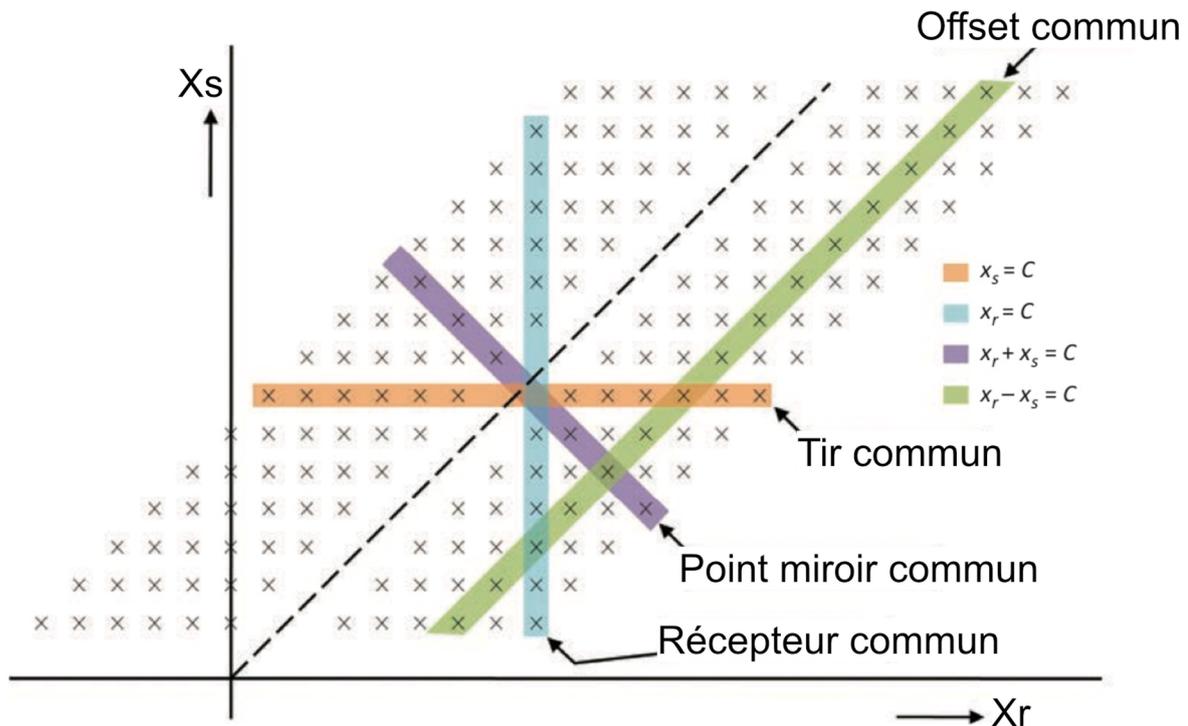


Figure II.6 : Représentation des différents types de tris des données avec les récepteurs (x_r) en abscisse et la source (x_s) en ordonnée. La collection en offset commun est représentée en vert, celle en tir commun en orange, celle en point miroir commun en violet et enfin celle en récepteur fixe en bleu. (Vermeer, 2012).

II.1.2.2. Acquisition

Les deux caractères importants dans la sismique réflexion sont la **résolution** et la **pénétration** :

- La résolution est la distance minimale à laquelle 2 hétérogénéités distinctes (par ex., 2 diffractants) peuvent être séparées l'un de l'autre dans l'image obtenue. C'est donc la dimension des plus petits objets pouvant y être distingués ;
- La pénétration est la profondeur jusqu'à laquelle le signal géophysique obtenu se distingue encore suffisamment du bruit ambiant pour pouvoir être visible et exploité.

En se propageant dans le sous-sol, l'amplitude des ondes est atténuée par de multiples facteurs (e.g. Sheriff et Geldart, 1995) : la divergence sphérique, les réflexions ou diffractions sur les hétérogénéités et l'atténuation anélastique du signal par le milieu. Ces facteurs sont pour la plupart étroitement liés à la fréquence et la manifestation de leur effet dépend évidemment de l'énergie sismique initialement émise. Plus la fréquence est basse, moins l'onde est atténuée anélastiquement et par diffraction et plus elle va pouvoir se propager sur de longues distances et à de grandes profondeurs en restant distincte du bruit ; de même, plus l'énergie initiale est importante, plus longtemps durant sa propagation le signal continuera de dominer le bruit et de fournir ainsi de l'information sur la partie profonde du milieu sondé.

Concernant la résolution, le critère de Rayleigh indique que la résolution est de l'ordre de $\lambda/4$ à $\lambda/2$ (dépendant du rapport signal/bruit), λ étant la longueur d'onde dominante de l'onde sismique. Ainsi, un signal de haute fréquence, donc de courte longueur d'onde ($\lambda=v/f$ avec v , la vitesse de l'onde et f , la fréquence dominante) a une meilleure résolution (Yilmaz, 2001). A contrario, un signal de basse fréquence aura une résolution moindre mais une pénétration plus importante, comme vu précédemment (Figure II.7). Ainsi, ces deux caractères de résolution et de pénétration sont antagonistes, l'amélioration de l'un se faisant souvent au détriment de l'autre. Selon les objectifs de la campagne, un signal de haute fréquence aura une bonne résolution pour étudier les structures superficielles mais ne se limitera qu'à celles-ci. En revanche, pour étudier des structures profondes crustales, il faudra privilégier des sources puissantes et basses fréquences afin de gagner en pénétration comme le montre bien la Figure II.7, ce qui limitera d'autant la résolution.

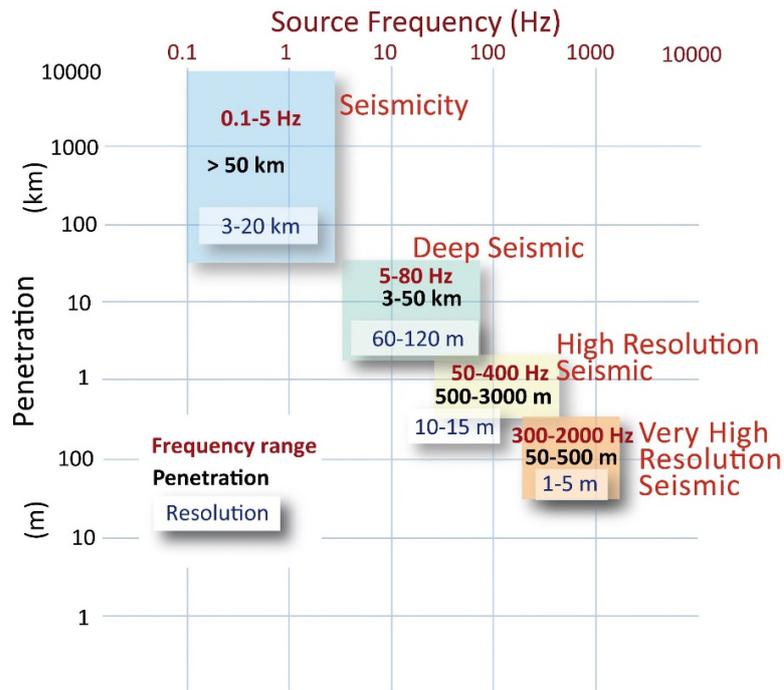


Figure II.7 : Représentation de la pénétration (profondeurs maximales d’investigation) et de la résolution atteinte en fonction des fréquences utilisées dans l’imagerie sismique et sismologique. D’après F. Sage.

II.1.2.2.a. Source

Pour la campagne SEFASILS, une source de gros volume, composée de canons à air, a été utilisée pour obtenir la pénétration nécessaire, afin notamment de passer la couche salifère. C’est un système dit de « sismique lourde » (*Deep Seismic* sur la Figure II.7). Quel que soit le volume de la source, de l’air sous pression est injecté dans la chambre d’un ou plusieurs canons et ensuite brutalement expulsé dans l’eau par simple ouverture, créant une onde acoustique qui se propage. Le contenu fréquentiel des canons à air est assez large, pouvant varier de quelques Hertz à 250 Hz ou au-delà, en fonction du volume et de la pression d’alimentation, ainsi que de la profondeur d’immersion. Le signal créé par un canon est complexe pour deux 2 raisons : l’effet de bulle et la réflexion fantôme. L’effet de bulle est la création d’un train d’onde à plusieurs oscillations, dû à une succession d’explosions et d’implosions de la bulle au gré des variations de pression et de volume qui suivent son émission (Figure II.8C et D). L’onde fantôme (*ghost*) est associée à la réflexion de l’onde sur l’interface eau-air à l’aplomb, créant une onde d’amplitude proche, avec un léger décalage temporel et une polarité opposée, dus aux propriétés du réflecteur. (Figure II.8B et C). L’onde incidente se propageant dans le milieu (*far field*) est donc la sommation des deux ondes qui interfèrent : l’onde directement émise par le canon vers le milieu (*near field*) et l’onde fantôme réfléchi à la surface libre (*ghost*) (Figure II.8C). L’interférence de ces deux composantes du signal fait que certaines fréquences sont amplifiées et d’autres annulées (*notches*), d’où une périodicité dans les spectres d’amplitude.

La multiplication des canons à air permet d'augmenter l'énergie de la source et peut atténuer l'effet de la bulle. En effet, en variant le volume des canons mis en œuvre, la fréquence d'oscillation des bulles émises diffère. En synchronisant le déclenchement de tous les canons, les oscillations de bulles se trouvent légèrement décalées entre elles et si l'énergie sismique des premiers pics d'amplitude se somme de manière cohérente, c'est moins le cas des pics associés aux oscillations de bulle qui se trouvent alors réduites en proportion (Figure II.8D). La profondeur des canons a aussi son importance. En effet, plus la profondeur est élevée, plus l'intervalle entre *notches* diminue et plus la partie basse fréquence du spectre est privilégiée.

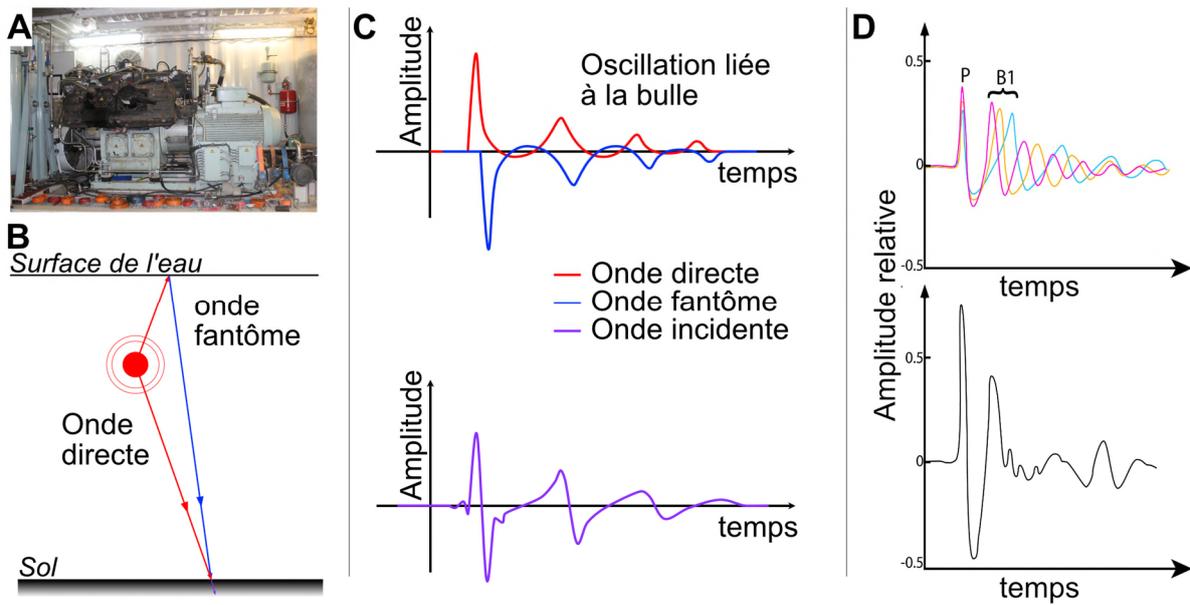


Figure II.8 : A) Photo d'un compresseur alimentant les canons à air. B) schéma explicatif de l'interférence entre l'onde directe et l'onde fantôme réfléchi par la surface libre. C) Signal sismique de l'onde directe et du fantôme ainsi que leur sommation formant l'onde incidente. D) Signaux sismiques de plusieurs canons synchronisés sur le premier pic d'amplitude (en haut), et leur sommations (en bas) atténuant l'amplitude relative des bulles. Modifiée d'après Françoise Sage et Laure Schenini.

L'air est comprimé à bord via des compresseurs qui permettent de fournir de l'air à 140 bars avec une production d'air de 1200 m³/h. Le volume total de la source et la périodicité des tirs sont calculés en fonction. Plus la source utilisée est volumineuse, plus le temps de recharge des canons est important et avec lui, l'espacement entre tirs (à vitesse donnée du navire), entraînant une couverture moindre du dispositif en sismique réflexion.

Dans le cas de la campagne SEFASILS, il a été choisi d'investiguer la zone d'étude avec 2 sources sismiques différentes (dont les caractéristiques sont synthétisées dans le Tableau II.1). L'une, couramment utilisée en sismique multitrace profonde, appelée **source MCS** dans la suite du manuscrit, avec 14 canons et un volume total de 2570 in³ (répartition Figure II.9) pour le profil SEFA14. Pour le profil SEFA13, afin de pouvoir passer l'importante couche salifère présente dans les bassins Méditerranéens et d'imager les structures profondes, il a été choisi d'acquérir en sismique

réflexion avec la source de plus fort volume utilisée en sismique réflexion (notamment pour nos acquisitions avec OBS), avec 16 canons cumulant 4990 in³ (répartition Figure II.9). Il sera fait référence à cette source sous l'appellation **source WAS** dans la suite. On notera dans ce cas que le temps de recharge plus long de la source amène à augmenter l'intertir, donc à sacrifier l'ordre de couverture du dispositif en sismique réflexion, au bénéfice d'une source plus puissante et pénétrante.

Tableau II.1 : Tableau de synthèse des paramètres des deux sources sismiques utilisées au cours de la campagne SEFASILS.

	SEFA13 (source WAS)	SEFA14 (source MCS)
Nombre de canons	16	14
Volume d'air total	4990.0 cu.in (81.8 L)	2570 cu.in (42.1 L)
Pic de fréquence (Hz)	27	45
Fréquence dominante (Hz)	5 à 50	20 à 70
Profondeur des canon (m)	10	6
Distance inter-tirs (s)	45	20
Distance inter-tirs (m)	115	50
Fréquence de coupure (Hz)	75	125

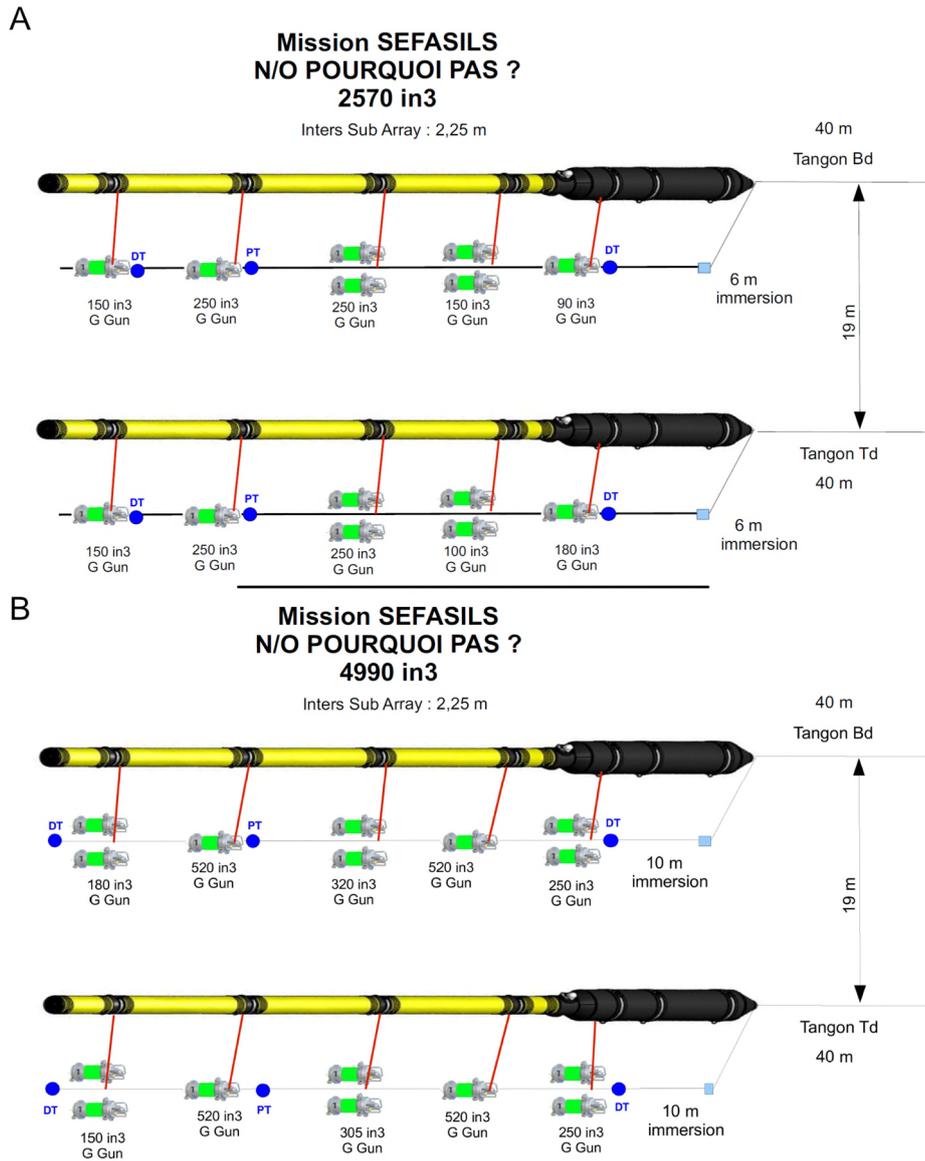


Figure II.9 : Représentation schématique des lignes de canons et de leurs répartitions pour les deux configurations de sources sismiques utilisées durant la campagne SEFASILS : A) source sismique MCS et B) source sismique WAS.

Les spectres d'amplitude des deux sources sont présentés sur la Figure II.10. Les basses fréquences (en dessous de 50 Hz) sont visibles dans les deux cas. L'amplitude de ces dernières est cependant nettement plus élevée sur le profil SEFA13. Le spectre de SEFA14 couvre une plus grande gamme de fréquences mais avec moins d'amplitude. L'amplitude maximale des données SEFA13 est observée à 27 Hz ; à 45 Hz pour celles de SEFA14. Les gammes de fréquences dominantes sont de 5 à 50 Hz pour SEFA13 et de 20 à 70 Hz pour SEFA14.

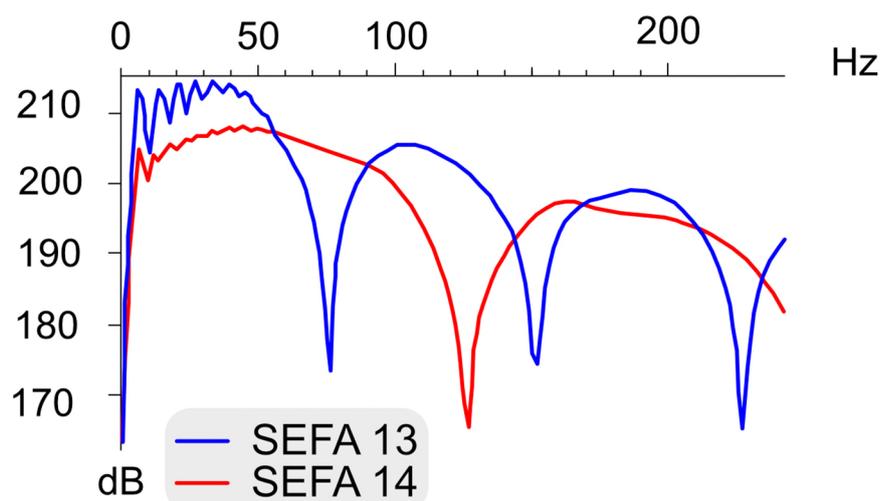


Figure II.10 : Spectres d'amplitude des sources des profils SEFA13 (source WAS, en bleu) et SEFA14 (source MCS, en rouge) calculés avec le logiciel Gundalf™ par l'Ifremer.

II.1.2.2.b. Flûte sismique (streamer)

La flûte utilisée pour la campagne SEFASILS est celle d'Ifremer, longue de 6 km et comprenant 960 récepteurs avec une distance inter-trace de 6,25 m (Figure II.11). Il s'agit d'un matériel de type Sentinel, produit par Sercel. Elle a été immergée à la même profondeur que les canons, c'est-à-dire à 10 m pour l'acquisition du profil SEFA13 (source WAS) et à 6 m de profondeur pour l'acquisition du profil SEFA14 (source MCS). Ainsi, les fréquences de coupures (*notches*) affectant les signaux émis et enregistrés sont les mêmes (l'effet de fantôme se manifestant aussi lors de l'arrivée du champ d'onde sur les récepteurs de la flûte).

Au-delà de la capacité à enregistrer et transmettre des signaux, un aspect important de la conception de la flûte concerne sa navigation (Figure II.11), ce qui est un aspect essentiel à l'acquisition de données de bonne qualité. En tête du dispositif, se trouve un amortisseur qui permet d'avoir un découplage mécanique avec le navire. Arrive derrière la partie dite active qui contient les hydrophones groupés en voies de 6,25 m (les traces). Tous les 300 m, sont placés des avions (*birds*) qui permettent de maintenir la flûte à la profondeur d'immersion voulue et de vérifier son bon alignement sous l'eau. Enfin, une bouée de queue termine le dispositif, avec un GPS intégré afin d'avoir un positionnement absolu.

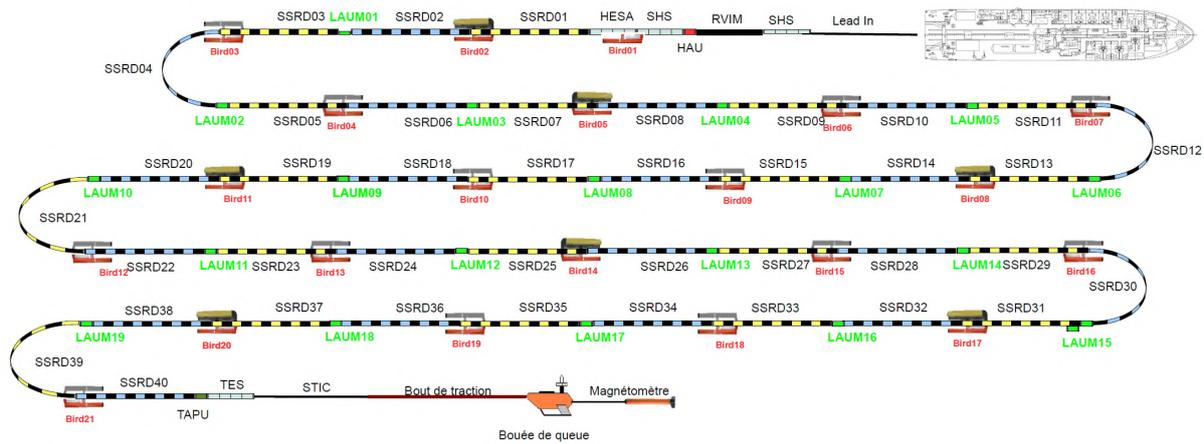


Figure II.11 : Représentation de la flotte de 6 km utilisée pour la campagne SEFASILS. (Source : Ifremer).

II.1.2.2.c. Navigation

Le GPS à bord est celui à partir duquel toutes les positions relatives des instruments sont calculées. La centrale d'acquisition à bord permet de contrôler les paramètres d'acquisition (immersion des canons et la synchronisation des tirs, immersion et alignement de la flotte) et qui construit les fichiers sismiques de sortie.

La vitesse du bateau est fixée en fonction des paramètres d'acquisition. Pour avoir une couverture élevée en sismique multitrace, l'espacement entre deux tirs doit être relativement court. Néanmoins, le délai pour recharger les canons entre chaque tir doit pouvoir être respecté et une vitesse assez élevée doit être maintenue afin de garder la flotte alignée. Classiquement, et dans le cas de la campagne SEFASILS, une vitesse de 5 kn (9,26 km/h) est déterminée pour l'acquisition des profils de sismique multitrace. Dans le cas du profil SEFA14, cela amène à une couverture théorique de 60 traces par CMP, qui tombe à 26 avec l'intertir plus important observé sur le profil SEFA13 utilisant la source WAS plus volumineuse.

II.1.2.3. Traitement en temps

Le traitement sismique a pour finalité d'optimiser la qualité des données acquises pour permettre une interprétation géologique aussi pertinente et complète que possible. Un traitement préliminaire, conventionnel et rapide, a été effectué à bord pendant la campagne d'acquisition. Il a ensuite été repris et complété au laboratoire. Ces traitements complémentaires s'appuient sur les résultats du traitement à bord et sont notamment adaptés aux spécificités de la zone d'étude, qui l'éloignent de l'hypothèse du milieu tabulaire et homogène qui sous-tend le traitement classique, du fait notamment des structures complexes et hétérogènes d'une marge continentale ou bien d'épaisseurs salifères diapiriques dans le remplissage sédimentaire du bassin.

Après une phase initiale d'import des données brutes de campagne, de *binning* et de contrôle qualité des données préliminaire, réalisée sous le logiciel SolidQC de l'IFREMER, la séquence de traitement a été menée avec le logiciel *Geovation*® développé par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG). Le traitement est effectué en mettant en place une séquence de *jobs* sismiques comprenant eux-mêmes une succession de modules appliquant un algorithme ou un traitement donné.

Dans cette partie, nous allons expliciter la séquence de traitement en temps pour le profil SEFA13 (source WAS) qui s'effectue en plusieurs grandes étapes (Figure II.12) :

- *Binning* des données (SolidQC)
- Mise en format des données pour *Geovation* (001P)
- Contrôle qualité et atténuation des bruits (002P, 004P et 005P)
- Antimultiple (007P à 011P)
- Déconvolution (012P)
- Analyse de vitesse et correction NMO (*Normal Move Out*) (VLPAC – 003P, 006P et 013P)
- Sommation (STAPA - KIDMO)
- Migration (FKMIG ou TIKIM)

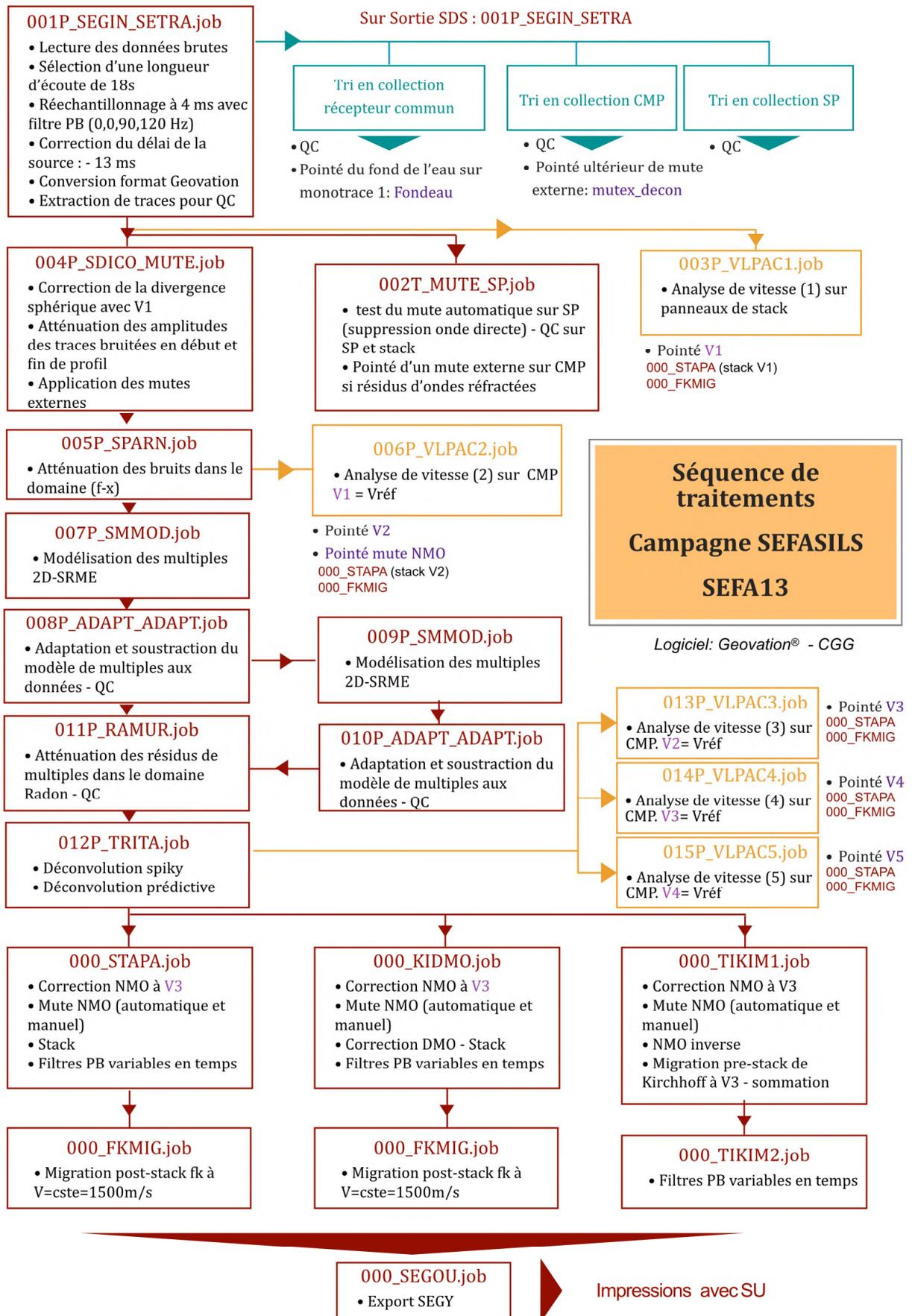


Figure II.12 : Séquence de traitement pour la campagne SEFASILS (L. Schenini).

II.1.2.3.a. *Binning* des données

Un préalable indispensable à l'exploitation des données est la numérotation des CMP et la détermination de leur position exacte. Il s'agit ici de renseigner précisément la géométrie du système d'acquisition. Avec les acquisitions sismiques modernes comme celles de la campagne SEFASILS, il y a un positionnement précis de l'ensemble des tirs à partir du GPS de bord, ainsi que des récepteurs tout au long de l'acquisition, grâce aux informations complémentaires du GPS de queue et des compas magnétiques disposés le long de la flûte (permettant un positionnement relatif de ses différents éléments). À partir des positions calculées des sources et récepteurs, la position du point-milieu théorique de chaque couple source-récepteur est déduite. Le profil est alors subdivisé en « *bins* » qui sont de petites surfaces, chaque trace se voyant attribuer un *bin*, soit l'équivalent d'un numéro de CMP (la notion originale de CMP postulant une acquisition parfaitement régulière, ce qui n'est jamais tout à fait le cas dans la réalité). Ainsi, les données d'un même *bin* sont considérées redondantes, puisque réfléchies à proximité immédiate les unes des autres. Cette distribution du jeu de données en sous-ensembles géolocalisés redondants constitue le *binning*. Elle généralise la notion de collection CMP vue précédemment en ce sens que, plutôt que de regrouper les traces sur des points miroirs espacés régulièrement le long du profil, elles sont regroupées dans des cellules contigües, de surface déterminée, selon la résolution attendue. Les points-milieu se situant en dehors des cellules (et donc les enregistrements sismiques correspondants) sont rejetés.

Ce *binning* a été effectué à bord à l'aide du logiciel SolidQC. La taille du *bin* pour les deux profils a été fixée à 12,5 m, soit une couverture moyenne de 104 et 240 pour les profils SEFA13 et SEFA14 respectivement. On notera que l'espacement entre groupes d'hydrophones de 6,25 m sur la flûte permet théoriquement un *bin* de 3,125 m, ce qui correspond aux couvertures de 26 et 60 mentionnées plus haut. L'adoption d'un *bin* de 12,5 m multiplie ces valeurs par 4 en sacrifiant un peu de la résolution horizontale théorique.

Pour le profil SEFA14 (source MCS), les nombreuses interruptions et reprises de profil liées à la présence de mammifères marins ont donné lieu à des difficultés supplémentaires. Le fastidieux travail de raboutage des différents segments de profil obtenus avec un recouvrement partiel n'a pas pu être fait à bord mais seulement au laboratoire, avant l'application du traitement post-campagne.

001P_SEGIN_RSAMP_SETRA.job

C'est le premier job, qui permet de lire les données afin de le mettre au format interne du logiciel. Le signal est ré-échantillonné de 2 à 4 ms, sur 18 s d'écoute, afin de limiter le temps de calcul des jobs suivants et la taille des fichiers générés. Afin de corriger le délai lié à la profondeur de la source et des récepteurs, un shift de +13 ms a été appliqué sur les traces. ($\Delta t = 2\Delta z/v = 13 \text{ ms}$ avec Δz , la profondeur moyenne entre celle d'immersion des canons et de la flûte et v , la vitesse de l'eau ; donc +8 ms pour le profil SEFA14).

II.1.2.3.b. Contrôle qualité et atténuation des bruits sismiques

Le contrôle qualité (QC) est une étape importante du processus de traitement. C'est lors de cette phase que sont identifiés les problèmes survenus au moment de l'acquisition des données, par exemple des récepteurs défectueux, des tirs problématiques ou encore des bruits parasites de quelque origine que ce soit. Il est important de repérer le bruit sur les traces sismiques. Il peut être aléatoire, ponctuel spatialement ou temporellement, incohérent comme cohérent, sur toute la longueur d'écoute ou restreint, d'amplitude variable, monofréquentiel ou dans la gamme de fréquences utiles etc. Seul un examen visuel attentif et systématique des données permet de les détecter, de les analyser et de les répertorier afin de trouver les moyens de les atténuer par la suite. Un QC préliminaire a également été réalisé sous SolidQC lors de l'acquisition des données brutes. Celui effectué sous *Geovation* est plus minutieux.

002P_SDICO_MUTE.job

La divergence sphérique diminue l'amplitude du signal au cours du temps. En effet, la densité d'énergie le long du front d'onde diminue comme résultat de l'expansion de celui-ci. Cela est corrigé avec l'application de la divergence sphérique (SDICO), qui utilise la loi de vitesse $V2$ pointée à bord pour multiplier les traces à chaque temps t avec la vitesse associée. La correction permet de restaurer les amplitudes en fonction de la profondeur mais s'applique bien-sûr autant au signal utile qu'au bruit.

Il est possible d'annuler les amplitudes du signal sur une sélection et des portions de traces (*mute*). Une loi de *mute* est pointée le long et juste au-dessus de la première réflexion sur le fond de l'eau (en collection d'offset commun ou sur un profil sommé), utilisée ensuite pour calculer les temps d'arrivée sur des collections en tirs communs afin d'enlever l'onde directe et les ondes réfractées arrivant avant la réflexion sur le fond.

Quelques traces étaient très bruitées sur des points de tir en début et fin de profil SEFA13. Plusieurs tests de filtrage n'ont pu nettoyer ceci de manière satisfaisante et il a été fait le choix d'atténuer fortement les amplitudes des traces concernées afin qu'elles ne perturbent pas le signal utile au cours du traitement.

003P_SPARN.job

Pour le profil SEFA13, le contrôle qualité a révélé des bruits de basses fréquences (4-5 Hz) ayant de fortes amplitudes, observés sur tout le profil et sur toute la longueur de trace (Figure II.13). Ils ont été traités avec le module SPARN qui utilise un filtre de projection dans le domaine (f-x) pour séparer le signal, supposé être prédictible dans la dimension x, du bruit non prédictible.

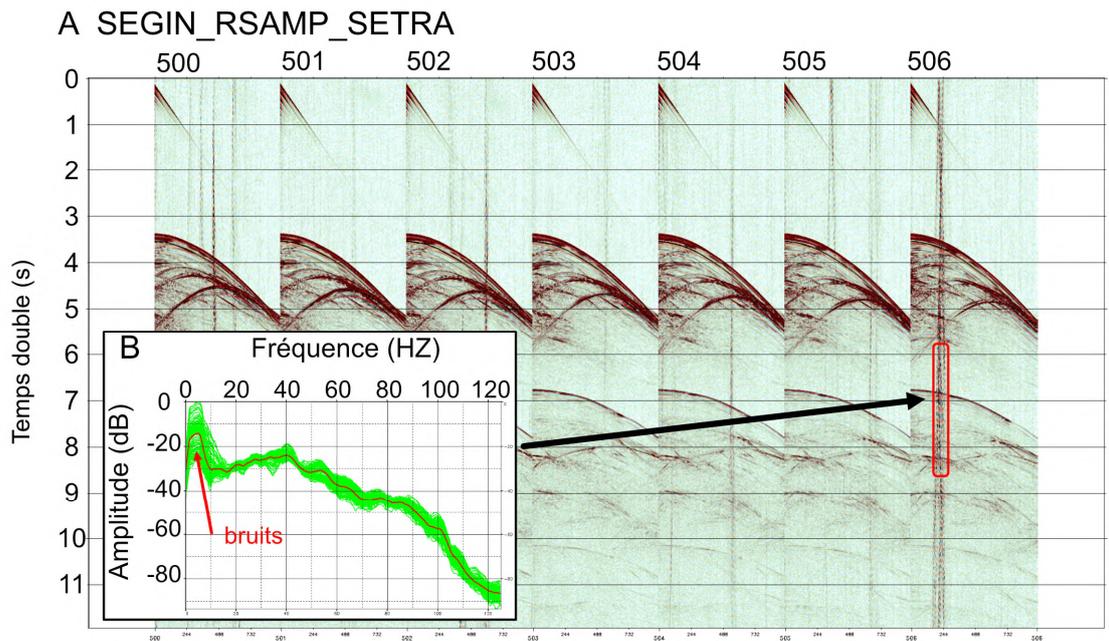


Figure II.13 : A) Exemple de collection en tir commun (500 - 506) des données du profil SEFA13 en sortie du job 001_Segin_Rsamp_Setra.job. B) Spectre d'amplitude de la zone sélectionnée encadrée en rouge (en vert pour chacune des traces et en rouge la moyenne), la forte amplitude entre 2 et 8 Hz correspond au bruit visible, qu'il faut enlever.

Pour atténuer les bruits de forte amplitude et basses fréquences, le module SPARN est appliqué deux fois : sur les données en collections de tirs et sur celles triées en collections d'offsets communs (i.e. de mêmes numéros de voies). Le module est centré sur les fréquences de 0 à 10 Hz de 0 à 13 s d'écoute.

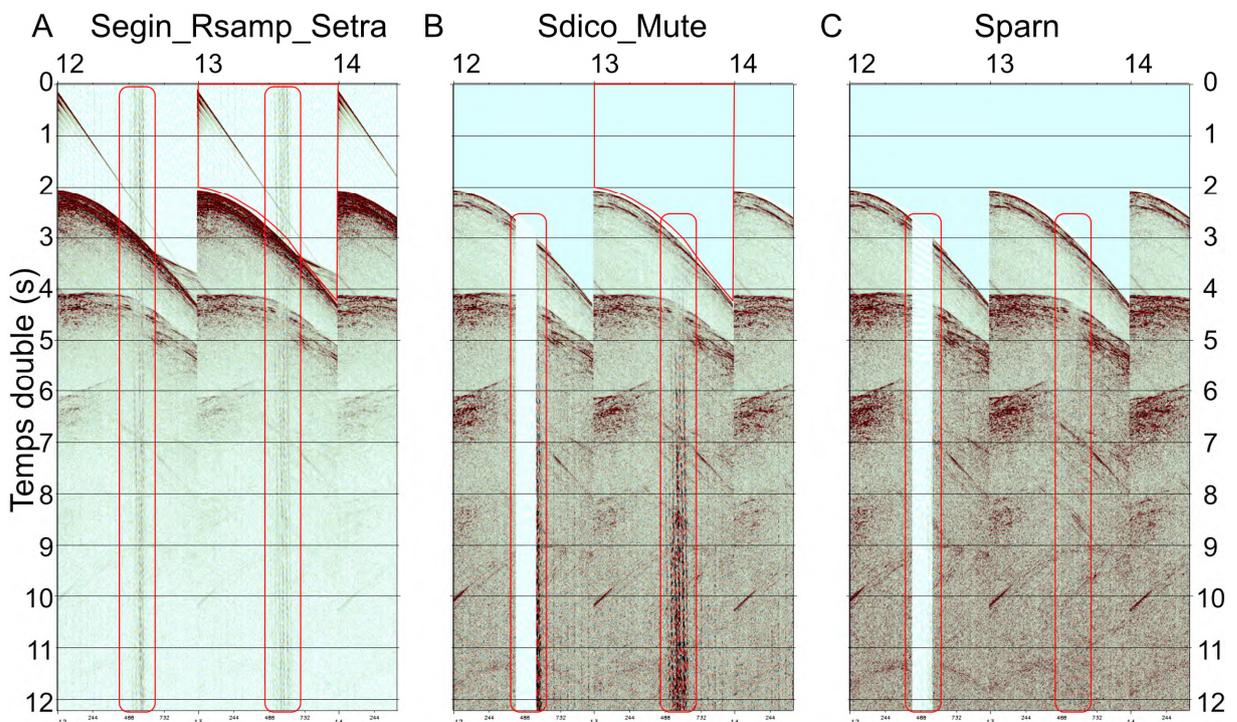


Figure II.14 : Exemple de collection en tir commun (12-14) des données du profil SEFA13 en sortie des jobs : 001_Segin_Rsamp_Setra.job (A), 002P_Sdico_mute.job (B) et 003_Sparn.job (C). A) Les bruits de forte amplitude,

encadrés en rouge, sont visibles sur toute la longueur de trace. B) Après mute des ondes directes et réfractées puis correction de divergence sphérique, le signal est amplifié au cours du temps, y compris le bruit qui devient plus visible au cours du temps. Les traces sélectionnées pour être mises à amplitudes très atténuée sont visibles pour le tir 12. C) L'application du module sparn réussit à atténuer les bruits du tir 13 (C).

II.1.2.3.c. Anti-multiples

L'onde peut suivre plusieurs chemins possibles entre la source et le récepteur. Lorsqu'un chemin comprend plusieurs réflexions sur des interfaces du milieu, on parle d'évènement multiples. Ces derniers sont différenciés des évènement dits « primaires » qui obéissent à l'hypothèse d'une seule réflexion sur une interface entre la source et le récepteur. Les multiples peuvent masquer le signal de réflecteurs primaires profonds et, lorsqu'ils ne sont pas bien identifiés, ils peuvent mener à des interprétations erronées. L'atténuation des multiples est donc nécessaire afin d'améliorer la qualité du signal des évènements primaires.

On distingue classiquement deux types de multiples :

- Ceux faisant intervenir une (ou plusieurs) réflexion(s) à la surface de l'eau, qui est une surface très réfléchive, dû au fort contraste d'impédance entre l'eau et l'air. Les multiples générés par réflexion sur la surface libre sont, de ce fait, souvent de forte amplitude. Les temps d'arrivées de ces multiples sont des multiples du temps d'arrivée de leurs primaires, ce qui rend leur identification assez simple ;
- Ceux dits « internes », qui se réfléchissent sur des interfaces du sous-sol et non pas la surface de l'eau. L'amplitude de ces multiples est généralement faible par rapport aux précédents. Leur identification est un peu plus délicate car leurs trajectoires, et donc leurs temps d'arrivées sont moins faciles à établir ; en particulier, le critère simple du temps d'arrivée multiple ne s'applique pas.

Il existe diverses stratégies d'atténuation des multiples. Deux types de ces anti-multiples ont ici été appliqués pour le traitement :

- **SMMOD & ADAPT_ADAPT**

La méthode SRME (*Surface Related Multiple Elimination*) a été mise au point par Verschuur *et al.* (1992) pour atténuer les multiples liés aux réverbérations sur la surface de l'eau. Cette technique s'applique en deux étapes majeures :

1. La modélisation des surfaces 2D à partir des données. Un trajet d'un multiple (S_1-R_2 sur la Figure II.15) peut être décomposé en deux trajets de primaire (S_1-R_1 et S_2-R_2). Ainsi un trajet multiple peut être modélisé par la convolution de deux trajets primaires (source-récepteur en point de tir). Cette modélisation se base entièrement sur les données et donc ne nécessite aucune information préalable sur la structure et les vitesses du sous-sol ;

2. La soustraction adaptée des multiples modélisés aux données. Les amplitudes de la modélisation ne correspondent pas aux amplitudes réelles. Aussi, les amplitudes sont adaptées à celles des données, de manière globale puis locale, afin de pouvoir les soustraire ensuite.

Cette méthode est très efficace pour une acquisition 3D (Verschuur, 2013) mais rencontre des difficultés dans les zones à fortes variations bathymétriques.

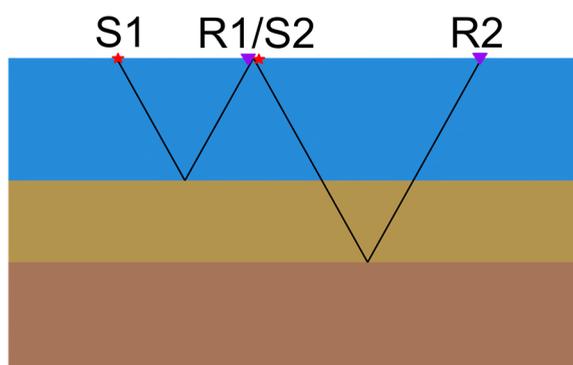


Figure II.15 : Illustration de la modélisation d'un multiple (S1-R2) à partir de deux événements primaire (S1-R1 et S2-R2). Figure issue de la documentation de Geovation.

Les deux étapes ont été appliquées, respectivement avec les modules **SMMOD** et **ADAPT_ADAPT**. Afin de mieux atténuer, deux phases de modélisation des multiples et d'adaptation puis soustraction (004 et 005 ; 006 et 007) ont été menées. L'application du module ADAPT est doublée car il peut être utilisé à deux fins différentes : une adaptation des amplitudes des modélisations et une soustraction de ces dernières.

- **RAMUR**

La discrimination d'événements après transformée de Radon est aussi une méthode appliquée pour le traitement des multiples. Il s'agit de filtrer dans le domaine tau-p tous les événements ayant une valeur de courbure en dehors de celles attribuées aux réflexions primaires. Pour discriminer les événements, les valeurs de courbure des primaires sont mises à zéro via la correction NMO, ce qui nécessite une loi de vitesse déjà assez précise. Toute hyperbole dont, suite à la correction NMO, la courbure résiduelle n'est pas proche de la courbure du primaire (cette dernière étant nulle si la vitesse est bonne) à un Δt près (valeur seuil définie par l'utilisateur), est éliminée.

Cet antimultiple a été appliqué via le module **RAMUR** qui va considérer les signaux dans un intervalle [DTMIN-DTMAX] et couper ceux dans un sous-intervalle attribué aux multiples [DTCUTS-DTCUTE] (Figure II.16). Les résultats les plus satisfaisant ont été obtenus avec les paramètres suivants : DTMIN = -200 ms, DTMAX = 1400 ms, DTCUTS = 50 ms et DTCUTE = 1300 ms. La loi de vitesse utilisée est la loi V2, pointée à bord, puis dans un deuxième temps la loi V5 (Figure II.12).

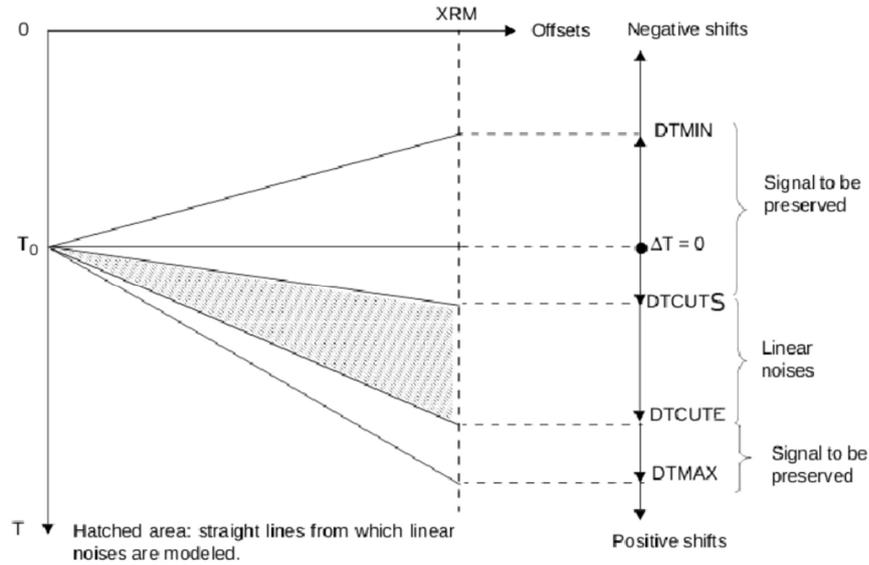


Figure II.16 : Illustration des paramètres du module RAMUR à fixer pour définir les zones de signal à conserver et les zones à atténuer (bruits ou multiples). XRM est l'offset maximal, de 6135 m dans notre cas. Figure issue de la documentation de *Geovation*.

Ces différentes méthodes améliorent la qualité des signaux réfléchis primaires exploitables mais des reliquats de multiples peuvent rester présents à court offset. En effet, la difficulté ici tient à ce que les primaires et les multiples ne se distinguent pas les uns des autres par leur vitesse apparente, du fait de la caducité du critère de courbures des hyperboles dans ce domaine, où elles sont très faibles. C'est pourquoi un mute dit interne peut être appliqué afin d'enlever complètement le signal à court offset à la profondeur du multiple. A ces profondeurs, seuls les longs offsets sont gardés, là où primaires et multiples sont bien discriminés.

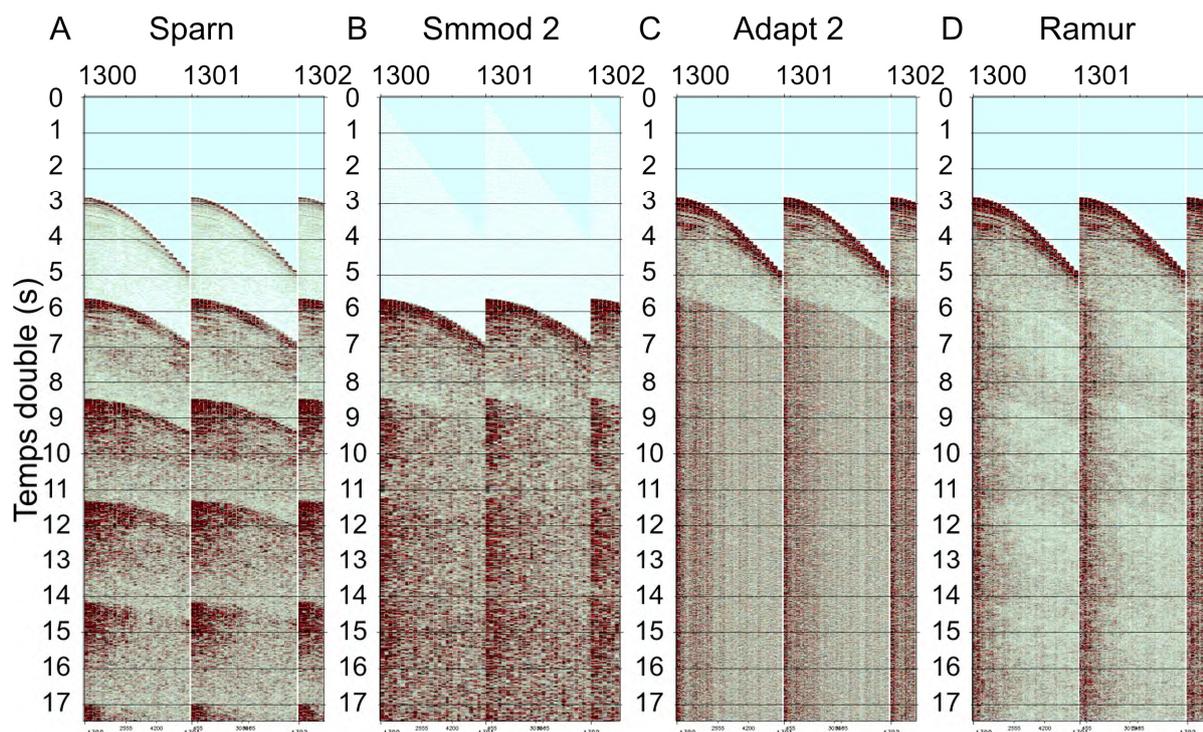


Figure II.17 : Exemple de collection en CMP commun (1300 – 1301) des données du profil SEFA13 en sortie des jobs : A) 003P_SPARN.job, B) 006P_SMMOD.job, C) 007P_ADAPT_ADAPT.job et D) 008P_RAMUR.job. Les multiples sont atténués par l'application de deux types d'antimultiples : la méthode SMRE (B, C) et le filtrage après en domaine Tau-p (D). Pour la méthode SMRE, il y a deux étapes : une de modélisation des multiples (B) et une d'adaptation puis soustraction (C). Les résultats montrés ici sont issus des 2 applications successives de SMMOD et ADAPT_ADAPT. Des résidus de multiple subsistent et sont atténués par l'application du deuxième type d'antimultiple par le module RAMUR.

II.1.2.3.d. Déconvolution

Le but de la déconvolution est de compacter le signal sur un support temporel plus restreint et de s'approcher de la réponse impulsionnelle du sous-sol. Il peut aussi être d'atténuer les signaux périodiques associées aux multiples indésirables.

Le signal de la source, comme celui de tout dispositif physique, n'est pas purement impulsionnel. Il s'agit d'une ondelette dont la forme dépend des caractéristiques de la source elle-même (pour une source sismique : arrangement, nombre et types des canons à air utilisés, pression d'air, profondeur d'immersion). Le signal enregistré sur une trace sismique se représente comme la convolution de la réponse du milieu (la fonction de Green) avec le signal de cette ondelette émise par la source. Ainsi, en appliquant aux données un filtre se rapprochant de l'inverse de cette ondelette source, la réflectivité du milieu peut être approchée, et la résolution temporelle être ainsi améliorée (i.e., la capacité à identifier et séparer des événements distincts). La déconvolution s'organise en trois étapes : estimation de l'ondelette source, calcul de son inverse et enfin application du filtre inverse à la trace sismique. Cela permet en particulier d'atténuer les effets de la bulle, c'est-à-dire à débarrasser le signal des réverbérations qu'elle y génère.

L'ondelette source est généralement inconnue ou difficile à estimer précisément de façon indépendante. Elle va donc devoir être estimée grâce à l'autocorrélogramme des traces sismiques (c'est-à-dire la collection de leurs fonctions d'autocorrélation). Celui-ci permet également d'estimer les périodes de répétition du signal. La déconvolution consiste à trouver l'opérateur qui convertisse l'autocorrélogramme de la trace sismique en un *spike* au lag zéro (une fonction concentrant au maximum l'énergie de l'autocorrélogramme au temps de décalage nul). Pour bien paramétrer l'opérateur de la déconvolution prédictive, la démarche suivie est celle de Yilmaz (2001) pour déterminer le temps maximum d'autocorrélation du signal et le temps des premiers passages à zéro du signal auto-corrélé.

Dans *Geovation*, on a appliqué deux déconvolutions avec les modules MCDEC et TRITA respectivement pour contracter l'onglette source et atténuer les oscillations de la bulle.

Le module « MCDEC » a deux paramètres à renseigner : la longueur de la portion active de l'opérateur et le délai entre l'origine et le centre de cette portion. Le degré de contraction du signal est défini par le gap, qui correspond au temps mesuré de l'un des premiers passages à zéro du signal autocorrélé. Différentes valeurs ont été testées en suivant la démarche décrite par Yilmaz (2001). Les meilleurs résultats sont obtenus pour des valeurs respectives de 224 ms et 172 ms des deux paramètres cités, déterminées sur une fenêtre de longueur 2 s sous le fond de l'eau (déterminé par sa loi du mute).

Dans un deuxième temps, un autre module de déconvolution prédictive « TRITA » a été utilisé afin d'atténuer les oscillations de la bulle. Ce module a pour but d'estimer et de supprimer la partie prédictible contenue dans un enregistrement pour réduire les multiples internes. L'autocorrélogramme permet d'estimer la périodicité du signal pour reconstruire l'opérateur de convolution inverse. Les meilleurs résultats sont obtenus avec une longueur d'opérateur de 700 ms et une distance de prédiction de 450 ms sur la même fenêtre que MCDEC (2 s à partir de la loi de mute).

Après avoir appliqué les modules de déconvolution, un filtre passe bande est appliqué (3,5,60,80) Hz (Figure II.18).

Suite à ces étapes, les réverbérations internes sont atténuées et la résolution augmentée, comme on peut l'observer sur les sommations présentées Figure II.19.

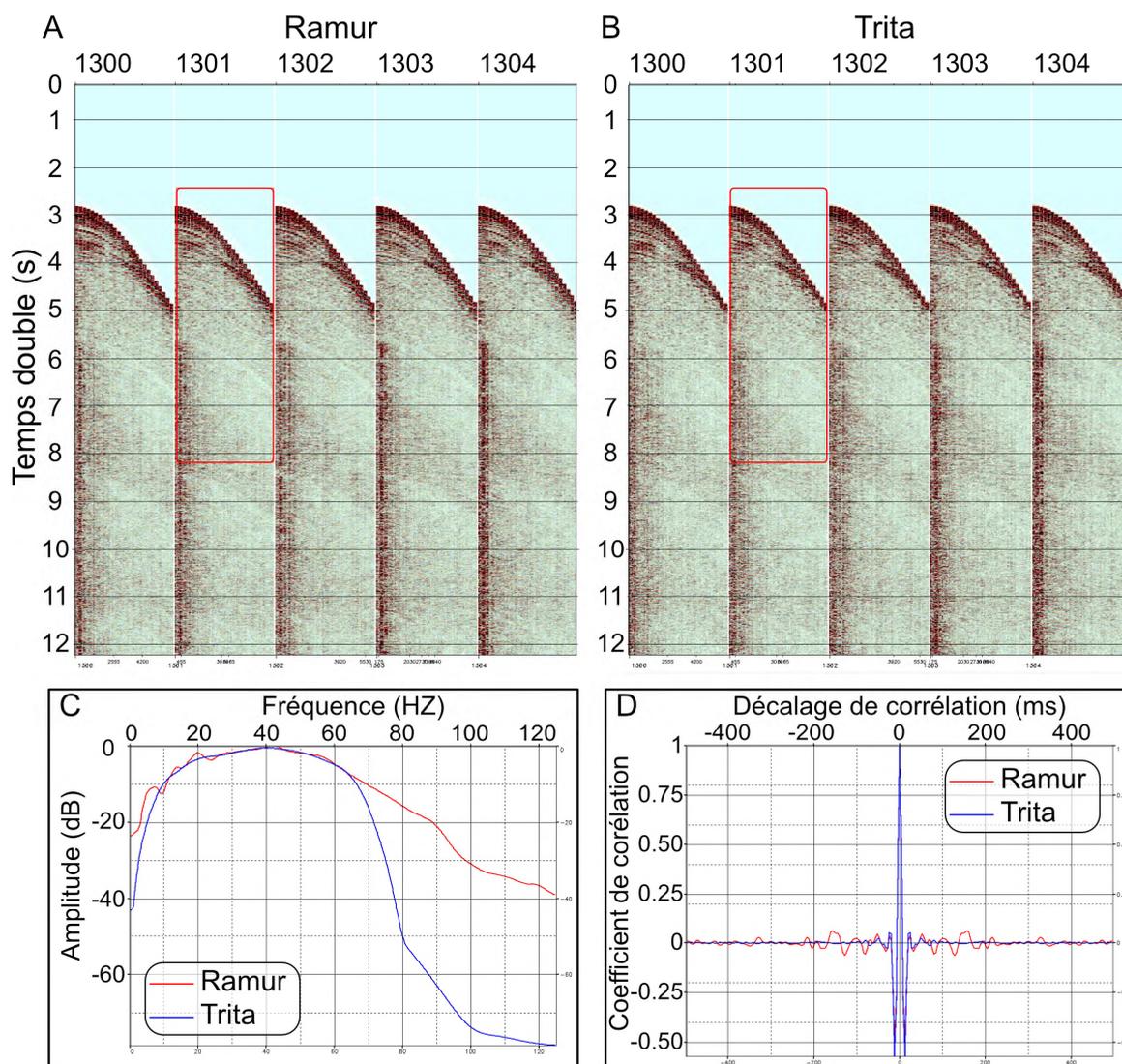


Figure II.18 : Exemple de collection en CMP commun (1300 – 1304) des données du profil SEFA13 en sortie des jobs : A) 008P_RAMUR_ADAPT.job, B) 009_TRITA.job ; C) spectre d'amplitude et D) autocorrélogrammes associés aux données en cadrées en rouge. L'effet est peu visible sur les CMP à cette échelle mais il est très marqué (lissage et impulsivité) dans les spectres d'amplitude et les autocorrélogrammes. L'effet du filtre passe-bande est également bien visible pour les fréquences supérieures à 70 Hz sur le spectre d'amplitude.

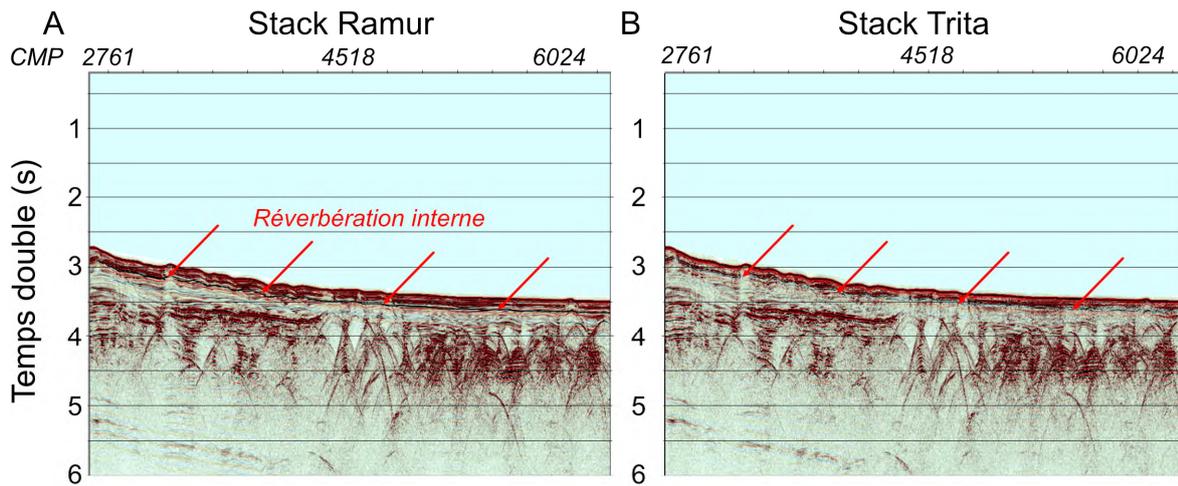


Figure II.19 : Sections sommées du profil SEFA13 avec la 5^{ème} loi de vitesse des données issues de A) 008P_RAMUR_ADAPT.job et B) 009_TRITA.job. L'atténuation des réverbérations (par exemple le réflecteur noir pointé par les flèches rouges) est visible sur la section. Les réflecteurs autres paraissent plus fins sur la section sommée B.

II.1.2.3.e. Analyse de vitesse et correction NMO (Normal Move Out)

L'analyse de vitesse est l'étape qui permet de définir un modèle de vitesse, indispensable en plusieurs étapes du traitement. L'objectif est de déterminer la vitesse en tout point du profil. Celle-ci est pointée au niveau des réflecteurs visibles et où il y a des changements latéraux de structure. L'analyse de vitesse s'effectue sur des collections CMP régulièrement espacés, espacement qui dépend de la complexité structurale le long du profil. Le modèle de vitesse 2D pointé ponctuellement est ensuite interpolé verticalement et horizontalement.

La vitesse pointée est appelée Vitesse NMO (V_{NMO}), il s'agit de la vitesse qui permet de redresser les hyperboles de réflexion à l'horizontale. V_{NMO} dépend des vitesses au-dessus du réflecteur et de la pente du réflecteur. La vitesse réelle du réflecteur est donnée par la vitesse d'intervalle (V_{INT}). Cette dernière peut être calculée à partir des vitesses quadratiques moyennes V_{RMS} (V_{NMO} éventuellement corrigée du pendage) en utilisant la formule de Dix (1955) :

$$V_{1-2}^2 = \frac{V_{RMS2}^2 * t_2 - V_{RMS1}^2 * t_1}{t_2 - t_1}$$

Avec V_{1-2} la vitesse d'intervalle entre le temps d'arrivée des réflecteurs 1 (t_1) et 2 (t_2), V_{RMS1} et V_{RMS2} les vitesses RMS à t_1 et t_2 respectivement.

Le pointé de vitesse va permettre d'effectuer la **correction NMO** qui est aussi une étape majeure dans le traitement en sismique réflexion. Cette correction dynamique a pour but de redresser les hyperboles des réflecteurs en collection CMP à leur équivalent à offset nul. La

courbure de l'hyperbole dépend de la vitesse. Ainsi une bonne correction est l'unique critère pour qualifier la validité du modèle de vitesse.

$$\Delta t(x) = t(x) - t_0 \quad t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_0^2}$$

La correction NMO est elle-même jugée bonne lorsque tous les réflecteurs sont plats et horizontaux en tout point du profil. Les signaux provenant d'un même point de réflexion sont alors en phase pour toutes les traces d'une collection CMP. Dans le cas d'une vitesse trop élevée, le réflecteur gardera une courbure vers le bas et sera ainsi sous-correcté. Dans le cas opposé d'une vitesse trop faible, le réflecteur sera sur-correcté, présentant une courbure résiduelle vers le haut (Figure II.20). Sur la base de ce critère, la loi de vitesse peut être améliorée, afin de l'adapter au mieux.

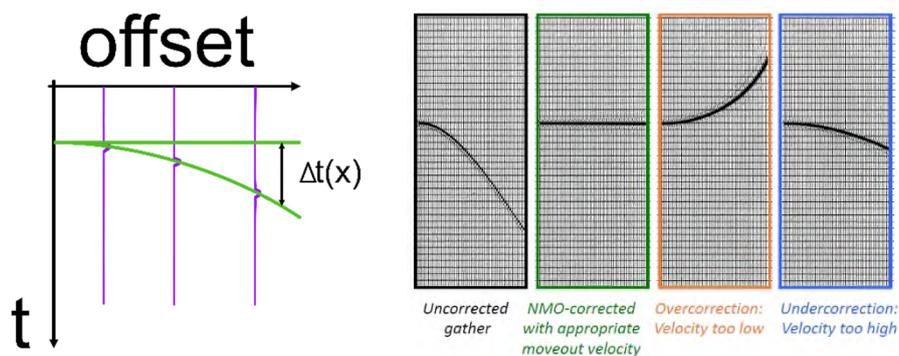


Figure II.20 : A gauche : Illustration de la correction NMO pour redresser l'hyperbole (en vert) avec un facteur Δt qui est adapté à chaque trace (en violet) donc fonction de l'offset. A droite : Illustration d'une hyperbole (non corrigée en noir) corrigée avec une vitesse adéquate (en vert), trop faible (en orange) et trop forte (en bleu) (Yilmaz, 2001).

La correction NMO entraîne un étirement du signal à long offset, surtout à des profondeurs faibles. Cela a un impact négatif sur la résolution verticale. Pour éviter cela, un mute des longs offsets est pointé sur des CMP corrigés NMO, puis appliqué.

Concrètement, l'étape d'analyse de vitesse (**VLPAC**) se répète plusieurs fois lors du traitement en s'appuyant sur la loi de vitesse précédente. Elle s'effectue de manière interactive basé sur :

- La collection CMP avec et sans correction NMO : la correction NMO est appliquée en temps réel afin de vérifier que la vitesse pointée pour un réflecteur particulier à une profondeur donnée pour ce CMP permet de bien redresser son hyperbole ;
- Le panneau de semblance : c'est une carte d'amplitude de l'énergie sommée d'un CMP après correction NMO pour chaque couple (vitesse, temps) possible. Cela met en évidence la vitesse qui semble la plus cohérente pour aplatir les hyperboles afin de sommer au mieux les traces du CMP, ce qui confère la plus grande amplitude d'un réflecteur. Cette fenêtre permet aussi de visualiser la vitesse d'intervalle correspondant à la vitesse RMS pointée en fonction de la profondeur ;

- Le panneau de sommation : Il présente quelques CMPs consécutifs corrigés à une vitesse NMO donnée et sommés. Cela permet d'évaluer la continuité et l'aspect d'un réflecteur afin de déterminer si la vitesse correspond (i.e., confère de l'énergie au réflecteur). Il y a plusieurs panneaux de sommation : l'un central, qui est corrigé à la vitesse NMO du modèle de vitesse précédent et ensuite, dépendant des réglages, des panneaux sommés avec des vitesses NMO perturbées à de 5, 10, 15 % en positif comme en négatif. Cela permet de pouvoir ajuster le modèle de vitesse.

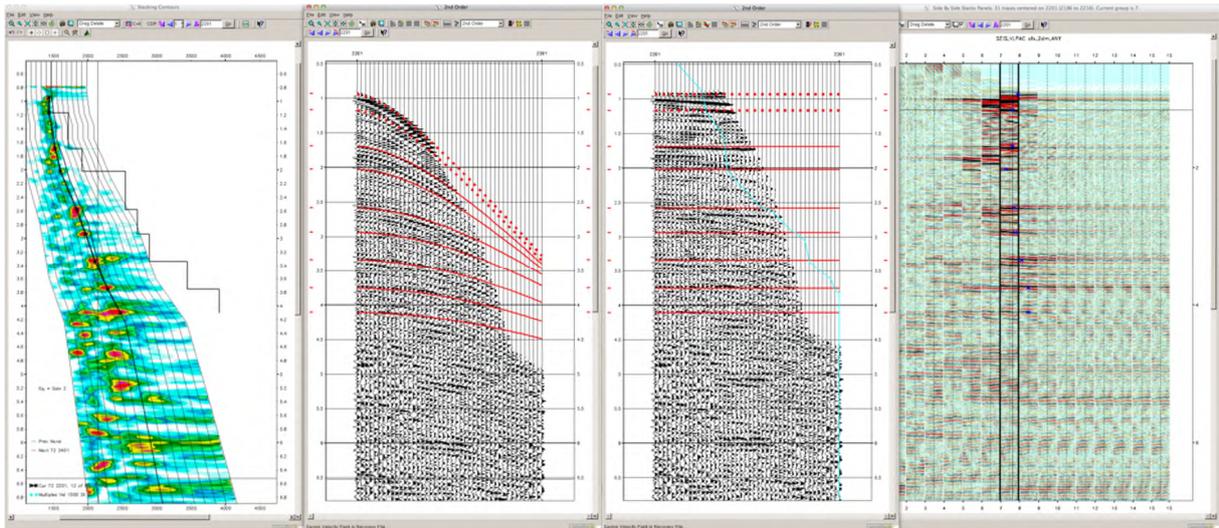


Figure II.21 : Exemple des 3 fenêtres utilisées dans *Geovation* lors de la phase d'analyse des vitesses. A gauche, le panneau de semblance. A droite, les mini-sommations. Au milieu, la collection CMP avec les hyperboles calculées avant (à gauche) et après correction NMO (à droite).

Le pointé de la première loi de vitesse (**VLPAC1**, effectué à bord) est légèrement différent car il n'y a pas de modèle de vitesse initial. Ce pointé s'effectue sur les panneaux de sommation à vitesse constante. Une vitesse est appliquée en tout point du profil, suivie d'une sommation. Cela est réitéré un certain nombre de fois avec des vitesses augmentant d'un pas donné. En visualisant tous les panneaux sommés, il est possible de choisir et de pointer là où les réflecteurs semblent le plus net possible. En pratique, comme la vitesse augmente avec la profondeur, les réflecteurs des sédiments superficiels sont plus nets aux faibles vitesses alors que pour cette même vitesse les réflecteurs profonds seront peu cohérents et le seront davantage à des vitesses plus élevées.

Pour le profil SEFA13, 5 lois de vitesses ont été pointées, deux à bord (V1 et V2) et les trois dernières (V3 à V5) au laboratoire. Suite au stack et la migration avec la loi V3, des zones sont identifiées comme améliorables. Ainsi les pointés des lois 4 et 5 sont des améliorations ponctuelles et locales des lois V3 et V4 respectivement. L'amélioration du rapport signal sur bruit consécutive aux différentes étapes du traitement permet d'augmenter la précision de l'analyse. Réciproquement, une loi de vitesse plus adéquate, permet une meilleure efficacité des modules appliquées. Ainsi, il est important de réaliser le pointé de vitesse plusieurs fois au cours du traitement, notamment avant de sommer et/ou migrer les données. Après le dernier pointé (VLPAC5), le processus a été ré-

appliqué à partir des antimultiples (007P à 012P) avec la loi de vitesse V5, avant d'effectuer les dernières migrations (post ou pré-stack).

II.1.2.3.f. Sommation

La sommation est l'étape où les traces d'une même collection de point miroir corrigés NMO vont être additionnées afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. Cette étape permet d'améliorer grandement la qualité de l'information géologique tirée des données si les corrections sont bien faites. Plus la couverture est importante (i.e., longue flûte) et plus cette amélioration sera significative. En effet, l'amplitude des signaux cohérents s'additionne et donc se trouve augmentée, à la différence de ce qui se passe pour des bruits aléatoires non cohérents (Figure II.22). Ainsi le rapport S/N est amélioré, ce qui permet d'améliorer l'imagerie de la réflectivité profonde.

Cette sommation est effectuée sous *Geovation* via le module **STAPA**, sur des données corrigées NMO et mutées pour supprimer l'effet du stretching aux long offsets. Ce job est mis en place à de nombreuses reprises lors du traitement (Figure II.12), en parallèle, afin de valider les paramètres des modules appliqués et notamment les pointés de vitesse.

Cette sommation peut aussi s'effectuer avec le module KIDMO, sur des données corrigées NMO et mutées. Elle permet, en plus de la sommation du module STAPA, de tenir compte du pendage réel des réflecteurs. En effet, avec une gamme de pendages possibles, le module calcule le meilleur pendage pour caler aux données observées.

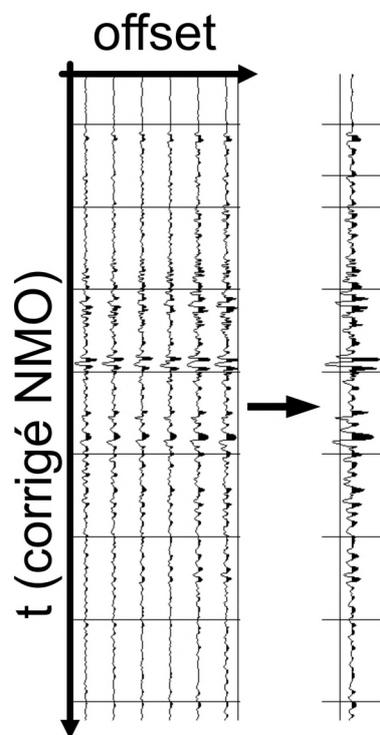


Figure II.22 : Illustration de la sommation des trace corrigée NMO qui permet d'augmenter le rapport signal sur bruit.
Modifié d'après F. Sage.

II.1.2.4. Migration en temps

La migration consiste à corriger les artefacts de l'image sismique résultant de la non vérification de l'hypothèse d'invariance latérale du milieu qui sous-tend la reconstruction des événements aux CMP, voire à s'affranchir même de cette hypothèse en focalisant correctement les éléments de l'image avant de la construire par sommation. Parmi les événements les plus évidents, les diffractions manifestées par des hyperboles dans des collections d'offset commun vont se trouver ramenées aux hétérogénéités ponctuelles qui les génèrent. La migration est donc une transformation qui vise à restituer la position réelle des différentes discontinuités géologiques dans l'espace à 2 dimensions (en sismique 2D), que ce soit sur une échelle verticale en temps (migration temps) ou en profondeur (migration profondeur, cf. II.1.2.5 - Migration en profondeur). Une loi de vitesse précise est souvent essentielle afin de migrer correctement les données, en particulier en profondeur. La migration s'applique soit sur des traces sommées sur les offsets, ce qui est appelé migration post-stack, soit directement sur les traces avant sommation, ce qui constitue donc une migration pré-stack.

Deux types de migration en temps ont été effectuées sous *Geovation* :

- Une migration f-k post-stack, à vitesse constante de l'eau ($v = 1500$ m/s), avec le module **FKMIG**, présenté dans la Figure II.23 ;
- Une migration de Kirchhoff pré-stack, utilisant la dernière loi de vitesse obtenue pour le stack, via le module **TIKIM**, présenté à la Figure II.23.

Les données sont ensuite exportées en segy afin d'être visualisées puis interprétées. Il y a donc deux images finales post traitement en temps, issues des deux types de migrations (Figure II.23).

SEFA14

La séquence de traitement des données du profil SEFA14 est similaire à celle présentée pour le profil SEFA13. Les seules différences résident dans les paramétrages des filtres et de la déconvolution car ceux-ci sont liés aux caractéristiques de la source, qui diffèrent. Pour ce profil, 3 modèles de vitesse ont été pointés. Les deux migrations finales post- et pré-stack (Figure II.24) sont présentées à la suite.

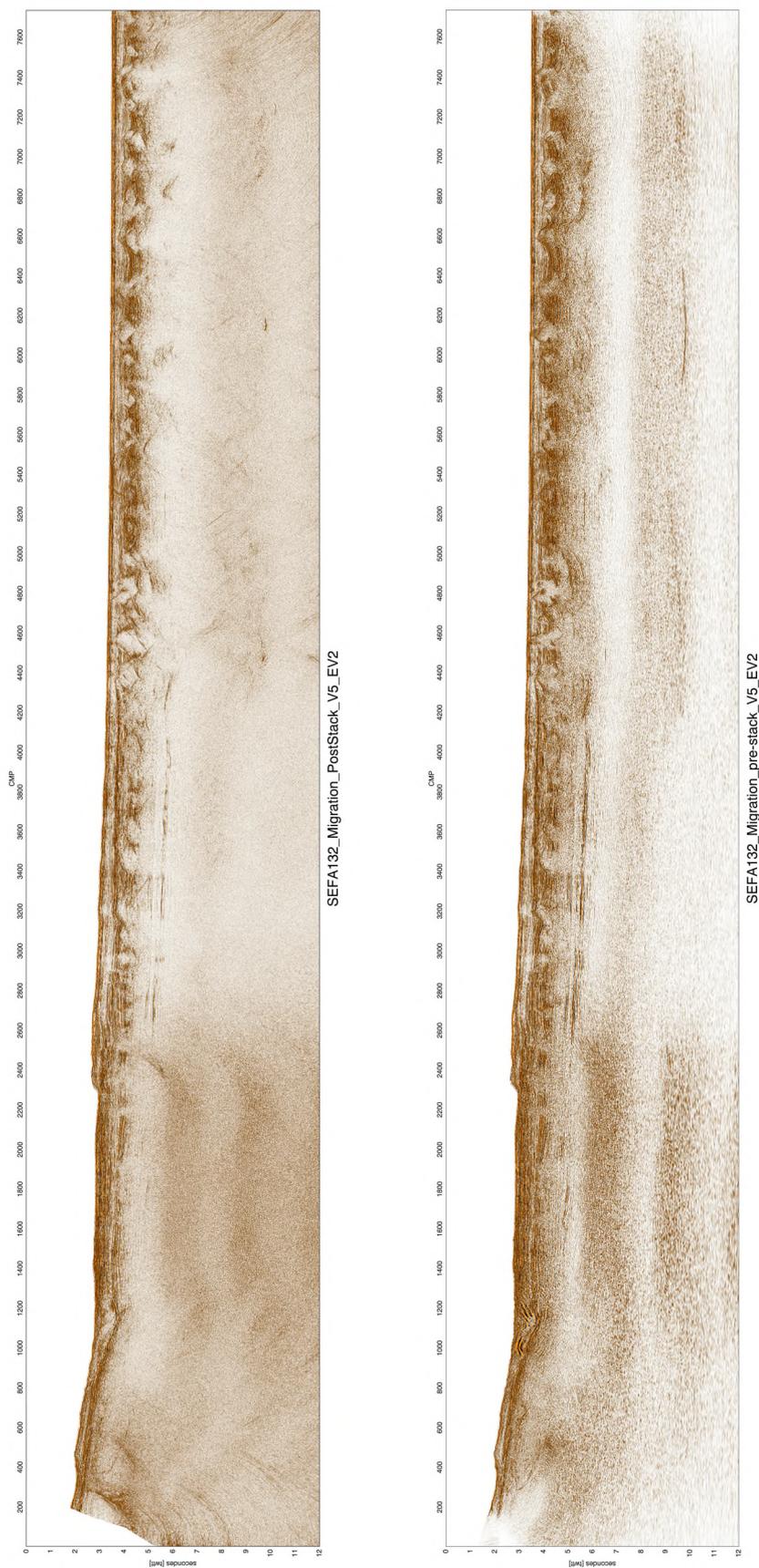


Figure II.23 : Migration Post et Pre- stack du profil SEFA13 avec le modèle de vitesse V5 (échelle verticale de 2).

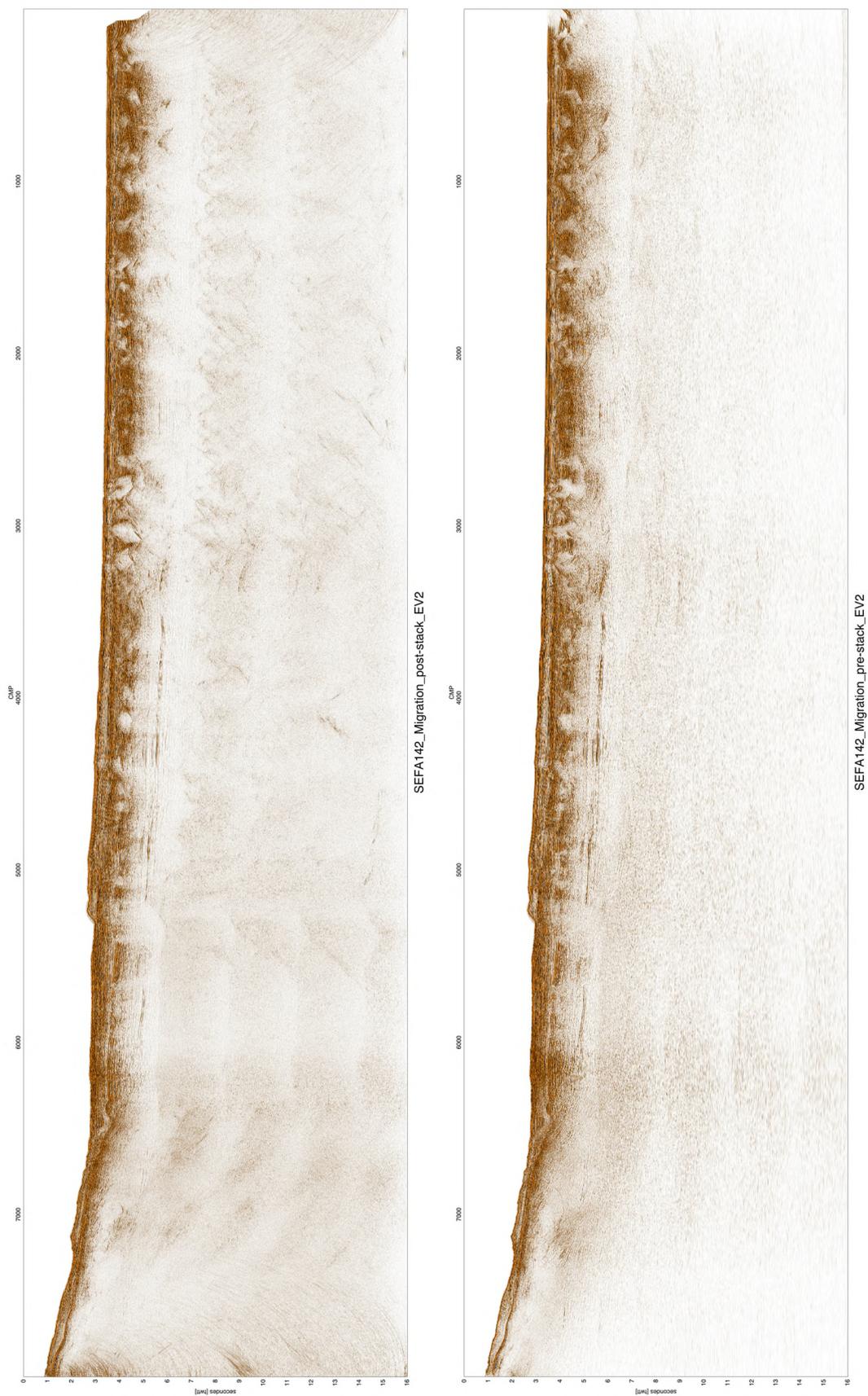


Figure II.24 : Migration post et pré-stack du profil SEFA14 avec la loi de vitesse V3 (échelle verticale de 4).

II.1.2.5. Migration en profondeur

Afin d'obtenir des images en profondeur des discontinuités du sous-sol, je vais appliquer dans cette partie une méthode de migration/inversion avant-sommation (Ribodetti *et al.*, 2011 ; Thierry *et al.*, 1999) basée sur la théorie des rais (Lambare *et al.*, 1996 ; Operto *et al.*, 2000) et l'approximation de Born au premier ordre (i.e., prise en compte seulement des réflexions primaires). Cette méthode conserve les amplitudes du signal sismique pendant la migration, et nécessite donc une attention particulière lors de la préparation des données afin de préserver ces amplitudes. Ainsi, cette migration est dite à amplitude préservée.

La méthode de migration a été développée au sein du laboratoire Géoazur et son application lors de cette thèse s'est faite sous la direction d'Alessandra Ribodetti. Dans le but d'obtenir des images migrées fiables, il faut fournir un modèle de vitesse le plus précis et juste possible. En effet, la qualité des images migrées, c'est-à-dire la focalisation et la précision du positionnement des réflecteurs sismiques ainsi que les amplitudes des perturbations de vitesse reconstruites par migration, dépend du modèle de vitesse. Afin d'obtenir une image correctement migrée, la démarche appliquée suit celle mise en œuvre dans le cadre de la thèse de William Agudelo (2005), également encadrée par A. Ribodetti. Cette approche intègre une correction itérative du modèle de vitesse initial suivant des critères de contrôle de qualité (QC) de l'image migrée, comme nous le verrons plus en détail par la suite.

II.1.2.5.a. Préparation des données pour la migration avant sommation en profondeur (pre-stack depth migration PSDM)

La préparation des données multitrace a été effectuée sur le logiciel *Geovation*. Elle suit les mêmes grandes étapes que celles appliquées pour le traitement en temps (cf. II.1.2.3) avec cette fois-ci une importance donnée à la conservation des amplitudes. Il n'y a donc pas d'égalisateur d'amplitude (DYMQ) appliqué lors de ce traitement. La préparation (Figure II.25) consiste à reprendre les données nettoyées en temps (suppression des multiples, filtrage des bruits d'interférences et autres éléments explicités dans la chaîne de traitement en temps (cf. II.1.2.3), et à appliquer la correction de la divergence sphérique inverse afin de retrouver les amplitudes réelles. S'ensuit une étape de filtrage comprenant généralement une grande bande passante, mais qui se détermine selon les fréquences du profil traité. L'onde directe est ensuite coupée grâce à un mute de fond, le but étant ici de garder le maximum de fréquences et d'offsets afin de tirer le maximum d'informations des données.



Figure II.25 : Workflow des étapes principales effectuées pour la préparation des données MCS à la migration profondeur avant-sommation.

II.1.2.5.b. Migration avant sommation en profondeur

Workflow

La chaîne de traitement spécifique à la migration avant sommation est schématisée sur la Figure II.26. Elle s'effectue à partir des données préparées sur le logiciel *Geovation*, avec un modèle de vitesse initial 1D pour chaque CDP en temps obtenu par analyse de vitesse en temps et la bathymétrie.

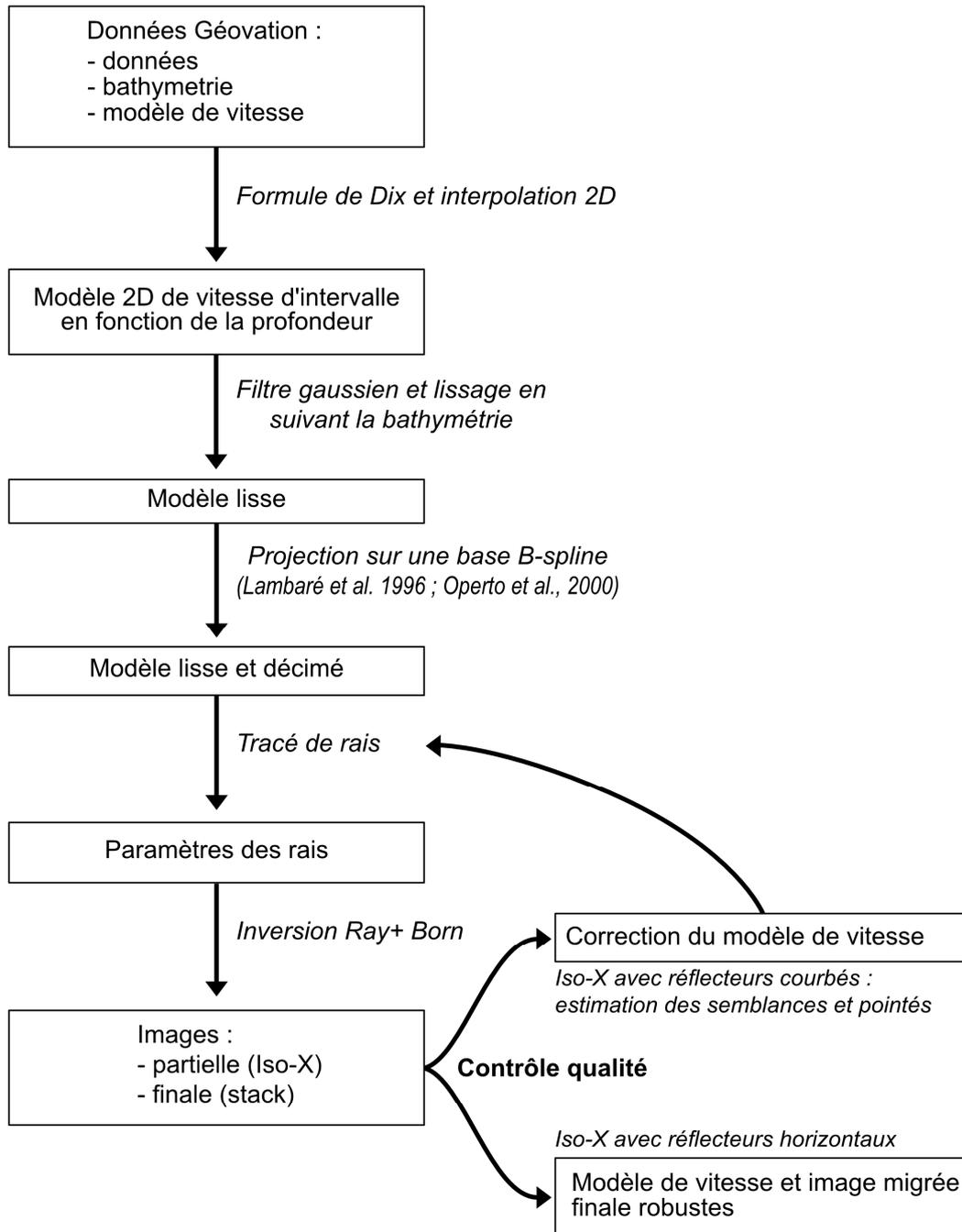


Figure II.26 : Schéma des différentes étapes de la migration en profondeur.

Pendant l'analyse de vitesse en temps, nous avons obtenu des logs de vitesse 1D en fonction du temps pour chaque CDP. En utilisant l'équation de Dix (Yilmaz, 2001) les logs 1D en temps sont convertis en logs 1D en fonction de la profondeur puis interpolés en 2D pour fournir un modèle 2D en fonction de la distance le long du profil et de la profondeur. La bathymétrie est utilisée pour lisser les effets d'interpolation de 1D à 2D au niveau du fond marin. Le modèle de vitesse est ensuite ré-échantillonné avec un pas de 50 m en x et en z. S'ensuit une étape de lissage découpée en deux phases : (1) un lissage par filtre gaussien ; (2) la projection du modèle lisse sur une base de

B-splines, qui permet de décimer la grille de vitesse nécessaire pour le calcul du tracé de rais, en utilisant des fonctions de types splines cubiques (Lambare *et al.*, 1996 ; Operto *et al.*, 2000).

L'étape du tracé de rais consiste à modéliser le champ d'onde sismique par un ensemble de rais qui se propagent depuis les sources positionnées juste sous la surface du modèle (6 et 10 m pour SEFA14 et SEFA13 respectivement) jusqu'aux points de la grille qui discrétise le modèle de vitesse. Le tracé de rais dynamique (Lambare *et al.*, 1996) est utilisé dans le macro-modèle, pour calculer tous les paramètres (temps d'arrivée, amplitude, vecteurs lentes et angles de diffraction) nécessaires à l'estimation de l'opérateur de migration (Ribodetti *et al.*, 2011 ; Thierry *et al.*, 1999).

La migration est l'application de l'opérateur inverse de Rais+Born permettant de rétro-propager les données dans le modèle initial afin de retrouver la réflectivité du milieu.

Pendant la migration, des images partielles sont calculées avant leur sommation, qui fournit l'image migrée. Les images partielles sont appelées CIG (*Common Image Gathers* ou iso-X). Ces panneaux sont importants dans l'analyse et le contrôle de qualité du modèle de vitesse et donc de la fiabilité de l'image migrée. Ils tiennent en ce sens un rôle similaire aux panneaux redressés NMO en imagerie post-stack, mais sans reposer sur l'hypothèse restrictive d'invariance latérale des vitesses. Les résultats de la migration/inversion peuvent être exploités comme un indicateur de l'erreur sur les vitesses, plus précisément en tirant profit de la couverture multiple des dispositifs d'acquisition de sismique multitrace. Un panneau iso-X (ou collection en image commune) permet d'illustrer l'utilisation de cette couverture multiple. Il est calculé à une position horizontale x donnée le long du profil. Il est repéré verticalement en fonction de la profondeur z et horizontalement en fonction de l'angle θ d'éclairage (angle de diffraction, estimé pendant la phase de tracé de rais, à gauche Figure 28). Chaque trace d'un panneau iso-X fournit une image à un x donné d'un même réflecteur éclairé sous plusieurs angles, ce à chaque profondeur z où des événements sont observés. Si le modèle de vitesse est correct, la profondeur z d'un événement donné est la même dans tout le panneau (i.e., indépendante de l'angle de réflexion/diffraction ou, de façon équivalente, de l'offset d'éclairage). En d'autres termes, les événements doivent être plats sur ces panneaux (Al-Yahya, 1989), en correspondance de chaque réflecteur pour chaque profondeur z . Au contraire, toute courbure des événements indique une erreur sur les vitesses utilisées pour migrer les données.

Cette méthode permet en effet de quantifier les imprécisions du macro-modèle de vitesse, par une analyse qualitative des panneaux iso-X et une analyse quantitative via l'estimation des fonctions de semblance Gamma (Figure II.27) correspondantes. Si le modèle de vitesse est correct, l'évènement sur le panneau iso-X situé à une profondeur z donnée sera plat et la semblance gamma sera autour de 1. Si les panneaux iso-X présentent des réflecteurs courbés vers le bas, la fonction de semblance correspondante à ces réflecteurs donnera des valeurs supérieures à 1, indiquant une vitesse trop élevée. A l'inverse, si les panneaux iso-X montrent des réflecteurs courbés vers le haut, la fonction gamma sera inférieure à 1, indiquant une vitesse trop faible. Cette fonction indique donc si le macro-modèle de vitesse a été localement sous-estimé ou surestimé. L'une des approches les plus simples pour la correction du modèle de vitesse est de formuler une relation entre la courbure du panneau iso-X et la correction à appliquer au modèle initial (Agudelo, 2005 ; Al-Yahya, 1989). En répétant ces analyses 1D à intervalle régulier le long du modèle, on peut construire, par

interpolation, une fonction de correction 2D qui sera appliquée au modèle de vitesse initial. Un nouveau tracé de rais est par la suite effectué afin d'estimer les nouveaux paramètres des rais qui seront utilisés pour migrer à nouveau les données. On procède ainsi itérativement jusqu'à ce que les réflecteurs majeurs soient plats et les fonctions Gamma correspondantes donnent des valeurs autour de 1. Par exemple, sur la Figure II.27, on peut voir que le modèle de vitesse semble correct sur les 4,5 premiers kilomètres, car les réflecteurs apparaissent plats sur le panneau iso-X et que la fonction gamma est centrée sur 1. Plus en profondeur (par exemple à 5,7 ou bien à 7 km de profondeur), on remarque d'autres réflecteurs moins plats et par conséquent les maximums de la fonction gamma sont plus dispersés (éloignés de 1).

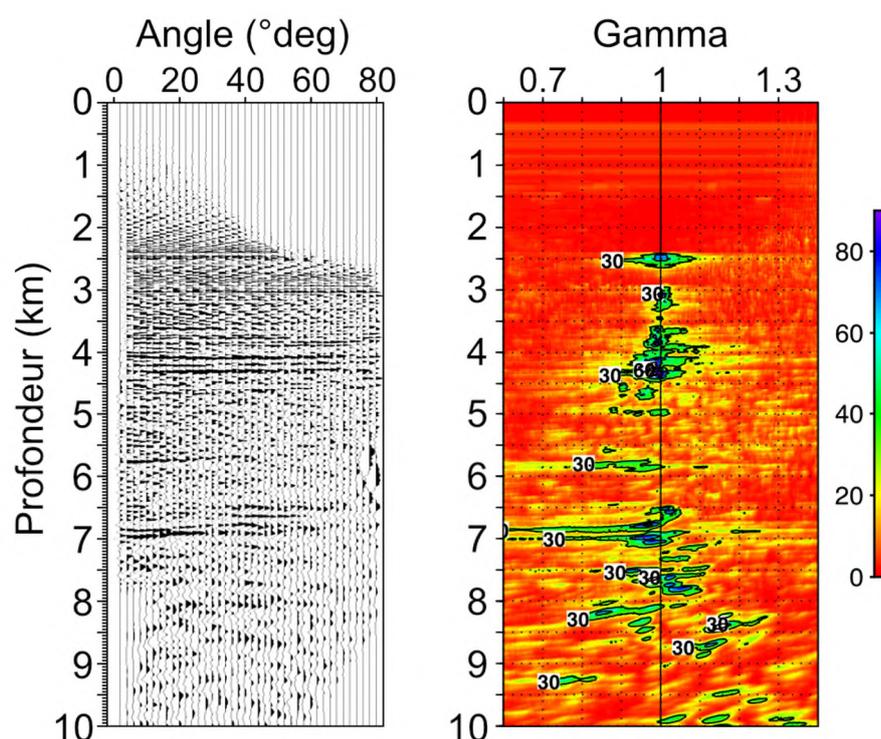


Figure II.27 : Exemple d'un panneau iso-X (à gauche) avec la fonction de semblance gamma associée (à droite). Les 4.5 premiers km sont migrés avec la bonne vitesse car les réflecteurs sont plats et la semblance est centrée sur 1. Données extraites du profil SEFA13 migrée avec le modèle V_{14} à 45 km de distance.

Données disponibles

Pour rappel, nous avons deux jeux de données de sismique multitrace : (1) SEFA14, acquis avec une source MCS, et (2) SEFA13, acquis avec une source WAS.

Nous avons également plusieurs modèles de vitesse associés à ces données :

- ceux pointés par analyse de vitesse lors de traitement MCS en temps par Laure Schenini sur SEFA14 (V_{14} - Figure II.28) et Marie-Odile Beslier sur SEFA13 (V_{13} - Figure II.29). Le modèle de vitesse V_{14} a été amélioré avec 2 étapes d'analyse en profondeur ;

- le modèle de vitesse obtenu par tomographie à partir des données de sismique grand angle (V_{OBS} - Figure II.30), dont l'obtention fait l'objet de la partie suivante (II.1.3. - Sismique réfraction).

Nous avons donc pu appliquer la migration en profondeur sur plusieurs combinaisons « jeu de données-modèle de vitesse ». Les différentes combinaisons possibles et réalisées sont synthétisées dans le Tableau II.2 ci-dessous :

Tableau II.2 : Ensemble des combinaisons données-modèle de vitesse pour lesquelles la migration profondeur a été effectuée.

	SEFA14	SEFA13
V_{14}	SEFA14- V_{14}	SEFA13- V_{14}
V_{13}		SEFA13- V_{13}
V_{OBS}		SEFA13- V_{OBS}

Les différentes migrations seront à présent indiquées telles que sur le tableau. Les couples du SEFA14- V_{14} , et tous ceux de SEFA13 : SEFA13- V_{14} , SEFA13- V_{13} , et SEFA13- V_{OBS} seront discutés dans la suite de ce manuscrit.

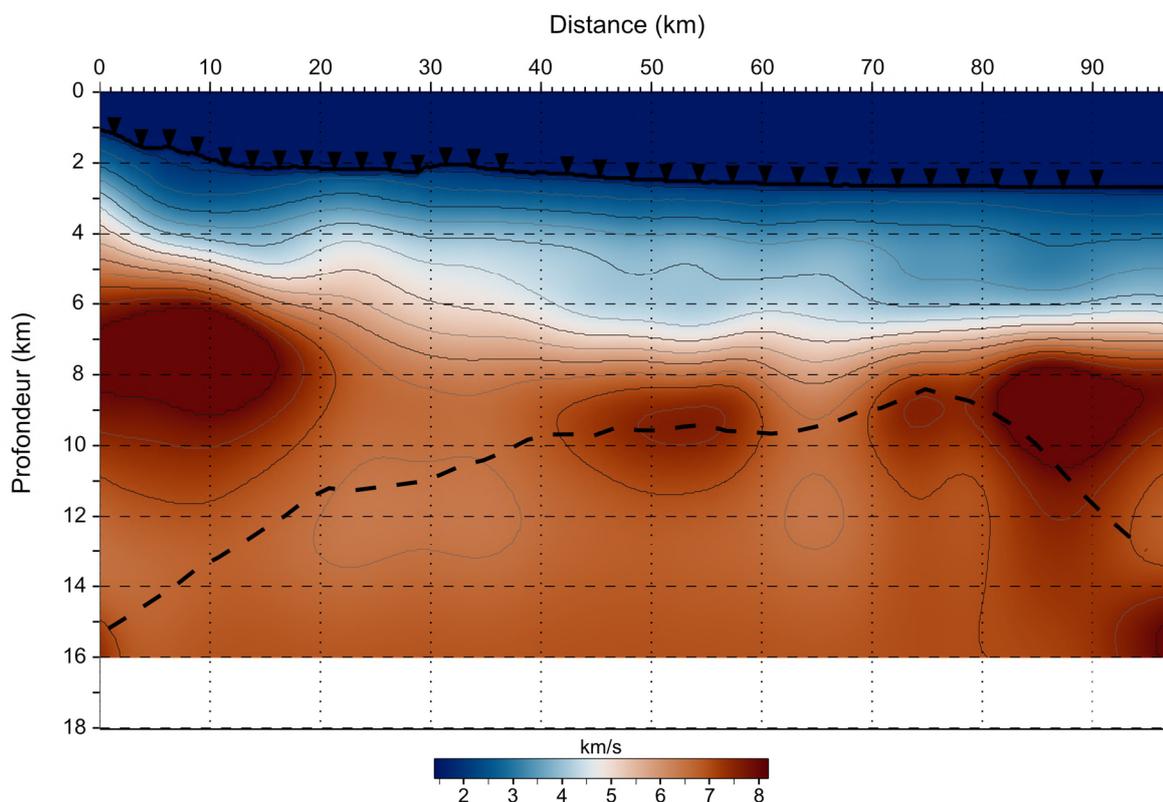


Figure II.28 : Modèle de vitesse V_{14} pointé en temps et corrigé en profondeur sur les données du profil SEFA14. Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

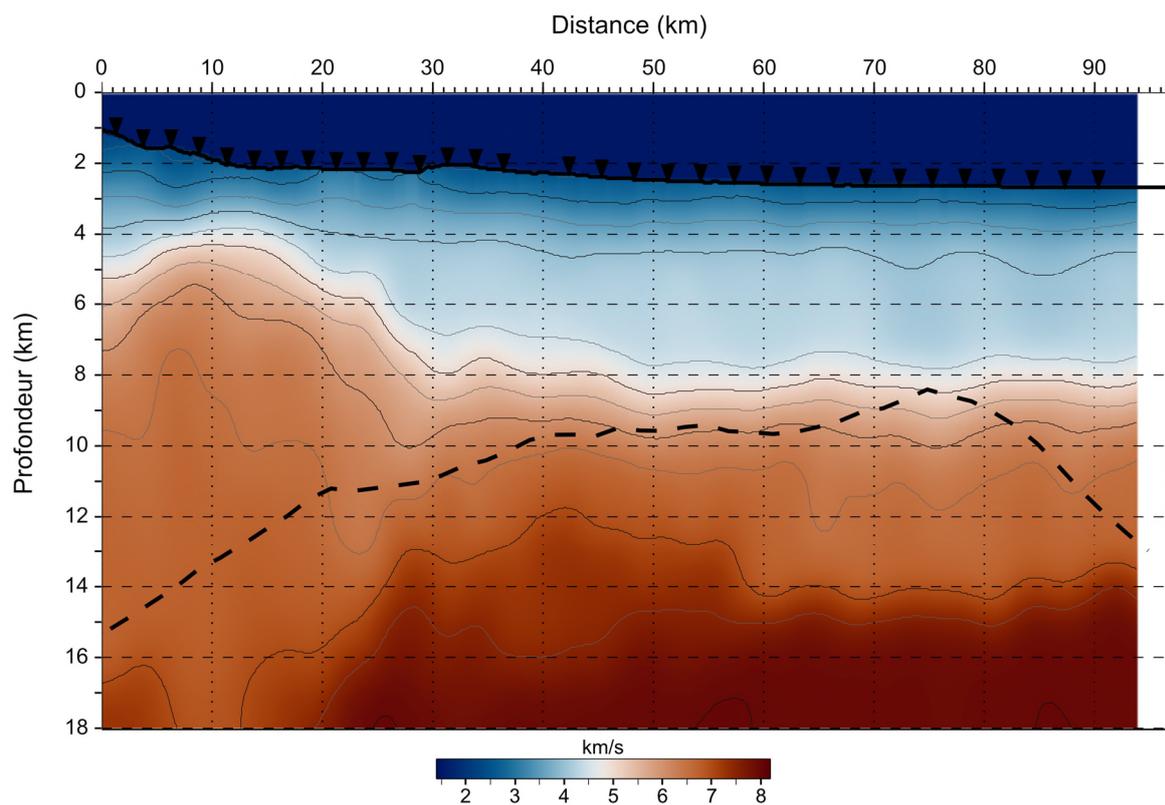


Figure II.29 : Modèle de vitesse V_{13} pointé en temps sur les données du profil SFEA13. Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

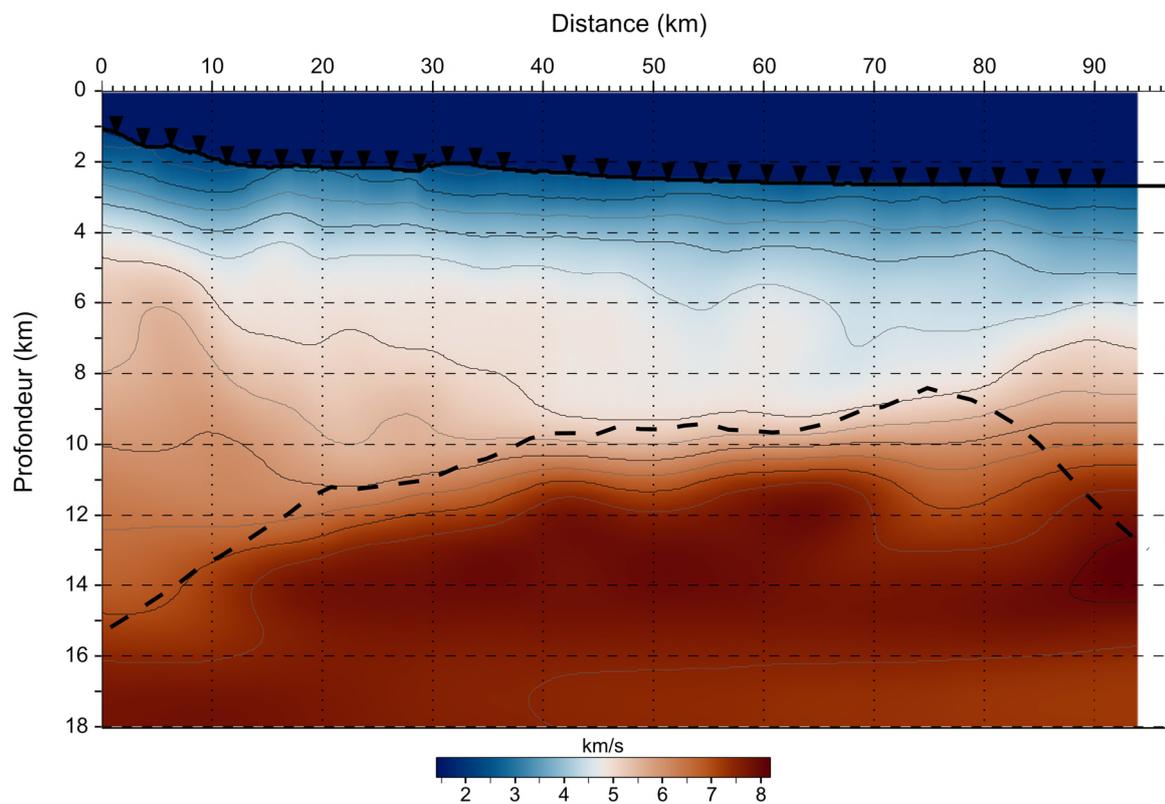


Figure II.30 : Modèle de vitesse V_{OBS} obtenu par la tomographie des temps premières arrivées et réflexion au top du manteau sur les données OBS. Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

II.1.2.5.c. Analyses des images migrées

Dans le but de contrôler la qualité des modèles de vitesse fournis et ainsi, d'attester de la fiabilité des images migrées en profondeur obtenues (Figure II.32 à Figure II.35), plusieurs migrations ont donc été réalisées, avec plusieurs combinaisons de données (SEFA13 et SEFA14) et modèles de vitesse possibles (V_{14} , V_{13} , V_{OBS}).

Les panneaux iso-X, ainsi que les panneaux de semblance associés, ont été extraits tous les kilomètres pour les migrations concernant le profil SEFA13, et tous les 500 m pour SEFA14. Le profil SEFA14 étant plus long et tiré du sud au nord, à l'inverse de SEFA13, une loi de correspondance a été calculée afin de caler ces deux profils le plus précisément possible. Le profil SEFA13 a servi de référence. Les distances dont il est question ici sont donc repérées par rapport à une origine qui est la terminaison nord de ce profil.

Tous les panneaux résultants ont été observés. Toutefois, afin de bien analyser ces jeux de données, nous avons étudié les panneaux tous les 10 km le long du profil, et tous les 5 km dans les zones d'intérêt. Ainsi, et pour toutes les images migrées, les images finales et les panneaux iso-X, ainsi que les panneaux de semblance associés, ont été analysés à aux distances $X=10, 20, 30, 35, 45, 50, 60, 65, 70, 80$ et 90 km (Figure II.31). Quelques exemples sont présentés dans ce chapitre mais l'ensemble de ces panneaux sélectionnés est disponible en annexes.

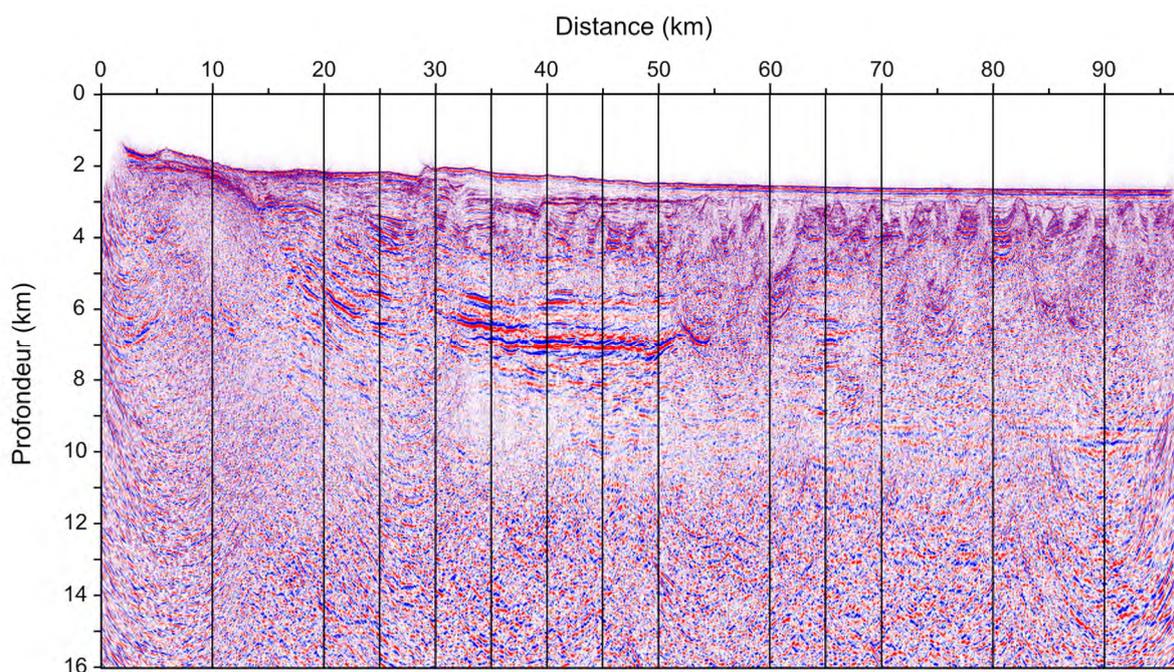


Figure II.31 : Données du profil SEFA13 migrées en profondeur avec le modèle de vitesse V_{OBS} . La position des panneaux analysés est figurée par les lignes verticales noires.

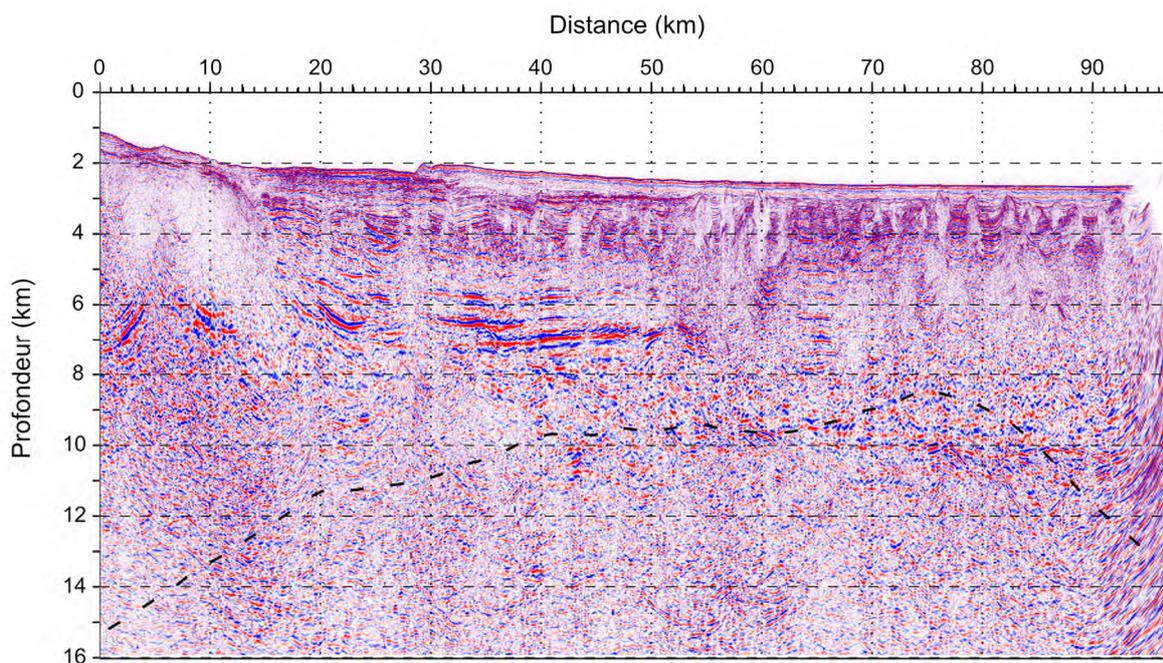


Figure II.32 : Image migrée finale des données SEFA14 avec le modèle de vitesse V_{14} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

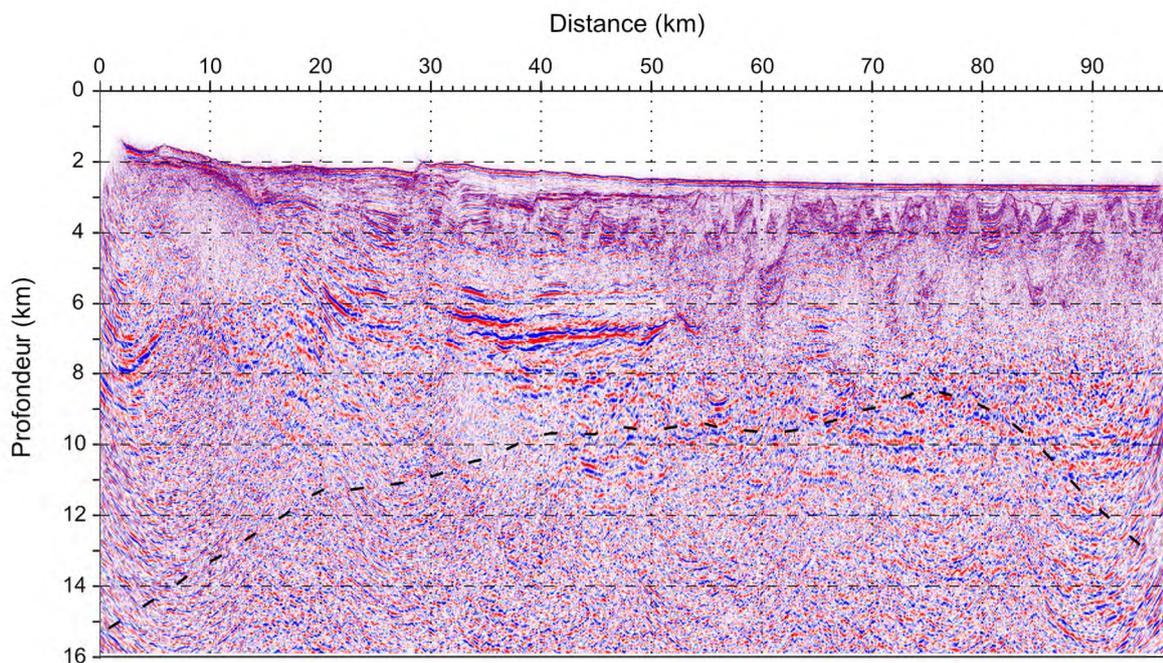


Figure II.33 : Image migrée finale des données SEFA13 avec le modèle de vitesse V_{14} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

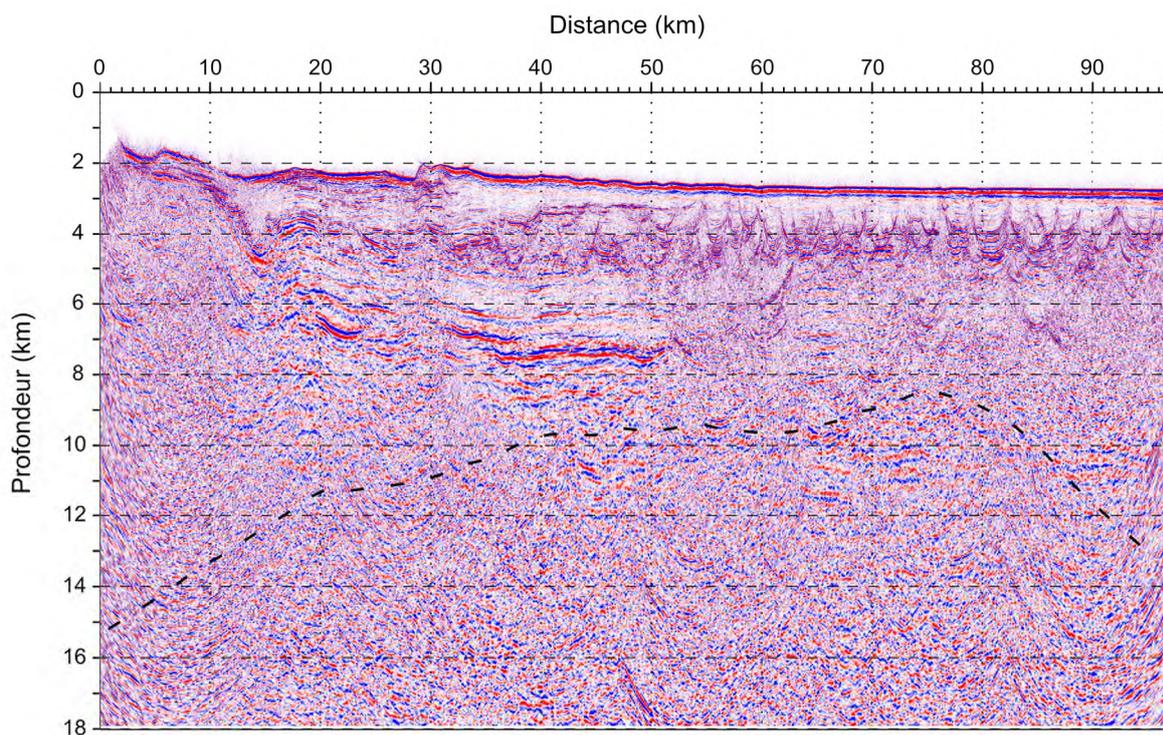


Figure II.34 : Image migrée finale des données SEFA13 avec le modèle de vitesse V_{13} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

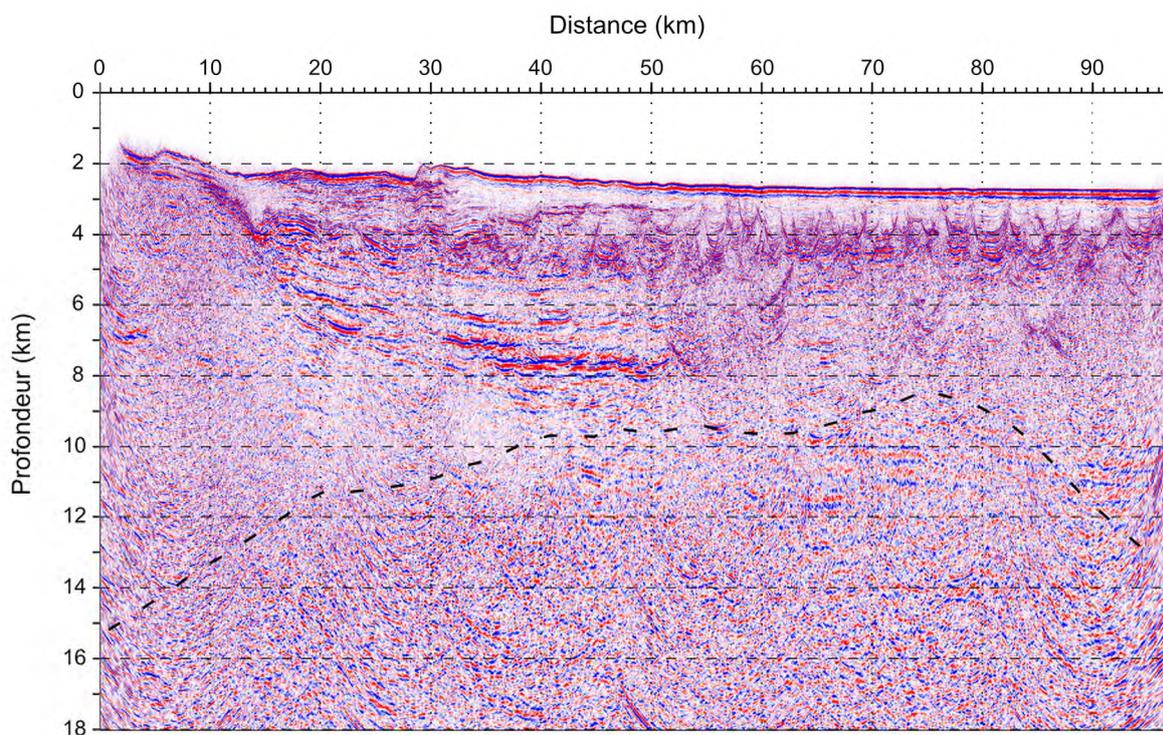


Figure II.35 : Image migrée finale des données SEFA13 avec le modèle de vitesse V_{OBS} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

Comparaison entre les migrations SEFA13-V₁₄ et SEFA14-V₁₄

Le modèle de vitesse V_{14} ayant été pointé et corrigé sur les données de SEFA14, on peut s'attendre à ce que les panneaux iso-X et de semblance de la migration SEFA14-V₁₄ soient plus plats que pour la migration SEFA13-V₁₄. En effet, à $X = 50$ km, on observe sur le panneau iso-X de SEFA14-V₁₄ un réflecteur presque plat à 7 km de profondeur. Ce réflecteur n'est que très peu visible sur le panneau iso-X de SEFA13-V₁₄, et à une profondeur légèrement inférieure, autour de 6,7 km. Ces observations sont confirmées par les panneaux de semblance : celui de SEFA14-V₁₄ est en effet plus groupé et centré au-delà de 5 km de profondeur que celui de SEFA13-V₁₄.

Cependant, des exemples contraires sont aussi observés. À $X = 45$ km (Figure II.36), on observe qu'en profondeur, la fonction gamma est moins diffuse sur SEFA13-V₁₄ que sur SEFA14-V₁₄. Sur les panneaux iso-X, un réflecteur (flèche violette) à 7 km de profondeur est observable sur SEFA13-V₁₄ alors que sur SEFA14-V₁₄, ce réflecteur n'est que peu visible et localisé plus haut. Cela est confirmé par l'analyse des fonctions gamma avec un maximum à 7 km de profondeur, centré sur 1, présent sur le panneau de semblance de SEFA13-V₁₄ et pas sur celui de SEFA14-V₁₄. Mais cela n'est pas vrai qu'en profondeur. À $X = 60$ km, les réflecteurs et la fonction gamma sont mieux focalisés sur les 4 premiers kilomètres de SEFA13-V₁₄ que de SEFA14-V₁₄. À $X = 20$ km, on remarque que le modèle de vitesse V_{14} sur SEFA13 permet de mettre en évidence un réflecteur à 6 km de profondeur qui n'apparaît pas autant sur le SEFA14-V₁₄. Cela est confirmé aussi par le fait que la fonction gamma de SEFA13-V₁₄ est plus centrée sur 1 en profondeur que celle de SEFA14-V₁₄. Le modèle de vitesse est donc plus précis dans cette zone et par conséquent l'image migrée y est plus fiable.

Les deux jeux de données SEFA13 et SEFA14 ont été migrés avec le même modèle de vitesse V_{14} : SEFA13-V₁₄ (Figure II.33) et SEFA14-V₁₄ (Figure II.32) respectivement. Leur comparaison met ainsi en avant l'impact des données sur l'image migrée finale, puisque le modèle de vitesse est le même. Il apparaît pourtant que les images montrent des éléments sensiblement différents, et qu'il n'y a pas de façon claire une meilleure combinaison, donc un meilleur jeu de données. En effet, le sommet des diapirs de sel et les réflecteurs entre les diapirs semblent plus marqués dans le modèle SEFA14-V₁₄. Cependant, à plusieurs reprises, l'analyse montre que des réflecteurs profonds sont plus visibles et/ou plus aplatis sur les iso-X sur SEFA13-V₁₄, par exemple à $X = 40$ km (Figure II.39) ou 45 km (Figure II.36). De plus, sur les panneaux à $X = 70$ km, on observe un multiple interne à 4,5 km de profondeur sur les panneaux de SEFA14-V₁₄, absent sur ceux de SEFA13-V₁₄.

Ces différences peuvent être dues aux paramètres mêmes de l'acquisition et/ou au sens d'acquisition. Nous pouvons proposer qu'elles résultent d'une différence dans la réverbération provoquée par la couche salifère aux fréquences différentes des 2 sources utilisées. Les basses fréquences pourraient mieux traverser la couche salifère, alors que les hautes fréquences auraient tendance à plus s'y réfléchir/diffracter. Les fréquences de la source sont à définir selon l'objectif de la campagne et le contexte géologique de la zone d'étude.

Comparaison entre les modèles de vitesse V_{13} et V_{OBS}

Si l'on compare les deux modèles de vitesse obtenus avec l'analyse des mêmes données SEFA13, nous pouvons noter qu'ils présentent de faibles différences. Les logs de vitesse sont en effet très proches, surtout dans les premiers kilomètres (par exemple Figure II.36). Les grandes tendances sont similaires, mais des divergences sont visibles, en particulier dans le secteur de la marge avec des vitesses élevées pointées en MCS comparée à celles obtenues par tomographie. En effet, les vitesses du modèle V_{13} atteignent 6 km/s à moins de 6 km de profondeur sous le niveau marin au niveau de la marge (Figure II.29), vitesses anormalement rapides qui correspondent à des vitesses de croûte intermédiaire. En contre-exemple, sur le même secteur, la tomographie des ondes réfractées (V_{OBS}) détermine une vitesse de 5 km/s et les 6 km/s n'y sont atteints qu'à partir de 10 km de profondeur (Figure II.30).

Enfin, le saut de vitesse est très marqué dans la tomographie au milieu du modèle (vers $X = 60 - 80$ km), secteur où les vitesses passent de 5 km/s à 7 km/s en moins de 2 km. Dans le modèle V_{13} , le changement de vitesse est visible mais moins marqué car il s'étale sur le double d'épaisseur, soit au minimum 4 km.

L'analyse des images migrées montre que les différences ne sont pas ostensibles mais apparaissent, sans surprise sur les secteurs présentant de grandes différences de vitesses dans les modèles utilisés pour migrer. Ces observations indiquent que les modèles de vitesse obtenus par tomographie de temps des données OBS avec un espacement entre instruments faible, permettent de retrouver, dans la partie superficielle, des vitesses conformes à celles pointées en MCS. À l'inverse, un pointé de vitesse précis sur des données MCS basse fréquence permet également d'obtenir un bon modèle de vitesse, valable à des profondeurs élevées, et pouvant s'avérer localement meilleur que V_{OBS} . Par exemple à $X = 45$ km (Figure II.36), le réflecteur vert, visible sur les deux images, est positionné quasi à la même profondeur de 4,5 km. Par contre, le réflecteur violet semble plus plat sur SEFA13- V_{13} et la semblance gamma semble être moins diffuse en profondeur avec V_{13} que V_{OBS} . A $X = 20$ km, on note aussi une semblance gamma plus centré sur 1 à 6.7 km de profondeur.

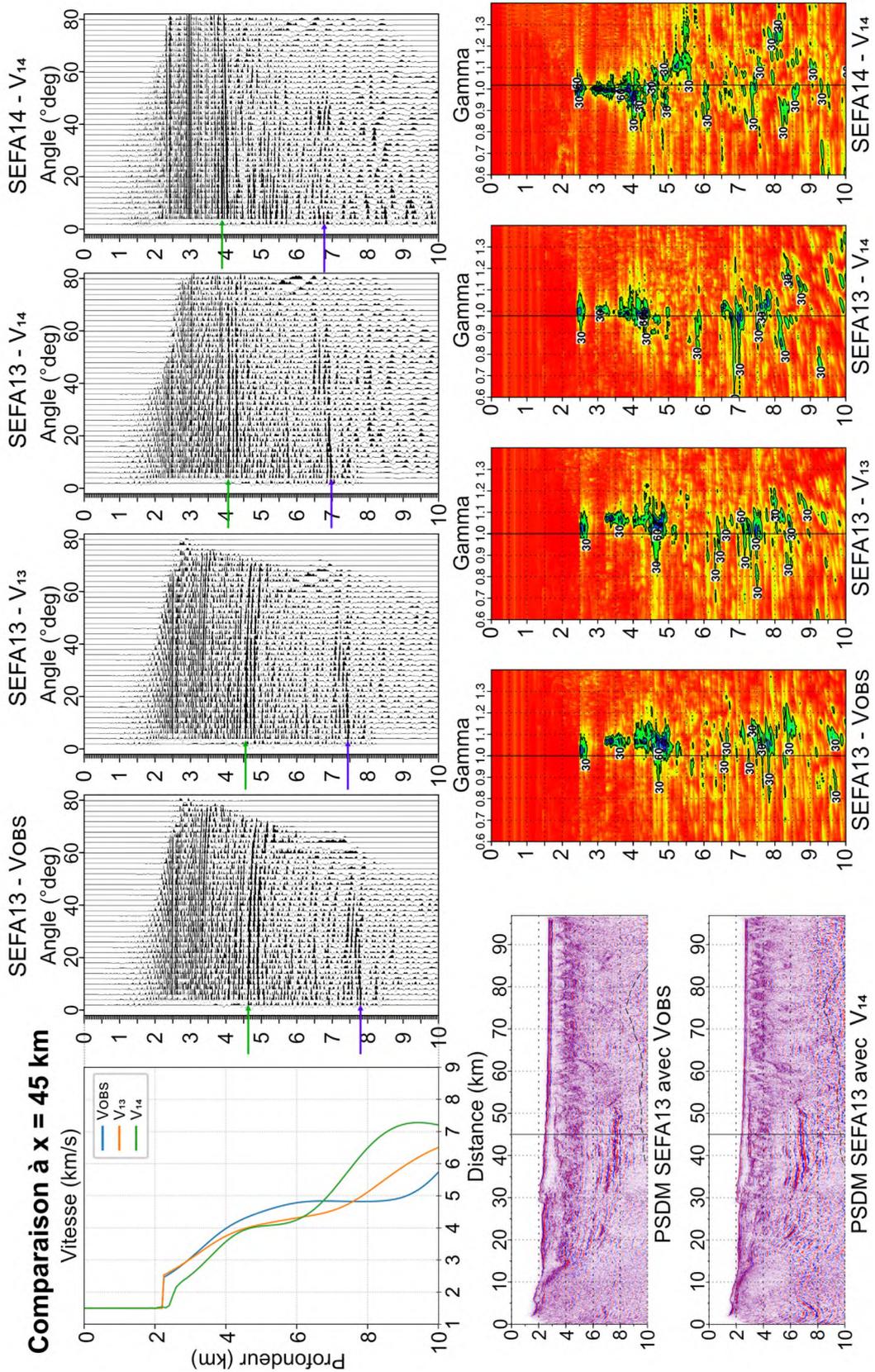


Figure II.36 : Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité des différentes données migrées à un point X donné, ici à 45 km. En haut à gauche sont représentés les logs de vitesses à cette distance des modèles V_{OBS} (bleu), V₁₃ (orange) et V₁₄ (vert). En dessous, 2 images migrées en profondeur des données SEFA13 avec le modèle V_{OBS} (haut)

et V_{14} (bas). A droite, les différents panneaux iso-X extraits pour les combinaisons SEFA13- V_{OBS} , SEFA13- V_{13} , SEFA13- V_{14} et SEFA14- V_{14} . Les flèches vertes et violettes indiquent des réflecteurs majeurs. Les panneaux de semblance associés montrant la fonction gamma sont présentés en bas à droite dans le même ordre.

II.1.2.5.d. Apport de la correction en profondeur

Pour l'ensemble des panneaux iso-X analysés, les réflecteurs sont généralement plus plats et par conséquent les semblances gamma plus majoritairement centrées sur 1 en utilisant le modèle de vitesse V_{14} que les modèles V_{13} et V_{OBS} , particulièrement dans le domaine superficiel (cela se vérifie également en profondeur mais plus localement). Ce constat est net pour les données extraites des images de SEFA14- V_{14} , c'est-à-dire celles des données de SEFA14 migrées avec le modèle de vitesse V_{14} associé. Pour les images migrées des données SEFA13, sur l'exemple extrait à $X = 45$ km (Figure II.38), on constate en effet que les réflecteurs situés au-dessus de 4,5 km sont très plats dans SEFA13- V_{14} , et les fonctions gamma correspondantes sont en conséquence centrées sur 1.

Il en résulte que le modèle V_{14} peut être considéré comme le meilleur modèle en sub-surface parmi les 3 proposés. Ce modèle de vitesse correspond à celui pointé en temps et corrigé deux fois en profondeur par Laure Schenini. Si l'on compare ce modèle à celui uniquement pointé en temps (avant les corrections en profondeur), nous observons une nette amélioration, comme on peut logiquement s'y attendre et comme montré par des applications précédentes (Agudelo, 2005). Même avec de faibles différences de vitesse jusqu'à 4 km de profondeur entre le modèle initialement pointé en temps (noté $V_{14-initial}$) et le modèle corrigé (noté donc V_{14} ici) sur les images partielles à 35 km (Figure II.37), les réflecteurs de SEFA14- V_{14} montrent très clairement des panneaux iso-X avec des réflecteurs plus plats (le réflecteur indiqué par la flèche bleue par exemple) que ceux de SEFA14- $V_{14-initial}$, particulièrement à grand offset. Les réflecteurs indiqués par les flèches jaune, orange et violette, sont localisés à de plus faibles profondeurs et ont une amplitude plus forte. L'effet de la correction itérative du modèle de vitesse durant la migration en profondeur est remarquable et la platitude des réflecteurs sur les panneaux iso-X est confirmée par la fonction gamma, centrée sur 1. L'amélioration s'observe particulièrement en profondeur, jusqu'à au moins 7,5 km à $X = 35$ km (Figure II.37), mettant ainsi en évidence des réflecteurs profonds (représentés par la flèche marron). Nous l'observons également à $X = 50$ km, où des réflecteurs assez plats sont visibles jusqu'à 9 km de profondeur.

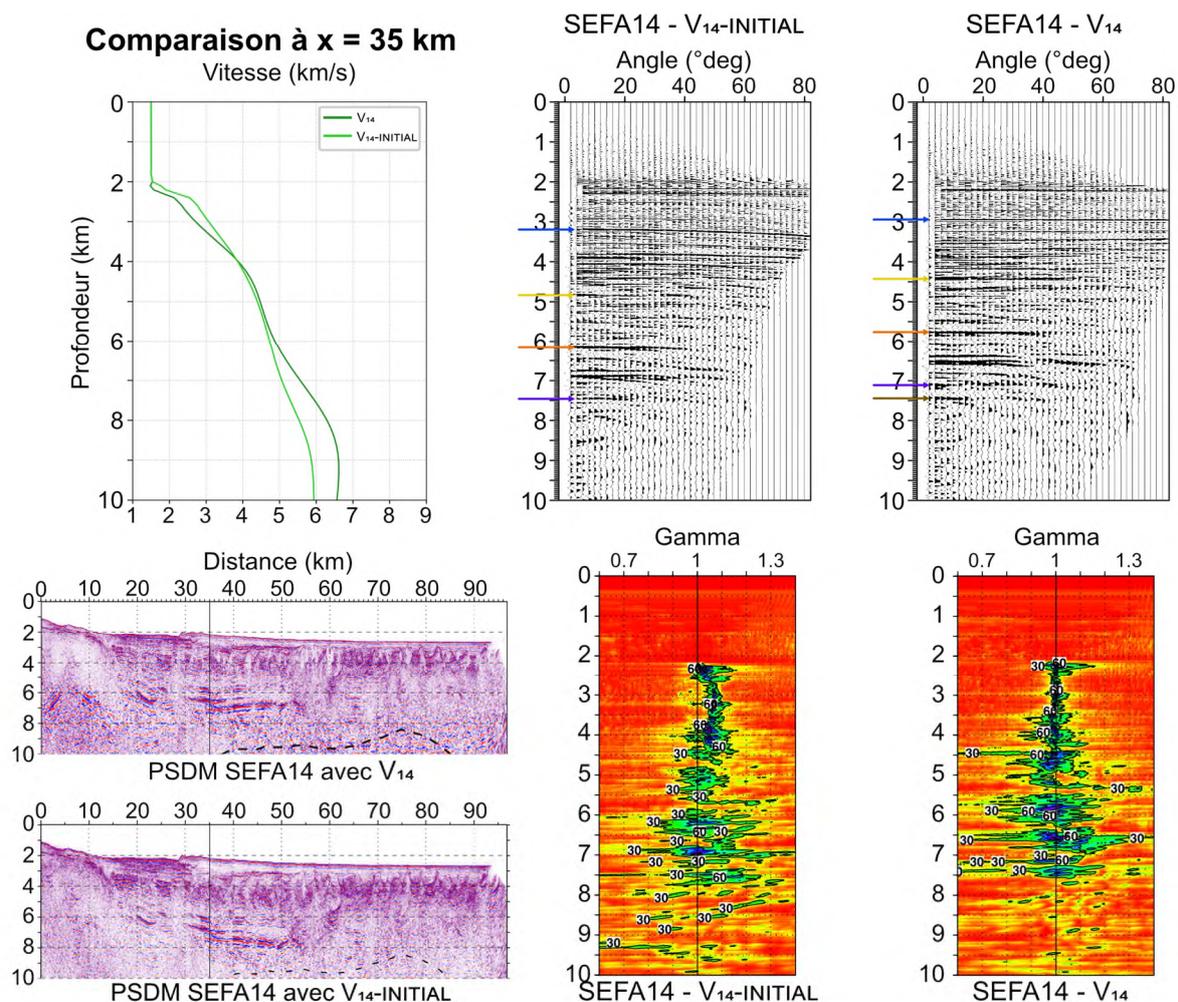


Figure II.37 : Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité de l'apport de la correction du modèle de vitesse en profondeur. Les panneaux iso-X et gamma sont issus de la migration des données du profil SEFA14 avec le modèle de vitesse pointé en temps sans correction en profondeur (à gauche, $V_{14\text{-initial}}$) et avec correction de ce modèle en profondeur (à droite - V_{14}). La comparaison des logs de vitesse est montrée, avec le log du modèle initial, noté $V_{14\text{-initial}}$ en vert pomme, et celui après correction en profondé en vert foncé, noté V_{14} . Les images migrées en bas à droite sont l'image finale des données SEFA14 migrées avec le modèle de vitesse V_{14} (haut) et celle obtenue avec le modèle de vitesse avant correction en profondé $V_{14\text{-Initial}}$.

A $X = 10$ km (annexe n°2), deux forts réflecteurs plats sont visibles à 6,2 et 6,6 km en profondeur. Cependant, les vitesses indiquées à ces profondeurs sont de 8 km/s, ce qui semble trop rapide géologiquement. Il semble néanmoins y avoir un indice de ces réflecteurs dans les données migrées avec le modèle pointé en temps ($V_{14\text{-initial}}$), bien que sa présence soit faible, enlevant ainsi l'hypothèse d'un artefact. De plus, dans le SEFA13- V_{14} , il semblerait qu'il y ait aussi un réflecteur caché (à $Z = 6,5$ et 7 km). Une hypothèse pour expliquer la surestimation de la vitesse à 6, 7 km de profondeur est que les vitesses superficielles seraient sous-estimées.

II.1.2.5.e. Construction du modèle mixte

Comme expliqué précédemment (A-II.1.1. Imagerie sismique et séparation des échelles), les méthodes de sismique réflexion et réfraction sont complémentaires. Selon l'approche mise en œuvre par Agudelo (2005a), nous avons construit un modèle mixte contenant les vitesses issues de l'analyse de SEFA14 (V_{14} - Figure II.28) dans la partie supérieure et celles issues de la tomographie (V_{OBS} - Figure II.30) dans la partie profonde. Afin de déterminer la zone de transition, nous avons comparé les panneaux iso-X et leurs gammas associés.

Les résultats de ces comparaisons montrent que :

- L'image finale de SEFA14- V_{14} est de meilleure qualité au niveau des diapirs de sels, dans le bassin ;
- L'analyse de vitesse de SEFA14 a permis la construction d'un modèle de vitesse plus précis ;
- L'image migrée finale SEFA13- V_{14} est plus fiable (réflecteurs plus plats et fonction gamma centrée en 1), au moins jusqu'à 4 km de profondeur ;
- En profondeur, V_{OBS} semble mieux contraint. Par exemple, à $X = 35$ km, nous observons plus de réflecteurs vers 7 km de profondeur que sur les autres panneaux iso-X.

En conséquence, la zone comprise entre 4,2 à 4,6 km a été sélectionnée comme zone transition, c'est-à-dire que les vitesses sont celles de V_{14} jusqu'à 4,2 km et celles des modèle V_{OBS} en dessous de 4,6 km. Suivant l'approche proposée par (Agudelo, 2005), la vitesse de la zone intermédiaire correspond à une moyenne pondérée des deux modèles (Equation 1). Ce nouveau modèle de vitesse composite est noté V_{14-OBS} .

$$v_{14-OBS}(z) = \alpha v_{14} + (1 - \alpha)v_{OBS} \text{ avec } \alpha = 3\chi^2 - 2\chi^3 \text{ et } \chi = \frac{z-z_f}{z_f-z_0} \quad (1)$$

où z_0 et z_f sont les profondeurs initiale et finale de la zone de transition respectivement.

La nouvelle image migrée SEFA13- V_{14-OBS} est présentée sur la Figure II.38. En comparaison avec l'image migrée SEFA13- V_{14} (Figure II.33), la structure au-dessus de 4,2 km de profondeur n'a logiquement pas évolué, les vitesses y étant identiques. En dessous de 4,6 km de profondeur, on observe moins de résidus de multiple sous la marge par rapport à SEFA13- V_{14} (Figure II.33), et les réflecteurs, en général, se focalisent à une profondeur plus faible. Par exemple, le fort réflecteur situé entre $X = 30$ à $X = 50$ km, situé à presque 8 km de profondeur sur l'image de SEFA13 avec le modèle V_{OBS} (Figure II.35), n'apparaît plus qu'à 7 km de profondeur sur l'image de SEFA13 migré avec le modèle composite (Figure II.38). De plus, il apparaît plus net et continu.

Les observations notées sur l'image migrée en profondeur (Figure II.38) se retrouvent aussi sur les panneaux iso-X. Prenons l'exemple à $X = 40$ km (Figure II.39), on remarque que le même réflecteur, indiqué par les flèches bleues sur les différents panneaux iso-X, se situe à une profondeur identique pour SEFA13- V_{13} , SEFA13- V_{14} et SEFA14- V_{14} . Il est localisé presque 500 m plus bas

sur SEFA13- V_{OBS} et semble moins plat sur ce dernier. Les réflecteurs marqués par les flèches jaune, orange et violette, sont également plus marqués et plus plats sur SEFA13- V_{14-OBS} .

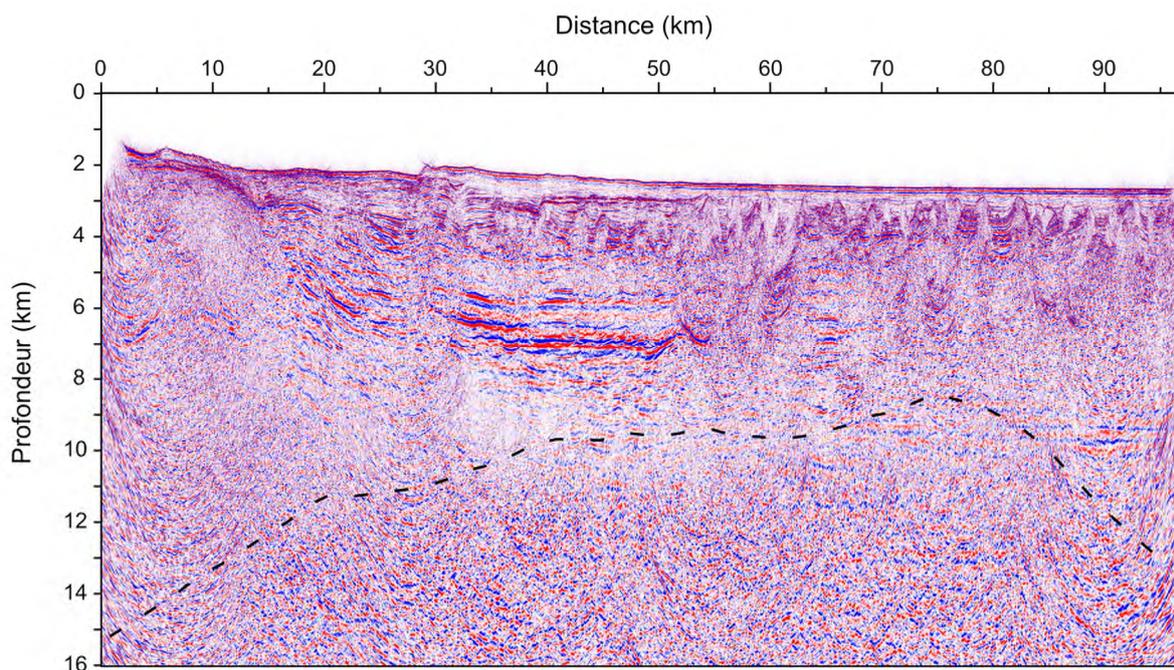


Figure II.38 : Image migrée finale des données de SEFA13 avec le modèle de vitesse composite V_{14-OBS} . Le trait tireté noir marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

Ce modèle mixte apporte un vrai gain dans la partie profonde (à partir de 5 km). Cette analyse montre, d'une part, l'importance d'utiliser des vitesses adéquates dans la partie superficielle afin de pouvoir bien imaginer cette partie, et d'autre part, l'impact des vitesses supérieures sur la migration des réflecteurs profonds. En effet, à $X = 40$ km par exemple (Figure II.39), on observe des réflecteurs présentant des iso-X plats et une fonction gamma centrée sur 1 jusqu'à 4,2 km, comme nous l'avons précédemment observé sur le panneau correspondant de SEFA13- V_{14} . En profondeur, jusqu'à au moins 7,5 km, nous pouvons noter que la fonction gamma est toujours centrée sur 1, ce qui n'était pas le cas avec la migration avec le modèle V_{OBS} uniquement (les semblances étaient décalées vers 1,1).

Une correction de ce modèle de vitesse mixte au cours de la migration en profondeur permettrait d'améliorer encore le modèle, comme nous avons vu plus haut que l'apport correction profondeur était non-négligeable permettant ainsi d'obtenir une image migrée correcte et fiable. Cette possible correction itérative du modèle mixte de la zone superficielle à la zone plus profonde (i.e. *layer stripping*) est une perspective d'amélioration intéressante des résultats de ce travail.

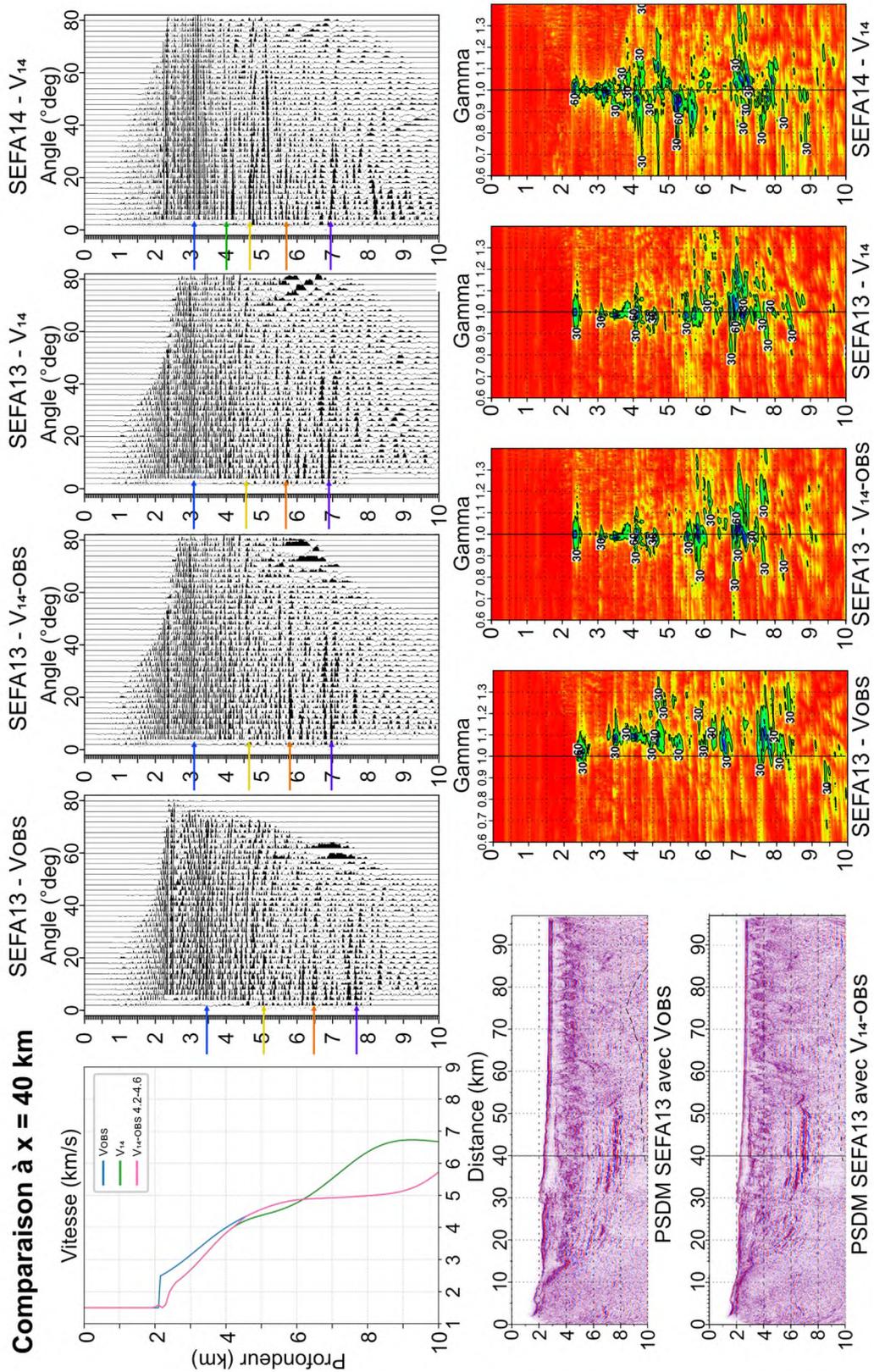


Figure II.39 : Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité des différentes données à 40 km. En haut à gauche, les logs de vitesses des modèles VOBS (bleu), V14 (vert) et mixte V14-OBS (rose). En dessous, 2 images migrée en profondeur des données SEFA13 avec le modèle VOBS (haut) et le modèle mixte V14-OBS (bas). À droite, les différents panneaux iso-X extraits pour les combinaisons SEFA13-VOBS, SEFA13-V14-OBS, SEFA13-V14 et SEFA14-V14. Leurs panneaux de semblance associés montrant la fonction gamma sont présentés en bas à droite dans le même ordre. Les flèches de couleurs indiquent des réflecteurs majeurs.

II.1.2.5.f. Discussion

Effet de la source

Les deux profils de sismique multitrace SEFA13 et SEFA14 sont coïncidents, et nous offrent donc la possibilité de comparer l'effet de la source sur l'acquisition de données dans une zone dont la structure est complexe.

Pour rappel, la source de SEFA13 (basse fréquence) est de 4990 in³ avec 16 canons à air, alors que celle de SEFA14 (haute fréquence) est de 2570 in³ avec 14 canons à airs. Leurs spectres sont présentés sur la Figure II.10. Les basses fréquences (en dessous de 50 Hz) sont visibles dans les deux spectres. L'amplitude de ces dernières est cependant nettement plus élevée sur le profil SEFA13. Le spectre de SEFA14 couvre une plus grande gamme de fréquences mais avec moins d'amplitude. L'amplitude maximale des données SEFA13 est observée à 27 Hz ; à 45 Hz pour celles de SEFA14. Les gammes de fréquences dominantes sont de 5 à 50 Hz pour SEFA13 et de 20 à 70 Hz pour SEFA14.

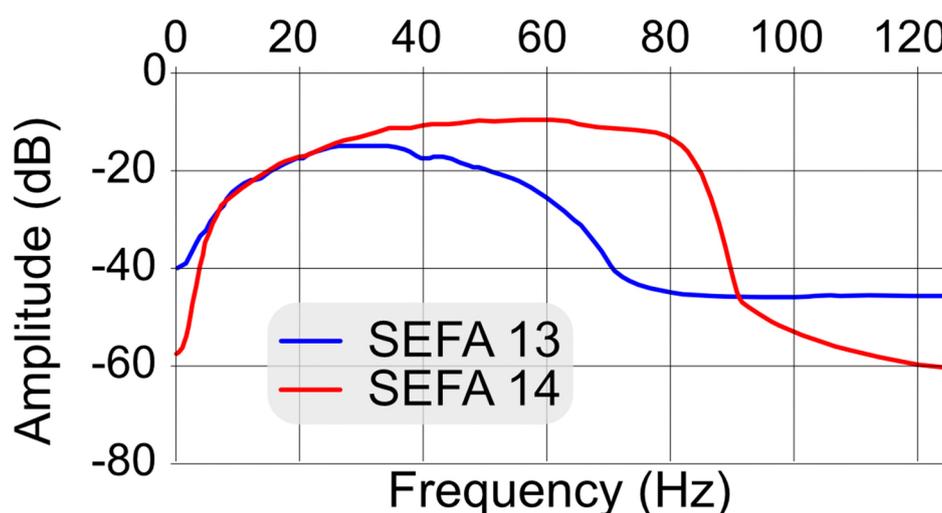


Figure II.40 : Spectre d'amplitude des données des profils SEFA13 (source refraction) et 14 (source MCS), suite au traitement en temps calculé avec le logiciel *Geovation*®.

Le spectre d'amplitude des données utilisées pour la migration en profondeur est présenté sur la Figure II.40. Nous observons bien les conclusions sur les spectres d'amplitude de la source (cf. II.1.2.2.a - Source). En effet, celui de SEFA13 présente des amplitudes plus importantes pour les très basses fréquences (< 10 Hz), et la gamme de fréquence de SEFA14 est plus étendue.

Différence du modèle V pointé : Comparaison entre V_{13} et $V_{14-Initial}$

Les deux modèles de vitesse pointés par analyse des données en temps (le modèle V_{13} et le $V_{14-initial}$, avant correction en profondeur) sont divergents. Le modèle $V_{14-initial}$ est beaucoup plus lisse et homogène que le modèle V_{13} , où l'on perçoit l'empreinte de la marge. Néanmoins, on peut noter

qu'en plus d'avoir été pointés sur des jeux de données coïncidents mais différents, ils l'ont été par des utilisatrices différentes, bien que très familières avec l'outil, d'où de possibles différences subjectives dans l'analyse.

Dans la partie superficielle, jusqu'à 2 km sous le fond marin, les modèles sont similaires, bien que le modèle $V_{14\text{-initial}}$ présentent des vitesses légèrement inférieures le long de la majorité du profil. Au-delà, les vitesses sont bien différentes. Sous la marge, les vitesses de V_{13} sont plus élevées que celles de $V_{14\text{-initial}}$ alors que dans le bassin profond, à l'inverse, les vitesses de V_{13} ont tendance à être plus faibles que celles de $V_{14\text{-initial}}$. Les vitesses profondes de V_{13} s'y rapprochent de celle obtenues par inversion tomographique (V_{OBS} Figure II.30). Ces 2 modèles étant obtenus tout à fait indépendamment, avec des données et des méthodes complètement différentes, cette observation conforte l'hypothèse que V_{13} est meilleur dans la partie profonde que $V_{14\text{-initial}}$.

En résumé, la faible largeur de la marge nord du bassin Ligurien, combinée à la présence d'une épaisse couche de sels et d'une quantité non négligeable de diapirs, rendent l'imagerie de cette zone très complexe. Les structures sont 3D et présentent des variations latérales rapides. L'analyse et la comparaison de 3 profils coïncidents complémentaires, acquis avec des instruments différents, nous permet de caractériser plus finement cette zone, mais également de pouvoir comparer les différentes méthodes de traitement. Les modèles de vitesses V_{13} et V_{14} sont divergents dans la zone profonde, où V_{13} est cohérent avec V_{OBS} . Ainsi, cela confirme qu'une source plus basse fréquence pénètre mieux et permet de déterminer la structure de vitesse profonde avec plus de fiabilité. L'apport de la correction en profondeur du modèle de vitesse est non négligeable et nous observons une réelle amélioration entre le $V_{14\text{-initial}}$ et le V_{14} , avec notamment l'augmentation des vitesses profondes. Cependant ce dernier présente une surestimation systématique des vitesses par rapport à V_{OBS} , surtout dans le bassin, à partir de 7 km de profondeur. Les meilleurs résultats sont obtenus avec le modèle de vitesse mixte $V_{14\text{-OBS}}$, qui combine la meilleure précision des modèles de vitesses V_{14} dans la partie superficielle et V_{OBS} dans la partie profonde, respectivement.

II.1.3. Sismique réfraction

II.1.3.1. Acquisition de la donnée

II.1.3.1.a. Instrumentation utilisée

Durant la campagne SEFASILS, 36 sismomètres de fond marin (OBS) ont été déployés le long du même profil que celui acquis en sismique réflexion et numérotés de 101 à 136. Seize OBSs viennent du laboratoires Géoazur. Les 20 supplémentaires sont des MicrOBS provenant de l'Ifremer (12) et de l'IUEM, Institut Universitaire Européen de la Mer (8).

Les instruments de l'Ifremer et de l'IUEM sont indifférenciés dans leur procédures de mise en œuvre. Les micrOBS ont été développés par l'Ifremer et sont maintenant sous la licence de Sercel. Ils sont compacts et adaptés à la WAS, faciles à déployer et ont déjà été largement déployés au cours de nombreuses campagnes précédentes. Durant notre campagne, ils étaient sous la responsabilité de P. Guyavarch et M. Roudault (Ifremer) et C. Prunier (IUEM).

Les instruments de Géoazur sont de deux types, les *Hippocampes* et les *Ladybug*. Ils ont été développés dans les années 2000. Les Hippocampes ont évolué et sont maintenant très similaires aux Ladybugs. Ils sont à la charge de D. Oregioni (Géazur). Avant le déploiement, 4 des 20 instruments de Géoazur disponibles et initialement prévus n'ont pas pu être configurés et donc n'ont pas pu être déployé du fait du temps très bref entre la mobilisation et les premiers déploiements, intervenus après une unique nuit de transit. Ainsi, 36 OBSs ont été déployés sur les 40 initialement prévus, conduisant à un espacement plus grand (2,5 à 3 km) entre instrument au large. Les points de largage sont numérotés de 101 à 136, de la marge vers le bassin.

Chaque OBS enregistre dans les 3 directions, c'est-à-dire une composante z verticale et deux composantes x et y horizontales. De plus, un hydrophone enregistre la pression.

Sur les 36 OBSs, 34 sont remontés sans problème notables durant la mission. Deux instruments, numéro 102 (Ifremer) et 119 (Géoazur) ne sont pas remontés et n'ont été retrouvés que plus tard respectivement, échoués sur les côtes sarde et corse. L'OBS 102 a été récupéré avec des données, contrairement à l'OBS 119. Ses enregistrements ont donc pu être intégrés dans le jeu de donnée, seule l'information de dérive étant manquante.

En complément, 4 stations à terre dans l'axe du profil ont été déployées. Elles enregistrent dans les 3 directions. Les stations à terre ont été installée en une journée dans la semaine précédant la campagne sous la responsabilité de X. Martin (Géoazur). Les stations étaient espacées de 3 km. L'instrumentation, légère, consistait en un capteur enterré à une profondeur de 50 cm et une batterie dans une petite boîte à la surface. Les capteurs sont des vélocimètres Güralp 6T.

II.1.3.1.b. Configuration de l'acquisition

La mise à l'eau des OBS s'est déroulé du 17 au 18 novembre dans des conditions de vents élevé. Au vu de la densité des OBSs, la moyenne de temps entre deux déploiements était de 26 minutes. Afin d'avoir un bon compromis entre le temps de repos nécessaires aux deux équipes des OBS (Ifremer et Géoazur) et la répartition homogène des différents instruments, il a été décidé d'alterner le déploiement par série de 5 instruments, ce qui revenait à une période de travail de 2 à 3 heures pour les équipes. Comme mentionné plus haut, 4 instruments de Géoazur n'ont pu être mis en fonctionnement correct lors de la préparation à bord précédant les largages. En conséquence il a été décidé d'espacer les OBSs de 2,5 km à 3 km à partir de l'OBS 119 afin de pouvoir garder la longueur de profil voulue tout en gardant une bonne densité d'OBS proche de la marge, où la structure est latéralement plus hétérogène.

Afin d'augmenter le temps inter-tir et ainsi de limiter les bruits du tir précédents tout en gardant une densité de tir suffisante, il a été décidé de faire deux passages le long de la ligne avec des positions de tirs intercalées et de fusionner ensuite les données. Le délai inter-tir était de 90 s, soit une distance inter-tir de 230 m (la vitesse du bateau étant de 5 nœuds). La distance inter-tir, une fois les profils fusionnés, est donc de 115 m en moyenne (combinaison des deux passages).

Le premier passage, SEFA11 a été tiré du sud vers le nord et fait 126,3 km. Le deuxième passage, SEFA12, a été tiré à l'inverse, du nord au sud. Cumulée à des pertes de temps préalables dues à des conditions météorologiques, le *shutdown* imposé par l'observation de globicéphales à proximité du bateau a conduit à décider de l'interruption de la seconde ligne avant son achèvement, pour ne pas compromettre la suite de la mission. Le dernier OBS avait cependant été dépassé. En conséquence, le profil SEFA12 ne fait que 108,4 km et les ~18 km restant du profil ont une densité de tirs deux fois moindre.

La source était composée de 16 canons à air avec des volumes variant de 150 à 520 in³, immergés à une profondeur de 10 m. Le volume total de la source était de 81,8 L (4990 in³). L'énergie du signal était synchronisée sur la première impulsion. La fréquence dominante était de 27 Hz, avec une gamme s'étirant de 5 à 50 Hz. La production de l'air comprimé (à 140 bars) est effectuée par des compresseurs installés sur le pont arrière du bateau. Il y avait un compresseur *Hamworthy* avec une capacité de 660 m³/h, et deux autres *Hamworthy* avec une capacité moins élevée de 300 m³/h.

Pour la ligne SEFA11, 5 canons à airs ne fonctionnaient pas, la source ne fonctionnant qu'à 74 % de sa capacité totale. Lors du deuxième passage, pour la ligne SEFA12, il restait encore 3 canons non fonctionnels, amenant la source à 87 % de sa capacité totale.

II.1.3.2. Traitement des données

II.1.3.2.a. Mise en forme

Les mesures de dérive d'horloge sont faites sitôt les OBS remontés de façon à pouvoir corriger la base de temps des données et à avoir un calage temporel aussi précis que possible des événements enregistrés. Pour les données des OBS de Géoazur, la conversion des données brutes au format SEG-Y auquel les données peuvent être ensuite exploitées n'est plus possible à partir des formats de données brutes fournis par le data logger de l'instrument. Il est nécessaire de passer préalablement par une conversion en miniseed. Par cohérence, la même conversion est opérée sur les données des micrOBS Ifremer/UBO, de façon à avoir par la suite un workflow homogène pour les différents types d'instruments utilisés. Ces données en miniseed sont ensuite fusionnées avec celles du fichier d'acquisition, de manière à découper l'enregistrement aux heures de tirs et de construire ensuite des fichiers seg-y constitués de traces synchronisées sur les heures de tir et à en renseigner les en-têtes. Cette conversion du miniseed vers le SEG-Y est réalisée à l'aide du logiciel GIPTools (GFZ Potsdam).

Comme expliqué plus haut, le profil a été acquis en deux passages (SEFA11 et SEFA12), dont les données sont ensuite fusionnées, classées par offsets.

Pour représenter les données en vue de leur analyse et de leur pointé, une représentation en temps réduit est utilisée, de façon classique (décalage linéaire des temps origine des traces en fonction de leur offset, avec une vitesse de réduction de 7 km/s). La Figure II.41 montre un exemple des ensembles en récepteur commun ainsi constitués.

Relocalisation des récepteurs

La position de largage d'un OBS est connue, ainsi que la position à laquelle il est récupéré à bord. Sa position exacte au fond n'est pas connue et, si elle doit être voisine de celle du largage (voire de la récupération si celle-ci est réalisée rapidement après que l'instrument a fait surface), elle peut en différer de façon non négligeable, notamment si des courants dévient sa descente sous l'eau. Il importe donc d'essayer d'améliorer le positionnement de l'instrument, au moins dans la mesure de la sensibilité des données à cette position. Ceci peut être réalisé par l'inversion des temps d'arrivées de l'onde directe dans l'eau. En prenant en compte le fichier de navigation avec la position des tirs et en pointant minutieusement l'onde directe là où elle est en première arrivée et où son rapport signal /bruit est très favorable, nous avons calculé l'emplacement le plus probable des OBS. Ce calcul est réalisé en testant successivement toutes les positions possibles de l'instrument sur une grille centrée sur la position de largage. Lors du test des différentes positions de l'instrument, les variations de bathymétrie sont prises en compte grâce à la grille régionale issue des sondages de bathymétrie multifaisceaux. La vitesse des ondes dans l'eau est également un paramètre du calcul qui peut être inclus dans l'inversion, là encore en testant un ensemble de valeurs dans une gamme

réaliste (entre 1514 et 1540 m/s d'après les valeurs extrêmes trouvées aux différentes profondeurs par les sondes XBT durant la campagne). Les inversions réalisées pour les différents OBS ont convergé vers des valeurs de vitesse moyenne de l'eau situées autour de 1528 m/s.

Ces nouvelles positions ont donné lieu à une mise à jour des en-têtes des données. Celle-ci a également porté sur les offsets, qui ont été recalculés.

II.1.3.2.b. **Traitement**

Filtrage

Les données brutes sont ensuite filtrées afin de pouvoir réduire l'empreinte du bruit et rendre plus claires les arrivées là où le rapport signal/bruit rend leur bonne identification et leur pointé délicats.

En plus d'une soustraction de la composante continue (debias), deux filtrages ont été utilisés :

- Un **filtre passe-bande Butterworth** (2, 5, 8, 15 Hz), à phase minimum et à phase nulle (le filtrage à phase nulle tend à introduire des précurseurs acausaux dans les données sous forme d'oscillations de Gibbs ; le filtrage phase minimum évite cet écueil mais déphase le signal, introduisant un retard dans les temps pointés) ;
- Un **filtre de pente**, rajouté en plus, centré sur les pentes faibles, de façon à mieux mettre en évidence les signaux à pentes faibles. Ce filtrage est utile pour mieux révéler les premières arrivées à grands offsets, dont les rapports signal/bruit sont faibles et qui sont proches de l'horizontale (du fait du choix de la vitesse de réduction aux vitesses crustales profondes à mantelliques). Il est inutile aux cours offsets, dont les pentes sont plus fortes et pour lesquels les paramètres du filtre sont inadaptés et qui présentent surtout un rapport signal/bruit ne nécessitant pas un tel filtrage.

Qualité des données

Sur l'ensemble, les données sont d'assez bonne qualité, avec des contrastes suivant les sites, les types d'instruments et les composantes considérées. Les OBS Ifremer/UBO ont généralement fourni des données de meilleure qualité (moins bruitées) que ceux de Géoazur. Sur la plupart de ces derniers, les composantes verticales étaient très fortement bruitées et la composante de pression s'est avérée essentielle pour permettre le pointé. La meilleure section est toutefois celle de l'OBS 128, qui est un instrument de Géoazur. Un exemple des données brutes et filtrées de l'OBS 111 est présenté Figure II.41.

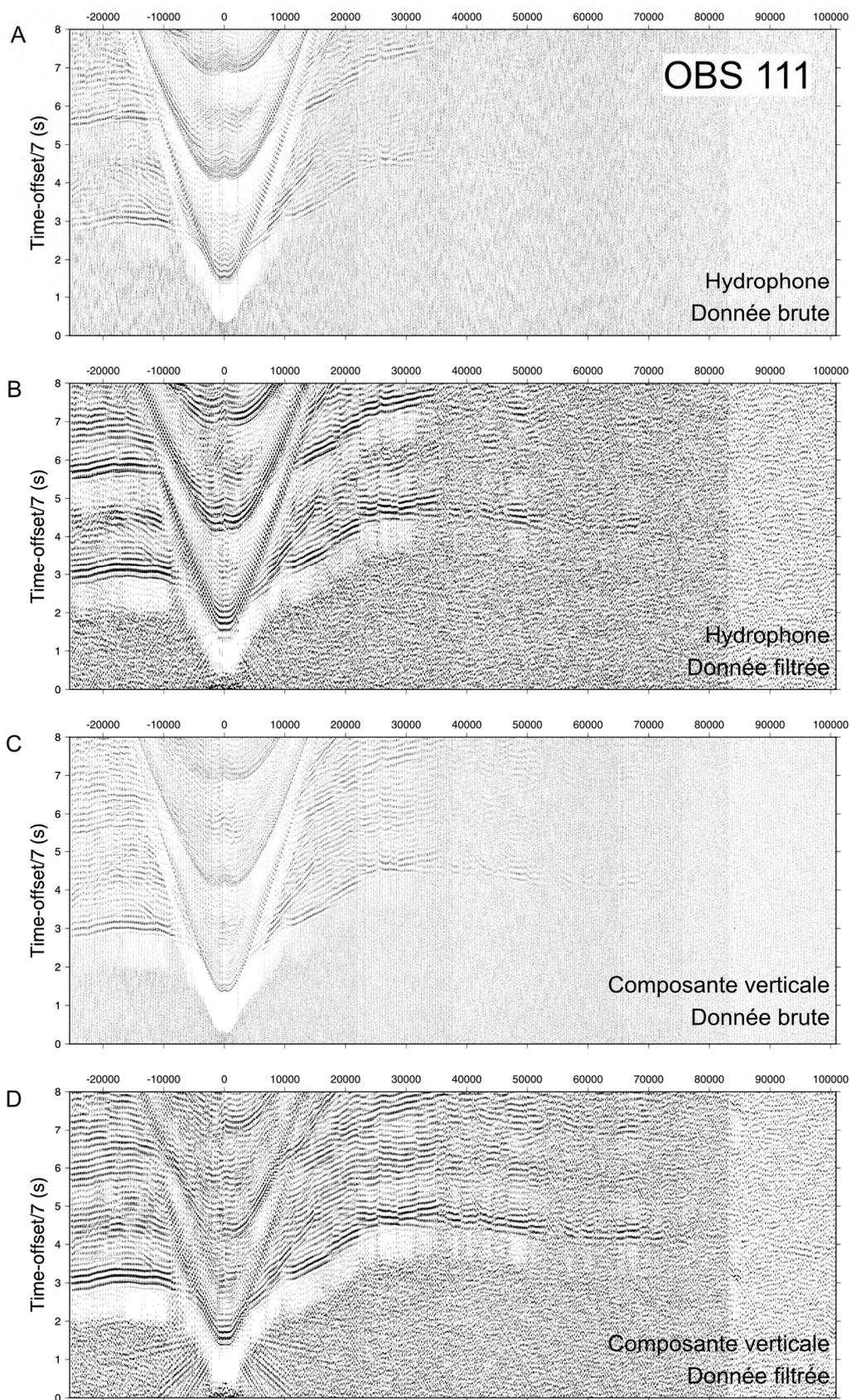


Figure II.41 : Données brutes (A et C) et filtrées (passe bande + filtre de pente, B et D) de l'hydrophone (A et B) et de la composante verticale (C et D) de l'OBS 111.

Cas des stations terrestres

Pour les 4 stations terrestres, le séquence de mise en forme et de pré-traitement des données a été semblable. En termes de qualité des signaux, la situation est là aussi contrastée, reflet probable de différences de couplage au sol, mais surtout de plus ou moins grand éloignement par rapport aux sources de bruit anthropique, nombreuses et fortes sur la zone littorale. Les données de la station terrestre la plus éloignée de la côte (la station 104) se sont ainsi avérées les meilleures ; celles des autres stations sont plus bruitées et le pointé résultant est donc moins riche.

II.1.3.3. Pointé des données

Le pointé a été effectué sur les composantes verticales ou sur les hydrophones, en fonction de la qualité relative des signaux sur ces voies. Pour la plupart des instruments, la composante hydrophonique s'est avérée meilleure, en particulier – mais pas uniquement – sur les instruments du parc de Géoazur. De façon standard, le pointé a été effectué sur les données classées en offsets. Les deux composantes (verticale et hydrophone), ainsi que toutes les variantes de pré-traitement (données brutes, filtrées et filtrées en pente), avec des représentations en polarité normale ou inverse, ont été systématiquement examinées pour déterminer la meilleure localement et comparer a posteriori la compatibilité des pointés avec toutes combinaisons. Le pointé a été découpé en phases, distinguées les unes des autres par leurs pentes (vitesses apparentes), leur continuité, l'homogénéité de leur polarité et de leur rapport signal/bruit.

Lors du pointé, un indice de qualité a été estimé attribuée à chacune de ces phases, comprenant 5 gradations, de A à E, dépendant du rapport signal sur bruit et de la certitude et de la précision du pointé réalisé. Dans le détail :

- Niveau A : pointé sûr avec une bonne continuité dans les temps d'arrivée sur des données présentant un très bon rapport signal/bruit (généralement à court offset), l'incertitude associée est de 10 ms ;
- Niveau B : pointé avec une continuité moins flagrante et un rapport signal /bruit moins favorable. L'incertitude associée est de 30 ms ;
- Niveau C : pointé avec une continuité dégradée mais ne présentant pas d'ambiguïté quant au signal et à la polarité à pointer. L'incertitude associée est de 80 ms ;
- Niveau D : signal faiblement continu (faible S/B), avec incertitude sur la polarité pointée (domaine des grands offsets). L'incertitude associée est de 100 ms ;
- Niveau E : données très bruitées, difficilement perceptible et de continuité faible, avec forte ambiguïté sur l'oscillation même pointée dans le signal. L'incertitude associée est de 200 ms.

Les pointés sont étendus sur une gamme d'offsets allant de 1,6 km à 100,2 km sur les OBS et de 8,5 à 64,4 km sur les stations à terre (Figure II.42). Au total, nous avons pointé 15 578 temps de première arrivée (exemple sur certains OBS à la Figure II.48).

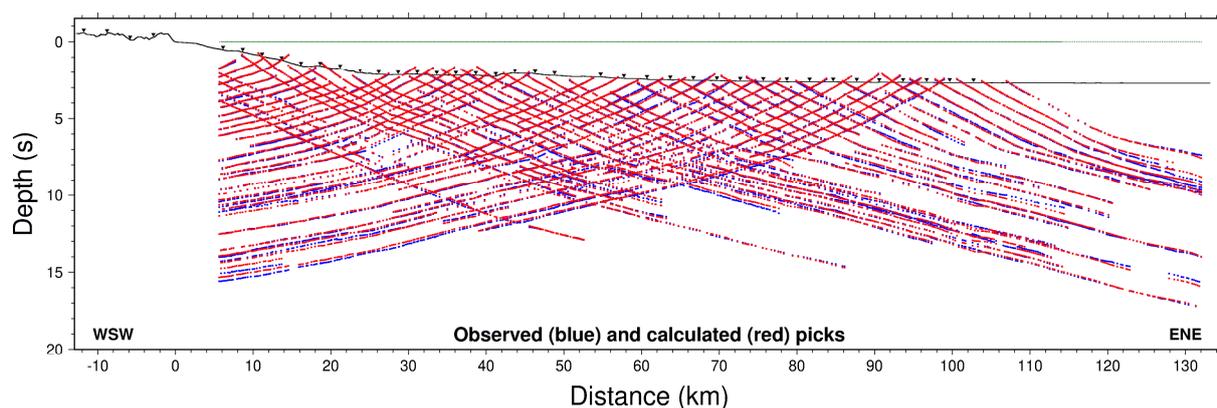


Figure II.42 : Vision synthétique des pointés effectués sur les données OBS et les stations à terre (en bleu) comparés à ceux calculés par inversion tomographique (en rouge). Les points verts marquent la position des tirs.

II.1.3.4. Inversion tomographique

L'étape suivante est l'inversion tomographique des temps de première arrivée. Cette étape permet d'estimer la distribution des vitesses sismiques dans le milieu, c'est-à-dire de construire un modèle de vitesse de la zone étudiée, à partir des temps des premières arrivées ou de temps d'arrivée réfléchis à grand-angle. Le modèle de vitesse ainsi obtenu permet par la suite une interprétation géologique et structurale du profil. Il peut aussi servir de modèle de départ à d'autres méthodes d'imagerie sismique (e.g. la FWI - *Full Wave Inversion*) qui requièrent des modèles de départ cinématiquement très précis.

L'inversion tomographique consiste à résoudre un problème inverse, c'est-à-dire de partir de données observées (ou déduites directement de l'observation, comme les temps d'arrivée pointés des phases dans notre cas) afin de trouver le modèle physique (ici le modèle de vitesses sismiques) expliquant au mieux ces données. Le problème inverse détermine ici les vitesses sismiques du modèle à partir des temps de propagation des ondes entre sources et récepteurs. Le problème direct, lui, calcule les temps de trajets des ondes entre tous les couples source-récepteurs dans un modèle de vitesse donné. Le problème inverse tomographique est non linéaire. Sa résolution repose ici sur une approche linéarisée dans laquelle une suite de modèle est construite itérativement. À chaque itération, les temps d'arrivée sont calculés dans le modèle de vitesse courant et sont ensuite comparés aux observables (i.e. les temps pointés). Le problème tomographique cherche à minimiser l'écart entre ces deux temps, pointés et calculés en linéarisant localement la relation entre perturbations sur le modèle et perturbations sur les données (construction de la matrice de sensibilité ; e.g. Toomey *et al.*, 1994 ; Zelt et Barton, 1998 ; Korenaga *et al.*, 2000). Des contraintes de régularisation de la solution sont imposées pour remédier au caractère sous-déterminé du problème. Ici, il s'agit d'une contrainte de lissage de la solution afin d'étaler les perturbations de vitesse reconstruites le long des rais sismiques (là où la sensibilité est non nulle) à leur voisinage immédiat.

Dans l'exploitation des données de cette campagne, nous avons utilisé deux codes d'inversion tomographique des temps d'arrivées distribués et largement reconnus dans la communauté de

sismique grand-angle : FAST *First Arrival Seismic Tomography* et Tomo2D (Korenaga *et al.*, 2000). Comme expliqué plus haut, ils fonctionnent tous les deux par résolution itérative du problème inverse non linéaire par approximations linéaires successives. FAST n'inverse que les temps de phases réfractées en première arrivée. Tomo2D permet d'intégrer en plus des temps d'ondes réfléchies sur une discontinuité donnée du milieu et de reconstruire ainsi, en plus du champ de vitesse, la géométrie de l'interface à l'origine de cette réflexion.

II.1.3.4.a. Inversion tomographique avec FAST

FAST est un code d'inversion tomographique des temps de première arrivée sismique 2D et 3D. Nous l'appliquons ici dans un modèle 2D. Le modèle de vitesse V_0 est introduit afin d'initier la première itération. Le modèle direct est maillé à intervalles réguliers en x comme en z et la vitesse est définie à chaque nœud. De manière simplifiée, comme présenté sur la Figure II.43, le calcul des temps d'arrivées des ondes dans un modèle de vitesse V , se fait grâce à la résolution de l'équation de l'Eikonal par différence finies. La différence entre les deux jeux de données observées et calculées constitue le résidu. L'erreur RMS (*Root mean square*) en est la moyenne quadratique et c'est un indicateur statistique important pour déterminer la qualité de l'inversion. Si cette dernière est trop importante, alors la matrice de sensibilité (i.e., matrice de dérivées partielles des temps d'arrivée aux récepteurs par rapport aux vitesses en chaque nœud de grille de vitesse) et la résolution du système linéaire assurant la minimisation des résidus sont recalculés en incluant des contraintes de régularisation de la solution pour stabiliser l'inversion, comme expliqué plus haut. Le modèle de vitesse est mis à jour et les itérations se poursuivent tant qu'un critère d'arrêt n'est pas vérifié (nombre maximal d'itérations, seuil de RMS, résidus expliqués statistiquement à la hauteur des incertitudes, etc.). En sortie, un modèle de vitesse final V_f est obtenu.

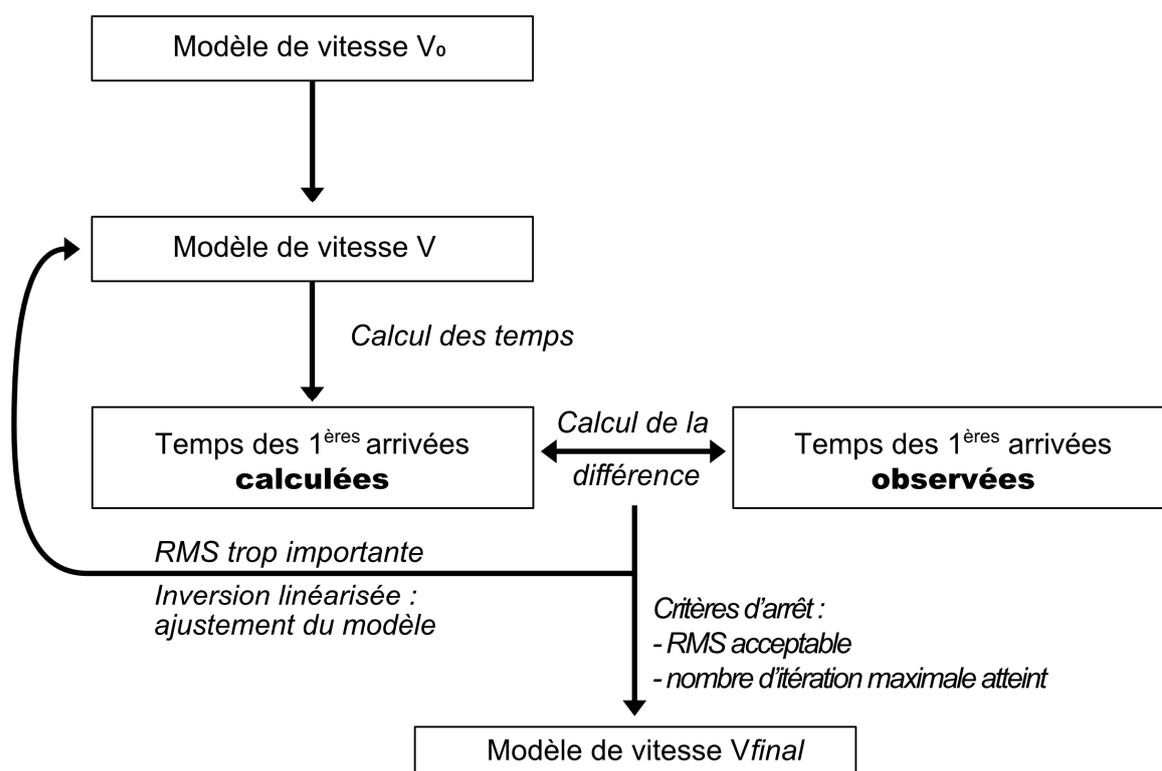


Figure II.43 : Schéma du principe de l'inversion tomographique de FAST de Zelt et Barton (1998).

Étude paramétrique

L'inversion tomographique cherche à minimiser une fonction coût qui dépend d'un terme de *misfit* entre les jeux de données calculées et observées et d'un terme pondéré de régularisation. Il faut donc réussir à trouver les paramètres d'inversion permettant un bon compromis entre ces 2 termes, afin d'avoir un modèle compatible avec l'observable mais qui soit suffisamment lisse pour être géologiquement réaliste.

Nous avons donc balayé de larges gammes de valeurs des paramètres réglables en partant de celles proposées par Zelt et Barton (1998), un à un, pour trouver les réglages amenant à des solutions satisfaisantes, c'est-à-dire afin de trouver un bon compromis entre une solution régulière et une bonne explication des données par le modèle obtenu.

Les différents paramètres d'inversion à régler sont les suivants (avec les valeurs déterminées au terme d'une étude paramétrique de 88 tests) :

- Le maillage de la grille directe (200*200 m) qui influe directement sur la précision du calcul des temps de trajet et celui de la grille inverse (1000*400 m), plus lâche, qui détermine les temps de calcul et le lissage implicite de la solution ;
- Le poids (λ) qui est un scalaire contrôlant l'importance relative du terme de régularisation par rapport au terme des résidus dans la fonction coût à minimiser (valeur retenue : 550) ;

- Le facteur réducteur utilisé pour faire diminuer le paramètre λ entre les itérations non-linéaires, de façon à relâcher progressivement la contrainte de régularisation (valeur retenue : 1,4) ;
- Les paramètres de régularisation qui contrôlent les poids relatifs entre les contraintes induites par les perturbations et celles de la régularisation des vitesses en fonction de la profondeur (valeur retenue : 0,9), entre le poids relatif entre les régularisations verticale et horizontale (valeur retenue : 2), ou encore le nombre de cellules aux limites du modèle pour éviter les effets de bord (valeur retenue : 5) ;
- La capacité à s'éloigner, en chaque point, des vitesses du modèle de vitesse de l'itération précédente (aucune restriction).

Le maillage du modèle de départ est régulier et un pas de 200 m a été choisi comme compromis entre précision du calcul aux différences finies des temps de trajet et rapidité de ces calculs. Celle de la grille inverse a un maillage de 1 km en x et 400 m en z. Il est à noter que ; toutes choses égales par ailleurs, un maillage plus fin de la grille inverse augmente un peu l'erreur RMS obtenue et rend visible des empreintes de rais dans le modèle en plus d'augmenter le temps de calcul.

La valeur de λ_0 est la valeur λ qui est testée lors de la première itération non linéaire. Plusieurs valeurs ont été testées entre 0,5 à 1000. Plus la valeur du λ est faible, plus l'erreur RMS est faible mais plus le modèle de vitesse a de probabilité d'être irrégulier, marqué par les empreintes de rais, en particulier sous les OBS. *A contrario*, si la valeur initiale du λ est grande, le modèle de vitesse final est lisse mais l'erreur RMS peut rester élevée. Comme indiqué plus haut, la valeur donnant le meilleur compromis entre une erreur RMS faible et un modèle de vitesse géologiquement vraisemblable est de 550.

La capacité du modèle à s'éloigner des vitesses initiales représente le degré de liberté de l'inversion à changer la vitesse en un point à chaque itération. Après avoir essayé des gammes de plus en plus élevées, nous avons décidé de retirer toutes contraintes afin de laisser le modèle évoluer librement quel que soit le modèle initial. La convergence était plus rapide et l'erreur RMS atteinte plus faible.

Révision du pointé

Après avoir fixé les paramètres de l'inversion, nous avons pu mener l'inversion et avoir une vision statistique des résidus obtenus, afin de voir si des résidus élevés ponctuels ne pourraient pas provenir d'un pointé erroné des données et reprendre ces pointés potentiellement problématiques si les données confirment une possible ambiguïté quant au signal pointé. La différence absolue entre les pointés calculés et observés par récepteurs (Figure II.44) a montré qu'il y avait des écarts absolus moyens allant jusqu'à 0,2 s pour un des instruments.

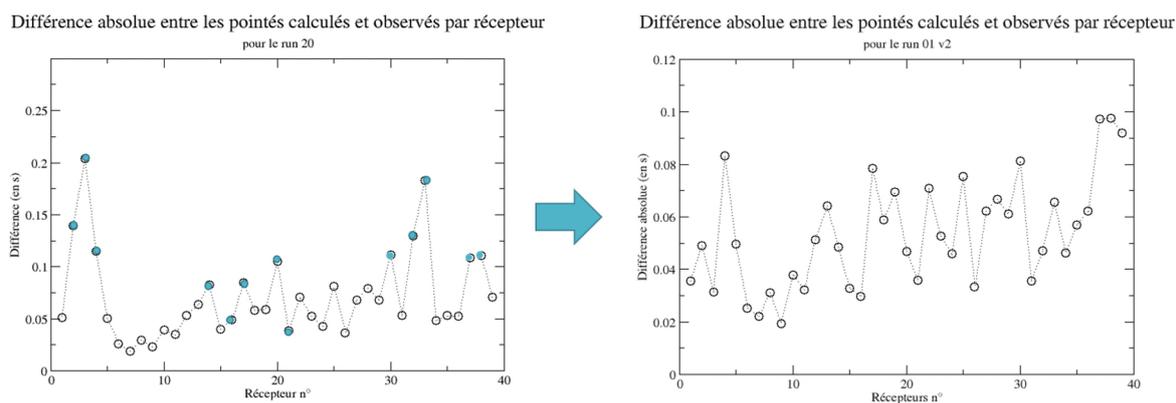


Figure II.44 : Différence absolue moyenne entre les pointés calculés et observés par récepteur avant (à gauche) et après (à droite) la révision des pointés. On observe une amélioration significative, passant d'un maximum de 0,2 s à 0,1 s.

Les pointés des récepteurs montrant des différences supérieures à 0,1 s ont été révisés. Cette rectification a été orientée par le pointé calculé afin de bien vérifier qu'il n'y avait pas une arrivée cachée (de moindre amplitude ou bien de polarité inverse).

Suite à cette révision, la différence absolue par récepteur était, au maximum, inférieure à 0,1 s, permettant ainsi, pour une inversion menée avec les mêmes paramètres, de descendre l'erreur RMS du modèle final de 20 ms.

Exploration semi-aléatoire de l'espace des modèles de départ

Construction du modèle initial

La possible dépendance de l'inversion au modèle de départ constitue un aspect dont il faut prendre garde dans la résolution d'un problème inverse non-linéaire. Pour comprendre cette dépendance et qualifier la robustesse de la solution, nous avons effectué une exploration semi-aléatoire de l'espace des modèles.

Nous avons construit de manière semi-aléatoire une série de 1000 modèles de départ. Ces modèles ont tous été élaborés de manière similaire, en considérant une tranche d'eau fixée par la bathymétrie, une base de modèle à 30 km de profondeur, et entre les 2, une interface mobile, dite de référence ci-dessous, marquant une discontinuité de gradient de vitesse. Les modèles sont déterminés par un certain nombre de paramètres d'entrées (Figure II.45) :

- V_{up} , qui est la vitesse juste en dessous de l'interface de la bathymétrie (connue et fixée) ;
- V_{wat} , qui est la vitesse de l'eau ;
- V_{ref} , qui est la vitesse d'une interface de référence définie par X_{ref} et Z_{ref} ;
- X_{ref} , les distances x dans le modèle des points définissant l'interface de référence ;
- Z_{ref} , les profondeurs z dans le modèle des points définissant l'interface de référence ;
- V_{bot} , est la vitesse en base du modèle.

Un certain nombre de ces paramètres sont fixés pour l'ensemble des modèles testés : la vitesse entre le haut du modèle et la bathymétrie (V_{wat}) est fixée à 1,528 km/s (vitesse de l'eau), la vitesse juste sous le fond de l'eau (V_{up}) fixée à une valeur réaliste de 2,1 km/s (vitesse de sédiment peu compactés), la vitesse en base de modèle (V_{bot}), fixée à 8,4 km/s soit une valeur de manteau lithosphérique profond. Enfin, le nombre et les positions horizontales X_{ref} des points définissant l'interface de référence sont également fixées : 4 points aux distances de 0, 30, 90 et 146 km, soit à des positions correspondant aux extrémités du modèle et aux distances de changements latéraux supposés de structure (pied de pente, bassin proximal et bassin distal).

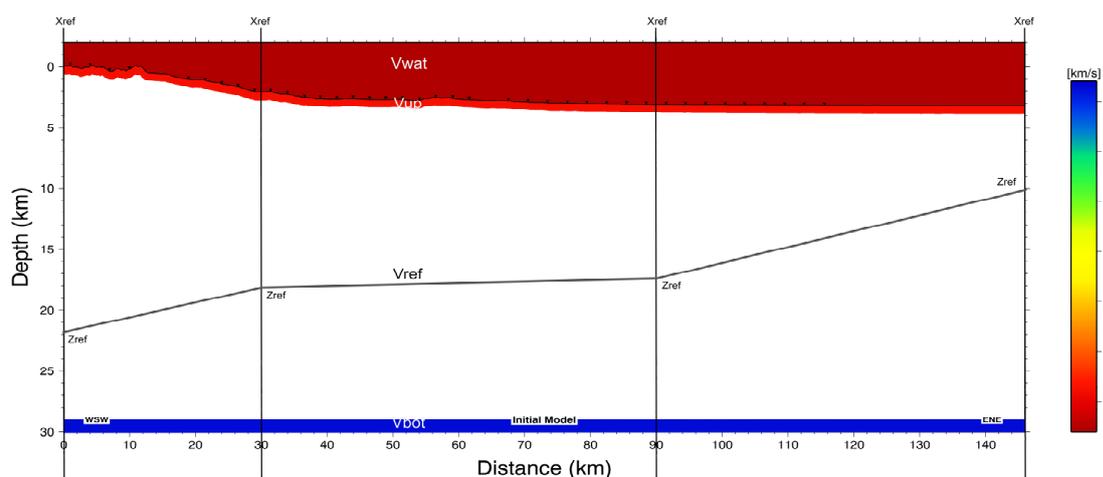


Figure II.45 : Construction du modèle de départ avec les paramètres d'entrée.

La partie aléatoire des modèles porte sur les profondeurs Z_{ref} des nœuds définissant l'interface de référence et la vitesse au niveau de cette interface. Les valeurs Z_{ref} sont tirées aléatoirement et sur une gamme de profondeurs comprises entre la bathymétrie et la base du modèle. Les vitesses sismiques au niveau de cette interface sont elles aussi tirées aléatoirement, balayant une gamme située entre 3 et 8 km/s. Les profondeurs des nœuds ainsi que leurs vitesses sont indépendantes les unes des autres dans un modèle. À partir de la définition des propriétés de l'interface au niveau des nœuds, les vitesses dans l'ensemble du modèle sont interpolées par interpolation 2D continue et dérivable (méthode des Akima splines).

La Figure II.46 représente les logs de vitesse en fonction de la profondeur pour un x donné (ici $x = 56$ km) pour l'ensemble des 1000 modèles de départ définis ainsi. Ceci témoigne de la diversité des modèles initiaux et de l'étendue des champs de vitesse couverts. Certains modèles montrant des vitesses mantelliques très près du fond bathymétrique quand d'autres montrent au contraire des vitesses de sédiments près de la base du modèle (30 km). Ces modèles excèdent donc très largement la gamme des modèles qu'on pourrait considérer géologiquement réalistes. À ce titre, l'étendue de l'espace des modèles explorée par cette approche est vaste.

Profil de vitesse pour X=56 km

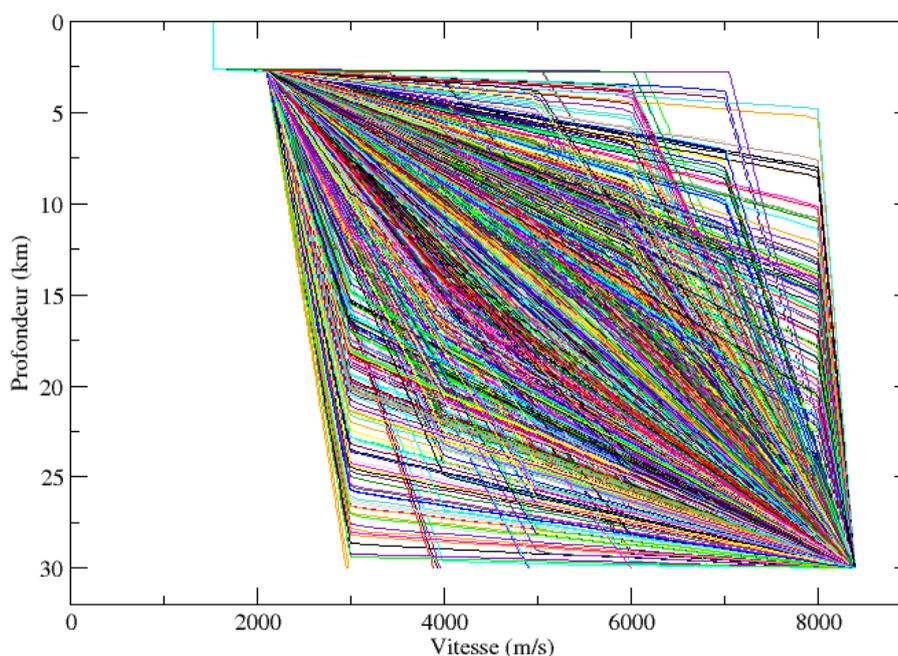


Figure II.46 : Logs de vitesse des 1000 modèles de départ extraits à 56 km.

A partir de ces 1000 modèles initiaux, nous avons donc effectué 1000 inversions, résultant en 1000 modèles finaux. Les erreurs RMS atteintes au terme des inversions varient de 77 à 12 370 ms. 595 modèles ont des erreurs RMS inférieures à 90 ms (650 modèles finaux ont une erreur à 100 ms). Ainsi, les données et les paramètres fixés permettent de bien faire converger l'inversion dans la majorité des cas vers un modèle assez satisfaisant en termes d'erreur RMS (seul critère quantifiable et tangible pour qualifier l'accord aux données produit par un modèle et comparable entre les différents modèles).

Calcul d'incertitude

L'exploration semi-aléatoire des modèles de départ permet de déterminer les zones du modèle où tous les modèles convergent vers une solution proche, c'est-à-dire vers des vitesses voisines.

A partir des 1000 modèles finaux obtenus, nous avons calculé un modèle moyen, dont l'erreur RMS est de 179,6 ms. Cette dernière étant élevée par rapport aux erreurs RMS les plus basses atteintes, nous avons décidé de restreindre le calcul d'un modèle moyen en ne prenant en compte que les modèles finaux ayant une erreur RMS inférieure à 90 ms (Figure II.47A), soit dans une gamme de 117% de la valeur minimale atteinte pour l'ensemble de nos inversions. L'erreur RMS de ce nouveau modèle moyen est 155,9 ms. Cette valeur reste élevée et peut vraisemblablement s'expliquer par le fait que des classes de modèles encore assez différents les uns des autres ont été

atteintes pour que leur moyenne soit moins en accord avec les données que chacun d'entre eux pris séparément.

L'écart-type associé à ce modèle moyen a également été calculé (Figure II.47B) afin de mettre en évidence les zones de grande variabilité en fonction des modèles et au contraire, celles pour lesquelles les solutions concordent. Notons qu'en subsurface, l'écart-type est minimal (zone claire) et inférieur à 0,2 km/s. L'inversion converge bien vers des solutions proches pour de larges zones du modèle qui correspondent donc vraisemblablement au modèle minimisant la fonction coût de manière globale. Les grandes valeurs d'écart-type (zones foncées, avec des valeurs comprises entre 0,6 à 1 km/s) sont concentrées aux bords du domaine couvert du modèle (sous la marge et dans la partie distale profonde, où il n'y a qu'un tir sur deux et où il n'y a plus d'OBS). Cela permet de délimiter les secteurs où le modèle est moins contraint.

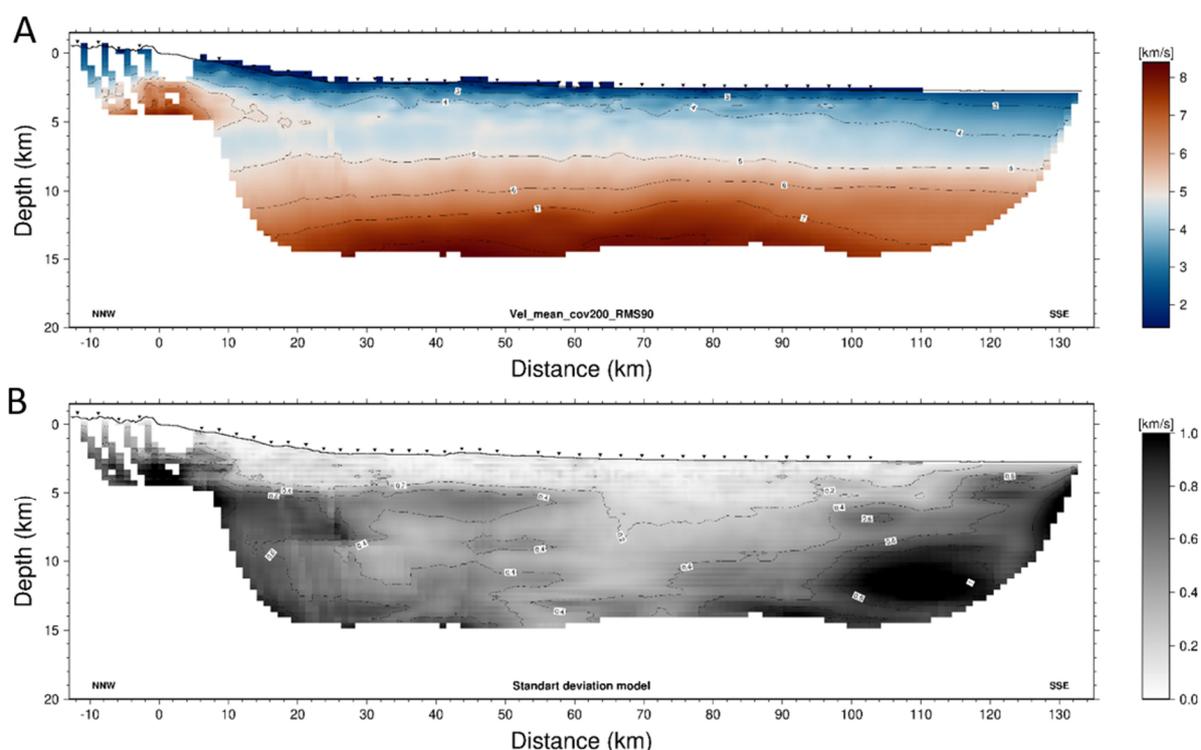


Figure II.47 : (A) Modèle de vitesse moyen calculé à partir des 595 modèles ayant une RMS inférieure à 90 ms et (B) modèle de l'écart-type associé, calculé sur la même population.

II.1.3.4.b. Inversion tomographique avec Tomo2D

Dans un second temps, le pointé des arrivées interprétées comme réflexions au toit du manteau (PmP) a été effectué. Ces nouvelles données se sont ajoutées au jeu de temps de premières arrivées utilisés jusqu'ici. Le code tomographique FAST ne les prenant pas en compte, l'ajout de ces nouveaux temps d'arrivée réfléchis nous a amenés à passer au code Tomo2D (Korenaga *et al.*, 2000). Cette nouvelle inversion tomographique a pour but d'obtenir la **position et la géométrie du Moho**, ainsi que d'enrichir la couverture du modèle par les rais correspondant à cette phase

réfléchi, en particulier d'un point de vue azimutal, pour mieux caractériser la distribution des vitesses.

De manière équivalente à ce qui a été réalisé sous FAST, nous avons procédé à une étude paramétrique afin de trouver les réglages permettant une inversion fiable et précise avec Tomo2D : le maillage de la grille, le poids du lissage et ses longueurs de corrélation horizontale et verticale en fonction de la profondeur. Pour l'interface réfléchi il y a des paramètres en plus : le poids des réfractées par rapport aux réfléchies, le pas définissant le réflecteur inversé, la longueur de corrélation de son lissage. 57 tests ont été réalisés afin de déterminer les paramètres optimaux. Le modèle de départ utilisé pour cette méthode est le meilleur modèle final résultant de l'inversion tomographique avec FAST (Figure II.47a) avec une projection de ce dernier sur une grille Tomo2D, les deux programmes reposant sur des paramétrisations différentes de la grille de vitesse.

Tout comme avec FAST, il y a aussi eu plusieurs allers-retours entre construction de modèles et reprise des pointés des phases réfléchies, c'est-à-dire qu'il y a eu réexamen de ces derniers en comparant prédiction et données pour voir où ces pointés s'écartaient le plus et le reprendre si les données pouvaient le justifier (i.e., un choix de pointé alternatif pouvait être justifié par les données, eu égard à la relative complexité de certaines arrivées ou à l'ambiguïté résultant de rapports S/B faibles). Ainsi nous avons pointé 5 236 temps d'arrivée de phase réfléchi au manteau (exemple de pointé à la Figure II.48).

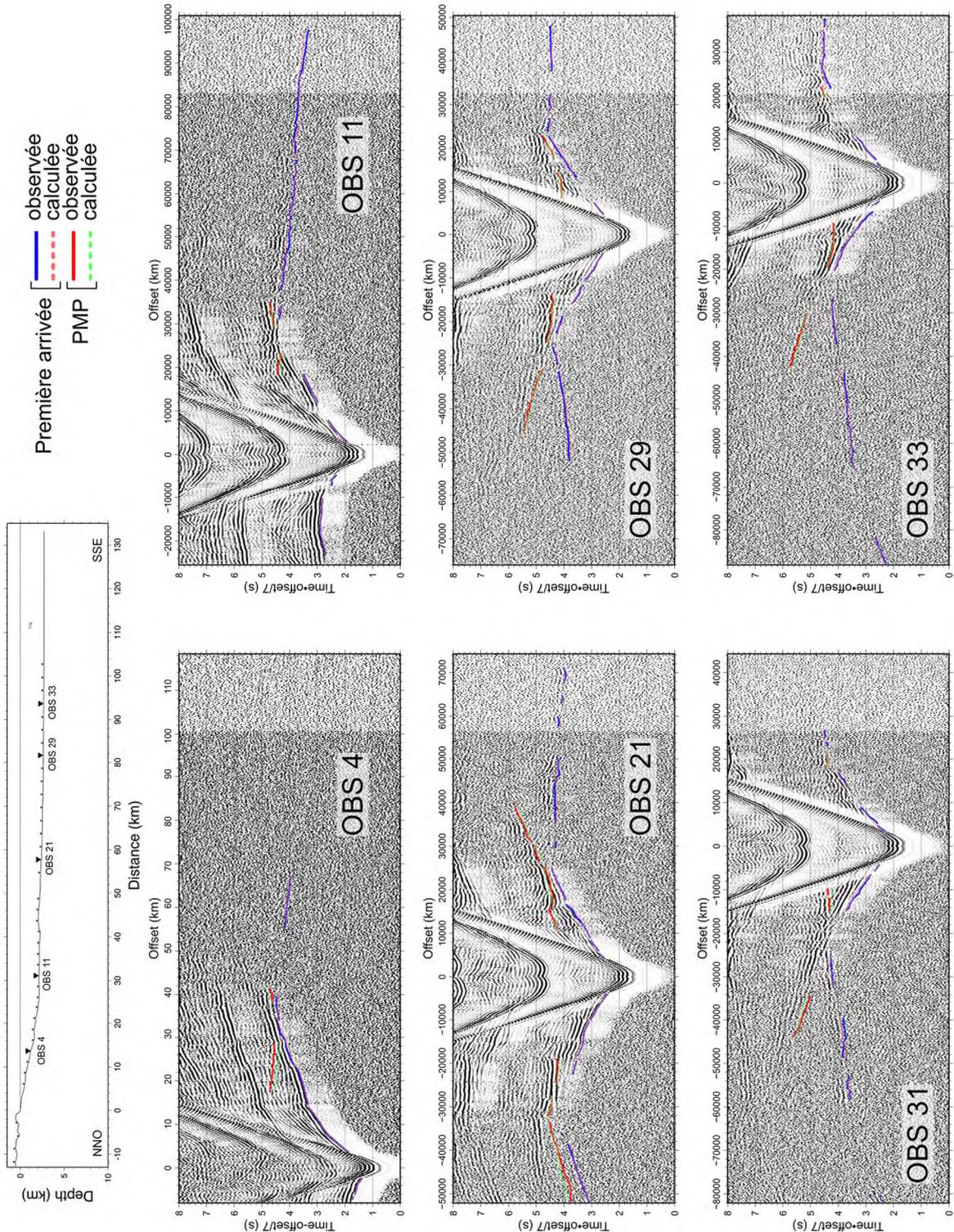


Figure II.48 : Exemples de temps de première arrivée et de réfléchie au Moho pointés (traits pleins) et calculés (tiretés) sur des données d'hydrophone filtrées (debias + filtre passe bande).

L'inversion des premières arrivées seules à partir du modèle final FAST donne un modèle 1 présentant une erreur RMS de 39 ms. L'inversion des PmP seules, à partir de ce modèle 1, donne un modèle de Moho 1 avec une erreur RMS de 92 ms. L'inversion jointe des premières arrivées et des PmP, à partir du modèle de vitesse final 1 et du modèle de Moho 1, donne des modèles finaux

de vitesse et de géométrie du Moho avec une erreur RMS de 58 ms. Ces résultats sont présentés sur la Figure II.49.

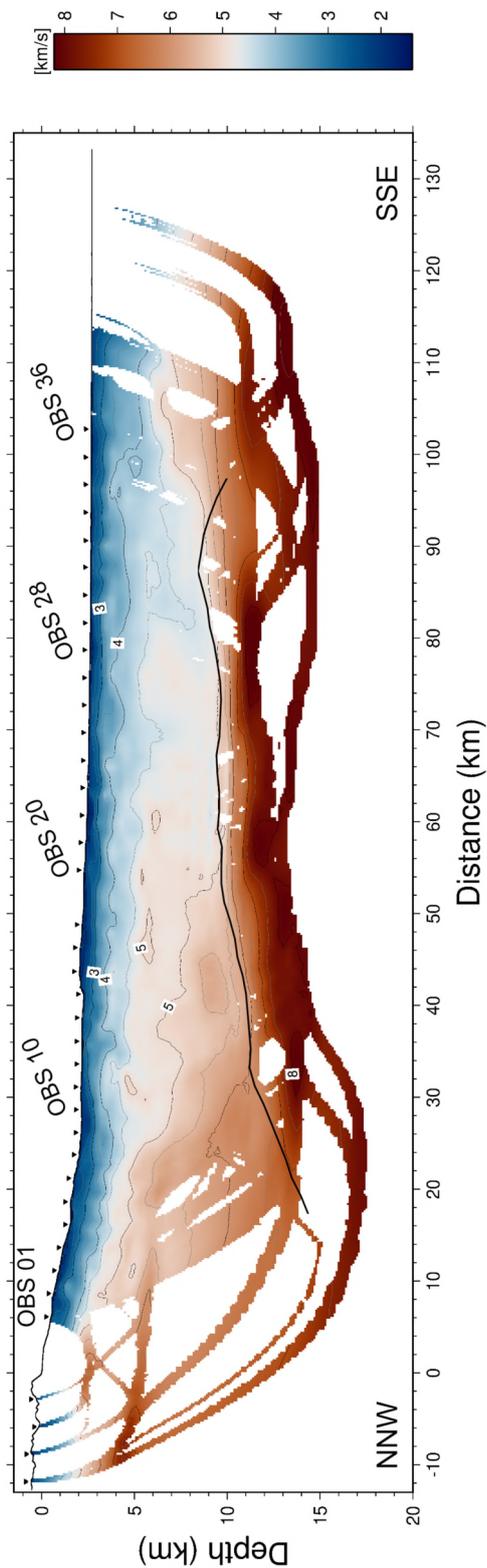


Figure II.49 : Modèle de vitesse final issu de l'inversion tomographique de Tomo2d avec la position du Moho (ligne noire). Le cache blanc transparent indique les zones où l'écart-type calculé avec l'exploration semi-aléatoire des modèles est supérieur à 0,6 km/s (Figure II.47b).

II.2. Gravimétrie

La gravimétrie est l'étude et l'analyse des variations spatiales et temporelles du champ de gravité terrestre. C'est une méthode géophysique qui peut fournir des informations sur la structure et la nature de la croûte terrestre, en particulier en domaine océanique où les acquisitions sont plus simples qu'à terre (« La gravimétrie en mer », J. Dubois, 1997). Selon la lithologie, la profondeur et la géométrie des corps, l'anomalie gravimétrique présente des longueurs d'ondes, des intensités et des formes particulières. Son amplitude est d'autant plus grande que le contraste de densité entre un corps et son encaissant est élevé et que le volume engendrant l'anomalie est grand et/ou profond. L'étalement de l'anomalie est d'autant plus grand que le corps qui en est responsable est enfoui profondément. Les corps géologiques ayant une densité plus élevée que la moyenne résultent en des anomalies positives et inversement, les plus faibles donnent des anomalies négatives.

Nous avons complété notre étude géophysique du profil acquis durant la campagne SEFASILS par une analyse du signal gravimétrique sur la zone d'étude.

II.2.1. Données

II.2.1.1. Données satellitaires

II.2.1.1.a. Sandwell

La carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre du bassin Ligurien est extraite de la grille globale à 1 minute réalisée par Sandwell à partir d'une compilation de mesures altimétriques effectuées par différents satellites (Sandwell version V29.1) (Figure II.50). La couverture altimétrique est homogène et la qualité des mesures les plus récentes permet d'exploiter le signal jusqu'à des longueurs d'ondes de l'ordre de la dizaine de kilomètre (Sandwell *et al.*, 2014). La limite de détection pour des applications tectoniques est de l'ordre de 10 à 15 km pour les domaines fortement sédimentés contre 6 km pour les régions sans sédiment qui présentent donc un fort contraste de densité au socle (Sandwell *et al.*, 2014). Le signal altimétrique est perdu à la côte et les grilles dérivées sont dégradées dans les régions de marges proximales.

II.2.1.1.b. DTU13

Le modèle de gravité DTU13 (Global Gravity Field Model – Université Technique du Danemark - Espace) est également un modèle global dérivé des mesures satellitaires (Andersen *et al.*, 2013), avec une résolution similaire au modèle de Sandwell. Une comparaison Sandwell/DTU13 permet d'estimer la fiabilité de ces modèles satellitaires (Figure II.50).

II.2.1.1.c. Geomed 2

Ce jeu de donnée récent (2018) est une compilation des données issues des campagnes marines du BGI, SHOM et des bases de données nationales de l'Italie, la Croatie et de la Grèce. Ces données ont été validées et traitées (Lalancette *et al.*, 2016). Cependant, Barzaghi *et al.* (2018) concluent que, dans l'état actuel des données, ce jeu est moins précis par endroits qu'un géoïde calculé avec les données satellitaires.

II.2.1.2. Données acquises

Lors de la campagne SEFASILS, de nouvelles données gravimétriques ont été acquises conjointement aux données sismiques, avec deux gravimètres installés sur le N/O *Pourquoi Pas ?*. En comparant les deux systèmes sur les profils aller-retour, les personnels techniques de l'Ifremer ont déduit que le système du BGGs KSS31 fournissait des données de meilleure qualité. Ainsi, les résultats présentés ici se basent sur les enregistrements de ce dernier.

Un processus de traitement classique a été appliqué. À partir des rattachements avant et après la mission, les trois paramètres G_0 , K et *Dérive* sont calculés par minimisation en moindres carrés (Tableau II.3) :

- La dérive fait référence à la dérive instrumentale en temps ;
- L'accélération de pesanteur, G_0 est la valeur zéro du gravimètre en moyenne entre deux rattachements ;
- Le K est le coefficient de raideur qui permet une éventuelle correction du constructeur, il est par défaut égal à 1 ;
- Le retard est le retard mécanique de l'instrument, il est spécifique au capteur.

Tableau II.3 : Synthèses des paramètres lors de l'acquisition

Dérive	0,1 mGal/mois depuis le 14/11/2018
G_0	980093,689 mGal
K	1
Retard	50,3 s

Avec ses paramètres, nous pouvons calculer, à partir de la donnée brute enregistrée, l'anomalie à l'air libre. Plusieurs corrections successives sont appliquées afin de l'obtenir : la correction de la dérive (liée à l'instrument), d'Eötvös (car l'acquisition se déroule à bord d'un bateau en mouvement et que la vitesse du navire affecte la force centrifuge et donc l'accélération gravitationnelle) et la correction de la valeur théorique (th) :

$$AAL = Gabs * K - \Delta derive - \Delta Eotvos - \Delta th,$$

avec le terme de dérive :

$$\Delta derive = derive * t + G_0 ,$$

où t est le temps entre le dernier rattachement et l'acquisition. La correction d'Eötvös (en mgal) est donnée par :

$$\Delta Eotvos = 7.503 * v * \cos(lat * pi/180) * \sin(cap * pi/180) + 0.004154 * v^2,$$

où v la vitesse en nœuds, lat la latitude, cap le cap suivi par le bateau (les 2 en degrés). Enfin, la correction (en mgal également) qui permet de retirer la valeur théorique en fonction de la latitude, s'écrit comme :

$$\Delta al = 978032.7 * (1 + 0.0053024 * \sin^2(lat * \frac{pi}{180}) - 0.000058 * \sin^2(2 * lat * \frac{pi}{180})).$$

Les corrections sont filtrées avant d'être soustraites aux mesures avec trois filtres. Ces filtres, paramétrés par les personnels de bord de l'Ifremer sont liés à l'état de la mer, afin d'imposer le bon décalage temporel à partir de la navigation sur la base de temps de la gravimétrie enregistrée lors de l'acquisition.

II.2.2. Gravimétrie en carte

Pour étudier la gravimétrie sur l'ensemble du bassin Ligure, nous avons utilisé les données satellitaires disponibles. Sur notre zone d'étude au moins, les différences entre la carte gravimétrique de Sandwell et celle de DTU13 (Figure II.50) sont minimales. Dans les deux cas, nous pouvons noter que l'isovaleur 0 mgal (en trait blanc épais sur la Figure II.50) suit la côte (sauf au sud-est du Golfe de Gênes). Les valeurs négatives se trouvent dans le domaine marin et les minimas se trouvent le long des côtes, au large des massifs des Maures et l'Esterel, dans le golfe de Gênes et à l'Ouest de la Corse. On retrouve des valeurs proches de 0 mgal au centre du bassin. Les valeurs positives, du vert au rouge, sont visibles à terre et font ressortir l'empreinte de la Corse et des Alpes.

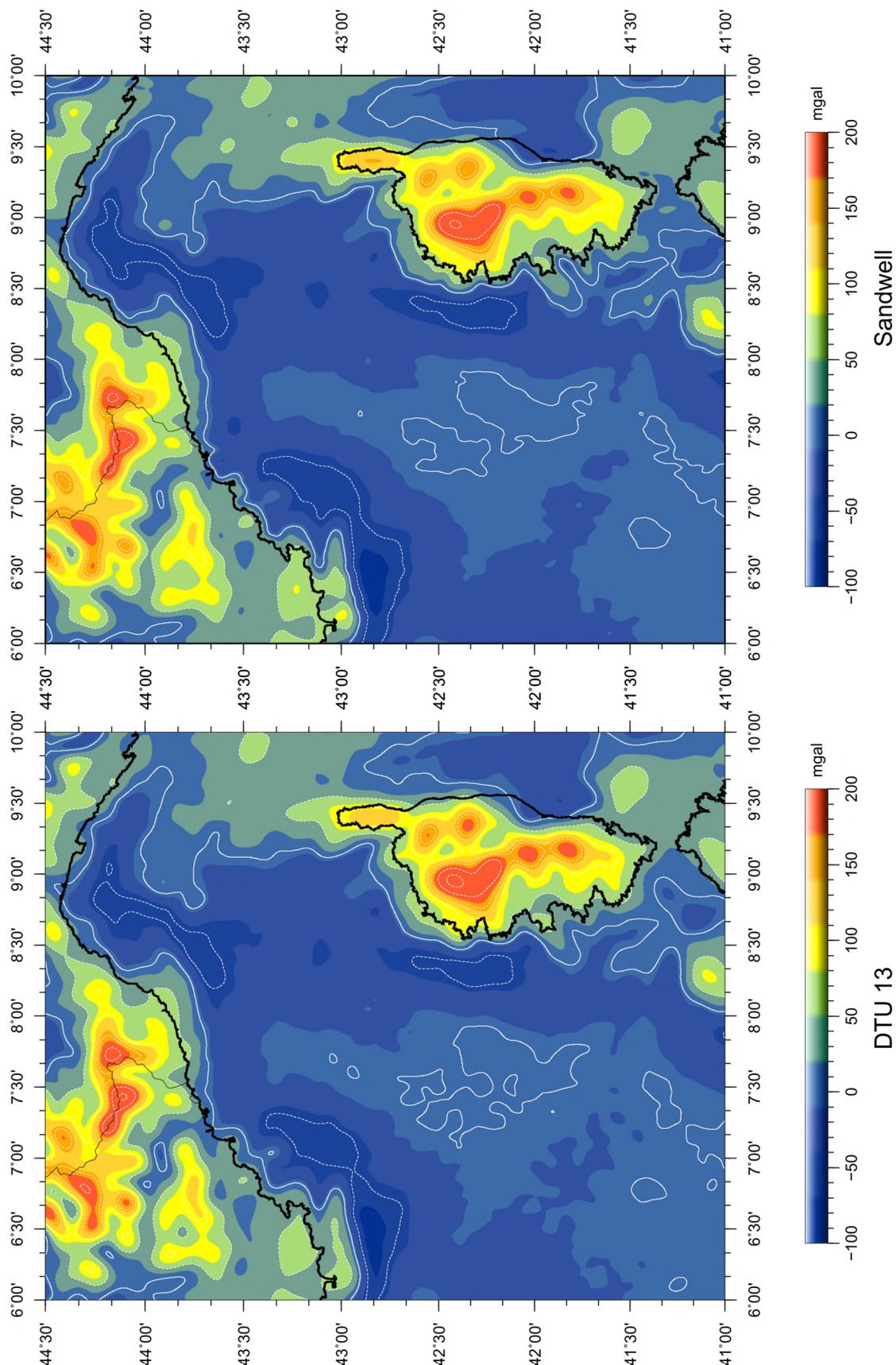


Figure II.50 : Cartes gravimétriques de l'anomalie à l'air libre extraites du DTU13 (Anderson et al., 2013) et de Sandwell (Sandwell *et al.*, 1995). Le trait de côte est représenté par le trait noir épais, la frontière franco-italienne par le trait noir fin. Les isovaleurs sont notées tous les 50 mgal en blanc pointillé, le 0 mgal en plus épais et continu.

Plus précisément, nous pouvons bien observer, sur les deux cartes (similaires à terre de par leur construction), la séparation de la Corse Alpine et de la Corse Hercynienne à l'ouest, marquée par de plus fortes anomalies positives. Côté continent, l'empreinte de ces anciens massifs permien, des Maures et de l'Esterel ou du Tanneron (Figure I.13), n'est au contraire pas bien marquée, avec une AAL positive inférieure à 100 mgal. Dans les structures alpines, on observe la délimitation des zones externes et l'Argentera qui engendre les plus grandes valeurs anomalies positives.

Les structures profondes de grande échelle sont mises en valeur aux grandes longueurs d'ondes des variations d'anomalies gravimétriques. Ce sont les effets régionaux, tandis que les anomalies résiduelles locales correspondent à des sources plus superficielles. Ainsi, le fait d'extraire les grandes longueurs d'onde, grâce à un filtre gaussien passe-bas (pour ne garder que les longueurs d'onde supérieure à 30 km), a permis de mettre en évidence les variations structurales du profond, présentées sur la Figure II.51. On retrouve les grands secteurs avec des anomalies négatives au large des côtes et la zone proche de 0 mgal au centre du bassin. Sur cette carte (Figure II.51), on observe également que les anomalies semblent avoir une tendance directionnelle NNE-SSW, légèrement oblique par rapport à la direction du bassin, orienté plutôt NE-SW.

Le complémentaire, c'est-à-dire les courtes longueurs d'onde du signal gravimétrique, présentées aussi sur la Figure II.51, est représentatif des anomalies locales. Ces anomalies oscillent entre -60 à 70 mgal. Les plus fortes (en rouge) sont localisées à terre et près de la côte. On remarque que ces anomalies sont fortement liées à la bathymétrie. L'empreinte des canyons est bien marquée le long des marges. La ride du Var ainsi que sa levée sont visibles dans la gravimétrie, tout comme les îles d'Hyères.

Dans cette carte gravimétrique d'anomalies résiduelles, les édifices volcaniques répertoriés au Nord de la Corse et dans le Golfe de Gènes sont également mis en valeur. Le complexe du Mont Doria, composé des monts Ulisse, Pénélope et Janua, est bien marqué. Le mont Spinola ou Tristanite (dénominations italienne et française respectivement) est aussi visible, ainsi que les monts Glangeaud, Occhiali et St Lucia (Figure II.51 ; Bo *et al.*, 2021 ; Réhault *et al.*, 2012 ; Rollet *et al.*, 2002). De même, les volcans au large des massifs des Maures et de l'Esterel sont aussi observables sur la carte gravimétrique. On notera en revanche, le Mont Median, lui, n'est pas éclairé dans la carte d'anomalies gravimétriques, bien qu'il soit visible dans celle des anomalies magnétiques Rollet *et al.* (2002).

Dans le centre du bassin, le signal courte longueur d'onde est de faible amplitude (zones en jaune-orange) à nul (vert pâle). Il n'y a pas ou peu de structures qui ressortent, exception faite d'un alignement discontinu et étroit de valeurs négatives dans l'axe du bassin. L'hypothèse vraisemblable est que la nature des structures superficielles (au-dessus du manteau) est relativement homogène, avec des variations locales et minimales, ce qui n'engendre pas de grandes variations de signal gravimétrique. Par ailleurs, on retrouve une limitation mentionnée dans Sandwell *et al.* (2014) et intrinsèque aux domaines fortement sédimentés : ceux-ci offrent peu de contrastes de densité, et lorsqu'ils existent, ils sont profonds et éloignés du point de mesure.

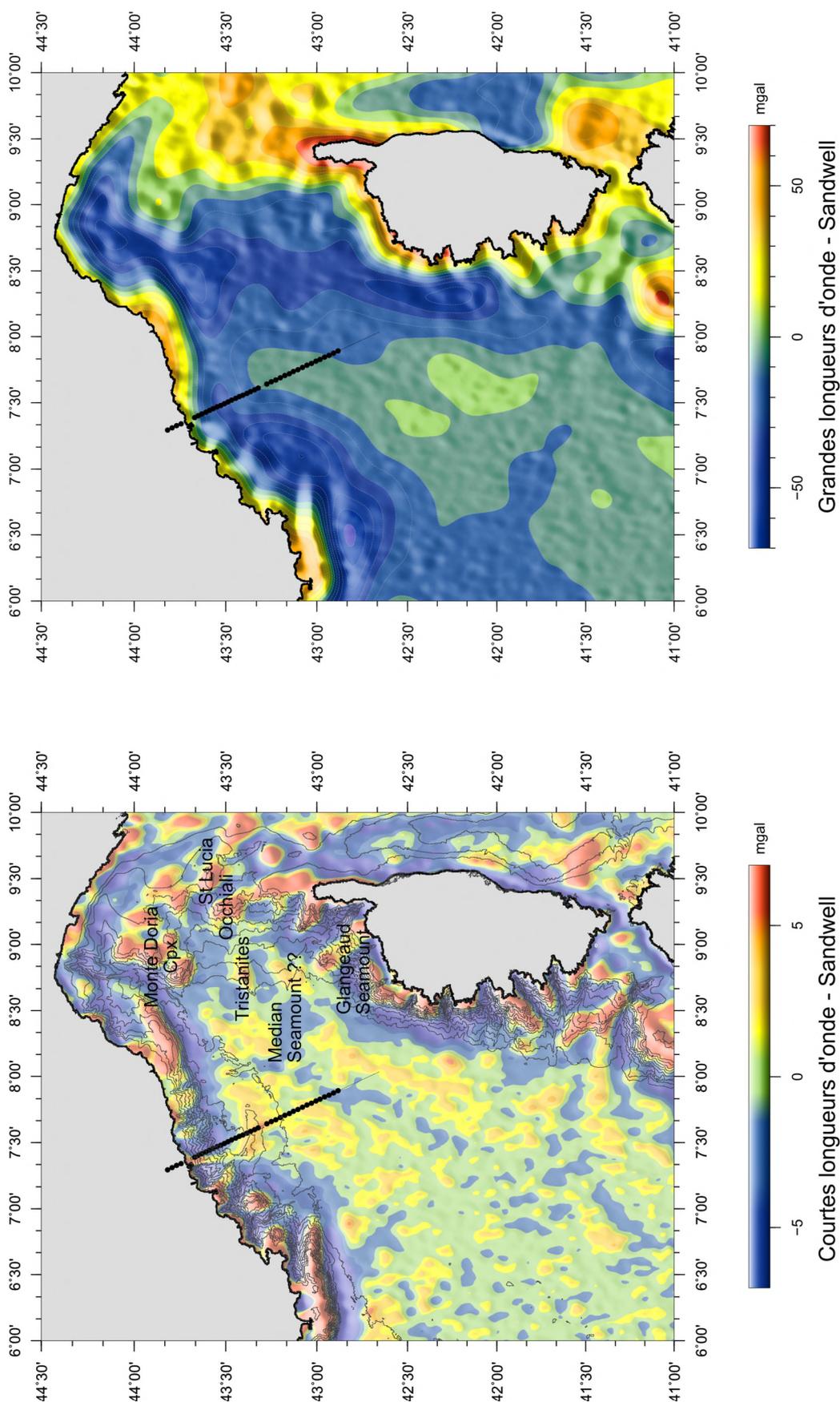


Figure II.51 : Cartes des grandes (haut) et courtes (bas) longueurs d'ondes issues de la carte gravimétrique de Sandwell. Les points noirs représentent les positions des OBS de la campagne SEFASILS. Dans la carte des courtes longueurs d'onde, les traits gris fins représentent la bathymétrie, tous les 250 m. Les volcans identifiés dans la zone sont notés.

II.2.3. Gravimétrie le long du profil SEFASILS

II.2.3.1. Analyse des données

L'ensemble des données disponibles énumérées précédemment est représenté le long du profil SEFASILS sur la Figure II.52. Les mêmes tendances sont visibles et les écarts entre les sources de données sont minimales (moins de 10 mgal au maximum, avec des écarts quadratiques moyens le long du profil des données Sandwell, DTU13 et Geomed2 de 2,42 mgal, 3,47 mgal et 2,86 mgal respectivement, par rapport au levé réalisé durant SEFASILS). Les données de bord de SEFASILS sont considérées ici comme étant la référence, car mesurées par un gravimètre et non pas calculées à partir de données satellitaires. De plus, la résolution des données SEFASILS le long du profil est plus fine. En outre, l'écart entre l'aller et le retour sur ce profil est en moyenne de 0.5 mGal, avec une augmentation à 1 mGal lorsque la mer se lève. Ainsi cela valide les données.

Le profil gravimétrique (Figure II.52) met en avant une forte anomalie négative de -40 mgal à 22 km, bien visible également sur les cartes (Figure II.50 et Figure II.51). C'est le signal attendu en bordure de marge. Du continent vers le bassin, nous observons une forte anomalie positive, suivie d'une forte anomalie négative, avant de se stabiliser. Cela est dû à l'importante variation latérale de densité, associée à la variation de bathymétrie et au *necking*, c'est-à-dire à l'amincissement de la croûte continentale de ~30 km à moins de 5 km d'épaisseur (Watts et Marr, 1995).

De 45 à 80 km, le profil montre un plateau légèrement montant qui atteint presque 0 mgal, suivi d'une diminution nette jusqu'à 100 km avant de présenter à nouveau un plateau à -12 mgal. Au-delà de 120 km, l'anomalie augmente légèrement mais les tendances diffèrent un peu entre les sources de données.

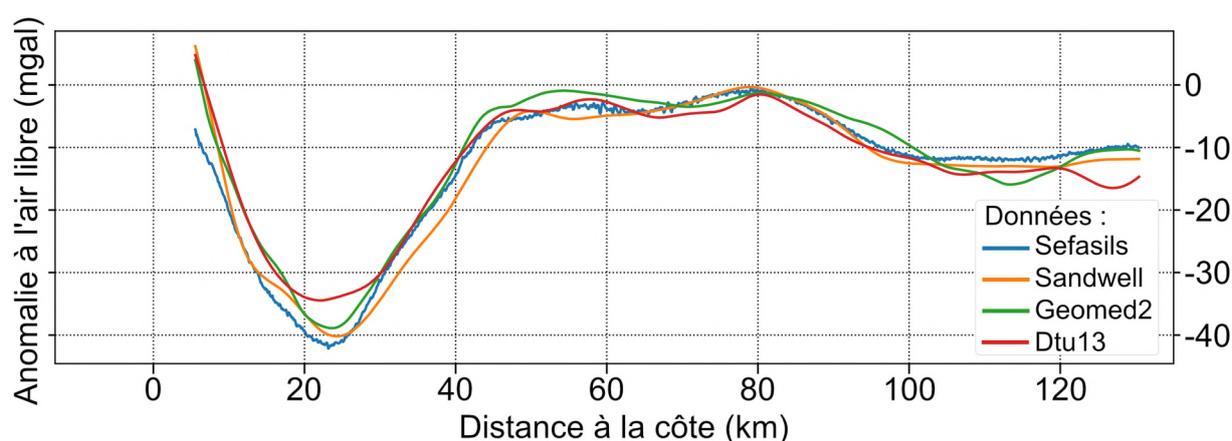


Figure II.52 : Ensemble des données gravimétriques disponibles le long du profil SEFASILS. Le 0 en abscisse représente le trait de côte.

II.2.3.2. Modélisation gravimétrique

Afin de tester notre modèle tomographique, nous nous proposons de calculer l'effet gravimétrique attendu à partir de notre grille de vitesses convertie en densités. Il s'agit de vérifier, dans un premier temps, la compatibilité de notre modèle de vitesses avec l'anomalie à l'air libre, puis, dans un second temps, de discuter des densités optimales qui permettraient un meilleur accord entre prédictions et observations. Cette approche présente quelques limites, notamment l'obliquité variable des structures par rapport au profil qui entraîne un biais lié à l'hypothèse de cylindricité. Par ailleurs, le signal gravimétrique étant le produit d'une géométrie par une densité, il existe une multitude de solutions géométrie/densité pouvant potentiellement ajuster l'AAL. Il nous faut donc produire un modèle qui soit cohérent à la fois avec les contraintes géométriques, les contraintes de densité, les contraintes géologiques.

L'approche suivie a été de convertir le modèle de vitesses en densité et de modifier ensuite ce modèle de densité afin que l'AAL calculée s'ajuste le plus finement aux données observées. Il s'agit là d'une méthode d'essai-erreur qui comporte donc des biais que l'on cherche à minimiser en partant d'un modèle de densité objectif, directement déduit du modèle de vitesse, et en ne modifiant ensuite qu'à minima ces densités pour ajuster la prédiction à l'observation si nécessaire.

II.2.3.2.a. Modèle initial issu de la conversion du modèle de vitesse tomographique

La méthode suivie est celle de Xu *et al.* (2022). A partir du modèle de vitesse tomographique, nous avons extrait certaines courbes d'isovitesse que nous avons lissées et converties en courbes d'iso-densités. Les isovitesse sélectionnées (Tableau II.4) représentent au mieux les variations horizontales ou verticales du modèle de vitesse, afin de décrire fidèlement et le plus simplement possible la complexité du modèle.

Pour la conversion en densité, nous avons choisi d'appliquer la loi de Brocher (2005) présentant l'avantage d'être valide avec une bonne précision pour une large gamme de roches (roches sédimentaires, métamorphiques et magmatiques), et valable pour l'entièreté de la gamme de vitesse du modèle (de 1,5 à 8,5 km/s). Cette loi est la version actualisée de la loi empirique de données de terrain et de laboratoire de Nafe et Drake (1957), publiée par Ludwig *et al.* (1970).

Nous avons ensuite calculé les contrastes de densité entre les corps définis. Cela permet de s'abstraire du dernier corps, dont la limite inférieure n'est pas définie. Dans cette approche, la densité de l'encaissant est celle du manteau avec une valeur de 3,291, obtenues par la loi de Brocher pour un manteau frais ($V_p = 8$ km/s). Chaque contraste de densité est calculé en soustrayant la densité associée à une isovitesse convertie à celle de l'isovitesse convertie située au-dessus. Le Tableau II.4 synthétise les isovitesse sélectionnées avec leurs densités converties et contrastes associés.

Compte tenu des de la couverture du modèle de vitesse et des données gravimétriques disponibles le long du profil, le modèle conjoint couvre une zone de 120 km, l'origine correspondant à la côte. Pour s'abstraire des effets de bords, les corps ont été prolongées de part et d'autre du modèle sur 9999 km.

Tableau II.4 : Synthèse des isovitesse sélectionnées avec les densités et contrastes calculés

Vitesse (km/s)	Densité	Contraste de densité
	1,000	-1,220
3,0	2,224	-0,170
4,0	2,393	-0,070
4,5	2,462	-0,040
4,8	2,505	-0,050
5,1	2,550	-0,050
5,4	2,600	-0,120
6,0	2,717	-0,110
6,5	2,833	-0,140
7,0	2,968	-0,3200
	3,291	

Avec un modèle défini par des interfaces associées à un contraste de densité, nous pouvons calculer l'anomalie à l'air libre engendrée et la comparer avec celle observée.

Nous avons calculé le poids des colonnes de chaque côté de notre profil et fait l'hypothèse qu'elles étaient à l'équilibre (c'est-à-dire considéré un équilibre isostatique à grande échelle). Le signal gravimétrique est donc ramené à une même valeur aux deux extrémités du profil calculé, cette valeur étant la constante qui permet de rapporter la courbe d'anomalie calculée au zéro. L'idée est de ne pas introduire de biais non contrôlé de part et d'autre de la zone d'intérêt, compte tenu du fait que la zone modélisée est finalement assez étroite et sujette aux effets de bord. Tout changement de profondeur des interfaces sur les bords du modèle implique un ré-équilibrage et le calcul d'une nouvelle constante.

La première modélisation (Figure II.53) est réalisée à partir d'un modèle de densité dérivant directement du modèle tomographique par la loi de conversion ci-dessus et fournit une erreur RMS de 12 mgal par rapport aux données de SEFASILS, erreur principalement liée au mauvais ajustement de la marge. La seule modification par rapport au modèle de vitesse tomographique concerne l'approfondissement de l'iso-vitesse 7 km/s (ligne rouge sur la Figure 52), qui est prolongée jusque vers 30 km de profondeur, le modèle tomographique n'étant pas contraint dans cette partie et à cette profondeur par manque de couverture. Le résultat de la modélisation montre que les tendances globales calculées correspondent à celles observées à l'exception de la diminution entre 80 et 100 km, qui n'est pas du tout reproduite par le modèle en l'état. La forte anomalie négative et le plateau qui la suit (jusqu'à 80 km) sont reproduits à moins de 10 mgal près mais nous observons une remontée de l'anomalie calculée au-delà, alors que l'anomalie observée tend au

contraire à diminuer. La remontée des iso-vitesses de 4,1 à 5,1 km/s engendre un excès de masse (anomalie calculée supérieure à l'observée). Le modèle de densité tiré des vitesses tomographiques n'aboutit donc pas à un accord aux données dans la partie la plus distale du profil, au-delà de 80 km. On notera de l'analyse d'erreur réalisée avec la tomographie que l'incertitude sur les vitesses est forte dans cette zone, qui se situe proche de la limite de couverture du modèle par les rais sismiques.

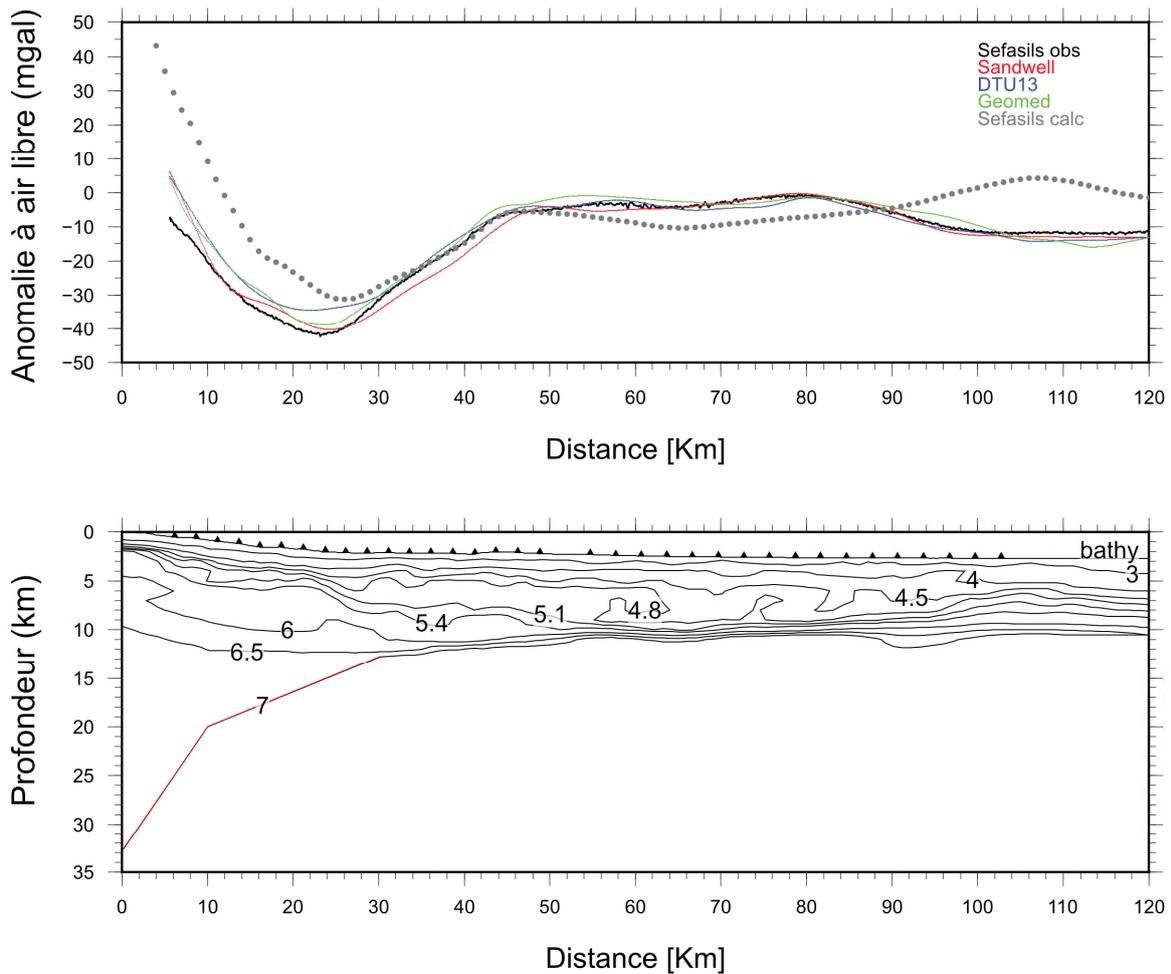


Figure II.53 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle de contraste de densité issu du modèle de vitesse tomographique (en bas). On peut la comparer aux données observées : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Ici les interfaces n'ont pas été modifiées par rapport aux isovitesses du modèle tomographique, en dehors du prolongement vers la profondeur de l'isovitesse 7 km/s à gauche du modèle (en rouge).

II.2.3.2.b. Ajustement du modèle gravimétrique

Dans une seconde phase de la modélisation, nous avons arbitrairement modifié les interfaces du modèle à ses extrémités, là où les vitesses sont moins ou pas contraintes et donc affectées d'une plus grande incertitude. Aucune des limites entre 22 et 108 km n'a été modifiée. Dans la partie

distale du modèle gravimétrique, nous avons opté pour un aplatissement des interfaces afin d'enlever l'excès de masse constaté. De plus, nous avons approfondi l'interface associée à l'isovitesse 7 km/s, en nous basant sur la profondeur du Moho proposée par Dannowski *et al.* (2020) à l'intersection de leur profil avec le profil SEFASILS (soit à une distance de 106 km le long de ce dernier). Nous avons aussi ajusté les densités des couches (et donc les contrastes), afin d'aboutir à des valeurs géologiquement réalistes et permettant un meilleur accord avec les observations. Une valeur de manteau « frais » a été imposée sous l'interface d'isovitesse 7 km/s et une croûte continentale inférieure moins dense, plus communément admise (global model CRUST1.0 ; Laske *et al.*, 2012). Les nouvelles densités sont synthétisées dans le Tableau II.5. Ces valeurs ne sont pas représentatives de l'hétérogénéité de la croûte, complexe à modéliser, mais permettent une représentation générale réaliste.

Tableau II.5 : Densité et contraste ajustés utilisés

Interfaces (isovitesse en km/s)	Densité de la couche sous l'interface	Contraste de densité associé à l'interface
Niveau 0	1,030	
Bathymétrie	2.112	-1.082
3	2.309	-0.197
4	2.428	-0.119
4,5	2.484	-0.056
4,8	2.528	-0.044
5,1	2.575	-0.047
5,8	2.659	-0.084
6	2.775	-0.116
6,5	2.950	-0.175
7	3.291	-0.341

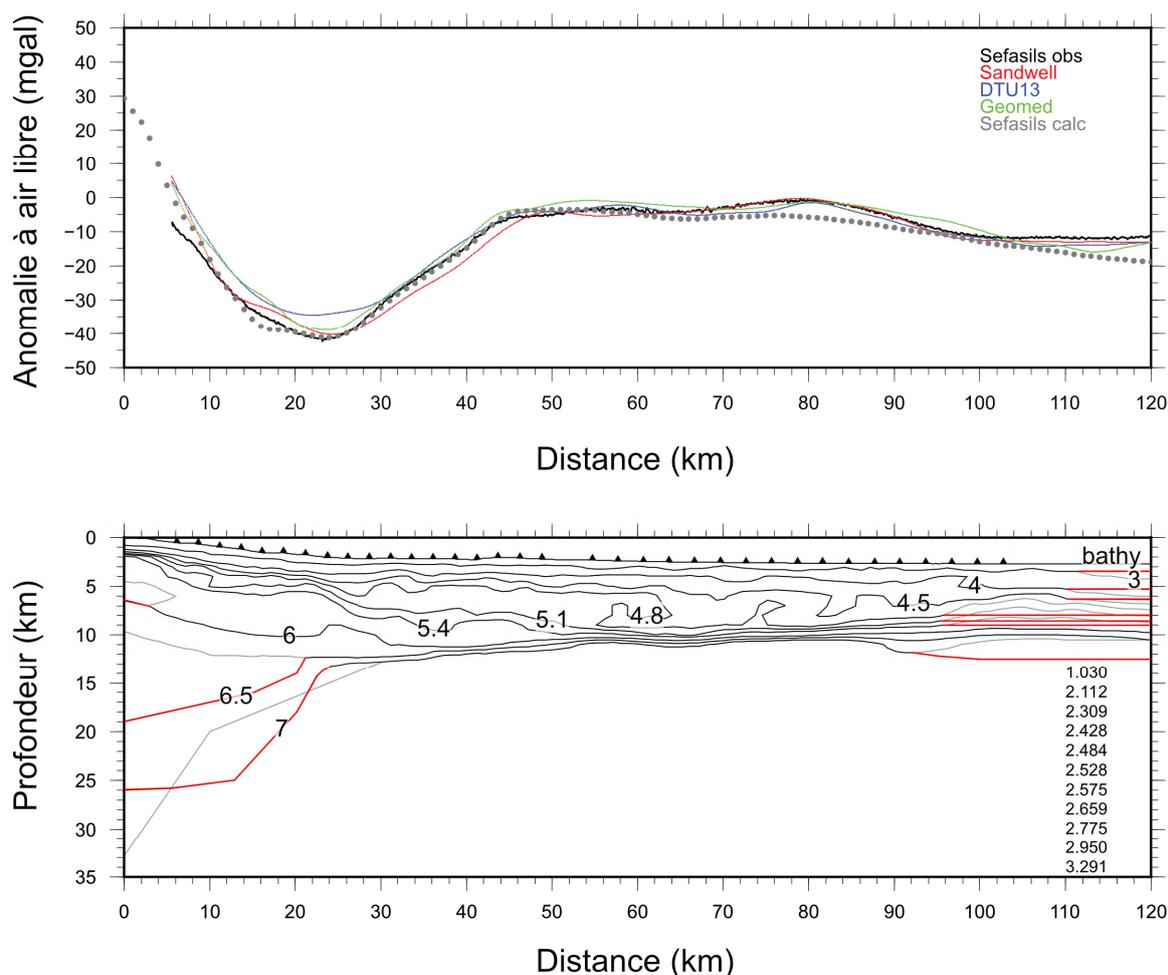


Figure II.54 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle ajusté (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les interfaces modifiées par rapport au modèle présenté Figure II.53 sont marquées en rouge (les anciennes interfaces sont en gris clair). Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond.

Dans la version du modèle ajusté (Figure II.54), la prédiction gravimétrique est sensiblement améliorée et la différence entre l'AAL calculée et observée est minimale (RMS descendue à 3,07 mgal par rapport au profil gravimétrique SEFASILS). Néanmoins, il apparaît encore que sans modifier les interfaces autour de 80 km, nous ne pouvons pas modéliser le petit renflement positif observé dans les données autour de cette distance. Dans la partie droite, au-delà de 100 km, nous obtenons en outre une diminution faible mais continue de l'AAL calculée et non pas le plateau observé dans les données.

Pour améliorer encore l'accord avec l'AAL, il nous a encore fallu rajouter des corps dans le modèle de densité. Ces corps sont définis par un polygone et un contraste de densité par rapport à l'encaissant. Ici l'encaissant fait référence à la (ou les) couche(s) qui contient(contiennent) le corps. L'aspect mal posé du problème d'ajustement des données gravimétriques rend la procédure assez arbitraire en ceci que plusieurs solutions dans la définition de ces corps (géométrie et contrastes)

peuvent aboutir à un accord équivalent aux données. Cette définition doit donc se baser sur un a priori géologique (voir III.5.5. Density distribution and gravity). Ici, l'ajout de 4 corps a permis un très bon ajustement (Figure II.55) :

- Un entre le Moho, tel que défini par l'inversion tomographique des données OBS, et l'interface associé à l'isovitesse 7 km/s entre 74 et 83 km de distance. Ce corps permet de rajouter de la masse (un contraste de densité à +0,2) là où nous en avons un déficit, comme mentionné plus haut et visible sur la Figure II.54 ;
- Trois corps définis dans les 3 dernières couches à droite du modèle, entre ~ 94 et 140 km de distance, au-delà du réflecteur reconstruit par les arrivées interprétées comme PmP. Ils permettent de rajouter un peu de masse (+0,191, +0,075 et +0,05 respectivement, de haut en bas) et d'obtenir le plateau observé. Ces corps sont prolongés jusqu'à 140 km.

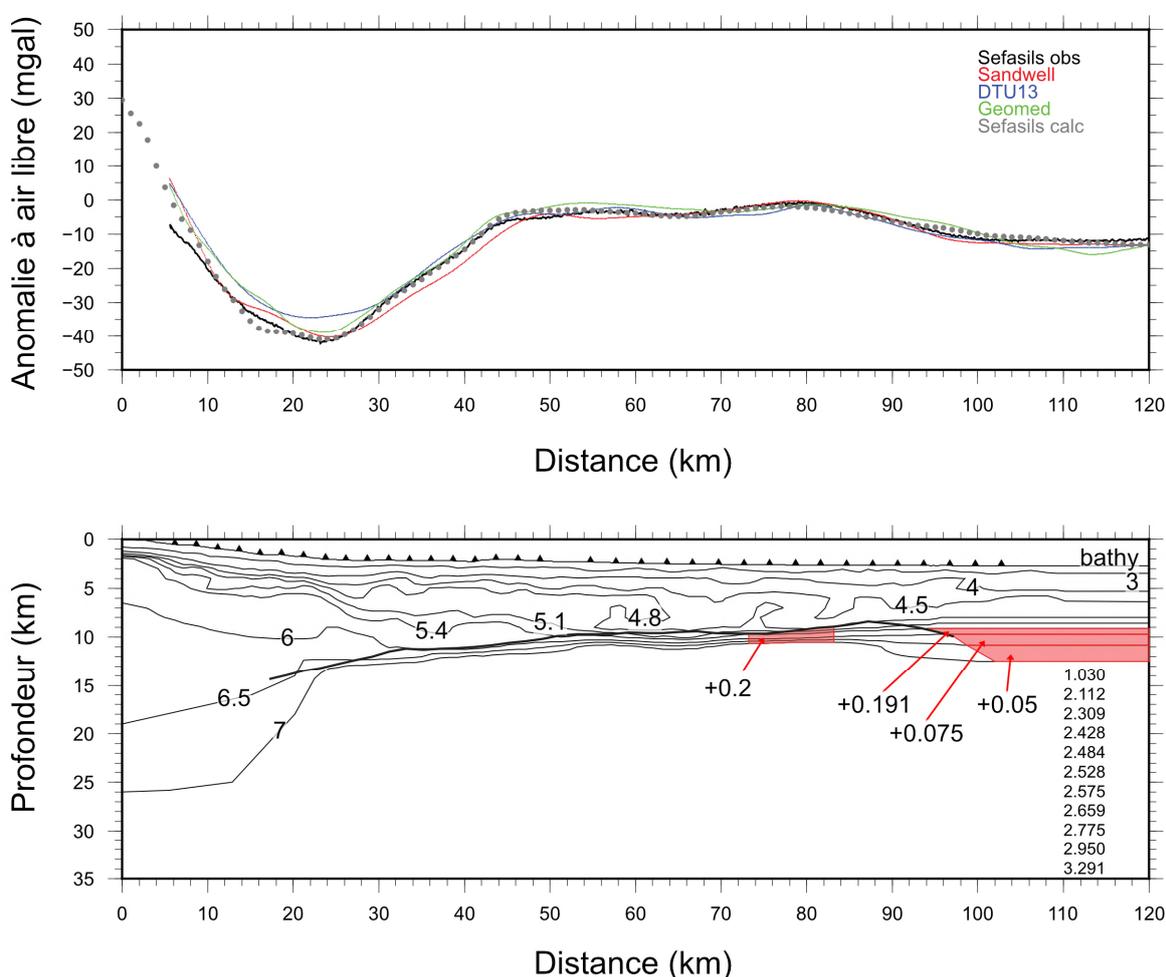


Figure II.55 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle ajusté avec des corps rajoutés (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les corps rajoutés par rapport au modèle présenté Figure II.54 sont figurés en rouge avec la perturbation de densité associée par rapport aux couches encaissantes indiquée. Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond. Le trait noir épais dans le modèle marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

Le modèle présenté Figure II.55 aboutit à un très bon accord aux données (RMS ramenée à 1,5 mgal par rapport aux profil gravimétrique SEFASILS) et peut donc être considéré comme un bon modèle gravimétrique. Les variations de plus petites longueurs d'onde dont il ne rendrait pas compte peuvent s'expliquer par des variations dans les géométries (failles) ou hétérogénéités localisées dans les sédiments. On notera que ces variations de petites longueurs d'ondes différent entre les sources de données. L'interprétation géologique de ce modèle sera effectuée dans le chapitre III de ce manuscrit.

II.2.3.2.c. **Modèle gravimétrique issu du modèle mixte MCS + WAS**

En parallèle, lors du traitement en profondeur, un modèle mixte a été construit (*cf II.1.2.5-Construction du modèle mixte*). Pour rappel, ce modèle est construit à partir du modèle de vitesse issu de l'analyse de vitesse du profil SEFA14 lissé pour sa partie supérieure, jusqu'à 4,1 km de profondeur, et du modèle de vitesse tomographique issu des données OBS lissé pour la partie profonde, supérieure à 4,6 km, avec une combinaison des 2 dans l'intervalle. Afin de voir en quoi cette modification de la partie superficielle pouvait influencer sur la définition du modèle de densité et sur l'accord aux données gravimétriques (et par là-même appréhender la variabilité des solutions de ce problème), nous avons également mené des modélisations gravimétriques basées sur ce modèle mixte.

Ainsi, nous avons procédé comme précédemment, en calculant l'anomalie gravimétrique associée à un modèle de densité basé sur le modèle mixte de vitesse, en extrayant les mêmes isovitesse et en appliquant les mêmes contrastes de densité (ceux ajustés, Tableau II.5). Le modèle de vitesse mixte n'est défini que de 10 à 108 km, mais nous avons étendu de manière linéaire les interfaces jusqu'à 9999 km, de part et d'autre du modèle, comme précédemment. Le modèle de densité obtenu ne permet pas d'expliquer les anomalies gravimétriques observées et présente un manque de masse conséquent sur la majorité du profil (Figure II.56) et donc une RMS élevée de 27,54 mgal, toujours par rapport aux profil gravimétrique SEFASILS.

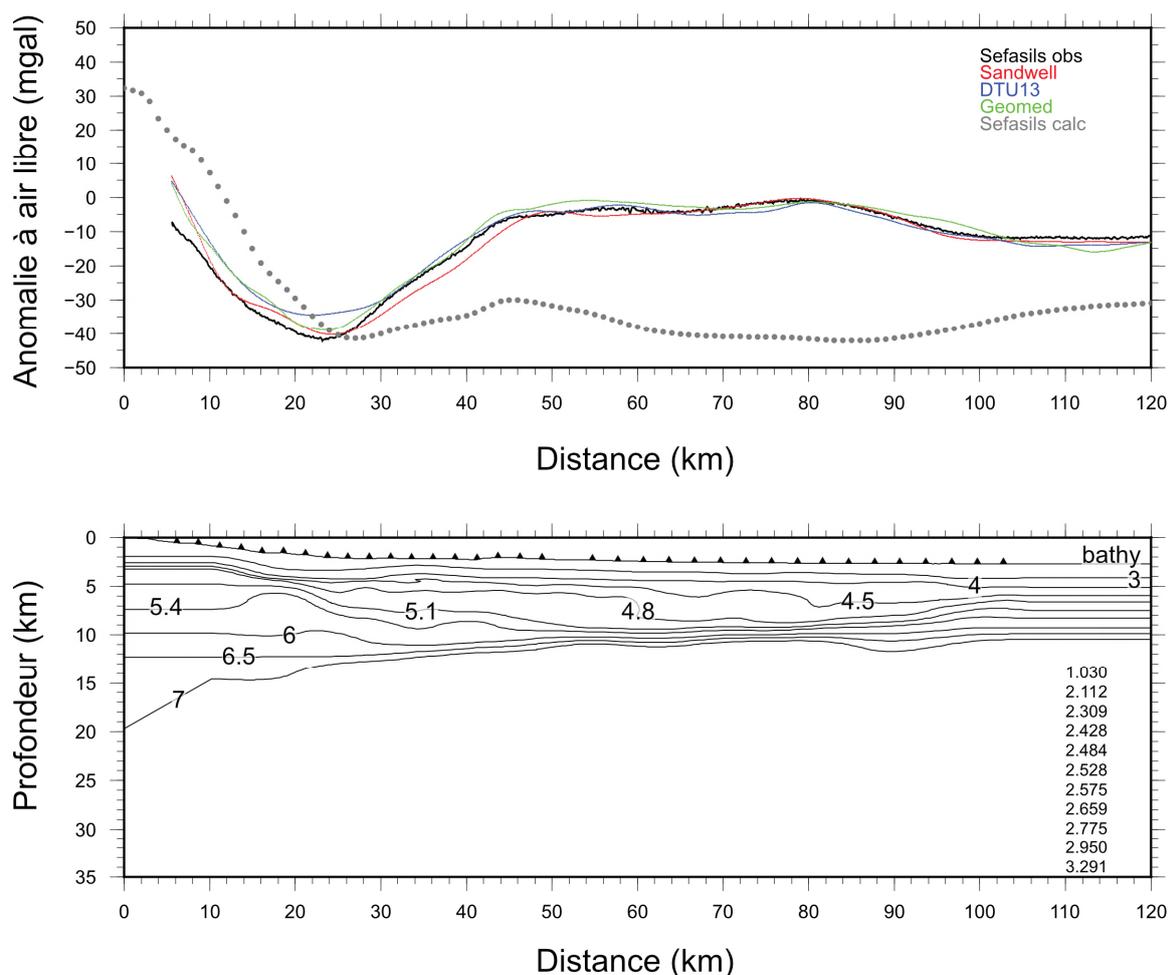


Figure II.56 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle initial (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond.

Les modifications effectuées pour ajuster ce modèle de densité dans le but de faire correspondre l'AAL calculée à celle observée (Figure II.57) sont similaires à celles effectuées pour le modèle issu des seules vitesses tomographiques (Figure II.55) et ont pu faire chuter la RMS à 1,92 mgal. Les interfaces en bordure du modèle ont été approfondies et aplaties à droite. Pour ajuster les tendances plus fines (le léger renflement de l'anomalie autour de 80 km et le plateau observé à partir de 100 km), il a aussi fallu rajouter des corps supplémentaires :

- Un corps compris entre le Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS et l'interface associé à la vitesse 7 km/s entre 24 et 94 km de distance. Il lui est associé un contraste positif de densité (+0,4) afin de rajouter de la masse ;
- Un corps compris entre les interfaces associées aux vitesses 5,1 km/s et 7 km/s et le Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS. Ce corps est prolongé jusqu'à 140 km. Il lui est également associé un contraste positif de densité (+0,1).

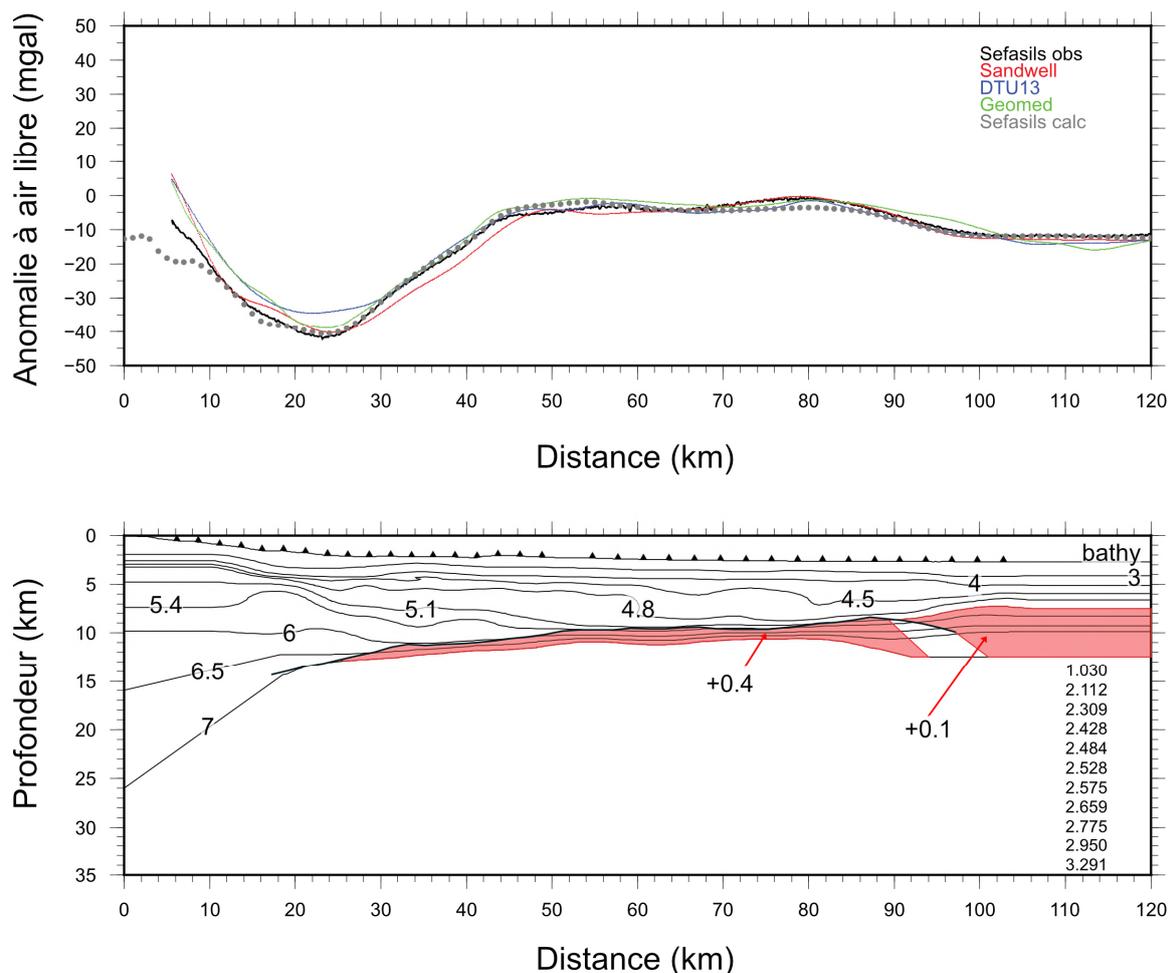


Figure II.57 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (pointillés gris) à partir du modèle ajusté avec des corps rajoutés (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les corps rajoutés par rapport au modèle présenté Figure II.56 sont figurés en rouge, avec la perturbation de densité associée par rapport aux couches encaissantes indiquée. Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond. Le trait noir épais dans le modèle marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.

L'AAL calculée entre 0 et 10 km est uniquement due aux variations bathymétriques, seule interface définie dans cette zone (le modèle de vitesse mixte ne commençant qu'à partir de 10 km). C'est donc un artefact qu'il ne faut pas prendre en compte. De faibles différences entre l'AAL calculée et observée (excès de masse entre 42 et 54 km ; déficit de masse entre 70 et 84 km) sont toujours visibles mais sont difficilement ajustables sans modifier la géométrie fine des interfaces, ce qui n'a pas été entrepris étant donné la difficulté à donner un sens géologique à de petites perturbations arbitraires. Nous en restons donc au modèle de densité présenté Figure II.57. Les implications géologiques de ce modèle seront également discutées dans le chapitre III.

Les modèles gravimétriques ajustés aux données sont les suivants (Figure II.58) :

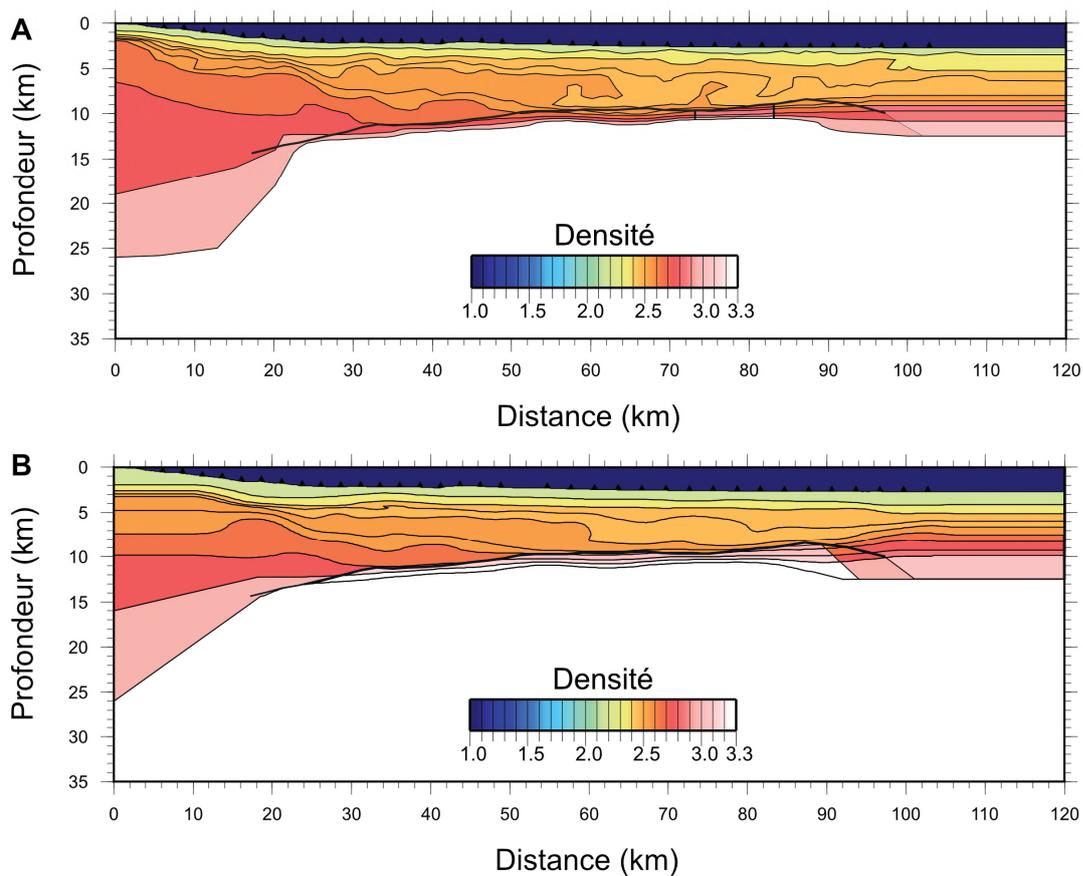


Figure II.58 : Modèles de densité ajustés issus des modèles de vitesse (A) tomographique et (B) mixte. Le modèle mixte, de par sa construction est plus lisse.

Résumé du chapitre II :

La campagne **SEFASILS**, réalisée à l'automne 2018, a permis l'acquisition de nouvelles données de la marge au bassin profond le long d'un profil perpendiculaire à la ligne de côte, au large de Monaco et Nice. Le long de ce transect, **2 profils MCS** ont été acquis avec deux types de source : une source MCS (SEFA14) et une source WAS (SEFA13). Coïncident aux profils MCS, un **profil de sismique réfraction** a été acquis avec 36 OBS espacés de 2,5 à 3 km, complétés par 4 stations à terre. Les tirs ont été effectués sur un aller-retour afin d'éviter les recouvrements entre tirs tout en préservant leur bonne densité. Des **données gravimétriques** ont également été enregistrées le long du profil.

Les traitements de ces différentes données géophysiques ont permis d'obtenir les résultats suivants :

- Les migrations avant et après sommation en temps des profils SEFA13 et SEFA14 ainsi que leurs modèles de vitesse respectifs (V_{13} et V_{14}) ;
- Un modèle de vitesse tomographique issu de l'inversion du temps des premières arrivées des ondes réfractées avec un modèle d'incertitude lié ;
- Un modèle tomographique issu de l'inversion conjointe des ondes réfractées et réfléchies avec une géométrie du Moho (V_{OBS}) ;
- Un modèle de vitesse mixte (V_{14-OBS}), combinant le modèle de vitesse issu de l'analyse du profil SEFA14 avec celui de l'inversion tomographique jointe des données OBS ;
- Les migrations avant sommation en profondeur des profils SEFA13 et SEFA14 avec plusieurs modèles de vitesse, dont le modèle mixte ;
- Les modèles gravimétriques issus du modèle de vitesse d'inversion tomographique jointe et du modèle mixte.

Dans la suite de la thèse, nous avons concentré notre travail sur le profil MCS SEFA13 (en temps et en profondeur), sur les deux modèles de vitesse tomographique, ainsi que sur les modèles gravimétriques.

CHAPITRE III

Structural domains and evolution of the Ligurian margin and oceanic basin from deep geophysical acquisitions and analyses

III.1. Abstract.....	158
III.2. Introduction.....	158
III.3. Geological setting.....	160
III.3.1. Geodynamic evolution.....	160
III.3.2. Current state	160
III.3.3. Volcanism.....	162
III.3.4. Messinian evaporitic deposits.....	163
III.4. Dataset and processing	163
III.4.1. Wide angle seismic (WAS) and Multichannel seismic (MCS) data acquisition.....	163
III.4.2. Seismic reflection processing	164
III.4.3. First arrival seismic tomography and uncertainties.....	164
III.4.4. Joint first arrival and PmP seismic tomography.....	168
III.4.5. Gravity modeling	169
III.5. Results	171
III.5.1. Main features on the SEFA reflection lines.....	171
III.5.2. Velocity structure from refraction tomography	173
III.5.3. Velocity structure and Moho discontinuity from joint refraction and reflection tomography.....	175
III.5.4. Geological interpretation of the velocity in the basement.....	178
III.5.5. Density distribution and gravity.....	180
III.6. Discussion	181
III.6.1. Nature of the deep seismic facies.....	182
III.6.2. Continental mantle exhumation in the proximal deep basin.....	183
III.6.3. Evidence for some oceanic crust in the distal central domain.....	186
III.6.4. Seaward extent of the rifted continental crust.....	190
III.6.5. Rifting, drifting and ocean-continent transition.....	194
III.7. Conclusion.....	195

Le chapitre qui suit est un article en cours de préparation, à soumettre rapidement après intégration des commentaires des co-auteurs. Il convient donc aux lecteurs de se référer à l'article publié plutôt qu'à cette ébauche.

Cet article synthétise les résultats majeurs obtenus grâce à l'interprétation conjointe de l'image post-sommation en temps du profil SEFA13 (source WAS), celle des modèles de vitesses tomographiques obtenus avec l'inversion des temps des arrivées réfractées en première arrivée seules (FAST) et incluant en plus les temps d'arrivées des réfléchies au Moho (Tomo2D), et enfin, celle des modélisations gravimétriques issues de la conversion en densité des vitesses de ce dernier modèle.

Après (1) le résumé et (2) l'introduction générale, nous présentons rapidement (3) la zone d'étude ainsi que (4) les données et méthodes utilisées. Par la suite, nous décrivons séparément les résultats de (5.1) l'image post-sommation des données de SEFA13 en temps puis (5.2) du modèle de vitesse issu de l'inversion des seules arrivées réfractées avant de montrer (5.3) les apports du modèle de vitesse issu de l'inversion conjointe des réfractées et réfléchies, sur lequel les interprétations et discussions ultérieures sont basées. Nous comparons ensuite (5.4) les vitesses obtenues avec des compilations de vitesses de domaines crustaux d'affinités différentes et appuyons nos hypothèses sur (5.5) les modélisations gravimétriques. La dernière partie est consacrée à (6) la discussion de ces nouveaux résultats et leurs implications sur les mécanismes de formation du bassin Ligure, au niveau de la zone d'amincissement, de la transition vers le domaine océanique et de ce domaine océanique proprement dit.

III.1. Abstract

The Ligurian basin is the eastern part of the Liguro-Provençal backarc extensional system, that opened during Miocene with the Corsica-Sardinia block rotation, following an initial Oligocene rifting. Owing to its short-lived opening around a nearby Eulerian pole and to its thick, Messinian salt-bearing sedimentary cover, the nature of its basement has long been debated, without any consensus to date. Geophysical investigations have had mitigated success in deciphering among the various proposed hypotheses, although contrasting domains have long been identified from various geophysical signatures. We report here the results of the SEFASILS wide-angle and penetrative multichannel seismic acquisitions, carried out along a profile crossing from the northern Ligurian margin to deep inside the basin. Combined refraction and reflection seismic tomography of wide-angle data, complemented by time-domain imaging of multichannel ones and gravity modeling, shed some new light on these questions and on the emplacement of lithospheric domains. Our results reveal a ~ 30 km-large expanse of weakly altered mantle that we interpret as the result of a dual exhumation, from under the margin on its continental side and from an imaged oceanic core complex basinward. Slow to ultraslow oceanic accretion seems to have prevailed and produced contrasting seafloors across what we propose to be the paleo-spreading center. Beneath the margin itself, we argue for some continentward lateral extraction of the ductile lower crust during rifting, pinched out between an upward concave crustal detachment zone over which upper crustal fault blocks have been tilted, and the mantle-exhuming downward concave shearing zone that coincides with the Moho discontinuity. At the toe of the margin, both, the gentle geometry of deep pre-Miocene deposits and the presence underneath of an interpreted hyperthinned, seawardmost upper crustal block within the domain heretofore referred to as transitional suggest a ductile deformation pattern with a prominent role of the basement deepest cover, as a growing number of observations and models propose. From our reconstruction and proposed mode of emplacement of basement units, the timing and magnitude of the reported oceanic basin opening suggest that rifting and drifting may have coexisted in that restrained domain.

III.2. Introduction

Determining deep structures across magma-poor passive continental margins (MPPM), and through that, deciphering their mechanisms of formation, their variability, their controlling parameters, has been the subject of a wealth of studies. In particular, the ocean-continent transition (OCT) zone located between the continental rifted crust and the initial oceanic domain has been extensively debated (e.g. Whitmarsh et Miles, 1995; Minshull, 2009; Davy *et al.*, 2016, to name just a few). However, determining and understanding the nature of the OCT and its structure can help identify the boundaries between continental and oceanic crusts more accurately, the location of the crustal thinning and the general structure of the whole margin as well as the mechanisms at play

during rifting, continental breakup and establishment of oceanic accretion (itself largely a function of the thermal and kinematic regime of seafloor spreading). Since its initial discovery, exhumed mantle has been increasingly evidenced or hinted at as a widespread type of basement nature in this domain. It was drilled or dredged at various MPPMs (North Atlantic conjugate margins, Boillot *et al.*, 1987 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009; South Australian margin, Beslier *et al.*, 2004; Gillard, 2014; South China Sea, Larsen *et al.*, 2018; Tyrrhenian back arc, Kastens et Mascle, 1987 ; Prada *et al.*, 2014) interpreted from geophysical data and observed in fossil margin OCTs in the Alps (e.g. Lemoine *et al.*, 1987; Festa *et al.*, 2020 ; Manatschal, 2004) and the Pyrénées (e.g. Asti *et al.*, 2019 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Lagabrielle *et al.*, 2019a, 2019b). The mechanisms of continental rifting and their controlling parameters have been a long-lasting and still ongoing debate. Two main archetypes have emerged from recent studies: cold vs. hot MPPMs (e.g. Clerc *et al.*, 2018 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Peron-Pinvidic *et al.*, 2013 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009). The difference between the two essentially resides in the prevalence and localization of the ductile deformation: up to the upper continental crust on one hand (hot), restricted to the lower one (cold) on the other.

The oceanic crust initially accreted after breakup next to these magma poor margins is usually thinner than the classical 7 km thickness found in the Pacific Ocean (White *et al.*, 1992) and, owing to the common property of poor magma supply, a parallel with slow to ultra-slow spreading ridges, such as the South West Indian Rigde (SWIR) or the Mid-Atlantic Ridge (MAR), has emerged as a means to gain some better understanding of the mechanisms governing initial seafloor spreading at MPPMs (e.g. Cannat *et al.*, 2009 ; Sauter *et al.*, 2018). At slow to ultra-slow spreading ridges, seafloor can be essentially amagmatic, made of exhumed mantle with local mafic intrusions, or oceanic core complexes facing volcanic crust can be found (smooth and corrugated seafloors, (Cannat *et al.*, 2006)).

The Liguro-Provençal basin, set up on an already thickened crust, is a nice laboratory to decipher backarc rifting processes up to oceanization. Due to its scissor opening stemming from a nearby rotation pole, this basin presents all stages from continental stretching to various rates of oceanic accretion, even if the stable oceanization stage may not have been reached after the rapid cessation of opening and subsequent shift of extension to the Tyrrhenian basin.

This Liguro-Provençal basin has been extensively studied (e.g. Afilhado *et al.*, 2015 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Dannowski *et al.*, 2020 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Jolivet *et al.*, 2015 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Merino *et al.*, 2021 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Rollet *et al.*, 2002 ; Sage *et al.*, 2011) but questions about the exact nature of the transitional and oceanic domains still remain, in particular due to the thick sedimentary blanketing that makes basement domains accessible only through indirect geophysical investigations. (Rollet *et al.*, 2002) conducted an analysis of deep seismic data (MALIS, 1995) and a synthesis of older studies (mostly seismic and magnetic) available back then. New seismic profiles were acquired since: CROP (Finetti, 2005), SARDINIA (Afilhado *et al.*, 2015 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Moulin *et al.*, 2015) and TGS-NOPEC (Jolivet *et al.*, 2015). In the Ligurian basin, a 3D seismic refraction project (GROSMarin) was also conducted (Dessa *et al.*, 2011) and Dannowski *et al.* (2020) acquired a new refraction line running along the central domain,

parallel to the basin's axis. Using up-to-date academic seismic acquisitions, the SEFASILS cruise has targeted deep structures from the margin to the deep basin that have remained elusive thus far. Dense wide-angle and deep penetrating multichannel seismic data have been acquired during this cruise. The results obtained from exploiting these data are described and discussed here.

III.3. Geological setting

III.3.1. Geodynamic evolution

The Ligurian Basin (LB) is located in the northeastern part of the Liguro-Provençal basin. It spans the French Riviera and Italian Liguria, to the Gulf of Genoa and, to the south, to the northwestern coast of Corsica (Figure III.1). The Liguro-Provençal basin is one of the Western Mediterranean constitutive back-arc basins and it formed as a result of the 45°-55° anticlockwise rotation of the Corsica-Sardinia block around a rotation pole located in the Gulf of Genoa (43.5°N; 9.5°E, Gattacceca *et al.*, 2007), during the retreating phase of the Apennine subduction. (e.g. Cherchi et Montadert, 1982 ; Gattacceca *et al.*, 2007 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Rehault *et al.*, 1984). The rifting occurred from ~30 Ma to ~21 Ma and the drifting from ~21 to 16 Ma (e.g. Burrus, 1984 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999a ; Gorini *et al.*, 1994a ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Pasquale *et al.*, 1996 ; Romagny *et al.*, 2020 ; Vigliotti et Langenheim, 1995). The spreading rate in the Ligurian basin has been discussed from various paleomagnetic reconstructions of Corsica-Sardinia rotation as well as from the thickness of the oceanic crust thought to have been produced in the process or from heat flow data, keeping in mind that the proximity of the Eulerian pole makes it fairly variable along the system. Nearby our study zone, estimates range from as low as 15 mm/yr from gravimetry, partial melting models (Bown et White, 1994) and interpreted seismic modeling of the crust (Chamot-Rooke *et al.*, 1999), to 25 mm/yr from heat flow and paleomagnetic results (Pasquale *et al.*, 1996). A certain agreement seems to have been reached around Gattacceca *et al.* (2007)'s reconstruction, which supports an angular opening rate of 15°/Myr at the maximum of opening (20.5 to 18.5 Ma), before slowing down and stopping ca. 15 Myr. At the position of the geophysical profile presented in this study, this leads to a spreading rate in the 30-40 mm/yr range, reaching up to 90 mm/yr in the Gulf of Lion.

It is worth noting here that the Ligurian rifting took place on an already thicker crust due to the previous Alpine orogeny. The Gulf of Lion also opened on some thickened crust inherited from the Pyrenean orogeny (Carmignani *et al.*, 1995 ; Jolivet *et al.*, 2015 ; Rollet *et al.*, 2002 ; Romagny *et al.*, 2020).

III.3.2. Current state

Studies in the Liguro-Provençal basins have converged in identifying of three structural domains (Figure III.1, e.g. Gailler *et al.*, 2009 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Rehault *et al.*, 1984 ;

Rollet *et al.*, 2002), although their actual limits and structural interpretations are still a matter of debate.

The domain I is that of the margin, exhibiting seaward thinning continental crust (e.g. Mauffret *et al.*, 1995 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Rollet *et al.*, 2002). Over the North Ligurian margin, this domain is very narrow, with two major tilted blocks reported, compared to the conjugate Corsican margin, which is wider, with numerous smaller tilted blocks (Rollet *et al.*, 2002).

The domain II, often termed transitional (Gueguen *et al.*, 1998), is defined by a magnetic pattern (Bayer *et al.*, 1973 ; Galdeano et Rossignol, 1977 ; Rollet *et al.*, 2002) and a deep reflective acoustic facies (Rollet *et al.*, 2002). A high velocity layer (HVL) has been reported throughout the Liguro-Provençal basin, on both its conjugate margins. It exhibits a velocity of 6.9-7.4 km/s and is up to 3 km thick (Contrucci *et al.*, 2001 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Pascal *et al.*, 1993). Several compositions have been proposed for this body: exhumed partly serpentinized mantle (Contrucci *et al.*, 2001 ; Rollet *et al.*, 2002), exhumed lower crust (Jolivet *et al.*, 2015 ; Moulin *et al.*, 2015), some continental-oceanic mix with volcanic intrusions (Rollet *et al.*, 2002), or even outright oceanic crust (Merino *et al.*, 2021). In the Gulf of Lion, a bright reflector on the MCS ECORS line is observed at the top of this layer, that coincides landward with the Moho ("T" reflector in (De Voogd *et al.*, 1991 ; Pascal *et al.*, 1993). It is interpreted as the contact between the upper and lower crusts or as an interface within the lower crust (Gernigon *et al.*, 2004 ; Gorini *et al.*, 1994 ; Le Pichon et Barbier, 1987 ; Mauffret *et al.*, 1995). Jolivet *et al.* (2015) also observed it on the TGS-NOPEC seismic profile located next to the ECORS one and interpreted it as the upper crust - lower crust detachment. This reflector may represent a structural analogue to those observed on other passive margins, such as the 'S reflector' in Galicia (e.g. Reston *et al.*, 1996), the 'H-reflector' on the Southern Iberia Abyssal Plain (Manatschal *et al.*, 2001) or the 'M reflector' at the Brazilian margin (Blaich *et al.*, 2011).

The domain III, often referred to as the central domain, is generally considered to be composed of atypical oceanic crust. Compared to "normal" ~7 km-thick oceanic crust (White *et al.*, 1992), the crustal thickness in the Liguro-Provençal is reported not to exceed 5 km (Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Contrucci *et al.*, 2001 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Pascal *et al.*, 1993), decreasing to 2 km toward the Ligurian basin (Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Contrucci *et al.*, 2001). A recent study of Dannowski *et al.* (2020) published an along-axis refraction seismic profile in the central domain and does not find any oceanic crust but a domain of exhumed mantle with a taper of interpreted thin continental crust at its northeastern termination, connecting with Makris *et al.* (1999) seismic profile towards the Gulf of Genoa. Conversely, Nouibat *et al.* (2022b), advocate for an oceanic crust along the same profile, with some gabbroic underplating to the northeast, from cross interpreting Dannowski *et al.*'s (2020) P wave refraction velocities and S wave velocities derived from their own analysis of dispersion curves of ambient noise Rayleigh waves. In the Gulf of Lion (GoL), another recent study with joint refraction and reflection of Merino *et al.* (2021) concludes that the central domain is composed of thin continental crust.

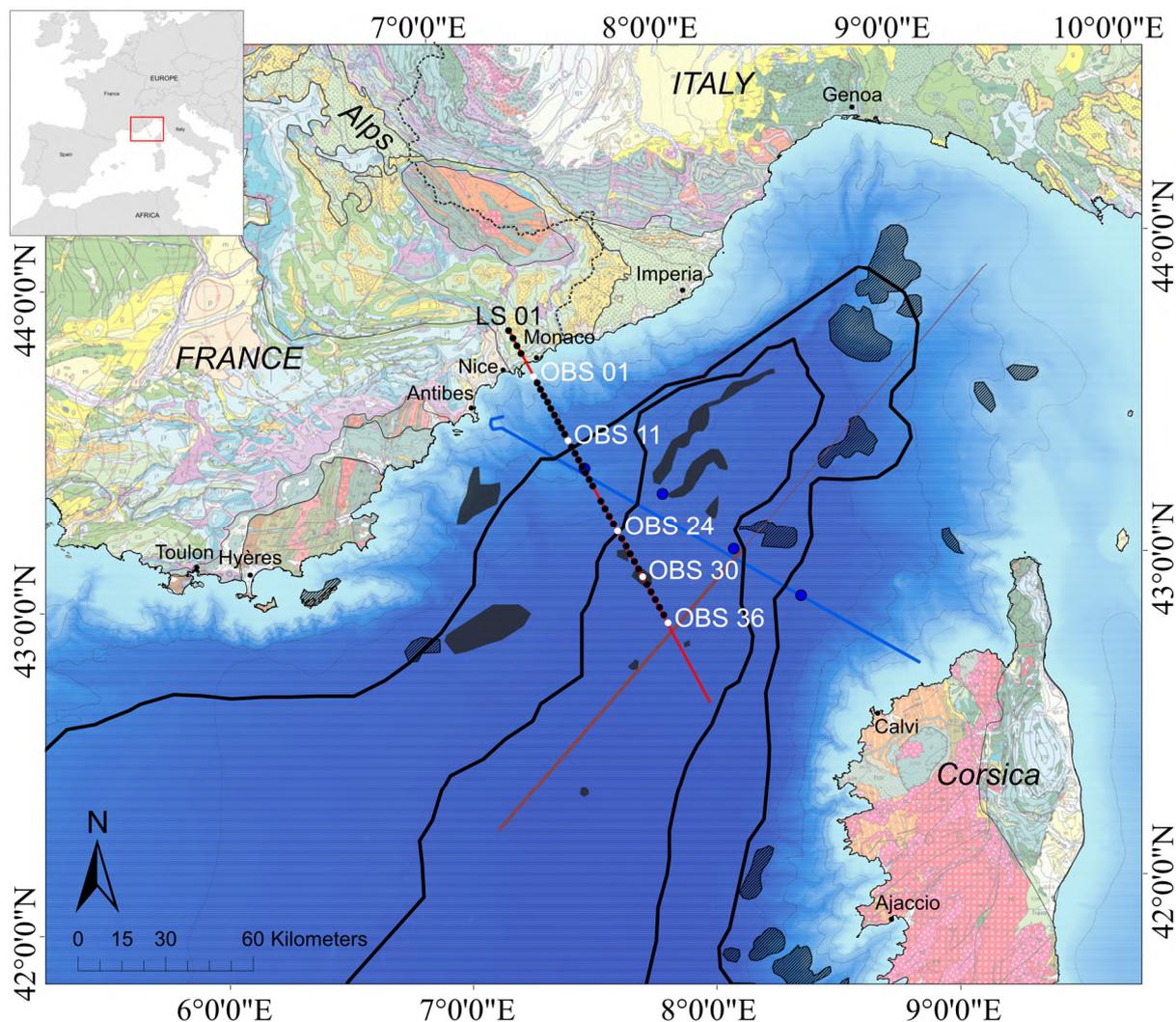


Figure III.1 : Map of the Ligurian Basin, located in the Western Mediterranean (see inset). The black lines represent the limits of the domains (margin, continent-ocean transition and oceanic) from Rollet *et al.* (2002). The thick red line corresponds to the SEFASILS profile with the black dots representing the land stations (LS) and the OBSs. The brown line is the refraction profile LOBSTER p2 from Dannowski *et al.* (2020). The blue line is the reflection profile LISA01 from Contrucci *et al.* (2001) and the blue dots are the ESP locations from Le Douaran *et al.* (1984), reprocessed by Contrucci *et al.* (2001). The dark-hatched polygons represent volcanoes that were sampled and the dark-filled ones, volcanic intrusion observed on MCS data (Rollet *et al.*, 2002).

III.3.3. Volcanism

Although magma-poor in nature, the Liguro-Provençal margins feature some volcanic structures (Figure III.1), as can generally be observed in the Western Mediterranean basins. The oldest samples are located in the Valencia Trough, the Sardinian rift and along the Liguro-Provençal margins (e.g. Bellon, 1981) and are supposed to be linked to the subduction process because they parallel the strike of the paleo-subduction zone prior to rotation (e.g. Gueguen *et al.*, 1998 ; Le Cann, 1987 ; Rehault *et al.*, 1984). Rollet *et al.* (2002) highlighted 3 phases of volcanism in the Ligurian basin throughout its formation, migrating from the Ligurian margin toward the Corsican

margin and finally to the Gulf of Genoa and the Tyrrhenian Sea as it opened. They used magnetic data and MCS seismic profiles to map the extent of volcanoes and their lava flows in the Ligurian Basin (Figure III.1).

III.3.4. Messinian evaporitic deposits

In the whole Liguro-Provençal Basin, as in every basins across the Mediterranean, there is a thick evaporitic Messinian sequence (Hsü et al., 1973 ; Lofi et al., 2011), deposited during the Messinian salinity crisis less than 6 My ago, after the short-duration closure of the connection between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea (e.g. Benson et al., 1991 ; Ryan, 2011) and the ensuing drastic sea-level drop. Witnesses of this event include the erosional surfaces on the margins, the accumulated products of subaerial erosion downslope and the thick evaporitic sequences in the basin (Lofi et al., 2011 and references therein). The salt within these distal evaporitic units forms numerous diapirs in the deep basin. One important feature observed on seismic profiles in the Northern Ligurian Basin is a SW-NE elongated alignment of such diapiric structures located, 10 to 40 km from the margin toe, over 70 km, referred to as a salt wall and interpreted as combined deep-seated crustal and thin-skinned deformations (Le Cann, 1987 ; Rehault et al., 1984 ; Sage et al., 2014).

III.4. Dataset and processing

Because the sedimentary cover in the deep basin is thick (6 to 8 km) and includes the massive mobile Messinian salt unit (e.g. Rehault *et al.*, 1984 ; Rollet *et al.*, 2002), acquiring deep-penetrating seismic data in the Ligurian Sea is challenging. The screening effect of the thick evaporitic series, combined with the shallow depth of the basin that produces overlaps of deep primary reflectors by sea-bottom multiples, are both detrimental to the quality of data. Capitalizing on modern seismic acquisition technologies and processing techniques, the SEFASILS experiment aims at revealing deep structures from the continental to the central domains that could not be correctly observed by the last deep seismic reflection studies conducted in the area in 1995 (MALIS cruise, Rollet *et al.*, 2002). Among these, the use of a new 6-km long streamer, some recent multiple-suppressing techniques as well as a complementary dense wide-angle seismic acquisition were deployed. The SEFASILS cruise took place in November 2018 onboard R/V *Pourquoi Pas ?* (Dessa *et al.*, 2020) operated by Ifremer.

III.4.1. Wide angle seismic (WAS) and Multichannel seismic (MCS) data acquisition

The wide angle seismic (WAS) was acquired with 36 OBSs (from Geoazur, Ifremer and IUEM pools), spaced every 2 km near the margin and 3 km in the deep basin, along one transect (Figure III.1). The source consisted of an array of 16 airguns, totalling 81.1 L (4990 in³). The dominant

frequencies range between ~ 5 Hz and ~ 50 Hz, with a peak at 27 Hz. The shots were distributed over two passes along the profile with interspaced positions, in order to reach a good density of shots without wraparound noise from preceding ones that would hamper the quality of OBS data at large offsets. Shot interval was 230 m (90 s at 5 kt) along each pass, such that, when merged the shot interval was 115 m on average. A total of 1022 shots were carried out.

Every OBS was fitted with three component geophones as well as a hydrophone. Amongst the 36 OBSs deployed, one (OBS 119) failed to provide data. The profile was extended onshore with 4 land stations spaced every 3 km, in alignment with the OBSs. The whole profile is 146 km long.

The coincident multichannel seismic profile (MCS) was acquired with a streamer of 6 km featuring 960 channels. The profile was shot twice, with two different source tuning (Dessa *et al.*, 2020). The MCS data presented here were obtained with the same source as for WAS data, described above, shot every 115 m/45 s. The profile is 96 km long.

III.4.2. Seismic reflection processing

After initial quality control, MCS data were gathered in 12.5 m bins using navigation data, yielding a mid-point fold coverage of 104. They were subsequently processed using CGG's Geovation software. Processing was classical and consisted in resampling and bandpass filtering the data, spherical divergence correction, noise attenuation in (f,x) domain, trace edition, multiple attenuation through 2D SMRE technique of prediction/subtraction (Verschuur *et al.*, 1992) and complementary velocity filtering in the Radon domain, spiking deconvolution, NMO correction, mute, stack and (f,k) post-stack migration with constant velocity (1500 m/s). Pre-stack depth migration of these data is part of some ongoing work which we do not present here.

III.4.3. First arrival seismic tomography and uncertainties

The OBS data were corrected from clock drift and then put into classical format, sorted by offsets. The position of each OBS was estimated with some careful picking of the direct wave and through a grid search technique taking local bathymetric variations into account (Dessa *et al.*, 2011). Water velocity was also inverted in the same way, exploring values from 1510 to 1540 m/s (boundaries determined from XBT probing). The best-matching water velocities for every OBSs clustered around 1528 m/s, which was thus considered a fairly good estimate of a reliable average value.

The 2 interspaced sub-profiles were merged to yield one single profile. For 2D travel time modelling, the station positions were projected onto the profile's track, instruments being found to be 46 m offtrack on average and the maximum distance being 120 m.

Travel time picking was performed manually, on raw data whenever possible and on filtered ones otherwise, with a classical reduced time scale (Figure III.2). The clearest components available between hydrophone and vertical ones were considered for every phase. The overall quality of the

hydrophone data being better, most of the picking was made on this component. Several filters, such as frequency and slope filtering, zero or minimum phase (with great emphasis on possible induced time shifts), were applied in order to improve the quality of the data and reliability of picks. A total of 15 607 first arrival travel times were picked.

Uncertainties were individually attributed for each phase depending on the local quality of data and the continuity of the arrivals. Uncertainties range from 5 to 140 ms.

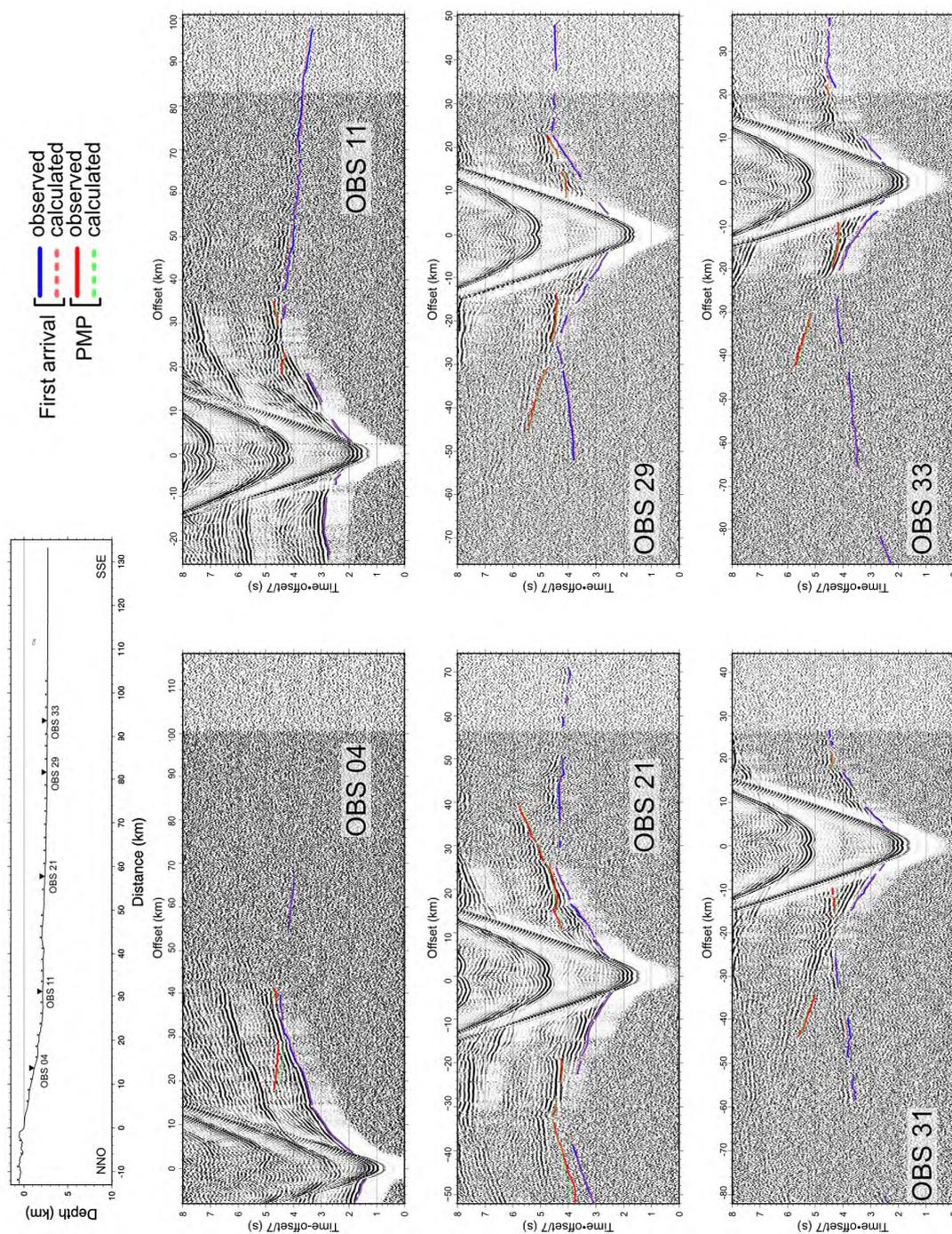


Figure III.2 : 6 OBS sections from the hydrophone channel taken along the profile, with first arrivals and PmP reflections picked and calculated in the final tomographic model superimposed. Reduction velocity is 7 km/s. On the top left, position of the presented OBS located on the profile.

For velocity reconstruction by first arrival travel time tomographic inversion, we used the code FAST of Zelt et Barton (1998). Regularization parameters were determined through a series of tests with a first order starting velocity model exhibiting a vertical velocity gradient under bathymetry/topography. The aim is classically to find the solution which best fits the data, thus having the lowest misfit between picked and calculated data, while getting regularized solutions with geological relevance.

To assess the degree of dependency of the obtained solution with respect to the starting model as well as to assess errors on the reconstructed velocities, we built a series of 1000 starting models generated semi-randomly. As shown in Figure III.3A, they were controlled by four vertical velocity profiles located at distances of -13, 17, 77 and 135 km along the model (with the 0 standing at the coastline). The control profiles were positioned to correspond to 1st order morphological variations across the margin and basin: one at the foot of the margin and one at the reported beginning of the central domain. The water and subbottom velocities were fixed for all vertical velocity profiles (set to 1.528 and 2.1 km/s respectively). Deeper down on each profile, a random velocity within very wide bounds (3 to 7 km/s) was assigned at a random depth ranging between the sea bottom and 30 km depth (base of the model). We then used a smooth interpolation using degree 2 polynomials in between these semi-randomly derived control profiles. We thus generated a very wide range of starting models (Figure III.3B) that largely exceeds the range of geological relevance (with some models exhibiting 7 km/s velocities at a mere 3 km depth for example or conversely, values of 3 km/s being found close to 30 km depth on some others). As such, it is a stern test that explores a fairly broad range of the model space, way beyond the neighboring linearization domain as analogous searches generally limit themselves to assess model uncertainties.

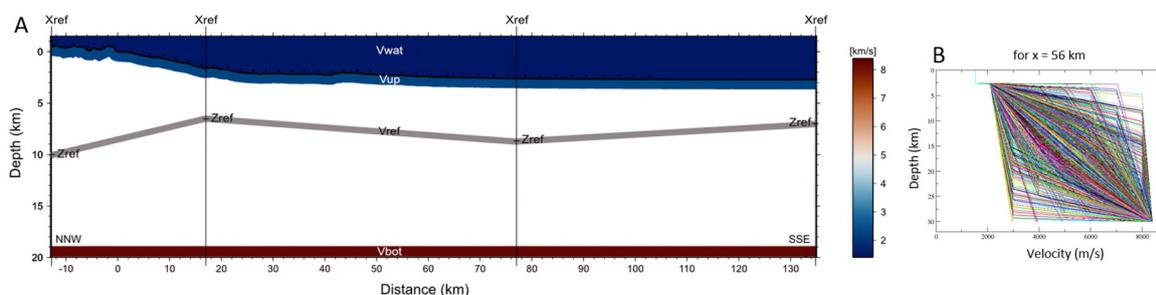


Figure III.3 : A) Illustration initial models building for semi-random model space exploration. The velocities in the water (V_{wat}), in the uppermost sediments (V_{up}) and at the bottom of the model (V_{bot}) are fixed at 1,528 km/s, 2,1 km/s and 8,4 km/s respectively. The only change is the reference interface: it is defined at 4 control profiles, with fixed distances (X_{ref}) but randomized depths (Z_{ref}) between the bathymetry and the bottom of the model. The associated velocity at Z_{ref} is also randomized between wide bounds (3 to 7 km/s). The whole model is interpolated from these 4 log profiles. B) Illustration of the whole set of velocity logs in the 1000 generated starting models at 56 km distance, showing their shear diversity. The (0,0) origin represents the coastline and the sea level.

All 1000 starting model were inverted using the same regularization parameters. The best fitting model amongst all the inversions decreases the RMS misfit down to 58.6 ms. We then calculated an average model and standard deviation one (Figure III.4), keeping only inversion runs that yielded RMS misfits less than 90 ms—a value chosen as a proxy to select runs that produced models within

the same global minimum as the best-fitting one, or, in other words, that remained within the linearization bounds of the problem. 596 models met this criterion, meaning that most models converged quickly to that region of the problem's global minimum, making us fairly confident in the validity of our solution. The standard deviation model derived from these shows that high uncertainties occur at the extremities of the model, where ray coverage is inherently poorer and where coverage by both sources and receivers is not realised, both quantitatively and qualitatively (in terms of azimuthal diversity of rays). We based our interpretation as well as our ensuing joint inversion of first travel times and Moho reflections (PmP) on the best fitting model (Figure III.5).

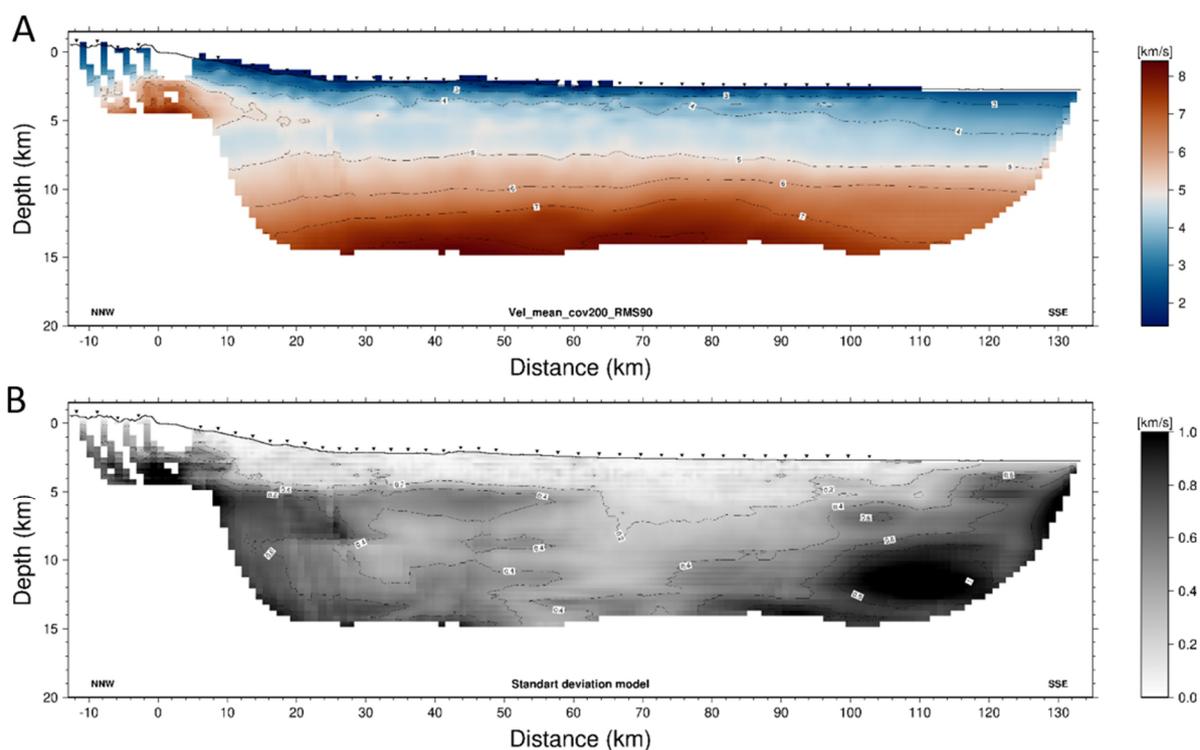


Figure III.4: A) Average 1st arrival velocity model calculated from solutions with an RMS below 90 ms (596 models). A mask is applied to only show areas where more than 200 models have ray coverage. B) Standard deviation model on the same population (RMS < 90 ms), with same mask as the average model. The grey areas are where the uncertainties are the highest, at the extremities of the model.

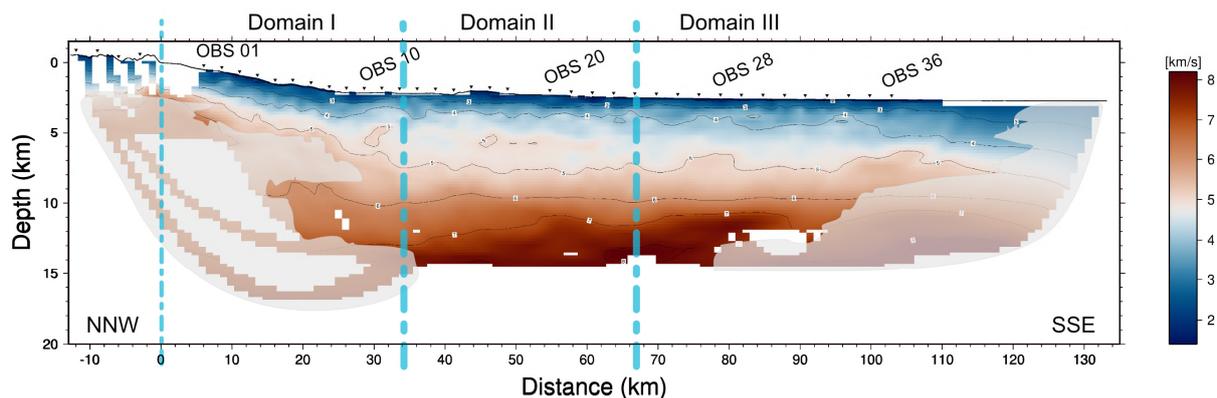


Figure III.5: Best-fitting 1st arrival final velocity model, featuring a RMS of 58 ms, with a mask to show ray-covered zones only. Velocity isocontours are superimposed in thin black line, at a 1 km/s interval. The landstations and OBSs are represented with dark inverted triangles. The paler areas are less constrained (more than 0.6 km/s of standard deviation). The (0,0) origin represents the coastline and the sea level.

III.4.4. Joint first arrival and PmP seismic tomography

In order to improve model illumination and chiefly, to map the Moho discontinuity (defined here as the reflective discontinuity below which rocks of likely mantle affinity exhibiting velocities beyond 7 km/s are found), we applied a second step of tomographic inversion including both, our set of already exploited first arrival travel times and travel times attributed to reflections on this discontinuity. The Tomo2D software was used for that purpose (Korenaga *et al.*, 2000). A set of 6004 such reflected travel times were picked (example in Figure III.2). These picks, as well as those of some remote, low signal-to-noise ratio, first arrival phases, were refined after a first stage of joint inversion so as to improve quality by getting rid of outliers, slightly correcting for phase errors, etc. The joint inversion itself was preceded yet again by an extensive parametrization study to get relevant regularization settings. It was a two-stage inversion whereby the reflected travel times alone were first inverted (starting from the best fitting model of the preceding first arrival travel time tomography and from a flat, 15 km-deep reflector), before a final step including both refracted and reflected arrival sets was conducted, still starting from the same best 1st arrival fitting model and from the Moho geometry derived from the preceding inversion. The independence of the reflector solution with respect to the initial flat geometry was checked. We stress that no overdamping was used to “freeze” part of the velocity distribution above or below the reflector and introduce a velocity contrast. The resulting velocity and Moho models are displayed in Figure III.6. In terms of data agreement, RMS misfits of 39 ms and 92 ms were reached on 1st arrivals and PmP reflections respectively, with an overall value of 57 ms and a χ^2 of 0.74, underlining that our data are explained slightly below their assessed error bounds (which we consider more representative of our being somewhat conservative on our error estimates than an effect of data overfit, considering the enforced regularity of the solution).

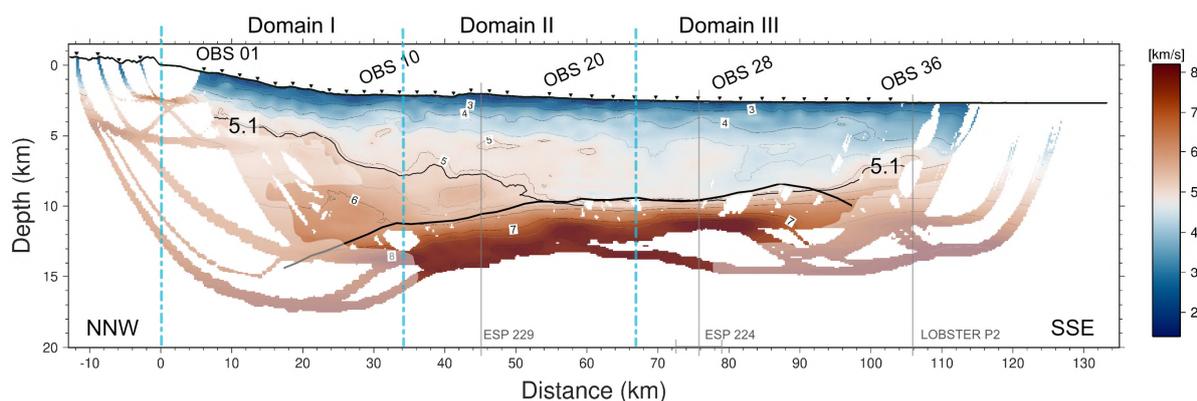


Figure III.6: Tomographic velocity model from the joint refraction-PmP inversion (Korenaga *et al.*, 2000) using the same first arrival picks and adding the mantle reflection travel times. The RMS of this model is 57 ms. The thick black line is the inverted boundary for PmP reflections. The velocity isocontours are every 0.5 km/s. The iso-velocity 5.1 km/s is highlighted. The land stations and OBS are represented with black triangle. The grey lines represent the intersections with other wide-angle seismic results available. The domains' limit defined by Rollet *et al.*, (2002) are represented as blue dashed-dotted lines.

III.4.5. Gravity modeling

To complement our geophysical analysis, we carried out gravity modeling using a density model derived from our tomographic velocity distribution. This analysis is based on free air gravity data from several sources: gravity models based on global marine satellite altimetry of Sandwell *et al.* (2014) and DTU13 MSS (Andersen *et al.*, 2013) as well as models based on marine field data from the GEOMED2 collection (Lalancette *et al.*, 2016) and from our own measurements during the SEFASILS cruise (onboard BGGs KSS31 gravimeter).

Along our study profile, we consider our shipboard data as the reference, as they derive directly from a local field measurement, and must thus be better resolved. All data are actually very consistent within a few mgal here (Figure III.7A). Gravity profile across the margin is characterized by a strong initial decay, from a positive to a negative anomaly (~ -40 mgal) located around 22 km distance, before stabilizing roughly close to 0 mgal from ~ 45 to 80 km (with some gentle, ~ 3 mgal increase beyond 60 km). Such large oscillation is typically observed across margins and stems from the strong density variations related to bathymetric deepening and crustal necking zone (Watts et Marr, 1995). Beyond 80 km, a progressive decay of ~ 10 mgal is observed over ~ 20 km, before reaching a plateau up to the end of our line. Such wavelengths in observed trends point toward long-sized and/or deep-seated density variations.

To test the gravimetric prediction of our tomographic velocity model, it was converted into densities. We followed the approach of Xu *et al.* (2022) and extracted iso-velocity contours from our distribution, that were slightly smoothed and converted to iso-density ones, so as to get a simple parametrization, yet representative of the model's complexity. Chosen iso-velocities range from 3 to 7 km/s (3, 4, 4.5, 4.8, 5.1, 5.4, 6, 6.5, 7 km/s), and a water velocity layer atop. The empirical law of Brocher (2005), derived as a polynomial law of both, field and experimental measurements in sedimentary, metamorphic and igneous rocks (Nafe et Drake, 1957), was used to infer density values. It is applicable between 1.5 and 8.0 km/s, which covers our full velocity range here. This

yielded the construction of a blocky model made of layered bodies. Within each layer, density is constant and set to the value of its upper boundary. Density contrasts thus occur across interfaces. In the subsequent modeling, layer geometries can be altered and bodies with contrasting densities can be inserted into layers in order to reach better data fit in a way that is described in the next section.

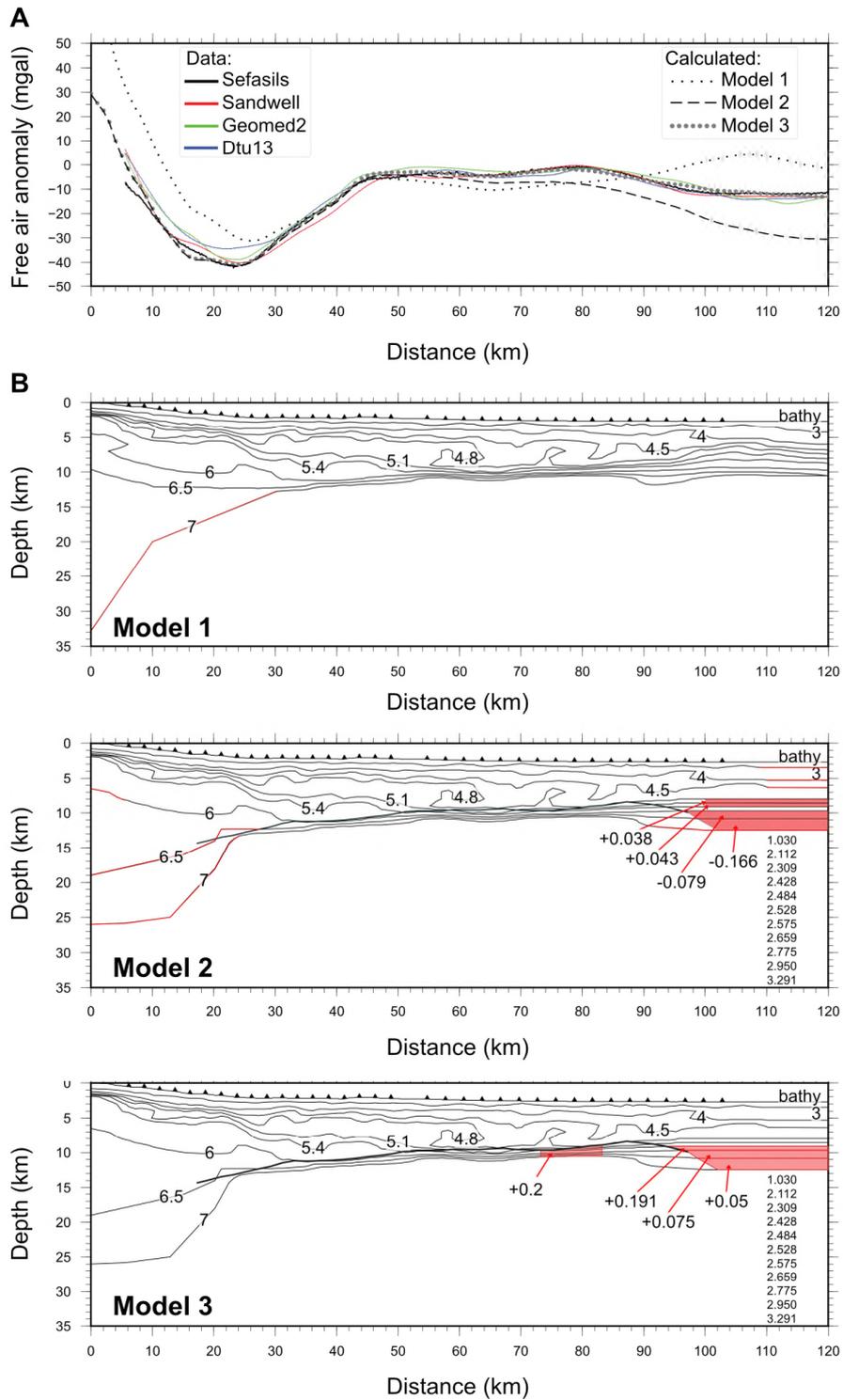


Figure III.7: A) Free Air Anomaly (FAA) from SEFASILS cruise (black line), Sandwell V29 (Sandwell *et al.*, 2014, red line), Geomed2 (Barzaghi *et al.*, 2018; green line) and DTU13 (Andersen *et al.*, 2013; blue line) compared to the FAA

calculated from B) gravimetric models 1 (dots), 2 (dashes) and 3 (thick gray dots). Model 1 is the density model derived directly from our joint refraction-reflection tomographic velocity distribution, with only the geometry of the 7 km/s iso-velocity altered landward (marked in red). Model 2 is the density model built in the same way but using densities derived from the velocity model of Dannowski *et al.* (2020) after 100 km of distance. Model 3 is the gravimetric model that best fits the FAA.

III.5. Results

III.5.1. Main features on the SEFA reflection lines

The MCS seismic, image coincident with the WAS profile, is in general agreement with the main subdivision of the Ligurian basin. It was established on various criteria by Rollet *et al.* (2002), one of the main ones being the reflectivity of the basement.

Using the same criterion of a strong deep basal reflector —hereafter referred to as SB (Figure III.8), which was the deepest observed in the data of Rollet *et al.* (2002) and was thus interpreted by them as the top of the basement—we distinguish two distal domains, labelled II and III (Figure III.8), domain I being that of the necking zone that ends at the toe of the continental slope. Unsurprisingly, the limits along our profile echo those inferred regionally by Rollet *et al.* (2002). We refer to this subdivision in the following developments for the sake of clarity.

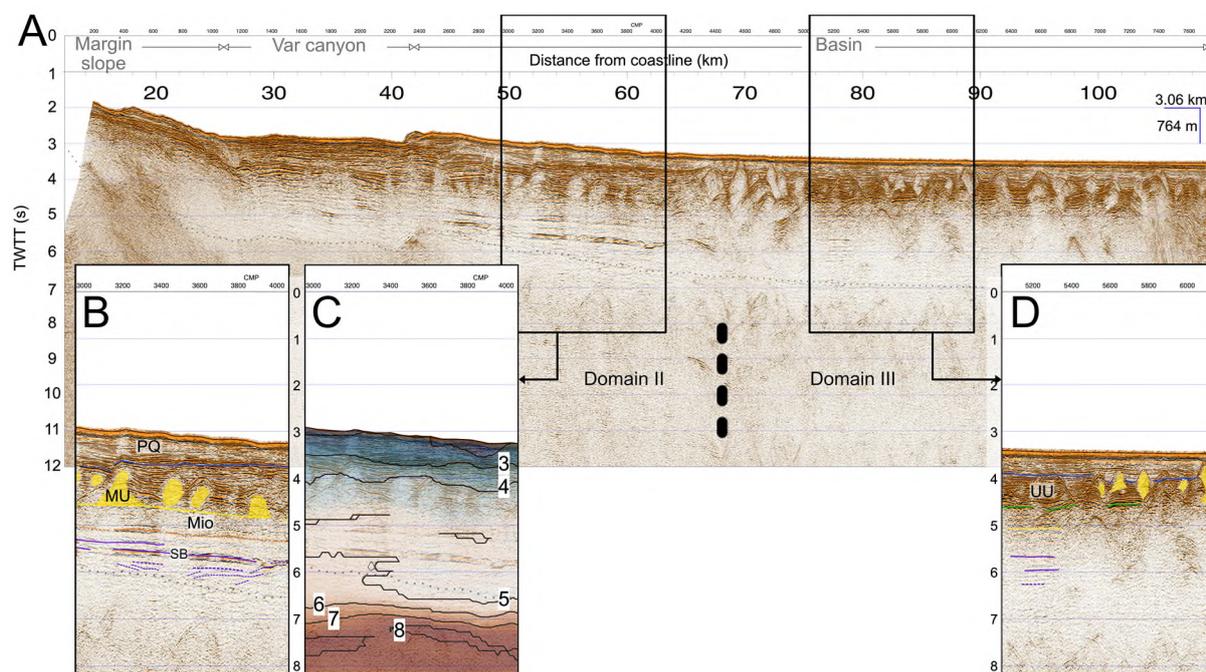


Figure III.8: A) Post-stack time migration of the multi-channel seismic data SEFA13 profile shot with the same source as used for wide angle data acquisition. Close-up in domain II (B) and III (D), with the preliminary interpretations (grey dots represent the sea bottom multiple). PQ: Plio-Quaternary sediments, MU: Mobile Units (Messinian salt), UU: Upper Unit from the Messinian unit, Mio: Miocene, SB: Strong Basal reflector (see text for details). C) Similar close-up as in B), but with the time-converted velocity model from the refracted data superimposed, including iso-velocity contours (black lines) every 1 km/s.

We focus here on the interpretation of the MCS line in the deep basinal domains II and III, domain I having been the subject of a precedent study (Dessa et al., 2020). The post stack time migrated image of SEFASILS displays a continuity between domain II and III in the upper sedimentary layers (Figure III.8). The sediment cover is well observed and the Messinian units serve their usual role of a sharp stratigraphic marker. In the deep basin, the mobile units (MU), composed mainly of halite (Nely, 1994; Lofi *et al.*, 2011), are well recognizable by the characteristic transparent acoustic facies and the multiple diapirs they have formed. The base of the salt layer is not as well revealed and is identified in domain II, but not as clearly in domain III. It is characterized by a low frequency reflector slightly deepening toward the basin, located between 4.5 to 5 stwtt. The Messinian sequence also includes the Upper Unit (UU), which is identified by characteristic parallel and continuous reflections of high amplitude and frequency. Having been deposited above the MU, it has been deformed by the underlying salt movements. The top of the UU correlates with a prominent seismic reflection. Above the Messinian units, the Plio-Quaternary units are observed, mainly composed of terrigenous detritic deposits whose abundance is favored by the large altimetric gradient with the Alpine source to the north. They display continuous and parallel reflectors of lower amplitude than the UU.

The main difference between domain II and III is indeed one of the main criteria upon which they were discriminated, namely the reflectivity below the Messinian units (Rollet *et al.*, 2002). In particular, the conspicuous SB reflector is observed, essentially uninterrupted between ~ 5.2 and ~ 5.8 stwtt, ~ 42 km and 65 km distance, along domain II. It disappears altogether farther seaward in domain III (Figure III.8). Above this basal low frequency reflector, presumably of Miocene age, and up to the deepest Messinian horizons found ~ 1 s higher, other notable and continuous reflectors are observed in domain II and much less in domain III (Figure III.8B et D). Beneath this same strong reflector, some rough, low-amplitude bedding can be observed for the first time, down to the remnant of sea bottom multiple, thanks to the deep penetrating seismic acquisition deployed here. As mentioned above, Rollet *et al.* (2002) interpreted SB reflector both as the base of Miocene units and top of the acoustic basement, precisely due to its being the deepest coherent one. Our observation here is slightly at odds with this view and begs the question whether weak reflectors beneath still correspond to deep sedimentary units, possibly syn-rift or even pre-rift in age, or to possible crustal reflectivity related to ductile extensive deformation. This point is discussed below.

The limit between domains II and III coincides with an anomalously large salt structure, conspicuous in the Messinian units and above. This structure clearly differs from other salt diapirs found along the profile by its geometry (Figure III.8). Indeed, it rather looks like multiple diapirs developed upon one another (note that some 2D imaging like ours does not fully capture such outright 3D structures). It is similar in width to what Sage *et al.* (2014) observed farther to the east. Although it does not present here as an abrupt side as what these authors reported, the coherency between our observation and the orientation of their mapped salt complex supports the idea that it may indeed be the same elongated structure that our profile crosses.

Deeper down, no clear Moho reflections can be observed in the deep basin or below the margin on the profile, at least at this stage in the processing. The MCS seismic image is used as a support

to the tomographic velocity model for the interpretation of the main reflections of the model, essentially above the acoustic basement.

III.5.2. Velocity structure from refraction tomography

Based on seismic velocities derived from arrivals only (Figure III.5), the most obvious characteristics are the thick areas exhibiting values clearly compatible with sedimentary affinity (up to at least 4.5 km/s) and a progressive crustal thinning from North to South, made apparent by the progressive shallowing of the mantle-like velocities (7 km/s and above), even seaward of the necking zone. Unsurprisingly, the extremities of the model, which are less illuminated and have poorer azimuthal diversity, appear less constrained, attested by higher values in the standard deviation model (Figure III.4B). Owing to the necessary regularization of the inversion, tomographic models are smooth and thus, structurally difficult to interpret on any other criteria than velocities and velocity gradients, which we use here. The top of the crust can be assumed to follow approximately the 5-5.5 km/s iso-velocities, as previous studies in the area have found up to 5.3 km/s velocities for deepest sediments (Pascal *et al.*, 1993); with a similar tomographic method, Gailler *et al.* (2009) also choose to use the 5.5 km/s iso-velocity as a proxy for upper crustal limit in the Gulf of Lion. The mantle-crust boundary is proposed to follow the 7 km/s iso-velocity contour here, which coincides with a very strong increase in vertical velocity gradient. Using velocity logs (Figure III.9), we describe our tomographic velocity model with respect to the domains usually identified in the Liguro-Provençal area and supported here by our reflection seismic data, namely, the onshore domain and domains I, II and III.

The onshore domain extends from -12 to 0 km (the coastline). Here the velocity model is poorly constrained in depth due to the absence of onland shots but it displays a strong velocity gradient and high velocities (5 km/s) are found rather near the surface, less than 3-km deep, consistent with the idea that the basement is found beneath the shallow Nice subalpine chain.

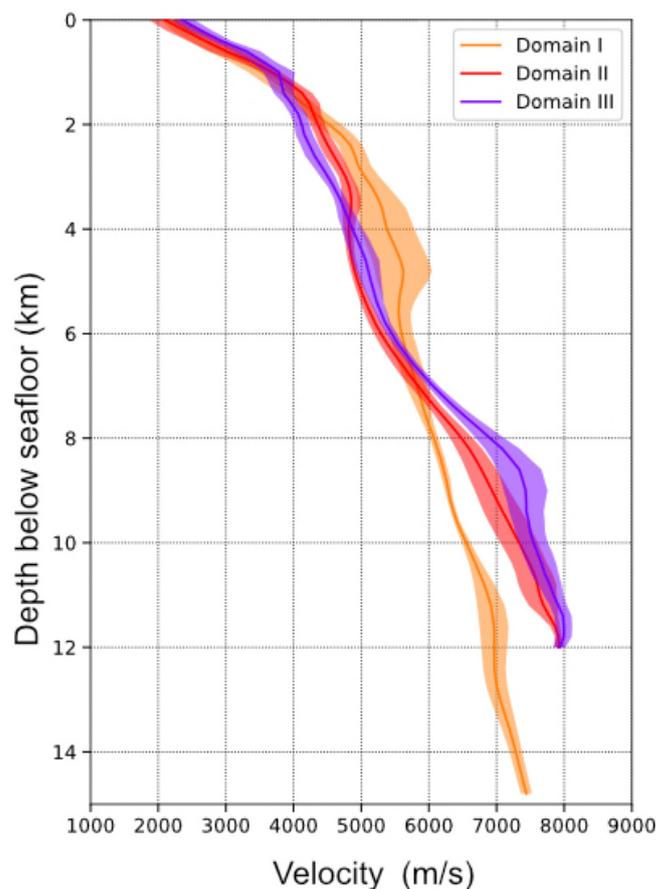


Figure III.9 : Average 1D velocity profiles along the model as a function of depth below the seafloor (bathymetry is removed) represented for the domain I (stretched continental, in orange), domain II (transitional, in red) and domain III (oceanic, in purple). The thick lines are the average and the shaded areas represent the standard deviation for the velocity logs extracted every kilometer in each domain.

Domain I extends roughly from 0 to 35 km and corresponds to the continental slope. Transition from domain I to domain II occurs a bit seaward to the foot of the continental slope, where the iso-velocity of 5 km/s stops deepening and becomes subhorizontal. This is coincident with the slope break of the acoustic basement used by Rollet *et al.* (2002) as a criterion for domain limit. The sedimentary layer thickens to 5.5 km (considering the 5 km/s iso-velocity as a proxy for the base of sediments) and the velocity gradient is $\sim 0.75 \text{ s}^{-1}$ in the first 2 km but diminishes between iso-velocities 4 and 5 km/s ($\sim 0.25 \text{ s}^{-1}$) (Figure III.9). Although it is poorly covered on its northern part in spite of the land stations, domain I unambiguously corresponds to the necking zone as the crust thins out from 28 km (inferred at the coastline from gravimetric modelling by Chamot-Rooke *et al.* (1999) to about 5.5 km (assuming 7 km/s for the mantle-crust boundary and still 5 km/s for the base of sediments).

Domain II extends from 35 to 68 km and is classically referred to as the transitional domain. Here the model displays a strong velocity gradient in the shallow sediments (down to 1.5-2 km below seafloor, Figure III.9). Deeper down, velocities almost reach 5 km/s with a gradient of $\sim 0.5 \text{ s}^{-1}$ before turning constant between 4 km and 6 km depth below the seafloor (dbsf). Still deeper

down, beyond 5 km dbfs, in the velocity-defined basement ($V_p > 5$ km/s), the model shows a very steep initial gradient, up to ~ 7 km/s, followed by a weaker one. In this domain, the velocity-interpreted crust (5 km/s $< V_p < 7$ km/s) continues to thin out but to a lesser extent: 5.5 to 3.5 km over a distance of more than 30 km.

The domain III extends from 68 km to the end of the profile. It corresponds to what is referred to as the central domain of the basin (Rollet *et al.*, 2002). Here the model (Figure III.9) displays a low velocity gradient (~ 0.4 s⁻¹) in sediments located between ~ 1 and ~ 4.5 km dbfs, down to where basement-like velocities above 5 km/s are encountered. Deeper down, the velocity gradient is much weaker, up to reaching 5.5 km/s, before displaying a strong velocity gradient of ~ 0.8 s⁻¹ (from 5.5 km/s to 7.5 km/s in 2.5 km), followed again by a weaker gradient of ~ 0.1 s⁻¹ between 7.5 and 8 km/s.

III.5.3. Velocity structure and Moho discontinuity from joint refraction and reflection tomography

The velocity model resulting from the joint first arrival and PmP seismic tomography presented in Figure III.6 has the same general trends as that obtained from first arrivals only, but the deepening of the 5 km/s contour is more sudden towards the basin and the shallowing of higher iso-velocities (7-8 km/s) is also more pronounced. The model also features steeper vertical changes in velocities, especially when transitioning from sediment/crustal velocities to mantle ones. Aside from improved lateral and vertical resolution of velocities obtained from more vertical illumination by pre-critical to critical reflected phases, the main gain comes from explicitly defining the geometry of the mantle-crust boundary. Phases interpreted as PmP were observed and picked along most of the profile (Figure III.2) except at the very southern end of it (the three last OBSs), where no such reflection was visible on the seaward side of records. The resulting mantle-crust boundary (thick black line in Figure III.6) is steep under the margin. On the rest of the profile, it has a much more gentle, quasi constant landward dip of $\sim 3^\circ$ up to its shallowest point, ~ 87 km away from the coastline, where it reaches a mere 8.5 km depth (~ 5 km dbfs). It then curves downward noticeably, deepening again to 10 km depth some 10 km farther seaward, eventually dipping $\sim 14^\circ$ south.

With this model, the different trends in velocity logs are even more highlighted (Figure III.10) and illustrate a progressive change from domain I to III. In the necking domain (domain I) the crust-mantle boundary is steep. It shallows from 14 km to 11 km depth between 20 and 33 km distance from the coastline ($\sim 13^\circ$). The velocity logs there illustrate a homogeneous trend with a constant velocity gradient (Figure III.10), although it has to be reminded that coverage is incomplete in this part of the model, and that standard deviation in velocities is higher as a result. The dispersion between the logs is explained by the differences in sedimentary and crustal thicknesses along the domain. Near the transition with domain II, the layer between the contours 6 and 7 km/s thins out, illustrating crustal thinning.

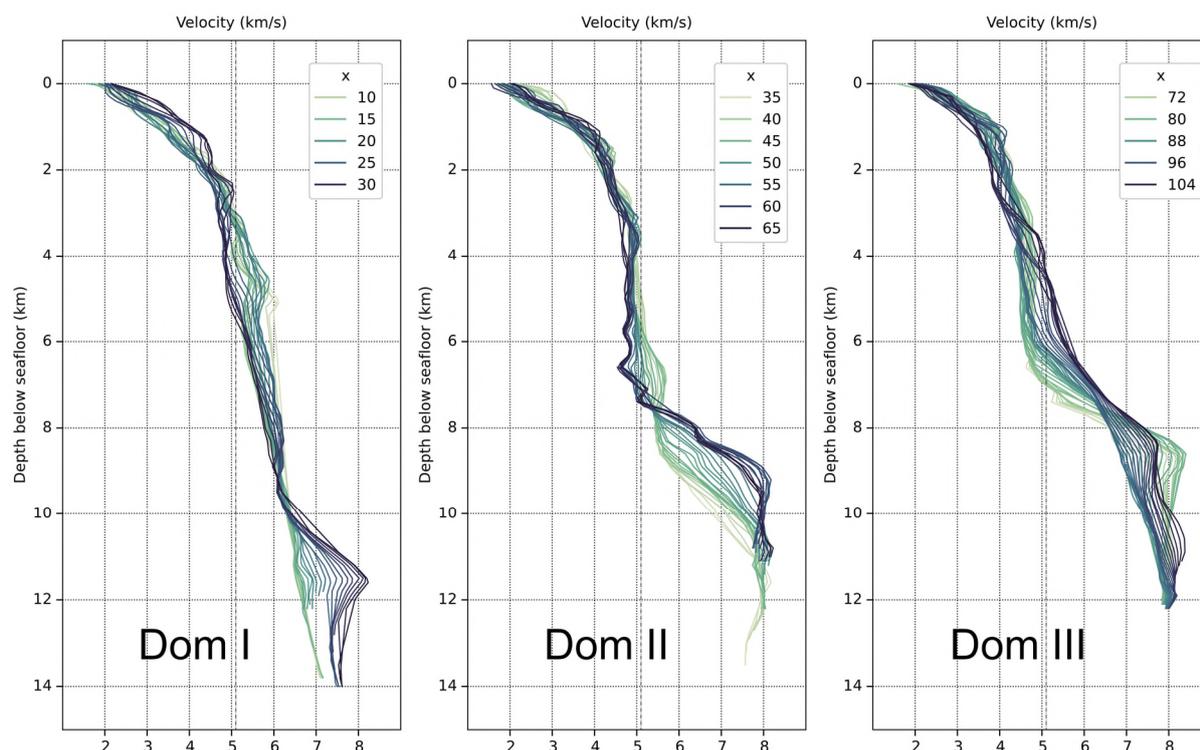


Figure III.10: Velocity log profiles below seafloor in each domain, from the joint refraction-reflection tomographic model. Logs are extracted every kilometer in domain I from 10 to 30 km, in domain II from 35 to 65 km and in domain III from 70 to 105 km (distances are from the coastline). The grey dot line marks the 5.1 km/s velocity, used as a proxy for the basement.

In the transitional domain (domain II), the crust mantle boundary coincides with the 6 km/s contour in the northern part (around 38 km distance and 11 km depth) but then shifts to 5 km/s (beyond 55 km) to reach as shallow as 10 km in depth. One can note though that the two contours run less than 1 km apart in depth beyond 55 km. Velocity logs reveal little lateral variation in the first 6 km below seafloor (Figure III.10). From 6 to 8 km, a bulge to 5.5 km/s is observed landward, that disappears beyond 55 km. Underneath this zone of quasi-constant velocity, the gradient is $\sim 1.2 \text{ s}^{-1}$, starting from 5.5 km/s at 8.5 km dbfs. Seaward (beyond 54 km), a steeper velocity gradient of $\sim 1.5 \text{ s}^{-1}$ can be observed starting before 8 km dbfs, at $\sim 5 \text{ km/s}$, and ending upon reaching 8 km/s, about 2 km below. This parallels nicely the shallowing of the mantle top inferred from reflections. In domain II, there is one ESP from Le Douaran *et al.* (1984), reprocessed by Contrucci *et al.* (2001) at 45 km distance from the coast (Figure III.11), available to compare with our velocity structure. Their velocity log is rather in agreement with ours. The high velocity zone observed at the base of the crust by these authors, characterized by a 7.2 km/s layer (Figure III.11), is not apparent in our log though. This point is discussed below.

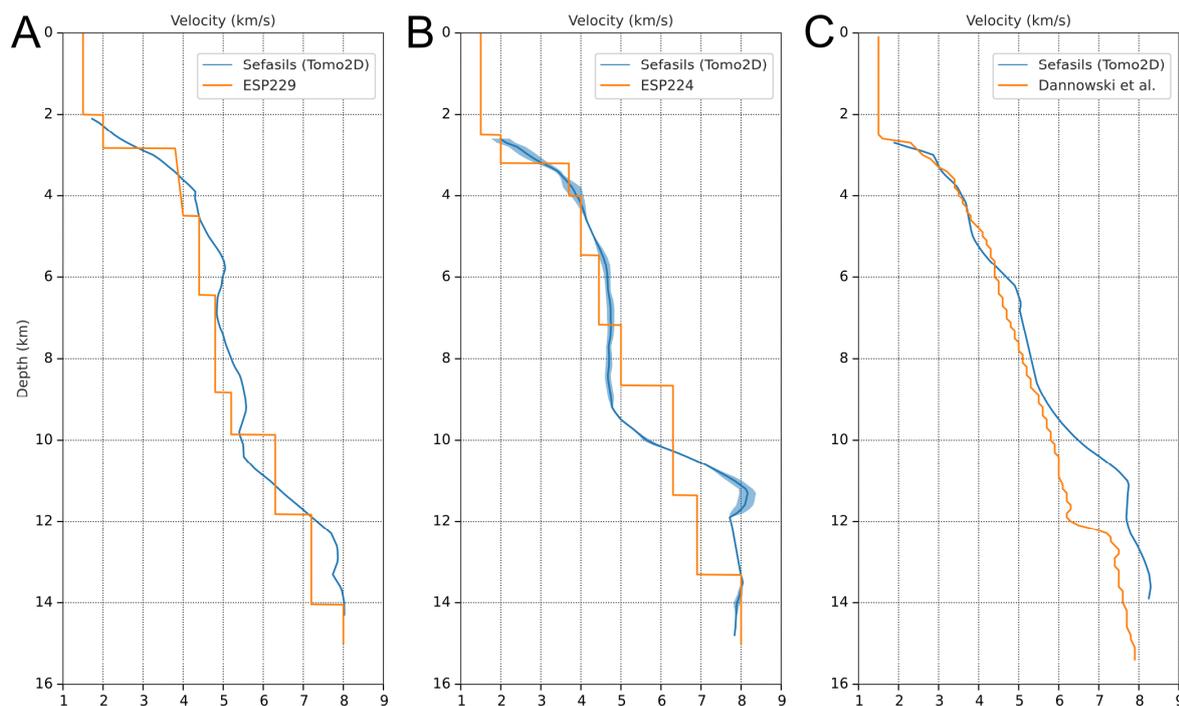


Figure III.11: Velocity logs extracted from joint refraction-reflection tomographic velocity model and from previous regional data in the basin (see Figure III.1 and Figure III.6 for location). A) Comparison with ESP 229 (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Douaran *et al.*, 1984), quasi-coincident with the SEEFASILS profile at 45 km distance, in domain II (Figure III.1). B) Comparison with ESP 224, located 24 km east of the SEEFASILS profile (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Douaran *et al.*, 1984) in domain III. To account for the ambiguity stemming from the gap, an average velocity log (blue line) over 4 km was calculated and is represented together with its standard deviation (blue shaded area). C) Comparison with the recent tomographic model of Dannowski *et al.* (2020), with respective velocity logs at the crossing position of the profiles.

In the central domain (domain III), the vertical velocity logs (Figure III.10) display two trends with a smooth transitioning in between. One, near domain II (less than 85 km distance), shows a gradient close to zero from 4 to 7 km depth below seafloor, with ~ 4.8 km/s velocity, followed by a really strong one (~ 1.5 s⁻¹) with velocity reaching 8 km/s in less than 2 km, at 9 km depth. It is similar to what is observed at the end of domain II. The crust-mantle boundary defined by the reflector is located at the initiation of this high velocity gradient. It confirms that sediment velocities (less than 5 km/s here) are found just above the crust-mantle boundary. The other trend visible in domain III is located in the southern part of the profile (beyond 88 km distance). It displays a generally smoother velocity gradient of $0,8$ s⁻¹, between 5.1 and 6.4 km/s, followed by a weaker one that slowly reaches 8 km/s in 4 km. This shows the presence of two subdomains in domain III, one with a clear velocity jump from sedimentary to mantle velocities and the other one, farther seaward, with smoother increase through three distinct gradients.

In domain III, our results can be compared with those of Dannowski *et al.* (2020), whose wide angle seismic profile crosses ours at 105 km distance (91.6 km distance along theirs). Both profiles display a similar trend in the sediments (down to 6 km in depth) but higher velocities are observed below in our results (Figure III.11). More importantly, we do not observe the high velocity gradient they have, which corresponds to their picked Moho reflection, located below their 7 km/s iso-

velocity. Instead, we find a more progressive increase towards mantle velocities. It has to be noted that we are close to the limit of our ray-covered zone there and that the deeper part of the compared velocity logs here stands in the less reliable area where our dependency to the starting model is shown to be non-negligible.

The division into 3 domains is coherent in the reflection profile and the limits are similar to those defined by . However, looking at the tomographic velocity model of Figure III.6 and the velocity logs (Figure III.10), one can consider that 4 domains are indeed visible, that we choose to label A, B, C and D (Figure III.12): (A) the margin slope, up to 30 km distance, (B) a domain with some intermediate velocities (from 5 to 5.5 km/s) intercalated between sediment and mantle-like velocities, up to 54 km distance, (C) a domain with no such intermediate velocities, where sediment velocities (below 5 km/s) directly top mantle ones (up to ~87 km distance), and (D) a domain with smoother velocity gradients below the sedimentary velocities. In this segmentation, our domain C straddles Rollet *et al.*'s (2002) domains II and III, whereas domain I and A are perfectly coincident. In other words, segmentation derived from the deep velocity structure partly differs from that inferred from intermediate depth reflectivity. It is also important to note here that transition from C to D coincides both, with the above mentioned ~10 mgal decrease in free air anomaly (FAA) and to the downward concave termination of the reflector marking the Moho discontinuity. This point is also developed in the discussion below.

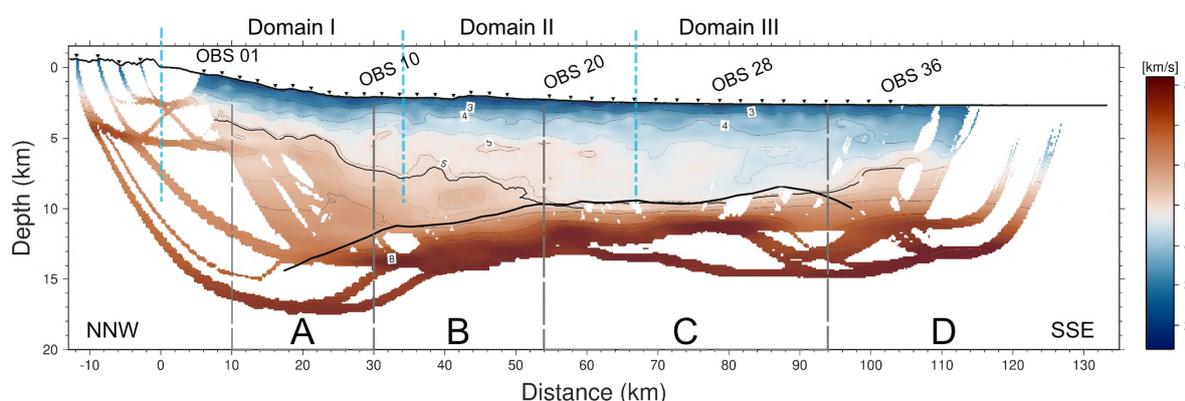


Figure III.12: Tomographic velocity model from the joint refraction-PmP inversion with the delimited domains A, B C and D according to velocity logs. In light blue, the domains previously defined in the basin by Rollet *et al.* (2002).

III.5.4. Geological interpretation of the velocity in the basement

In order to give a geological interpretation of the nature of the basement in the domain II and III we compare velocity logs into the basement from our joint 1st arrival/PmP inversion (using $V_p > 5.1$ km/s as a proxy for the basement, considering that such velocity marks the onset of a significant velocity gradient along most of our profile), with several compilations of velocity logs corresponding to various basement affinities: oceanic crust, exhumed mantle and continental crust

(Figure III.13). For the oceanic crust, we use the Atlantic-type oceanic crust compilation of White *et al.* (1992), available only for 0-7 Ma and 52-127 Ma intervals (which bracket the opening age of the Western Mediterranean basins). For the exhumed mantle, we use the compilation of Sallarès *et al.* (2013) from the SW Iberia, that fits within the compilation of Dean *et al.* (2000) in the Iberia Abyssal Plain, where drilled serpentinized peridotites attest to the nature of the basement. Finally, the compilation for thin continental crust is taken from Nova Scotia, Newfoundland and the Moroccan margins (Prada *et al.*, 2015 and references therein) whereas the ‘normal’ continental crust is taken from (Christensen et Mooney, 1995).

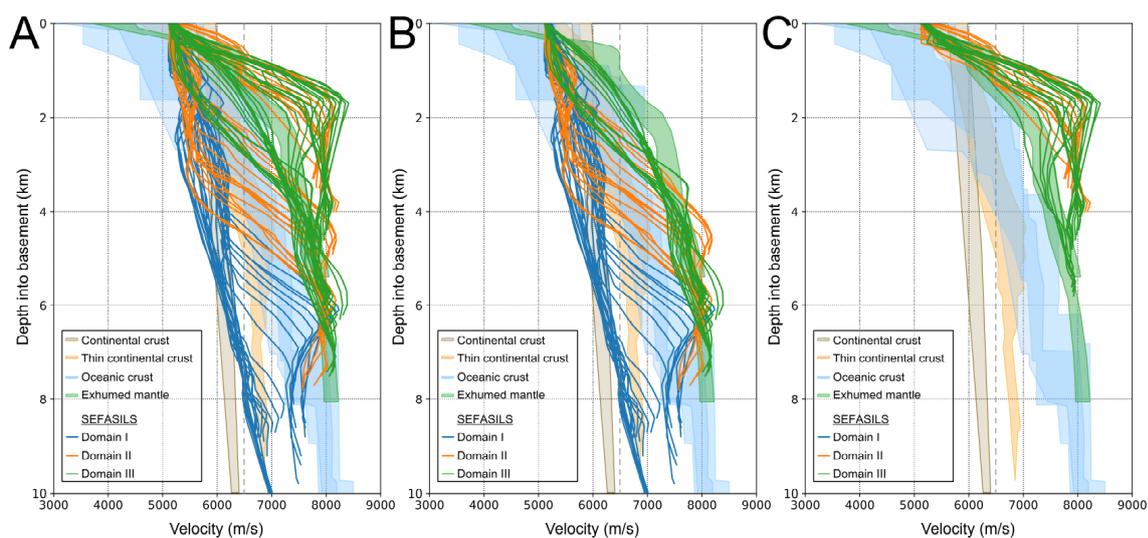


Figure III.13: Velocity logs in the basement (velocity > 5.1 km/s), extracted every kilometer. Colors refer to the classically defined domains (Rollet *et al.*, 2002): I in blue, II in orange and III in green. A) All logs from our defined domain A, B, C and D. B) Logs from our defined domain A, B and D, thus including all logs from domain I and some logs from proximal domain II and distal domain III. C) Logs from our defined domain C, which straddles domain II and III. The light brown envelope is a compilation of continental crust velocities (Christensen et Mooney, 1995). The light orange envelope corresponds to a compilation of thin continental crust velocities from Nova Scotia, Newfoundland and the Moroccan margins (Prada *et al.*, 2014 and references therein). The blue envelope compiles velocity profiles from Atlantic-type oceanic crust (0-7 Ma and 52-127 Ma; White *et al.*, 1992). The light green one does it for exhumed mantle in SW Iberia (Sallarès *et al.*, 2013).

In Figure III.13A, the differentiation into 4 domains is remarkable. Indeed, in Figure III.13B, the three classical domains (continental, transitional and oceanic) are observed: logs from domain I fit well within the continental crust envelope; logs from domain III are within the range of oceanic crust, and logs from domain II are in-between, following the trends of domain I in the first 3 km depth into basement (dib) and those of domain III between 4 to 6 km dib. However, it is important to note in Figure III.13C that some logs from domains II and III are overlapping and differ from those that are typical of domains I, II and III as they are classically interpreted (Figure III.13B). The logs display an even stronger velocity gradient of exhumed mantle than observed and compiled by Sallarès *et al.* (2013). Velocity gradients of exhumed mantle are directly related to the degree and depth of serpentinization. In Sallarès *et al.* (2013)’s case study, the estimated serpentinization rate of the mantle range from 30% at its top to 10% some 3 km below (velocity increasing from 4 km/s

to 7.2 km/s in the first 3 km, yielding a gradient of $\sim 1.1 \text{ s}^{-1}$). In our case, the velocity gradient is stronger ($\sim 1.5 \text{ s}^{-1}$; from 5 km/s to 8 km/s in about 2 km) and we have higher velocities at the top basement, meaning that the degree of serpentinization is less important. Therefore, we state that the basement in between domain II and III unambiguously consists of exhumed mantle with little to no serpentinization. It is indeed difficult to assess whether this steep gradient only corresponds to the velocity jump between deep sediments and some unaltered mantle beneath (owing to the inherent smoothing of contrasts by the tomographic inversion), or if such a gradient includes a thin (less than 2 km) uppermost layer of serpentinized mantle. In the latter case, such serpentinization is necessarily limited, both in degree and depth. The same argument holds for the presence of melt products, which is necessarily very limited (discussed below). This transition zone overlapping parts of domains II and III extends over ~ 30 km along our profile (from 54 to 88 km approximately).

III.5.5. Density distribution and gravity

Gravity modeling was first carried out in a density model derived directly from our joint refraction-reflection tomographic velocity distribution, following the approach described above. The results are displayed in figure Figure III.7. Only the geometry of the 7 km/s iso-velocity was altered landward, in order to account for the deepening of the Moho beneath the margin, that is out of tomographic coverage here. Predictions depart from observations as an RMS error of 12 mgal is found between modeled FAA and our reference field measurements. It is especially notable on both ends of the profile, where comparisons show a deficit of mass within our model.

On the landward side, the mismatch can easily be explained by the lack of ray coverage, only partly addressed by modifying the 7 km/s iso-velocity contour. The velocity model at depth is not reliable enough to infer good densities there. On the distal side, it is worth noting that the disagreement becomes significant in domain D. The observed 10 mgal decrease that characterizes transition from domain C to D is not predicted here, but rather a slow and continuous increase through the transition, indicating an excess of mass. The raw density model directly derived from tomographic velocities can thus be used as a baseline but needs to be tweaked to reach better agreement with data. This is achieved in two ways (Figure III.7B): on the landward side by modifying both the 7 km/s and 6.5 km/s iso-velocity contours in a realistic way through trial and error; on the seaward one, by flattening all velocity contours where little to no ray coverage yield large velocity uncertainties and by inserting contrasting density bodies and tuning said contrasts to improve agreement, as illustrated in Figure III.7. The procedure is thus semi-empirical and, owing to the notorious ill-posedness of the gravity fitting problem, provides hints at what is required to yield some better fit. The strategy here is to depart as little as possible from original structure and densities to reach such fit.

A first attempt is made, using densities derived from the velocity model of Dannowski et al. (2020) in domain D, beyond the tip of our inverted Moho discontinuity. As seen above, their profile is crossing ours in this area, and considering that the intersection stands in their well ray-covered part (unlike our own model at this location), their velocities could be considered more reliable

there, hence better derived densities. The result is in Figure III.7B Model 2 and indeed shows some improved agreement, attested by an RMS error that drops to 7.4 mgal. If general trends are well predicted, we note a progressive mismatch of the modelled anomaly from 60 km onward, indicating a default of mass along this distal part of the profile. Another attempt is thus made in which densities are increased in domain D as well as just beneath the Moho discontinuity, at the termination of domain C. These changes yield a very good fit, with an RMS error reduced to 1.5 mgal (slightly below the dispersion observed between our different sets of observed anomalies). Results can be seen in Figure III.7B Model 3. Last, these gravity-derived densities are back converted to velocities and compared to both, our tomographic velocities and those of Dannowski *et al.* (2020). They are in slightly better agreement with the latter between 6 and 8 km depth and unsurprisingly fall in between the two from 10 km to 12.5 km depth (Figure III.14). Based on these results, the possible nature of the basement is discussed below.

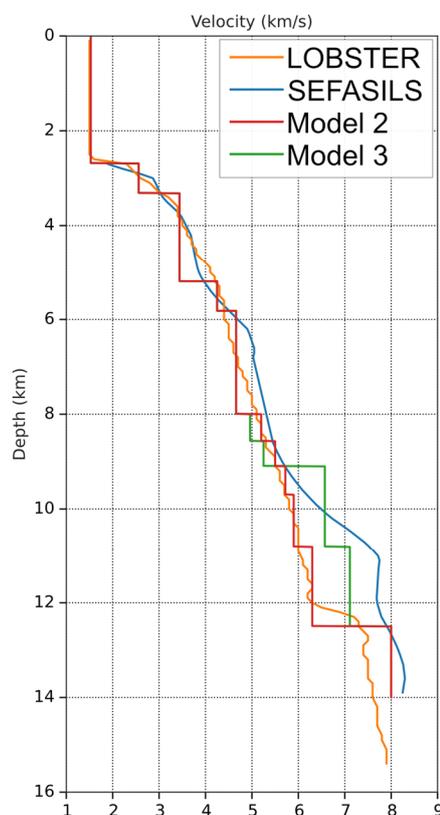


Figure III.14: Velocity logs extracted from SEFASILS joint refraction-reflection tomographic velocity model and from its LOBSTER counterpart (Dannowski *et al.*, 2020), at the intersection between the two (see location Figure III.1). Velocity logs from model 2 and model 3 are derived from density profiles, respectively converted from the LOBSTER velocity profile and adjusted through our gravity analysis, before subsequent back conversion to velocities.

III.6. Discussion

In this section, we integrate our wide-angle seismic results (Figure III.5 and Figure III.6) and the image obtained from deep seismic reflection (Figure III.8) to interpret the nature of the

basement across the northern half of Ligurian basin, especially in the transitional and central domains whose natures make no consensus. We focus little on the necking domain itself (domain I) as it is known to be continental crust and furthermore, as it is not optimally illuminated by our seismic acquisitions here, in spite of our using land stations in the close hinterland. It is however included in the general evolution we propose.

III.6.1. Nature of the deep seismic facies

In domain II, as described earlier, our MCS data reveal a hitherto non documented seismic facies below the SB high amplitude reflector observed between 5 and 6 stwtt, interpreted as the top of basement in previous works (e.g. Contrucci *et al.*, 2001 ; Rollet *et al.*, 2002). The time-converted tomographic model superimposed on the MCS profile shows that it corresponds to velocities between 4.8 and 5.1 km/s (Figure III.8C). However, it is not associated to any change in the velocity gradient.

This facies exhibits a sequence of low amplitude subhorizontal reflectors, constituting some rough bedding. The hypotheses for the nature of this feature are either (1) the expression of a deep sedimentary layering, probably pre- to early Miocene in age or (2) the seismic facies of the uppermost part of the basement. Tomographic velocities, around 5 km/s there, are in the upper range of what is expected for deep sedimentary units. Similarly high or higher velocities are reported and attributed to deep sediments in the surrounding basins of Provence and Gulf of Lion: 5.3 km/s for Pascal *et al.* (1993a); up to 5.5 km/s for Gailler *et al.* (2009). Velocities up to 5.7 km/s are even attributed to such formation in our study area by Dannowski *et al.* (2020). The sedimentary cover is also known to be quite thick in the basin (3 stwtt, corresponding to ~5.25 km for an average P-wave velocity of 3.5 km/s; Rollet *et al.*, 2002) and in the nearby basin of the Gulf of Lion (up to 7-8 km, Gailler *et al.*, 2009; Jolivet *et al.*, 2015). The Miocene is reported to have a thickness of 2.4 to 4.6 km in the basin (Rehault, 1981). Assuming an average velocity of 4.5 km/s in this unit, it would amount to 1 to 2 stwtt in time profiles. In our interpretation here, from the base of the Messinian units down to the SB reflector, there is 1 stwtt, which is in the lower part of this range. It may be more though, which would imply that the SB reflector constitutes an important internal lithological contrast within the Miocene units. Considering that no discontinuity in the vertical velocity gradient can be correlated with it, SB does not seem to separate thick units of distinct acoustic properties, at least not at the tomographic resolution. It should thus rather correspond to a thin layered heterogeneity. Volcanic or volcanoclastic deposits could be hypothesized. Their presence is widely attested in the Ligurian Basin, and some edifices have been mapped tangent to our profile in domain II and domain III (Rollet *et al.*, 2002). Volcanism is widely documented on land and from rocks collected by dredging or submersible dives in the basin (Guennoc *et al.*, 1998 ; Sosson et Guennoc, 1997). Their measured ages range from the beginning of rifting to the end of drifting and beyond, with a general trend to migration from the Ligurian to the Corsican side through time (Réhault *et al.*, 2012 ; Rollet *et al.*, 2002). Alternatively, the SB reflector may be envisaged as a witness of the thermal evolution of the margin during its early stages, in the form of a metamorphic front.

Whatever its origin, considering the difference of seismic facies above and below, we suggest that the SB reflector may correspond to the base of the Miocene and thus be more or less coeval with the beginning of drifting. Pre-rift and syn-rift sediments (deposited prior to 21 Ma) are interpreted on the Ligurian margin (4 km-thick assuming a velocity of 4 km/s on the margin's slope, about 100 km southwest of our profile; Rollet *et al.* 2002) and have been identified by submersible in the Stoechades canyon with a thickness of at least 700 m (Angelier *et al.*, 1977 ; Bellaiche *et al.*, 1976).

Alternatively, a non-sedimentary nature of this rough-bedding sequence may be envisaged and it might be considered as the upper part of the basement, whose top would be the SB reflector, as originally interpreted by Contrucci *et al.*, (2001) and Rollet *et al.*, (2002). However, as stated above, it is unlikely that no velocity contrast would be observed through such a limit. Furthermore, the quite regular and flat shape it exhibits over domain II as well as its geometrical relationship with what we interpret as an advanced unit of hyperthinned upper continental crust and discuss further down make us disregard this hypothesis and favor that of a strong intrasedimentary reflection. Therefore, we interpret the rough bedding observed beneath as the expression of those deep sediments, most probably pre- to syn-rift.

Analysing both the time-converted velocity model and observed seismic facies (Figure III.8), we observe that sedimentary layering—or interpreted as such—is visible down to where velocity reaches ~ 5.1 km/s, with some rather nice correlation across the profile, especially in the basin (beyond domain I). It does also closely fit the Moho reconstructed from our wide-angle data. As a result, this iso-velocity contour is used as a proxy for the sediment/basement interface. The ~ 1 s twtt observed between it and the SB reflector above yields about 2 km thickness of interpreted pre-Miocene deposits. All in all, the sedimentary pile in domain C (where it is the thickest) reaches 7 km, decomposed as ~ 2.5 km of Messinian and post-Pliocene units, another ~ 2.5 km of Miocene deposits and 2 km of pre-Miocene ones.

III.6.2. Continental mantle exhumation in the proximal deep basin

Several elements converge towards an outright absence of crust—and thus, some mantle unroofing—over domain C: (1) on the OBS sections, slopes for intermediate values between sediment and mantle velocities are not observed in the first arrivals, with a direct transition from one to the other (Figure III.2); (2) our joint refraction-reflection tomography illustrates both, a quick transition from deep sediment-like (~ 5 km/s) to mantle-like velocities (7 km/s and above) over a mere two km, with the reflective discontinuity attributed to the Moho in perfect correspondence with the beginning of this steep gradient (Figure III.6); (3) the velocity logs in the basement for domain III are in agreement, with those reported from other exhumed mantle areas, with even stronger gradients (Figure III.13). We thus observe some compelling evidence of mantle exhumation. The extent of such exhumation would be more than 30 km based on velocity logs (Figure III.13C), from ~ 54 to ~ 88 km distance. Dannowski *et al.* (2020) also conclude that mantle

is found directly below the sediments along a sizable part of their profile, something they observe about 20 km southwest of the crossing point between their line and ours (whereas in our case, we observe it about the same distance to the northwest of that point). This provides some solid ground to the fact that the Ligurian rifting has been accompanied by the denudation of significant expanses of mantle.

A consequence of mantle exhumation beneath sediments is that the Moho, seismically defined here as the interface below which Pn phases get refracted and PmP phases reflected, is atypical in that it does not separate mantle from any igneous crust. As stated above, reflectivity and velocity observables favor a continuum in the sedimentary cover down to the discontinuity. Petrologically, the Moho here is thus the interface between deep sedimentary units and mantle rocks. Beneath the Moho, the sharp velocity gradient observed advocates for limited or even absence of serpentinization, as developed above. This fully agrees with the findings of Dannowski *et al.* (2020) and Nouibat *et al.* (2022b). It also points toward no intense intrusion or impregnation of the unroofed mantle by melts that could have formed and crystallized there as a result of its decompression, as such intrusions would also lower macroscopic velocities (Cannat *et al.*, 2009). Following Chamot-Rooke *et al.* (1999)'s reasoning, the absence of significant mantle melting in spite of small but non negligible opening rates (discussed below) could result from heat loss toward the adjacent continent during rifting and even beyond in such a narrow domain. In summary, tomographic resolution does not allow to completely rule out serpentinization or melt intrusion within the uppermost mantle during its unroofing, but it is excluded that they occurred massively.

A result of our observation of weakly altered mantle rocks directly beneath sediments is that the discontinuity between them, thus defined here as the Moho, also corresponds to the now inactive detachment fault along which the continental mantle was unroofed during rifting. Mantle exhumation has been increasingly observed or suspected as a mechanism leading from rifting to continental breakup on rifted margins after its first discovery on the Iberian margin (Boillot *et al.*, 1987, 1989 ; Dean *et al.*, 2000), where it was shown to reach 170 km in extent (Dean *et al.*, 2000 ; Whitmarsh *et al.*, 2001). Other strongly supported instances concern the South Australian margin (Direen *et al.*, 2007), Newfoundland margin (Lau *et al.*, 2006 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009 ; Van Avendonk *et al.*, 2006), Armorican margin (Thinon *et al.*, 2003), South China Sea (Clerc *et al.*, 2018 ; Savva *et al.*, 2013), Gulf of Lion margin (Jolivet *et al.*, 2015) or Southern Angola margin (Clerc *et al.*, 2018). Whether attested or conjectured through geophysical observations, these zones where mantle was emplaced shallowly are very often characterized by significant velocity gradients through which an increase from 4.5-5 km/s to 8 km/s is observed over thicknesses of 5-8 km (Dean *et al.*, 2000 ; Sallarès *et al.*, 2013 ; Van Avendonk *et al.*, 2006) without significant wide-angle reflectivity, which is readily explained by a coincident serpentinization gradient of the mantle peridotites by seawater infiltration. In the case of the Ligurian margin, such gradient, if present, occurs over 2 km or less, as explained above. This raises the question of the mechanisms inhibiting pervasive and deep penetrating serpentinization here.

Mantle exhumation in transition zones across margins is akin to the emplacement of a core complex in a case where the rheological layering of the lithosphere is such that some activated low-

angle detachments and shear zones, downward or upward concave at their extremities, cut through or root along the pre-rift Moho (e.g. Brun et Beslier, 1996; Manatschal, 2004; Gueydan *et al.*, 2008 ; Brun *et al.*, 2018 and references therein; Jourdon *et al.*, 2019). These mechanisms lead to the removal of brittle upper and ductile lower crustal levels and to the uprise of a lithospheric mantle dome that reaches close to the surface in a way that, albeit asymmetrical in essence, can lead to reasonably symmetric features across rifts and eventual margins, hence reconciling the view of a simple shear-influenced deformation pattern with the absence of large asymmetry in resulting structures (Brun *et al.*, 2018 ; Brun et Beslier, 1996). The relationship between mantle denudation and the necking of rifted crust is further discussed below, with a proposed model of evolution.

The gravity profile along our transect shows that the domain C of exhumed mantle coincides with a plateau-like zone where the FAA is slightly negative, with a limited (~ 3 mgal) steady increase between 60 and 80 km distance (Figure III.7). Considering that some of the sources of gravity data used here have at least regional span, looking at the local evolution of free air anomaly around our profile can provide some structural hints to possibly extend our interpretations; in particular, to assess the off-profile extent of this zone of unroofed mantle. Figure III.15 presents the low-pass filtered map of the free air anomaly from Sandwell *et al.* (2014, version V29). At the intersection with our profile, it can be seen that the zone of unroofed mantle corresponds to the NNE-SSW elongated zone for which the FAA ranges between -5 and 0 mgal. It can also be observed that the profile of Dannowski *et al.* (2020) intersects this weak anomaly zone ~ 20 km south of our profile, precisely where their results also reveal mantle unroofing. From these two striking correlations, the anomaly seems to provide a good proxy to the lateral extent and trend of the zone of exhumed mantle in the Ligurian Sea, at least in the vicinity of our respective profiles. On this premise, one can note that basement structures are asymmetric in the part of the basin under investigation here, with the unroofed strip flanking the northern margin without any counterpart to the south, and striking obliquely to the axis of the basin. This asymmetry tends to disappear further south, as the FAA anomaly enlarges around $42^{\circ}40$ N, to fully straddle the axial part of the basin down to the south of Corsica; the sharp transition may suggest some transform faulting there. Although such far reaching extrapolations should be taken with care, this result points towards a Ligurian basin that would be primarily floored with exhumed mantle. This begs the question of whether the Ligurian Sea stopped opening before continental lithosphere breakup, and therefore constitutes an aborted rift (Dannowski *et al.*, 2020), or conversely, whether oceanization occurred under a slow to ultraslow regime that resulted in some essentially tectonic accretion, which concurs with the view of an “atypical” oceanic domain (Mauffret *et al.*, 1995; Chamot-Rooke *et al.*, 1999; Rollet *et al.*, 2002).

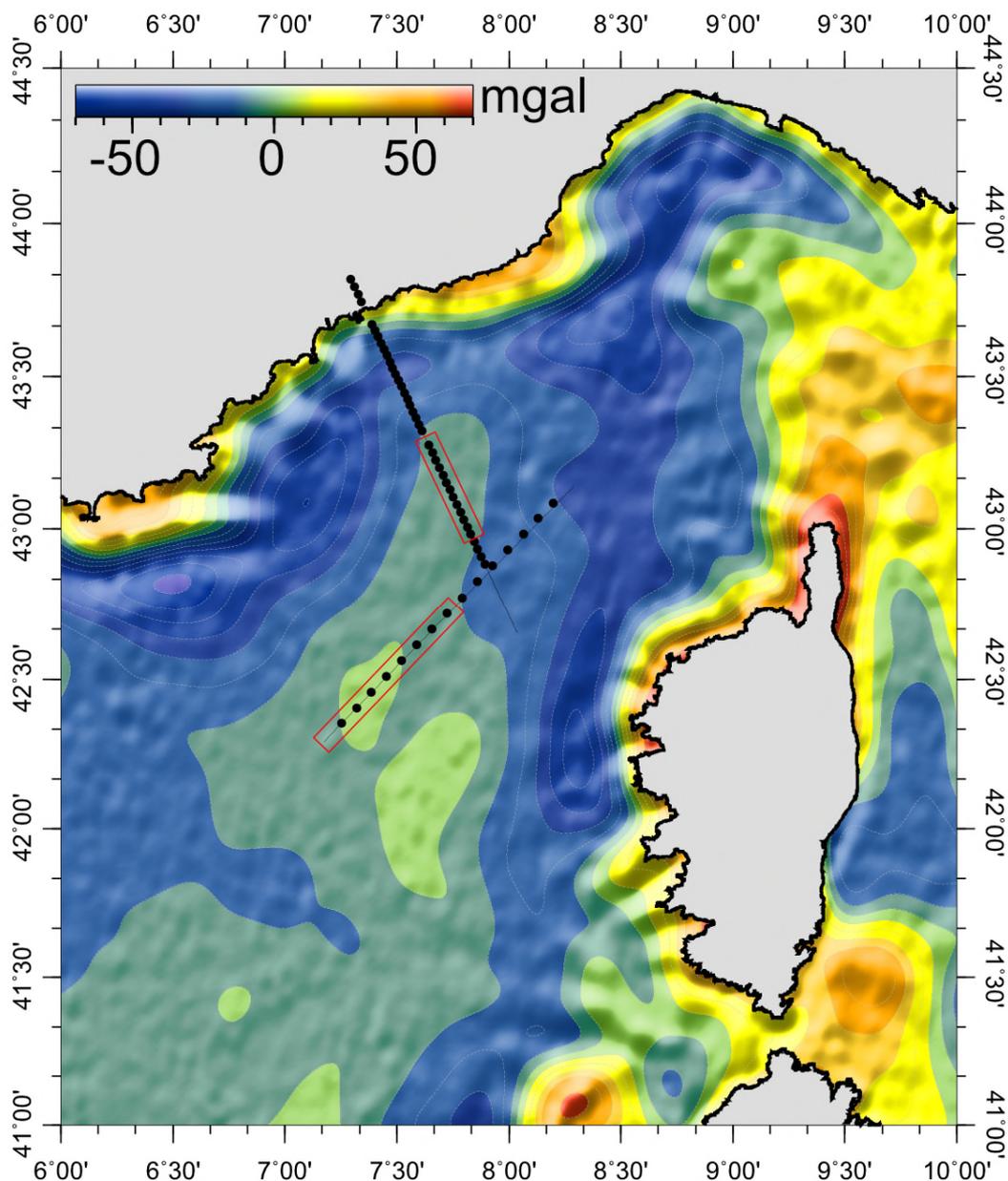


Figure III.15: Low-pass filtered map of the free air anomaly from Sandwell *et al.* (2014, version V29) with the profiles SEFASILS and LOBSTER (thin black lines) and their respective OBSs (black dots). The domain of exhumed mantle interpreted along each profile is framed in red.

III.6.3. Evidence for some oceanic crust in the distal central domain

The discontinuity reconstructed as the Moho in domain C and interpreted as a detachment exhibits a bulge at its seaward termination, between ~76 and 98 km along the profile, that contrasts with its somewhat flat shape north of it. This geometry indicates some structural evolution across the basin. It is indeed evocative of a downward concave detachment fault, often referred to as a rolling hinge. It is noteworthy that the interface loses reflectivity beyond this arch and cannot be

followed farther into the basin, which suggests that it might not separate significantly contrasted lithologies anymore. This is further supported by the fact that it also ceases to coincide with a marked vertical velocity gradient. It also stands at the transition we have established between domains C and D. In this interpretation, the downward curved tip of the reflector is, strictly speaking, not a Moho discontinuity anymore, but a tectonic extensional contact between the zone of exhumed mantle already discussed and its hanging wall in domain D. This ubiquity results from the dual nature of the Moho in domain C, both a lithological discontinuity and an active detachment during rifting.

Regarding domain D itself, velocity logs extracted from our tomographic model point toward an oceanic crust, with a high velocity gradient underlain by a low one, compatible with oceanic layers 2 and 3 (White *et al.*, 1992). However, the thickness of this crust would be much less than the typical value of ~ 7 km (White *et al.*, 1992), as generally reported in the Ligurian basin (Chamot-Rooke *et al.*, 1999). Our proposed layer 2 would be ~ 1.5 km thick (defined for velocities between 5 and 6.4 km/s), in the lower range of usual layer 2 thicknesses (2.11 ± 0.55 km/s; White *et al.*, 1992). Oceanic layer 3 is classically characterized by a very low gradient and a velocity of 6.69 ± 0.26 km/s (Detrick *et al.*, 1994 ; White *et al.*, 1992). Our interpreted layer 3 here exhibits a weak gradient and a thickness of less than one kilometer. Such values are observed on other thin oceanic crusts, where layer 2 of normal thicknesses and a thin to absent layer 3 are reported (Mutter and Mutter, 1993; Mohns rigde, Klingelhöfer *et al.*, 2000; Western Iberia, ; Whitmarsh *et al.*, 1993, 1996; Newfoundland, Funck *et al.*, 2003). The velocity gradient underneath is smooth and reaches almost 8 km/s. Added to the fact that no clear PmP reflection could be observed on the last OBSs (Figure III.2), we propose that the smooth velocity gradient under the layer 3 can be associated with a dominantly ultramafic composition, the velocity gradient mirroring decreasing serpentinization. The tip of this proposed oceanic crust is well visible in the velocity model, at a distance of 92 km (Figure III.6). This inference of an oceanic crust is in agreement with the conclusion of Gailler *et al.* (2009). Their velocity logs west of Sardinia are similar to those observed here. The alternative to this interpretation would be that this crustal unit is of continental affinity, which is what Dannowski *et al.* (2020) advocate for. As analysed before, both their profile and ours display a similar trend in the sediments, less than 6 km deep, but higher velocities are observed on our profile below (Figure III.11). Deeper down, we fail to observe the high velocity gradient that corresponds to their picked Moho reflection, located below their 7 km/s iso-velocity. Instead, we find a more progressive increase towards mantle velocity, that is consistent with our not observing any Moho reflections there.

Our complementing gravity analysis yields a revision of basement velocities in domain D, with lower values between 10 and 12 km depth than those of our raw tomographic results (Figure III.7B, model 1 and 2). However, this does not change our interpretation significantly and, from geophysical observables, oceanic crust remains the more likely hypothesis for the nature of the basement. Velocities are still higher than those on which Dannowski *et al.* (2020) base their interpretation of extended continental crust here. Due to the blocky parametrization of our back converted velocities and to the somewhat arbitrary choices of intervals, comparisons are made

uneasy but the velocity log remains compatible with a strong initial velocity gradient and a much reduced one further down, up to reaching velocities of unaltered peridotites.

Both, the velocity structure and the absence of basal reflection support the view of an oceanic seafloor formed in slow to ultraslow conditions, with little magmatic production and a significant ultramafic affinity. In their reconstruction of Corsica-Sardinia drifting, Gattacceca *et al.* (2007) distinguish two phases in the block rotation: $15^\circ/\text{Myr}$ between ~ 20.5 and ~ 18.5 Ma, before slowing down to $2.6^\circ/\text{Myr}$ between 17.5 and 15 Ma and eventually ceasing circa 15 Ma (Chamot-Rooke *et al.*, 1999; Gattacceca *et al.*, 2007). Depending upon the pole of rotation proposed (Gattacceca *et al.*, 2007; Réhault *et al.*, 2012) as well as the position considered along the basal part of our profile, this yields full opening rates between 30 and 43 mm/yr during the first phase and 5.3 to 7.5 mm/yr for the second one. These rates are in the range of slow to ultraslow oceanic accretion. There is thus some consistency between the proposed nature of the oceanic floor and the kinematics of Ligurian opening.

In our reasoning of extending interpretations of the basement using long wavelengths of gravity FAA, our proposed oceanic crust domain (heard as partly mafic with a dominant serpentinized ultramafic component, as opposed to poorly altered exhumed mantle found or proposed elsewhere) that corresponds to a ~ -10 mgal plateau, would be ~ 30 km large and extend over ~ 40 km along strike. It would likely be flanked by stretched continental crust to the north and east, and exhumed mantle to the south. Finding such a domain where partial melting of unroofed oceanic mantle would have been reached when it would not have been farther south, in spite of larger opening rates, is somewhat unexpected. Mantle temperature heterogeneity along strike at that time could be hypothesized as a differentiating factor in melt production. We note that Merino *et al.* (2021) propose a similar narrow oceanic crust domain in the Gulf of Lion (~ 80 km-wide in their case, in a place where the basin is much wider), flanking directly the necked continental crust, in a similar way to the domain we propose here would flank the southern continental rim of the Ligurian basin. The nature of this domain in the Gulf of Lion is debated though, with no consensus but several alternatives to an oceanic crustal nature (Gailler *et al.*, 2009 ; Jolivet *et al.*, 2015 ; Moulin *et al.*, 2015).

As mentioned earlier, if we concur with Dannowski *et al.* (2020) on their interpretation of exhumed mantle in the southern part of their profile and in the fact that a crustal wedge is inserted between the mantle and the deep basinal sediments to the north, we find ourselves at odds with their view of a continental affinity for this crustal body, although they do not completely rule out the possibility of a magmatic intrusion. One observation we share with them is the apparent absence of reflectivity from the crust top. They attribute velocities up to 5.7 km/s to deep synrift sediments and consider crustal basement beneath, where they observe a low gradient upon which they base their interpretation of stretched continental crust. Along our profile, basal sediment velocities are fairly lower, in the 4.5-5 km/s range all along domain C, where we have a good structural control of the basement top. Extrapolating this observation to domain D and attributing velocities beyond 5 km/s to the crustal body over the northern part of Dannowski *et al.*'s (2020) model would yield a dual high/low velocity gradient layering, more compatible with some oceanic

crust. Note in that regard that along the same profile, Nouibat *et al.* (2022b) infer a high probability of interface in their S-velocity model that closely parallels the 5 km/s P-velocity contour of Dannowski *et al.* (2020). Regarding basal reflectivity, the data displayed in Dannowski *et al.* (2020) show weak PmP arrivals in this northern part of their profile, with energy only visible at probable critical distance but not in the pre- and post-critical domains, unlike what they observe over the exhumed mantle part of their profile. These observables agree with ours and point to a fairly low basal reflectivity of the crustal body and thus, to a weak petrological contrast with the underlying mantle. We therefore consider that none of the data used in their study area is fully incompatible with an oceanic nature for the basement in the northern part of their profile, which is our preferred hypothesis along ours. Last, regarding gravity FAA, the profile of Dannowski *et al.* (2020) is extended to the north, where it shows the downward step we also observe and that their model does not fit quite well. We hypothesize that this could mark the transition between this small domain of oceanic crust and the stretched continental crust found further north, in the Gulf of Genoa.

The study of Nouibat *et al.* (2022) along Dannowski *et al.* (2020)'s profile rules out the possibility of a continental affinity, based on S-wave velocities inferred from ambient noise surface wave tomography correlated with refraction P-wave velocities, and advocate for the presence of a gabbroic intrusion, without any mention of an upper basaltic layer. Although our velocities do not exclude this hypothesis, they exhibit a high, layer 2-like, velocity gradient above. Furthermore, such a 3-4 km thick, pure gabbroic intrusion would require a significant amount of melting, which seems unlikely considering the slow/ultraslow rates of opening discussed above. Last, a gabbroic layer would expectedly yield a fairly reflective Moho, which neither we observe, nor data displayed in Dannowski *et al.* (2020) seem to show in domain D. If the presence of gabbros within this crust is indeed likely, we would consider it more in the form of intrusions —possibly significant— in an altered ultramafic matrix (Cannat, 1993) than as an outright mafic layer, more compatible with fast oceanic accretion.

The difference in interpretation between some continental or oceanic type of crust in domain D here is of no small importance. In the hypothesis of a continental affinity, the Ligurian basin would have stopped opening before continental breakup, at least at this distance from the pole. It would therefore be a failed rift, as stated by Dannowski *et al.* (2020). Conversely, if some slow-accretion type of oceanic crust floors the southern part of the basin, it indicates that oceanic opening was reached and thus, that lithospheric breakup occurred. Another strong argument that oceanization indeed took place in our study area is the rate of divergence, which we established to be up to 3-4 cm/yr at this distance from the pole. Such velocity is compatible with outright seafloor spreading, but too high for intracontinental rifting, considering that a speedup of up to tenfold can be observed between rifting and drifting (Brune *et al.*, 2023). This kinematic argument is yet another strong evidence for an oceanic nature of the basement in domain D.

Considering that our interpreted rolling hinge, located at the junction between domains C and D, coincides with the center of the basin, we propose that it actually is an oceanic core complex that exhumed mantle while active. The fact that it separates two domains of distinct basements is

very consistent with observations of asymmetric accretion made on slow spreading ridges, where mantle exhumed along the footwall of such detachments is found next to a more magmatic crust on the other side of the ridge (Buck *et al.*, 2005 ; "Corrugated seafloor" Cannat *et al.*, 2006 ; Tucholke et Lin, 1994). We thus speculate that the extinct axial accretion ridge may be located in the hanging wall, probably above the seaward inclined part of the hinge.

III.6.4. Seaward extent of the rifted continental crust

As shown above, rifted continental mantle was unroofed, which begs the question of the lateral extent of the thinned continental crust and the deformation it has undergone throughout the process. The velocity structure obtained from our refraction-reflection tomography shows a lateral deepening of the 5.1 km/s iso-velocity up to 50-55 km distance, from which it closely coincides with the reflector marking the Moho and the steep velocity gradient towards to mantle velocities (Figure III.6). Landward from this point, in domain B, it defines the top of a wedge whose bottom is the deepening Moho. Both top and bottom correspond to velocity increases, with values around 5.5 km/s in between (Figure III.10Figure III.13B). No organized reflectivity is observed within this body in the MCS image, which classifies it in the acoustic basement. It tapers from 3.5 km thickness at 33 km distance to its tip at 54 km distance (still using the 5.1 km/s contour as a proxy). In such transitional domains, several origins are proposed for the basement: (1) thinned continental crust, (2) lower continental crust, (3) serpentinized mantle or (4) oceanic crust (e.g. Boillot *et al.*, 1980 ; Keen et de Voogd, 1988 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Whitmarsh et Miles, 1995). Figure III.13B shows that velocities here best fit within the range of thinned continental crust. They also parallel those found farther upslope in domain A, where the basement undoubtedly consists of upper continental crust. It thus seems to be the most reasonable hypothesis that this basement wedge corresponds to the tip of the stretched continental crust, and that it is an upper continental crustal block. In partial agreement with this, Contrucci *et al.* (2001) interpret a layer of 4.8 km/s they observe between ~6.5 km and ~9 km depth on ESP 229 (Figure III.11A) as upper crust with a sedimentary component (Mesozoic carbonates), hence of continental affinity. In our case though, higher velocities are observed (5.5 km/s) and, more importantly, this unit is not underlain by deeper and faster crustal layers as they infer, but by the mantle directly. In particular, we see no evidence of the high velocity anomaly (HVL) that they and Le Douaran *et al.* (1984) report on ESP 229 (Figure III.11A) and that is also documented in the form of undercrusted bodies featuring velocities intermediate between those of lower continental crust and of peridotitic mantle in the Gulf of Lion or on the Corsica-Sardinia margin (Afilhado *et al.*, 2015 ; Contrucci *et al.*, 2001 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Pascal *et al.*, 1993), as well as on other magma poor Atlantic margins (e.g. Dean *et al.*, 2000 ; Lau *et al.*, 2006 ; Reid et Keen, 1990 ; Van Avendonk *et al.*, 2006). Just as for the exhumed part of the continental mantle found seaward, the regularization smoothness of tomographic models is such that a velocity jump can hardly be distinguished from a steep gradient, but if an intermediate velocity layer of whatever nature is hidden in this Moho velocity gradient, it cannot be thicker than ~2 km, which turns out to be about the size of the HVL

proposed by Contrucci *et al.* (2001) here. We thus cannot completely rule out the presence of such a body, whose size would be close to our vertical resolution, but do not observe any basal reflection that would allow to delimit it from the underlying mantle. We thus view it as unlikely.

Farther landward, in the necking zone, the velocity distribution exhibits an increase above the steeply deepening Moho, exceeding 6 km/s through a pronounced gradient (Figure III.10A). We thus interpret it as lower continental crust. Above it, we observe velocities compatible with rifted upper crust. The boundary of the 5.1 km/s iso-velocity proxy marks two seaward deepening steps (Figure III.6) that are fairly evocative of offsets across brittle, seaward verging normal faults, i.e., the upper boundary of tilted blocks. Corresponding reflectivity in the MCS image would be too close to remnant multiples beneath the slope to be unambiguously interpreted and do not extend as much landward. Rollet *et al.* (2002) report a narrow Ligurian margin consisting in just two tilted blocks, which is completely in line with our observation here.

Considering classical models of margin structuration (e.g. Peron-Pinvidic *et al.*, 2013), such normal faults are expected to sole on a detachment along the brittle-ductile transition at the time of rifting. It seems reasonable that the depth of such a detachment would be ~11 km today, where velocities enter the range of lower crustal ones. It turns out that the Moho there exhibits a kink which would nicely coincide with the branching of the crustal detachment on the deeper detachment exhuming the mantle seaward (Figure III.12). In other words, the lower crust would have been sandwiched between a crustal detachment accommodating the seaward motion of upper crustal tilted blocks and the mantle detachment, both with opposite senses of shearing. The ductile lower crust would have expectedly flowed landward as a result, as proposed in various models of rifted margins formation (e.g. Brun et Beslier, 1996 ; Lagabrielle *et al.*, 2020 ; Manatschal, 2004 ; Reston, 1988). This is an important difference with what Jolivet *et al.* (2015) propose in the Gulf of Lion, where they interpret both, lower crustal and mantle exhumation on a set of parallel landward dipping detachments. Instead, we have listric normal faults dissecting the upper crust and branching along a crustal detachment that continues as a mantle detachment from the lower crust pinch out all the way to the distal domain C, where it ends as an oceanic rolling hinge (Figure III.12). The sequence of upward to downward concave detachments thus defined in the basinward direction is documented by Péron-Pinvidic *et al.* (2007). Taken together with the exhumed mantle evidenced seaward in domain C, the pattern we describe here strikingly resembles the structures modeled numerically by Jourdon *et al.* (2019) in their initial mantle exhuming rift, preceding the compressive inversion they more specifically address in their study.

Regarding the seawardmost block of continental crust, it is overlain somewhat conformably by the deeper sediments, interpreted as possibly pre- to syn-rift and capped by the SB reflector, which we tentatively relate to breakup time or thereabout. The absence of strong unconformities beneath a tectonically emplaced, tapered crustal block is reminiscent of what has been proposed in recent years as an alternative mode of crustal thinning whereby ductile deformation reaches the rifted upper crustal levels, yielding smooth-shaped edges of the rifted hyperextended crustal extremities, next to the exhumed mantle, as abundantly described and exemplified along the North Pyrenean Zone (e.g. Asti *et al.*, 2019 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Espurt *et al.*, 2019a ; Lagabrielle *et al.*, 2010,

2020). One key element in the development of this pattern is the role of Triassic evaporitic and clay deposits (Keuper facies) that both, serve the role of a *décollement* level between the basement and all its pre- to syn-rift cover, that detaches and accumulates downslope as thinning and eventual mantle exhumation take place, and have a thermal insulating effect, promoting ductile deformation in the form of boudinage, anastomosed shear zones and mylonitic fabrics in the hyperextended crust (Espurt *et al.*, 2019a ; Lagabrielle *et al.*, 2020 ; Saspiturry *et al.*, 2019). In our study area, similar Middle to Upper Triassic deposits are attested on land (Dardeau *et al.*, 2010) and have also detached the folded and thrustsedimentary cover of the Alpine foreland from its Carboniferous to Permian basement during the Miocene (Laurent *et al.*, 2000). They could thus have covered parts of the basement that got rifted during Oligocene to form the Ligurian margin and been similarly detached basinward as a result. Together with the hot mantle ascent, they would have had the same role as proposed on the North Pyrenean rift in the ductile deformation of the seawardmost detached upper continental blocks. Our observations here strongly suggest this scenario.

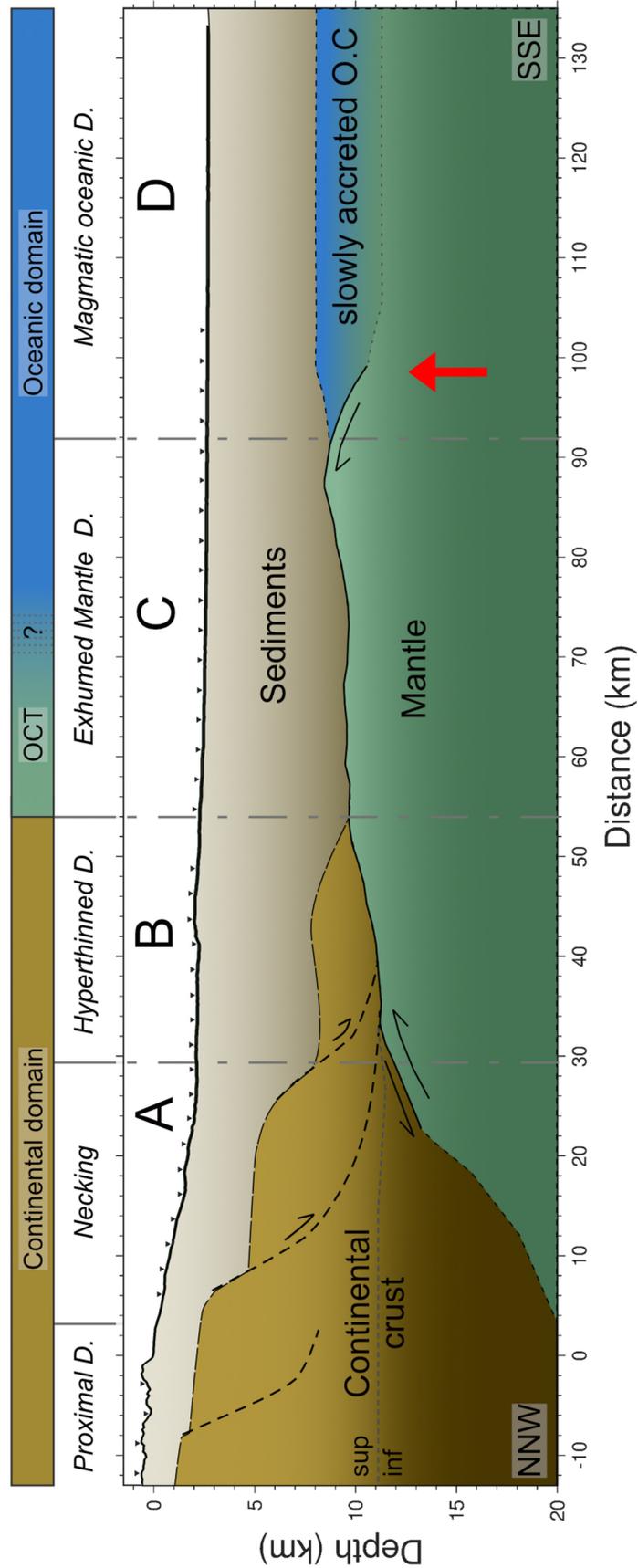


Figure III.16 : Interpretative model from our joint refraction-reflection velocity model, post-stack time migration and gravity modelling. Black arrows represent past movement and the red arrow represents the paleo spreading center.

III.6.5. Rifting, drifting and ocean-continent transition

Little is documented about the kinematics of rifting, which can essentially be inferred from what is reconstructed of the Corsica-Sardinia block drifting, using various approaches (Gattacceca *et al.*, 2007 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Westphal *et al.*, 1973). From the last and most constrained timing (Gattacceca *et al.*, 2007), the full rotation of 45°-55° was accomplished between 21.5-20.5 and 15 Ma. The 10° and 1 Myr range in the estimate can be related to the fact that the exact time of transition from rifting to drifting is not fully constrained. Using the pole of rotation that comes with this reconstruction, 45° and 55° rotations yield 129 and 157 km of extension respectively at the toe of the margin along our profile (116 and 142 km nearby the end of it, which stands closer to the pole). Restoring such motion symmetrically over the basin brings the closing point between 30 km and 45 km along the profile (for 55° and 45° respectively), that is, not even beyond the tip of the hyperextended crust. The accommodation space is therefore not sufficient to have mantle unroofing rifting and the documented amount of oceanic opening occurring in sequence, as often put forward across Atlantic margins (e.g. Peron-Pinvidic *et al.*, 2013). The rigidity of the Corsica-Sardinia block during the rotation requires that breakup and associated speedup be not significantly diachronous along the system. This leaves no other possibility in our view than a time overlap of rifting and drifting or, that the end of rifting, prior to breakup, had resulted in a sufficiently focused system that the two lithospheric blocks could be kinematically considered as distinct and their motion described as two plates, at least at sufficiently remote distance from the rift axis. Conjugate margins likely kept being stretched while oceanic accretion had started. Mantle was thus probably unroofed synchronously on both sides of the dome, arguably faster across the oceanic core complex than across its margin counterpart. We note that Cannat *et al.* (2009) propose an evolutionary model from rifting to drifting that is transitional rather than sharp in space and time and does thus not preclude a temporary coexistence of mantle exhumation at the margin and oceanic accretion at the establishing accretion center. Our observations and inferences here rather corroborate this view.

The last question to be answered is that of where OCT is found. As pointed out by Reston, (2009), the similarity of mantle unroofing processes at rifted margins and over a slowly, partly tectonically accreted oceanic domain makes the distinction between the two across an OCT difficult and possibly moot in his own terms. Our results here are an illustration of this difficulty, as it is difficult to distinguish the respective parts of the large exhumed mantle expanse that were unroofed at the margin and at the oceanic core complex before the system stopped. A tentative distinction could be made under our hypothesis that SB reflector marks the top of the pre-breakup sequence. Its absence beyond ~70 km distance along our profile could suggest that seafloor there is post-breakup. Should such a speculation be verified, the transition between domains II and III would not be a mere transition in sedimentary facies but would turn out to correspond to the OCT and would thus bear some relevance in basement zonation in spite of no clear deep geophysical signature.

III.7. Conclusion

The SEFASILS experiment allowed the acquisition of new seismic refraction and deep reflection data, from the onshore to the oceanic domains, in order to constrain the deep structure of the Ligurian basin. Interpretation of the wide-angle velocity model has resulted in a structural profile of the basement in the Ligurian basin. Our main findings and interpretations are:

- 1) The deep wide-angle velocity structure provides criteria that differ from the intermediate seismic reflectivity in terms of domain recognition. Indeed, the classical division into 3 domains I, II and III is coherent with observables in the seismic reflection profile we produce and the limits are similar to those defined by the latest works addressing the topic (Rollet *et al.*, 2002 and references therein). Contrastingly, looking at the tomographic velocity model and inferred attributes within the basement (Figure III.13), 4 domains can be distinguished: (A) the necking domain; (B) a domain with hyperthinned continental crust, less than 4 km-thick, detached from the underlying mantle; (C) a domain of exhumed mantle with little apparent serpentinization or partial melting and (D) a domain of thin oceanic crust. This is sketched in Figure III.16;
- 2) The seawardmost extent of the continental crust is located ~ 54 km away from the coastline. We propose that only the upper continental crust remains beyond ~ 33 km distance, underneath our delimited domain B. During rifting, the lower crust would have been pinched out between upper crust and mantle detachment zones that would coalesce at the transition between domain A and B. It would have been laterally extracted continentward, under domain A, as a result. The deformation pattern of the most advanced block of rifted continental crust under the basin as well as the geometry of overlying deep sedimentary units are reminiscent of the recently proposed paradigm of ductile-dominant regime in the upper crust, with insulation from pre- to syn-rift allochthonous deposits detached downslope on a sole of Triassic Keuper evaporites. This formation is observed in the close Alpine hinterland, giving credence to such a scenario;
- 3) The exhumed mantle domain (our domain C) is ~ 30 km long and it overlaps domains II and III. Its top coincides with a sharp velocity gradient. Velocity logs into the basement are also similar to observations made where exhumed mantle rocks have been attested by drilling and dredging, although the steeper gradient points to less alteration than generally reported elsewhere. Mantle unroofing has occurred, at least in part, thanks to a downward concave detachment that runs along the Moho below domains A and B;
- 4) The extent of exhumed mantle coincides with a zone where free air gravity anomaly is close to zero, both on our profile and on Dannowski *et al.* (2020)'s secant one. This correlation is tentatively extrapolated elsewhere in the area and suggests that the bulk of the Ligurian deep basin would be floored with exhumed mantle, with little magmatic production in during oceanization;

- 5) However, the distal domain along our profile shows evidence of thin oceanic crust, 3 to 4 km-thick, formed under a slow to ultraslow accretionary regime, with some partly magmatic component. Separating this distal domain D from the more proximal domain of mantle exhumation, an arched termination of the reflective mantle top is interpreted as a rolling hinge exhuming an oceanic core complex. The expanse of mantle emplaced beneath the basinal sediments was thus exhumed both, from beneath the margin on its continental side, and from an oceanic mantle detachment on the opposite one, with the ocean-continent transition in between. The paleo-spreading center is proposed to be nested above the oceanic detachment to the south, with an asymmetric seafloor spreading pattern consisting in mantle unroofing in the footwall and the partly magmatic crust emplaced in the hanging wall during the short-lived Ligurian ocean opening;
- 6) The timing and amount of opening associated with the documented Corsica-Sardinia block rotation during Miocene is such that there is not enough accommodation space for a strict succession of rifting and oceanic opening in the Ligurian backarc system. It is thus proposed that the two would have been partly coeval in time, contrary to what is classically envisioned.

This study takes advantage of new geophysical acquisitions to bring a significant improvement in the characterization of the various domains of the Ligurian basement. Based on these findings, it proposes a substantial revision in the model of evolution of the Ligurian backarc opening as well as in the structures emplaced then.

Points clés de l'article :

L'article présenté ci-dessus synthétise les résultats majeurs obtenus grâce à l'interprétation conjointe de l'image post-sommation en temps du profil SEFA13 (source WAS), celle des modèles de vitesses tomographiques obtenus avec l'inversion des temps des arrivées réfractées en première arrivée seules (FAST) et incluant en plus les temps d'arrivées des réfléchies au Moho (Tomo2D), et enfin, celle des modélisations gravimétriques issues de la conversion en densité des vitesses de ce dernier modèle.

Les points importants sont les suivants :

- Le modèle tomographique issu de l'inversion des ondes réfractée et réfléchies permet d'avoir une géométrie du Moho et de distinguer 4 domaines de la marge au bassin profond. Ces domaines diffèrent de ceux usuellement reconnus dans bassin Liguro-Provençal et délimités par Rollet *et al.* (2002) pour le bassin Ligure. Ces derniers sont par contre cohérents avec la segmentation observée sur le profil MCS ;
- Par comparaison avec des compilations bibliographiques des profils de vitesse 1D du socle (sans la couverture sédimentaire), les 4 domaines sont : A) la zone d'étranglement (*necking*), où la croûte continentale s'amincit jusqu'à 5 km d'épaisseur ; B) un domaine composé de croûte continentale supérieure hyper-amincie de moins de 4 km d'épaisseur surmontant le manteau ; C) un domaine de manteau exhumé, se trouvant directement sous les sédiments du bassin et ne montrant pas ou peu d'indices de serpentinisation ou d'intrusion magmatique ; et D) un domaine de croûte océanique fine d'un peu plus de 3 km d'épaisseur, vraisemblablement à forte composante ultramafique ;
- Les modélisations gravimétriques réalisées en partant du modèle de vitesse tomographique converti en densité, confirment cette segmentation de la marge au bassin. L'extrapolation du domaine de manteau exhumé observé sur le profil SEFASILS, mais aussi sur celui de Dannowski *et al.* (2020), grâce à la carte d'anomalies gravimétrique de grandes longueurs d'ondes, permet de proposer une cartographie du manteau exhumé dans le bassin Ligure ;

Points clés de l'article (suite) :

- L'accrétion océanique dans le bassin Ligure est proposée être semblable à celle observée aux dorsales lentes et correspond au plancher océanique de type corrugué (*corrugated seafloor*) défini par Cannat *et al.* (2006). Le domaine océanique se compose d'un flanc où le manteau est exhumé grâce à une faille de détachement, représentant un *oceanic core complex* (partie du domaine C), et de l'autre côté, une croûte océanique magmatique fine montrant une transition graduelle avec le manteau sous-jacent, avec une réflectivité faible à nulle du Moho océanique (domaine D) ;
- Au vu de l'absence de sédiments basculés vers le continent, typiquement pré-rift, au-dessus du bloc de croûte continentale supérieure en radeau sur le manteau, nous proposons une déformation ductile avec le glissement d'un bloc le long d'une surface de décollement d'évaporites triasiques.

References

- Afilhado, A., Moulin, M., Aslanian, D., Schnürle, P., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Rabineau, M., Leroux, E. et Beslier, M.-O. (2015). Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (the SARDINIA Experiment) – II. Sardinia's Margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(4-5), 331-351. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.331>
- Andersen, O. B., Knudsen, P., Kenyon, S., Factor, J. K. et Holmes, S. (2013). The DTU13 global marine gravity field - First evaluation, 14.
- Angelier, J., Auboin, J., Bellaïche, G., Blanchet, R., de Charpal, O., Irr, F. et Le Pichon, X. (1977). Etude par submersible des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez. *Comptes rendus Académie des sciences de Paris*, 284(17), 1631-1634.
- Asti, R., Lagabrielle, Y., Fourcade, S., Corre, B. et Monié, P. (2019). How Do Continents Deform During Mantle Exhumation? Insights From the Northern Iberia Inverted Paleopassive Margin, Western Pyrenees (France). *Tectonics*, 38(5), 1666-1693. <https://doi.org/10.1029/2018TC005428>
- Barzaghi, R., Carrion, D., Vergos, G. S., Tziavos, I. N., Grigoriadis, V. N., Natsiopoulou, D. A., Bruinsma, S., Reinquin, F., Seoane, L., Bonvalot, S., Lequentrec-Lalancette, M. F., Salaün, C., Andersen, O., Knudsen, P., Abulaitjiang, A. et Rio, M. H. (2018). GEOMED2: High-Resolution Geoid of the Mediterranean. Dans J. T. Freymueller et L. Sánchez (dir.), *International Symposium on Advancing Geodesy in a Changing World* (vol. 149, p. 43-49). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/1345_2018_33
- Bayer, R., Le Mouel, J. L. et Le Pichon, X. (1973). Magnetic Anomaly Pattern in the Western Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 168-176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90111-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90111-8)
- Bellaïche, G., Irr, F. et Labarbarie, M. (1976). Découverte de Sédiments Marins Finis Oligocènes-Aquitaniens Au Large Du Massif de Maures (Canyon Des Stoechades). *Comptes rendus Académie des sciences de Paris*, (283), 319-322.
- Bellon, H. (1981). Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 MA (p. 341-360). *Consiglio nazionale delle ricerche International conference*. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=9134935>
- Benson, R. H., Rakic-El Bied, K. et Bonaduce, G. (1991). An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6(1), 165-192. <https://doi.org/10.1029/90PA00756>
- Beslier, M.-O., Royer, J.-Y., Girardeau, J., Hill, P. J., Boeuf, E., Buchanan, C., Chatin, F., Jacovetti, G., Moreau, A., Munsch, M., Partouche, C., Robert, U. et Thomas, S. (2004). A Wide Ocean-Continent Transition along the South-West Australian Margin: First Results of the MARGAU/MD110 Cruise. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(6), 629-641. <https://doi.org/10.2113/175.6.629>
- Blaich, O. A., Faleide, J. I. et Tsikalas, F. (2011). Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B1). <https://doi.org/10.1029/2010JB007686>
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. et Girardeau, J. (1989). Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, 341(6242), 523-525. <https://doi.org/10.1038/341523a0>
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougnot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J. et Torrent, G. (1980). Ocean-Continent Boundary off the Iberian Margin: A Serpentinite Diapir West of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 23-34. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90166-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90166-1)
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E., Meyer, A., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J., Comas, M., Davies, T. et Dunham, K. (1987). Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132(4), 335-342.
- Brocher, T. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 2081-2092. <https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Brun, J. P. et Beslier, M. O. (1996). Mantle Exhumation at Passive Margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1), 161-173. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00080-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00080-5)
- Brun, J.-P., Sokoutis, D., Tirel, C., Gueydan, F., Van Den Driessche, J. et Beslier, M.-O. (2018). Crustal versus mantle core complexes. *Tectonophysics*, 746, 22-45. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.017>
- Brune, S., Kolawole, F., Olive, J.-A., Stamps, D. S., Buck, W. R., Buitter, S. J. H., Furman, T. et Shillington, D. J. (2023). Geodynamics of continental rift initiation and evolution. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1-19. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00391-3>

- Buck, W. R., Lavier, L. L. et Poliakov, A. N. B. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434(7034), 719-723. <https://doi.org/10.1038/nature03358>
- Burrus, J. (1984). Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, 55(3), 247-269. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90071-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90071-9)
- Cannat, M. (1993). Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4163-4172. <https://doi.org/10.1029/92JB02221>
- Cannat, M., Manatschal, G., Sauter, D. et Péron-Pinvidic, G. (2009). Assessing the Conditions of Continental Breakup at Magma-Poor Rifted Margins: What Can We Learn from Slow Spreading Mid-Ocean Ridges? *Comptes Rendus Geoscience*, 341(5), 406-427. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.01.005>
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combiér, V. et Baala, M. (2006). Modes of Seafloor Generation at a Melt-Poor Ultraslow-Spreading Ridge. *Geology*, 34(7), 605-608. <https://doi.org/10.1130/G22486.1>
- Carmignani, L., Decandia, F. A., Disperati, L., Fantozzi, P. L., Lazzarotto, A., Liotta, D. et Oggiano, G. (1995). Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova*, 7(2), 128-137. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00681.x>
- Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.-M. et Jestin, F. (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: Geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 37-61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.04>
- Cherchi, A. et Montadert, L. (1982). Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 298(5876), 736-739. <https://doi.org/10.1038/298736a0>
- Christensen, N. I. et Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Clerc, C. et Lagabrielle, Y. (2014). Thermal Control on the Modes of Crustal Thinning Leading to Mantle Exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean Hot Paleomargins. *Tectonics*, 33(7), 1340-1359. <https://doi.org/10.1002/2013TC003471>
- Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L. et Ballard, J.-F. (2018). Rifted Margins: Ductile Deformation, Boudinage, Continentward-Dipping Normal Faults and the Role of the Weak Lower Crust. *Gondwana Research*, 53, 20-40. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.030>
- Contrucci, I., Nercessian, A., Béthoux, N., Mauffret, A. et Pascal, G. (2001). A Ligurian (Western Mediterranean Sea) Geophysical Transect Revisited. *Geophysical Journal International*, 146(1), 74-97. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01418.x>
- Dannowski, A., Kopp, H., Grevemeyer, I., Lange, D., Thorwart, M., Bialas, J. et Wollatz-Vogt, M. (2020). Seismic Evidence for Failed Rifting in the Ligurian Basin, Western Alpine Domain. *Solid Earth*, 11(3), 873-887. <https://doi.org/10.5194/se-11-873-2020>
- Dardeau, G., Dubar, M., Toutin-Morin, N., Courmes, M.-D., Crévola, G. et Mangan, C. (2010). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (999). <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0999N.pdf>
- Davy, R. G., Minshull, T. A., Bayrakci, G., Bull, J. M., Klaeschen, D., Papenberg, C., Reston, T. J., Sawyer, D. S. et Zelt, C. A. (2016). Continental hyperextension, mantle exhumation, and thin oceanic crust at the continent-ocean transition, West Iberia: New insights from wide-angle seismic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(5), 3177-3199. <https://doi.org/10.1002/2016JB012825>
- De Voogd, B., Nicolich, R., Olivet, J. L., Fanucci, F., Burrus, J., Mauffret, A., Pascal, G., Argnani, A., Auzende, J. M., Bernabini, M., Bois, C., Carmignani, L., Fabbri, A., Finetti, I., Galdeano, A., Gorini, C. Y., Labaume, P., Lajat, D., Patriat, P., ... Vernassa, S. (1991). First Deep Seismic Reflection Transect from the Gulf of Lions to Sardinia (Ecors-Crop Profiles in Western Mediterranean). Dans *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections* (p. 265-274). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/GD022p0265>
- Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B. et Loudon, K. E. (2000). Deep Structure of the Ocean-Continent Transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from Seismic Refraction Profiles: The IAM-9 Transect at 40°20'N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5859-5885. <https://doi.org/10.1029/1999JB900301>
- Dessa, J.-X., Beslier, M.-O., Schenini, L., Chamot-Rooke, N., Corradi, N., Delescluse, M., Déverchère, J., Larroque, C., Sambolian, S., Canva, A., Operto, S., Ribodetti, A., Agurto-Detzel, H., Bulois, C., Chalumeau, C. et Combe, L. (2020). Seismic Exploration of the Deep Structure and Seismogenic Faults in the Ligurian Sea by Joint Multi Channel and Ocean Bottom Seismic Acquisitions: Preliminary Results of the SEFASILS Cruise. *Geosciences*, 10(3), 108. <https://doi.org/10.3390/geosciences10030108>

- Dessa, J.-X., Simon, S., Lelievre, M., Beslier, M.-O., Deschamps, A., Bethoux, N., Solarino, S., Sage, F., Eva, E., Ferretti, G., Bellier, O. et Eva, C. (2011). The GROSMarin Experiment: Three Dimensional Crustal Structure of the North Ligurian Margin from Refraction Tomography and Preliminary Analysis of Microseismic Measurements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(4), 305-321. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.305>
- Detrick, R., Collins, J., Stephen, R. et Swift, S. (1994). In Situ Evidence for the Nature of the Seismic Layer 2/3 Boundary in Oceanic Crust. *Nature*, 370(6487), 288-290. <https://doi.org/10.1038/370288a0>
- Direen, N., Borissova, I., Stagg, H., Colwell, J. et Symonds, P. (2007). Nature of the continent-ocean transition zone along the southern Australian continental margin: A comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors. *Geological Society, London, Special Publications*, 282, 239-263. <https://doi.org/10.1144/SP282.12>
- Espurt, N., Angrand, P., Teixell, A., Labaume, P., Ford, M., de Saint Blanquat, M. et Chevrot, S. (2019). Crustal-scale balanced cross-section and restorations of the Central Pyrenean belt (Nestes-Cinca transect): Highlighting the structural control of Variscan belt and Permian-Mesozoic rift systems on mountain building. *Tectonophysics*, 764, 25-45. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.026>
- Festa, A., Balestro, G., Borghi, A., De Caroli, S. et Succo, A. (2020). The role of structural inheritance in continental break-up and exhumation of Alpine Tethyan mantle (Canavese Zone, Western Alps). *Geoscience Frontiers*, 11(1), 167-188. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.007>
- Finetti, I. R. (2005). *CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier.
- Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., Loudon, K. E., Tucholke, B. E. et Holbrook, W. S. (2003). Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B11). <https://doi.org/10.1029/2003JB002434>
- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.-L. et Aslanian, D. (2009). Crustal Structure of a Young Margin Pair: New Results across the Liguro-Provençal Basin from Wide-Angle Seismic Tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 13.
- Galdeano, A. et Rossignol, J.-C. (1977). Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 461-468.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B. et Vadeboin, F. (2007). Miocene Rotation of Sardinia: New Paleomagnetic and Geochronological Constraints and Geodynamic Implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3), 359-377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.003>
- Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S. et Le Gall, B. (2004). Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). *Marine and Petroleum Geology*, 21(3), 363-372. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005>
- Gillard, M. (2014). Évolution tectono-magmatique menant à l'océanisation sur les marges passives pauvres en magma: exemple des marges Australie-Antarctique [Université de Strasbourg].
- Gorini, C., Mauffret, A., Guennoc, P. et Le Marrec, A. (1994). Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea): A Review. Dans A. Mascle (dir.), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France* (p. 223-243). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9_17
- Gueguen, E., Doglioni, C. et Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1), 259-269. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00189-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00189-9)
- Guennoc, P., Rehault, J. P., Gil-Capar, L., Deverchere, J., Rollet, N. et Le Suave, R. (1998). Les marges ouest et nord de la Corse : nouvelle cartographie à 1/250 000. Dans *Réunion des sciences de la terre*. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6224875>
- Gueydan, F., Morency, C. et Brun, J.-P. (2008). Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics*, 460(1), 83-93. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.012>
- Hsü, K. J., Ryan, W. B. et Cita, M. B. (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Jolivet, L. et Faccenna, C. (2000). Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>
- Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J. et Leroy, S. (2015). Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. *Tectonics*, 34(4), 662-679.
- Jourdon, A., le pourhiet, L., Mouthereau, F. et Masini, E. (2019). Role of rift maturity on the architecture and shortening distribution in mountain belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 89-99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.057>
- Kastens, K. et Mascle, J. (1987). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 107.
- Keen, C. E. et de Voogd, B. (1988). The continent-ocean boundary at the rifted margin off eastern

- Canada: New results from deep seismic reflection studies. *Tectonics*, 7(1), 107-124. <https://doi.org/10.1029/TC007i001p00107>
- Klingelhöfer, F., Géli, L., Matias, L., Steinsland, N. et Mohr, J. (2000). Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72° N. *Geophysical Journal International*, 141(2), 509-526. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00098.x>
- Korenaga, J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Kelemen, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H.-C., Hopper, J. R. et Dahl-Jensen, T. (2000). Crustal Structure of the Southeast Greenland Margin from Joint Refraction and Reflection Seismic Tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B9), 21591-21614. <https://doi.org/10.1029/2000JB900188>
- Lagabrielle, Y., Asti, R., Duretz, T., Clerc, C., Fourcade, S., Teixell, A., Labaume, P., Corre, B. et Saspiturry, N. (2020). A review of cretaceous smooth-slopes extensional basins along the Iberia-Eurasia plate boundary: How pre-rift salt controls the modes of continental rifting and mantle exhumation. *Earth-Science Reviews*, 201, 103071. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103071>
- Lagabrielle, Y., Asti, R., Fourcade, S., Corre, B., Poujol, M., Uzel, J., Labaume, P., Clerc, C., Lafay, R., Picazo, S. et Maury, R. (2019). Mantle Exhumation at Magma-Poor Passive Continental Margins. Part I. 3D Architecture and Metasomatic Evolution of a Fossil Exhumed Mantle Domain (Urdach Lherzolite, North-Western Pyrenees, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 190(1), 8. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2019007>
- Lagabrielle, Y., Labaume, P. et de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4). <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>
- Lalancette, M.-F., Salañ, C., Sylvain, B., Rouxel, D. et Bruinsma, S. (2016). Exploitation of Marine Gravity Measurements of the Mediterranean in the Validation of Global Gravity Field Models. https://doi.org/10.1007/1345_2016_258
- Larsen, H. C., Mohn, G., Nirrengarten, M., Sun, Z., Stock, J., Jian, Z., Klaus, A., Alvarez-Zarikian, C. A., Boaga, J., Bowden, S. A., Briais, A., Chen, Y., Cukur, D., Dadd, K., Ding, W., Dorais, M., Ferré, E. C., Ferreira, F., Furusawa, A., ... Zhong, L. (2018). Rapid Transition from Continental Breakup to Igneous Oceanic Crust in the South China Sea. *Nature Geoscience*, 11(10), 782-789. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0198-1>
- Lau, K. W. H., Loudon, K. E., Funck, T., Tucholke, B. E., Holbrook, W. S., Hopper, J. R. et Christian Larsen, H. (2006). Crustal structure across the Grand Banks—Newfoundland Basin Continental Margin — I. Results from a seismic refraction profile. *Geophysical Journal International*, 167(1), 127-156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02988.x>
- Laurent, O., Stéphan, J.-F. et Popoff, M. (2000). Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, (3), 33-65.
- Le Cann, C. (1987). Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée Occidentale) [Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale].
- Le Douaran, S., Burrus, J. et Avedik, F. (1984). Deep structure of the north-western Mediterranean Basin: Results of a two-ship seismic survey. *Marine Geology*, 55(3), 325-345. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90075-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90075-6)
- Le Pichon, X. et Barbier, F. (1987). Passive Margin Formation by Low-Angle Faulting within the Upper Crust: The Northern Bay of Biscay Margin. *Tectonics*, 6(2), 133-150. <https://doi.org/10.1029/TC006i002p00133>
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F. et Thinon, I. (2011). Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis Markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mémoire de la Société Géologique n.s.*, t. 179, 1.
- Makris, J., Eglhoff, F., Nicolich, R. et Rihm, R. (1999). Crustal structure from the Ligurian Sea to the Northern Apennines — a wide angle seismic transect. *Tectonophysics*, 301(3), 305-319. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00225-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00225-X)
- Manatschal, G. (2004). New Models for Evolution of Magma-Poor Rifted Margins Based on a Review of Data and Concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(3). <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0394-7>
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M. et Turrin, B. D. (2001). The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1), 405-428. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.20>
- Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A. et Gorini, C. (1995). Tectonics and Deep Structure of the North-Western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12(6), 645-666. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98090-R](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98090-R)
- Merino, I., Prada, M., Ranero, C. R., Sallarès, V. et Calahorrano, A. (2021). The Structure of the Continent-Ocean Transition in the Gulf of Lions From Joint Refraction and Reflection Travel-Time Tomography. *Journal of Geophysical Research:*

- Solid Earth, 126(8), e2021JB021711. <https://doi.org/10.1029/2021JB021711>
- Minshull, T. A. (2009). Geophysical Characterisation of the Ocean–Continent Transition at Magma-Poor Rifted Margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(5), 382-393. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.09.003>
- Moulin, M., Klingelhoefer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Nouzé, H., Rabineau, M., Beslier, M.-O. et Feld, A. (2015). Deep Crustal Structure across a Young Passive Margin from Wide-Angle and Reflection Seismic Data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion’s Margin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 26.
- Mutter, C. Z. et Mutter, J. C. (1993). Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1), 295-317. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90134-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90134-U)
- Nafe, J. E. et Drake, C. L. (1957). Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22(3), 523-552.
- Nely, G. (1994). *Evaporite sequences in petroleum exploration: Geophysical methods (vol. 2)*. Technip Editions.
- Nouibat, A., Stehly, L., Paul, A., Schwartz, S., Rolland, Y., Dumont, T., Crawford, W. C., Brossier, R. et Cifalps Team, and AlpArray Working Group. (2022). Ambient-Noise Tomography of the Ligurian-Provence Basin Using the AlpArray Onshore-Offshore Network: Insights for the Oceanic Domain Structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(8), e2022JB024228. <https://doi.org/10.1029/2022JB024228>
- Pascal, G., Mauffret, A. et Patriat, P. (1993). The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 113(3), 701-726.
- Pasquale, V., Verdoya, M. et Chiozzi, P. (1996). Heat flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provençal basin (northwestern Mediterranean). *Journal of Geodynamics*, 21(3), 205-222. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00035-6](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00035-6)
- Péron-Pinvidic, G. et Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1581-1597. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0337-9>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A. et Sawyer, D. S. (2007). Tectonosedimentary Evolution of the Deep Iberia-Newfoundland Margins: Evidence for a Complex Breakup History. *Tectonics*, 26(2). <https://doi.org/10.1029/2006TC001970>
- Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G. et Osmundsen, P. T. (2013). Structural Comparison of Archetypal Atlantic Rifted Margins: A Review of Observations and Concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 21-47. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>
- Pinheiro, L. M., Whitmarsh, R. B. et Miles, P. R. (1992). The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia—II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophysical Journal International*, 109(1), 106-124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00082.x>
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N. et de Franco, R. (2014). Seismic Structure of the Central Tyrrhenian Basin: Geophysical Constraints on the Nature of the Main Crustal Domains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 52-70. <https://doi.org/10.1002/2013JB010527>
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N. et de Franco, R. (2015). The Complex 3-D Transition from Continental Crust to Backarc Magmatism and Exhumed Mantle in the Central Tyrrhenian Basin. *Geophysical Journal International*, 203(1), 63-78. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv271>
- Rehault, J.-P. (1981). *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale)* [Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)].
- Rehault, J.-P., Boillot, G. et Mauffret, A. (1984). The Western Mediterranean Basin Geological Evolution. *Marine Geology*, 55(3-4), 447-477. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90081-1)
- Réhault, J.-P., Honthaas, C., Guennoc, P., Bellon, H., Ruffet, G., Cotten, J., Sosson, M. et Maury, R. C. (2012). Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics*, 58, 73-95. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.02.003>
- Reid, I. D. et Keen, C. E. (1990). High seismic velocities associated with reflections from within the lower oceanic crust near the continental margin of eastern Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1), 118-126. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90075-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90075-9)
- Reston, T. J. (1988). Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. *Tectonics*, 7(5), 929-945. <https://doi.org/10.1029/TC007i005p00929>
- Reston, T. J. (2009). The Structure, Evolution and Symmetry of the Magma-Poor Rifted Margins of the North and Central Atlantic: A Synthesis.

- Tectonophysics, 468(1), 6-27.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.002>
- Reston, T. J., Krawczyk, C. M. et Klaeschen, D. (1996). The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), 8075-8091. <https://doi.org/10.1029/95JB03466>
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M. et Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21(3), 6-1-6-23.
<https://doi.org/10.1029/2001TC900027>
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C. et Augier, R. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *Bulletin de la Société géologique de France*, 191(1).
- Ryan, W. B. F. (2011). Geodynamic responses to a two-step model of the Messinian salinity crisis. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(2), 73-78. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.2.73>
- Sage, F., Beslier, M.-O., Dessa, J.-X., Schénini, L., Watremez, L., Mercier de Lépinay, B., Gaullier, V., Larroque, C., Béthoux, N. et Corradi, N. (2014). Inversion of back-arc basins: example of the Ligurian Basin, Western Mediterranean (p. 15668). *EGU General Assembly Conference Abstracts*. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014EGUGA..1615668S>
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thion, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F. et Sonnette, L. (2011). Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps–Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, 28(7), 1263-1282.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.03.012>
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C., Gutscher, M.-A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañobeitia, J. J. et Zitellini, N. (2013). Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Goringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 120-131.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.021>
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E. et Francis, R. (2014). New Global Marine Gravity Model from CryoSat-2 and Jason-1 Reveals Buried Tectonic Structure. *Science*, 346(6205), 65-67.
<https://doi.org/10.1126/science.1258213>
- Saspiturry, N., Razin, P., Baudin, T., Serrano, O., Issautier, B., Lasseur, E., Allanic, C., Thion, I. et Leleu, S. (2019). Symmetry vs. Asymmetry of a Hyper-Thinned Rift: Example of the Mauléon Basin (Western Pyrenees, France). *Marine and Petroleum Geology*, 104, 86-105.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.031>
- Sauter, D., Tugend, J., Gillard, M., Nirrengarten, M., Autin, J., Manatschal, G., Cannat, M., Leroy, S. et Schaming, M. (2018). Oceanic Basement Roughness alongside Magma-Poor Rifted Margins: Insight into Initial Seafloor Spreading. *Geophysical Journal International*, 212(2), 900-915.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx439>
- Savva, D., Meresse, F., Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Lavier, L., Po, K. W., Franke, D., Steuer, S., Sapin, F., Auxietre, J. L. et Lamy, G. (2013). Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. *Tectonophysics*, 608, 72-83.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.010>
- Sosson, M. et Guennoc, P. (1997). L'EQUIPE CYLICE (1998). Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin ligure: résultats de la campagne de plongée CYLICE, 196-197.
- Srivastava, S. P., Sibuet, J.-C., Cande, S., Roest, W. R. et Reid, I. D. (2000). Magnetic Evidence for Slow Seafloor Spreading during the Formation of the Newfoundland and Iberian Margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00231-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00231-4)
- Thion, I., Matias, L., Réhault, J. P., Hirn, A., Fidalgo-González, L. et Avedik, F. (2003). Deep Structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): A Review of Norgasis Seismic Reflection and Refraction Data. *Journal of the Geological Society*, 160(1), 99-116.
<https://doi.org/10.1144/0016-764901-103>
- Tucholke, B. E. et Lin, J. (1994). A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), 11937-11958.
<https://doi.org/10.1029/94JB00338>
- Van Avendonk, H. J., Holbrook, W. S., Nunes, G. T., Shillington, D. J., Tucholke, B. E., Loudon, K. E., Larsen, H. C. et Hopper, J. R. (2006). Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).
- Verschuur, D. J., Berkhout, A. J. et Wapenaar, C. P. A. (1992). Adaptive Surface-related Multiple Elimination. *GEOPHYSICS*, 57(9), 1166-1177.
<https://doi.org/10.1190/1.1443330>
- Vigliotti, L. et Langenheim, V. e. (1995). When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova*, 7(4), 424-435.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00538.x>

- Watts, A. B. et Marr, C. (1995). Gravity Anomalies and the Thermal and Mechanical Structure of Rifted Continental Margins. Dans E. Banda, M. Torné et M. Talwani (dir.), *Rifted Ocean-Continent Boundaries* (p. 65-94). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0043-4_5
- Westphal, M., Bardon, C., Bossert, A. et Hamzeh, R. (1973). A computer fit of Corsica and Sardinia against southern France. *Earth and Planetary Science Letters*, 18(1), 137-140. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90046-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90046-0)
- White, R. S., McKenzie, D. et O'Nions, R. K. (1992). Oceanic Crustal Thickness from Seismic Measurements and Rare Earth Element Inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 19683-19715. <https://doi.org/10.1029/92JB01749>
- Whitmarsh, R. B., Manatschal, G. et Minshull, T. A. (2001). Evolution of Magma-Poor Continental Margins from Rifting to Sea floor Spreading, 413, 5.
- Whitmarsh, R. B. et Miles, P. R. (1995). Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), 3789-3806. <https://doi.org/10.1029/94JB02877>
- Whitmarsh, R. B., Pinheiro, L. M., Miles, P. R., Recq, M. et Sibuet, J.-C. (1993). Thin crust at the western Iberia Ocean-Continent transition and ophiolites. *Tectonics*, 12(5), 1230-1239. <https://doi.org/10.1029/93TC00059>
- Whitmarsh, R. B., White, R. S., Horsefield, S. J., Sibuet, J.-C., Recq, M. et Louvel, V. (1996). The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B12), 28291-28314. <https://doi.org/10.1029/96JB02579>
- Xu, C., Dunn, R. A., Watts, A. B., Shillington, D. J., Grevemeyer, I., Gómez de la Peña, L. et Boston, B. B. (2022). A Seismic Tomography, Gravity, and Flexure Study of the Crust and Upper Mantle Structure of the Emperor Seamounts at Jimmu Guyot. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(6), e2021JB023241. <https://doi.org/10.1029/2021JB023241>
- Zelt, C. A. et Barton, P. J. (1998). Three-Dimensional Seismic Refraction Tomography: A Comparison of Two Methods Applied to Data from the Faeroe Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4),

CHAPITRE IV

Analyses complémentaires de la migration avant sommation en profondeur et de la sismicité régionale

IV.1. Apport de la migration avant sommation en profondeur	209
IV.2. Le modèle gravimétrique issu du modèle de vitesse mixte	214
IV.3. Lien avec la sismicité régionale.....	215
IV.3.1. Une sismicité modérée mais continue dans le temps	215
IV.3.2. Problème de localisation dans le bassin Ligure	216
IV.3.3. Relation des séismes par rapport aux structures	219
IV.3.3.1. Distribution en coupe le long du profil SEFASILS	219
IV.3.3.2. Distribution en carte.....	221
IV.4. Analyse des anomalies gravimétriques de courtes longueurs d'ondes	225
IV.5. Répartition des domaines dans le bassin Liguro-Provençal	227

Ce chapitre reprend les interprétations présentées dans le chapitre précédent et les discute avec l'apport des données MCS migrées avant sommation en profondeur (*Pre-Stack Depth Migration - PSDM*) avec le modèle de vitesse mixte V_{14-OBS} (Chapitre II.1.2.5), de la carte gravimétrique de grandes longueurs d'ondes ainsi qu'en croisant ce regard structural avec celui fourni par la distribution de la sismicité régionale.

IV.1. Apport de la migration avant sommation en profondeur

L'image migrée en profondeur (PSDM) finale interprétée est celle des données SEFA13 (obtenue avec la source WAS) avec le modèle de vitesse mixte V_{14-OBS} (obtenu en utilisant les vitesses issues des analyses de vitesses du profil SEFA14 dans la partie superficielle, au-dessus de 4,2 km de profondeur, et les vitesses du modèle tomographique dans la partie profonde, au-delà de 4,6 km avec une pondération des deux modèles entre). La fiabilité de cette image a été validée lors de l'analyse des images partielles (isoX) et des fonctions de semblance, présentée au chapitre II.1.2.5.

Les unités connues dans le bassin et mises en évidence dans le profil en temps (chapitre III) sont retrouvées ici (Figure IV.1) :

- La séquence Messinienne avec les unités mobiles (*MU*) formant des diapirs et les unités supérieure (*UU*) marquées par des réflecteurs de fortes amplitudes ;
- Au-dessus de cette séquence, nous observons la séquence associée au Plio-Quaternaire déformée localement par la tectonique salifère ;
- En dessous des séries messiniennes, nous observons un faciès présentant des réflecteurs parallèles, légèrement ondulés, avec un faible pendage vers l'océan. L'amplitude de ces réflecteurs est variable et semble fonction de l'épaisseur de sel Messinien présent au-dessus.

La PSDM permet de mieux imager la géométrie des diapirs de sel, notamment au niveau de la structure du mur de sel. De même qu'avec le profil MCS migré en temps, nous retrouvons un manque de réflectivité des séries anté-messiniennes dans le bassin profond, au-delà du mur de sel (au-delà de 60 km). La couche Messinienne (*MU + UU*) y est plus épaisse (~1,2 km de moyenne par rapport à moins d'un km du côté continent) et les diapirs y sont plus importants et plus rapprochés. Ces observations sont en accord avec celles rapportées par Lofi *et al.* (2011) dans le bassin profond de la Méditerranée Occidentale. Cette complexité et les diffractions et défocalisations des champs d'ondes qu'elles génèrent peut expliquer, au moins en partie, le manque de réflectivité dans la partie distale profonde de bassin.

Au niveau de la marge, un réflecteur basse fréquence est visible entre 2 et 12 km de distance, vers 6 à 7 km de profondeur (Figure IV.1, noté TC). Ce réflecteur correspond au réflecteur dont la vitesse a été discutée à la partie II sur l'analyse des panneaux iso-X (Annexe 3 à X=10 km). Ce réflecteur est presque coïncident avec le bombement visible de l'isovitesse 5.4 km/s. Sur la base de la vitesse et d'une densité supérieure à 2,7 (Figure IV.2), nous proposons que ce réflecteur marque le toit de la croûte continentale supérieure. Il y aurait, dans cette hypothèse, plus de 4 km de

sédiments au-dessus. Cela est cohérent avec l'épaisseur sédimentaire importante observée par Rollet *et al.* (2002) et Sage *et al.* (2011) sur des profils MCS entre Nice et Monaco, plus importante en mer qu'à terre. Rollet (1999) suppose que cette forte épaisseur serait la continuité en mer de l'arc de Nice. Cependant, Sage *et al.* (2011) montrent que cet arc s'arrête à la côte et supposent que la forte épaisseur de sédiments est due à l'apport continu et massif de sédiments détritiques provenant de la chaîne Alpine en surrection.

Dans le bassin, sous la base des séries messiniennes, il y a 5 km de sédiments jusqu'au Moho retrouvé par inversion conjointe des temps d'arrivée des ondes réfractées et réfléchies (Figure IV.1). Les réflecteurs de très fortes amplitudes observés dans le bassin proximal sont continus de 30 à 50 km de distance à 7 km de profondeur (Figure IV.1). A 52 km, le réflecteur le plus profond (nommé SB) forme une bosse visible sur l'image migrée en temps mais dont la géométrie est confirmée par l'image PSDM. Ce relief a aussi été observé par Rollet (1999), qui l'attribuait au toit du socle. Elle l'interprétait comme un volcan. Cette hypothèse pourrait expliquer les fortes amplitudes induites par un fort contraste d'impédance. Le faciès des réflecteurs, dédoublé par endroit et de très forte amplitude, est analogue à celui de dépôts volcanoclastiques. Ainsi, nous proposons de l'interpréter en tant que tel. A la différence de Rollet (1999), nous observons des réflecteurs plus bas, et donc le fort réflecteur (SB) ne représente pas le toit du socle acoustique mais plutôt la base des sédiments Miocène (~21 Ma) comme nous le proposons au chapitre III.

Les réflecteurs visibles en dessous de ces dépôts supposés volcano-sédimentaires sont mieux imagés sur la PSDM que sur la migration en temps présentée au chapitre précédent. L'image profondeur représente également mieux leur géométrie réelle. Ils sont de plus faible amplitude, discontinus et légèrement ondulés, pentés vers le bassin. Sur la base de l'analyse de la migration en temps de ce même profil (chapitre III), nous avons considéré ces réflecteurs comme pré- à syn-rift, donc pré-Miocène, âge présumé du début du drifting (e.g. Gattacceca *et al.*, 2007). Nous avons vu au chapitre I.1 que les structures typiques des unités d'âge syn-rift, en éventail sur les blocs basculés, ne sont pas retrouvées dans la partie distale de la marge. Les sédiments syn-rifts dans ce domaine présentent des réflecteurs subhorizontaux, ne montrant donc pas de discordance majeure par rapport au socle (e.g. Péron-Pinvidic *et al.*, 2007 ; Saspiturry *et al.*, 2019). Des études récentes sur les Pyrénées ont aussi montré que les sédiments pré-rifts pouvaient montrer des architectures sub horizontale, résultat d'un glissement le long d'une surface de décollement (e.g. Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Lagabrielle *et al.*, 2020). C'est ce que nous avons proposé dans le chapitre III sur la base de l'image migrée en temps, en l'absence de discordance claire. La PSDM présentée dans ce chapitre précise la géométrie de ces réflecteurs, notamment par rapport au bloc allochtone de croûte continentale supérieure (noté BC sur la Figure IV.1) glissé directement sur le manteau. Ce bloc se situe sous la ride du Var, qui de par l'étroitesse de son versant nord par rapport à la maille du modèle de vitesse utilisée pour la migration, pourrait induire quelques artefacts. Le bloc crustal se délimite par son faciès peu réfléchif ainsi que par le modèle de vitesse, qui montre des vitesses supérieures à 5,4 km/s, avec une densité associée supérieure à 2,6 (Figure IV.2). Nous remarquons ainsi, ce qui n'était pas visible sur l'image en temps, que les réflecteurs profonds semblent en onlap avec une discordance faible sur le bloc (Figure IV.1, l'exagération verticale est

de 2). Dans l'hypothèse d'un glissement d'un bloc crustal via une surface de décollement, nous pouvons supposer que l'effondrement des séries pré-rifts aurait pu, à la base, marquer une discordance légère avec le bloc plus rigide. L'autre hypothèse de sédiments syn-rifts de type sag est aussi possible et pourrait s'expliquer par l'apport sédimentaire important lié à la proximité des Alpes en surrection. Dans les deux cas, le manteau est protégé lors de son exhumation et cela expliquerait sa faible serpentinitisation. De par la géométrie subparallèle des sédiments pré- ou syn-rifts, nous ne pouvons pas affirmer que le réflecteur de forte amplitude (SB) marque la base dépôt post-rift car aucune discordance n'est observée. De plus, le mur de sel cache la continuité latérale du réflecteur SB et donc sa géométrie dans le domaine océanique, qui serait équivoque.

Le toit du manteau, précédemment défini par inversion jointe des temps d'arrivées de phases réfractées et réfléchies, semble être visible sur l'image migrée en profondeur. En effet, deux réflecteurs (en violet sur la Figure IV.1) semblent assez cohérents avec le Moho tomographique bien qu'observés à des profondeurs un peu différentes (jusqu'à 1 km). Cette différence entre les deux peut s'expliquer par le fait que l'image a été migrée avec le modèle mixte, qui a des vitesses sédimentaires différentes du modèle tomographique et peut donc amener à migrer des réflecteurs analogues à des profondeurs un peu différentes.

La limite entre le domaine de transition océan-continent (TOC), ici composé de manteau exhumé, avec le domaine océanique est sujette à débat. La première instance de C.O. peut être appelée « croûte initiale » (Hopper et al., 2004), « croûte embryonnaire » (Jagoutz et al., 2007) ou « proto-C.O. » (Gillard et al., 2015) et représente une transition graduelle entre les deux domaines. Cette limite est d'autant plus floue pour les accrétions lentes à ultra-lentes qui ne mettent en place qu'une très faible quantité produit de fusion en exposant du matériel mantellique à la surface (Cannat et al., 2006). Ces débats montrent ainsi la complexité et difficulté de situer la limite entre domaine transitionnel et océanique. Le bassin Ligurie ne fait pas exception et la limite entre le manteau exhumé lors du rifting et le manteau exhumé lors de l'océanisation est difficilement identifiable sur les résultats que nous présentons (PSDM, modèle de vitesse et modèle de densité). Nous observons néanmoins que l'inflexion entre la discontinuité convexe du détachement lié au rifting et celle concave liée au *rolling hinge* du *core complex* océanique coïncide avec le mur de sel. Cette coïncidence est observée mais nous ne n'établissons pas de relation entre ces observations dans l'état actuel de la réflexion.

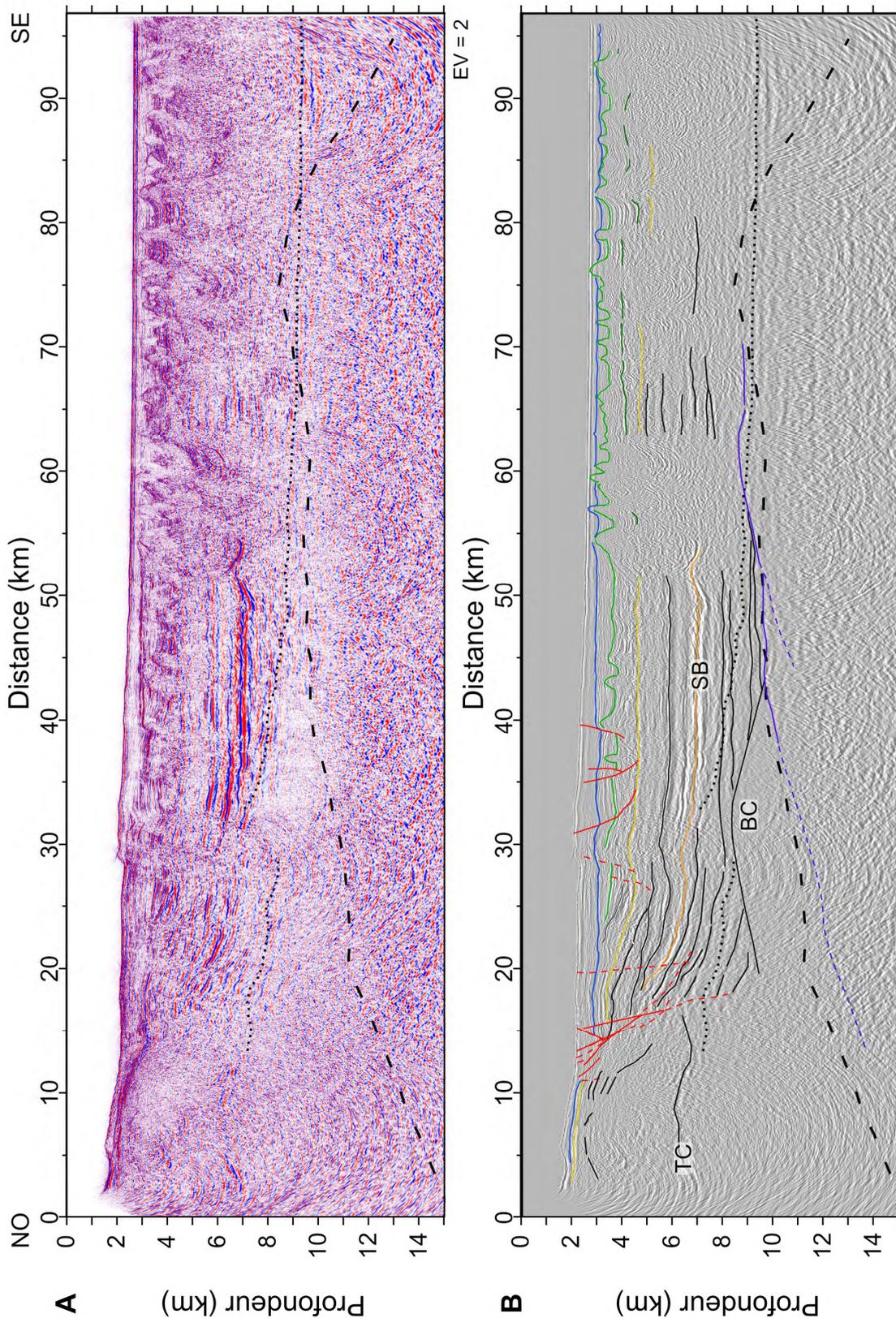


Figure IV.1 : A) Image migrée en profondeur avant sommation des données SEFA13 (source WAS) en utilisant le modèle mixte V14-OBS et B) le même profil interprété en bas. Code couleur : bleu, base quaternaire ; vert clair, top UU (et MU quand les diapirs percent) ; vert foncé, base UU ; jaune, base MU (ou MES sur la marge) ; violet, Moho à reconfirmer ; rouge, failles ; les éléments discutés dans le texte sont annotés. Le trait noir tireté long marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS. La ligne en pointillé noir indique la position du multiple.

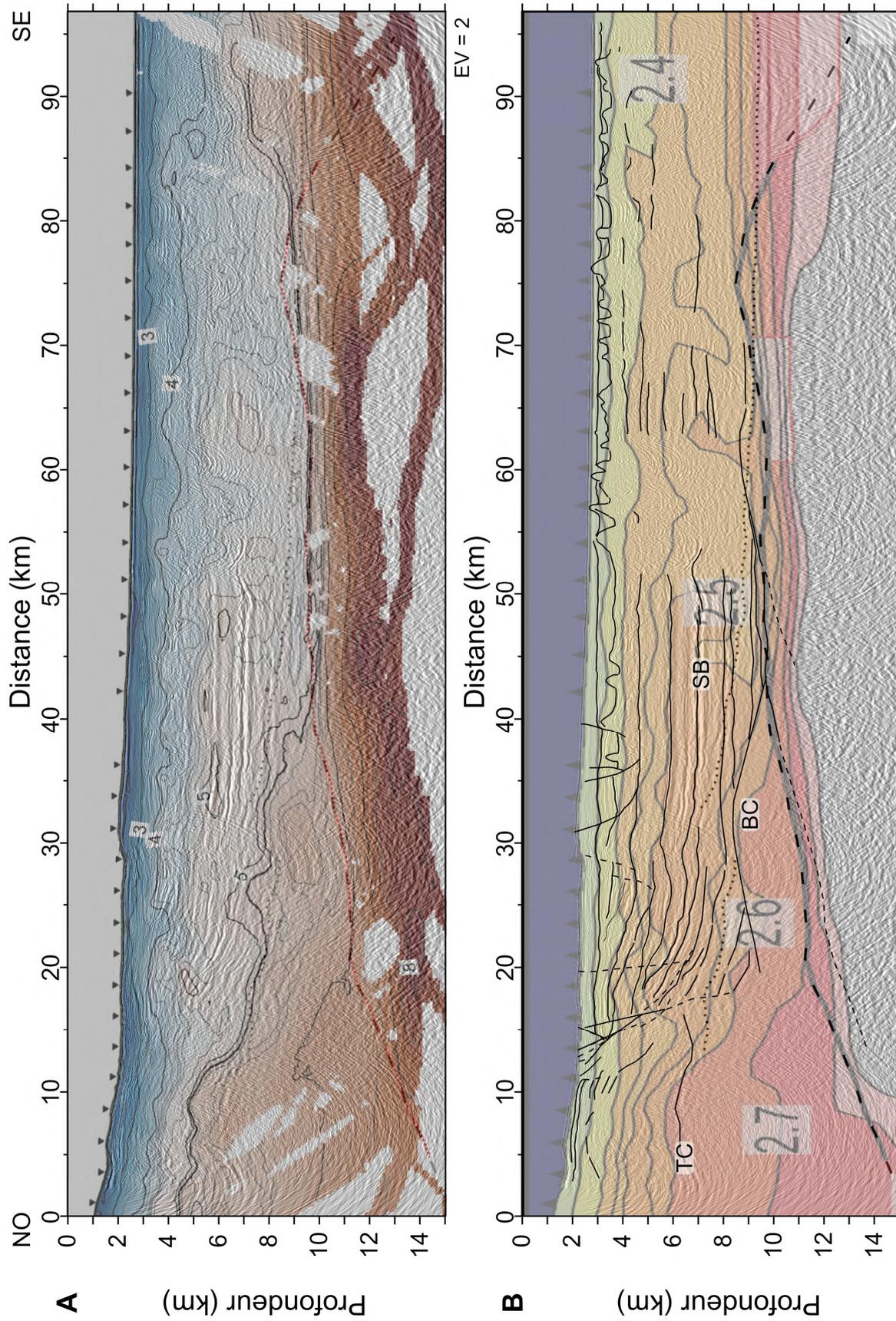


Figure IV.2 : A) PSDM avec la superposition du modèle tomographique des ondes réfractées et réfléchies. B) PSDM interprétée avec la superposition du modèle gravimétrique ajusté.

Dans bassin distal (domaine D dans la segmentation proposée au chapitre III), nous ne voyons pas de réflecteurs associés au toit de croûte océanique sur l'image migrée en profondeur (tout comme nous n'observons que peu de réflectivité sous les niveaux messiniens). De plus, le toit de croûte est situé à la même profondeur que le multiple du fond de l'eau, qui bien que très largement atténué, présente des reliquats visibles dans le bassin distal. Une reprise du travail visant à débarrasser les données des multiples serait à envisager ici pour en améliorer l'imagerie. Par exemple, la correction en profondeur du modèle de vitesse guidée par les résultats et les interprétations réalisées lors de ce travail de thèse permettrait potentiellement l'obtention d'un meilleur modèle de vitesse et donc de mieux distinguer les réflecteurs profonds et le toit de socle dans les différents domaines. Cela amènerait à une interprétation plus avancée du profil MCS et à l'apport de nouvelles contraintes.

IV.2. Le modèle gravimétrique issu du modèle de vitesse mixte

Le modèle gravimétrique issu de la conversion en densité du modèle de vitesse mixte V_{14-OBS} et ajusté afin de correspondre aux anomalies gravimétriques à air libre observées est présenté à la Figure IV.3. Ce modèle n'est pas très différent de celui ajusté et basé sur le modèle de vitesse issu de la tomographie conjointes des ondes réfractées et réfléchies. Cela est cohérent car les deux modèles de vitesse sont identiques à partir de 4,6 km de profondeur (voir chapitre II.1.2.5.e). Nous pouvons supposer que la partie sédimentaire est mieux contrainte par le modèle mixte mais ce dernier est plus lisse, pour des raisons requises par le tracé de rai sur lequel est basé la PSDM. Il ne couvre en outre pas l'ensemble du profil (le modèle tomographique ayant une emprise plus large).

Nous remarquons que les ajustements nécessaires pour ajuster ce modèle sont similaires à ceux effectués à partir du modèle tomographique : des corps plus denses sont nécessaires sous le Moho et dans la partie distale du modèle (au-delà de de 90 km). Cela confirme que les corps situés sous la réflexion du Moho sont denses (supérieures à 2.9) indiquant des roches d'origine mantellique faiblement serpentinisées (inférieure à 40 % de serpentinite selon la correspondance de Mével (2003) à partir des données de Miller et Christensen (1997)). Les densités ajustées dans la partie distale du modèle ont des densités supérieures à la croûte continentale retrouvées dans la partie proximale de la marge et peuvent correspondre à des densités des roches ignées. Cela semble confirmer l'hypothèse d'une croûte océanique fine formulée au chapitre III.

Nous remarquons aussi qu'un contraste latéral de densité est nécessaire pour expliquer la diminution de l'AAL à 90 km. Ce contraste est représenté par des valeurs de densité plus faibles sous le *rolling hinge* de l'*oceanic core complex* que sous le Moho plus proximal. Nous pouvons faire l'hypothèse que cela reflète une possible serpentinisation du manteau océanique exhumé par la faille de détachement, associée à la percolation de l'eau en profondeur, ce qui n'est pas le cas dans le domaine proximal du manteau exhumé, comme nous l'avons vu.

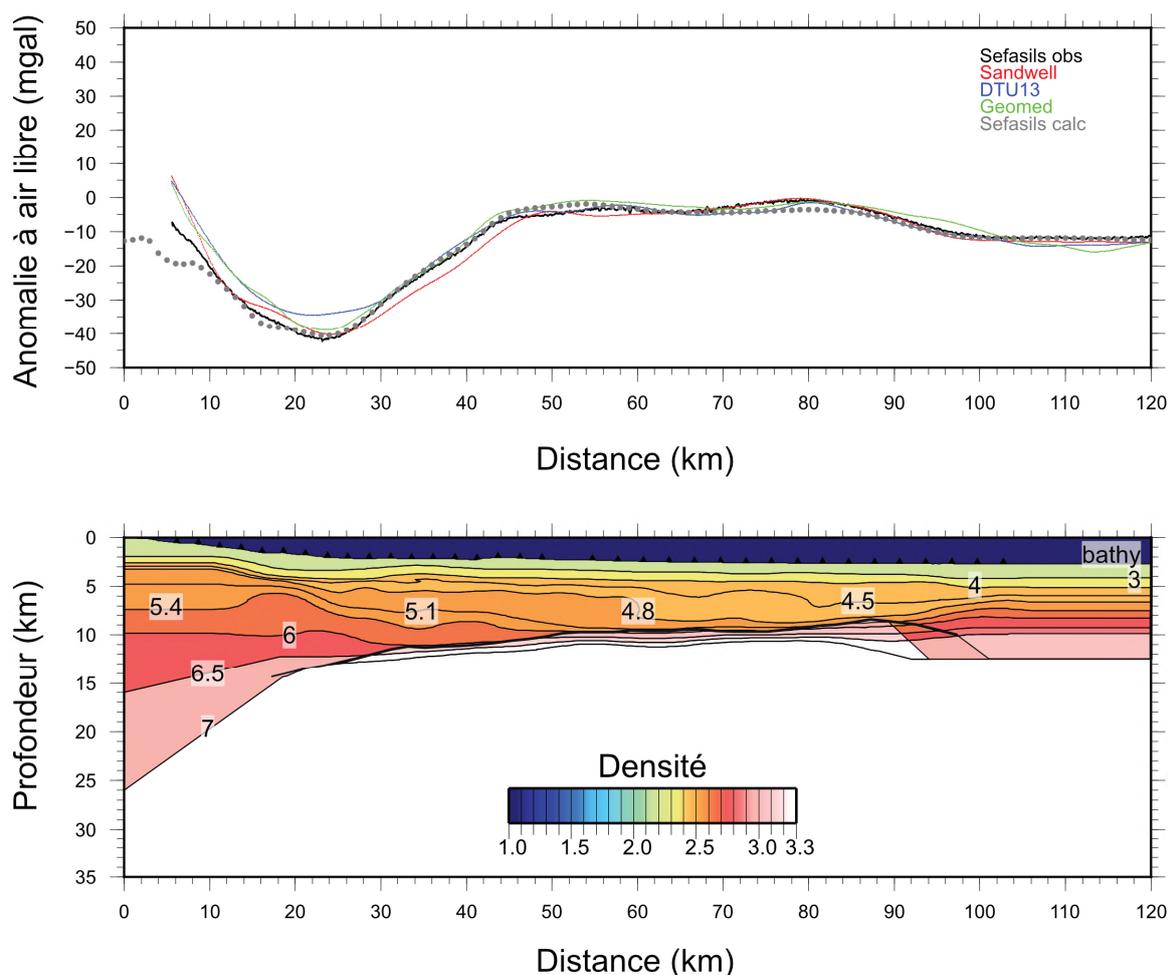


Figure IV.3 : Modélisation gravimétrique ajustée au données AAL basée sur le modèle de vitesse mixte. Les interfaces sont issues des iso-vitesses du modèle mixte et leurs valeurs sont indiquées sur les courbes, la couleur fait référence à la densité (échelle indiquée).

IV.3. Lien avec la sismicité régionale

IV.3.1. Une sismicité modérée mais continue dans le temps

Les Alpes du Sud-Ouest et le bassin Ligure connaissent des séismes de magnitudes faibles à modérées (855 séismes de magnitude inférieure à 3.7 enregistrés dans le bassin Ligure et les Alpes Maritimes en 2022, d'après le catalogue régional SismoAzur). Nombre de ces séismes ont été localisés dans le bassin Ligure, qui est depuis longtemps identifié comme le siège d'une activité microsismique importante (Baroux *et al.*, 2001 ; Bethoux *et al.*, 1992 ; Larroque *et al.*, 2011) ainsi que celui des événements les plus forts connus dans la sismicité instrumentale et historique. Deux évènements majeurs sont en effet documentés dans le bassin : les séismes de 1887, de magnitude

estimée 6.5-6.8 (Ferrari, 1991 ; Ioualalen *et al.*, 2014 ; Larroque *et al.*, 2012 ; Manchuel *et al.*, 2017) et 1963, Mw 6.0 (Bakun et Scotti, 2006). Larroque *et al.* (2012) ont déterminé, à partir des bases de données macrosismiques et de la modélisation du tsunami induit que le séisme de 1887 (*Ligurian earthquake*) serait la conséquence de l'activation d'une faille chevauchante de direction N55°E à pendage 16° vers le nord (avec une profondeur hypocentrale de 15 km). Ce chevauchement serait peut-être relié au réseau de failles reconnus en pied de pente par l'imagerie bathymétrique (*LFS, Ligurian Fault System*, Larroque *et al.*, 2009, 2012). Bien que depuis, la région n'a pas connu d'autres forts séismes, une nouvelle zone sismiquement active a été détectée dans le sud du bassin Ligure à l'Ouest de la Corse (Figure IV.4) à la limite sud du domaine océanique délimité par Rollet *et al.* (2002) (Larroque *et al.*, 2016). L'activité associée a débuté en février 2011, avec un séisme préliminaire de M_L 4.0 suivi du séisme principal (M_L 5.3) localisé à 10 km de profondeur et s'est continuée avec de nombreuses répliques. Les mécanismes focaux, déterminés par inversion de formes d'ondes et par les premières arrivées, sont inverses avec un plan orienté NE-SO. C'est la première fois qu'un mouvement inverse est déterminé dans le sud du bassin (Larroque *et al.*, 2016). L'analyse récente de Thorwart *et al.* (2021) à partir de 24 OBS laissés 8 mois (partie marine du réseau AlpArray) a permis de mettre en évidence la microsismicité présente au centre du bassin Ligure et notamment deux clusters localisés entre 10 et 16 km de profondeur. Les mécanismes focaux déduits lors de cette étude indiquent aussi un régime compressif, que Thorwart *et al.* (2021) attribuent à la réactivation des structures liées à la mise en place du bassin.

IV.3.2. Problème de localisation dans le bassin Ligure

La localisation des séismes repose sur le principe de triangulation. Il s'agit d'inverser les temps d'arrivées des ondes et/ou les formes d'ondes afin de déterminer la localisation mais aussi la magnitude et, pour les événements importants, le mécanisme au foyer. Pour ce faire, l'hypothèse d'un modèle de vitesse 1D moyen simple est postulée, ce qui peut être compensé par une bonne couverture azimutale de l'événement par les stations. Ainsi, les régions hétérogènes présentant des variations de vitesses latérales importantes, comme la jonction entre la chaîne Alpine et le bassin Ligure, sont des zones où la localisation des séismes est moins bien contrainte. De plus, la précision de la localisation augmente avec le nombre de stations et avec leur répartition azimutale homogène autour et proche du foyer. De par la géographie du bassin, les séismes ayant lieu dans le domaine marin sont d'autant moins bien contraints qu'il n'y a que peu de stations proches au sud, toutes localisées en Corse. La couverture azimutale des événements enregistrés est donc faible et la distance à l'épicentre est grande.

De fait, la localisation des séismes en mer Ligure est imprécise et varie entre les différents catalogues disponibles. De nombreux catalogues et bases de données (bdd) différentes existent pour cette région, entre la France et l'Italie :

- SiHex qui compile la sismicité dans l'hexagone via Résif (Réseau sismologique et géodésique français) (Cara et al., 2015). Cette bdd est complète mais se limite aux évènements dans le périmètre français ;
- Du LDG-CEA (Laboratoire de Détection et de Géophysique du Centre aux Énergies Alternatives), qui compile les données de 1996 à 2019 (e.g. Duverger *et al.*, 2021) ;
- De SismoAzur du laboratoire Géoazur (<https://sismoazur.oca.eu/#/>) ;
- Du RSNI (*Regional Seismic Northwestern Italy*) qui compile le catalogue d'évènements dans le périmètre italien.

Béthoux *et al.* (2016) ont aussi compilé une base de données avec des relocalisations de séismes plus précises, via l'utilisation d'un modèle de vitesse 3D de la région (du Sud de l'Argentera à la Corse et d'Hyères jusqu'à 50 km à l'Est de Gênes). Les séismes relocalisés lors de cette étude sont ceux enregistrés de 2005 à 2009 inclus, ainsi que les évènements enregistrés d'octobre 2000 à décembre 2001 ; ajouté à cela, les évènements de magnitudes supérieures à 3 de 2002 à 2004 et de 2011 (pour inclure l'essai au large de Corse). D'autres travaux sont en cours pour une localisation plus fine des évènements au sud des Alpes, à la jonction avec la marge Ligure (Jacquemon *et al.*, in prep).

Dans notre zone d'étude, nous avons choisi d'utiliser le catalogue du LDG-CEA, car il couvre la plus grande zone (Figure IV.4), contrairement au catalogue SI-Hex qui ne s'étend que jusqu'à 20 km au-delà de la frontière française. Le catalogue couvre les évènements de 1996 à 2019, pour lesquels la détection d'évènements est optimale (Larroque *et al.*, 2021). Les localisations ont été déterminées en fonction des pointés manuels d'ondes P et S, en utilisant un modèle de vitesse 1D (Duverger *et al.*, 2021). Par ailleurs, nous nous appuyons aussi sur le catalogue de Béthoux *et al.* (2016), qui permet une relocalisation en mer supposée plus précise (de par l'utilisation d'un modèle de vitesse d'onde P 3D) mais qui est riche de beaucoup moins d'évènements (Figure IV.4).

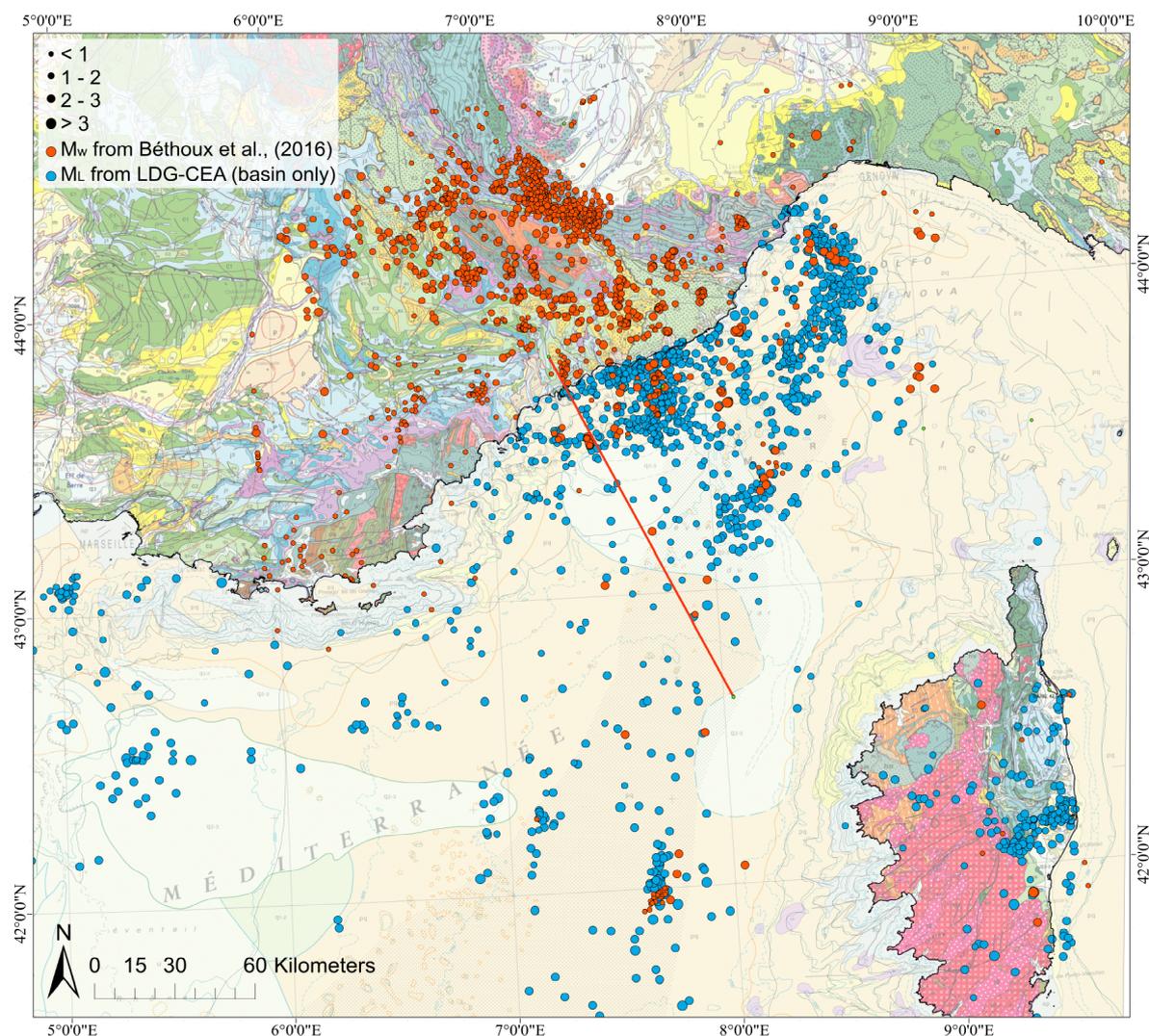


Figure IV.4 : Localisation des séismes des catalogues de Béthoux *et al.* (2016), en orange, et du LDG-CEA (1996-2019), uniquement dans le bassin Ligurien et en Corse, en bleu. Le profil SEFASILS est représenté par le trait rouge. Le fond de carte est la carte géologique de France au 1/1000000 (Chantraine *et al.*, 2003).

Nous pouvons distinguer deux zones avec des sismicités contrastées dans le bassin, la partie nord plus active et la partie sud, où les événements sont rares (Figure IV.4). Dans la partie nord, les séismes se focalisent au pied de la marge, présentant un alignement N50 - N60. La plupart des foyers ont une gamme de profondeur allant de 3 à 15 km (Larroque *et al.*, 2021). Les mécanismes aux foyers calculés pour certains de ces séismes sont principalement inverses et décrochants (Figure IV.5 ; e.g. Bethoux *et al.*, 1998 ; Larroque *et al.*, 2009). Les plans nodaux associés sont regroupés en deux groupes : N20-40°E et N110-130°E (e.g. Bethoux *et al.*, 1992). Ces directions correspondent à la direction générale de la marge et des failles normales majeures ainsi qu'à celle des failles transformantes impliquées dans le rifting Oligo-Miocène (e.g. Rehault *et al.*, 1984 ; Rollet *et al.*, 2002). D'autres séismes sont localisés dans le bassin avec des magnitudes inférieures à 3 et des profondeurs allant jusqu'à 20 km (Béthoux *et al.*, 2008).

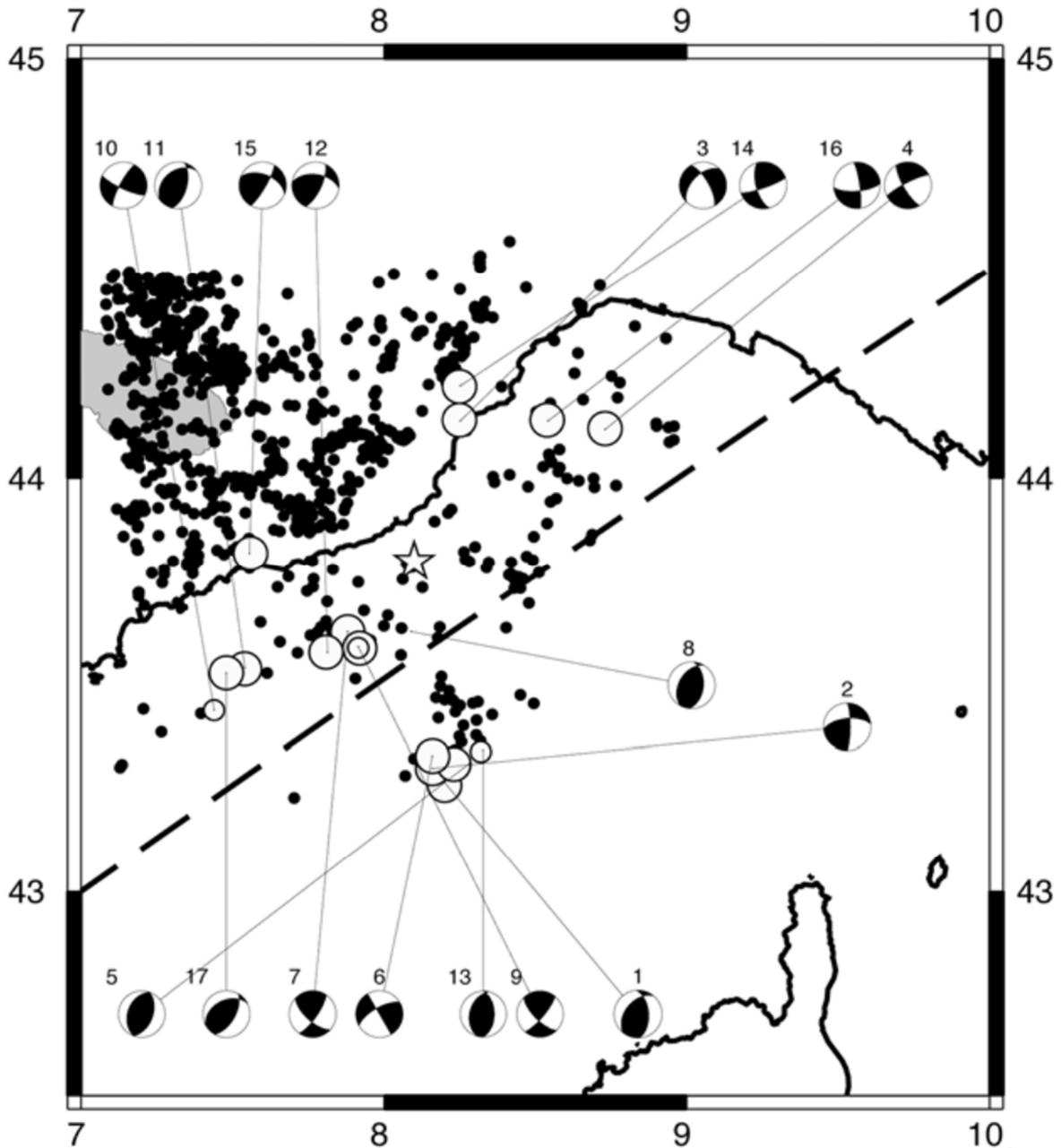


Figure IV.5 : Mécanismes au foyers déduits des événements enregistrés dans le nord du bassin Ligure (Béthoux *et al.*, 2008).

IV.3.3. Relation des séismes par rapport aux structures

IV.3.3.1. Distribution en coupe le long du profil SEFASILS

La distribution des séismes du catalogue du LDG-CEA projetés (avec une emprise latérale de 15 km) sur le profil SEFASILS (Figure IV.6) ne permet pas de mettre en évidence de structure particulière. On y constate en particulier un fort biais des hypocentres, avec une clusterisation

d'événements à des profondeurs particulières, imposées dans les procédures de localisation. Cependant, il est à noter que l'activité se limite principalement à la marge et donc aux domaines de croûte continentale (domaines A et B). Ces séismes semblent affecter la partie supérieure comme inférieure de la croûte. Dans la partie supérieure, ils pourraient correspondre à la réactivation en compression des deux failles normales liées au rifting, ce que Morelli *et al.* (2022) suggèrent à l'est d'Imperia et dans le Golfe de Gênes. Cependant, Sage *et al.* (2011) n'observent pas de déformations liées à la réactivation en compression des failles normales sur les profils sismiques hautes résolutions sur la marge (entre Monaco et Cannes). De plus, les marqueurs messiniens au niveau du promontoire d'Imperia indiquent un soulèvement du compartiment nord de la marge (Sage *et al.*, 2014), ce qui n'est pas cohérent avec la réactivation des failles normales à pendage vers le sud, qui entraînerait un soulèvement du compartiment sud.

La quantité de séismes diminue drastiquement à partir du domaine de manteau exhumé. Certains sont visibles dans la partie très supérieure du manteau ; ils pourraient souligner le détachement à ce niveau. Le manteau proche de la surface perd en température et donc devient plus cassant (Sandiford, 1999). Ce constat est également observé dans la partie supérieure du manteau exhumé du Golfe de Cadiz (Grevemeyer *et al.*, 2016). Cela semble confirmé par le rapport V_p/V_s de 1,72 déterminé par Thorwart *et al.* (2021) dans le centre du bassin Liguro-Provençal indiquant aussi un manteau supérieur rigide. Nous pouvons faire l'hypothèse qu'avec la reprise en compression du système, cette zone de faiblesse localisée à la surface d'exhumation du manteau pourrait accommoder de la déformation dans le domaine cassant.

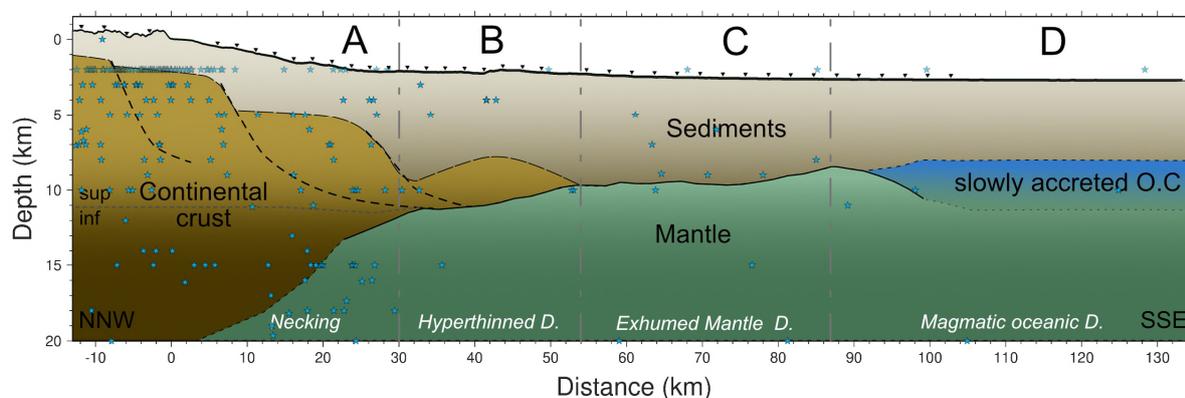


Figure IV.6 : Projection des séismes du catalogue du LDG-CEA (en bleu) localisé dans le bassin sur le profil SEFASILS interprété. Les séismes ayant une profondeur par défaut à 2 km (95 évènements) sont atténués pour plus de lisibilité.

La projection des séismes relocalisés plus précisément par Béthoux *et al.*, (2016) et L. Jacquemond (comm. pers.) sur le profil SEFASILS est présentée sur la Figure IV.7. Il y a peu d'événements mais nous pouvons identifier quelques tendances :

- Les séismes peu profonds se localisent sur la marge et semblent illuminer une faille à pendage sud qui pourrait être une faille normale liée au rifting, bien que située quelques kilomètres à terre. Cependant, les failles dans le bassin ne semblent pas être réactivées (Sage *et al.* 2011 ; Larroque *et al.* 2011) ;

- Un groupe de séismes profonds (au-delà de 10 km) vers la terminaison distale du domaine A (20 km de la côte) se situe dans le manteau supérieur et s’aligne bien avec la réflexion liée avec ce que nous interprétons comme le détachement le long duquel le manteau a été exhumé lors du rifting (chapitre III) ;
- Il y a très peu de séismes dans les domaines B, C et D (4 événements au total). Ils sont éloignés les uns des autres, ne montrent pas de liens apparents avec les structures reconstruites ici et sont profonds (~15 km pour celui du domaine B et au-delà de 18 km pour ceux des domaines C et D).

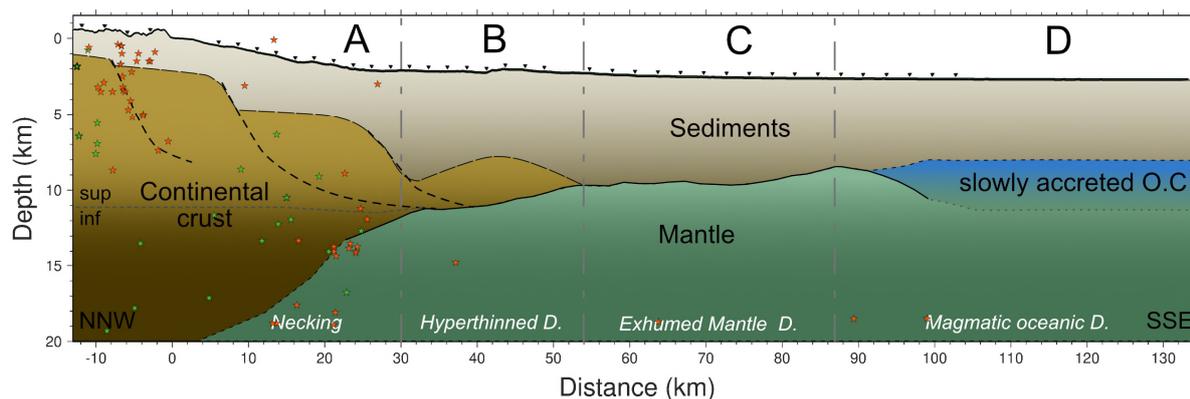


Figure IV.7: Localisation des séismes de Béthoux et al., (2016 ; étoiles orange) et de Laetitia Jacquemond (communication personnelle ; étoiles vertes) par rapport au profil SEFASILS interprété. La faille listrique représentée avant le trait de côte est hypothétique et a été déduite de l’alignement des séismes.

IV.3.3.2. Distribution en carte

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence une zone de manteau exhumé sur le profil SEFASILS grâce à l’inversion tomographique des temps de première arrivée et de réflexion au Moho. Ce domaine exhumé est aussi retrouvé plus au sud, dans la partie sud-ouest du profil Lobster (Dannowski et al., 2020). Au vu des correspondances avec les anomalies gravimétriques de grandes longueurs d’ondes, nous avons proposé que le domaine de manteau exhumé pouvait s’extrapoler aux zones présentant une anomalie proche du zéro dans le bassin (Figure IV.8). Par analogie, nous avons aussi extrapolé les limites du domaine de croûte océanique magmatique marquée par un plateau dans les valeurs d’anomalie gravimétrique (Figure IV.8).

La distribution des séismes sur la carte d’anomalie gravimétrique interprétée (Figure IV.8) met en avant quelques points intéressants :

- L’alignement de séisme au centre du bassin Ligure d’orientation N30° semble s’arrêter au niveau du domaine de manteau exhumé proposé. En effet, la quantité d’événements diminue considérablement vers le sud-ouest au voisinage de cette limite. Cette observation est aussi valable pour le domaine interprété comme océanique partiellement magmatique ;
- La répartition des séismes dans le domaine du manteau exhumé semble plus diffuse, à l’exception de l’alignement de séismes au large de la Corse, d’orientation N10.

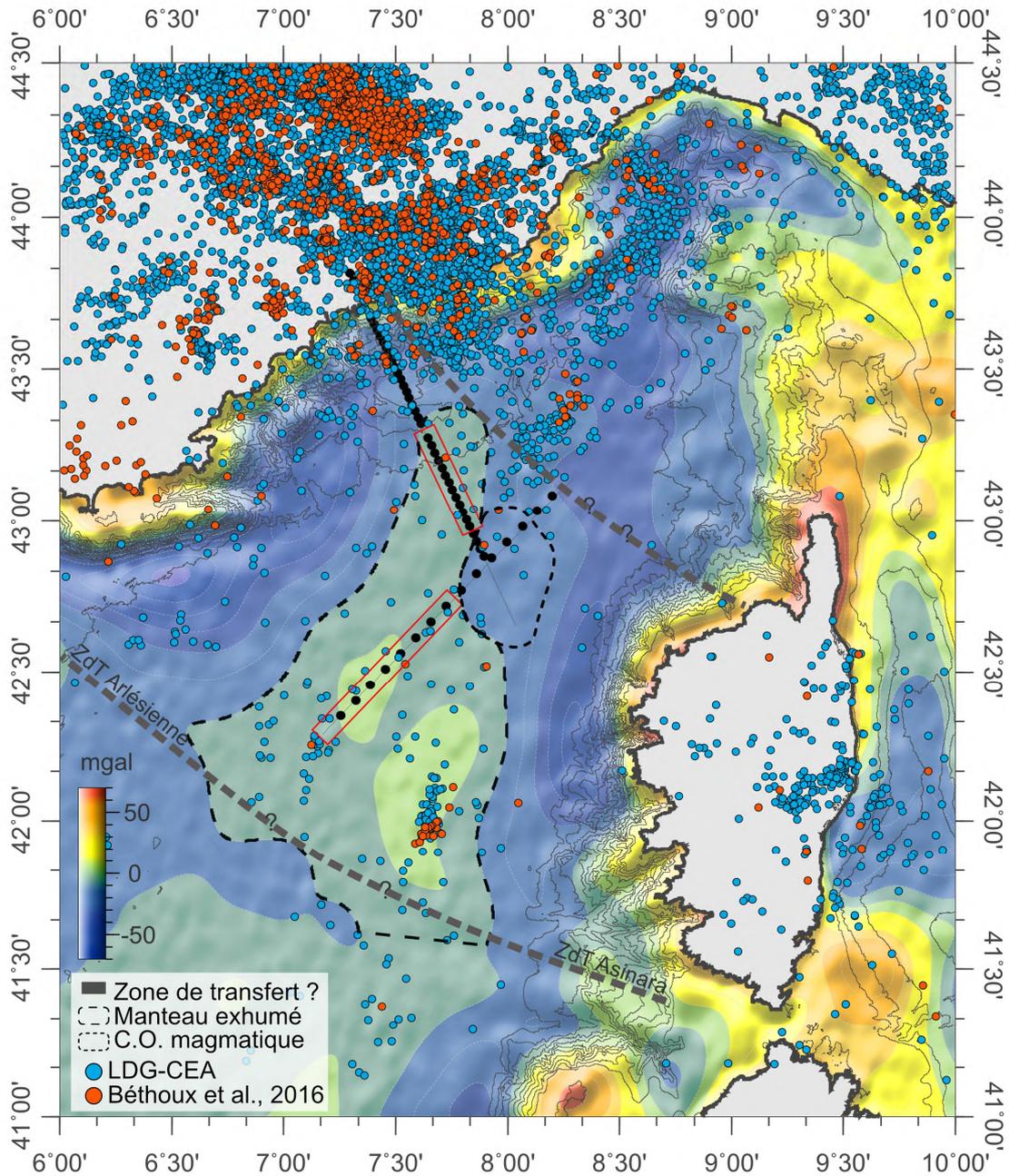


Figure IV.8 : Localisation des séismes (LDG-CEA et Béthoux et al., 2016) par rapport à la carte des grandes longueurs d'ondes d'anomalie gravimétrique à l'air libre de Sandwell et al. (2014). Les délimitations extrapolées des domaines de manteau exhumé et de croûte océanique partiellement magmatique sont indiquées en tiretés noirs, longs et courts respectivement. Les rectangles rouges localisent les domaines de manteau exhumé observés sur les profils LOBSTER (Dannowski et al., 2020) et SEFASILS.

Ces observations amènent à supposer la possibilité d'une zone de transfert séparant les domaines de manteau exhumé et de croûte océanique partiellement magmatique de ce qui pourrait être de la croûte continentale amincie plus au nord, vers le golfe de Gênes (Figure IV.8). Cela expliquerait la diminution marquée du nombre de séismes enregistrés jusque dans le centre du bassin au sud de cette limite. Cette observation peut aussi résulter d'un biais d'éloignement des évènements par rapport aux stations qui amènerait à une répartition faussée des séismes de petites

magnitudes, enregistrés par les stations côtières près de la marge et non plus dans le bassin, là où celui-ci s'élargit. Cependant, la Figure IV.8 montre que cette observation est aussi valable pour les séismes avec de magnitudes supérieures à 3, dont la distribution montre qu'ils peuvent être enregistrés loin des zones côtières, à grandes distances des stations. Le contraste observé dans la répartition de la sismicité semble donc bien réel. Cela est encore appuyé par l'observation des mécanismes aux foyers transpressifs, avec un plan orienté N120-130, le long du linéament proposé pour cette faille de transfert (Figure IV.5 ; Bethoux *et al.*, 1992 ; Béthoux *et al.*, 2008). La limite d'orientation N130 se prolongeant jusque vers Monaco, marquée par la différence de répartition des séismes de part et d'autre, pourrait donc souligner une zone de transfert (Figure IV.7 et Figure IV.8). Cette même zone de transfert a également été avancée par Sage *et al.* (2011) et Rollet (1999), avec une prolongation proposée au large de la Corse par Rollet (1999), sur la base de profils MCS et de la carte d'anomalies magnétiques.

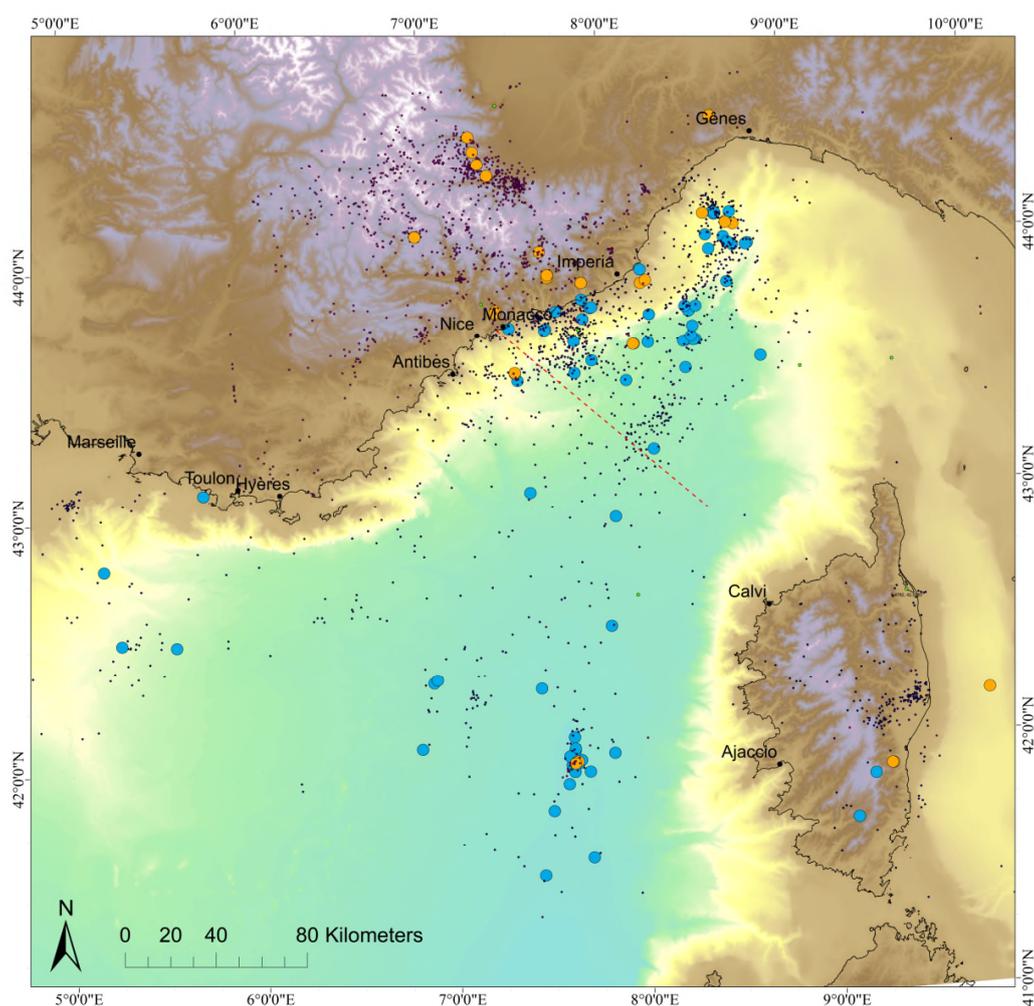


Figure IV.9 : Localisation des séismes de magnitude supérieure à 3 (bleu, LDG-CEA ; orange, Béthoux *et al.*, 2016). Les autres événements, de magnitudes inférieures à ce seuil, sont représentés par des points. La limite N130 marquant la diminution des séismes est représentée approximativement par le trait rouge tireté.

Nous remarquons aussi sur la Figure IV.9, que le nombre d'événements diminue encore (jusqu'à disparition quasi-complète de l'activité) dans le centre du bassin plus au sud, à la limite avec le

bassin provençal, sous une ligne allant de Marseille à Bonifacio. Cette observation est en accord avec la limite sud du domaine de manteau exhumé proposé à partir du proxy gravimétrique (Figure IV.8). Il pourrait être lié à un changement de nature du socle : d'un côté du manteau exhumé et de l'autre, au sud, un domaine de croûte océanique magmatique proposé par de nombreux auteurs au large du Golfe du Lion (e.g. Gailler *et al.*, 2009) et rendu vraisemblable par les estimations de taux d'ouverture au Miocène dans le Golfe du Lion (jusqu'à 9 cm/an, Gattacceca *et al.*, 2007). Cette séparation est coïncidente, dans sa localisation et sa direction, avec la faille de transfert de l'Arlésienne (Figure IV.8, e.g. Mauffret et Gorini, 1996), qui limite le Golfe du Lion de la Provence, et celle d'Asinara qui se situe dans la prolongation de l'Arlésienne entre la Corse et la Sardaigne (Figure IV.8, e.g. Auzende *et al.*, 1973 ; Rehault *et al.*, 1984). Nous pouvons également remarquer que les séismes répertoriés dans le Golfe du Lion (Figure IV.4 et Figure IV.9) sont localisés dans le domaine de croûte inférieure et manteau exhumé interprétés par Jolivet *et al.* (2015).

Les deux zones de transfert (ZdT) précédemment évoquées, limitant au nord comme au sud le domaine du manteau exhumé (Figure IV.8), ont accommodé un mouvement essentiellement décrochant lors de la rotation Oligo-Miocène du bloc Corso-Sarde. De par leur distance respective au pôle de rotation, la ZdT Arlésienne-Asinara (au sud) a dû accommoder un mouvement plus rapide que celle au nord.

La répartition des domaines extrapolés par l'étude de la carte d'anomalie gravimétrique de grande longueur d'onde semble également correspondre aux zones de transfert supposées par de nombreux auteurs.

L'étude conjointe de la distribution des séismes et des anomalies gravimétriques précédemment interprétées semble corroborer nos hypothèses sur la répartition des différents domaines du bassin Ligure et apporter des éléments nouveaux en soulignant l'emplacement vraisemblable de zones de transfert. Une étude plus approfondie de la relation entre les séismes et les structures mises en évidence par l'analyse des données de la campagne SEFASILS est bien entendu nécessaire. Le travail de cette thèse a permis d'apporter de nouveaux éléments importants sur la nature des domaines et des structures retrouvées dans le bassin, au moins sur le profil acquis. Ces résultats apportent des nouvelles contraintes pour mieux préciser la géométrie et la cinématique des failles actives. À cet égard, ils participent également à l'effort visant à mieux appréhender l'aléa sismique régional.

IV.4. Analyse des anomalies gravimétriques de courtes longueurs d'ondes

Sur la carte des anomalies gravimétriques de courtes longueurs d'ondes (Figure IV.10), l'alignement discontinu et étroit de valeurs négatives (bleu) dans l'axe du bassin qui sépare aussi le domaine de manteau exhumé de la croûte océanique sur notre profil (inflexion légère des courbes d'AAL à 80 km de distance à la côte, Figure IV.3) pourrait potentiellement représenter la continuité de l'axe de la dorsale. On remarque que cette division est aussi observable sur la carte des grandes longueurs d'ondes d'anomalie gravimétrique (Figure IV.8). Cependant, toujours en considérant une corrélation entre manteau exhumé et anomalie gravimétrique proche de 0 mgal, plus au sud de notre profil, de centre d'expansion ne séparerait plus le manteau exhumé d'une croûte océanique mais deux domaines de manteau exhumé relativement symétriques. La corrélation de ces anomalies gravimétriques avec les anomalies magnétiques réduites aux pôle (Rollet *et al.* 2002) n'est pas concluante. Cependant sur cette base, ainsi que sur celle de l'analyse des profils MCS, Rollet (1999) avait proposé à cet endroit un axe d'accrétion, constitué d'un alignement discontinu de volcans d'orientation N10, proche de celle que nous proposons ici (en direction et en localisation).

L'axe de la dorsale proposée est oblique à la direction d'expansion. A son intersection avec notre profil, cette direction d'expansion est \sim N155. L'axe de la dorsale est de direction N15-N25. Ainsi l'obliquité est de 50-60°. Cette obliquité est celle retrouvée dans des modélisations analogiques de formation de rift en 3D par Chemenda *et al.* (2002), qui trouvent un angle de 55-60° entre la direction d'extension et la direction des structures du rift pour une ouverture proche d'un pôle d'Euler. Ainsi, en supposant que l'axe d'expansion est similaire à celle d'extension, nous pouvons envisager que l'obliquité de la dorsale soit liée à celle héritée du rift.

De plus, grâce à des modélisations numériques sur la propagation d'un rift jusqu'au *breakup* avec un pôle d'Euler proche, Mondy *et al.* (2018) mettent en évidence l'apparition transitoire de contraintes compressives et décrochantes sur les bords du rift, à l'avant de sa propagation. De telles composantes décrochantes pourraient ici avoir contribué à l'étréoussse observée de la marge. De plus, leur étude indique qu'à partir d'un certain temps, le manteau devient moteur de la déformation par le gradient d'énergie potentielle gravitaire associé à la remontée diachrone du dôme mantellique puis asthénosphérique le long de l'axe du rift. Ainsi, même après l'arrêt de l'extension imposée aux limites du système, le rift peut continuer de se propager activement. Appliqué au cas de l'ouverture du bassin Ligure, un tel modèle pourrait contribuer à expliquer les deux phases d'océanisation, rapide puis lente, observées dans la reconstruction cinématique de Gattacceca *et al.* (2007) : un début d'ouverture rapide, lié aux contraintes extensives régionales du *rollback*, puis une phase plus lente avec l'arrêt de l'extension en domaine Ligure et son passage au domaine tyrrhénien, mais une ouverture résiduelle en mer Ligure entretenue par la remontée de manteau, avant l'arrêt complet. De même l'existence d'états compressifs transitoires sur les bords du rift, montrée par Mondy *et al.* (2018) quand la déformation associée à la remontée mantellique excède celle de l'ouverture imposée

aux frontières, pourrait être envisagée comme facteur initial contribuant à l'inversion du système suivant l'arrêt de son ouverture. La durée de cette rémanence compressive à l'arrêt de l'ouverture n'est cependant pas estimée par l'étude.

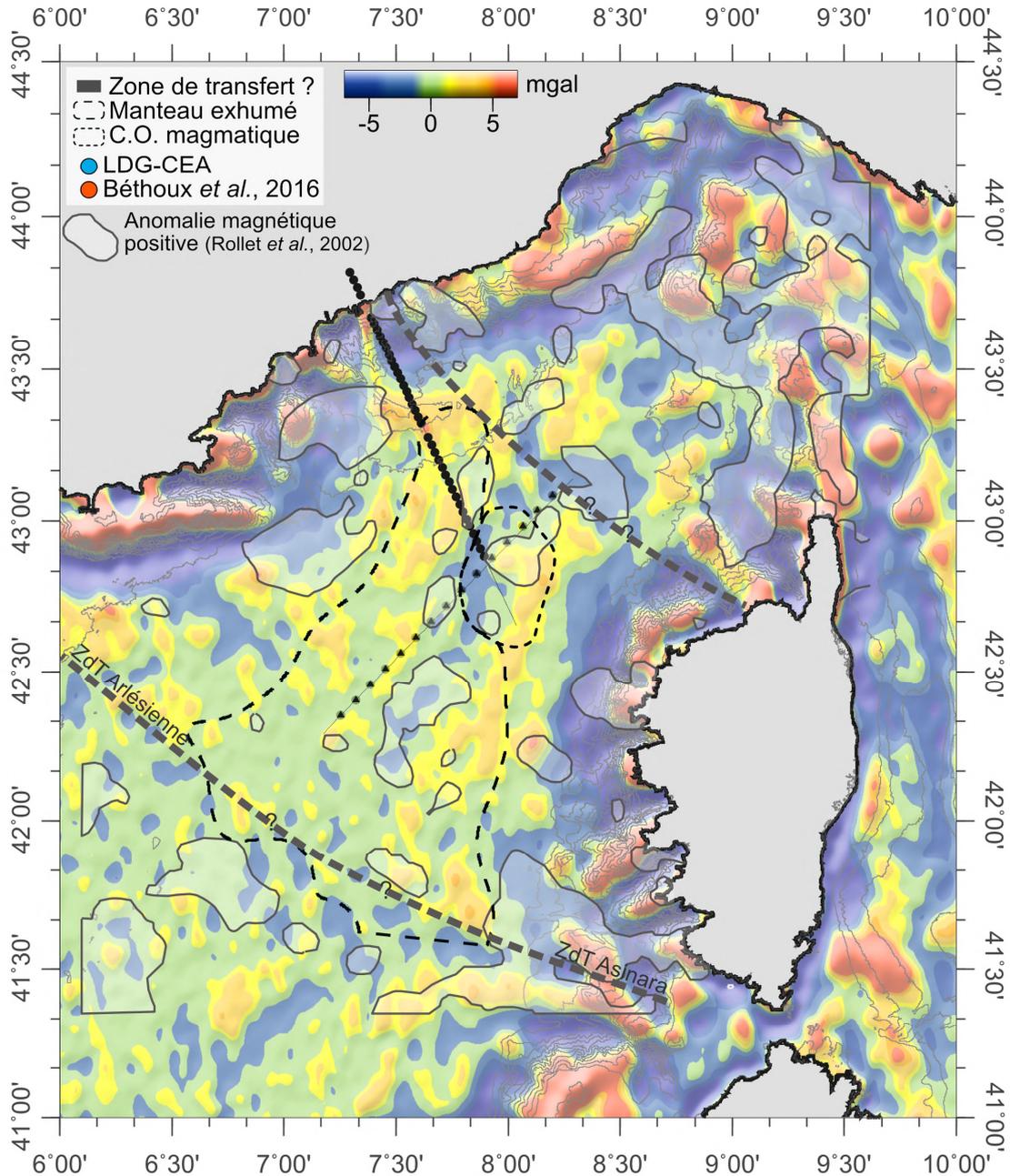


Figure IV.10 : Carte d'anomalie gravimétrique de courtes longueurs d'ondes de Sandwell et al. (2014). Les délimitations extrapolées des domaines de manteau exhumé et de croûte océanique partiellement magmatique sont indiquées en tirets noirs, longs et courts respectivement. Superposée à cette carte, les anomalies magnétiques positives réduites aux pôles par Rollet et al. (2002), représenté en blanc transparent. Les cercles noirs localisent les OBS des profils LOBSTER (Dannowski et al., 2020) et SEFASILS.

IV.5. Répartition des domaines dans le bassin Liguro-Provençal

Les nouvelles répartitions de domaines le long du profil, définies au chapitre III, ainsi que les précisions amenées dans ce chapitre sont à prendre en compte à l'échelle du bassin Liguro-Provençal. En effet, sur le profil, nous avons vu que la limite du domaine I à II (continent à transitionnel) était proche de celle entre les domaines A et B. Nous pouvons donc suggérer que la limite domaine I-domaine II, précédemment admise, est un bon proxy pour extrapoler la limite du domaine A à B sur la marge Nord et jusqu'à la zone de transfert de l'Arlésienne.

Grâce aux études similaires dans le bassin Provençal (e.g. Gailler *et al.* 2009 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Jolivet *et al.* 2015), nous pouvons relier les domaines selon leurs natures de socle. Le domaine I dans cette partie sud-ouest du bassin serait la combinaison des domaines A et B que nous identifions côté Ligure. Le domaine II serait une variante du domaine C, avec l'exhumation potentielle de la croûte continentale inférieure et/ou du manteau, sauf dans l'interprétation de Merino *et al.* (2021), qui y considèrent une croûte océanique. Le domaine III a supposément le même socle que le domaine D, un socle composé de roche magmatique océanique, sauf une fois encore pour Merino *et al.* (2021), qui proposent ici un domaine continental étiré. Il est à nuancer que dans le bassin Ligure, le domaine de manteau exhumé est, en partie, lié au domaine océanique. Ce n'est pas forcément le cas dans le bassin Provençal, où la vitesse de rotation et donc d'expansion était plus rapide (Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Gattacceca *et al.*, 2007). Dans ce bassin, le domaine de transition semble bien défini, à la différence du bassin Ligure.

Les différentes longueurs et emplacement des domaines entre le bassin Provençal et le bassin Ligure sont importantes et cela tend à souligner l'importance probable de la zone de transfert Arlésienne-Asinara.

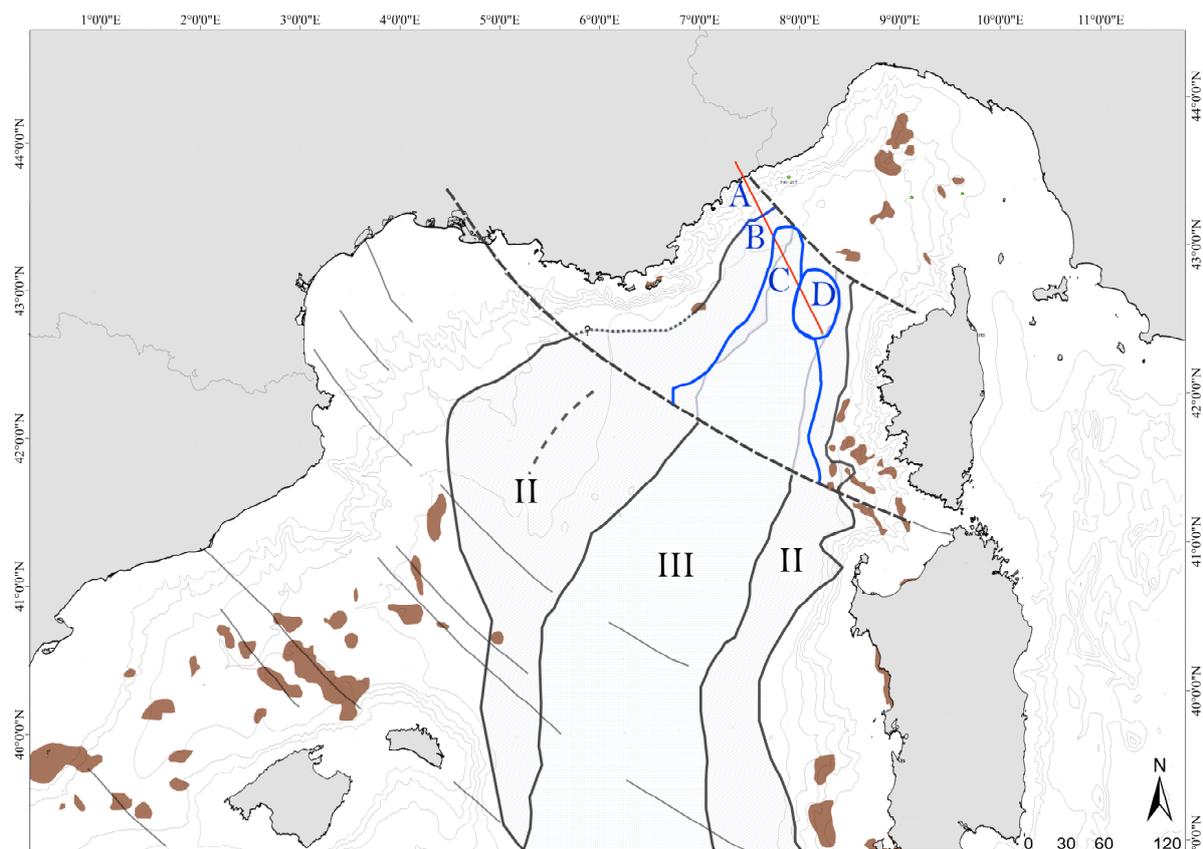


Figure IV.11 : Localisation des domaines A, B, C et D (en bleu), définis au chapitre III, et comparaison avec les domaines I, II et III reconnus dans le bassin Liguro-Provençal. Le profil SEFASILS est marqué en rouge. Les deux zones de transfert supposées dans cette étude sont représentées par les lignes grises pointillées. La ligne en pointillé dans le domaine II représente la limite présumée de la croûte continentale inférieure de Jolivet *et al.* (2015).

Résumé du chapitre IV :

L'interprétation de la migration avant sommation en profondeur des données du profil SEFA13 reposant sur le modèle de vitesse mixte nous apporte des résultats complémentaires à l'analyse du chapitre III. Sous la pente de la marge, nous pouvons observer un réflecteur marquant le toit de la croûte, cohérent avec les modèles de vitesse et de densité. Nous notons aussi la faible réflectivité des sédiments dans la partie distale du bassin, après le mur de sel, due au moins en partie aux diapirs, plus nombreux et resserrés dans cette zone. L'imagerie de la géométrie des réflecteurs sédimentaires profonds a été améliorée. Ils présentent de faibles discordances sur le bloc basculé qui pourrait s'interpréter comme des sédiments pré-rifts glissés ou bien des sédiments syn-rifts de type sag. Les plus profonds réflecteurs observés sont cohérents avec la profondeur et la géométrie globale du Moho obtenu par inversion tomographique, et nous les interprétons en tant que tel.

La modélisation gravimétrique issue du modèle de vitesse mixte confirme un domaine de manteau exhumé peu serpentinisé, excepté peut-être près de la faille de détachement du *core complex* océanique. Dans la partie distale, les densités obtenues sont cohérentes avec l'hypothèse de roches ignées de nature océanique.

Nous avons mis en relation les structures et domaines définis avec la sismicité régionale. Cette dernière est modérée mais continue dans le temps. Les mécanismes focaux déterminés sont principalement inverses et décrochants, et mettent en avant la compression actuelle subie par la marge Nord Ligure. Les séismes projetés sur le profil SEFASILS sont principalement concentrés dans le domaine continental et un groupe semblerait mettre en lumière le détachement lié à l'exhumation du manteau lors du rifting. Les séismes enregistrés dans le bassin semblent être situés dans la partie supérieure du manteau exhumé, à proximité du détachement. La répartition des séismes en carte, croisée avec les limites des domaines crustaux déterminés lors de cette étude, semble faire ressortir deux zones de transfert importantes : 1) de Monaco à l'île Rousse, séparant le domaine océanique (manteau exhumé et croûte océanique) du domaine supposé continental étiré du Golfe de Gênes ; et 2) l'Arlesienne-Asinara (Marseille – Bouches de Bonifacio), séparant le bassin Ligure du bassin Provençal.

Conclusion générale

Le **bassin Liguro-Provençal** est un **bassin arrière-arc** mis en place par le retrait du slab téthysien, entraînant la rotation du bloc Corso-Sarde. Le rifting de ce bassin à l'**Oligo-Aquitainien** prend place sur une lithosphère de nature variable et épaissie localement par les orogènes précédentes. Les nombreuses études dans le bassin ont permis de caractériser un remplissage sédimentaire important (6 à 8 km d'épaisseur), et de catégoriser trois différents domaines crustaux : **continental**, **transitionnel** et **central**. Les interprétations de la nature de la croûte sont **toujours débattues** dans les deux derniers domaines (transitionnel et central). Ce travail de thèse apporte de nouveaux résultats importants quant à la nature et la répartition des domaines crustaux dans le bassin Ligure.

En effet, l'objectif de cette thèse a été **d'explorer la structure profonde du bassin Ligure et de sa marge Nord** afin d'en préciser les modalités de formation. Le travail a reposé sur l'exploitation des données de la campagne **SEFASILS (Seismic Exploration of Faults And Structures In the Ligurian Sea)**, réalisée à l'automne 2018 à bord du N/O *Pourquoi Pas ?*. Celle-ci a mobilisé des moyens modernes de géophysique marine sur un transect de 150 km recoupant la marge et le bassin, avec un streamer sismique couvrant les offsets jusqu'à 6 km, ainsi qu'un réseau dense de 36 sismomètres de fond de mer (espacés 2,5 à 3 km) complété de 4 stations à terre. La forte épaisseur de dépôts évaporitiques messiniens reste un défi à l'observation structurale profonde mais l'exploitation conjointe des deux types de données sismiques acquises, ainsi que celle de données gravimétriques, a permis des avancées majeures dans la caractérisation des natures de socle. Les méthodologies utilisées ont inclus **l'imagerie sismique réflexion en temps et en profondeur avant sommation, la tomographie des temps d'arrivées réfractées et réfléchies au Moho et la modélisation de l'anomalie gravimétrique à l'air libre**.

L'interprétation conjointe des données MCS, en temps comme en profondeur, des modèles de vitesses tomographiques ainsi que les modèles de densité ont permis de caractériser **cinq domaines crustaux de la marge proximale au bassin distal** (Figure i) :

- 1) La croûte continentale étirée ;
- 2) La zone d'étranglement où la croûte continentale s'amincit jusqu'à 5 km d'épaisseur ;
- 3) Le domaine hyper-aminci, composé de croûte continentale supérieure de moins de 4 km d'épaisseur superposée au manteau ;
- 4) Le domaine de manteau exhumé, montrant peu, voire pas, de serpentinitisation ou d'intrusion ;
- 5) Le domaine de croûte océanique fine d'un peu plus de 3 km d'épaisseur avec une transition graduelle avec le manteau sous-jacent.

Les réflecteurs profonds sédimentaires présentent de faibles discordances sur le bloc ou boudin de croûte continentale supérieure hyper-amincie qui pourrait s'interpréter comme des sédiments pré-rifts glissés, ou bien des sédiments syn-rifts de type sag.

L'accrétion océanique dans le bassin Ligure est semblable à celle observée aux dorsales lentes, et pourrait correspondre au plancher océanique corrugué (*corrugated seafloor*) défini par Cannat *et al.* (2006). Le domaine océanique se compose d'un flanc où le manteau est exhumé grâce à une faille de détachement, mettant en place un *core complex* océanique, et de l'autre côté d'une croûte océanique magmatique fine, probablement à forte composante ultramafique. Le manteau exhumé lors de l'accrétion est adjacent au manteau exhumé lors du rifting, et ils présentent les mêmes caractéristiques géophysiques. Il est donc compliqué de définir la limite entre le domaine de transition océan-continent, défini entre la rupture de la croûte continentale et la rupture lithosphérique, et le domaine océanique issu de cette rupture (Figure i).

De plus, la vitesse de rotation liée à l'océanisation pendant le Miocène, avancée par Gattacceca *et al.* (2007), permet une ouverture correspondant à la quasi-totalité du bassin profond, ne laissant ainsi que peu de place aux structures du rifting. Nous proposons alors qu'il y aurait pu avoir une déformation synchrone des structures liées à l'amincissement de la marge et de celles de la mise en place du domaine océanique. L'axe de la dorsale océanique proposée dans ce travail est oblique et serait héritée des structures du rift, elles-mêmes obliques à la direction d'extension.

Nous avons également mis en relation les structures et les domaines déterminés avec la sismicité régionale. Cette dernière est modérée mais continue dans le temps. Les mécanismes focaux déterminés sont principalement inverses et décrochants et mettent en avant la compression actuelle subie par la marge Nord Ligure. Les séismes projetés sur le profil SEFASILS sont principalement concentrés dans le domaine continental et un groupe semblerait mettre en lumière le détachement lié à l'exhumation du manteau lors du rifting, pouvant correspondre à une zone de faiblesse potentielle. Les séismes enregistrés dans le bassin semblent se situer à proximité immédiate de la surface de détachement ayant exhumé le manteau supérieur, revenue depuis dans le domaine cassant après le refroidissement de la marge.

La répartition des séismes en carte avec les limites des domaines crustaux déterminées lors de cette étude, semble mettre en évidence deux zones de transfert importantes : 1) de Monaco à l'île Rousse, séparant le domaine océanique (manteau exhumé et croûte océanique) du domaine supposé continentale du Golfe de Gênes ; et 2) l'Arlesienne-Asinara (Marseille – Bouches de Bonifacio), séparant le bassin Ligure du bassin Provençal. Nous avons également souligné que les séismes sont principalement localisés au niveau des structures héritées du rift (dans le domaine continental sur notre profil et en carte, au nord de la zone de transfert Monaco-île Rousse, présumée en domaine rifté n'ayant pas atteint le stade d'océanisation), bien que le domaine océanique n'en soit pas exempt.

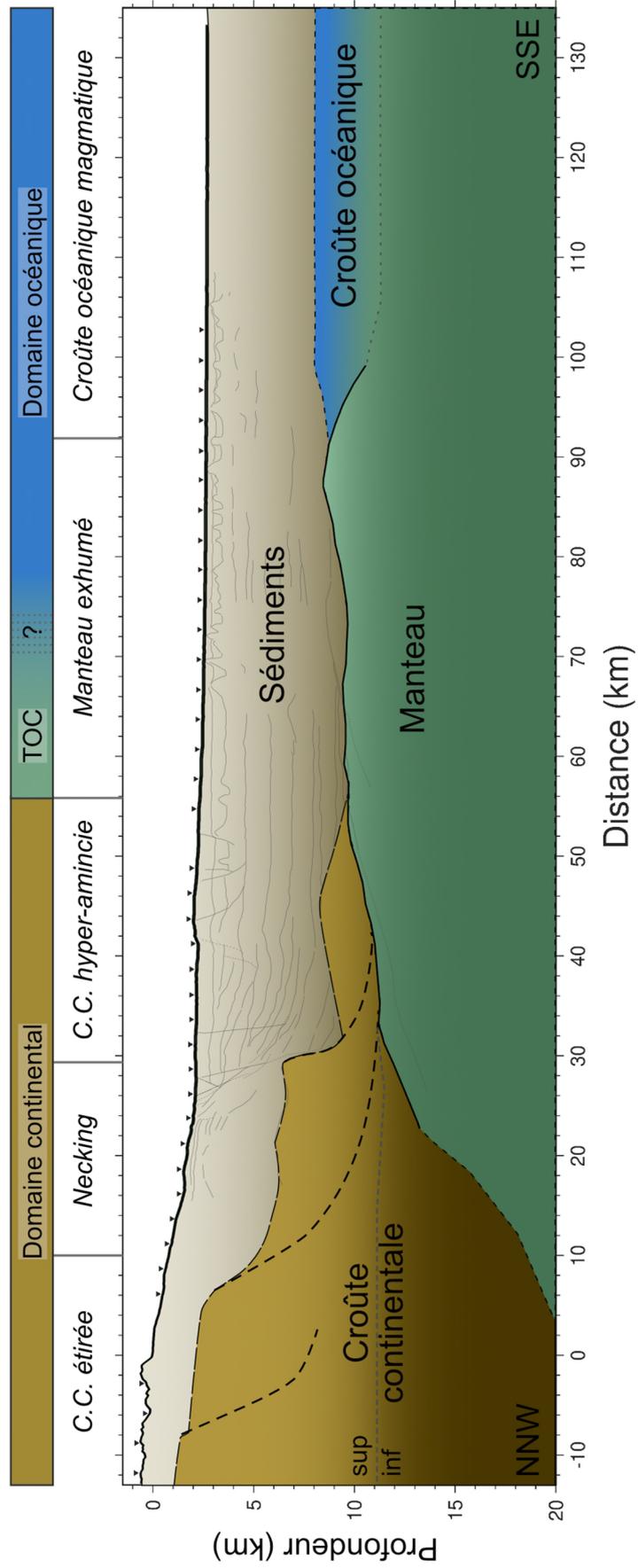


Figure i : Synthèse de la nature du socle et de domaines crustaux du bassin Ligure et de sa marge Nord.

Les perspectives pour améliorer ce travail seraient tout d'abord de poursuivre l'interprétation du profil MCS en profondeur et de corriger le modèle de vitesse mixte en profondeur. En effet, l'apport de la correction en profondeur est non négligeable, comme nous l'avons vu pour le modèle V_{14} (source MCS). De plus, nous pourrions envisager d'optimiser encore d'avantage l'apport de ces données grâce aux méthodes de traitement récemment développées comme la stéréotomographie (tomographie jointe des temps et des pentes d'événements cohérents, en domaines tirs et récepteurs communs dans les acquisitions MCS ; Sambolian *et al.*, 2019, 2021) et qui pourraient être appliquées aux données MCS et WAS pour déterminer un modèle de vitesse initial plus précis pour la PSDM. Egalement, grâce à la densité des OBS, l'application de la méthode FWI (*Full Waveform Inversion* ; e.g. Górszczyk *et al.*, 2017 ; Aghamiry *et al.*, 2021) pourrait contribuer à estimer un modèle de vitesse haute résolution de cette zone, bien que la disparité de qualité des données OBS acquises durant la campagne SEFASILS puisse constituer une difficulté majeure dans cette démarche.

L'étude de la continuité du bassin Liguro-Provençal permettrait une meilleure compréhension de l'évolution d'un rift jusqu'à l'océanisation en contexte arrière-arc. Afin de confirmer nos extrapolations des domaines crustaux en carte et de préciser leur évolution dans bassin, il serait souhaitable d'acquérir de nouveaux profils pénétrants analogues à ceux acquis durant SEFASILS : un, au moins, perpendiculaire à l'axe du bassin Ligure, de marge à marge, approximativement du massif des Maures à Ajaccio ; et d'autres parallèles à l'axe du bassin, entre le bassin Ligure et Provençal pour mettre en évidence la zone de transfert Arlésienne-Asinara et la différence de nature du plancher océanique suspectée au travers de celle-ci. Cela permettrait de mieux comprendre comment évoluent les structures de rift et d'océanisation spatialement dans le cas d'une propagation de rift puis d'ouverture océanique. D'anciens profils de sismiques réflexions sont disponibles, notamment ceux de la campagne MALIS, présents dans l'ensemble du bassin, mais ils ont déjà été interprétés avec attention par Rollet (1999) et bien que leur retraitement apporte une amélioration non négligeable, leur profondeur de pénétration n'est pas assez importante pour imager les réflecteurs profonds observés sur SEFASILS. De plus, il est important d'acquérir des profils de sismiques réfractions avec une répartition d'OBS denses car ils sont indispensables pour caractériser les domaines crustaux, notamment de manteau exhumé avec les structures d'exhumation.

Cependant, pour revenir à la question ayant motivé cette thèse, il est tout aussi important d'acquérir les profils manquants au projet initial de SEFASILS, ce qui permettrait d'investiguer les structures et domaines crustaux au nord du bassin. Ces profils, localisés jusque sur le promontoire d'Impéria, dans la zone où la sismicité est la plus intense, permettraient de mettre en lumière les structures responsables de cette activité, liée à la reprise en compression de la marge et à la réactivation éventuelle des structures héritées du rifting.

Afin d'étudier le lien terre-mer entre les Alpes du sud, qui sont en régime d'extension (e.g. Walpersdorf *et al.*, 2018) et le bassin qui s'inverse, il est également intéressant de croiser nos résultats avec d'autres résultats récents couvrant la jonction terre-mer telle que la tomographie d'ondes de

surface en bruit ambiant de Nouibat *et al.* (2022a, 2022b), aussi réalisée dans le cadre du RGF Alpes et bassins périphériques à partir des données collectées au cours de l'expérience AlpArray (Hetényi *et al.*, 2018). Notre bonne résolution d'imagerie et la vision structurale qui en découle permettent de bien calibrer localement de tels résultats, de résolution moindre mais d'emprise plus large, qui en retour, nous permettent d'extrapoler nos résultats plus loin à l'échelle du bassin. Ce travail est en cours et la comparaison des résultats obtenus par Nouibat *et al.* (2022a) sur le profil SEFASILS avec les nôtres est présentée sur la Figure ii, avec en superposition les interprétations respectives. L'iso-vitesse $V_s = 4,1$ km/s généralement utilisée comme proxy pour le Moho dans les résultats de Nouibat *et al.* (2022a) coïncide avec une excellente précision avec l'isocontour $V_p = 7,2$ km/s qui peut être utilisé de même et correspond d'assez près au Moho reconstruit à partir des PmP. Plus précisément, dans le bassin, le Moho ainsi obtenu est coïncident avec l'iso-vitesse $V_s = 3,8$ km/s dans la zone de manteau exhumé. Ainsi, ce travail de croisement peut permettre de propager l'interprétation du toit du manteau dans le bassin en utilisant dans les résultats de tomographie de Nouibat *et al.* (2022a) cette iso-vitesse légèrement inférieure à celle utilisée à terre (où elle est validée par d'autres croisements analogues de résultats).

Dans le même ordre d'idée et s'appuyant sur les données de la même expérience AlpArray de collection de données sismologiques large-bande denses sur tout l'arc alpin et son pourtour (Mer Ligure incluse), l'ANR LisAlps cherche à réaliser l'imagerie télésismique en ondes P et S de la zone instrumentée, incluant la Mer Ligure. Les premiers résultats (S. Beller, N. Mohammadi, comm. pers.) commencent à être obtenus et vont également fournir une occasion très fertile de croiser ces résultats avec nos résultats, travaux et avancées sur le domaine Ligure.

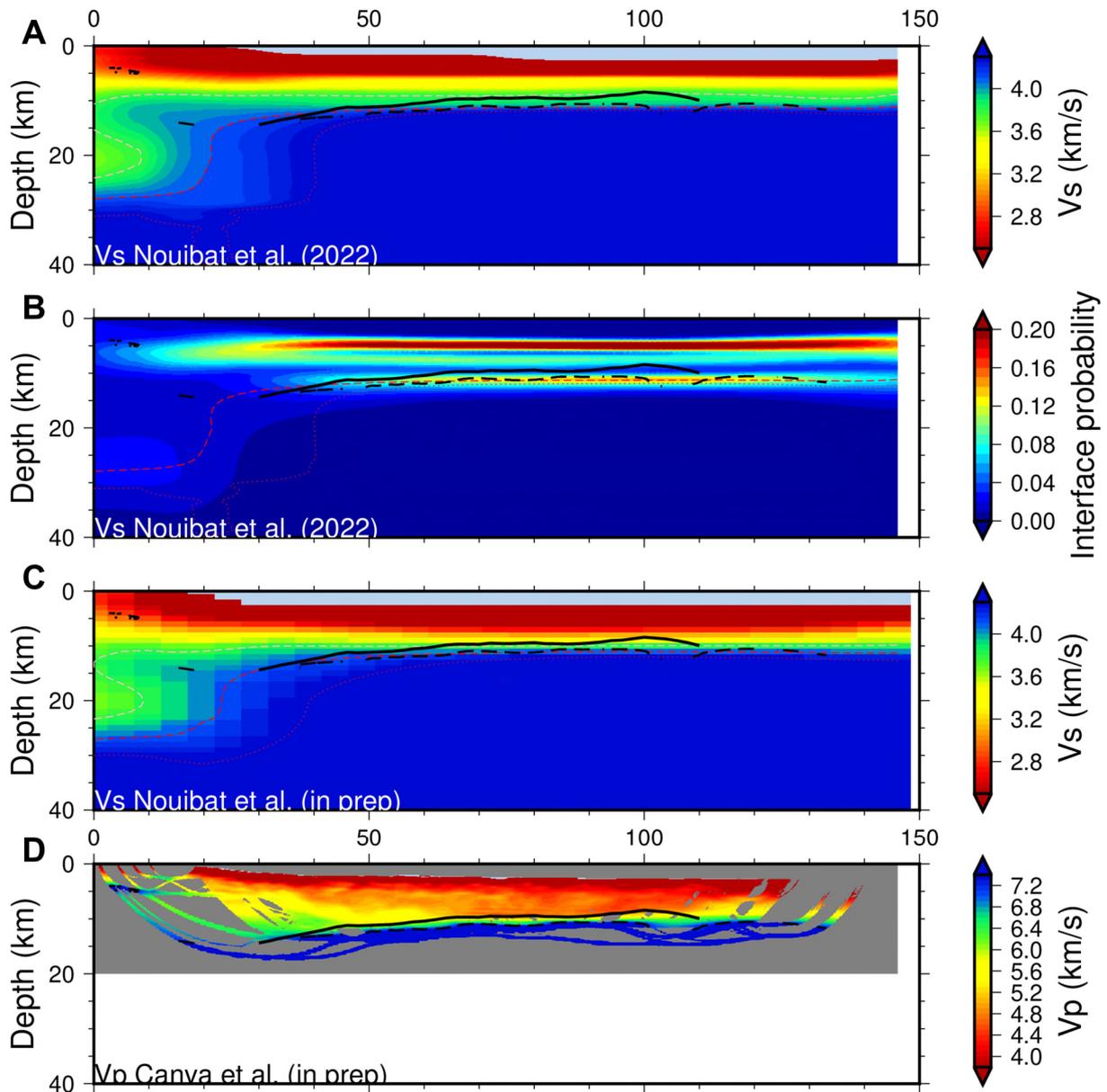


Figure ii : Comparaison des données de la tomographie d'ondes de surface en bruit ambiant de Nouibat et al. (2022a, 2022b) avec celle de la tomographie des ondes réfractées et réfléchies de SEFASILS. A) modèle Vs Nouibat et al. (2022, ANT) ; B) probabilité de présence d'une interface ; C) modèle Vs Nouibat et al. (en prép., WET) ; D) modèle Vp Canva et al. (en prép., cf. chapitre 3). Les différents proxies du Moho sont représentés. Ligne noire continue : Moho issu de des résultats obtenus sur les données de SEFASILS ; Ligne noire tirée : $V_p=7.2$ km/s, proxy utilisé par Nouibat *et al.* (2022) pour croiser ses résultats en distribution de vitesses d'ondes S avec ceux de modèles tomographiques en ondes P ; lignes tirées rouges : $V_s=3.8$ km/s, 4.1 km/s, 4.3 km/s. Figures extraites des résultats de tomographie de Nouibat et al. (2022a, 2022b) et des nôtres, représentés par A. Paul.

Références bibliographiques

A

-
- Afilhado, A., Moulin, M., Aslanian, D., Schnürle, P., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Rabineau, M., Leroux, E. et Beslier, M.-O. (2015). Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (the SARDINIA Experiment) – II. Sardinia’s Margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(4-5), 331-351. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.331>
- Aghamiry, H. S., Gholami, A. et Operto, S. (2021). On efficient frequency-domain full-waveform inversion with extended search space. *Geophysics*, 86(2), R237-R252. <https://doi.org/10.1190/geo2020-0478.1>
- Agudelo, W. (2005). Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d’Equateur-Colombie : Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI. *Thèse de doctorat*, Université Paris 6, 225p.
- Al-Yahya, K. (1989). Velocity analysis by iterative profile migration. *Geophysics*, 54(6), 718-729.
- Anderson, D. L. (1972). Internal constitution of Mars. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 77(5), 789-795. <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00789>
- Andersen, O. B., Knudsen, P., Kenyon, S., Factor, J. K. et Holmes, S. (2013). The DTU13 global marine gravity field - First evaluation, *Ocean Surface Topography Science Team Meeting*, Boulder, Colorado, 14.
- Angelier, J., Auboin, J., Bellaiche, G., Blanchet, R., de Charpal, O., Irr, F. et Le Pichon, X. (1977). Etude par submersible des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez. *Comptes rendus Académie des sciences de Paris*, 284(17), 1631-1634.
- Angrand, P. et Mouthereau, F. (2021). Evolution of the Alpine orogenic belts in the Western Mediterranean region as resolved by the kinematics of the Europe-Africa diffuse plate boundary. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 192(1), 42.
- Angrand, P., Mouthereau, F., Masini, E. et Asti, R. (2020). A reconstruction of Iberia accounting for Western Tethys–North atlantic kinematics since the Late-Permian–Triassic. *Solid Earth*, 11(4), 1313-1332. <https://doi.org/10.5194/se-11-1313-2020>
- Asti, R., Lagabrielle, Y., Fourcade, S., Corre, B. et Monié, P. (2019). How Do Continents Deform During Mantle Exhumation? Insights from the Northern Iberia Inverted Paleopassive Margin, Western Pyrenees (France). *Tectonics*, 38(5), 1666-1693. <https://doi.org/10.1029/2018TC005428>
- Auzende, J. M., Bonnin, J. et Olivet, J.-L. (1973). The origin of the western Mediterranean basin. *Journal of the Geological Society*, 129(6), 607-620. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.6.0607>

B

-
- Bakun, W. H. et Scotti, O. (2006). Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. *Geophysical Journal International*, 164(3), 596-610. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02808.x>
- Balansa, J., Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Philip, J. et Caritg, S. (2022). Structural evolution of the superimposed provençal and subalpine fold-thrust belts (SE France). *Earth-Science Reviews*, 227, 103972. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103972>

- Barbier, F., Duvergé, J. et Le Pichon, X. (1986). Structure Profonde de La Marge Nord-Gascogne. Implications Sur Le Mécanisme de Rifting et de Formation de La Marge Continentale. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 10(1), 105-121.
- Baroux, E., Béthoux, N. et Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 145(2), 336-348. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01362.x>
- Barzaghi, R., Carrion, D., Vergos, G. S., Tziavos, I. N., Grigoriadis, V. N., Natsiopoulos, D. A., Bruinsma, S., Reinquin, F., Seoane, L., Bonvalot, S., Lequentrec-Lalancette, M. F., Salaün, C., Andersen, O., Knudsen, P., Abulaitijiang, A. et Rio, M. H. (2018). GEOMED2: High-Resolution Geoid of the Mediterranean. Dans J. T. Freymueller et L. Sánchez (dir.), *International Symposium on Advancing Geodesy in a Changing World* (vol. 149, p. 43-49). *Springer International Publishing*. https://doi.org/10.1007/1345_2018_33
- Baudemont, D. (1985). Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale : évolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc (Var). *Thèse de doctorat*, Université Louis Pasteur, 211 p.
- Bayer, R., Le Mouel, J. L. et Le Pichon, X. (1973). Magnetic Anomaly Pattern in the Western Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 168-176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90111-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90111-8)
- Bellaïche, G., Irr, F. et Labarbarie, M. (1976). Découverte de Sédiments Marins Finis Oligocènes-Aquitaniens Au Large Du Massif de Maures (Canyon Des Stoechades). *Comptes rendus Académie des sciences de Paris*, (283), 319-322.
- Bellon, H. (1981). Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 MA (p. 341-360). *Consiglio nazionale delle ricerche. International conference*.
- Benson, R. H., Rakic-El Bied, K. et Bonaduce, G. (1991). An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6(1), 165-192. <https://doi.org/10.1029/90PA00756>
- Bernard, P. (2021). Méthodes potentielles appliquées à la quantification de l'aimantation des premières lithosphères océaniques. *Thèse de doctorat*, Université de Strasbourg, 214 p.
- Bertrand, M. A. (1888). Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Beaume : Allure sinueuse des plis de la Provence. *Éditions Emile Colin*.
- Beslier, M.-O., Ask, M. et Boillot, G. (1993). Ocean-Continent Boundary in the Iberia Abyssal Plain from Multichannel Seismic Data. *Tectonophysics*, 218(4), 383-393. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90327-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90327-G)
- Beslier, M.-O., Comen, G. et Girardeau, J. (1996). Tectono-Metamorphic Evolution of Peridotites from the Ocean/Continent Transition of the Iberia Abyssal Plain Margin – Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149, *Ocean Drilling Program*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.149.1996>
- Beslier, M.-O., Royer, J.-Y., Girardeau, J., Hill, P. J., Boeuf, E., Buchanan, C., Chatin, F., Jacovetti, G., Moreau, A., Munsch, M., Partouche, C., Robert, U. et Thomas, S. (2004). A Wide Ocean-Continent Transition along the South-West Australian Margin: First Results of the MARGAU/MD110 Cruise. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(6), 629-641. <https://doi.org/10.2113/175.6.629>
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M. et Granet, M. (1992). A Closing Ligurian Sea? *Pure and applied geophysics*, 139(2), 179-194. <https://doi.org/10.1007/BF00876326>
- Béthoux, N., Ouillon, G. et Nicolas, M. (1998). The instrumental seismicity of the western Alps: spatio-temporal patterns analysed with the wavelet transform. *Geophysical Journal International*, 135(1), 177-194. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00631.x>

- Bethoux, N., Tric, E., Chery, J. et Beslier, M.-O. (2008). Why is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) seismogenic? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin. *Tectonics*, 27(5). <https://doi.org/10.1029/2007TC002232>
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M. et Stéphan, J.-F. (2004). Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France): consequences of a south-Alpine crustal thrust. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(2), 197-211. <https://doi.org/10.2113/175.2.197>
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J. et Sancho, J. (1974). Geology of the Mediterranean Sea basins. *The geology of continental margins*, 695-721.
- Billette, F. et Lambaré, G. (1998). Velocity macro-model estimation from seismic reflection data by stereotomography. *Geophysical Journal International*, 135(2), 671-690. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00632.x>
- Blackman, D. K., Karson, J. A., Kelley, D. S., Cann, J. R., Früh-Green, G. L., Gee, J. S., Hurst, S. D., John, B. E., Morgan, J. et Nooner, S. L. (2002). Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30 N): Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Marine Geophysical Researches*, 23, 443-469.
- Blaich, O. A., Faleide, J. I. et Tsikalas, F. (2011). Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B1). <https://doi.org/10.1029/2010JB007686>
- Bo, M., Coppari, M., Betti, F., Enrichetti, F., Bertolino, M., Massa, F., Bava, S., Gay, G., Cattaneo-Vietti, R. et Bavestrello, G. (2021). The high biodiversity and vulnerability of two Mediterranean bathyal seamounts support the need for creating offshore protected areas. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 31(3), 543-566. <https://doi.org/10.1002/aqc.3456>
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J. et Torrent, G. (1980). Ocean-Continent Boundary off the Iberian Margin: A Serpentinite Diapir West of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 23-34. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90166-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90166-1)
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E., Meyer, A., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J., Comas, M., Davies, T. et Dunham, K. (1987). Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132(4), 335-342.
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. et Girardeau, J. (1989). Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, 341(6242), 523-525. <https://doi.org/10.1038/341523a0>
- Boucarut, M. (1971). Étude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var France). *Thèse de doctorat*, Université Côte d'Azur.
- Bown, J. W. et White, R. S. (1994). Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3), 435-449. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90082-5)
- Brocher, T. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 2081-2092. <https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Brun, J. P. et Beslier, M. O. (1996). Mantle Exhumation at Passive Margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1), 161-173. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00080-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00080-5)
- Brun, J.-P., Sokoutis, D., Tirel, C., Gueydan, F., Van Den Driessche, J. et Beslier, M.-O. (2018). Crustal versus mantle core complexes. *Tectonophysics*, 746, 22-45. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.017>
- Brune, S., Heine, C., Clift, P. D. et Pérez-Gussinyé, M. (2017). Rifted Margin Architecture and Crustal Rheology: Reviewing Iberia-Newfoundland, Central South Atlantic, and South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 79, 257-281. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.018>

- Brune, S., Kolawole, F., Olive, J.-A., Stamps, D. S., Buck, W. R., Buiter, S. J. H., Furman, T. et Shillington, D. J. (2023). Geodynamics of continental rift initiation and evolution. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1-19. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00391-3>
- Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 20161-20178.
- Buck, W. R., Lavier, L. L. et Poliakov, A. N. B. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434(7034), 719-723. <https://doi.org/10.1038/nature03358>
- Burrus, J. (1984). Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, 55(3), 247-269. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90071-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90071-9)

C

- Cann, J., Blackman, D., Smith, D., McAllister, E., Janssen, B., Mello, S., Avgerinos, E., Pascoe, A. et Escartin, J. (1997). Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 385(6614), 329-332.
- Cannat, M. (1993). Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4163-4172. <https://doi.org/10.1029/92JB02221>
- Cannat, M., Chatin, F., Whitechurch, H. et Ceuleneer, G. (1997). Gabbroic rocks trapped in the upper mantle at the Mid-Atlantic Ridge (vol. 153, p. 243-264). *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V. et Baala, M. (2006). Modes of Seafloor Generation at a Melt-Poor Ultraslow-Spreading Ridge. *Geology*, 34(7), 605-608. <https://doi.org/10.1130/G22486.1>
- Cannat, M., Manatschal, G., Sauter, D. et Péron-Pinvidic, G. (2009). Assessing the Conditions of Continental Breakup at Magma-Poor Rifted Margins: What Can We Learn from Slow Spreading Mid-Ocean Ridges? *Comptes Rendus Géoscience*, 341(5), 406-427. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.01.005>
- Canva, A., Thinon, I., Peyrefitte, A., Couëffé, R., Maillard, A., Jolivet, L., Martelet, G., Lacquement, F. et Guennoc, P. (2020). The Catalan magnetic anomaly: Its significance for the crustal structure of the Gulf of Lion passive margin and relationship to the Catalan Transfer Zone. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104174. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104174>
- Carmignani, L., Decandia, F. A., Disperati, L., Fantozzi, P. L., Lazzarotto, A., Liotta, D. et Oggiano, G. (1995). Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova*, 7(2), 128-137. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00681.x>
- Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.-M. et Jestin, F. (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: Geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 37-61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.04>
- Chantraine, J., Autran, A. et Cavelier, C. (2003) Carte géologique au Million, 6eme édition, 1/1000000. BRGM.
- Chaumillon, E., Déverchère, J., Rehault, J.-P. et Gueguen, E. (1994). Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Série 2-Mécanique-physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 319, 675-682.
- Chazot, G., Charpentier, S., Kornprobst, J., Vannucci, R. et Luais, B. (2005). Lithospheric mantle evolution during continental break-up: the West Iberia non-volcanic passive margin. *Journal of Petrology*, 46(12), 2527-2568.

- Chemenda, A., Déverchère, J. et Calais, E. (2002). Three-dimensional laboratory modelling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia. *Tectonophysics*, 356(4), 253-273. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00389-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00389-X)
- Chenin, P., Schmalholz, S. M., Manatschal, G. et Karner, G. D. (2018). Necking of the Lithosphere: A Reappraisal of Basic Concepts with Thermo-Mechanical Numerical Modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 5279-5299. <https://doi.org/10.1029/2017JB014155>
- Cherchi, A. et Montadert, L. (1982). Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 298(5876), 736-739. <https://doi.org/10.1038/298736a0>
- Chevrot, S., Sylvander, M., Villaseñor, A., Díaz, J., Stehly, L., Boué, P., Monteiller, V., Martin, R., Lehujeur, M. et Beller, S. (2022). Passive imaging of collisional orogens: a review of a decade of geophysical studies in the Pyrénées / Imagerie passive des orogènes collisionnels: une revue d'une décennie d'études géophysiques dans les Pyrénées. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 193(1).
- Chian, D., Loudon, K. E. et Reid, I. (1995). Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of non-volcanic continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24239-24253.
- Christensen, N. I. et Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. et Loutre, M.-F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24(4), 363-366.
- Clerc, C. et Lagabrielle, Y. (2014). Thermal Control on the Modes of Crustal Thinning Leading to Mantle Exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean Hot Paleomargins. *Tectonics*, 33(7), 1340-1359. <https://doi.org/10.1002/2013TC003471>
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Lahfid, A., Vauchez, A., Labaume, P. et Bousquet, R. (2014). Extreme Thinning of the Continental Crust and Mantle Exhumation at Passive Margins. Constraints from the Pyrenean Analog. In *24^{ème} Réunion Des Sciences de La Terre 2014* (p. 227).
- Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L. et Ballard, J.-F. (2018). Rifted Margins: Ductile Deformation, Boudinage, Continentward-Dipping Normal Faults and the Role of the Weak Lower Crust. *Gondwana Research*, 53, 20-40. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.030>
- Cochran, J. R., Kurras, G. J., Edwards, M. H. et Coakley, B. J. (2003). The Gakkel Ridge: Bathymetry, Gravity Anomalies, and Crustal Accretion at Extremely Slow Spreading Rates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2002JB001830>
- Contrucci, I., Nercessian, A., Béthoux, N., Mauffret, A. et Pascal, G. (2001). A Ligurian (Western Mediterranean Sea) Geophysical Transect Revisited. *Geophysical Journal International*, 146(1), 74-97. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01418.x>
- Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C. et Ballèvre, M. (2016). Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). *Comptes Rendus Géoscience*, 348(3), 279-289. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.007>
- Corsini, M. et Rolland, Y. (2009). Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Géoscience*, 341(2-3), 214-223.
- Crevola, G. (2010). Le volcanisme rhyolitique du massif de l'Estérel. Évolution des connaissances. *Riviera scientifique*, 94, 33-52.
- Crevola, G. et Crevola, C. (1987). Développement d'orthomicaschistes dans des zones de cisaillement ductile au sein d'orthoigneiss : exemples pris dans le Massif des Maures (France du Sud-Est). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 305, 913-918.

Curnelle, R. et Dubois, P. (1986). Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires Français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4), 529-546.

D

- Dannowski, A., Kopp, H., Grevemeyer, I., Lange, D., Thorwart, M., Bialas, J. et Wollatz-Vogt, M. (2020). Seismic Evidence for Failed Rifting in the Ligurian Basin, Western Alpine Domain. *Solid Earth*, 11(3), 873-887. <https://doi.org/10.5194/se-11-873-2020>
- Dardeau, G., Dubar, M., Toutin-Morin, N., Courmes, M.-D., Crévola, G. et Mangan, C. (2010). Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Grasse-Cannes (999). <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0999N.pdf>
- Davy, R. G., Minshull, T. A., Bayrakci, G., Bull, J. M., Klaeschen, D., Papenberg, C., Reston, T. J., Sawyer, D. S. et Zelt, C. A. (2016). Continental hyperextension, mantle exhumation, and thin oceanic crust at the continent-ocean transition, West Iberia: New insights from wide-angle seismic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(5), 3177-3199. <https://doi.org/10.1002/2016JB012825>
- De Voogd, B., Nicolich, R., Olivet, J. L., Fanucci, F., Burrus, J., Mauffret, A., Pascal, G., Argnani, A., Auzende, J. M., Bernabini, M., Bois, C., Carmignani, L., Fabbri, A., Finetti, I., Galdeano, A., Gorini, C. Y., Labaume, P., Lajat, D., Patriat, P., ... Vernassa, S. (1991). First Deep Seismic Reflection Transect from the Gulf of Lions to Sardinia (Ecors-Crop Profiles in Western Mediterranean). Dans *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections* (p. 265-274). *American Geophysical Union* (AGU). <https://doi.org/10.1029/GD022p0265>
- Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B. et Loudon, K. E. (2000). Deep Structure of the Ocean-Continent Transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from Seismic Refraction Profiles: The IAM-9 Transect at 40°20'N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5859-5885. <https://doi.org/10.1029/1999JB900301>
- Dean, S. L., Sawyer, D. S. et Morgan, J. K. (2015). Galicia Bank Ocean–Continent Transition Zone: New Seismic Reflection Constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 413, 197-207. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.045>
- Debelmas, J., Mascle, G. et Basile, C. (1997). Les grandes structures géologiques-5^{ème} édition. Éditions Dunod.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D. et Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2), 753-774.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. et Stein, S. (1990). Current Plate Motions. *Geophysical Journal International*, 101(2), 425-478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>
- Dessa, J.-X., Simon, S., Lelievre, M., Beslier, M.-O., Deschamps, A., Bethoux, N., Solarino, S., Sage, F., Eva, E., Ferretti, G., Bellier, O. et Eva, C. (2011). The GROSMarin Experiment: Three Dimensional Crustal Structure of the North Ligurian Margin from Refraction Tomography and Preliminary Analysis of Microseismic Measurements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(4), 305-321. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.305>
- Dessa, J.-X., Beslier, M.-O., Schenini, L., Chamot-Rooke, N., Corradi, N., Delescluse, M., Déverchère, J., Larroque, C., Sambolian, S., Canva, A., Operto, S., Ribodetti, A., Agurto-Detzel, H., Bulois, C., Chalumeau, C. et Combe, L. (2020). Seismic Exploration of the Deep Structure and Seismogenic Faults in the Ligurian Sea by Joint Multi Channel and Ocean Bottom Seismic Acquisitions: Preliminary Results of the SEFASILS Cruise. *Geosciences*, 10(3), 108. <https://doi.org/10.3390/geosciences10030108>
- Detrick, R., Collins, J., Stephen, R. et Swift, S. (1994). In Situ Evidence for the Nature of the Seismic Layer 2/3 Boundary in Oceanic Crust. *Nature*, 370(6487), 288-290. <https://doi.org/10.1038/370288a0>

- Dewey, J. (1980). Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: Strangway, D.W. (Ed.), *The Continental Crust and its Mineral Deposits. Geological Association of Canada, Special Paper 20*, pp. 553–573.
- Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E. et Hutton, D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283.
- Dick, H. J. B., Lin, J. et Schouten, H. (2003). An Ultraslow-Spreading Class of Ocean Ridge. *Nature*, 426(6965), 405-412. <https://doi.org/10.1038/nature02128>
- Dick, H. J., Tivey, M. A. et Tucholke, B. E. (2008). Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23 30' N, 45 20' W. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).
- Direen, N., Borissova, I., Stagg, H., Colwell, J. et Symonds, P. (2007). Nature of the continent-ocean transition zone along the southern Australian continental margin: A comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors. *Geological Society, London, Special Publications*, 282, 239-263. <https://doi.org/10.1144/SP282.12>
- Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20(1), 68-86.
- Drouin, M. (2008). Imprégnation Magmatique de La Lithosphère Océanique : Étude Microstructurale et Géochimique de Séries Gabbroïques Forées à La Dorsale Médio-Atlantique. *Thèse de doctorat*, Montpellier 2, 427 p.
- Dubois, J. (1997). La gravimétrie en mer. *Institut océanographique*.
- Durand-Delga, M. (1978). Corse. *Guides géologiques régionaux*.
- Duretz, T., Asti, R., Lagabrielle, Y., Brun, J.-P., Jourdon, A., Clerc, C. et Corre, B. (2020). Numerical Modelling of Cretaceous Pyrenean Rifting: The Interaction between Mantle Exhumation and Syn-rift Salt Tectonics. *Basin Research*, 32(4), 652-667. <https://doi.org/10.1111/bre.12389>
- Duverger, C., Mazet-Roux, G., Bollinger, L., Trilla, A. G., Vallage, A., Hernandez, B. et Cansi, Y. (2021). A decade of seismicity in metropolitan France (2010–2019) : the CEA/LDG methodologies and observations Une décennie de sismicité en France métropolitaine (2010–2019) : les méthodes et observations du CEA/LDG. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(1).

E

- Elsasser, W. M. (1971). Sea-Floor Spreading as Thermal Convection. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 76(5), 1101-1112. <https://doi.org/10.1029/JB076i005p01101>
- England, P. (1983). Constraints on extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1145-1152.
- Escartín, J., Mével, C., MacLeod, C. J. et McCaig, A. (2003). Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15 45' N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8).
- Escartín, J., Mével, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., Augustin, N., Bezos, A., Chavagnac, V., Choi, Y., Godard, M., Haaga, K., Hamelin, C., Ildefonse, B., Jamieson, J., John, B., Leleu, T., MacLeod, C. J., Massot-Campos, M., ... Garcia, R. (2017). Tectonic Structure, Evolution, and the Nature of Oceanic Core Complexes and Their Detachment Fault Zones (13°20'N and 13°30'N, Mid Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4), 1451-1482. <https://doi.org/10.1002/2016GC006775>
- Espurt, N., Callot, J.-P., Roure, F., Totterdell, J. M., Struckmeyer, H. I. M. et Vially, R. (2012). Transition from Symmetry to Asymmetry during Continental Rifting: An Example from the Bight Basin–Terre

Adélie (Australian and Antarctic Conjugate Margins). *Terra Nova*, 24(3), 167-180. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x>

Espurt, N., Angrand, P., Teixell, A., Labaume, P., Ford, M., de Saint Blanquat, M. et Chevrot, S. (2019a). Crustal-scale balanced cross-section and restorations of the Central Pyrenean belt (Nestes-Cinca transect): Highlighting the structural control of Variscan belt and Permian-Mesozoic rift systems on mountain building. *Tectonophysics*, 764, 25-45. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.026>

Espurt, N., Wattellier, F., Philip, J., Hippolyte, J.-C., Bellier, O. et Bestani, L. (2019b). Mesozoic halokinesis and basement inheritance in the eastern Provence fold-thrust belt, SE France. *Tectonophysics*, 766, 60-80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.027>

F

Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D. et Lucente, P. (2001). Episodic Back-Arc Extension during Restricted Mantle Convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1), 105-116. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00280-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00280-1)

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. et Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).

Fahlquist, D. A. et Hersey, J. B. (1969). Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. *Bulletin de l'Institut Océanographique*, Monaco, 67, 1386.

Faure, M., Lardeaux, J.-M. et Ledru, P. (2009). A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l'orogénie, *Comptes rendus Géoscience* 341(2), 202-213. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.001>

Ferrari, G. (1991). The 1887 Ligurian earthquake: a detailed study from contemporary scientific observations. *Tectonophysics*, 193(1), 131-139. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90194-W](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90194-W)

Festa, A., Balestro, G., Borghi, A., De Caroli, S. et Succo, A. (2020). The role of structural inheritance in continental break-up and exhumation of Alpine Tethyan mantle (Canavese Zone, Western Alps). *Geoscience Frontiers*, 11(1), 167-188. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.007>

Finetti, I. R. (2005). CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy. *Elsevier*. 778 p.

Foeken, J., Dunai, T., Bertotti, G. et Andriessen, P. (2003). Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis. *Geology*, 31(9), 797-800.

Ford, M., Masini, E., Vergés, J., Pik, R., Ternois, S., Léger, J., Dielforder, A., Frasca, G., Grool, A., Vinciguerra, C., Bernard, T., Angrand, P., Crémades, A., Manatschal, G., Chevrot, S., Jolivet, L., Mouthereau, F., Thinon, I. et Calassou, S. (2022). Evolution of a low convergence collisional orogen: a review of Pyrenean orogenesis. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 193(1), 19. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2022018>

Franke, D. (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum geology*, 43, 63-87.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J., Blanpied, C. et Ringenbach, J. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30(3).

Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., Loudon, K. E., Tucholke, B. E. et Holbrook, W. S. (2003). Crustal Structure of the Ocean-Continent Transition at Flemish Cap: Seismic Refraction Results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B11). <https://doi.org/10.1029/2003JB002434>

G

- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.-L. et Aslanian, D. (2009). Crustal Structure of a Young Margin Pair: New Results across the Liguro-Provencal Basin from Wide-Angle Seismic Tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 333-345.
- Galdeano, A. et Rossignol, J.-C. (1977). Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 461-468.
- Garfunkel, Z., Anderson, C. et Schubert, G. (1986). Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B7), 7205-7223.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B. et Vadeboin, F. (2007). Miocene Rotation of Sardinia: New Paleomagnetic and Geochronological Constraints and Geodynamic Implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3), 359-377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.003>
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J. et Violanti, D. (1994). Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 318(8), 1103-1109.
- Gawlick, H. J., & Missoni, S. (2019). Middle-Late Jurassic sedimentary mélange formation related to ophiolite obduction in the Alpine-Carpathian-Dinaridic Mountain Range. *Gondwana Research*, 74, 144-172.
- Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Géoscience*, 337(16), 1395-1408.
- Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S. et Le Gall, B. (2004). Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). *Marine and Petroleum Geology*, 21(3), 363-372. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005>
- Gillard, M. (2014). Évolution tectono-magmatique menant à l'océanisation sur les marges passives pauvres en magma : exemple des marges Australie-Antarctique, *Thèse de doctorat*, Université de Strasbourg, 251 p.
- Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., Sauter, D., Munsch, M. et Schaming, M. (2015). Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations. *Tectonics*, 34(4), 753-783.
- Gillard, M., Manatschal, G. et Autin, J. (2016). How Can Asymmetric Detachment Faults Generate Symmetric Ocean Continent Transitions? *Terra Nova*, 28(1), 27-34. <https://doi.org/10.1111/ter.12183>
- Girardeau, J., Evans, C. A. et Beslier, M.-O. (1988). Structural Analysis of Plagioclase Bearing Peridotites Emplaced at the End of Continental Rifting: Hole 637a, ODP Leg 103 on the Galicia Margin. Dans G. Boillot, E. L. Winterer et al. (dir.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 103 Scientific Results* (vol. 103). *Ocean Drilling Program*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.103.1988>
- Gorini, C., Le Marrec, A. et Mauffret, A. (1993). Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(3), 355-363.
- Gorini, C., Mauffret, A., Guennoc, P. et Le Marrec, A. (1994). Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea): A Review. Dans A. Mascle (dir.), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France* (p. 223-243). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9_17
- Górszczyk, A., Operto, S., & Malinowski, M. (2017). Toward a robust workflow for deep crustal imaging by FWI of OBS data: The eastern Nankai Trough revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4601-4630.

- Grevemeyer, I., Matias, L. et Silva, S. (2016). Mantle earthquakes beneath the South Iberia continental margin and Gulf of Cadiz – constraints from an onshore-offshore seismological network. *Journal of Geodynamics*, 99, 39-50. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.06.001>
- Grevemeyer, I., Hayman, N. W., Peirce, C., Schwardt, M., Van Avendonk, H. J. A., Dannowski, A. et Papenberg, C. (2018). Episodic Magmatism and Serpentinized Mantle Exhumation at an Ultraslow-Spreading Centre. *Nature Geoscience*, 11(6), 444-448. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0124-6>
- Grevemeyer, I., Ranero, C. R., Papenberg, C., Sallares, V., Bartolomé, R., Prada, M., Batista, L. et Neres, M. (2022). The continent-to-ocean transition in the Iberia Abyssal Plain. *Geology*, 50(5), 615-619.
- Gueguen, E. (1995). Le Bassin Liguro-Provençal : un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, 315 p.
- Gueguen, E., Doglioni, C. et Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1), 259-269. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00189-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00189-9)
- Guennoc, P., Debeglia, N., Gorini, C., Le Marrec, A. et Mauffret, A. (1994). Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion-Sud France): Apports des données géophysiques. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 18(1), 33-57.
- Guennoc, P., Rehault, J. P., Gil-Capar, L., Deverchere, J., Rollet, N. et Le Suave, R. (1998). Les marges ouest et nord de la Corse : nouvelle cartographie à 1/250000. Dans *Réunion des Sciences de la Terre*.
- Gueydan, F., Morency, C. et Brun, J.-P. (2008). Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics*, 460(1), 83-93. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.012>

H

- Harkin, C., Kuszniir, N., Tugend, J., Manatschal, G. et McDermott, K. (2019). Evaluating magmatic additions at a magma-poor rifted margin: An East Indian case study. *Geophysical Journal International*, 217(1), 25-40.
- Hauptert, I., Manatschal, G., Decarlis, A. et Unternehr, P. (2016). Upper-Plate Magma-Poor Rifted Margins: Stratigraphic Architecture and Structural Evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 69, 241-261. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.10.020>
- Hetényi, G., Molinari, I., Clinton, J. et al. The AlpArray Seismic Network: A Large-Scale European Experiment to Image the Alpine Orogen. *Surv Geophys* 39, 1009–1033 (2018). <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9472-4>
- Hill, E., Baldwin, S. et Lister, G. (1992). Unroofing of active metamorphic core complexes in the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Geology*, 20(10), 907-910.
- Hinz, K. (1981). A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of oceanward dipping acoustic reflections-their origin and paleoenvironmental consequences. *Geol. Jahrb. Reihe E, Geophys*, 22, 3-28.
- Holbrook, W. S., Larsen, H. C., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I. D., Kelemen, P. B., Hopper, J. R., Kent, G. M., Lizarralde, D., Bernstein, S. et Detrick, R. S. (2001). Mantle Thermal Structure and Active Upwelling during Continental Breakup in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3), 251-266. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00392-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00392-2)
- Honza, E. (1995). Spreading mode of backarc basins in the western Pacific. *Tectonophysics*, 251(1-4), 139-152.
- Hsü, K. J., Ryan, W. B. et Cita, M. B. (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Huismans, R. S. et Beaumont, C. (2002). Asymmetric lithospheric extension: The role of frictional plastic strain softening inferred from numerical experiments. *Geology*, 30(3), 211-214.

Huismans, R. et Beaumont, C. (2011). Depth-Dependent Extension, Two-Stage Breakup and Cratonic Underplating at Rifted Margins. *Nature*, 473(7345), 74-78. <https://doi.org/10.1038/nature09988>

I

Ioualalen, M., Larroque, C., Scotti, O. et Daubord, C. (2014). Tsunami mapping related to local earthquakes on the French–Italian Riviera (Western Mediterranean). *Pure and Applied Geophysics*, 171, 1423-1443.

Issautier, B., Saspiturry, N. et Serrano, O. (2020). Role of Structural Inheritance and Salt Tectonics in the Formation of Pseudosymmetric Continental Rifts on the European Margin of the Hyperextended Mauléon Basin (Early Cretaceous Arzacq and Tartas Basins). *Marine and Petroleum Geology*, 118, 104395. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104395>

J

Jagoutz, O., Muntener, O., Manatschal, G., Rubatto, D., Péron-Pinvidic, G., Turrin, B. D. et Villa, I. M. (2007). The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine? *Geology*, 35(12), 1087-1090.

Jolivet, L., Tamaki, K. et Fournier, M. (1994). Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 22237-22259.

Jolivet, L. et Faccenna, C. (2000). Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>

Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J. et Leroy, S. (2015). Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. *Tectonics*, 34(4), 662-679.

Jolivet, L., Romagny, A., Gorini, C., Maillard, A., Thinon, I., Couëffé, R., Ducoux, M. et Séranne, M. (2020). Fast Dismantling of a Mountain Belt by Mantle Flow: Late-orogenic Evolution of Pyrenees and Liguro-Provençal Rifting. *Tectonophysics*, 776, 228312. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228312>

Jolivet, L., Menant, A., Roche, V., Le Pourhiet, L., Maillard, A., Augier, R., Do Couto, D., Gorini, C., Thinon, I. et Canva, A. (2021). Transfer Zones in Mediterranean Back-Arc Regions and Tear Faults. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(1), 11. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021006>

Jourdon, A., le pourhiet, L., Mouthereau, F. et Masini, E. (2019). Role of rift maturity on the architecture and shortening distribution in mountain belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 89-99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.057>

K

Karig, D. E. (1970). Ridges and Basins of the Tonga-Kermadec Island Arc System. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 75(2), 239-254. <https://doi.org/10.1029/JB075i002p00239>

Karig, D. E. (1971). Structural history of the Mariana island arc system. *Geological Society of America Bulletin*, 82(2), 323-344.

Karner, G., Driscoll, N. et Barker, D. (2003). Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 207(1), 105-129.

Kastens, K. et Mascle, J. (1987). Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Initial Reports*, 107.

Keen, C. E. et de Voogd, B. (1988). The continent-ocean boundary at the rifted margin off eastern Canada: New results from deep seismic reflection studies. *Tectonics*, 7(1), 107-124. <https://doi.org/10.1029/TC007i001p00107>

- Kelemen, P. et Holbrook, S. (1995). Origin of Thick, High-Velocity Igneous Crust along the U.S. East Coast Margin. *Journal of Geophysical Research*, 100(1), 10077-10094. <https://doi.org/10.1029/95JB00924>
- Klingelhöfer, F., Géli, L., Matias, L., Steinsland, N. et Mohr, J. (2000). Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72° N. *Geophysical Journal International*, 141(2), 509-526. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00098.x>
- Korenaga, J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Kelemen, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H.-C., Hopper, J. R. et Dahl-Jensen, T. (2000). Crustal Structure of the Southeast Greenland Margin from Joint Refraction and Reflection Seismic Tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B9), 21591-21614. <https://doi.org/10.1029/2000JB900188>
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J. et Wilson, D. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400(6745), 652-655.
- Kusznir, N. et Park, R. (1987). The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1), 35-52.
- Kusznir, N. et Manatschal, G. (2009). The Deformation Mode of Continental Lithosphere Thinning Leading to Continental Breakup (vol. 2009, p. T31C-1855). *AGU Fall Meeting Abstracts*.

L

- Lagabriele, Y. (1987). Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale.
- Lagabriele, Y., Labaume, P. et de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4). <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>
- Lalancette, M.-F., Salaün, C., Sylvain, B., Rouxel, D. et Bruinsma, S. (2016). Exploitation of Marine Gravity Measurements of the Mediterranean in the Validation of Global Gravity Field Models. In *International Symposium on Earth and Environmental Sciences for Future Generations: Proceedings of the IAG General Assembly, Prague, Czech Republic, June 22-July 2, 2015* (pp. 63-67). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/1345_2016_258
- Lagabriele, Y., Asti, R., Fourcade, S., Corre, B., Poujol, M., Uzel, J., Labaume, P., Clerc, C., Lafay, R., Picazo, S. et Maury, R. (2019). Mantle Exhumation at Magma-Poor Passive Continental Margins. Part, I. 3D\ Architecture and Metasomatic Evolution of a Fossil Exhumed Mantle Domain (Urdach Lherzolite, North-Western Pyrenees, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 190(1), 8. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2019007>
- Lagabriele, Y., Asti, R., Duretz, T., Clerc, C., Fourcade, S., Teixell, A., Labaume, P., Corre, B. et Saspiturry, N. (2020). A review of cretaceous smooth-slopes extensional basins along the Iberia-Eurasia plate boundary: How pre-rift salt controls the modes of continental rifting and mantle exhumation. *Earth-Science Reviews*, 201, 103071. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103071>
- Lallemant, S., Heuret, A. et Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).
- Lambare, G., Lucio, P. S. et Hanyga, A. (1996). Two-dimensional multivalued traveltimes and amplitude maps by uniform sampling of a ray field. *Geophysical Journal International*, 125(2), 584-598.
- Larroque, C., Delouis, B., Godel, B. et Nocquet, J.-M. (2009). Active Deformation at the Southwestern Alps–Ligurian Basin Junction (France–Italy Boundary): Evidence for Recent Change from Compression to Extension in the Argentera Massif. *Tectonophysics*, 467(1), 22-34. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.013>

- Larroque, C., de Lépinay, B. M. et Migeon, S. (2011). Morphotectonic and fault–earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Marine Geophysical Research*, 32(1), 163-179. <https://doi.org/10.1007/s11001-010-9108-7>
- Larroque, C., Scotti, O. et Ioualalen, M. (2012). Reappraisal of the 1887 Ligurian Earthquake (Western Mediterranean) from Macroseismicity, Active Tectonics and Tsunami Modelling. *Geophysical Journal International*, 190(1), 87-104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05498.x>
- Larroque, C., Delouis, B., Sage, F., Régnier, M., Béthoux, N., Courboulex, F. et Deschamps, A. (2016). The sequence of moderate-size earthquakes at the junction of the Ligurian basin and the Corsica margin (western Mediterranean): The initiation of an active deformation zone revealed? *Tectonophysics*, 676, 135-147.
- Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., Cushing, M., Deschamps, A., Sue, C., Delouis, B., Potin, B., Courboulex, F., Régnier, M., Rivet, D., Brunel, D., Chèze, J., Martin, X., Maron, C. et Peix, F. (2021). Seismotectonics of Southeast France: From the Jura Mountains to Corsica. *Comptes Rendus Géoscience*, 353(S1), 105-151. <https://doi.org/10.5802/crgeos.69>
- Larsen, H. C., Mohn, G., Nirrengarten, M., Sun, Z., Stock, J., Jian, Z., Klaus, A., Alvarez-Zarikian, C. A., Boaga, J., Bowden, S. A., Briais, A., Chen, Y., Cukur, D., Dadd, K., Ding, W., Dorais, M., Ferré, E. C., Ferreira, F., Furusawa, A., ... Zhong, L. (2018). Rapid Transition from Continental Breakup to Igneous Oceanic Crust in the South China Sea. *Nature Geoscience*, 11(10), 782-789. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0198-1>
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. et Pasyanos, M. (2012). CRUST1. 0: An updated global model of Earth's crust. *Geophys Res Abs*, 14(3), 743.
- Lau, K. W. H., Loudon, K. E., Funck, T., Tucholke, B. E., Holbrook, W. S., Hopper, J. R. et Christian Larsen, H. (2006). Crustal structure across the Grand Banks—Newfoundland Basin Continental Margin — I. Results from a seismic refraction profile. *Geophysical Journal International*, 167(1), 127-156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02988.x>
- Laurent, O., Stéphan, J.-F. et Popoff, M. (2000). Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, (3), 33-65.
- Lavergne, M. (1986). Méthodes sismiques. Editions Technip, Paris, 207 p
- Lavier, L. L. et Manatschal, G. (2006). A Mechanism to Thin the Continental Lithosphere at Magma-Poor Margins. *Nature*, 440(7082), 324-328. <https://doi.org/10.1038/nature04608>
- Lavier, L. l., Ball, P. J., Manatschal, G., Heumann, M. J., MacDonald, J., Matt, V. J. et Schneider, C. (2019). Controls on the Thermomechanical Evolution of Hyperextended Lithosphere at Magma-Poor Rifted Margins: The Example of Espirito Santo and the Kwanza Basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 5148-5176. <https://doi.org/10.1029/2019GC008580>
- Le Breton, E., Brune, S., Ustaszewski, K., Zahirovic, S., Seton, M. et Müller, R. D. (2021). Kinematics and extent of the Piemonte–Liguria Basin—implications for subduction processes in the Alps. *Solid Earth*, 12(4), 885-913.
- Le Cann, C. (1987). Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée Occidentale), *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, 299 p.
- Le Douaran, S., Burrus, J. et Avedik, F. (1984). Deep Structure of the North-Western Mediterranean Basin: Results of a Two-Ship Seismic Survey. *Marine Geology*, 55(3), 325-345. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90075-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90075-6)
- Le Pichon, X. et Barbier, F. (1987). Passive Margin Formation by Low-Angle Faulting within the Upper Crust: The Northern Bay of Biscay Margin. *Tectonics*, 6(2), 133-150. <https://doi.org/10.1029/TC006i002p00133>

- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J. Y., Andreani, L. et Flotte, N. (2010). Geodynamics of the France Southeast basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(6), 477-501.
- Leenhardt, O. (1972). Results of the Anna Cruise. Three north-south seismic profiles through the Western Mediterranean Sea.
- Lescoutre, R., Tugend, J., Brune, S., Masini, E. et Manatschal, G. (2019). Thermal Evolution of Asymmetric Hyperextended Magma-Poor Rift Systems: Results from Numerical Modeling and Pyrenean Field Observations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(10), 4567-4587. <https://doi.org/10.1029/2019GC008600>
- Lister, G., Etheridge, M. et Symonds, P. (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10(5), 1038-1064.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A. et Symonds, P. A. (1986). Detachment Faulting and the Evolution of Passive Continental Margins. *Geology*, 14(3), 246-250. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<246:DFATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2)
- Lister, G. S. et Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 65-94.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F. et Thinon, I. (2011). Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis Markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mémoire de la Société Géologique*, t. 179, 1.
- Louden, K. E. et Chian, D. (1999). The Deep Structure of Non-Volcanic Rifted Continental Margins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357(1753), 767-804. <https://doi.org/10.1098/rsta.1999.0352>
- Loureiro, A., Schnürle, P., Klingelhöfer, F., Afilhado, A., Pinheiro, J., Evain, M., Gallais, F., Dias, N. A., Rabineau, M., Baltzer, A., Benabdellouahed, M., Soares, J., Fuck, R., Cupertino, J. A., Viana, A., Matias, L., Moulin, M., Aslanian, D., Morvan, L., ... Roudaut, M. (2018). Imaging Exhumed Lower Continental Crust in the Distal Jequitinhonha Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 351-372. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.01.009>
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E. et Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. In *The Sea*, Volume 4, EC Bullard and AE Maxwell, editors, 53-84.

M

- MacLeod, C. J., Escartin, J., Banerji, D., Banks, G., Gleeson, M., Irving, D. H. B., Lilly, R., McCaig, A., Niu, Y. et Allerton, S. (2002). Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid-Atlantic Ridge, 15 45' N. *Geology*, 30(10), 879-882.
- MacLeod, C. J., Searle, R. C., Murton, B. J., Casey, J. F., Mallovs, C., Unsworth, S. C., Achenbach, K. L. et Harris, M. (2009). Life Cycle of Oceanic Core Complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3), 333-344. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.016>
- Maffione, M., Speranza, F., Faccenna, C., Cascella, A., Vignaroli, G. et Sagnotti, L. (2008). A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B3).
- Maillard, A., Gaullier, V., Vendeville, B. C. et Odonne, F. (2003). Influence of Differential Compaction above Basement Steps on Salt Tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, Northwest Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 20(1), 13-27. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00022-9](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00022-9)
- Maillard, A., Jolivet, L., Lofi, J., Thinon, I., Couëffé, R., Canva, A. et Dofal, A. (2020). Transfer Zones and Associated Volcanic Province in the Eastern Valencia Basin: Evidence for a Hot Rifted Margin? *Marine and Petroleum Geology*, 119, 104419. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104419>

- Makris, J., Egloff, F., Nicolich, R. et Rihm, R. (1999). Crustal structure from the Ligurian Sea to the Northern Apennines - a wide angle seismic transect. *Tectonophysics*, 301(3), 305-319. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00225-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00225-X)
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M. et Turrin, B. D. (2001). The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1), 405-428. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.20>
- Manatschal, G. (2004). New Models for Evolution of Magma-Poor Rifted Margins Based on a Review of Data and Concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(3). <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0394-7>
- Manatschal, G. et Müntener, O. (2009). A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, 473(1-2), 4-19.
- Manatschal, G., Sutra, E. et Peron-Pinvidic, G. (2010). The Lesson from the Iberia-Newfoundland Rifted Margins: How Applicable Is It to Other Rifted Margins? *CM 2010 Abstracts*, 2, 27-37.
- Manatschal, G., Chenin, P., Lescoutre, R., Miró, J., Cadenas, P., Saspiturry, N., Masini, E., Chevrot, S., Ford, M., Jolivet, L., Mouthereau, F., Thinon, I., Issautier, B. et Calassou, S. (2021). The Role of Inheritance in Forming Rifts and Rifted Margins and Building Collisional Orogens: A Biscay-Pyrenean Perspective. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 192, 55. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021042>
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E. et Durouchoux, C. (2017). The Historical and Instrumental SEismic catalogue for France (HIMSELF). In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 6603).
- Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y., Reysenbach, A.-L. et Goffredi, S. K. (2007). Back-Arc Basins. *Oceanography*, 20(1), 116-127.
- Martinod, J. et Davy, P. (1992). Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere 1. Deformation modes from an analytical perturbation method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B2), 1999-2014.
- Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G. et Unternehr, P. (2012). Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland). *Bulletin*, 124(9-10), 1535-1551.
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P. et Doerflinger, E. (2019). Extracting Small Deformation beyond Individual Station Precision from Dense Global Navigation Satellite System (GNSS) Networks in France and Western Europe. *Solid Earth*, 10(6), 1905-1920. <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>
- Mauffret, A., Fail, J., Montadert, L., Sancho, J. et Winnock, E. (1973). Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. *AAPG Bulletin*, 57(11), 2245-2262.
- Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A. et Gorini, C. (1995). Tectonics and Deep Structure of the North-Western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12(6), 645-666. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98090-R](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98090-R)
- Mauffret, A. et Gorini, C. (1996). Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, 15(2), 356-375.
- McCabe, R. et Uyeda, S. (1983). Hypothetical model for the bending of the Mariana Arc. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 27, 281-293.
- McCarthy, A., Falloon, T., Sauermilch, I., Whittaker, J., Niida, K. et Green, D. (2020). Revisiting the Australian-Antarctic ocean-continent transition zone using petrological and geophysical characterization of exhumed subcontinental mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(7), e2020GC009040.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), 25-32.

- Merino, I., Prada, M., Ranero, C. R., Sallarès, V. et Calahorrano, A. (2021). The Structure of the Continent-Ocean Transition in the Gulf of Lions from Joint Refraction and Reflection Travel-Time Tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(8), e2021JB021711. <https://doi.org/10.1029/2021JB021711>
- Merle, O. (2011). A Simple Continental Rift Classification. *Tectonophysics*, 513(1), 88-95. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004>
- Mével, C. (2003). Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Géoscience*, 335(10-11), 825-852. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.08.006>
- Michon, L. (2000). Dynamique de l'extension continentale : application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. *Thèse de doctorat*, Université Blaise Pascal Clermont II, 263 p.
- Miller, D. J. et Christensen, N. I. (1997). Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow-spreading mid-Atlantic ridge, south of the Kane transform zone (MARK). Dans J. A. Karson, M. Cannat, D. J. Miller et D. Elthon (dir.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, 153 Scientific Results (vol. 153, p. 437-454). *Ocean Drilling Program*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.153.1997>
- Minshull, T. A. (2009). Geophysical Characterisation of the Ocean–Continent Transition at Magma-Poor Rifted Margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(5), 382-393. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.09.003>
- Moberly, R., Shagam, R., Hargrave, R., Morgan, W., Van Houten, F., Burk, C., Holland, H. et Hollister, L. (1972). Origin of lithosphere behind island arcs, with reference to the western Pacific. Dans *Studies in Earth and Space Sciences; A Memoir in Honor of Harry Hammond Hess* (vol. 132, p. 35-55).
- Mondielli, P. (2005). Contribution à la connaissance de l'aléa sismique en principauté de Monaco. *Thèse de doctorat*, Université Côte d'Azur, 230 p.
- Mondy, L. S., Rey, P. F., Duclaux, G., & Moresi, L. (2018). The role of asthenospheric flow during rift propagation and breakup. *Geology*, 46(2), 103-106.
- Morelli, D., Locatelli, M., Corradi, N., Cianfarra, P., Crispini, L., Federico, L. et Migeon, S. (2022). Morpho-Structural Setting of the Ligurian Sea: The Role of Structural Heritage and Neotectonic Inversion. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(9), 1176. <https://doi.org/10.3390/jmse10091176>
- Moulin, M., Klingelhoefer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Nouzé, H., Rabineau, M., Beslier, M.-O. et Feld, A. (2015). Deep Crustal Structure across a Young Passive Margin from Wide-Angle and Reflection Seismic Data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion's Margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), 26.
- Mouthereau, F., Angrand, P., Jourdon, A., Ternois, S., Fillon, C., Calassou, S., Chevrot, S., Ford, M., Jolivet, L., Manatschal, G., Masini, E., Thinon, I., Vidal, O. et Baudin, T. (2021). Cenozoic Mountain Building and Topographic Evolution in Western Europe: Impact of Billions of Years of Lithosphere Evolution and Plate Kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(1), 56. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021040>
- Mutter, J. C., Buck, W. R. et Zehnder, C. M. (1988). Convective partial melting: 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B2), 1031-1048.
- Mutter, C. Z. et Mutter, J. C. (1993). Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1), 295-317. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90134-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90134-U)

N

- Nafe, J. E. et Drake, C. L. (1957). Variation with depth in shallow and deep-water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22(3), 523-552.
- Nely, G. (1994). Evaporite sequences in petroleum exploration: Geophysical methods (vol. 2). Technip Editions.

- Neubauer, F. (2014). The structure of the Eastern Alps: from Eduard Suess to present-day knowledge. *Austrian J. Earth Sci*, 107(1), 83-93.
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Yuan, X., Kuszniir, N. et Maillot, B. (2016). Application of the critical Coulomb wedge theory to hyper-extended, magma-poor rifted margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 121-132.
- Nocquet, J.-M. et Calais, E. (2004). Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 661-681. <https://doi.org/10.1007/s00024-003-2468-z>
- Nocquet, J.-M. (2012). Present-Day Kinematics of the Mediterranean: A Comprehensive Overview of GPS Results. *Tectonophysics*, 579, 220-242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037>
- Nouibat, A., Stehly, L., Paul, A., Schwartz, S., Bodin, T., Dumont, T., Rolland, Y., Brossier, R. et Cifalps Team and AlpArray Working Group. (2022a). Lithospheric transdimensional ambient-noise tomography of W-Europe: implications for crustal-scale geometry of the W-Alps. *Geophysical Journal International*, 229(2), 862-879.
- Nouibat, A., Stehly, L., Paul, A., Schwartz, S., Rolland, Y., Dumont, T., Crawford, W. C., Brossier, R. et Cifalps Team, and AlpArray Working Group. (2022b). Ambient-Noise Tomography of the Ligurian-Provence Basin Using the AlpArray Onshore-Offshore Network: Insights for the Oceanic Domain Structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(8), e2022JB024228. <https://doi.org/10.1029/2022JB024228>

O

- Ohara, Y., Yoshida, T., Kato, Y. et Kasuga, S. (2001). Giant megamullion in the Parece Vela backarc basin. *Marine Geophysical Researches*, 22(1), 47-61.
- Ohara, Y., Fujioka, K., Ishii, T. et Yurimoto, H. (2003). Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(7).
- Operto, M. S., Xu, S. et Lambaré, G. (2000). Can we quantitatively image complex structures with rays? *Geophysics*, 65(4), 1223-1238.

P

- Parson, L., Pearce, J. A., Murton, B. et Hodkinson, R. (1990). Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc basin, southwest Pacific. *Geology*, 18(5), 470-473.
- Pascal, G., Mauffret, A. et Patriat, P. (1993). The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 113(3), 701-726.
- Pasquale, V., Verdoya, M. et Chiozzi, P. (1994). Types of crust beneath the Ligurian Sea. *Terra Nova*, 6(3), 255-266.
- Pasquale, V., Verdoya, M. et Chiozzi, P. (1995). On the heat flux related to stretching in the NW-Mediterranean continental margins. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 39, 389-404.
- Pasquale, V., Verdoya, M. et Chiozzi, P. (1996). Heat flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provençal basin (northwestern Mediterranean). *Journal of Geodynamics*, 21(3), 205-222. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00035-6](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00035-6)
- Pautot, G. (1970). La marge continentale au large de l'Estérel (France) et les mouvements verticaux pliocènes. *Marine Geophysical Researches*, 1, 61-84.

- Perez, J.-L. (1975). La zone limite entre l'Arc de Nice et l'Arc de la Roya (Alpes maritimes) ; observations structurales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(6), 930-938.
- Pérez-Gussinyé, M., Morgan, J. P., Reston, T. J. et Ranero, C. R. (2006). The rift to drift transition at non-volcanic margins: Insights from numerical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2), 458-473.
- Pérez-Gussinyé, M. (2013). A Tectonic Model for Hyperextension at Magma-Poor Rifted Margins: An Example from the West Iberia–Newfoundland Conjugate Margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 403-427. <https://doi.org/10.1144/SP369.19>
- Pérez-Gussinyé, M., Collier, J. S., Armitage, J. J., Hopper, J. R., Sun, Z. et Ranero, C. R. (2023). Towards a Process-Based Understanding of Rifted Continental Margins. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4(3), 166-184. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00380-y>
- Péron-Pinvidic, G. (2006). Morphotectonique et Architecture Sédimentaire de La Transition Océan-Continent de La Marge Ibérique. *Thèse de doctorat*, Université de Strasbourg.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A. et Sawyer, D. S. (2007). Tectonosedimentary Evolution of the Deep Iberia-Newfoundland Margins: Evidence for a Complex Breakup History. *Tectonics*, 26(2). <https://doi.org/10.1029/2006TC001970>
- Péron-Pinvidic, G. et Manatschal, G. (2009). The Final Rifting Evolution at Deep Magma-Poor Passive Margins from Iberia-Newfoundland: A New Point of View. *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1581-1597. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0337-9>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. et Osmundsen, P. T. (2013). Structural Comparison of Archetypal Atlantic Rifted Margins: A Review of Observations and Concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 21-47. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Masini, E., Sutra, E., Flament, J. M., Hauptert, I. et Unternehr, P. (2015). Unravelling the Along-Strike Variability of the Angola – Gabon Rifted Margin: A Mapping Approach, 28.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. et the “IMAGinING RIFTING” Workshop Participants. (2019). Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges. *Frontiers in Earth Science*, 7, 218. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00218>
- Petit, C. et Deverchere, J. (2006). Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11).
- Pfiffner, O. A. (2014). *Geology of the Alps*. WILEY Blackwell: Chichester, UK, 376 p.
- Picazo, S., Müntener, O., Manatschal, G., Bauville, A., Karner, G. et Johnson, C. (2016). Mapping the Nature of Mantle Domains in Western and Central Europe Based on Clinopyroxene and Spinel Chemistry: Evidence for Mantle Modification during an Extensional Cycle. *Lithos*, 266–267, 233-263. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.029>
- Pickup, S. L. B., Whitmarsh, R. B., Fowler, C. M. R. et Reston, T. J. (1996). Insight into the Nature of the Ocean-Continent Transition off West Iberia from a Deep Multichannel Seismic Reflection Profile. *Geology*, 24(12), 1079. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2)
- Pinheiro, L. M., Whitmarsh, R. B. et Miles, P. R. (1992). The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia—II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophysical Journal International*, 109(1), 106-124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00082.x>
- Poort, J., Lucazeau, F., Le Gal, V., Dal Cin, M., Leroux, E., Bouzid, A., Rabineau, M., Palomino, D., Battani, A., Akhmanov, G. G., Ferrante, G. M., Gafurova, D. R., Si Bachir, R., Koptev, A., Tremblin, M., Bellucci, M., Pellen, R., Camerlenghi, A., Migeon, S., ... Khlystov, O. M. (2020). Heat Flow in the Western Mediterranean: Thermal Anomalies on the Margins, the Seafloor and the Transfer Zones. *Marine Geology*, 419, 106064. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106064>

- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N. et de Franco, R. (2014). Seismic Structure of the Central Tyrrhenian Basin: Geophysical Constraints on the Nature of the Main Crustal Domains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 52-70. <https://doi.org/10.1002/2013JB010527>
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N. et de Franco, R. (2015). The Complex 3-D Transition from Continental Crust to Backarc Magmatism and Exhumed Mantle in the Central Tyrrhenian Basin. *Geophysical Journal International*, 203(1), 63-78. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv271>
- Prada, M., Ranero, C. R., Sallarès, V., Zitellini, N. et Grevemeyer, I. (2016). Mantle Exhumation and Sequence of Magmatic Events in the Magnaghi–Vavilov Basin (Central Tyrrhenian, Italy): New Constraints from Geological and Geophysical Observations. *Tectonophysics*, 689, 133-142. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.041>
- Prosser, S. (1993). Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 35-66.

R

- Recq, M., Rehault, J.-P., Bellaiche, G., Genesseeux, M. et Esteve, J.-P. (1976). Unités structurales de la marge continentale sous-marine de Cannes à Menton d'après la sismique réfraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3), 323-330.
- Rehault, J.-P. (1981). Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale). *Thèse de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 132 p.
- Rehault, J.-P., Boillot, G. et Mauffret, A. (1984). The Western Mediterranean Basin Geological Evolution. *Marine Geology*, 55(3-4), 447-477. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90081-1)
- Rehault, J.-P., Honthaas, C., Guennoc, P., Bellon, H., Ruffet, G., Cotten, J., Sosson, M. et Maury, R. C. (2012). Offshore Oligo-Miocene Volcanic Fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic Diversity and Slab Evolution in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics*, 58, 73-95. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.02.003>
- Reid, I. D. et Keen, C. E. (1990). High seismic velocities associated with reflections from within the lower oceanic crust near the continental margin of eastern Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1), 118-126. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90075-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90075-9)
- Reston, T. J. (1988). Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. *Tectonics*, 7(5), 929-945. <https://doi.org/10.1029/TC007i005p00929>
- Reston, T. J. (2009). The Structure, Evolution and Symmetry of the Magma-Poor Rifted Margins of the North and Central Atlantic: A Synthesis. *Tectonophysics*, 468(1), 6-27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.002>
- Reston, T. J., Krawczyk, C. M. et Klaeschen, D. (1996). The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), 8075-8091. <https://doi.org/10.1029/95JB03466>
- Reston, T. et Manatschal, G. (2011). Rifted Margins: Building Blocks of Later Collision. Dans *Arc-Continent Collision* (p. 3-21). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_1
- Ribodetti, A., Operto, S., Agudelo, W., Collot, J.-Y. et Virieux, J. (2011). Joint ray+ Born least-squares migration and simulated annealing optimization for target-oriented quantitative seismic imaging. *Geophysics*, 76(2), 23-42.
- Rollet, N. (1999). Structures Profondes et Dynamique Du Bassin Ligure et de Ses Marges. *Thèse de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 324 p.

- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M. et Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21(3), 6-1-6-23. <https://doi.org/10.1029/2001TC900027>
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C. et Augier, R. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *Bulletin de la Société géologique de France*, 191(1).
- Rouire, J., Autran, A., Prost, A., Rossi, J. et Rousset, C. (1980). Carte Géologique de la France (1:250000), feuille Nice (40).
- Roure, S., Duvail, C., Aunay, B. et Le Strat, P. (2005). La géologie du Golfe du Lion : les données (géophysique, forages, coupes géologiques) – Réalisation d’un système d’information géographiques (SIG) ; création d’une base de données de forages profonds. Rapport BRGM/RP-54146-FR.
- Ryan, W. (1973). Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. Dans *Messinian events in the Mediterranean*. Amsterdam (p. 26-28).
- Ryan, W. B. F. (2011). Geodynamic responses to a two-step model of the Messinian salinity crisis. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(2), 73-78. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.2.73>

S

- Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B. et Whitmarsh, R. (2000). Crustal structure of the continent–ocean transition off the Côte d’Ivoire–Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophysical Journal International*, 143(3), 662-678.
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F. et Sonnette, L. (2011). Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps–Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, 28(7), 1263-1282. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.03.012>
- Sage, F., Beslier, M.-O., Dessa, J.-X., Schénini, L., Watremez, L., Mercier de Lépinay, B., Gaullier, V., Larroque, C., Béthoux, N., Corradi, N., Bigot, A., Migeon, S. et Ruiz-Constán, A. (2014). Inversion of back-arc basins: example of the Ligurian Basin, Western Mediterranean, 15668. EGU General Assembly Conference Abstracts. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014EGUGA..1615668S>
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C., Gutscher, M.-A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañoibetia, J. J. et Zitellini, N. (2013). Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Goringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 120-131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.021>
- Sambolian, S., Operto, S., Ribodetti, A., Tavakoli F., B. et Virieux, J. (2019). Parsimonious slope tomography based on eikonal solvers and the adjoint-state method. *Geophysical Journal International*, 218(1), 456-478. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz150>
- Sambolian, S. (2021). Tomographie des pentes à cohérence cinématique fondée sur des solveurs eikonals et la méthode de l’état adjoint : Théorie et applications à la construction de modèles de vitesses et localisation d’événements. *Thèse de doctorat*, Université Côte d’Azur, 272 p.
- Sambolian, S., Górszczyk, A., Operto, S., Ribodetti, A. et Tavakoli F., B. (2021). Mitigating the ill-posedness of first-arrival travelttime tomography using slopes: application to the eastern Nankai Trough (Japan) OBS data set. *Geophysical Journal International*, 227(2), 898-921. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab262>
- Sandiford, M. (1999). Mechanics of basin inversion. *Tectonophysics*, 305(1), 109-120. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00023-2)

- Sandwell, D. T., Winterer, E. L., Mammerickx, J., Duncan, R. A., Lynch, M. A., Levitt, D. A. et Johnson, C. L. (1995). Evidence for diffuse extension of the Pacific plate from Pukapuka ridges and cross-grain gravity lineations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15087-15099.
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E. et Francis, R. (2014). New Global Marine Gravity Model from CryoSat-2 and Jason-1 Reveals Buried Tectonic Structure. *Science*, 346(6205), 65-67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>
- Sapin, F., Ringenbach, J.-C. et Clerc, C. (2021). Rifted Margins Classification and Forcing Parameters. *Scientific Reports*, 11(1), 8199. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-87648-3>
- Saspiturry, N., Razin, P., Baudin, T., Serrano, O., Issautier, B., Lasseur, E., Allanic, C., Thinon, I. et Leleu, S. (2019). Symmetry vs. Asymmetry of a Hyper-Thinned Rift: Example of the Mauléon Basin (Western Pyrenees, France). *Marine and Petroleum Geology*, 104, 86-105. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.031>
- Sauter, D., Tugend, J., Gillard, M., Nirrengarten, M., Autin, J., Manatschal, G., Cannat, M., Leroy, S. et Schaming, M. (2018). Oceanic Basement Roughness alongside Magma-Poor Rifted Margins: Insight into Initial Seafloor Spreading. *Geophysical Journal International*, 212(2), 900-915. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx439>
- Savoie, B. et Piper, D. J. (1991). The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, 97(3-4), 279-304.
- Savva, D., Meresse, F., Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Lavier, L., Po, K. W., Franke, D., Steuer, S., Sapin, F., Auxietre, J. L. et Lamy, G. (2013). Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. *Tectonophysics*, 608, 72-83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.010>
- Sawyer, D. (1994). The case for slow-spreading oceanic crust landward of the peridotite ridge in the Iberia Abyssal Plain. *Eos*, 75, 616.
- Sawyer, D. S., Coffin, M. F., Reston, T. J., Stock, J. M. et Hopper, J. R. (2007). COBBOOM: the continental breakup and birth of oceans mission. *Scientific Drilling*, 5, 13-25.
- Schellart, W. P. et Moresi, L. (2013). A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3221-3248.
- Schliffke, N., van Hunen, J., Allen, M. B., Magni, V. et Gueydan, F. (2022). Episodic Back-Arc Spreading Centre Jumps Controlled by Transform Fault to Overriding Plate Strength Ratio. *Nature Communications*, 13(1), 582. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28228-5>
- Sdrolias, M. et Müller, R. D. (2006). Controls on Back-Arc Basin Formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4). <https://doi.org/10.1029/2005GC001090>
- Sengör, A. C. et Burke, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5(6), 419-421.
- Séranne, M. (1999). The Gulf of Lion Continental Margin (NW Mediterranean) Revisited by IBS: An Overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 15-36. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03>
- Séranne, M., Couëffé, R., Husson, E., Baral, C. et Villard, J. (2021). The Transition from Pyrenean Shortening to Gulf of Lion Rifting in Languedoc (South France) – A Tectonic-Sedimentation Analysis. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 192, 27. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021017>
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. et Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200.
- Sheriff, R. E. et Geldart, L. P. (1995). Exploration seismology. Cambridge University press.

- Sibuet, J. (1992). Formation of non-volcanic passive margins: A composite model applies to the conjugate Galicia and southeastern Flemish cap margins. *Geophysical Research Letters*, 19(8), 769-772.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S. et Manatschal, G. (2007). Exhumed Mantle-Forming Transitional Crust in the Newfoundland-Iberia Rift and Associated Magnetic Anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6). <https://doi.org/10.1029/2005JB003856>
- Small, C. (1998). Global systematics of mid-ocean ridge morphology. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 106, 1-25.
- Sosson, M., & Guennoc, P. (1998). Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin Ligure : résultats de la campagne de plongée CYLICE (1997). Réunion des Sciences de la Terre, 196-197.
- Soto, J. I., Flinch, J. et Tari, G. (2017). Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins: Tectonics and Hydrocarbon Potential. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-05796-3>
- Srivastava, S. P., Sibuet, J.-C., Cande, S., Roest, W. R. et Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00231-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00231-4)
- Svartman Dias, A. E., Lavier, L. L. et Hayman, N. W. (2015). Conjugate Rifted Margins Width and Asymmetry: The Interplay between Lithospheric Strength and Thermomechanical Processes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(12), 8672-8700. <https://doi.org/10.1002/2015JB012074>

T

- Taylor, B., Goodliffe, A., Martinez, F. et Hey, R. (1995). Continental Rifting and Initial Sea-Floor Spreading in the Woodlark Basin. *Nature*, 374(6522), 534-537. <https://doi.org/10.1038/374534a0>
- Taylor, B., Goodliffe, A. M. et Martinez, F. (1999). How Continents Break up: Insights from Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4), 7497-7512. <https://doi.org/10.1029/1998JB900115>
- Theunissen, T. et Huisman, R. S. (2022). Mantle Exhumation at Magma-Poor Rifted Margins Controlled by Frictional Shear Zones. *Nature Communications*, 13(1), 1634. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29058-1>
- Thierry, P., Lambare, G., Podvin, P. et Noble, M. S. (1999). 3-D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation. *Geophysics*, 64(1), 222-229.
- Thinon, I., Réhault, J.-P. et Fidalgo-González, L. (2002). La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne) : à partir de nouvelles données de sismique réflexion. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 515-522.
- Thinon, I., Matias, L., Réhault, J. P., Hirn, A., Fidalgo-González, L. et Avedik, F. (2003). Deep Structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): A Review of Norgasis Seismic Reflection and Refraction Data. *Journal of the Geological Society*, 160(1), 99-116. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-103>
- Thorwart, M., Dannowski, A., Grevemeyer, I., Lange, D., Kopp, H., Petersen, F., Crawford, W. C., Paul, A. et the AlpArray Working Group. (2021). Basin inversion: reactivated rift structures in the central Ligurian Sea revealed using ocean bottom seismometers. *Solid Earth*, 12(11), 2553-2571. <https://doi.org/10.5194/se-12-2553-2021>
- Toomey, D. R., Solomon, S. C. et Purdy, G. (1994). Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9° 30' N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B12), 24135-24157.
- Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, 284(2), 97-120.

- Tucholke, B. E. et Lin, J. (1994). A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), 11937-11958. <https://doi.org/10.1029/94JB00338>
- Tucholke, B. E., Lin, J. et Kleinrock, M. C. (1998). Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B5), 9857-9866.
- Tucholke, B. E., Humphris, S. E. et Dick, H. J. B. (2013). Cemented mounds and hydrothermal sediments on the detachment surface at Kane Megamullion: A new manifestation of hydrothermal venting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3352-3378. <https://doi.org/10.1002/ggge.20186>
- Tugend, J. (2013). Rôle de l'hyper-extension lors de la formation de systèmes de rift et implication pour les processus de réactivation et de formation des orogènes : l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées. *Thèse de doctorat*, Université de Strasbourg, 295 p.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J. et Masini, E. (2015). Characterizing and Identifying Structural Domains at Rifted Continental Margins: Application to the Bay of Biscay Margins and Its Western Pyrenean Fossil Remnants. *Geological Society, London, Special Publications*, 413(1), 171-203. <https://doi.org/10.1144/SP413.3>
- Tugend, J., Mohn, G., Emmanuel, M. et Manatschal, G. (2018). Rift-inheritance and subduction initiation at magma-poor rifted margins: implications for the formation of Alpine-type orogens (vol. 2018, p. T44A-01). AGU Fall Meeting Abstracts.

U

- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. et Sutra, E. (2010). Hyper-Extended Crust in the South Atlantic: In Search of a Model. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 207-215. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-904>

V

- Van Avendonk, H. J., Holbrook, W. S., Nunes, G. T., Shillington, D. J., Tucholke, B. E., Loudon, K. E., Larsen, H. C. et Hopper, J. R. (2006). Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).
- Van Avendonk, H. J., Lavier, L. L., Shillington, D. J. et Manatschal, G. (2009). Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland. *Tectonophysics*, 468(1-4), 131-148.
- Van Wees, J.-D., Stephenson, R., Ziegler, P., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F. et Scheck, M. (2000). On the origin of the southern Permian Basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology*, 17(1), 43-59.
- Vermeer, G. (2012). 3D Seismic Survey Design, Second Edition. Tulsa. <https://doi.org/10.1190/1.9781560803041>
- Verschuur, D. J., Berkhout, A. J. et Wapenaar, C. P. A. (1992). Adaptive Surface-related Multiple Elimination. *Geophysics*, 57(9), 1166-1177. <https://doi.org/10.1190/1.1443330>
- Verschuur, D. J. (2013). Seismic Multiple Removal Techniques: Past, present and future (EET 1). Earthdoc.
- Vigliotti, L. et Langenheim, V. e. (1995). When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova*, 7(4), 424-435. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00538.x>

W

- Wallace, L. M., Ellis, S. et Mann, P. (2009). Collisional model for rapid fore-arc block rotations, arc curvature, and episodic back-arc rifting in subduction settings. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5).
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., Deprez, A., & RENAG team. (2018). Does long-term GPS in the Western Alps finally confirm earthquake mechanisms? *Tectonics*, 37(10), 3721-3737.
- Watts, A. B. et Marr, C. (1995). Gravity Anomalies and the Thermal and Mechanical Structure of Rifted Continental Margins. Dans E. Banda, M. Torné et M. Talwani (dir.), *Rifted Ocean-Continent Boundaries* (p. 65-94). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0043-4_5
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291(5817), 645-648. <https://doi.org/10.1038/291645a0>
- Wernicke, B. (1985). Uniform-Sense Normal Simple Shear of the Continental Lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125. <https://doi.org/10.1139/c85-009>
- Westphal, M., Bardon, C., Bossert, A. et Hamzeh, R. (1973). A computer fit of Corsica and Sardinia against southern France. *Earth and Planetary Science Letters*, 18(1), 137-140. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90046-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90046-0)
- Westphal, M., Orsini, J. et Vellutini, P. (1976). Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30(1-2), 141-157.
- White, R. S., McKenzie, D. et O’Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 19683-19715. <https://doi.org/10.1029/92JB01749>
- White, N. et Lovell, B. (1997). Measuring the Pulse of a Plume with the Sedimentary Record. *Nature*, 387(6636), 888-891. <https://doi.org/10.1038/43151>
- Whitmarsh, R., Miles, P. et Mauffret, A. (1990). The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia—I. Crustal structure at 40° 30' N. *Geophysical Journal International*, 103(2), 509-531.
- Whitmarsh, R. B., Pinheiro, L. M., Miles, P. R., Recq, M. et Sibuet, J.-C. (1993). Thin crust at the western Iberia Ocean-Continent transition and ophiolites. *Tectonics*, 12(5), 1230-1239. <https://doi.org/10.1029/93TC00059>
- Whitmarsh, R. B. et Miles, P. R. (1995). Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), 3789-3806. <https://doi.org/10.1029/94JB02877>
- Whitmarsh, R. et Sawyer, D. S. (1996). The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes (p. 713-736). *Proceedings-ocean Drilling Program Scientific Results*, National Science Foundation.
- Whitmarsh, R. B., White, R. S., Horsefield, S. J., Sibuet, J.-C., Recq, M. et Louvel, V. (1996). The Ocean-Continent Boundary off the Western Continental Margin of Iberia: Crustal Structure West of Galicia Bank. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B12), 28291-28314. <https://doi.org/10.1029/96JB02579>
- Whitmarsh, R. B., Manatschal, G. et Minshull, T. A. (2001). Evolution of Magma-Poor Continental Margins from Rifting to Seafloor Spreading. *Nature*, 413(6852), 150-154.
- Wu, L., Shen, C., Paton, D., Hou, Y., Mei, L., Zeng, X. et Shi, G. (2022). The Nature of the Late Syn-rift Sag Basin (LSSB). *Terra Nova*, 34. <https://doi.org/10.1111/ter.12616>

X

-
- Xu, C., Dunn, R. A., Watts, A. B., Shillington, D. J., Grevemeyer, I., Gómez de la Peña, L. et Boston, B. B. (2022). A Seismic Tomography, Gravity, and Flexure Study of the Crust and Upper Mantle Structure

of the Emperor Seamounts at Jimmu Guyot. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(6), e2021JB023241. <https://doi.org/10.1029/2021JB023241>

Y

Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801580>

Z

Zelt, C. A. (1998). FAST -- Program package for First Arrival Seismic Tomography. <https://www.bibsonomy.org/bibtex/233c094ad0364ede3a21b0e155c2a6eb8/nilsma>

Zelt, C. A. et Barton, P. J. (1998). Three-Dimensional Seismic Refraction Tomography: A Comparison of Two Methods Applied to Data from the Faeroe Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4), 7187-7210. <https://doi.org/10.1029/97JB03536>

Table des figures

Figure 0.1 : Plan de position des levés de sismique réflexion et grand-angle initialement prévus durant la campagne SEFASILS, avant que les acquisitions sismiques en eaux italiennes ne s'avèrent soulever des difficultés non surmontées pour l'heure.	13
Figure 0.2 : Plan de position montrant le profil finalement acquis en sismique grand-angle et en sismique réflexion (avec deux sources distinctes pour cette dernière) durant le leg 1 de la campagne SEFASILS. La réalisation d'un hypothétique leg 2 pour les profils partiellement ou complètement en eaux italiennes est conditionnée à l'accord des autorités au terme d'une étude d'impact.	14
Figure I.1 : (A) Distribution mondiale des différents types de marges passives. En rouge, les marges magmatiques (magma-rich), en vert les marges pauvres en magma (magma-poor), et en gris pointillé les marges transformantes (transform margin). (B) Schéma de l'architecture générale de ces différents types de marges. Figure de Reston et Manatschal (2011). Le bassin Ligure, notre zone d'étude, est localisé par le rectangle noir.....	25
Figure I.2 : A) Représentation classique d'une MPPM avec une C.C. fracturée dans sa partie supérieure et juxtaposée à la C.O. type Penrose (1972). B) Représentation actuelle de la complexité trouvée aux MPPMs (Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009).	26
Figure I.3 : La terminologie appliquée à l'étude des MPPMs d'après l'étude de la marge Ouest Ibérique. Ici la « croûte » du domaine de transition (TOC) est composée d'un manteau exhumé serpentinisé, démontré par les forages, ce qui n'est pas forcément le cas pour les autres MPPMs. Modifiée d'après Tugend (2013) et Gillard, (2014).	27
Figure I.4 : A) Exemple où l'asymétrie des marges conjuguées (Brésil-Angola) est observée en sismique réflexion (Unternehr <i>et al.</i> , 2010). La marge brésilienne est l'upper plate et celle d'Angola la lower plate. B) Représentation schématique de l'asymétrie de la structure au moment de l'exhumation (lower plate à droite et l'upper plate à gauche) et les caractéristiques (C) que cela entraîne sur la nature du socle et l'architecture sédimentaire (Lescoutre <i>et al.</i> , 2019).	28
Figure I.5 : Les trois types de plancher océanique mis en place aux dorsales lentes à ultra-lentes, définis par Cannat <i>et al.</i> (2006) suite à leur étude sur la dorsale sud-ouest Indienne. Le « volcanic » et « corrugated seafloor » peuvent caractériser des dorsales lentes (médio-Atlantique) à ultra-lente (SWIR). Le « smooth seafloor » caractérise uniquement les dorsales ultra-lentes. Dimension horizontale de 80 km sur 40 km. Drouin (2008) d'après Cannat <i>et al.</i> (2006).	31
Figure I.6 : Image bathymétrique précise (2*2 m par pixel) présentant un corps complexe océanique localisé sur la ride Médio-Atlantique (13°20'N) (Escartín <i>et al.</i> , 2017).	32
Figure I.7 : Modèles d'extension lithosphérique : A) cisaillement pur (McKenzie, 1978) ; B) cisaillement simple (Wernicke, 1981) ; C) un modèle composite (Lister <i>et al.</i> , 1986). D'après Barbier <i>et al.</i> (1986).	34
Figure I.8 : Évolution schématique des MPPMs répartie en 4 grandes étapes (décrites dans le texte), basée sur les observations des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve. Figure de Péron-Pinvidic et Manatschal (2009).	36

Figure I.9 : Représentation schématique de l'amincissement de la C.C. par déformation ductile de la C.C. inférieure engendrant un boudinage de la C.C. supérieure proposés par A) Clerc et Lagabrielle (2014) et B) Clerc <i>et al.</i> (2018).....	37
Figure I.10 : Structure thermique de l'évolution d'un rift à l'océanisation dans une MPPM (Cannat <i>et al.</i> , 2009).....	38
Figure I.11 : Formation schématique d'un bassin d'arrière-arc engendré par le roll back du slab (Elsasser, 1971 ; Moberly <i>et al.</i> , 1972) avec la plaque supérieure fixe (marquée par le point noir) et la fosse (trench) se décalant vers l'océan, entraînant l'extension sur la plaque supérieure et menant au rift et à l'océanisation du bassin arrière-arc (Martinez <i>et al.</i> , 2007).....	39
Figure I.12 : Carte des reliefs de la Méditerranée Occidentale. Co : Corse, Sa : Sardaigne.	41
Figure I.13 : Bathymétrie du bassin Liguro-Provençal et géologie des domaines émergés. La carte bathymétrique met en lumière la pente continentale étroite (blanc à bleu clair : de 0 à 1500 m) et la plaine abyssale (2500 m en bleu foncé). La carte géologique des domaines émergés montre l'hétérogénéité du socle des domaines continentaux. Dans le bassin, sont représentés en noir hachuré les volcans échantillonnés (Réhault <i>et al.</i> , 2012) et en noir les volcans non-affleurant, identifiés par Rollet <i>et al.</i> , (2002) sur les profils sismiques MALIS. Carte géologique de France au 1 millionième (Chantraine <i>et al.</i> , 2003). Les villes et les noms des principaux massifs sont également indiqués. En trait noir pointillé : frontière franco-italienne. Courbe bathymétrie en gris clair tous les 500 m (EMODnet, https://emodnet.ec.europa.eu/en/bathymetry).	42
Figure I.14 : Carte tectonique simplifiée des Alpes d'après Neubauer (2014).....	44
Figure I.15 : Carte géologique simplifiée des massifs des Maures, du Tanneron et de l'Estérel, d'après la synthèse de Triat (2015).	45
Figure I.16 : Carte géologique de la Corse de Ferrandini <i>et al.</i> (2009), d'après Rossi (2000).....	46
Figure I.17 : Carte des différents édifices volcaniques du bassin Ligure, avec les âges associés. D'après Réhault <i>et al.</i> (2012).	48
Figure I.18 : Reconstruction cinématique de la Méditerranée Occidentale et des Alpes avec une phase de divergence (200-130 Ma) puis une phase de convergence (83-0 Ma) relativement à la plaque Europe fixe sans représenter les déformations et rifting intraplaques. (Le Breton <i>et al.</i> , 2021).....	50
Figure I.19 : Tableau récapitulatif des événements tectonique majeur des pourtours de la Méditerranée Occidentale. (Ford <i>et al.</i> , 2022).....	52
Figure I.20 : Chronologie des événements dans le bassin Ligure et les Alpes Occidentale Sud (Sage <i>et al.</i> , 2011).....	53
Figure I.21 : Reconstruction cinématique de la Méditerranée Occidentale, d'après Romagny <i>et al.</i> , 2021.	54
Figure I.22 : Profil de sismique multitrace haute résolution (campagne MALISAR) au travers du promontoire d'Imperia et du système de failles nord Ligure d'après Sage <i>et al.</i> (2014) montrant le décalage d'au moins 1 800 m des séries messiniennes.....	55
Figure I.23 : Répartition des domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal avec, en fond, la carte d'anomalie magnétique de Galdeano et Rossignol (1977). Les limites des domaines transitionnel (II) et central (III) présentées sont communément acceptées mais peuvent être légèrement et localement différentes selon les auteurs. La province volcanique (PV) dans le bassin de Valence est définie par Maillard <i>et al.</i> (2020). Les profils récents et discutés dans le manuscrit sont localisés : ECORS (e.g. De Voogd <i>et al.</i> , 1991 ; Mauffret <i>et al.</i> , 1995 ; Séranne, 1999), LISA01 (Contrucci <i>et al.</i> , 2001), LOBSTER (Dannowski <i>et al.</i> ,	

2020 ; Nouibat *et al.*, 2022b), MALIS 24 (Rollet *et al.*, 2002), SARDINIA (Afilhado *et al.*, 2015 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Merino *et al.*, 2021 ; Moulin *et al.*, 2015), Tgs-Nopec (Jolivet *et al.*, 2015) ainsi que les ESP (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Pascal *et al.*, 1993). Les volcans sont répertoriés par Réhault *et al.* (2012). En noir épais, les zones de transferts (Jolivet *et al.*, 2021 ; Maillard *et al.*, 2003). Le profil en rouge est l'emplacement du profil SEFASILS, qui est traité et interprété dans ce manuscrit.....56

Figure I.24 : Interprétations des profils sismiques de longue écoute qui recourent les différents domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal dans son axe (localisations à la Figure I-23). Les profils sont représentés à différentes échelles pour des raisons de lisibilité.....57

Figure I.25 : Interprétations de profils de sismique profonde qui recourent les différents domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal et de ses marges de l'Est vers l'Ouest (de haut en bas, localisations sur la Figure I-23). Les profils sont représentés à différentes échelles pour des raisons de lisibilité.....58

Figure I.26 : A) Profil sismique MA24 traversant le bassin d'Hyères à Ajaccio interprété par Rollet (1999) et repris dans Lofi *et al.* (2011). B) Profil sismique provenant des stages de géophysique de Villefranche, interprété dans Lofi *et al.* (2011).....62

Figure II.1 : Plan de position des profils de la campagne de SEFASILS. En rouge le profil acquis lors du leg 1 en MCS et WAS (les points noirs marquent la position des OBS et des stations à terre. En gris clair, les profils prévus initialement et reportés à un leg 2.....67

Figure II.2 : Schéma représentant les deux principales méthodes d'acquisition sismique : la sismique multitrace (MCS) où les récepteurs sont alignés le long du streamer tracté par le bateau avec la source sismique et la sismique grand angle (WAS) où les récepteurs sont les stations sismiques marines autonomes (OBS) déployés sur le fond de la mer. D'après J.-X. Dessa.68

Figure II.3 : Schématisation de la séparation des échelles. Le modèle de vitesse (en haut) est décomposé en un macro modèle de vitesse lisse décrivant les grandes longueurs d'onde (en bas à gauche) et un modèle de réflectivité représentant les hautes fréquences (en bas à droite). Le macro modèle de vitesse est classiquement obtenu par tomographie alors que le modèle de réflectivité est reconstruit par migration des données MCS. D'après Billette et Lambaré (1998).....70

Figure II.4 : a) Représentation de la relation entre l'angle d'ouverture θ et le nombre d'onde pour un diffractant x . Le vecteur du nombre d'onde k , résultant de la sommation des vecteurs d'onde k_s et k_r , de l'onde incidente et diffractée respectivement, est contrôlé par la longueur d'onde λ , et l'angle de diffraction, θ . (Sambolian, 2021). B) Représentation schématique des gammes de nombres d'ondes (rapportés aux fréquences) reconstruits dans l'imagerie du sous-sol. La tomographie est utilisée pour reconstruire les grandes longueurs d'onde du sous-sol sous forme d'un macro modèle de vitesse obtenu avec les régimes de réflexion grand-angle (enregistrés à grand offset), modèle utilisé dans un second temps pour cartographier les courtes longueurs d'onde, i.e. la réflectivité, par migration. Outre donc la nécessité de grands offsets dans le dispositif pour obtenir la partie basse fréquence du spectre (fournie le cas échéant par des données grand-angle complémentaires), sa partie centrale montre que les deux échelles reconstruites sont séparées par un gap de longueurs d'onde intermédiaires sur lesquelles les données de MCS ne portent généralement pas d'information. On parle de séparation d'échelles. Modifié d'après Clarebout (1985).....70

Figure II.5 : Illustration du principe de la couverture multiple avec une flûte à N traces espacées d'une distance d_{trace} et un milieu éclairé par deux tirs, T1 et T2, espacés d'une distance d_{tir} . Une trace sismique sera enregistrée au même point miroir par plusieurs tirs si d_{trace} est un multiple pair de d_{tir} . Dans cet exemple une trace sismique est enregistrée au point miroir N au tir T1 (source -récepteur 2) et au tir T2 (source-récepteur 4).....72

Figure II.6 : Représentation des différents types de tris des données avec les récepteurs (x_r) en abscisse et la source (x_s) en ordonnée. La collection en offset commun est représentée en vert, celle en tir commun en orange, celle en point miroir commun en violet et enfin celle en récepteur fixe en bleu. (Vermeer, 2012).
.....73

Figure II.7 : Représentation de la pénétration (profondeurs maximales d’investigation) et de la résolution atteinte en fonction des fréquences utilisées dans l’imagerie sismique et sismologique. D’après F. Sage. ...75

Figure II.8 : A) Photo d’un compresseur alimentant les canons à air. B) schéma explicatif de l’interférence entre l’onde directe et l’onde fantôme réfléchi par la surface libre. C) Signal sismique de l’onde directe et du fantôme ainsi que leur sommation formant l’onde incidente. D) Signaux sismiques de plusieurs canons synchronisés sur le premier pic d’amplitude (en haut), et leur sommations (en bas) atténuant l’amplitude relative des bulles. Modifiée d’après Françoise Sage et Laure Schenini.....76

Figure II.9 : Représentation schématique des lignes de canons et de leurs répartitions pour les deux configurations de sources sismiques utilisées durant la campagne SEFASILS : A) source sismique MCS et B) source sismique WAS.78

Figure II.10 : Spectres d’amplitude des sources des profils SEFA13 (source WAS, en bleu) et SEFA14 (source MCS, en rouge) calculés avec le logiciel Gundalf™ par l’Ifremer.79

Figure II.11 : Représentation de la flûte de 6 km utilisée pour la campagne SEFASILS. (Source : Ifremer).
.....80

Figure II.12 : Séquence de traitement pour la campagne SEFASILS (L. Schenini).82

Figure II.13 : A) Exemple de collection en tir commun (500 - 506) des données du profil SEFA13 en sortie du job 001_Segin_Rsamp_Setra.job. B) Spectre d’amplitude de la zone sélectionnée encadrée en rouge (en vert pour chacune des traces et en rouge la moyenne), la forte amplitude entre 2 et 8 Hz correspond au bruit visible, qu’il faut enlever.85

Figure II.14 : Exemple de collection en tir commun (12-14) des données du profil SEFA13 en sortie des jobs : 001_Segin_Rsamp_Setra.job (A), 002P_Sdico_mute.job (B) et 003_Sparn.job (C). A) Les bruits de forte amplitude, encadrés en rouge, sont visibles sur toute la longueur de trace. B) Après mute des ondes directes et réfractées puis correction de divergence sphérique, le signal est amplifié au cours du temps, y compris le bruit qui devient plus visible au cours du temps. Les traces sélectionnées pour être mises à amplitudes très atténuées sont visibles pour le tir 12. C) L’application du module sparn réussit à atténuer les bruits du tir 13 (C).85

Figure II.15 : Illustration de la modélisation d’un multiple (S1-R2) à partir de deux événements primaire (S1-R1 et S2-R2). Figure issue de la documentation de Geovation.87

Figure II.16 : Illustration des paramètres du module RAMUR à fixer pour définir les zones de signal à conserver et les zones à atténuer (bruits ou multiples). XRM est l’offset maximal, de 6135 m dans notre cas. Figure issue de la documentation de *Geovation*.88

Figure II.17 : Exemple de collection en CMP commun (1300 – 1301) des données du profil SEFA13 en sortie des jobs : A) 003P_SPARN.job, B) 006P_SMMOD.job, C) 007P_ADAPT_ADAPT.job et D) 008P_RAMUR.job. Les multiples sont atténués par l’application de deux types d’antimultiples : la méthode SMRE (B, C) et le filtrage après en domaine Tau-p (D). Pour la méthode SMRE, il y a deux étapes : une de modélisation des multiples (B) et une d’adaptation puis soustraction (C). Les résultats montrés ici sont issus des 2 applications successives de SMMOD et ADAPT_ADAPT. Des résidus de multiple subsistent et sont atténués par l’application du deuxième type d’antimultiple par le module RAMUR.89

Figure II.18 : Exemple de collection en CMP commun (1300 – 1304) des données du profil SEFA13 en sortie des jobs : A) 008P_RAMUR_ADAPT.job, B) 009_TRITA.job ; C) spectre d’amplitude et D) autocorrélogrammes associés aux données en cadrées en rouge. L’effet est peu visible sur les CMP à cette échelle mais il est très marqué (lissage et impulsivité) dans les spectres d’amplitude et les autocorrélogrammes. L’effet du filtre passe-bande est également bien visible pour les fréquences supérieures à 70 Hz sur le spectre d’amplitude.....	91
Figure II.19 : Sections sommées du profil SEFA13 avec la 5 ^{ème} loi de vitesse des données issues de A) 008P_RAMUR_ADAPT.job et B) 009_TRITA.job. L’atténuation des réverbérations (par exemple le réflecteur noir pointé par les flèches rouges) est visible sur la section. Les réflecteurs autres paraissent plus fins sur la section sommée B.	92
Figure II.20 : A gauche : Illustration de la correction NMO pour redresser l'hyperbole (en vert) avec un facteur Δt qui est adapté à chaque trace (en violet) donc fonction de l'offset. A droite : Illustration d’une hyperbole (non corrigée en noir) corrigée avec une vitesse adéquate (en vert), trop faible (en orange) et trop forte (en bleu) (Yilmaz, 2001).....	93
Figure II.21 : Exemple des 3 fenêtres utilisées dans <i>Geovation</i> lors de la phase d’analyse des vitesses. A gauche, le panneau de semblance. A droite, les mini-sommations. Au milieu, la collection CMP avec les hyperboles calculées avant (à gauche) et après correction NMO (à droite).....	94
Figure II.22 : Illustration de la sommation des trace corrigée NMO qui permet d’augmenter le rapport signal sur bruit. Modifié d’après F. Sage.	95
Figure II.23 : Migration Post et Pre- stack du profil SEFA13 avec le modèle de vitesse V5 (échelle verticale de 2).	97
Figure II.24 : Migration post et pré-stack du profil SEFA14 avec la loi de vitesse V3 (échelle verticale de 4).	98
Figure II.25 : Workflow des étapes principales effectuées pour la préparation des données MCS à la migration profondeur avant-sommation.	100
Figure II.26 : Schéma des différentes étapes de la migration en profondeur.	101
Figure II.27 : Exemple d'un panneau iso-X (à gauche) avec la fonction de semblance gamma associée (à droite). Les 4.5 premiers km sont migrés avec la bonne vitesse car les réflecteurs sont plats et la semblance est centrée sur 1. Données extraites du profil SEFA13 migrée avec le modèle V_{14} à 45 km de distance. .	103
Figure II.28 : Modèle de vitesse V_{14} pointé en temps et corrigé en profondeur sur les données du profil SEFA14. Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	104
Figure II.29 : Modèle de vitesse V_{13} pointé en temps sur les données du profil SFEA13. Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	105
Figure II.30 : Modèle de vitesse V_{OBS} obtenu par la tomographie des temps premières arrivées et réflexion au top du manteau sur les données OBS. Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.....	105
Figure II.31 : Données du profil SEFA13 migrées en profondeur avec le modèle de vitesse V_{OBS} . La position des panneaux analysés est figurée par les lignes verticales noires.	106
Figure II.32 : Image migrée finale des données SEFA14 avec le modèle de vitesse V_{14} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	107
Figure II.33 : Image migrée finale des données SEFA13 avec le modèle de vitesse V_{14} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	107

Figure II.34 : Image migrée finale des données SEFA13 avec le modèle de vitesse V_{13} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	108
Figure II.35 : Image migrée finale des données SEFA13 avec le modèle de vitesse V_{OBS} . Le trait noir tireté marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	108
Figure II.36 : Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité des différentes données migrées à un point X donné, ici à 45 km. En haut à gauche sont représentés les logs de vitesses à cette distance des modèles V_{OBS} (bleu), V_{13} (orange) et V_{14} (vert). En dessous, 2 images migrées en profondeur des données SEFA13 avec le modèle V_{OBS} (haut) et V_{14} (bas). A droite, les différents panneaux iso-X extraits pour les combinaisons SEFA13- V_{OBS} , SEFA13- V_{13} , SEFA13- V_{14} et SEFA14- V_{14} . Les flèches vertes et violettes indiquent des réflecteurs majeurs. Les panneaux de semblance associés montrant la fonction gamma sont présentés en bas à droite dans le même ordre.	111
Figure II.37 : Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité de l'apport de la correction du modèle de vitesse en profondeur. Les panneaux iso-X et gamma sont issus de la migration des données du profil SEFA14 avec le modèle de vitesse pointé en temps sans correction en profondeur (à gauche, V_{14} -initial) et avec correction de ce modèle en profondeur (à droite – V_{14}). La comparaison des logs de vitesse est montrée, avec le log du modèle initial, noté V_{14} -initial en vert pomme, et celui après correction en profondeur en vert foncé, noté V_{14} . Les images migrées en bas à droite sont l'image finale des données SEFA14 migrées avec le modèle de vitesse V_{14} (haut) et celle obtenue avec le modèle de vitesse avant correction en profondeur V_{14} -Initial.	113
Figure II.38 : Image migrée finale des données de SEFA13 avec le modèle de vitesse composite V_{14-OBS} . Le trait tireté noir marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	115
Figure II.39 : Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité des différentes données à 40 km. En haut à gauche, les logs de vitesses des modèles V_{OBS} (bleu), V_{14} (vert) et mixte V_{14-OBS} (rose). En dessous, 2 images migrées en profondeur des données SEFA13 avec le modèle V_{OBS} (haut) et le modèle mixte V_{14-OBS} (bas). À droite, les différents panneaux iso-X extraits pour les combinaisons SEFA13- V_{OBS} , SEFA13- V_{14-OBS} , SEFA13- V_{14} et SEFA14- V_{14} . Leurs panneaux de semblance associés montrant la fonction gamma sont présentés en bas à droite dans le même ordre. Les flèches de couleurs indiquent des réflecteurs majeurs.	116
Figure II.40 : Spectre d'amplitude des données des profils SEFA13 (source refraction) et 14 (source MCS), suite au traitement en temps calculé avec le logiciel <i>Geovation</i> ®.	117
Figure II.41 : Données brutes (A et C) et filtrées (passe bande + filtre de pente, B et D) de l'hydrophone (A et B) et de la composante verticale (C et D) de l'OBS 111.	123
Figure II.42 : Vision synthétique des pointés effectués sur les données OBS et les stations à terre (en bleu) comparés à ceux calculés par inversion tomographique (en rouge). Les points verts marquent la position des tirs.	125
Figure II.43 : Schéma du principe de l'inversion tomographique de FAST de Zelt et Barton (1998). ..	127
Figure II.44 : Différence absolue moyenne entre les pointés calculés et observés par récepteur avant (à gauche) et après (à droite) la révision des pointés. On observe une amélioration significative, passant d'un maximum de 0,2 s à 0,1 s.	129
Figure II.45 : Construction du modèle de départ avec les paramètres d'entrée.	130
Figure II.46 : Logs de vitesse des 1000 modèles de départ extraits à 56 km.	131

Figure II.47 : (A) Modèle de vitesse moyen calculé à partir des 595 modèles ayant une RMS inférieure à 90 ms et (B) modèle de l'écart-type associé, calculé sur la même population.....	132
Figure II.48 : Exemples de temps de première arrivée et de réfléchie au Moho pointés (traits pleins) et calculés (tiretés) sur des données d'hydrophone filtrées (debias + filtre passe bande).....	134
Figure II.49 : Modèle de vitesse final issu de l'inversion tomographique de Tomo2d avec la position du Moho (ligne noire). Le cache blanc transparent indique les zones où l'écart-type calculé avec l'exploration semi-aléatoire des modèles est supérieur à 0,6 km/s (Figure II.47b).....	135
Figure II.50 : Cartes gravimétriques de l'anomalie à l'air libre extraites du DTU13 (Anderson et al., 2013) et de Sandwell (Sandwell <i>et al.</i> , 1995). Le trait de côte est représenté par le trait noir épais, la frontière franco-italienne par le trait noir fin. Les isovaleurs sont notées tous les 50 mgal en blanc pointillé, le 0 mgal en plus épais et continu.	139
Figure II.51 : Cartes des grandes (haut) et courtes (bas) longueurs d'ondes issues de la carte gravimétrique de Sandwell. Les points noirs représentent les positions des OBS de la campagne SEFASILS. Dans la carte des courtes longueurs d'onde, les traits gris fins représentent la bathymétrie, tous les 250 m. Les volcans identifiés dans la zone sont notés.	141
Figure II.52 : Ensemble des données gravimétriques disponibles le long du profil SEFASILS. Le 0 en abscisse représente le trait de côte.	142
Figure II.53 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle de contraste de densité issu du modèle de vitesse tomographique (en bas). On peut la comparer aux données observées : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Ici les interfaces n'ont pas été modifiées par rapport aux isovitesse du modèle tomographique, en dehors du prolongement vers la profondeur de l'isovitesse 7 km/s à gauche du modèle (en rouge).....	145
Figure II.54 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle ajusté (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les interfaces modifiées par rapport au modèle présenté Figure II.53 sont marquées en rouge (les anciennes interfaces sont en gris clair). Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond.....	147
Figure II.55 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle ajusté avec des corps rajoutés (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les corps rajoutés par rapport au modèle présenté Figure II.54 sont figurés en rouge avec la perturbation de densité associée par rapport aux couches encaissantes indiquée. Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond. Le trait noir épais dans le modèle marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS.	148
Figure II.56 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (en pointillés gris) à partir du modèle initial (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond.....	150

Figure II.57 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre calculée (pointillés gris) à partir du modèle ajusté avec des corps rajoutés (en bas). On peut la comparer aux données observées (en haut) : en noir épais, celle mesurée lors de la campagne (Sefasils obs.), et en couleur les données obtenues par satellite (Sandwell en rouge, DTU13 en bleu et GEOMED 2 en vert). Les corps rajoutés par rapport au modèle présenté Figure II.56 sont figurés en rouge, avec la perturbation de densité associée par rapport aux couches encaissantes indiquée. Les densités de chaque couche sont marquées en bas à droite dans l'ordre des couches du superficiel au profond. Le trait noir épais dans le modèle marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS. 151

Figure II.58 : Modèles de densité ajustés issus des modèles de vitesse (A) tomographique et (B) mixte. Le modèle mixte, de par sa construction est plus lisse. 152

Figure III.1 : Map of the Ligurian Basin, located in the Western Mediterranean (see inset). The black lines represent the limits of the domains (margin, continent-ocean transition and oceanic) from Rollet *et al.* (2002). The thick red line corresponds to the SEFASILS profile with the black dots representing the land stations (LS) and the OBSs. The brown line is the refraction profile LOBSTER p2 from Dannowski *et al.* (2020). The blue line is the reflection profile LISA01 from Contrucci *et al.* (2001) and the blue dots are the ESP locations from Le Douaran *et al.* (1984), reprocessed by Contrucci *et al.* (2001). The dark-hatched polygons represent volcanoes that were sampled and the dark-filled ones, volcanic intrusion observed on MCS data (Rollet *et al.*, 2002). 162

Figure III.2 : 6 OBS sections from the hydrophone channel taken along the profile, with first arrivals and PmP reflections picked and calculated in the final tomographic model superimposed. Reduction velocity is 7 km/s. On the top left, position of the presented OBS located on the profile. 165

Figure III.3 : A) Illustration initial models building for semi-random model space exploration. The velocities in the water (V_{wat}), in the uppermost sediments (V_{up}) and at the bottom of the model (V_{bot}) are fixed at 1,528 km/s, 2,1 km/s and 8,4 km/s respectively. The only change is the reference interface: it is defined at 4 control profiles, with fixed distances (X_{ref}) but randomized depths (Z_{ref}) between the bathymetry and the bottom of the model. The associated velocity at Z_{ref} is also randomized between wide bounds (3 to 7 km/s). The whole model is interpolated from these 4 log profiles. B) Illustration of the whole set of velocity logs in the 1000 generated starting models at 56 km distance, showing their sheer diversity. The (0,0) origin represents the coastline and the sea level. 166

Figure III.4: A) Average 1st arrival velocity model calculated from solutions with an RMS below 90 ms (596 models). A mask is applied to only show areas where more than 200 models have ray coverage. B) Standard deviation model on the same population (RMS < 90 ms), with same mask as the average model. The grey areas are where the uncertainties are the highest, at the extremities of the model. 167

Figure III.5: Best-fitting 1st arrival final velocity model, featuring a RMS of 58 ms, with a mask to show ray-covered zones only. Velocity isocontours are superimposed in thin black line, at a 1 km/s interval. The landstations and OBSs are represented with dark inverted triangles. The paler areas are less constrained (more than 0.6 km/s of standard deviation). The (0,0) origin represents the coastline and the sea level. 168

Figure III.6: Tomographic velocity model from the joint refraction-PmP inversion (Korenaga *et al.*, 2000) using the same first arrival picks and adding the mantle reflection travel times. The RMS of this model is 57 ms. The thick black line is the inverted boundary for PmP reflections. The velocity isocontours are every 0.5 km/s. The iso-velocity 5.1 km/s is highlighted. The land stations and OBS are represented with black triangle. The grey lines represent the intersections with other wide-angle seismic results available. The domains' limit defined by Rollet *et al.*, (2002) are represented as blue dashed-dotted lines. 169

Figure III.7: A) Free Air Anomaly (FAA) from SEFASILS cruise (black line), Sandwell V29 (Sandwell *et al.*, 2014, red line), Geomed2 (Barzaghi *et al.*, 2018; green line) and DTU13 (Andersen *et al.*, 2013; blue line) compared to the FAA calculated from B) gravimetric models 1 (dots), 2 (dashes) and 3 (thick gray dots). Model 1 is the density model derived directly from our joint refraction-reflection tomographic velocity distribution, with only the geometry of the 7 km/s iso-velocity altered landward (marked in red). Model 2 is the density model built in the same way but using densities derived from the velocity model of Dannowski *et al.* (2020) after 100 km of distance. Model 3 is the gravimetric model that best fits the FAA. 170

Figure III.8: A) Post-stack time migration of the multi-channel seismic data SEFA13 profile shot with the same source as used for wide angle data acquisition. Close-up in domain II (B) and III (D), with the preliminary interpretations (grey dots represent the sea bottom multiple). PQ: Plio-Quaternary sediments, MU: Mobile Units (Messinian salt), UU: Upper Unit from the Messinian unit, Mio: Miocene, SB: Strong Basal reflector (see text for details). C) Similar close-up as in B), but with the time-converted velocity model from the refracted data superimposed, including iso-velocity contours (black lines) every 1 km/s..... 171

Figure III.9 : Average 1D velocity profiles along the model as a function of depth below the seafloor (bathymetry is removed) represented for the domain I (stretched continental, in orange), domain II (transitional, in red) and domain III (oceanic, in purple). The thick lines are the average and the shaded areas represent the standard deviation for the velocity logs extracted every kilometer in each domain..... 174

Figure III.10: Velocity log profiles below seafloor in each domain, from the joint refraction-reflection tomographic model. Logs are extracted every kilometer in domain I from 10 to 30 km, in domain II from 35 to 65 km and in domain III from 70 to 105 km (distances are from the coastline). The grey dot line marks the 5.1 km/s velocity, used as a proxy for the basement..... 176

Figure III.11: Velocity logs extracted from joint refraction-reflection tomographic velocity model and from previous regional data in the basin (see Figure III.1 and Figure III.6 for location). A) Comparison with ESP 229 (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Douaran *et al.*, 1984), quasi-coincident with the SEEFASILS profile at 45 km distance, in domain II (Figure III.1). B) Comparison with ESP 224, located 24 km east of the SEFASILS profile (Contrucci *et al.*, 2001 ; Le Douaran *et al.*, 1984) in domain III. To account for the ambiguity stemming from the gap, an average velocity log (blue line) over 4 km was calculated and is represented together with its standard deviation (blue shaded area). C) Comparison with the recent tomographic model of Dannowski *et al.* (2020), with respective velocity logs at the crossing position of the profiles..... 177

Figure III.12: Tomographic velocity model from the joint refraction-PmP inversion with the delimited domains A, B C and D according to velocity logs. In light blue, the domains previously defined in the basin by Rollet *et al.* (2002). 178

Figure III.13: Velocity logs in the basement (velocity > 5.1 km/s), extracted every kilometer. Colors refer to the classically defined domains (Rollet *et al.*, 2002): I in blue, II in orange and III in green. A) All logs from our defined domain A, B, C and D. B) Logs from our defined domain A, B and D, thus including all logs from domain I and some logs from proximal domain II and distal domain III. C) Logs from our defined domain C, which straddles domain II and III. The light brown envelope is a compilation of continental crust velocities (Christensen et Mooney, 1995). The light orange envelope corresponds to a compilation of thin continental crust velocities from Nova Scotia, Newfoundland and the Moroccan margins (Prada *et al.*, 2014 and references therein). The blue envelope compiles velocity profiles from Atlantic-type oceanic crust (0-7 Ma and 52-127 Ma; White *et al.*, 1992). The light green one does it for exhumed mantle in SW Iberia (Sallarès *et al.*, 2013)..... 179

Figure III.14: Velocity logs extracted from SEFASILS joint refraction-reflection tomographic velocity model and from its LOBSTER counterpart (Dannowski *et al.*, 2020), at the intersection between the two (see location Figure III.1). Velocity logs from model 2 and model 3 are derived from density profiles, respectively converted from the LOBSTER velocity profile and adjusted through our gravity analysis, before subsequent back conversion to velocities..... 181

Figure III.15: Low-pass filtered map of the free air anomaly from Sandwell *et al.* (2014, version V29) with the profiles SEFASILS and LOBSTER (thin black lines) and their respective OBSs (black dots). The domain of exhumed mantle interpreted along each profile is framed in red..... 186

Figure III.16 : Interpretative model from our joint refraction-reflection velocity model, post-stack time migration and gravity modelling. Black arrows represent past movement and the red arrow represents the paleo spreading center. 193

Figure IV.1 : A) Image migrée en profondeur avant sommation des données SEFA13 (source WAS) en utilisant le modèle mixte V14-OBS et B) le même profil interprété en bas. Code couleur : bleu, base quaternaire ; vert clair, top UU (et MU quand les diapirs percent) ; vert foncé, base UU ; jaune, base MU (ou MES sur la marge) ; violet, Moho à reconfirmer ; rouge, failles ; les éléments discutés dans le texte sont annotés. Le trait noir tireté long marque la position du Moho obtenu par inversion tomographique des données OBS. La ligne en pointillé noir indique la position du multiple..... 212

Figure IV.2 : A) PSDM avec la superposition du modèle tomographique des ondes réfractées et réfléchies. B) PSDM interprétée avec la superposition du modèle gravimétrique ajusté. 213

Figure IV.3 : Modélisation gravimétrique ajustée au données AAL basée sur le modèle de vitesse mixte. Les interfaces sont issues des iso-vitesses du modèle mixte et leurs valeurs sont indiqués sur les courbes, la couleur fait référence à la densité (échelle indiquée)..... 215

Figure IV.4 : Localisation des séismes des catalogues de Béthoux *et al.* (2016), en orange, et du LDG-CEA (1996-2019), uniquement dans le bassin Ligure et en Corse, en bleu. Le profil SEFASILS est représenté par le trait rouge. Le fond de carte est la carte géologique de France au 1/1000000 (Chantraine *et al.*, 2003). 218

Figure IV.5 : Mécanismes au foyers déduits des évènements enregistrée dans le nord du bassin Ligure (Béthoux *et al.*, 2008)..... 219

Figure IV.6 : Projection des séismes du catalogue du LDG-CEA (en bleu) localisé dans le bassin sur le profil SEFASILS interprété. Les séismes ayant une profondeur par défaut à 2 km (95 évènements) sont atténués pour plus de lisibilité. 220

Figure IV.7 : Localisation des séismes de Béthoux *et al.*, (2016 ; étoiles orange) et de Laetitia Jacquemond (communication personnelle ; étoiles vertes) par rapport au profil SEFASILS interprété. La faille listrique représentée avant le trait de côte est hypothétique et a été déduite de l'alignement des séismes..... 221

Figure IV.8 : Localisation des séismes (LDG-CEA et Béthoux *et al.*, 2016) par rapport à la carte des grandes longueurs d'ondes d'anomalie gravimétrique à l'air libre de Sandwell *et al.* (2014). Les délimitations extrapolées des domaines de manteau exhumé et de croûte océanique partiellement magmatique sont indiquées en tiretés noirs, longs et courts respectivement. Les rectangles rouges localisent les domaines de manteau exhumé observés sur les profils LOBSTER (Dannowski *et al.*, 2020) et SEFASILS..... 222

Figure IV.9 : Localisation des seismes de magnitude supérieure à 3 (bleu, LDG-CEA ; orange, Béthoux *et al.*, 2016). Les autres évènements, de magnitudes inférieures à ce seuil, sont représentés par des points. La limite N130 marquant la diminution des séismes est représentée approximativement par le trait rouge tireté. 223

Figure IV.10 : Carte d'anomalie gravimétrique de courtes longueurs d'ondes de Sandwell et al. (2014). Les délimitations extrapolées des domaines de manteau exhumé et de croûte océanique partiellement magmatique sont indiquées en tirets noirs, longs et courts respectivement. Superposée à cette carte, les anomalies magnétiques positives réduites aux pôles par Rollet *et al.* (2002), représenté en blanc transparent. Les cercles noirs localisent les OBS des profils LOBSTER (Dannowski et al., 2020) et SEFASILS. 226

Figure IV.11 : Localisation des domaines A, B, C et D (en bleu), définis au chapitre III, et comparaison avec les domaines I, II et III reconnus dans le bassin Liguro-Provençal. Le profil SEFASILS est marqué en rouge. Les deux zones de transfert supposées dans cette étude sont représentées par les lignes grises pointillées. La ligne en pointillé dans le domaine II représente la limite présumée de la croûte continentale inférieure de Jolivet *et al.* (2015). 228

Figure i : Synthèse de la nature du socle et de domaines crustaux du bassin Liguro-Provençal et de sa marge Nord. 226

Figure ii : Comparaison des données de la tomographie d'ondes de surface en bruit ambiant de Nouibat et al. (2022a, 2022b) avec celle de la tomographie des ondes réfractées et réfléchies de SEFASILS. A) modèle Vs Nouibat et al. (2022, ANT) ; B) probabilité de présence d'une interface ; C) modèle Vs Nouibat et al. (en prép., WEI) ; D) modèle Vp Canva et al. (en prép., cf. chapitre 3). Les différents proxies du Moho sont représentés. Ligne noire continue : Moho issu de des résultats obtenus sur les données de SEFASILS ; Ligne noire tiretée : $V_p=7.2$ km/s, proxy utilisé par Nouibat *et al.* (2022) pour croiser ses résultats en distribution de vitesses d'ondes S avec ceux de modèles tomographiques en ondes P ; lignes tiretées rouges : $V_s=3.8$ km/s, 4.1 km/s, 4.3 km/s. Figures extraites des résultats de tomographie de Nouibat et al. (2022a, 2022b) et des nôtres, représentés par A. Paul. 229

Liste des tableaux

Tableau II.1 : Tableau de synthèse des paramètres des deux sources sismiques utilisées au cours de la campagne SEFASILS.....	77
Tableau II.2 : Ensemble des combinaisons données-modèle de vitesse pour lesquelles la migration profonde a été effectuée.	104
Tableau II.3 : Synthèses des paramètres lors de l'acquisition.....	137
Tableau II.4 : Synthèse des isovitesse sélectionnées avec les densités et contrastes calculés	144
Tableau II.5 : Densité et contraste ajustés utilisés	146

Table des matières

Résumé.....	5
Sommaire	9
Remerciements	11
Introduction générale	15
CHAPITRE I.....	21
I.1. Synthèse sur les marges continentales passives pauvres en magma.....	23
I.1.1. Classification des rifts et marges.....	23
I.1.2. Grands domaines structuraux des MPPMs	25
I.1.2.1. Le domaine continental.....	27
I.1.2.2. Le domaine océanique.....	29
I.1.2.3. La TOC : Transition Océan-Continent	32
I.1.3. Processus de mise en place.....	33
I.1.4. Spécificité des bassins arrière-arcs.....	38
I.2. Le contexte régional de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal....	41
I.2.1. Cadre géographique et géologique du Bassin Ligure	41
I.2.1.1. Les Alpes	42
I.2.1.2. Les Massifs hercynien et permien.....	44
I.2.1.3. La Corse.....	45
I.2.1.4. Le volcanisme dans la région.....	47
I.2.2. Géodynamique de la Méditerranée Occidentale et du bassin Liguro-Provençal.....	49
I.2.3. Les domaines crustaux des marges passives du bassin Liguro-Provençal.....	56
I.2.3.1. Domaine continental des marges Ligure et Corse	59
I.2.3.2. Domaine transitionnel des marges Ligure et Corse.....	59
I.2.3.3. Domaine central du bassin Ligure	60
I.2.3.4. Les zones de transfert.....	61
I.2.4. La couverture sédimentaire	61
I.2.4.1. Les dépôts pré-messiniens	62
I.2.4.2. Les dépôts évaporitiques messiniens.....	63
I.2.4.3. Dépôts post-évaporites messiniens	64
CHAPITRE II	65
II.1. Sismique	68
II.1.1. Imagerie sismique et séparation des échelles.....	68
II.1.2. Sismique réflexion multitrace.....	71
II.1.2.1. Principe	71
II.1.2.1.a. Couverture multiple	71
II.1.2.1.b. Différents tris de données	72
II.1.2.2. Acquisition.....	74
II.1.2.2.a. Source	75
II.1.2.2.b. Flûte sismique (streamer).....	79
II.1.2.2.c. Navigation.....	80

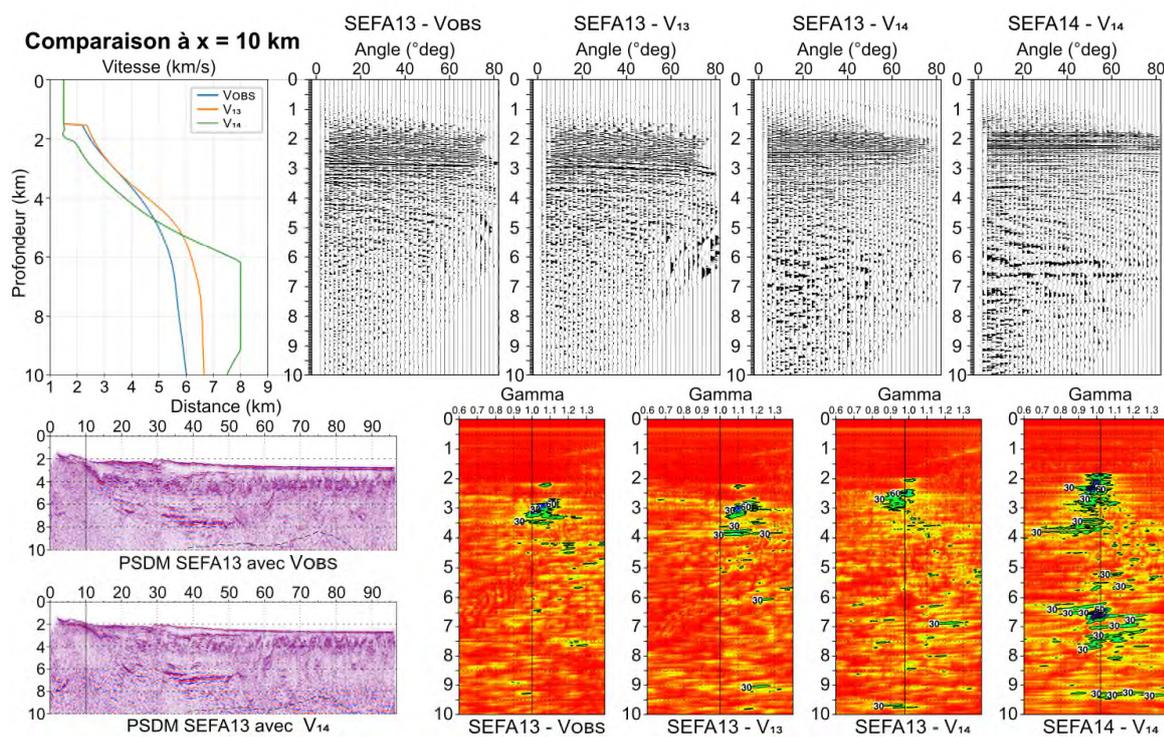
II.1.2.3.	Traitement en temps.....	80
II.1.2.3.a.	<i>Binning</i> des données.....	83
II.1.2.3.b.	Contrôle qualité et atténuation des bruits sismiques.....	84
II.1.2.3.c.	Anti-multiples.....	86
II.1.2.3.d.	Déconvolution.....	89
II.1.2.3.e.	Analyse de vitesse et correction NMO (Normal Move Out).....	92
II.1.2.3.f.	Sommation.....	95
II.1.2.4.	Migration en temps.....	96
II.1.2.5.	Migration en profondeur.....	99
II.1.2.5.a.	Préparation des données pour la migration avant sommation en profondeur (pre-stack depth migration PSDM).....	99
II.1.2.5.b.	Migration avant sommation en profondeur.....	100
II.1.2.5.c.	Analyses des images migrées.....	106
II.1.2.5.d.	Apport de la correction en profondeur.....	112
II.1.2.5.e.	Construction du modèle mixte.....	114
II.1.2.5.f.	Discussion.....	117
II.1.3.	Sismique réfraction.....	119
II.1.3.1.	Acquisition de la donnée.....	119
II.1.3.1.a.	Instrumentation utilisée.....	119
II.1.3.1.b.	Configuration de l'acquisition.....	120
II.1.3.2.	Traitement des données.....	121
II.1.3.2.a.	Mise en forme.....	121
II.1.3.2.b.	Traitement.....	122
II.1.3.3.	Pointé des données.....	124
II.1.3.4.	Inversion tomographique.....	125
II.1.3.4.a.	Inversion tomographique avec FAST.....	126
II.1.3.4.b.	Inversion tomographique avec Tomo2D.....	132
II.2.	Gravimétrie.....	136
II.2.1.	Données.....	136
II.2.1.1.	Données satellitaires.....	136
II.2.1.1.a.	Sandwell.....	136
II.2.1.1.b.	DTU13.....	136
II.2.1.1.c.	Geomed 2.....	137
II.2.1.2.	Données acquises.....	137
II.2.2.	Gravimétrie en carte.....	138
II.2.3.	Gravimétrie le long du profil SEFASILS.....	142
II.2.3.1.	Analyse des données.....	142
II.2.3.2.	Modélisation gravimétrique.....	143
II.2.3.2.a.	Modèle initial issu de la conversion du modèle de vitesse tomographique.....	143
II.2.3.2.b.	Ajustement du modèle gravimétrique.....	145
II.2.3.2.c.	Modèle gravimétrique issu du modèle mixte MCS + WAS.....	149
CHAPITRE III.....	155	
III.1. Abstract.....	158	
III.2. Introduction.....	158	
III.3. Geological setting.....	160	
III.3.1.	Geodynamic evolution.....	160
III.3.2.	Current state.....	160
III.3.3.	Volcanism.....	162
III.3.4.	Messinian evaporitic deposits.....	163

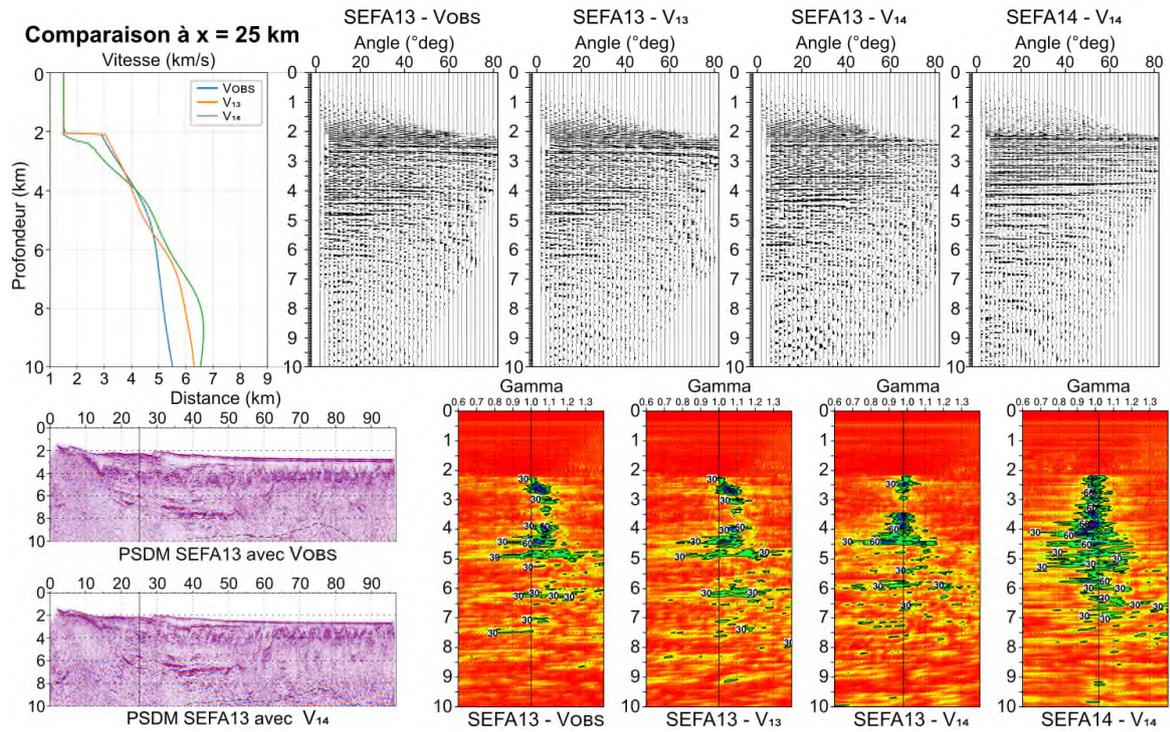
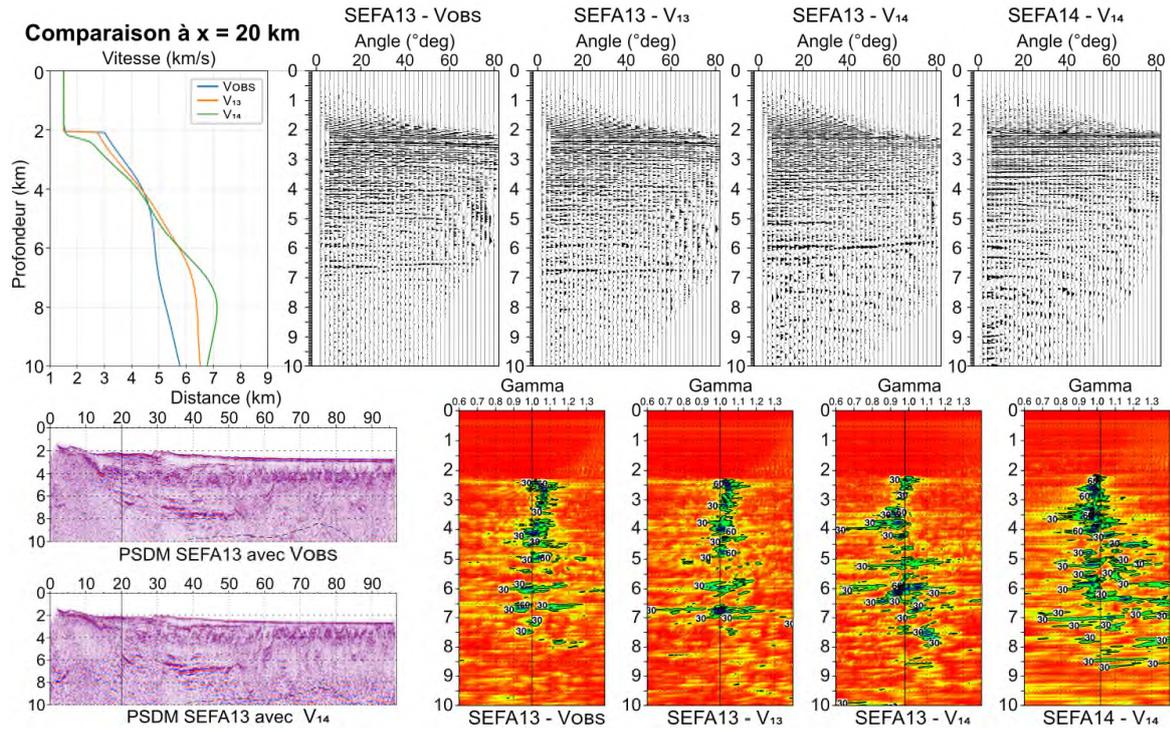
III.4. Dataset and processing	163
III.4.1. Wide angle seismic (WAS) and Multichannel seismic (MCS) data acquisition	163
III.4.2. Seismic reflection processing	164
III.4.3. First arrival seismic tomography and uncertainties	164
III.4.4. Joint first arrival and PmP seismic tomography	168
III.4.5. Gravity modeling	169
III.5. Results	171
III.5.1. Main features on the SEFA reflection lines	171
III.5.2. Velocity structure from refraction tomography	173
III.5.3. Velocity structure and Moho discontinuity from joint refraction and reflection tomography 175	175
III.5.4. Geological interpretation of the velocity in the basement	178
III.5.5. Density distribution and gravity	180
III.6. Discussion	181
III.6.1. Nature of the deep seismic facies	182
III.6.2. Continental mantle exhumation in the proximal deep basin	183
III.6.3. Evidence for some oceanic crust in the distal central domain	186
III.6.4. Seaward extent of the rifted continental crust	190
III.6.5. Rifting, drifting and ocean-continent transition	194
III.7. Conclusion	195
References	199
CHAPITRE IV	207
IV.1. Apport de la migration avant sommation en profondeur	209
IV.2. Le modèle gravimétrique issu du modèle de vitesse mixte	214
IV.3. Lien avec la sismicité régionale	215
IV.3.1. Une sismicité modérée mais continue dans le temps	215
IV.3.2. Problème de localisation dans le bassin Ligure	216
IV.3.3. Relation des séismes par rapport aux structures	219
IV.3.3.1. Distribution en coupe le long du profil SEFASILS	219
IV.3.3.2. Distribution en carte	221
IV.4. Analyse des anomalies gravimétriques de courtes longueurs d'ondes	225
IV.5. Répartition des domaines dans le bassin Liguro-Provençal	227
Conclusion générale	231
Références bibliographiques	239
Table des figures	265
Liste des tableaux	276
Table des matières	277
Annexes	281
Annexes 1 : Comparaison des données V_{OBS}, V_{14}, V_{13}	281
Annexes 2 : Comparaison des données $V_{14-initial}$ et V_{14}	288
Annexes 3 : Compilation des panneaux iso-X et semblances pour le modèle mixte V_{14-OBS}	295

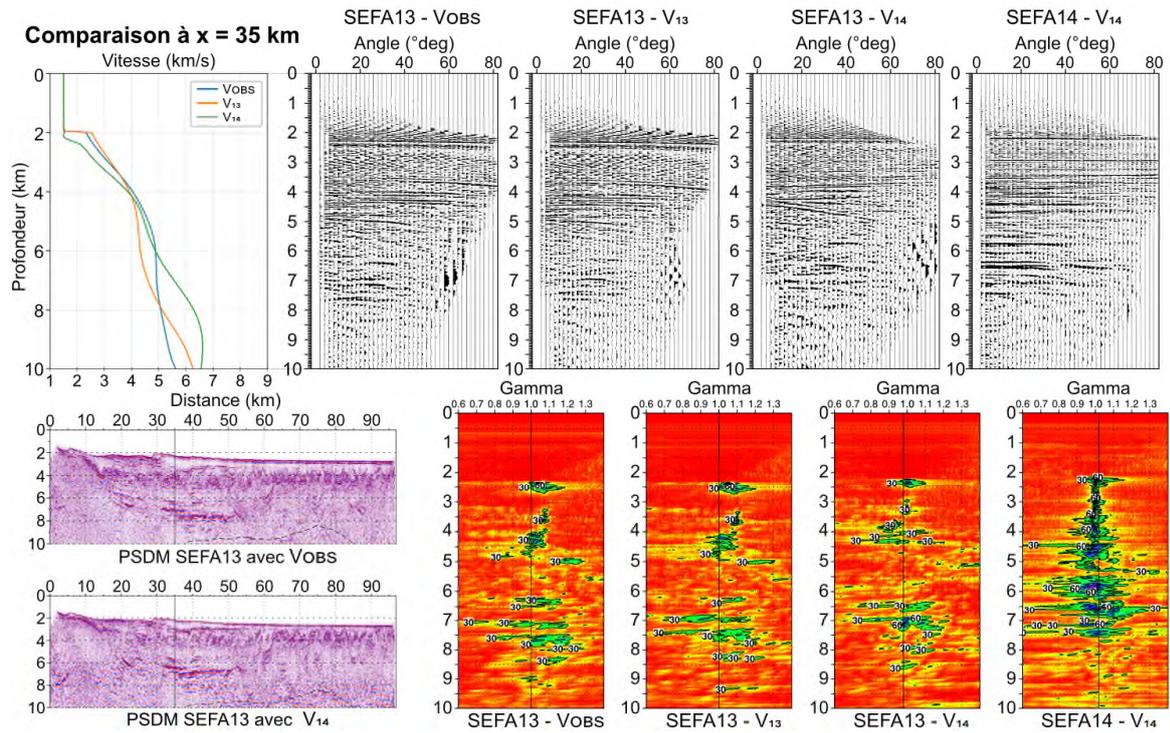
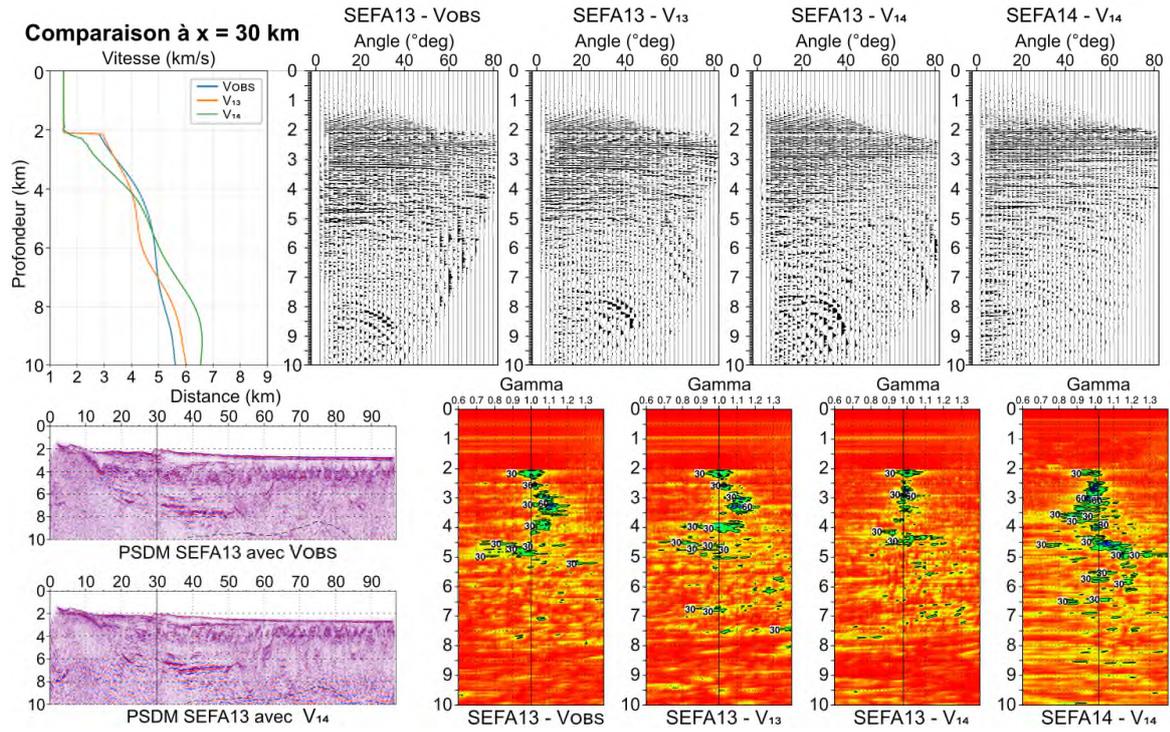
Annexes

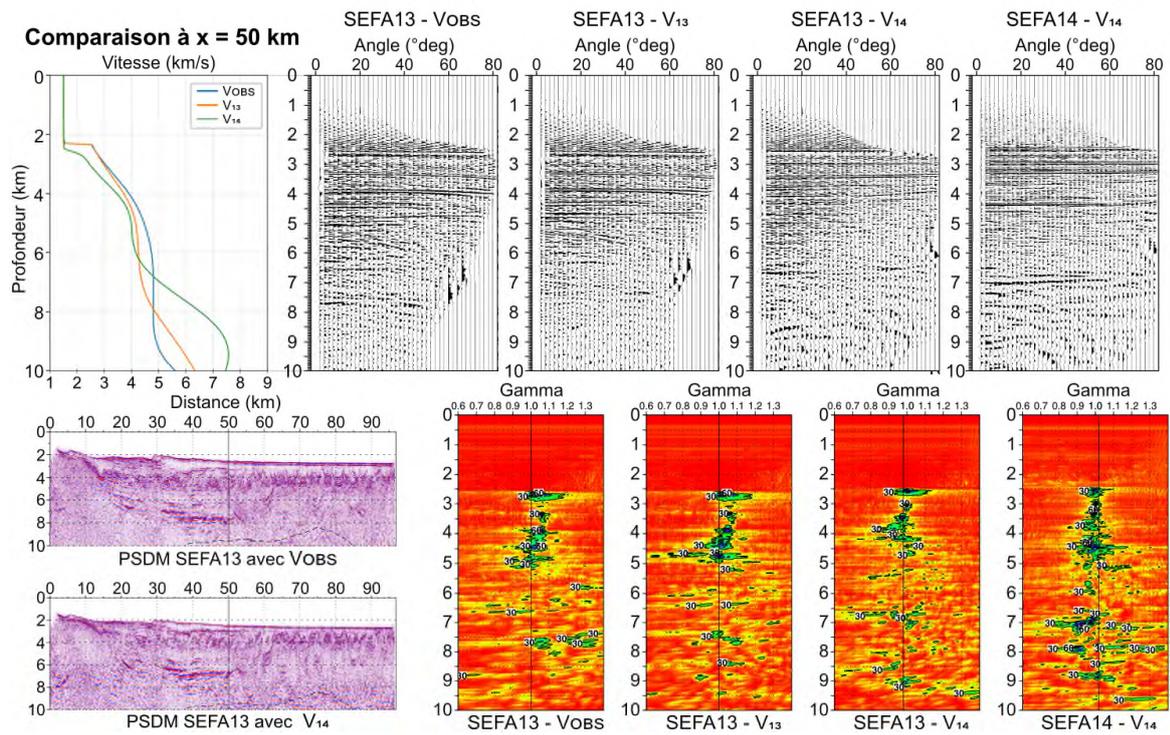
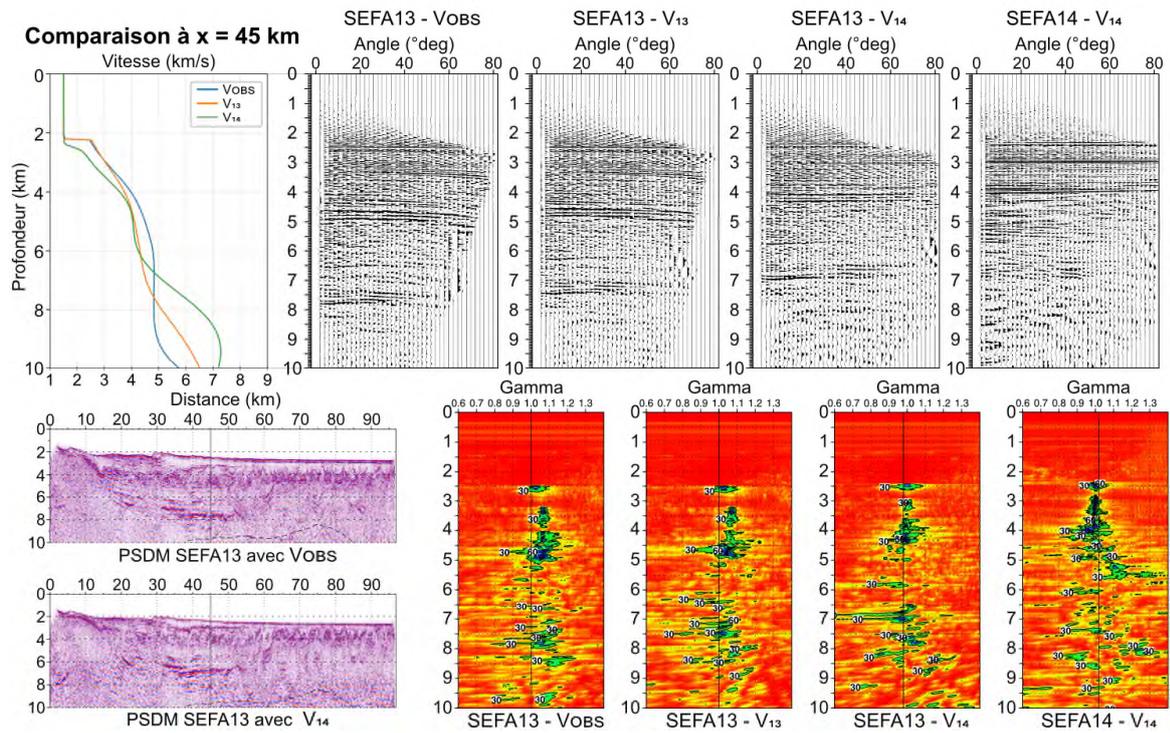
Annexes 1 : Comparaison des données V_{OBS} , V_{14} , V_{13}

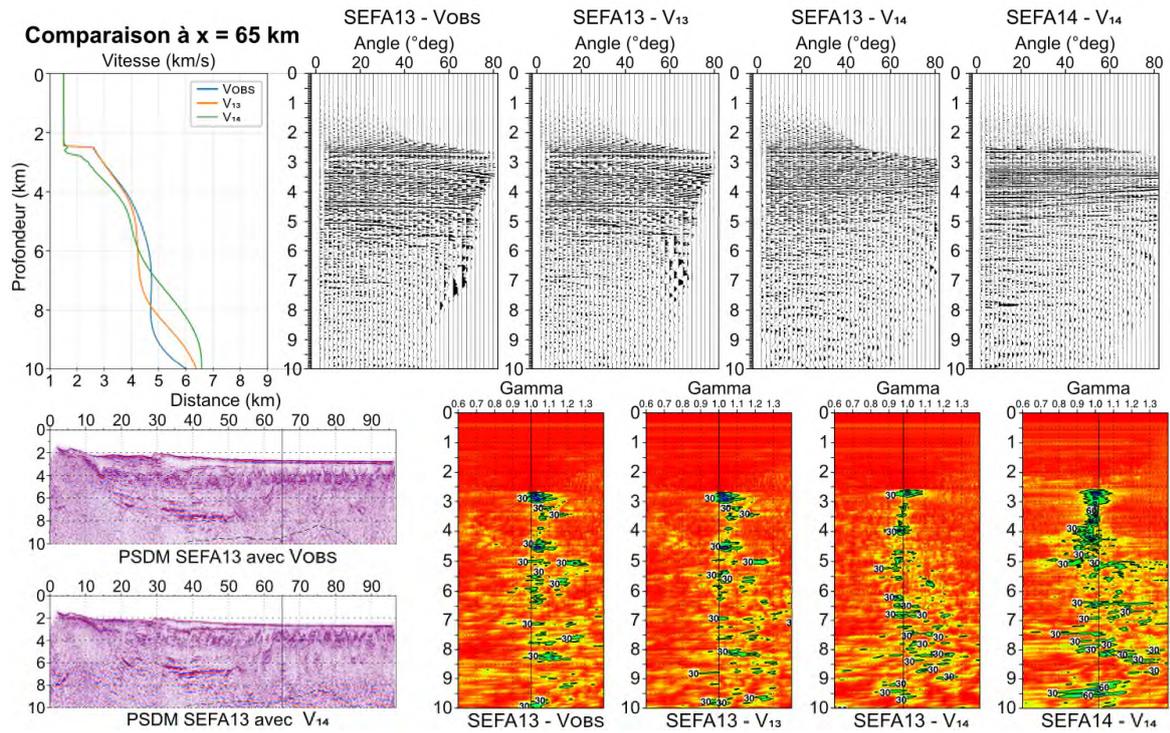
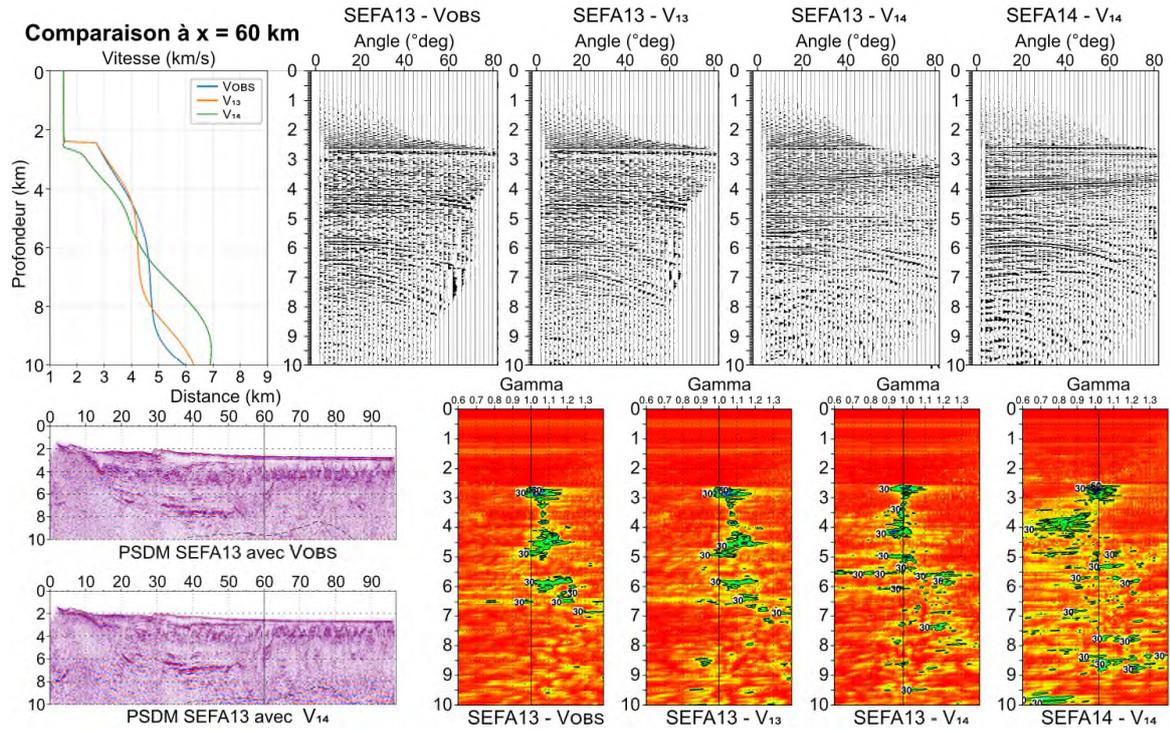
Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité des différentes données migrées à un point X donné. En haut à gauche sont représentés les logs de vitesses à cette distance des modèles V_{OBS} (bleu), V_{13} (orange) et V_{14} (vert). En dessous, 2 images migrées en profondeur des données SEFA13 avec le modèle V_{OBS} (haut) et V_{14} (bas). A droite, les différents panneaux iso-X extraits pour les combinaisons SEFA13- V_{OBS} , SEFA13- V_{13} , SEFA13- V_{14} et SEFA14- V_{14} . Les panneaux de semblance associés montrant la fonction gamma sont présentés en bas à droite dans le même ordre.

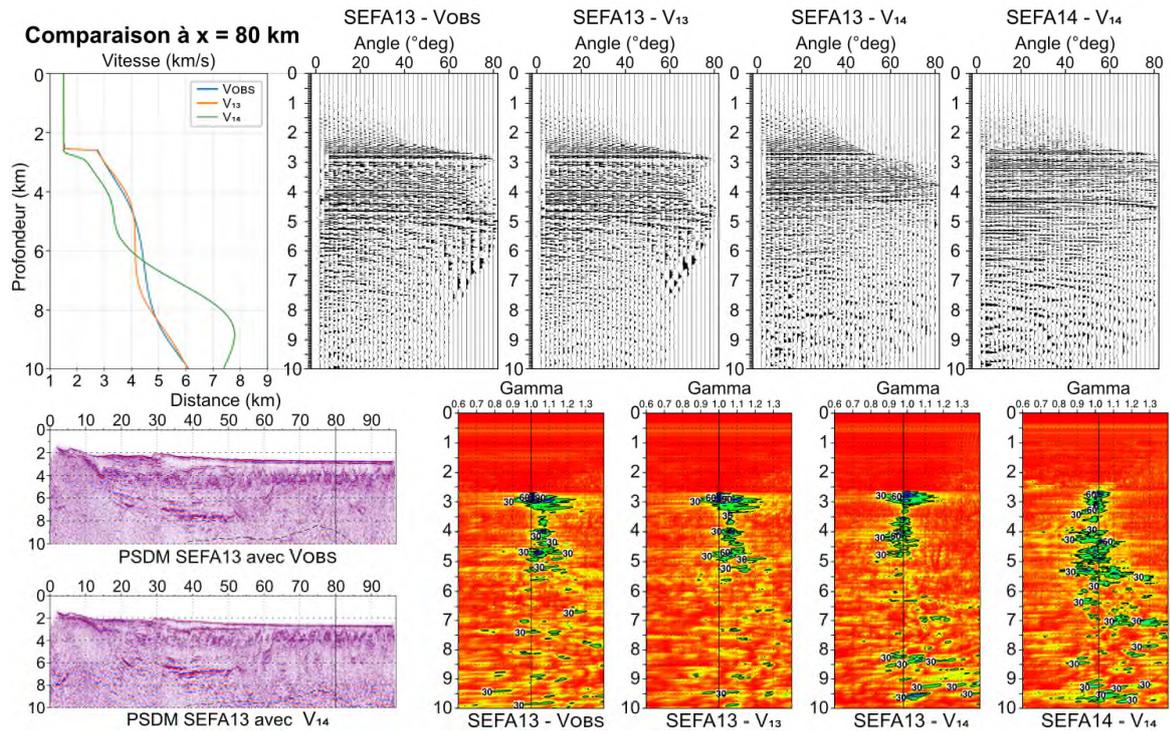
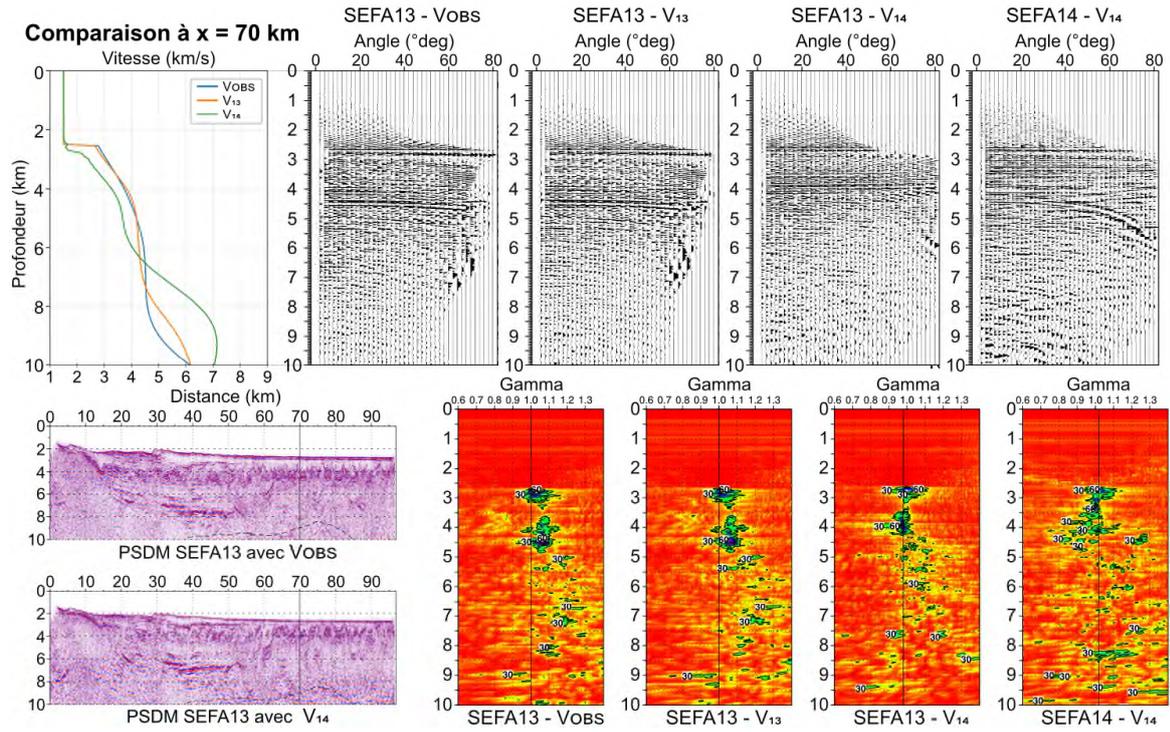


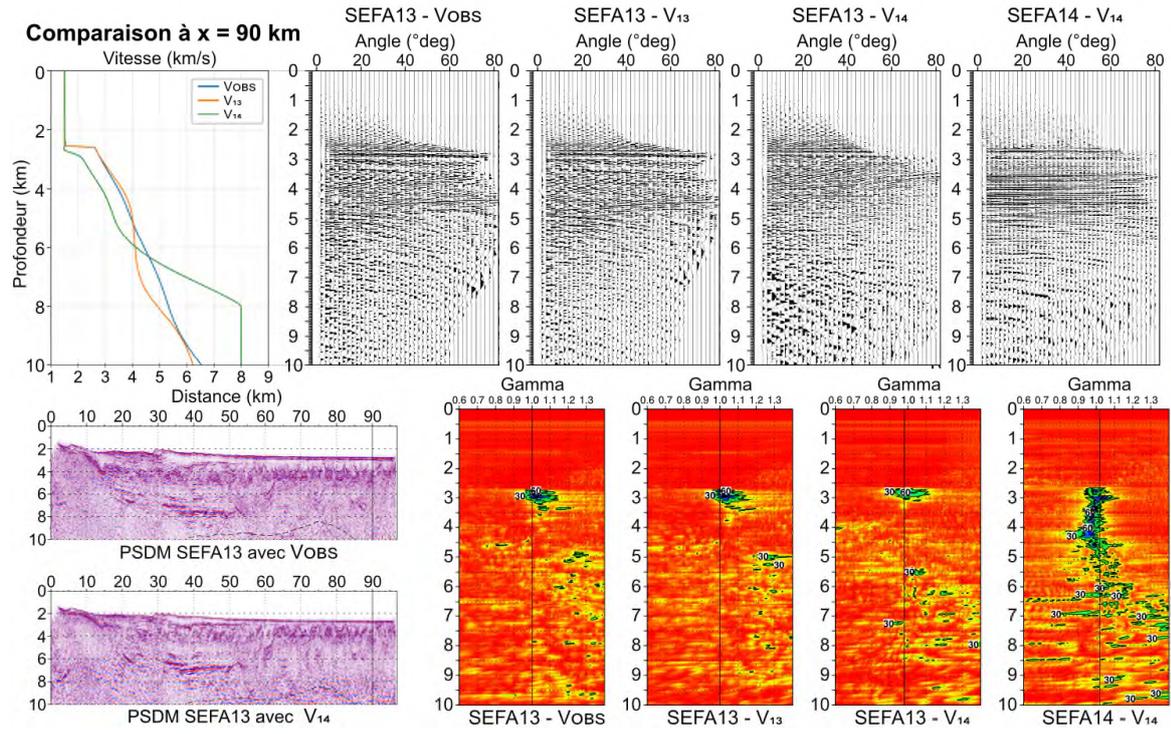






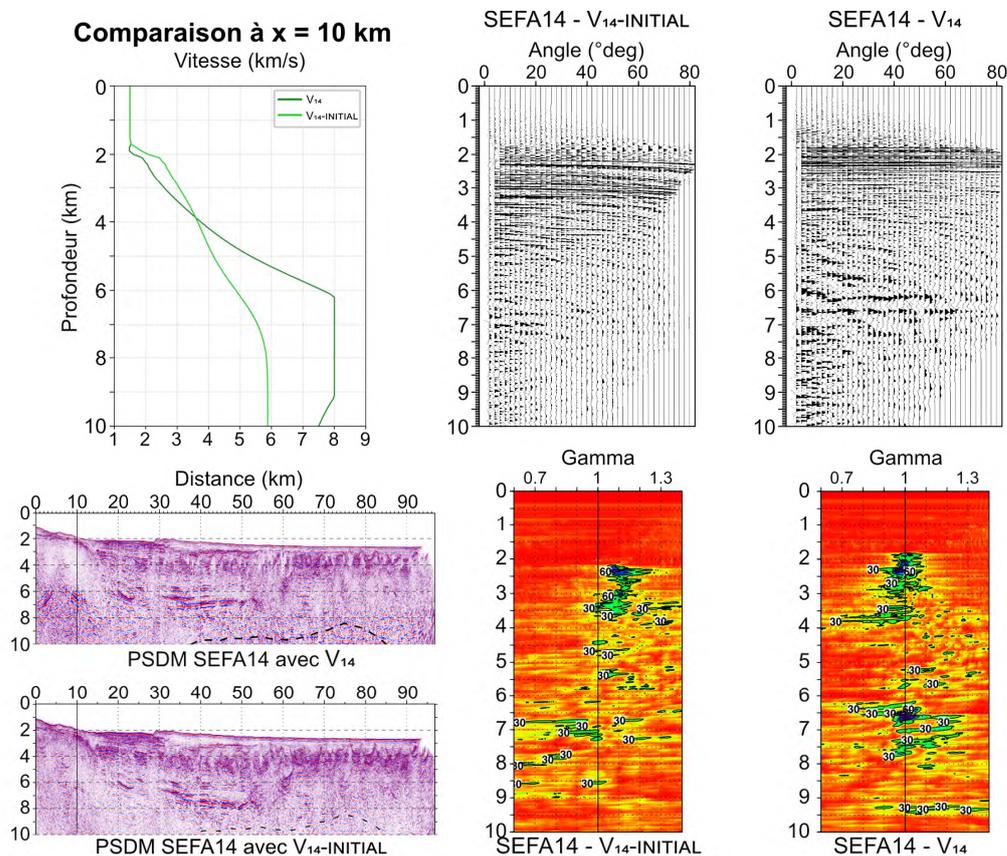


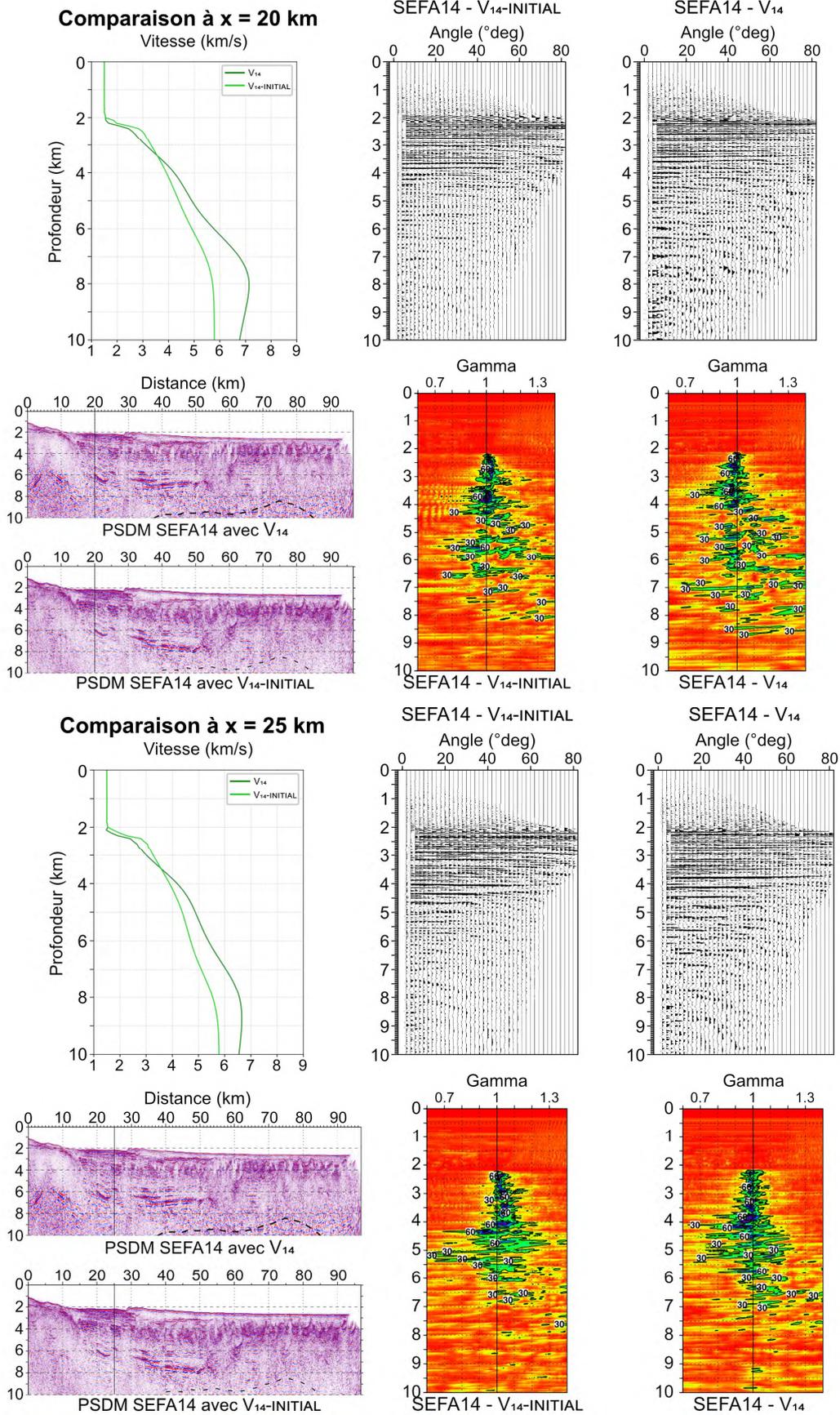


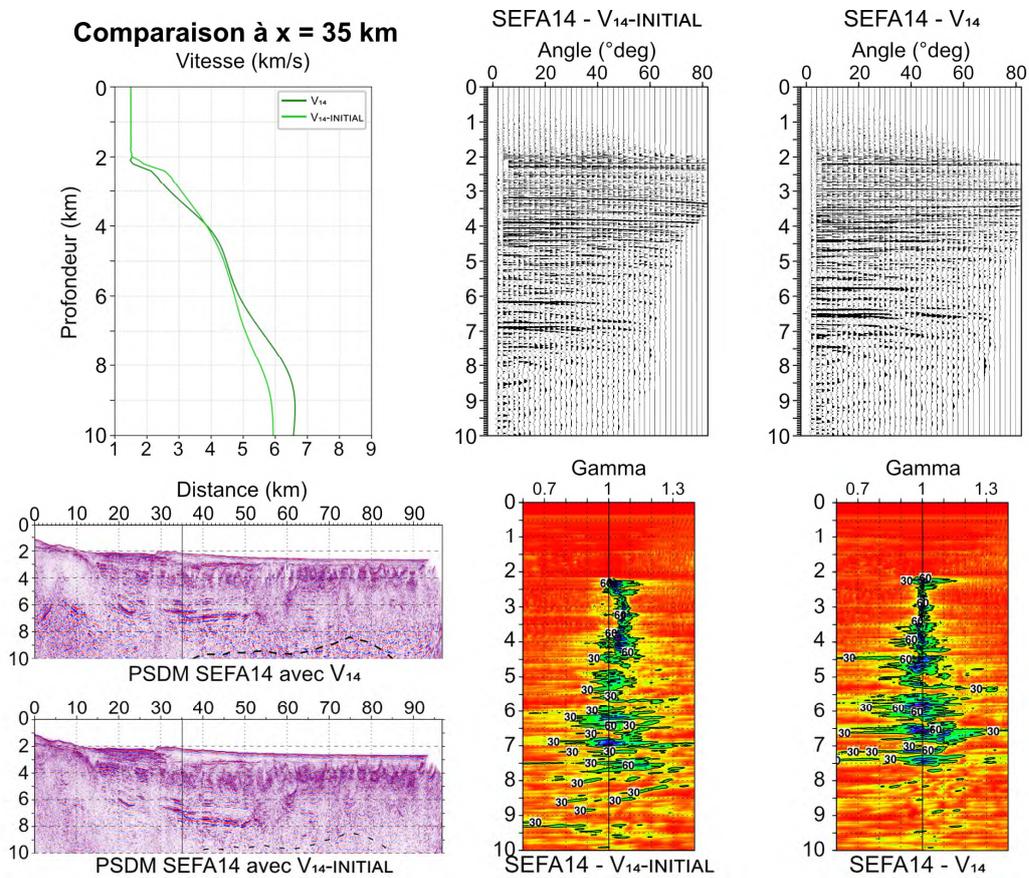
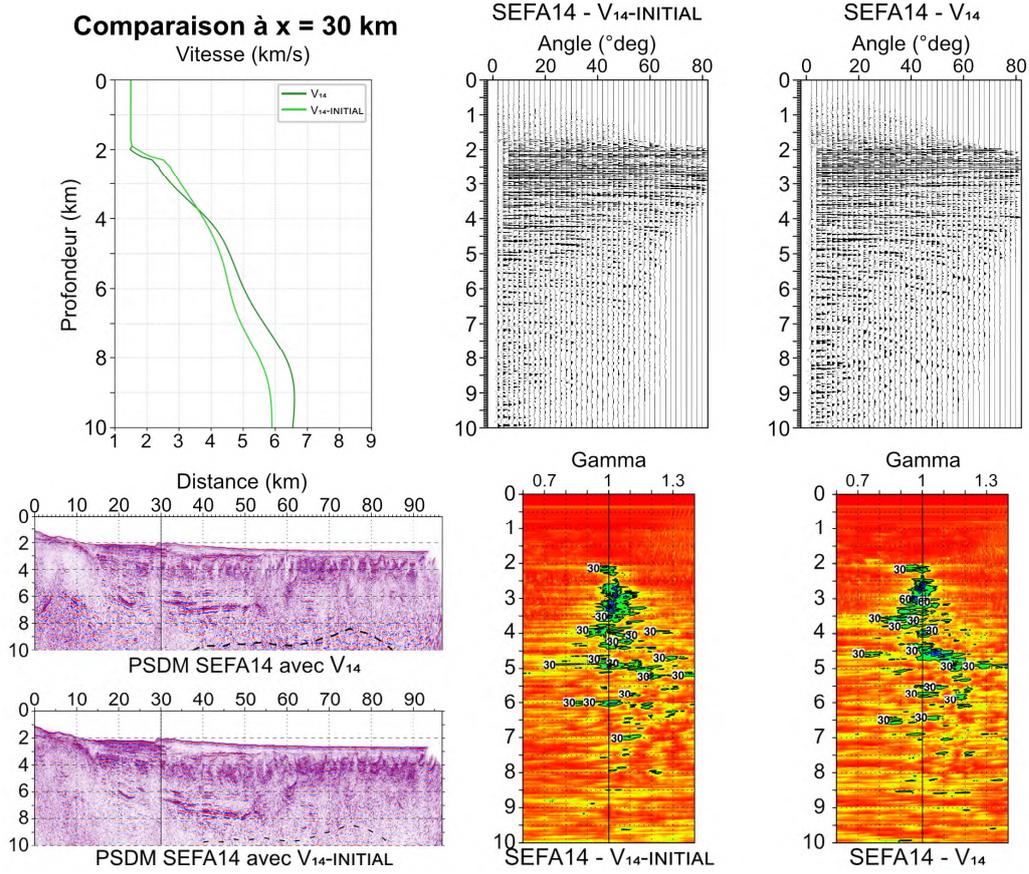


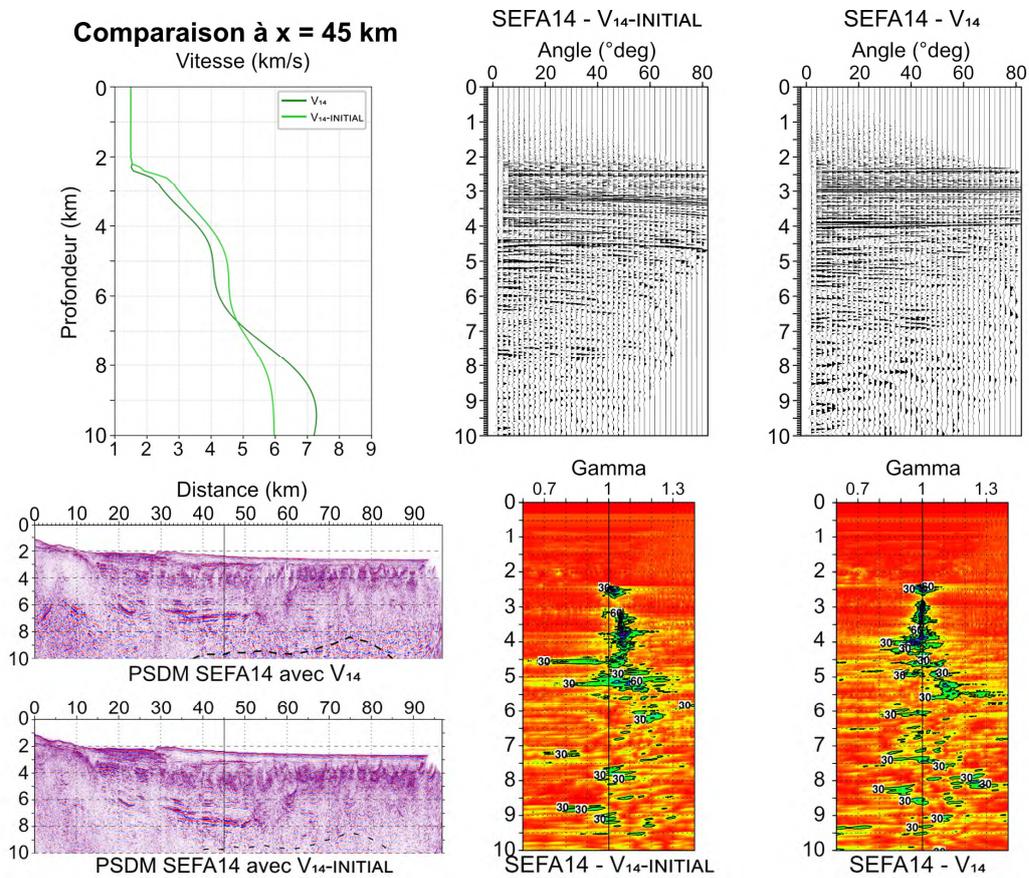
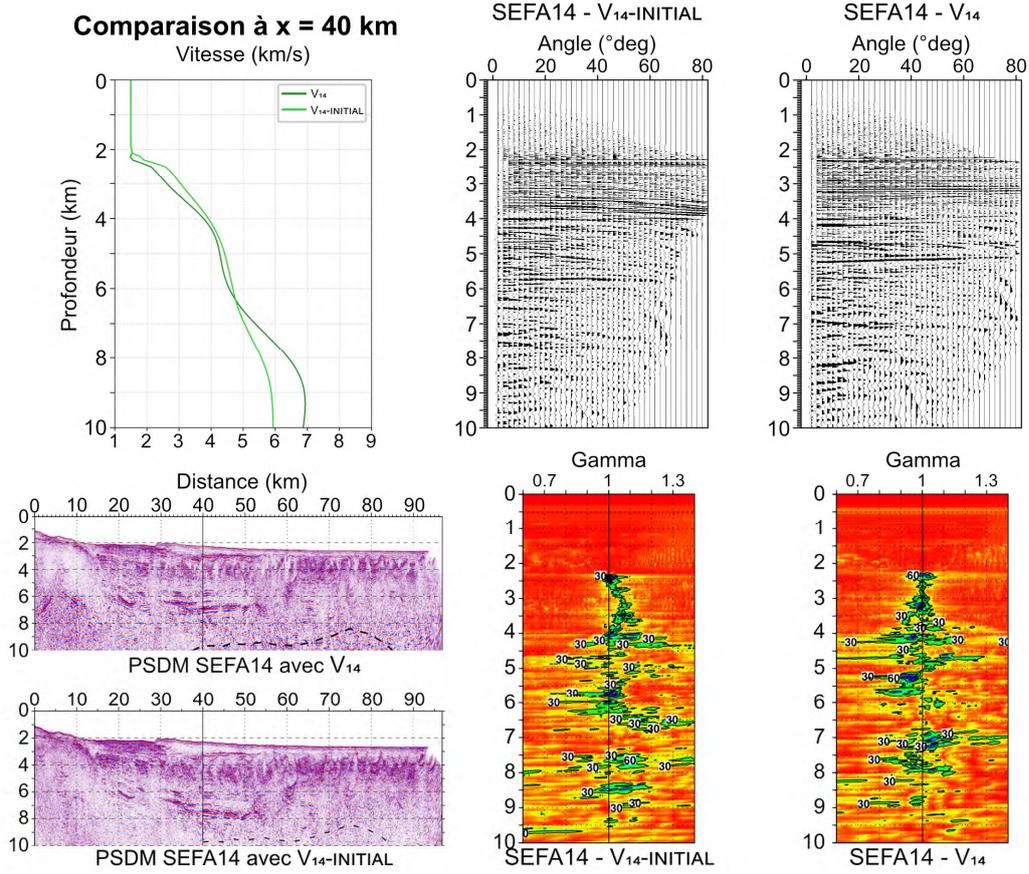
Annexes 2 : Comparaison des données $V_{14\text{-initial}}$ et V_{14}

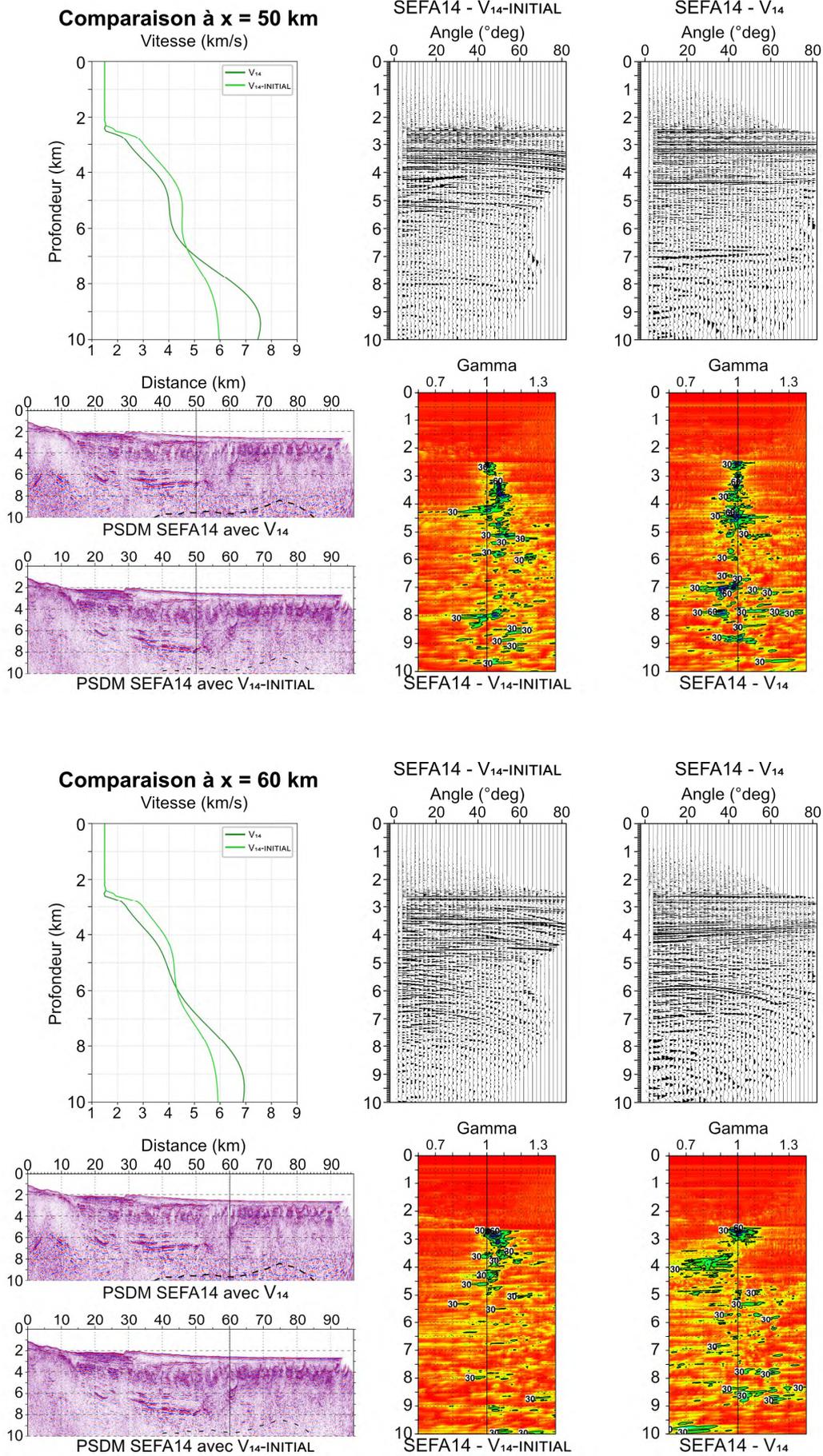
Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité de l'apport de la correction du modèle de vitesse en profondeur. Les panneaux iso-X et gamma sont issus de la migration des données du profil SEFA14 avec le modèle de vitesse pointé en temps sans correction en profondeur (à gauche, $V_{14\text{-initial}}$) et avec correction de ce modèle en profondeur (à droite – V_{14}). La comparaison des logs de vitesse est montrée, avec le log du modèle initial, noté $V_{14\text{-initial}}$ en vert pomme, et celui après correction en profondeur en vert foncé, noté V_{14} . Les images migrées en bas à droite sont l'image finale des données SEFA14 migrées avec le modèle de vitesse V_{14} (haut) et celle obtenue avec le modèle de vitesse avant correction en profondeur $V_{14\text{-Initial}}$.

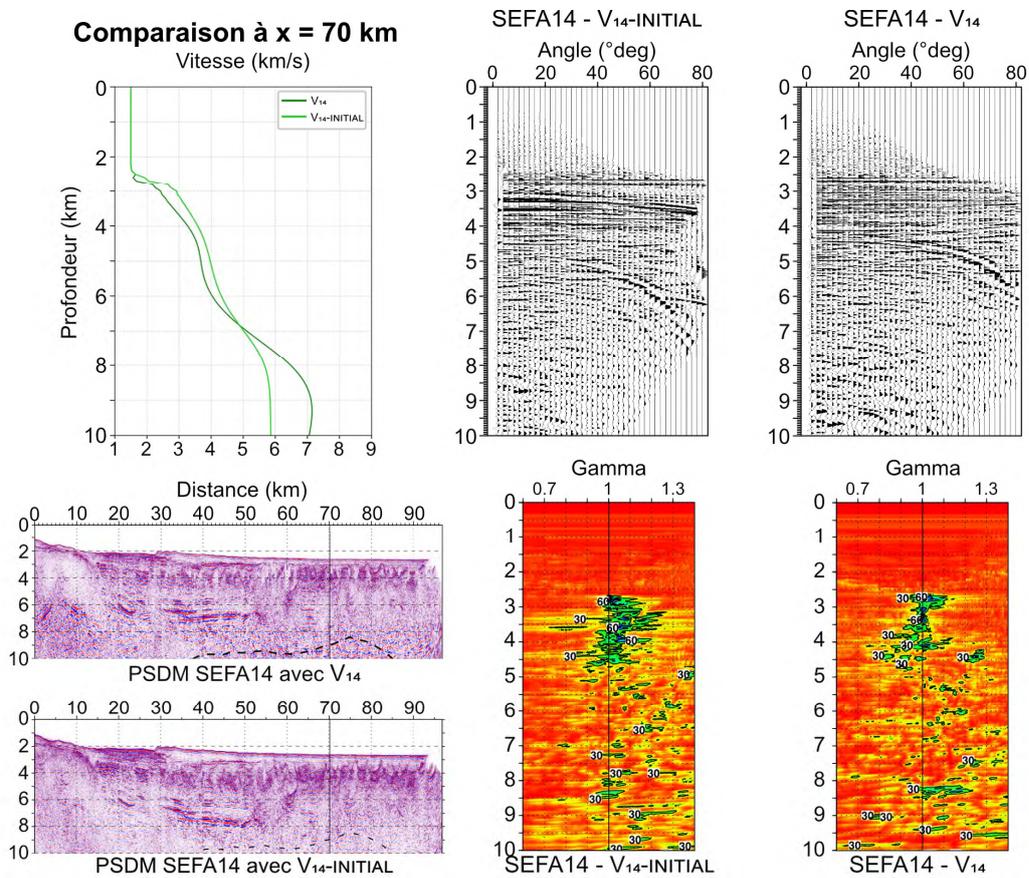
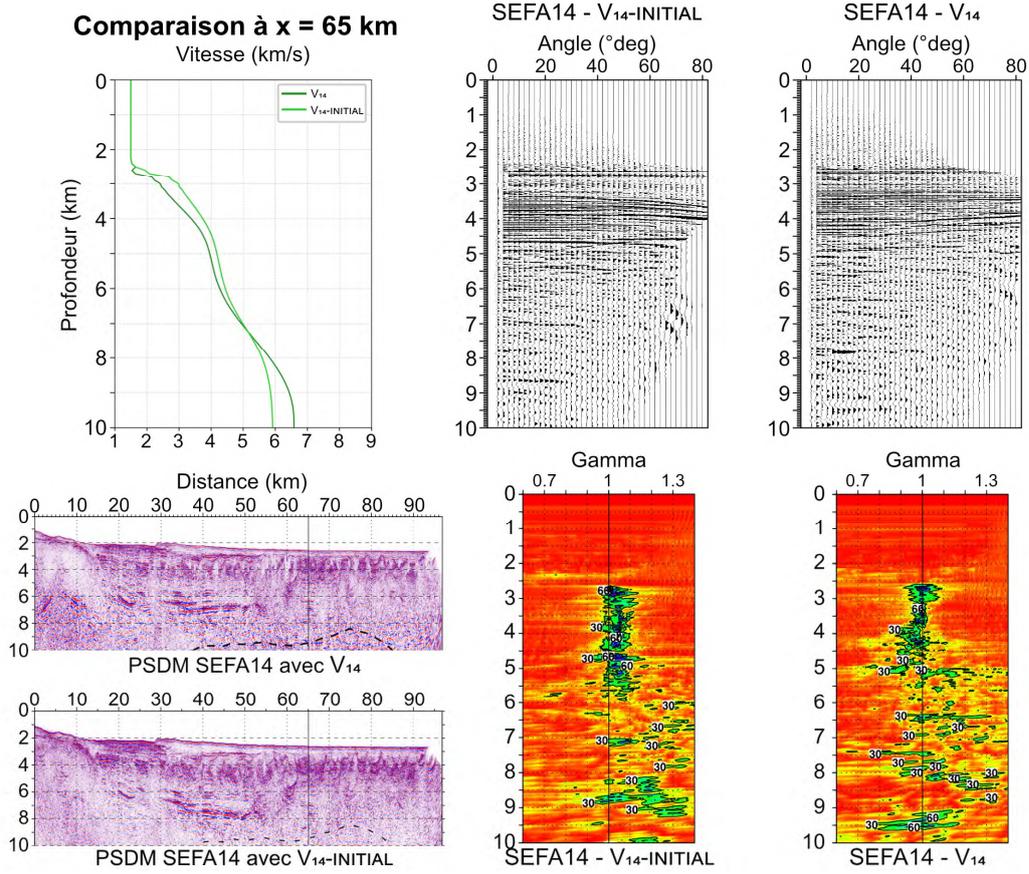


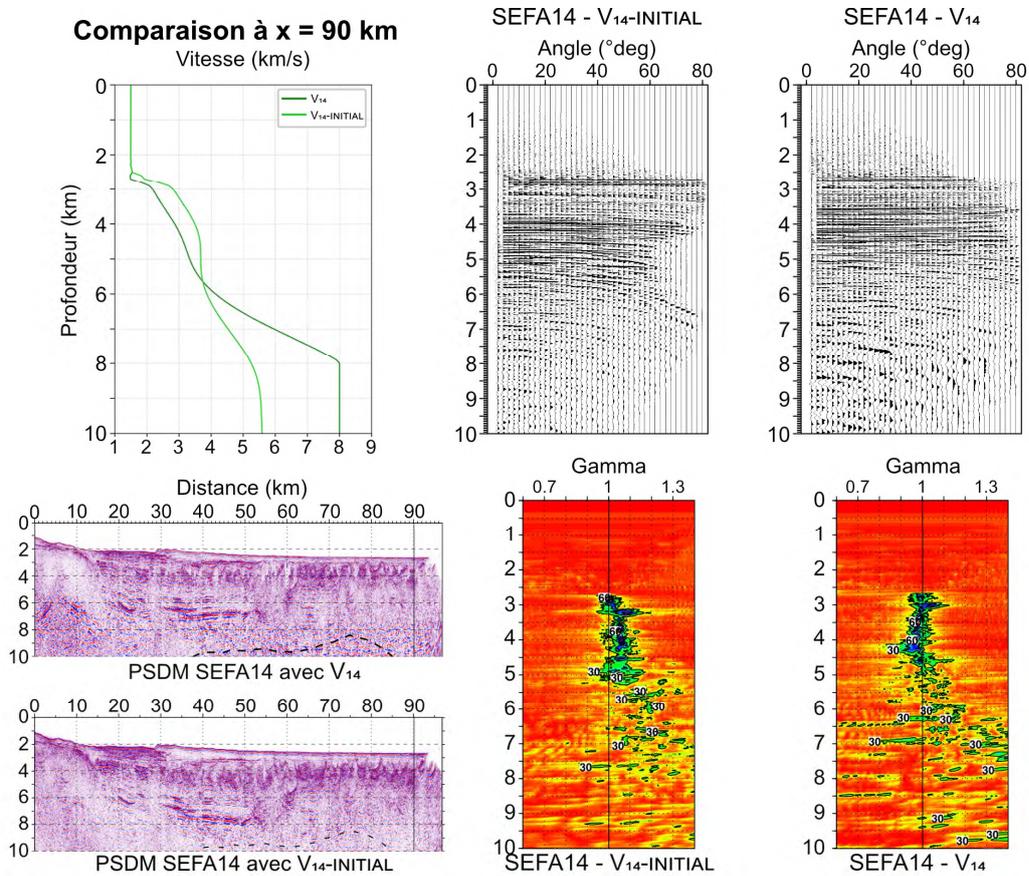
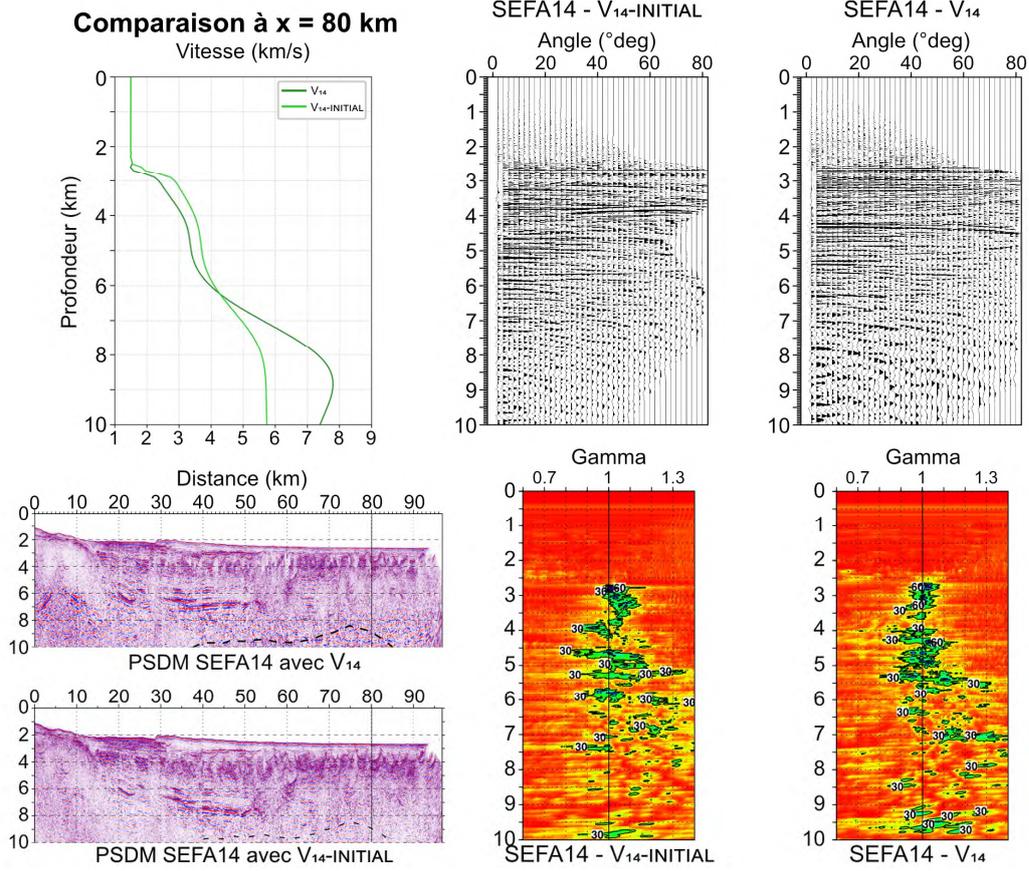












Annexes 3 : Compilation des panneaux iso-X et semblances pour le modèle mixte V_{14-OBS}

Données analysées pour la comparaison et le contrôle qualité des différentes données à 40 km. En haut à gauche, les logs de vitesses des modèles VOBS (bleu), V14 (vert) et mixte V14-OBS (rose). En dessous, 2 images migrée en profondeur des données SEFA13 avec le modèle VOBS (haut) et le modèle mixte V14-OBS (bas). À droite, les différents panneaux iso-X extraits pour les combinaisons SEFA13-VOBS, SEFA13-V14-OBS, SEFA13-V14 et SEFA14-V14. Leurs panneaux de semblance associés montrant la fonction gamma sont présentés en bas à droite dans le même ordre. Les flèches de couleurs indiquent des réflecteurs majeurs.

