



**HAL**  
open science

# Tomographie des Pyrénées par corrélation de bruit d'ordre supérieur. Application multi-échelle.

Jacques Brives

► **To cite this version:**

Jacques Brives. Tomographie des Pyrénées par corrélation de bruit d'ordre supérieur. Application multi-échelle.. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2020. Français. NNT : 2020GRALU030 . tel-03167118

**HAL Id: tel-03167118**

**<https://theses.hal.science/tel-03167118v1>**

Submitted on 11 Mar 2021

**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

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers et de  
l'Environnement

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

**Jacques BRIVES**

Thèse dirigée par **Laurent STEHLY**, chercheur  
et codirigée par **Pierre BOUÉ**, Enseignant-chercheur, UGA

préparée au sein du **Laboratoire Institut des Sciences de la  
Terre**  
dans l'**École Doctorale Sciences de la Terre de  
l'Environnement et des Planètes**

**Tomographie des Pyrénées par corrélation  
de bruit d'ordre supérieur. Application multi-  
échelle.**

**Higher order noise correlation tomography  
of the Pyrenees. Multi-scale application.**

Thèse soutenue publiquement le **8 décembre 2020**,  
devant le jury composé de :

**Monsieur LAURENT STEHLY**

PHYSICIEN ADJOINT, UNIVERSITE GRENOBLE ALPES, Directeur de  
thèse

**Monsieur ERIC BEUCLER**

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE DE NANTES,  
Rapporteur

**Monsieur JEROME VERGNE**

PHYSICIEN, EOST - STRASBOURG, Rapporteur

**Madame HELLE PEDERSEN**

PHYSICIENNE, OBSERVATOIRE SCIENCES UNIVERS - GRENOBLE,  
Présidente

**Monsieur SEBASTIEN CHEVROT**

DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS DELEGATION MIDI-PYRENEES,  
Examineur





# Remerciements

Mes premiers remerciements s'adressent à mes encadrants de thèse, Laurent et Pierre. Merci de m'avoir transmis votre savoir et pour tous vos conseils durant ces dernières années. Je tiens particulièrement à vous remercier de m'avoir soutenu et motivé durant cette dernière année si difficile pour moi. J'espère que nous garderons le contact, que ce soit pour le travail ou en dehors !

Je tiens ensuite à remercier les membres du jury pour avoir examiné mon travail et pour les discussions qui ont suivi. Un grand merci particulièrement à Éric et Jérôme pour votre lecture et pour vos rapports d'une grande qualité. J'espère que nos chemins se croiseront de nouveau.

Une thèse ne se fait pas sans financements, ni sans personnel administratif. Je tiens à adresser un grand merci aux partenaires du projet OROGEN (et Maupasacq) sans qui ce travail n'aurait pas été possible. Un grand merci aussi au personnel du service administratif et informatique du laboratoire ISTerre, et tout particulièrement à Magali Gardes pour sa patience infinie, sa gentillesse et pour son professionnalisme !

Une thèse c'est aussi des rencontres, des amitiés qui se créent et qui j'espère dureront longtemps ! Ainsi j'aimerais dire un grand si ce n'est un gigantesque merci...

.... à Antoine et Marin, pour votre amitié, pour les soirées à jamais gravées dans ma mémoire, de m'avoir fait découvrir le GOA et surtout pour votre canapé si confortable !

.... à vous d'ISTerre, Ellie, Nathalie, Maor, Cyril, Johannes, Ruben, Perry, Félix, Benoît, Josephine, Irène, Axel, Julien, Arnaud, sans qui ces dernières années n'auraient pas été aussi joyeuses et animées !

.... à mes amis rencontrés via le GUCEM, Roman, Bernard, Vincent, Claire pour tout ces moments dans les montagnes et dans la ville, mais aussi toutes ces parties endiablées de jeux de société.

.... à vous les Awesome Injured Climbers of Grenoble, Camille, Michael, Félix, Jonathan, Isabelle, Nathan, Amber, Line, vous êtes tout simplement géniaux et de si belles personnes. Nous ne nous perdrons jamais de vue j'en suis certain ! Sinon Dommage Pas De Fromage.

... à mes colocs, Camille, Irène, Louise, je ne sais pas comment j'aurais réussi à surmonter cette dernière année sans vous et votre éternel soutien. Estoy eternamente agradecido.

... à toi qui partage ma vie, ma pianiste préférée, qui m'a permis de ne pas sombrer dans tous les moments difficiles, de ne jamais perdre espoir en moi et d'embellir mon quotidien. Si j'ai été jusqu'au bout c'est en grande partie grâce à toi.

Enfin comment ne pas réserver un paragraphe entier aux deux personnes avec lesquelles j'ai passé le plus de temps ces dernières années dans le meilleur pire bureau d'ISTerre!

Tout d'abord, mon plus vieil acolyte, Tobias aka JeanRage. Je pense tu n'étais pas prêt... mais maintenant tu ne peux plus te passer de moi avoue! Blague à part, longue a été notre route, souvent pleine d'embûches, de doutes, mais à deux on a su se serrer les coudes et tenir le cap! Merci pour toutes les parties de Catan et d'échecs, de fléchettes/Guinness au Korner, sans lesquelles on aurait terminé notre thèse beaucoup trop vite comme tu le dis si bien! Je te serais éternellement reconnaissant pour tout ce que tu as fait pour moi.

To you Amber aka Hambeurre, thank you for always being mean and unfair to me! For finishing all my birthday chocolates and all my food. Above all thank you for all the good time spent in and out of the office, I am proud to be your friend. Finally you are simply the best so stay as you are!

Je ne pouvais certainement pas oublier les Omégas, Alexa, Manu, Rems, Kéké, que dire de tout le chemin qu'on a parcouru ensemble depuis la licence, en passant par notre virée à Hambourg et notre réunification à l'EGU! Que de souvenirs mémorables partagés ensemble et j'espère de nombreux à venir! Vive la reinette.

Je ne peux citer tout le monde mais sachez que vous avez toutes et tous contribué à la réussite de cette thèse et à mon épanouissement durant ces années à vos côtés, et pour cela je vous remercie du fond du coeur.

And of course I must recognize all the (un)forgettable moments at the now sadly lost but not forgotten Basse Terre Bar as well as the many Chouffe nights transforming many Grenoblois into dwarves!

# Sommaire

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>7</b>
1.1	Contexte et but de l'étude . . . . .	7
1.2	Contexte géologique et géophysique des Pyrénées . . . . .	9
1.3	Généralités - Contenu d'un sismogramme . . . . .	16
1.4	La corrélation de bruit en sismologie . . . . .	22
1.5	Organisation du manuscrit . . . . .	25
<b>2</b>	<b>Méthodologie</b>	<b>27</b>
2.1	Présentation des jeux de données . . . . .	28
2.1.1	Pyrénées grande échelle . . . . .	28
2.1.2	Bassin de Mauléon : MAUPASACQ . . . . .	32
2.2	Pré-traitement des données . . . . .	35
2.3	Corrélation de bruit sismique ambiant . . . . .	37
2.4	Corrélation d'ordre supérieur . . . . .	40
2.4.1	Introduction . . . . .	40
2.4.2	Application au jeu de données des Pyrénées grande échelle . . . . .	43
2.4.3	Conclusion partielle - Discussion . . . . .	56
<b>3</b>	<b>Tomographie de la lithosphère Pyrénéenne</b>	<b>57</b>
3.1	Tomographie des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh . . . . .	58
3.1.1	Mesures des courbes de dispersions - FTAN . . . . .	58
3.1.2	Sélection des trajets pour l'inversion . . . . .	61
3.1.3	Combinaison des $C^1$ , $C^2$ et $C^3$ sélectionnées . . . . .	63
3.1.4	Cartes des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh . . . . .	64
3.2	Modèle 3D-Vs probabiliste . . . . .	73
3.2.1	Méthodologie . . . . .	73
3.2.2	Exemple de profil 1D Vs . . . . .	75
3.2.3	Modèle 3D-Vs de la lithosphère Pyrénéenne . . . . .	77
3.2.4	Conclusion partielle - Discussion . . . . .	96
<b>4</b>	<b>Tomographie du bassin de Mauléon avec le réseau dense MAUPASACQ</b>	<b>97</b>
4.1	Contexte du réseau MAUPASACQ - Rappel . . . . .	97
4.2	Tomographie des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh . . . . .	99
4.2.1	Sélection des trajets pour l'inversion . . . . .	99
4.2.2	Cartes des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh . . . . .	100
4.3	Modèle 3D-Vs probabiliste . . . . .	103

4.3.1	Bibliothèque de modèles synthétiques . . . . .	103
4.3.2	Exemple de profil 1D Vs . . . . .	104
4.3.3	Cartes Vs en profondeur du bassin de Mauléon-Arzacq . . . . .	106
4.3.4	Coupes caractéristiques . . . . .	109
4.3.5	Cartes de profondeur du substratum . . . . .	112
4.3.6	Conclusion partielle - Discussion . . . . .	113
<b>5</b>	<b>Conclusion et Perspectives</b>	<b>115</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>119</b>

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Contexte et but de l'étude

La tectonique des plaques modèle la surface de la Terre à l'échelle des temps géologiques via un ensemble de processus. Le cycle de Wilson décrit ces processus géodynamiques, allant de l'ouverture d'un océan jusqu'à sa fermeture, en passant par la formation et dislocation des continents via des zones de sutures : les chaînes de montagnes (figure 1). Ce concept s'est révélé extrêmement important pour la théorie et la pratique de la géologie et sous-tend une grande partie de ce que nous savons de l'évolution géologique de la Terre et de sa lithosphère (Wilson et al., 2019).

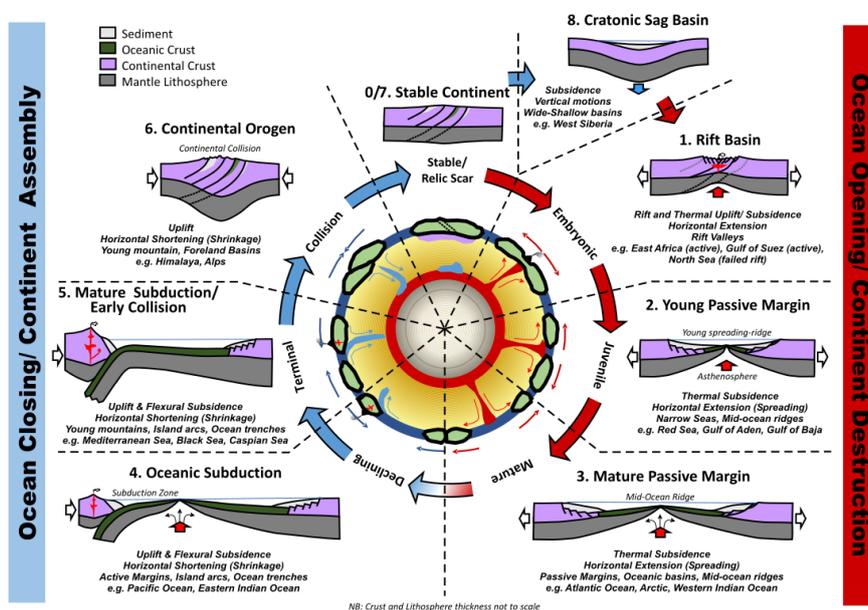


FIGURE 1 – Illustration des différents processus du cycle de Wilson (d'après Wilson et al., 2019).

Cette étude fait partie du projet OROGEN ([www.rogen-project.com](http://www.rogen-project.com)) qui a pour but d'améliorer les connaissances sur les processus orogéniques (i.e. de formation de chaînes de montagnes) à l'échelle du cycle de Wilson. La zone d'étude du projet est centrée sur les Pyrénées et ses environs. Le choix de cette région s'explique à la fois par la présence dans cette zone de pratiquement tout les systèmes géologiques composant le cycle de Wilson (figure 1) mais aussi du fait qu'une grande quantité de données ont été recueillies dans cette région au cours de décennies d'études géologiques et géophysiques (publiques et industrielles). Dans cette étude nous allons nous focaliser sur la partie nord de l'Espagne, depuis le domaine océanique du golfe de Gascogne au Pyrénées, correspondant à la zone de transition entre l'océan et la chaîne de montagne (figure 2).

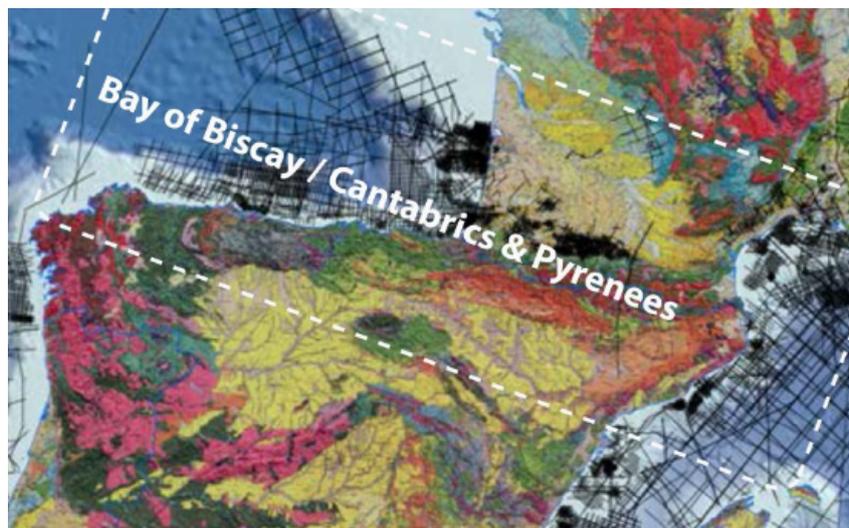


FIGURE 2 – Zone d'étude de notre travail (d'après [www.rogen-project.com/about-us/our-laboratories](http://www.rogen-project.com/about-us/our-laboratories)).

Notre travail s'inscrit dans la partie imagerie multi-échelle du projet OROGEN qui a pour but de développer de nouveaux modèles géophysiques des structures actuelles de cette zone et qui serviront de base à d'autres études pour mieux comprendre leur évolution au cours des temps géologiques.

Pour ce faire nous avons appliqué la méthode de tomographie par corrélation de bruit sismique ambiant qui est une méthode de sismique passive largement employé de nos jours pour imager la Terre en profondeur comme en surface.

## 1.2 Contexte géologique et géophysique des Pyrénées

Les Pyrénées sont une chaîne de montagne intracontinentale résultant de la collision entre la plaque Ibérique et la plaque Eurasienne entre la fin du Crétacé (~85Ma) et le début du Miocène (~20Ma). Cette collision fait suite à la grande phase d'extension au cours du Mésozoïque aboutissant à l'ouverture du golfe de Gascogne par la désolidarisation et la rotation anti-horaire de la plaque Ibérique.

La figure 3 présente les principales structures et unités géologiques composant l'orogène Pyrénéen. On y trouve :

- deux bassins sédimentaires d'avant-chaîne, le bassin Aquitain au Nord et le bassin de l'Èbre au Sud.
- une zone Nord Pyrénéenne et une zone Sud Pyrénéenne. Elles sont composées d'épais sédiments Mésozoïques et sont délimitées par deux fronts de chevauchement : le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP ou NPFT pour North Pyrenean Frontal Thrust) et Sud-Pyrénéen (CFSP ou SPFT pour South Pyrenean Frontal Thrust).
- une Zone Axiale correspondant à la partie la plus haute de la chaîne de montagne. Elle est composée de roches Hercyniennes et est délimitée au Nord par la faille Nord-Pyrénéenne (FNP ou NPF pour North Pyrenean Fault). Cette faille est reconnue comme l'ancienne frontière entre la plaque Ibérique et la plaque Eurasienne (Choukroune and Mattauer, 1978).

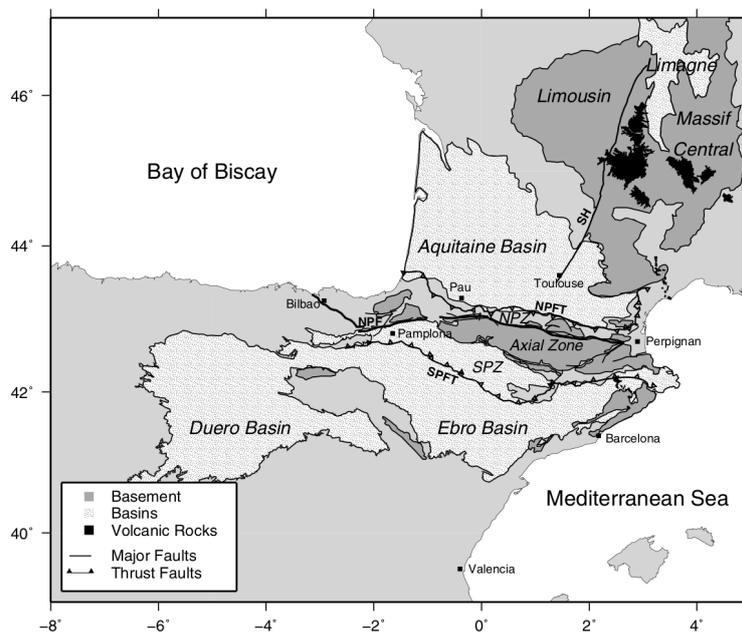


FIGURE 3 – Carte des principales structures et unités géologiques des Pyrénées et alentours (d'après Chevrot et al., 2014). NPF : North Pyrenean Fault. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust. SPFT : South Pyrenean Front Thrust. NPZ : North Pyrenean Zone. SPZ : South Pyrenean Zone.

Depuis les années 80, de nombreux projets d'exploration géophysique se sont succédés pour contraindre la structure en profondeur de la lithosphère pyrénéenne et du golfe de Gascogne. Ils ont permis de mieux comprendre comment ces grandes structures géologiques se sont formées. Ainsi, les résultats obtenus par le projet ECORS (ECORS Pyrenees team, 1988; Choukroune, 1992; Daignières et al., 1989; Teixell, 1998) ont permis de révéler l'enfoncement de la plaque Ibérique sous la plaque Eurasienne, associée à une racine crustale profonde dans la partie centrale des Pyrénées (figure 4).

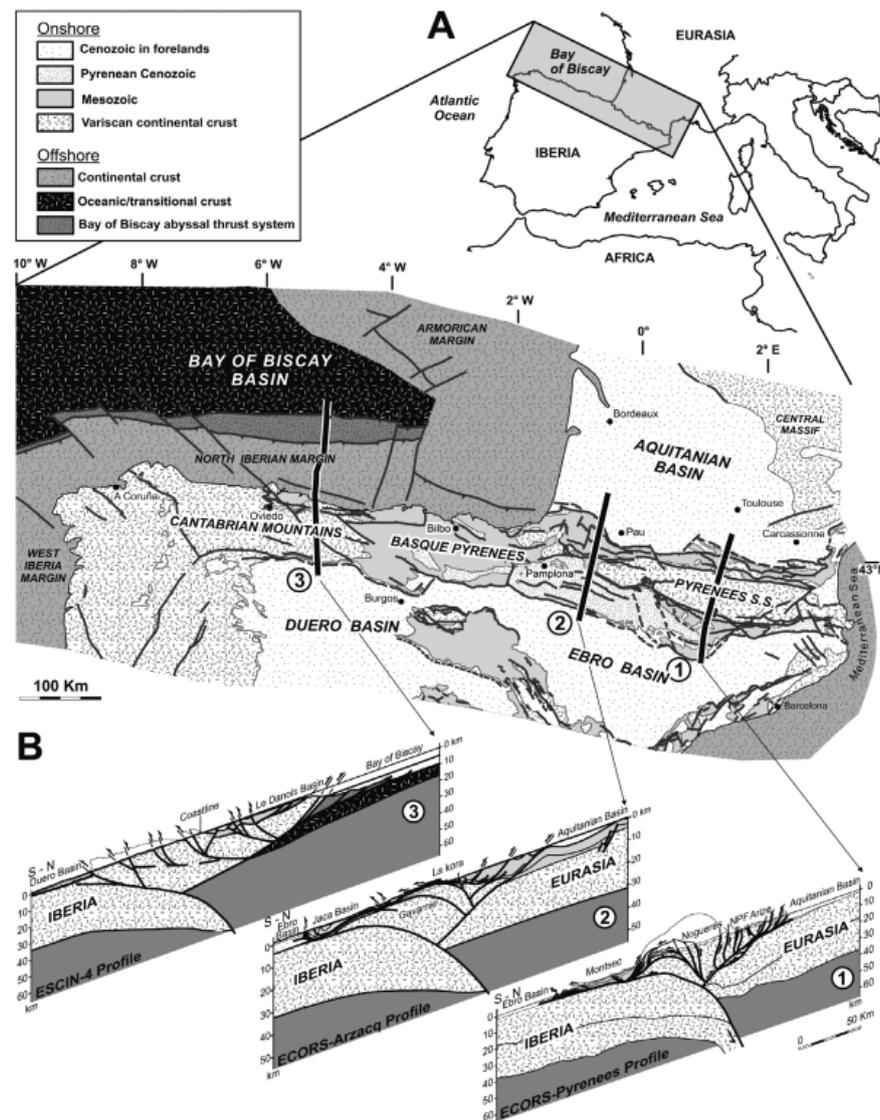


FIGURE 4 – Localisation des profils ECORS-Pyrenees, ECORS-Arzacq et ESCIN-4 et des coupes interprétatives associées (d'après Roca and Mu, 2011)

Cependant la nature et la profondeur de l'enfoncement de la plaque Ibérique sous les Pyrénées, restant inconnues, a abouti à deux différentes interprétations des profils ECORS. Selon Roure et al. (1989), la croûte inférieure Ibérique est actuellement empilée sous la zone axiale, tandis que Muñoz (1992) favorise la subduction continentale (figure 5).

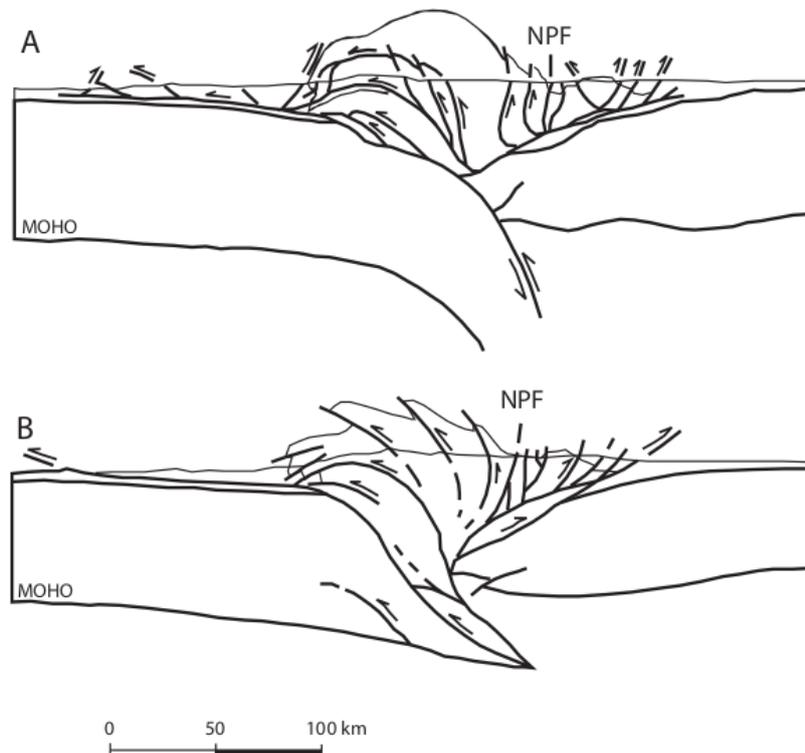


FIGURE 5 – a) Modèle de subduction de la plaque Ibérique par Muñoz (1992). b) Modèle d'empilement de la croûte inférieure par Roure et al. (1989).

Un autre débat de longue date porte sur la nature et la géométrie des corps denses responsables des fortes anomalies de Bouguer dans les Pyrénées occidentales et centrales (figure 6). Leur origine a été attribuée soit à des écaillés de manteau, soit à un morceau de croûte inférieure proche de la surface (Torné et al., 1989; Casas et al., 1997).

Du fait de la faible quantité de stations larges bandes installées dans les Pyrénées le potentiel de résolution des études tomographiques passives en profondeur qui ont suivi le projet ECORS a été fortement limité et n'a pas permis d'apporter plus de détails pour résoudre ces débats (Souriau and Granet, 1995; Souriau et al., 2008). La création des projets PYROPE (Chevrot et al., 2017), IberArray (Institute Earth Sciences "Jaume Almera" CSIC (ICTJA Spain), 2007) et OROGEN (Chevrot et al., 2018a) durant la dernière décennie a permis l'installation d'un grand nombre de stations autour et à travers les Pyrénées et ainsi permettre d'améliorer la résolution des études (figure 7).

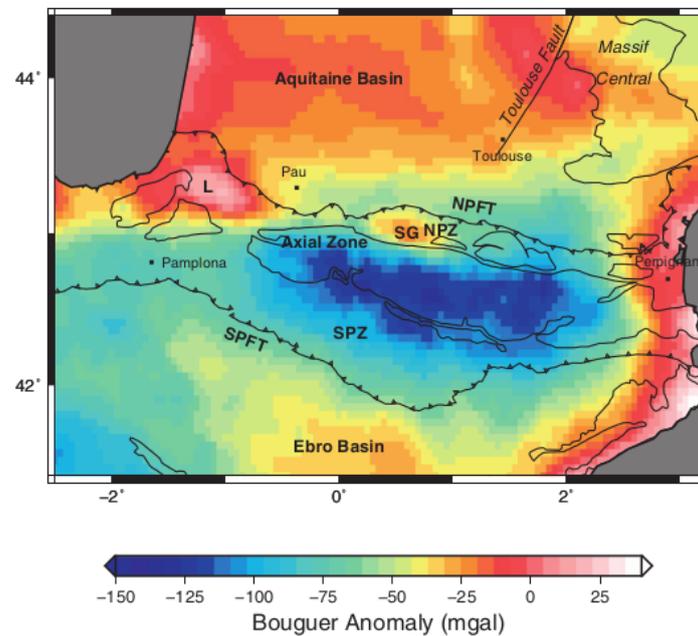


FIGURE 6 – Carte d’anomalies de Bouguer extraites de la base de données du Bureau Gravimétrique Internationale (d’après Wehr et al., 2018). L : anomalie du Labourd. SG : Anomalie de Saint-Gaudens. NPFT : North Pyrenean Front Thrust. SPFT : South Pyrenean Front Thrust. NPZ : North Pyrenean Zone. SPZ : South Pyrenean Zone.

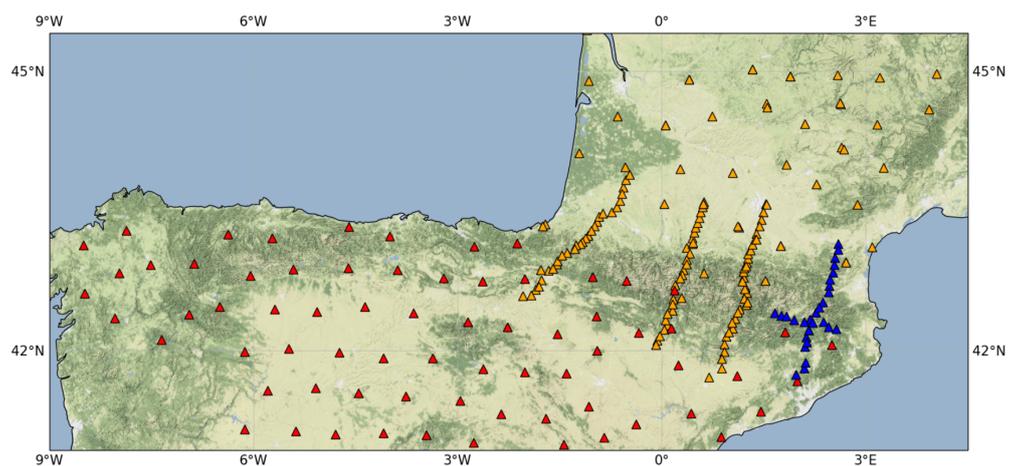


FIGURE 7 – Localisation des stations larges bandes installées par le projet PYROPE (triangles oranges), IberArray (triangles rouges) et OROGEN (triangles bleus)

De nos jours, ces projets ont permis d'apporter des réponses permettant de faire avancer les grands débats vu précédemment. Ainsi, la migration des fonctions récepteurs le long des six transects PYROPE et OROGEN a fourni la première vision globale de l'architecture crustale profonde de l'ensemble des Pyrénées (Chevrot et al., 2018b)(figure 8). Ces résultats viennent valider les résultats du projet ECORS en montrant une subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Eurasienne à l'ouest et jusqu'au centre des Pyrénées. Cette subduction n'est cependant plus visible à l'est démontrant la non-cylindricité et la complexité des structures profondes de l'orogène.

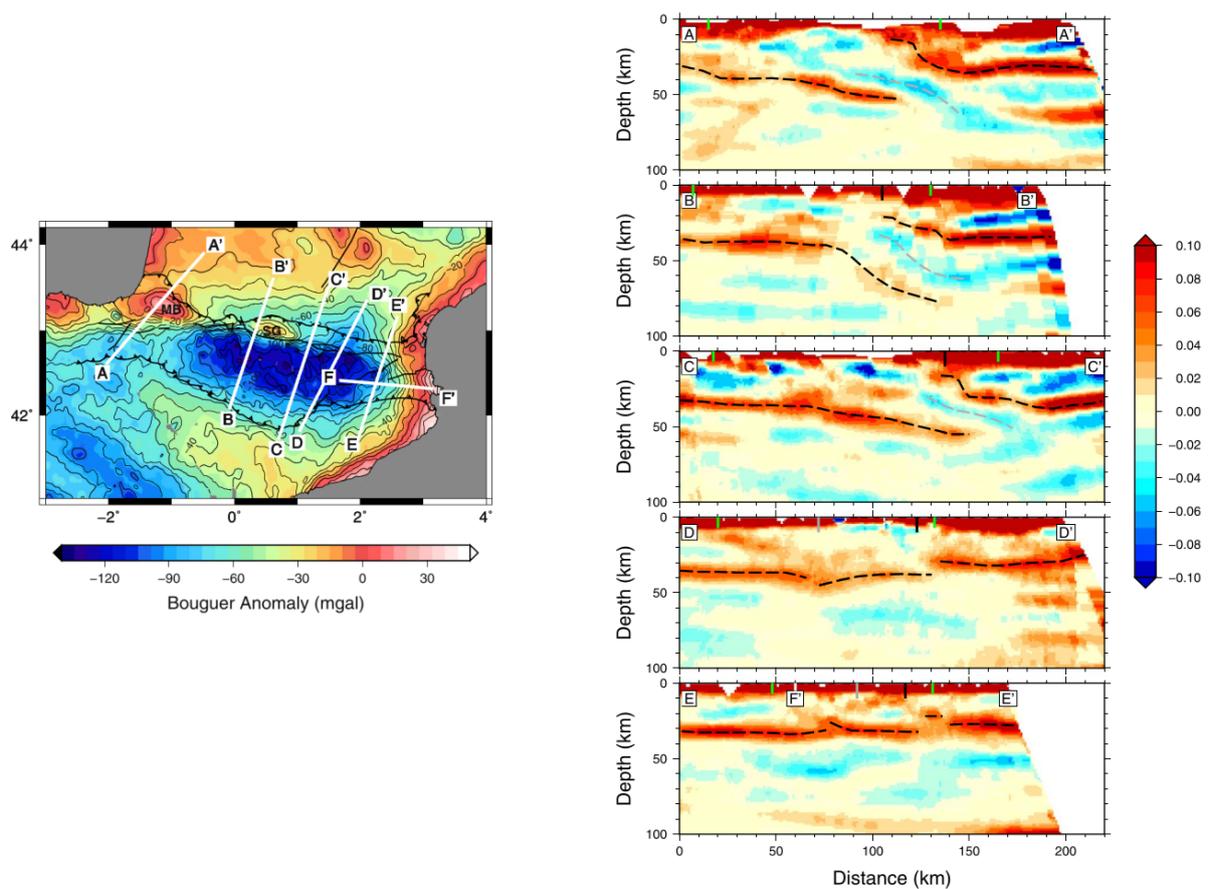


FIGURE 8 – Localisation et coupes de migration des fonction récepteurs le long de 5 transects PYROPE et OROGEN. Le Moho ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs et le sommet de la croûte ibérique en subduction par des pointillés gris (d'après Chevrot et al., 2018b).

L'inversion des formes d'ondes P télésismiques le long du transect Ouest PYROPE par Wang et al. (2016) a quant à elle permis de faire avancer notre compréhension sur la source des anomalies de Bouguer positives dans les Pyrénées. Les images ont montré une anomalie de vitesse rapide sous le bassin de Mauleon, reliée au manteau lithosphérique européen. Cette anomalie de vitesse coïncide spatialement avec l'anomalie de Bouguer du Labourd et est interprétée comme une écaille de manteau (figure 9). Ces résultats montrent aussi une anomalie de faible vitesse plongeant vers le nord, sous la plaque européenne. Ceci vient appuyer l'hypothèse de la subduction continentale et est concordant avec les résultats de Chevrot et al. (2018b).

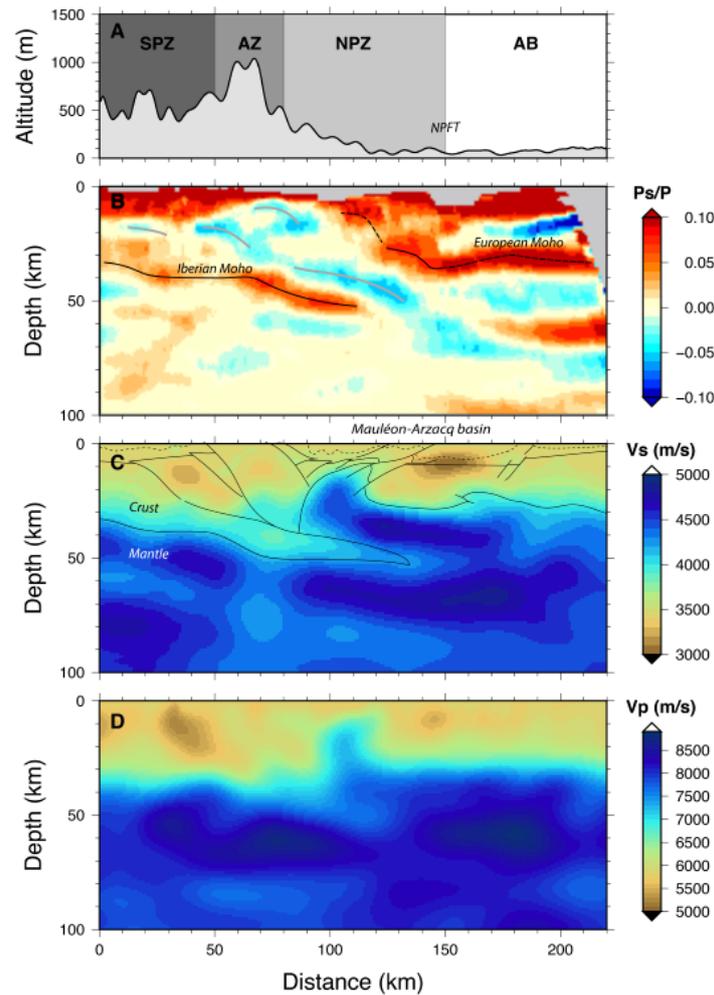


FIGURE 9 – A) Topographie le long du profil PYROPE Ouest sur lequel figure les principales unités géologiques. SPZ : South Pyrenean Zone. AZ : Axial Zone. NPZ : North Pyrenean Zone. AB : Aquitaine Basin. B) Migration des fonctions récepteurs le long du profil PYROPE Ouest obtenu par Chevrot et al. (2015). C et D) Modèles  $V_s$  (C) et  $V_p$  (D) obtenus par inversion complète des formes d'ondes des ondes P télésismiques le long du transect Ouest PYROPE (d'après Wang et al., 2016).

Tous ces résultats conduisent de nos jours à penser que les Pyrénées résultent de l'inversion en compression d'un ancien système de rift. Cette reprise en compression de ces structures a abouti à l'actuelle structure non-cylindrique de l'orogène pyrénéen. En effet les dernières études géophysiques ont montré que la subduction vers le nord de la plaque Ibérique n'est observée que sous les Pyrénées occidentales et centrales. Cette subduction semble être associée à un manteau exhumé peu profond sous les contreforts des Pyrénées septentrionales. Cependant ces caractéristiques sont clairement absentes dans les Pyrénées orientales révélant une forte dissymétrie entre les Pyrénées orientales et le reste de la chaîne.

### 1.3 Généralités - Contenu d'un sismogramme

Toute étude sismologique débute avec l'enregistrement des déplacements du sol par un sismomètre. Cet enregistrement, nommé sismogramme, constitue la donnée de base de chaque étude. La figure 10 représente les différents types de signaux que peut contenir un sismogramme.

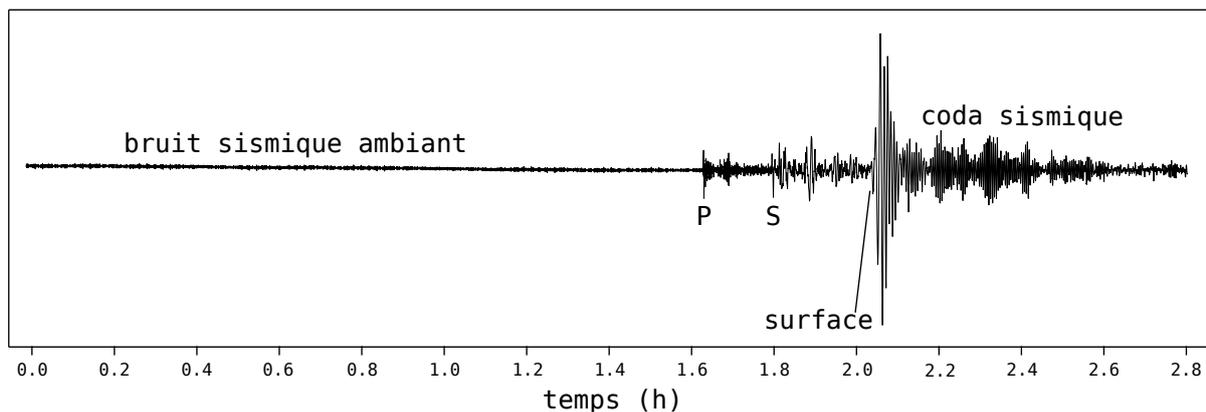


FIGURE 10 – Exemple de sismogramme ayant enregistré les ondes générées par un séisme (P, S, de surface et de la coda sismique) après une période de très faible agitation correspondant au bruit sismique ambiant.

#### Les ondes de volume

Les premières ondes générées par un séisme à arriver au sismomètre sont les ondes de volume. Elles se composent des ondes P, pour "primaires", qui sont les plus rapides et des ondes S, pour "secondaires". Les ondes P sont des ondes de compression longitudinale alors que les ondes S sont des ondes de cisaillement transversal. Par conséquent ces dernières ne se propagent pas à travers les liquides.

Les ondes de volume traversent la Terre et leur vitesse est fonction des propriétés élastiques et de la densité des milieux qu'elles traversent. Ainsi donc, lorsqu'une de ces ondes passe d'un milieu peu dense à très dense ou bien d'un solide à un liquide, leur vitesse se voit grandement modifiée au niveau de leur interface. En sismologie, cet interface est appelé discontinuité.

C'est en analysant le comportement de ces ondes, qu'historiquement, les sismologues Mohorovičić, Gutenberg et Lehmann, ont tour à tour mis en évidence les grandes discontinuités structurant la Terre à savoir la discontinuité de Mohorovičić marquant l'interface entre la croûte et le manteau, la discontinuité de Gutenberg marquant l'interface entre le manteau et le noyau et la discontinuité de Lehmann marquant le passage du noyau externe liquide au noyau interne solide.

Par la suite ces travaux ont mené dans les années 1980 à l'élaboration du modèle sismique radial PREM (Preliminary Reference Earth Model) par Dziewonski et Anderson (1981) (figure 11). Ce modèle encore très connu de nos jours permet de prédire la vitesse de propagation des ondes P et S ainsi que de la masse volumique depuis la surface de la Terre jusqu'à son centre.

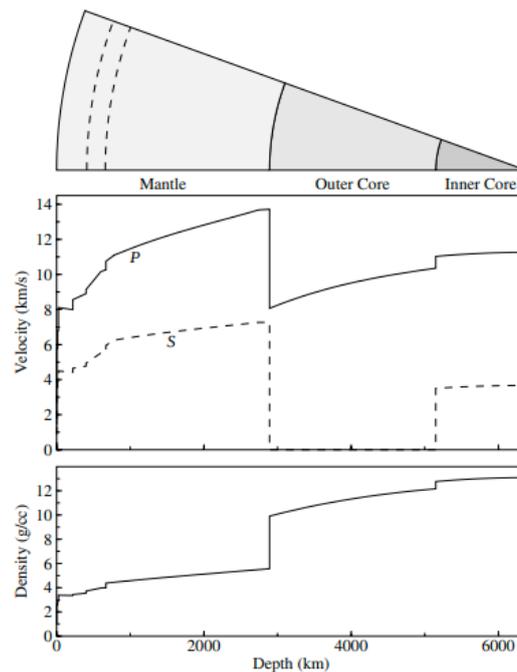


FIGURE 11 – Modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model) d'après Dziewonski et Anderson (1981) prédisant les vitesses des ondes P et S et la masse volumique en fonction de la profondeur.

### Les ondes de surface

Faisant suite aux ondes de volume ce sont les ondes de surface qui sont enregistrées par le sismomètre. Ces ondes sont responsables des plus grands déplacements du sol en surface et sont responsable des nombreux dégâts causés par le séisme.

Les ondes de surface sont le produit d'interaction des ondes P et S à la surface de la Terre. De ces interactions résulte deux types d'ondes : l'onde de Rayleigh et l'onde de Love.

Les ondes de Rayleigh sont le produit du couplage entre les ondes P et l'onde  $S_v$  (onde S polarisée verticalement) à la surface. Leur mouvement est rétrograde elliptique dans le plan vertical le long de l'axe de propagation.

Les ondes de Love sont quant à elles le résultat des interférences des ondes  $S_h$  (ondes S polarisée horizontalement) piégées à la surface. Ces interférences ne se produisent que si la vitesse de propagation des ondes S varie avec la profondeur. Le mouvement des ondes de Love est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde.

Les ondes de surface se remarquent par le fait qu'elles sont dispersives, c'est à dire que leur vitesse dépend de leur fréquence. Ainsi, ces ondes se caractérisent par deux types de vitesse : la vitesse de phase qui correspond à la vitesse à une fréquence donnée et la vitesse de groupe qui correspond à la vitesse du groupement d'ondes dans une gamme de fréquences donnée.

La vitesse de groupe des ondes de surface est principalement affectée sur une gamme de profondeur plus ou moins importante selon la vitesses des ondes S ( $S_v$  pour l'onde de Rayleigh et

$S_h$  pour l'onde de Love). Globalement, plus la période est longue, plus la sensibilité est répartie sur une gamme de profondeurs plus grandes. Cette propriété est d'autant plus marquée pour les ondes de Rayleigh (figure 12).

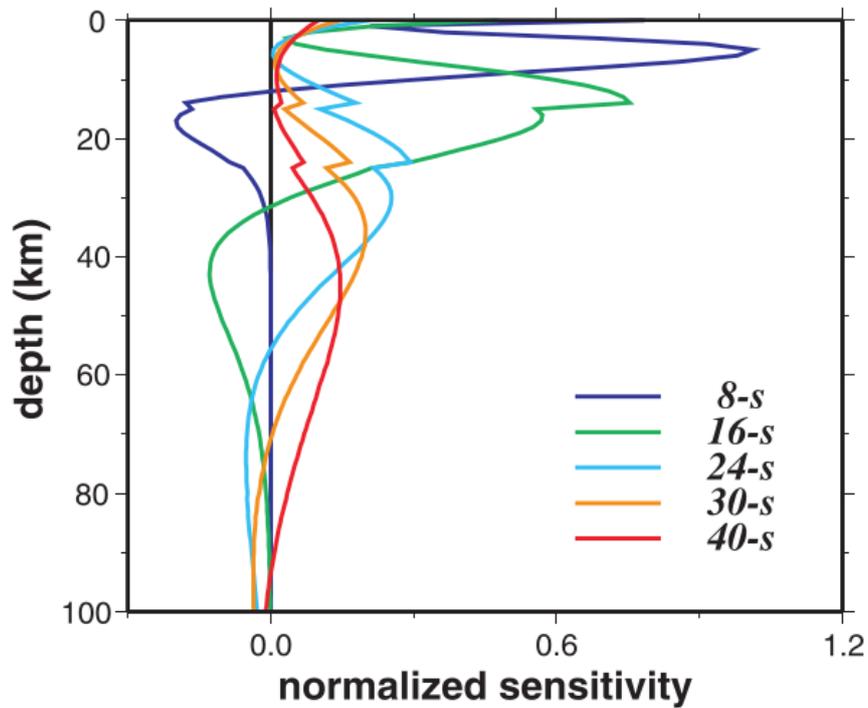


FIGURE 12 – Sensibilité en profondeur des vitesses des ondes de Rayleigh à 8, 16, 24, 30 et 40 s de période en Californie. Calculées en utilisant le modèle PREM, dans lequel l'océan a été remplacé par une couche sédimentaire (Moschetti et al., 2007).

## La coda sismique

Telle la coda en musique marquant la fin d'un mouvement, les ondes de la coda sismique sont les dernières à arriver et à être enregistrées par le sismomètre.

Contrairement aux ondes de volume et de surface ayant un mode de propagation dit balistique (figure 13.a), les ondes de la coda sont le produit de diffraction multiple et de diffusion par les hétérogénéités du milieu (figure 13.b). Le trajet de ces ondes est donc plus long et plus complexe.

Ce signal est de longue durée et son amplitude décroît exponentiellement avec le temps (Aki, 1969, Aki and Chouet, 1975). De part ses propriétés la coda peut être vu comme un champ d'ondes isotrope au niveau du récepteur et dont l'énergie tend à atteindre l'équipartition (Heninno et al., 2001).

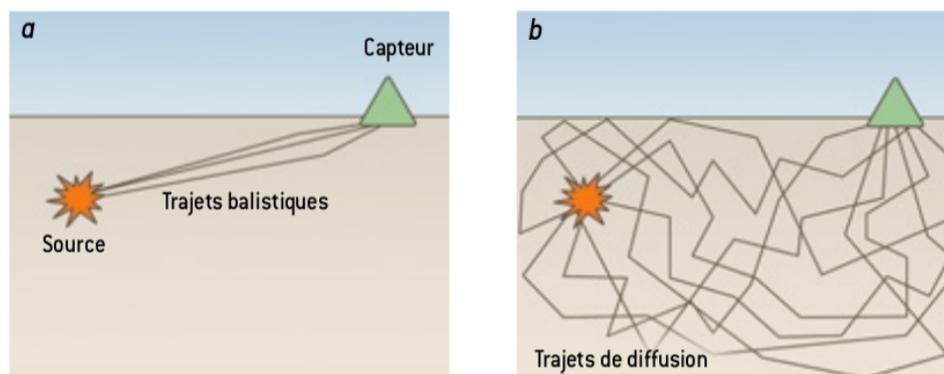


FIGURE 13 – Les différents modes de propagation des ondes sismiques dans la Terre (d'après Campillo et al., 2011). a) Trajet des ondes balistiques entre la source et le récepteur. b) Trajet des ondes diffractées et diffusées par les hétérogénéités du milieu.

## Le bruit sismique ambiant

Lorsque aucun séismes n'est enregistrés, le sismogramme affiche quand même en permanence un signal de faible amplitude. Longtemps considéré comme bruit instrumental ce signal d'allure aléatoire est en fait l'enregistrement de déplacement du sol de faible amplitude provenant de divers mécanismes sismogènes, d'où le nom de bruit sismique ambiant.

Le spectre du bruit sismique ambiant n'est pas plat (figure 14). Selon la période (ou fréquence) les mécanismes à son origine sont différents. Pour une revue bibliographique plus approfondie du sujet nous encourageons le lecteur à lire les travaux de thèse de Li (2018).

Pour synthétiser, au delà du hertz, le bruit est généré principalement par les activités humaines (trafic routier et ferroviaire, usines..)(Groos and Ritter, 2009).

À plus longue période, ce sont des mécanismes liés aux océans et à l'atmosphère qui entrent en jeux. On y distingue 3 mécanismes dans 3 gammes de périodes différentes (figure 14) :

- le second pic microsismique visible entre 5 et 10s de période est le résultat de l'interaction des houles océaniques de mêmes périodes mais de direction opposée (Chevrot et al., 2007 ; Landès et al., 2010 ; Beucler et al., 2015).

- le premier pic microsismique visible entre 10 et 20s de période est quand à lui le produit de l'interaction entre les vagues et le fond océanique (Haubrich and McCamy, 1969).

- le hum visible à grande période correspond aux modes propres de la Terre et de son atmosphère (Nishida et al., 2009).

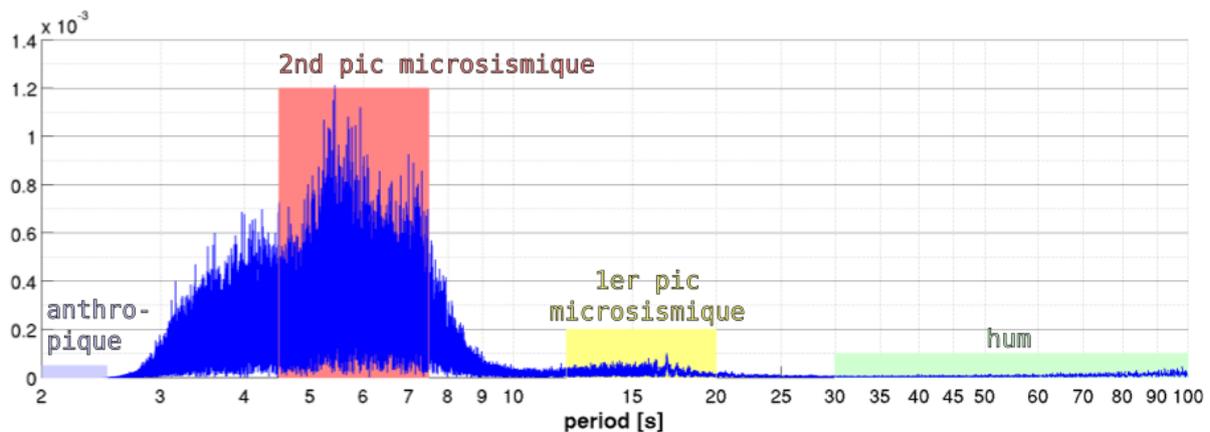


FIGURE 14 – Spectre d'une fenêtre de bruit enregistré à la station X7.PY15.00 (d'après Stehly, ANF 2016).

De nombreuses études ont démontré que les sources du premier et second pic microsismique ne sont pas toutes stables dans le temps et évoluent avec les saisons (Stehly et al., 2006 ; Chevrot et al., 2007 ; Landès et al., 2010). La figure 15 illustre ce comportement saisonnier en montrant le déplacement des sources du premier et second pic microsismique selon la période de l'année. Les tendances montrent qu'en été les sources se situent dans le sud du Pacifique et de l'océan Indien tandis qu'en hiver les sources se déplacent dans le nord de l'océan Atlantique et Pacifique.

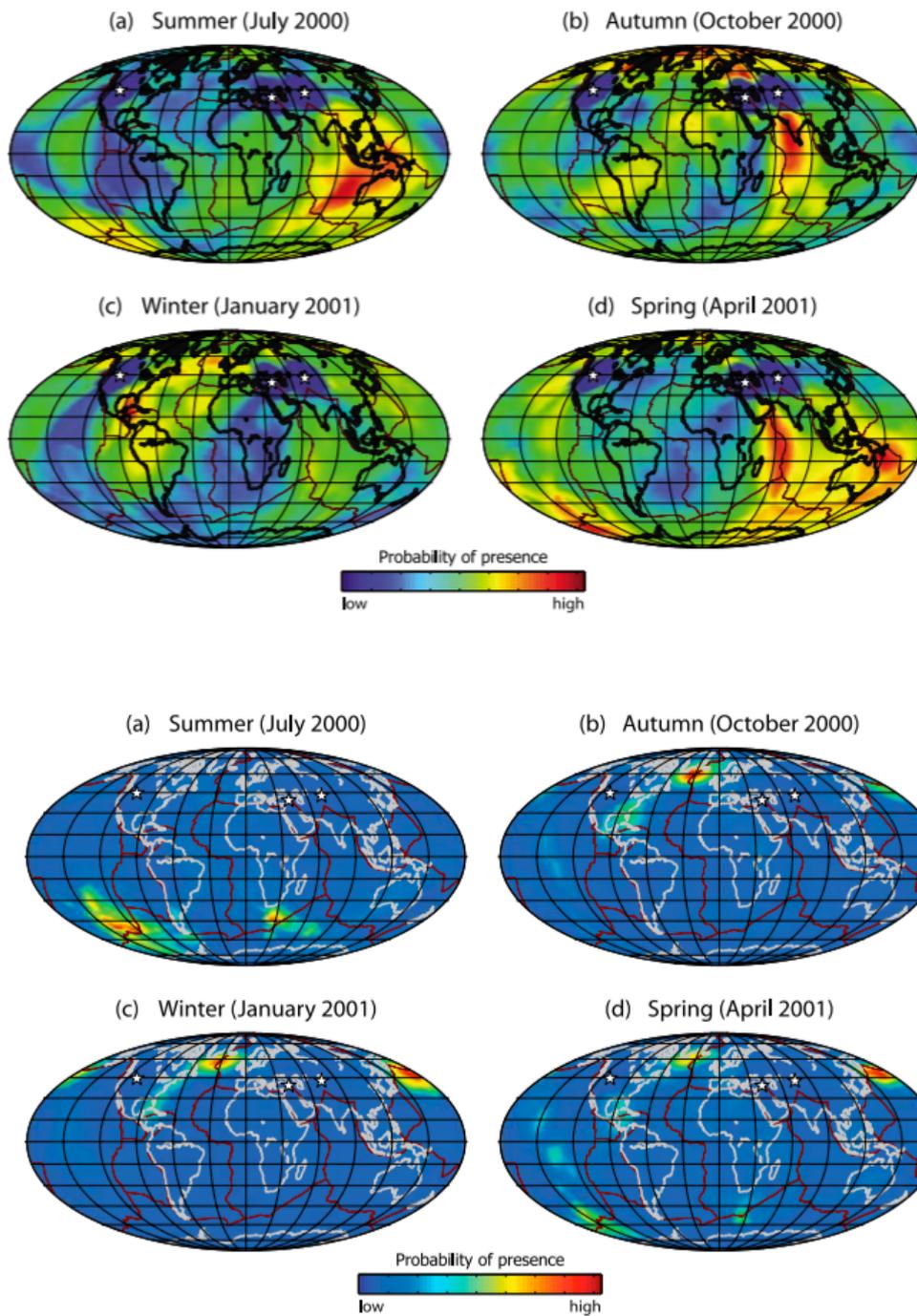


FIGURE 15 – Haut : variations saisonnières des sources de bruit du premier pic microsismique (d'après Landès et al., 2010). Bas : variations saisonnières des sources de bruit du second pic microsismique (d'après Landès et al., 2010)

## 1.4 La corrélation de bruit en sismologie

### Reconstruction de la fonction de Green

La fonction de Green correspond à la réponse du milieu à une source impulsive (i.e. Dirac). Elle contient toutes les informations sur les ondes qui se sont propagées de la source au récepteur ainsi que du milieu traversé par celles-ci. En sismologie, connaître cette fonction de Green c'est accéder aux structures de la Terre.

Les travaux fondateurs de Duvall et al. (1993), Lobkis and Weaver (2001) et Weaver and Lobkis (2001) ont montré que l'inter-corrélation du champ diffus thermique entre deux capteurs tend vers la fonction de Green. Or deux signaux sismiques sont considérés comme des champs diffus : la coda et le bruit sismique ambiant.

La première application de cette méthodologie par Campillo and Paul (2003) a démontré que la corrélation de coda de séismes enregistrés entre deux capteurs permet effectivement la reconstruction de la fonction de Green entre ces deux capteurs. Et un an plus tard Shapiro and Campillo (2004) arrivent au même résultat mais cette fois-ci en corrélant une longue série temporelle de bruit sismique ambiant.

La répartition non uniforme spatiale et temporelle des séismes sur Terre, ainsi que la complexité des mécanismes à leur sources sont les principales limites à leurs utilisation en sismologie. Le bruit sismique ambiant pouvant être enregistré partout sur Terre et en permanence, son utilisation pour reconstruire la fonction de Green permet alors de s'affranchir de ces limitations.

### Imagerie par corrélation de bruit sismique ambiant

Suite à cette découverte, la première utilisation du bruit sismique ambiant dans une étude tomographique a été réalisé par Shapiro et al. (2005) en Californie et marque le début d'une vraie révolution conceptuelle en sismologie. Il est désormais possible d'imager partout où se trouve des sismomètres et la profondeur d'investigation ne dépend désormais quasiment plus que de la distance inter-station. De nos jours, cette méthode est largement utilisée que ce soit pour modéliser la sub-surface (Mordret et al., 2013, Clayton, 2020), la lithosphère (Macquet et al., 2014, Lu et al., 2018) ou la Terre profonde (Boué et al., 2013).

Un très bel exemple illustrant la rapide évolution de cette méthode durant la dernière décennie est l'évolution du modèle de la lithosphère Alpine obtenue par Stehly et al. (2009) et celui obtenu presque dix ans plus tard par Lu et al. (2018) (figure 16). Plusieurs paramètres importants ont permis à Lu et al. (2018) d'arriver à un modèle d'une aussi haute résolution. Les premiers paramètres sont technologiques. Durant cette période, on a pu observer que le nombre de capteurs déployés a explosé (figure 16.a) ainsi que la capacité de stockage de données et de calcul informatique. Ce lien important entre avancée scientifique et avancée technologique est capital. Le second aspect ayant mené aux résultats de Lu et al. (2018) vient du bénéfice d'années de recherche méthodologique, de l'optimisation des processus de calcul des corrélations jusqu'aux méthodes de mesures des courbes de dispersion et des méthodes d'inversions. Tout cela à fait que de nos jours, des modèles hautes résolutions comme illustré en figure 16.b et 16.c peuvent exister et permettre de pousser nos connaissances de l'intérieur de la Terre au degré supérieur.

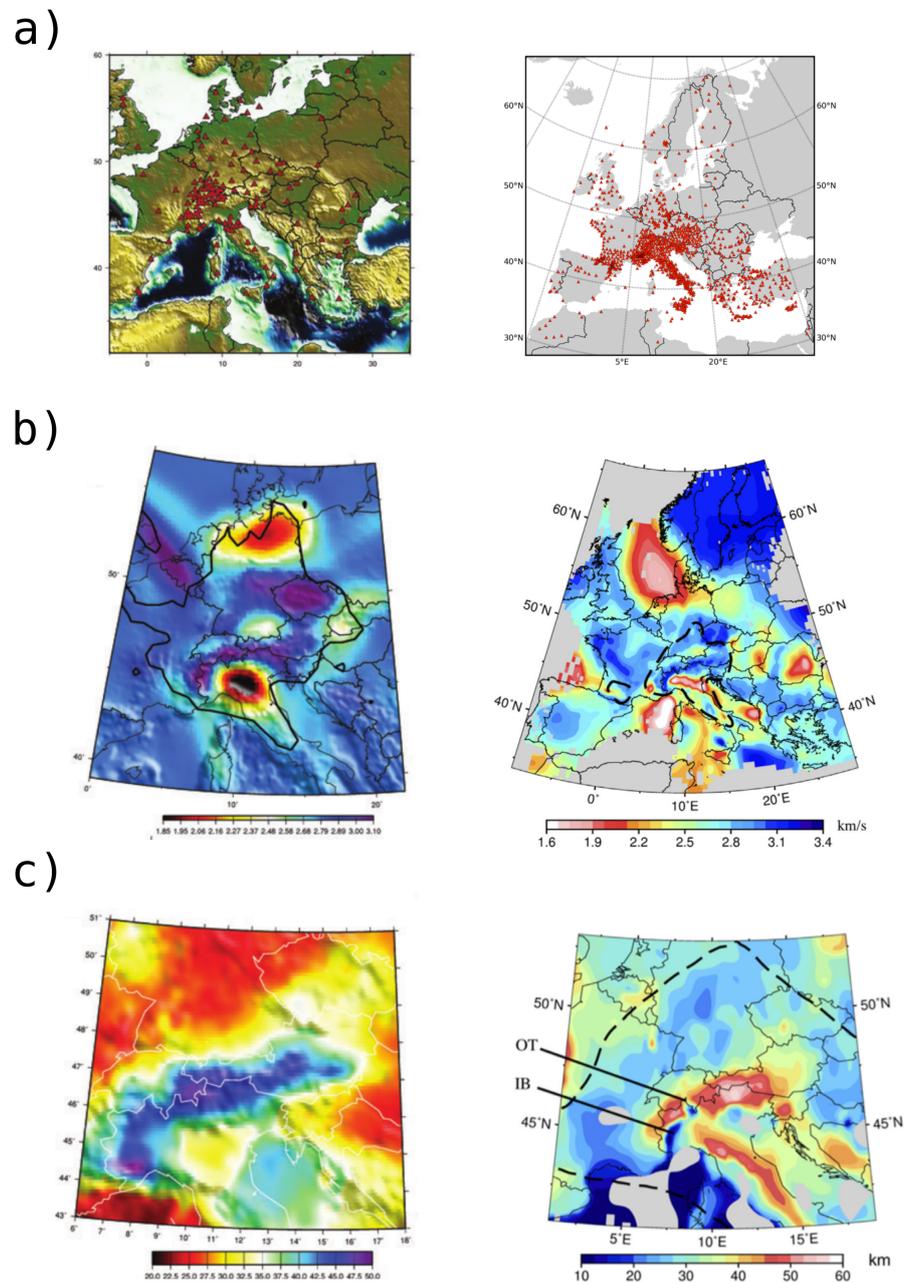


FIGURE 16 – Comparaison des études d'imagerie de la région Alpine par Stehly et al. (2009) et Lu et al. (2018). À gauche est montré les données de Stehly et al. (2009). À droite les données de Lu et al. (2018). a) Localisation des stations utilisées dans les études. b) Cartes de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 8s de période. c) Cartes de profondeur du Moho.

### **Limitation de la méthode : les sources de bruits**

Du fait des différents types de sources de bruits (figure 14) et de leurs variabilités temporelles (figure 15) la directivité du bruit varie. Cette propriété impacte la reconstruction de la fonction de Green et en réalité la corrélation de bruit sismique ambiant ne permet que d'obtenir un équivalent de cette fonction. Diverses études se sont intéressées aux impacts de la directivité des sources (et donc de l'énergie) sur les corrélations et ont permis de quantifier l'erreur de mesure associé (Froment et al., 2010, Basini et al., 2013). Nous suggérons aussi au lecteur de prendre connaissance des tests synthétiques réalisés dans le cadre des travaux de thèse de Lu, 2019 à ce sujet.

Il existe plusieurs études ayant développé des méthodologies pour minimiser ces erreurs liées aux sources de bruits comme par exemple Roux, 2009 préconisant un algorithme utilisant le tenseur 9 composantes pour extraire des mesures non-biaisées. Une autre manière de faire a été développé par Stehly et al. (2008) et validé par Froment et al. (2011). Cette méthode consiste à corréler la coda des corrélations (i.e. corrélation de coda de corrélation,  $C^3$ ). Cette méthodologie utilise la coda de corrélation comme une coda de séisme (i.e. champ diffus) pour reconstruire la fonction de Green et ainsi permettre de s'affranchir de la directivité de l'énergie des sources de bruits initiales.

C'est sur cette dernière méthode que notre étude va s'intéresser et une description plus en détail de celle-ci se trouve dans la section 1.4 du chapitre 1 lui étant entièrement consacré.

## 1.5 Organisation du manuscrit

Dans le détail, notre travail va consister à tester les corrélations d'ordre supérieur (Stehly et al., 2008 ; Ma Beroza, 2012 ; abstract AGU Brives et al., 2017, abstract EGU Brives et al., 2019), permettant d'extraire un maximum de mesures de vitesses de nos jeux de données. In fine cette méthodologie est combinée à un nouveau code d'inversion développé par Lu et al. (2018) qui permet d'obtenir des modèles 3D-Vs probabilistes haute-résolution.

Le premier chapitre du manuscrit se consacrera tout d'abord à la présentation des deux jeux de données utilisées dans l'étude. Ensuite, sera présenté la préparation des données en vue des corrélations de bruit puis les corrélations elles-mêmes. Pour finir, il se terminera sur la présentation des méthodes de corrélations d'ordre supérieur et les méthodologies de calcul associées.

Le second chapitre portera sur la tomographie à l'échelle lithosphérique des Pyrénées. Sera détaillée dans le chapitre la méthodologie appliquée pour mesurer les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh puis de leur inversion en un modèle pseudo 3D-Vs. Le but de ce chapitre est à la fois de comparer l'impact de l'utilisation des corrélations d'ordre supérieur en tomographie et aussi d'obtenir des modèles Vs haute résolution et de probabilités d'interfaces de la lithosphère Pyrénéenne.

Le troisième chapitre appliquera la même méthodologie d'inversion pour obtenir un modèle tomographique 3D du bassin de Mauléon-Arzacq en utilisant le jeu de données du réseau dense MAUPASACQ.

Pour finir nous ferons la synthèse de l'ensemble des travaux réalisés dans ce manuscrit et tâcherons de les mettre en perspective en vue de travaux ultérieurs.



## Chapitre 2

# Méthodologie

En tomographie sismique selon qu'on veuille imager les structures profondes de la Terre ou bien la subsurface les réseaux de capteurs ne seront pas les mêmes. En effet, la géométrie du réseau, le type de capteur et la gamme de fréquences d'enregistrement sont des paramètres déterminant la profondeur d'investigation ainsi que notre capacité à enregistrer les ondes et les variations qu'elles subissent dans le milieu. Il est donc important dans une étude tomographique d'avoir une idée de la cible afin de choisir au mieux le réseau de capteurs.

Notre étude s'inscrit dans la partie imagerie multi-échelle de la lithosphère pyrénéenne du projet OROGEN. Deux échelles d'imagerie seront au cœur de l'étude :

- la première d'échelle continentale, ayant pour but d'imager la lithosphère entre l'Espagne et la France ; zone de 1000x1000 km centrée sur les Pyrénées et jusqu'à 100 km de profondeur
- la seconde d'échelle régionale, s'attachant à imager le bassin de Mauléon représentant la transition entre les Pyrénées et le Bassin aquitain ; zone de 30x50 km et jusqu'à une dizaine de km de profondeur.

Pour ce faire, nous avons utilisé deux bases de données différentes, détaillées ci-après. Ces deux bases de données, sont de part leur composition (type, nombre et géométrie des capteurs, enregistrement asynchrone de certain capteurs), deux cas d'école nous permettant de faire d'une pierre deux coups : imager les cibles désignées et tester deux méthodes de corrélations d'ordre supérieur, à savoir la corrélation de coda de corrélation (Stehly et al., 2008), notée  $C^3$ , et la corrélation de corrélation (abstract AGU Brives et al., 2017, abstract EGU Brives et al., 2019), notée  $C^2$ .

## 2.1 Présentation des jeux de données

### 2.1.1 Pyrénées grande échelle

Plus de 20 ans après le succès du projet ECORS (Etude Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique, ECORS Pyrenees team, 1988 ; Choukroune et ECORS team 1989 ; Roure et al., 1989), fin des années 1980, révélant les structures profondes de la chaîne des Pyrénées, les projets PYROPE (PYRenan Observational Portable Experiment) et TopoIberia voient le jour.

Dans le cadre de ces deux projets et dans une volonté commune, je cite, « d'améliorer considérablement notre connaissance des structures profondes, de mieux comprendre comment les grandes structures géologiques (par exemple la chaîne des Pyrénées ou le golfe de Gascogne) se sont formées mais aussi de préciser la géométrie des failles actives ou encore d'améliorer la précision de la localisation des tremblements de terre » (<http://rssp.irap.omp.eu/PYROPE/>), français et espagnols vont installer une maille régulière de stations sismologiques découpée en deux réseaux : PYROPE (Chevrot et al., 2017) et IberArray (Institute Earth Sciences "Jaume Almera" CSIC (ICTJA Spain), 2007).

Du côté espagnol le réseau IberArray, inspiré du réseau USArray (IRIS Transportable Array, 2003), a couvert le nord du Maroc et l'Espagne en étape successive d'acquisition entre 2007 et 2013 et à chaque étape, selon une grille d'environ 60x60 km (figure 17).

De l'autre côté de la frontière, les français ont installé le réseau PYROPE de 2011 à 2013, synchronisé avec le troisième et dernier déploiement d'IberArray. Ce réseau est déployé selon une

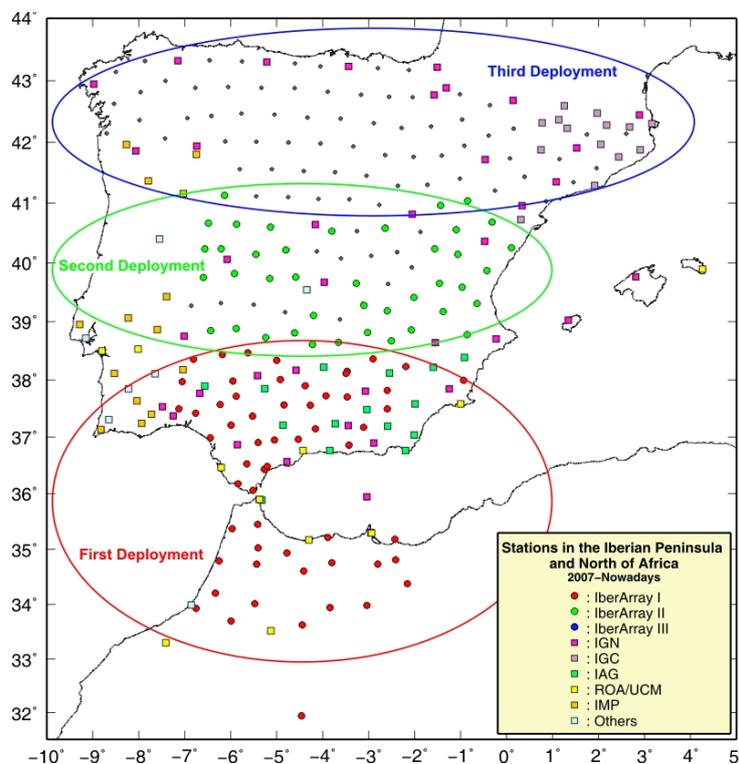


FIGURE 17 – Plan de déploiement du réseau IberArray (<http://iberarray.ictja.csic.es/>).

maille de 60x60 km dans le sud-ouest de la France et le long du golfe de Gascogne auquel sont ajoutés deux profils denses traversant la chaîne des Pyrénées (figure 18.a) . Le déploiement et l'acquisition de ces derniers sont successif : les stations formant le premier profil sont installées d'abord dans les Pyrénées centrales (suivant le profil ECORS) pendant un an, puis sont ensuite déplacées pour former le deuxième profil situé dans l'ouest des Pyrénées pendant la même durée (suivant une autre ligne de sismique active entre Pampelune et Mont-de-Marsan).

Associé à différents réseaux permanents de surveillance comme le Réseau Sismologique et Géodésique Français (RESIF, 1995), le réseau sismique national italien (INGV Seismological Data Centre, 2006) ou bien le réseau sismique catalan (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 1984), cette coopération transfrontalière a mené à de nombreux résultats provenant de diverses méthodes d'imagerie en géophysique comme les temps de trajets des télé-séismes (Chevrot et al., 2014), la conversion des ondes P en S aux différentes interfaces (Chevrot et al., 2015; Chevrot et al., 2018b; Diaz et al., 2018), la cross-corrélation de bruit sismique ambiant (Macquet et al., 2014), l'inversion des formes d'ondes (Wang et al., 2016) ou bien encore l'inversion jointe gravimétrie/temps de trajets des télé-séismes (Dufréchou et al., 2018).

Notre étude s'inscrit dans la même volonté en utilisant un jeu de données similaire à celui utilisé dans Macquet et al. (2014). Seule différence est que nous avons inclus les deux profils PYROPE traversant les Pyrénées (figure 18.a). Étant asynchrone (figure 18.b) il n'est pas possible de les utiliser ensemble via la méthode traditionnelle de corrélation de bruit. Macquet et al. (2014) n'ont donc pas pris en compte ces deux profils dans leur étude; chose que nous pouvons faire grâce aux corrélations d'ordres supérieurs (e.g. Stehly et al., 2008; Ma and Beroza, 2012).

En détail, le jeu de données que nous avons utilisé, correspond à 3 années d'enregistrements sismique (de janvier 2011 à décembre 2013) sur les composantes verticales de 240 capteurs large bande des réseaux sismique déployés à travers et autour du massif des Pyrénées. Il comprend 45 capteurs du réseau RESIF, 125 capteurs du réseau PYROPE, 68 capteurs de la partie nord du réseau IberArray, 1 capteur du réseau sismique national italien et 1 dernier capteur du réseau sismique ouest méditerranéen (San Fernando Royal Naval Observatory (ROA) et al., 1996) (figure 18.a). Le tableau de disponibilité des données est montré dans la figure 18.b.

Avec un espacement médian de 384 km entre les capteurs (distance inter-station maximale de 1488 km et minimale de 3.4 km) la profondeur d'investigation résultante est suffisante pour imager la lithosphère jusqu'au manteau supérieur; la profondeur d'investigation peut être approximée en divisant la distance inter-capteur par 2 ou 3, ce qui donne ici une profondeur médiane d'investigation supérieure à 100 km.

L'hétérogénéité des numériseurs et des capteurs utilisés par les différents réseaux combinés ici, dans un même jeu de données, nécessite une attention particulière quant au contrôle qualité des données et surtout lors de l'étape de suppression des différentes réponses instrumentales. Notre étude visant la mesure de temps d'arrivée d'onde, la différence dans la réponse en phases des différents systèmes d'acquisition, si non corrigée de manière rigoureuse, conduira à un déphasage lors de la corrélation des signaux et donc à une erreur de mesure a posteriori. Cette étape importante intervient lors de la phase de pré-traitement des données détaillée dans la partie 2.2.

Dans le cadre de la procédure standard de contrôle qualité des données, l'analyse de la puissance spectrale du bruit de fond est estimée via le calcul de la densité spectrale de puissance, plus connue sous son nom anglais Power Spectral Density (PSD) (McNamara and Boaz, 2005). Ce test permet de contrôler les performances du réseau en identifiant des stations ayant un bruit anormal, de vérifier la déconvolution de la réponse instrumentale, mais aussi d'étudier la

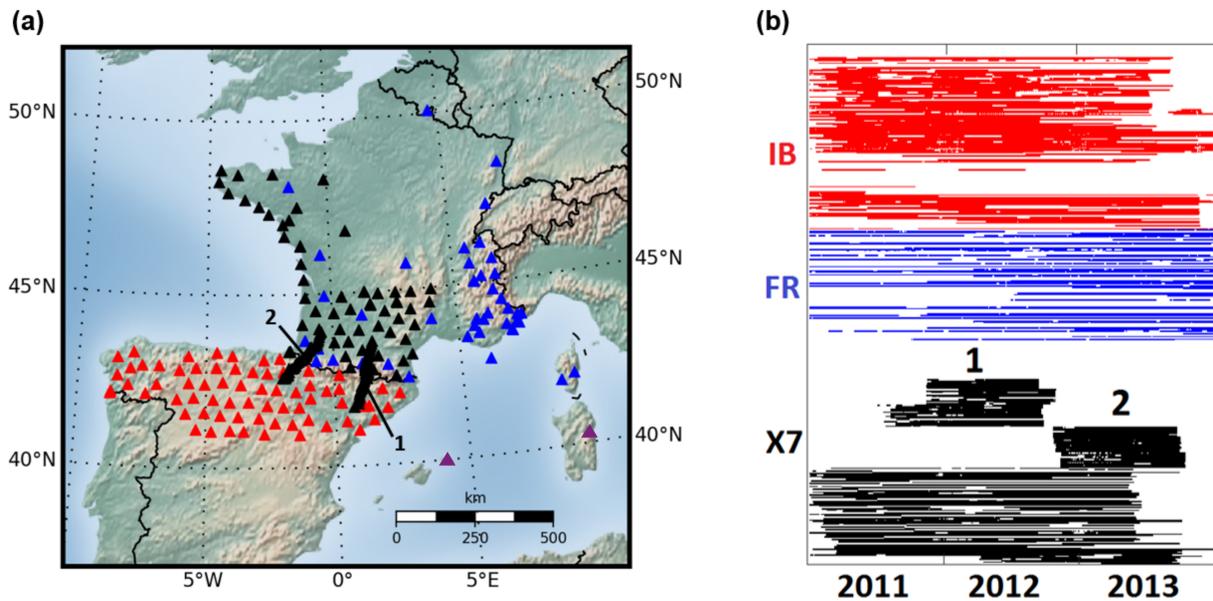


FIGURE 18 – a) Carte des 240 capteurs sismiques utilisés pour l'étude de la lithosphère Pyrénéenne. En rouge, le réseau IberArray nord (IB). En bleu, le réseau permanent français (FR). En noir, le réseau temporaire PYROPE (X7) comprenant les deux profils 1 et 2. En violet, le capteur du réseau sismique national italien (situé en Sardaigne) et le capteur du réseau ouest méditerranéen (situé à Minorque). b) Tableau de disponibilité des données des capteurs triés par réseau et utilisant les mêmes couleurs que a). Notez les enregistrements asynchrones des deux profils PYROPE numérotés 1 et 2.

puissance des principales sources de bruits à différentes bandes de fréquences et leurs variations temporelles (Díaz et al., 2010).

Les PSD obtenues sont comparées au New High-Noise Model (NHNM) et au New Low-Noise Model (NLNM) calculés par Peterson (1993). Ces deux limites de références correspondent respectivement au niveau maximum et minimum du niveau de bruit de fond estimé sur 70 capteurs sismiques dans le monde et fonctionnent comme un indicateur du niveau de bruit de la donnée et donc gage de sa qualité.

L'exemple de la figure 19 est représentatif du niveau de bruit des stations large bandes utilisées dans notre étude. Le niveau de bruit est significativement au dessus du NLNM mais ne dépassent jamais le NHNM. On enregistre bien du bruit sismique entre 1 et 100s de période, ce qui nous permettra d'imager la lithosphère Pyrénéenne de la croûte supérieure jusqu'au manteau supérieur.

Dans les détails, pour la PSD calculée durant l'été 2011 (figure 19.a), le signal est entre les deux niveaux de références et donc de bonne qualité. Les différentes composantes du bruit sismique ambiant sont clairement visibles : sources anthropiques au-delà de 1 Hz, 1er et 2nd pic micro sismique respectivement entre 10-20s et 5-10s, et le hum au-delà de 30s. Pour la PSD calculée durant l'hiver 2011 (figure 19.b) nous remarquons deux différences : l'amplitude du 1er et 2nd pic micro sismique est ici plus importante dû aux tempêtes océaniques hivernales et le bruit anthropique est séparé en plusieurs branches marquant un régime plus complexe du bruit durant cette période.

La variation été/hiver de l'amplitude du bruit enregistré (figure 19) est caractéristique de la dynamique saisonnière et du déplacement des sources du bruit enregistré par les capteurs. De ce fait l'utilisation de 3 années de données nous assure une meilleure illumination sur notre réseau, un meilleur ratio signal bruit (ou SNR pour Signal to Noise Ratio) à basse fréquence sur les cross-corrélations et donc une meilleure sensibilité de celles-ci à la partie profonde de la lithosphère (croûte inférieure et manteau supérieur).

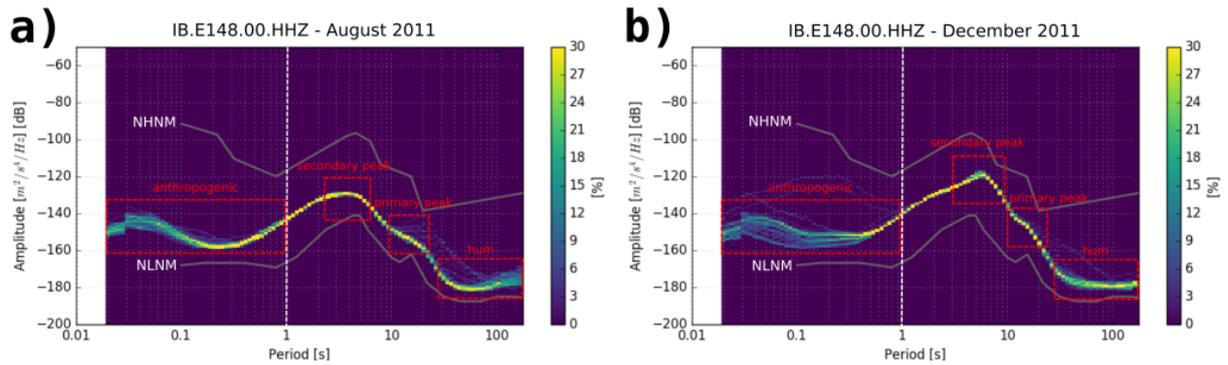


FIGURE 19 – PSD effectuée lors du contrôle qualité de la composante verticale du capteur large bande IB.E148.OO du réseau IberArray. Les lignes grises correspondent au New High-Noise Model (NHNM) et au New Low-Noise Model (NLNM). Le pourcentage de mesures ayant une amplitude donnée est montré par l'échelle de couleur. a) PSD calculée durant l'été 2011. b) PSD calculée durant l'hiver 2011.

### 2.1.2 Bassin de Mauléon : MAUPASACQ

Localisé dans le bassin de Mauléon-Licharre au sud-ouest de la France, le réseau MAUPASACQ est composé de 435 capteurs : 48 sismomètres larges bandes, 197 sismomètres courtes périodes et 190 géophones (ou "nodes") répartis sur une grille dense de de 1500 km<sup>2</sup> et sur deux cercles entourant cette grille (figure 20). Ce réseau a été déployé dans l'optique d'être utilisé par de multiples études géophysiques désirant obtenir une image à plus haute définition du bassin de Mauléon (via l'inversion des formes d'ondes, le bruit sismique ambiant, la sismicité locale ou bien les télé-séismes). Une étude d'inversion de formes d'ondes précédentes a montré qu'à cette endroit la croûte est très mince et que le manteau remonte vers la surface (Wang et al., 2016). La validation par les images hautes définitions de la présence de cette langue de manteau proche de la surface sous le bassin de Mauléon serait alors un élément clé pour comprendre la paléo-géodynamique des plaques Ibérique et Européenne ayant aboutit il y a environ 40Ma à l'orogène Pyrénéenne.

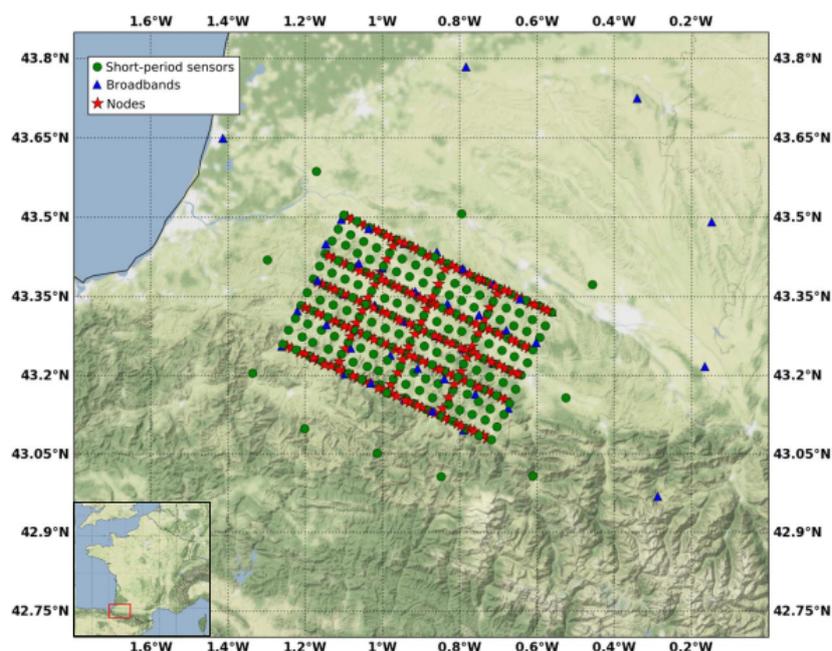


FIGURE 20 – Emplacement du réseau Maupasacq et de ces différents capteurs. En triangle bleu, la position des 48 sismomètres larges bandes. En cercle vert, la position des 197 sismomètres courtes périodes. Finalement, en étoiles rouge, la position des 190 géophones ou "nodes".

Pour obtenir des images hautes définitions le réseau a été construit de la sorte que la distance inter-station médiane soit de 22 km (distance inter-station maximale de 137 km et minimale de 2.5 km) et que la combinaison des stations larges bandes avec des stations plus hautes fréquences assure une bonne résolution des modèles jusqu'à 10km de profondeur. L'acquisition s'est faite sur une période de 6 mois continue entre avril 2017 et octobre 2017 permettant à la fois de laisser assez de temps pour enregistrer une quantité suffisante de séismes (locaux et télé-séismes) mais aussi pour enregistrer le bruit sismique ambiant sur une durée suffisante pour obtenir des mesures stables.

Ce réseau dense est assez unique de part sa géométrie (grille dense entourée de deux cercles de capteurs) et du fait qu'il combine 3 types de capteurs de sensibilité différentes dans la même acquisition (tableau 1).

Type de capteurs	Nombre de capteurs	Nombre de composantes	Basse fréquence utilisable (Hz)	Échelle d'investigation (km)
Large bande	48	3	0.008	1-150
Courte période	197	3	5	1-5
Géophone	190	3	10	0.1-1

TABLE 1 – Détails des instruments du réseau Maupasacq

Malgré ce mélange, le contrôle qualité effectué et publié par Polychronopoulou et al. (2018) après l'acquisition, a montré que les différents capteurs ont permis l'enregistrement de données de qualité et que le jeu de données est adapté aux différentes études géophysique prévues. Selon eux, la seule limitation proviendrait de l'utilisation des géophones pour les basses fréquences. Lorsqu'on regarde en détail l'évolution du contenu fréquentiel au cours du temps enregistré par chaque type de capteur, nous constatons un niveau de bruit suffisant dans la gamme de période 0.5-20s visée par cette acquisition (figure 21). Au dessous de 1s (au delà d'1Hz), nous pouvons clairement voir l'alternance jour/nuit des sources de bruit anthropiques sur l'ensemble des capteurs. Le 2nd pic micro-sismique, entre 2 et 10s, est quand à lui nettement enregistré par les capteurs courtes périodes (figure 21.b) et les larges bandes (figure 21.c). Il est intéressant de remarquer que malgré la limite d'enregistrement des géophones (de 0.1s), le 2nd pic micro-sismique est aussi bien enregistré lorsqu'il atteint un niveau d'énergie élevé par les capteurs, notamment aux jours 120, 180 et 250 (figure 21.a). Ce résultat atteste d'une part que cette limite donnée par le fabricant peut être dépassée et d'autre part que l'installation des stations est de qualité. Le signal au dessus de 10s est quand à lui seulement bien enregistré par les larges bandes (figure 21.c) et que très peu par les capteurs courtes périodes (figure 21.b).

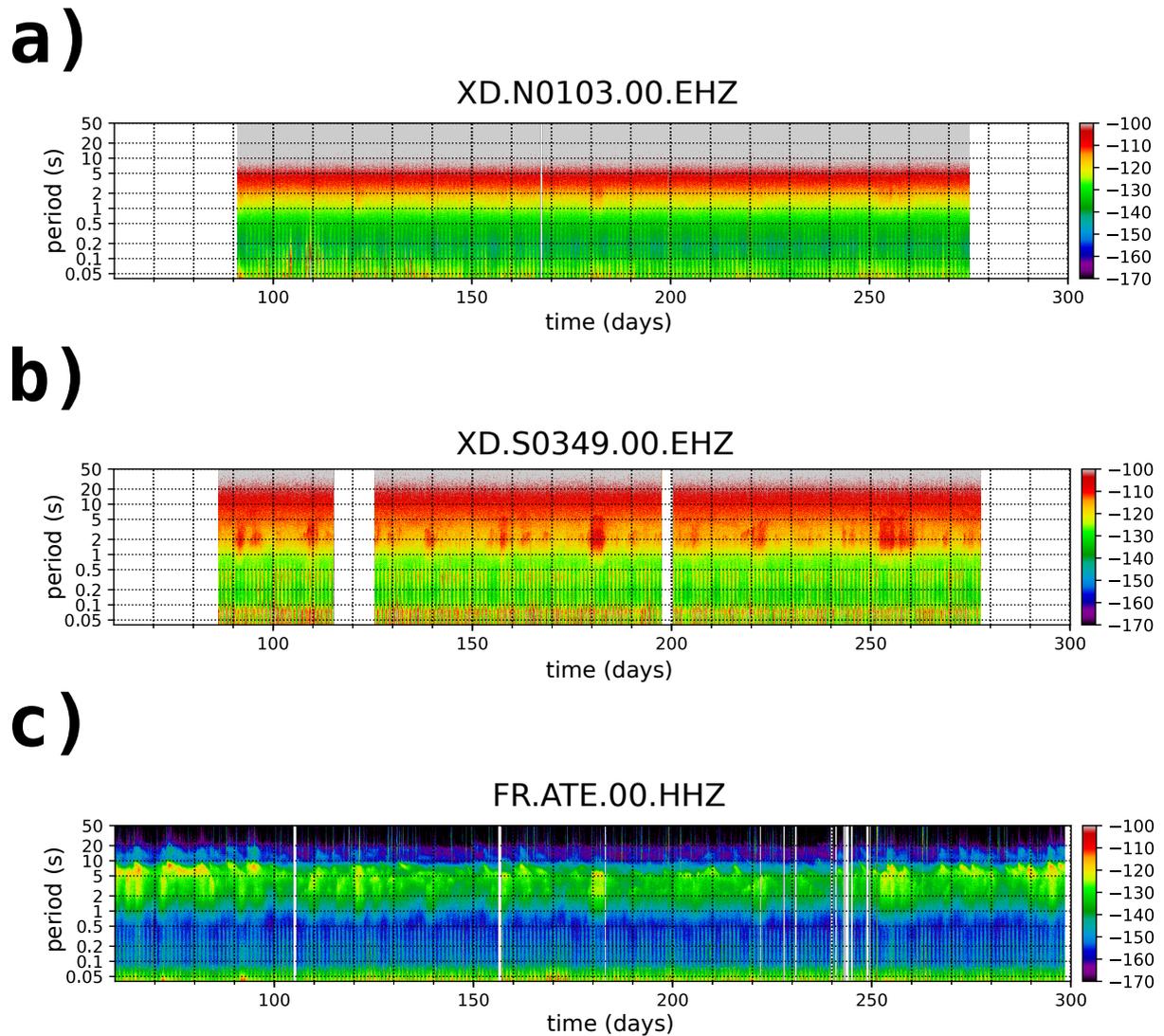


FIGURE 21 – Évolution du contenu fréquentiel au cours du temps des composantes verticales. a) Pour le géophone *XD.N0103.00*. b) Pour le capteur courte-période *XD.S0349.00*. c) Pour le capteur large bande *FR.ATE.00*.

## 2.2 Pré-traitement des données

Le pré-traitement des données est un sujet d'étude à lui seul et un certain nombre de travaux de recherche ayant pour volonté de classer les différentes méthodes et leurs champs d'applications existent : Bensen et al. (2007), Groos et al. (2012), Seats et al. (2012), ou bien encore Poli et al. (2013). Il n'existe cependant pas de méthode universelle préconisée, le type de pré-traitement varie selon le jeu de données, l'objectif de l'étude et le type de mesure. En imagerie par corrélation de bruit sismique ambiant, ce processus est généralement découpé en deux étapes consécutives ayant deux objectifs bien distincts : dans un premier temps homogénéiser la base de données et dans un second, améliorer la convergence des corrélations vers la fonction de Green. Dans notre étude, nous avons suivi un traitement similaire à celui utilisé par Boué et al. (2014) et Lu et al. (2018).

Premièrement nous nous assurons que les données sont corrigées des effets des différents capteurs de la chaîne d'acquisition pouvant induire des biais dans les mesures de vitesses ultérieures, mais aussi, que la base de donnée est standardisée pour le reste de la procédure. En détail la première phase de pré-traitement a consisté à : gérer les trous dans les données, supprimer les effets de tendances, pré-filtrer dans la gamme de fréquence adaptée à l'objectif, mettre à zéro les valeurs supérieures à 15 fois l'écart-type de la trace journalière pour éviter de les corrélérer, ré-échantillonner, corriger la réponse instrumentale, et pour finir, redécouper les traces journalières à fin qu'elles commencent toutes à minuit et finissent toutes à minuit moins un échantillon. Cette première phase fait partie du contrôle qualité standard en sismologie et est appliquée sur les deux jeux de données.

La seconde étape est nécessaire lorsque le jeu de données s'étale sur plusieurs années et que l'occurrence de séisme de forte magnitude est grande.

Pour le jeu de données des Pyrénées grande échelle, 55 séismes de magnitude supérieure à 7 ont eu lieu entre 2011 et 2013, contre seulement 4 durant la période d'acquisition du jeu de données de Maupasacq entre avril et octobre 2017 (selon le catalogue USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). De ce fait, nous n'avons pas appliqué cette seconde étape au jeu de données Maupasacq mais seulement sur celui des Pyrénées grande échelle.

Ce second pré-traitement s'attache à améliorer la convergence des corrélations vers la fonction de Green en supprimant les ondes balistiques des séismes et d'autres événements transitoire d'énergie trop directive pouvant entraîner des biais dans sa reconstruction. Pour ce faire deux types d'approche existent. La première consiste à utiliser un catalogue d'événements pour supprimer les parties des traces correspondantes aux séismes. La longueur de la trace à supprimer est calculée par une loi empirique dépendant de la magnitude. La seconde que nous avons appliqué, consiste à détecter un séisme via un seuil d'énergie basée sur l'énergie moyenne journalière de la trace et sa cohérence. En détails, chaque trace d'une journée est d'abord découpée en segments de 4 heures (Groos et al., 2012; Poli et al., 2013). Puis un événement est supprimé d'un segment si son énergie est 1.5 fois supérieure à l'énergie moyenne de la trace journalière et si l'amplitude maximale du segment est 1.2 fois supérieure à l'amplitude minimale de ce même segment. Suite à ce processus il est dans l'habitude de poursuivre par une normalisation des segments par leur spectre d'amplitude (i.e. blanchiment spectral) qui a pour effet d'harmoniser l'influence des différentes sources de bruits en diminuant l'impact des sources d'énergie forte tout en augmentant celui des sources d'énergie faible.

Ici, nous l'avons remplacé par une méthode ayant le même objectif consistant à normaliser en temps et en fréquence chaque trace. Ce traitement fonctionne de la manière suivante : chaque segment d'une journée est copié, puis filtré en bandes étroites différentes avant d'être normalisées en amplitude. Au final, toutes les copies du segment filtrées et normalisées sont sommées entre elles pour former le segment final prêt à être corrélé.

## 2.3 Corrélation de bruit sismique ambiant

Suite à la procédure de traitements détaillée dans la partie précédente chaque enregistrement journalier de chaque capteur est désormais pré-traité et découpé en 6 segments de 4 heures. Le calcul des cross-corrélations qui suit appliquera la même méthodologie sur les deux différents jeux de données détaillés en partie 2.1.

Pour chaque paire de capteur, les 6 segments journaliers de 4 heures sont cross-corrélés selon la relation (1) suivante :

$$C_{AB}(t) = \frac{\int_0^T S_A(\tau)S_B(t + \tau)d(\tau)}{\sqrt{\int_0^T S_A^2(\tau)d(\tau) \int_0^T S_B^2(\tau)d(\tau)}} \quad (1)$$

où le numérateur correspond à la cross-corrélation entre les segments  $S_A$  et  $S_B$  des capteurs A et B et où le dénominateur correspond à la normalisation en énergie des deux segments.

En théorie il faudrait une durée infinie de signal pour obtenir une fonction de Green parfaite. En pratique, pour s'en approcher les corrélations sont sommées sur des séries temporelles longues (plusieurs mois voir années pour certaines études) permettant leurs stabilisations. Ces longues séries temporelles sont scindées en segments (journaliers, horaires) qui sont ensuite sommés pour optimiser à la fois la convergence vers la fonction de Green et les temps de calculs, mais aussi tout simplement d'archiver plus facilement les traces brutes. Ainsi donc les 6 corrélations obtenus via les 6 segments de 4 heures sont moyennées pour obtenir une corrélation journalière. Ces corrélations journalières sont ensuite elles mêmes sommées sur la période de temps voulue pour obtenir une corrélation finale par couple de capteur.

Le nombre de couples de capteurs et la durée de la série temporelle utilisée pour chaque jeu de données sont donnés dans le tableau 2 suivant :

	Nombre de capteurs	Nombre de couples	Période de stack
Pyrénées grande échelle	240	28920	3 ans
Maupasacq	435	94830	6 mois

TABLE 2 – Détails des corrélations des différents jeux de données

Les figures 22 et 23 montrent les cross-corrélations classées par distance à une station de référence et filtrées dans différentes bandes de fréquences et ceux pour les deux jeux de données (la figure 22 pour les Pyrénées grande échelle et la figure 23 pour Maupasacq). Les parties causales et acausales des corrélations correspondent respectivement aux trajets depuis la station de référence vers les autres stations et inversement depuis les autres stations vers la station de référence. À l'échelle des Pyrénées (figure 22) l'onde de Rayleigh émergente est d'une vitesse moyenne d'environ 2.6 km/s dans la gamme de période 5-10s (gamme de période où les ondes de surface sont sensibles à la croûte supérieur) et d'environ 3.9 km/s entre 40-80s de période (correspondant à la gamme de période de sensibilité au manteau supérieur). À l'échelle du bassin de Mauléon (figure 23), l'onde de Rayleigh émergente est quand à elle d'une vitesse moyenne d'environ 2.5 km/s pour la gamme de période 1-5s et d'environ 2.7 km/s pour la gamme de période 5-10s. On peut aussi noter la présence assez nette d'une onde de Rayleigh au dessus de 1Hz et ce même jusqu'à plus de 300km (figure 22).

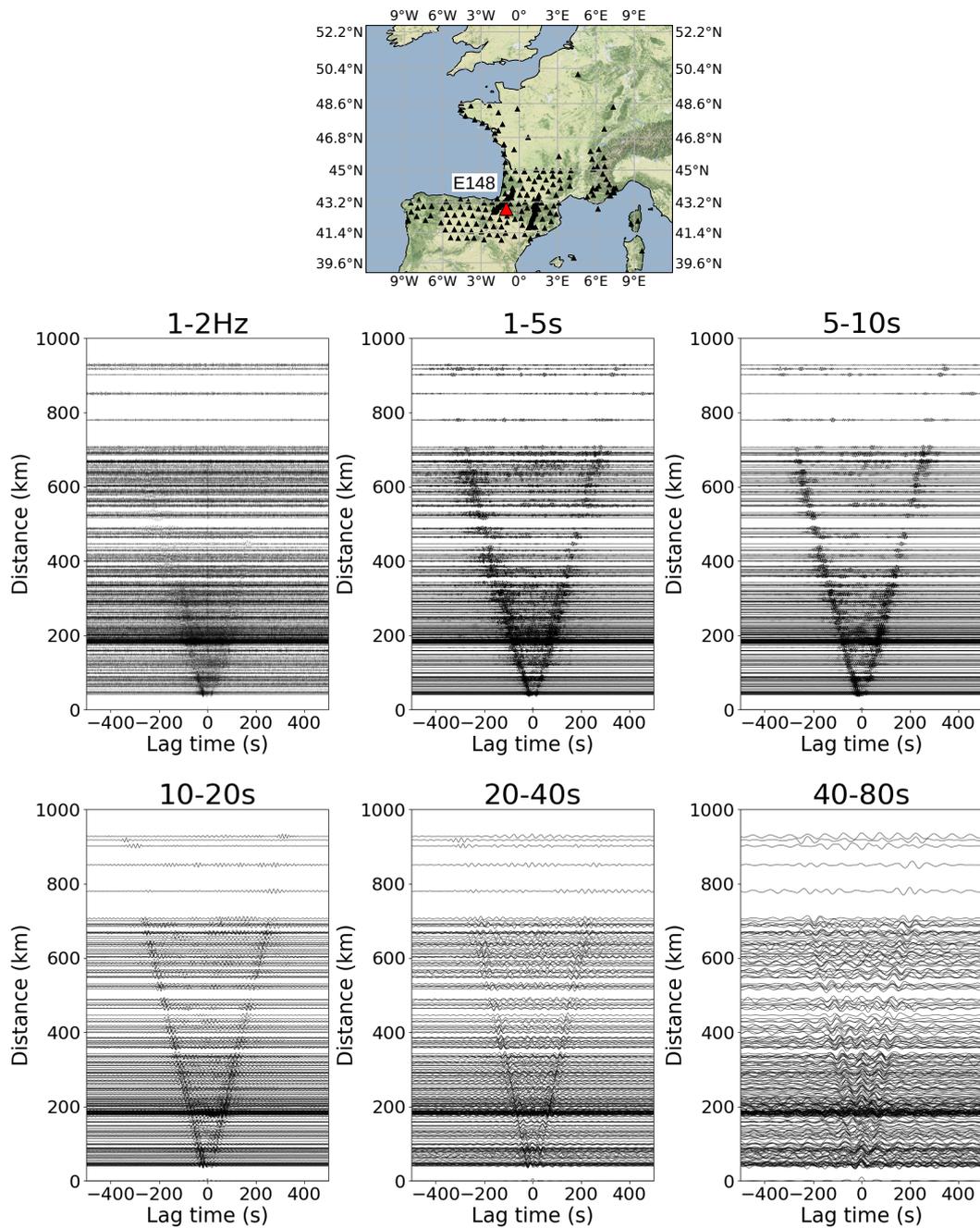


FIGURE 22 – Cross-corrélations entre la station de référence IB.E148.00 et le reste du réseau du jeu de données des Pyrénées grande échelle classées par distance à cette même station et filtrées dans différentes bandes de fréquences (composantes verticales uniquement).

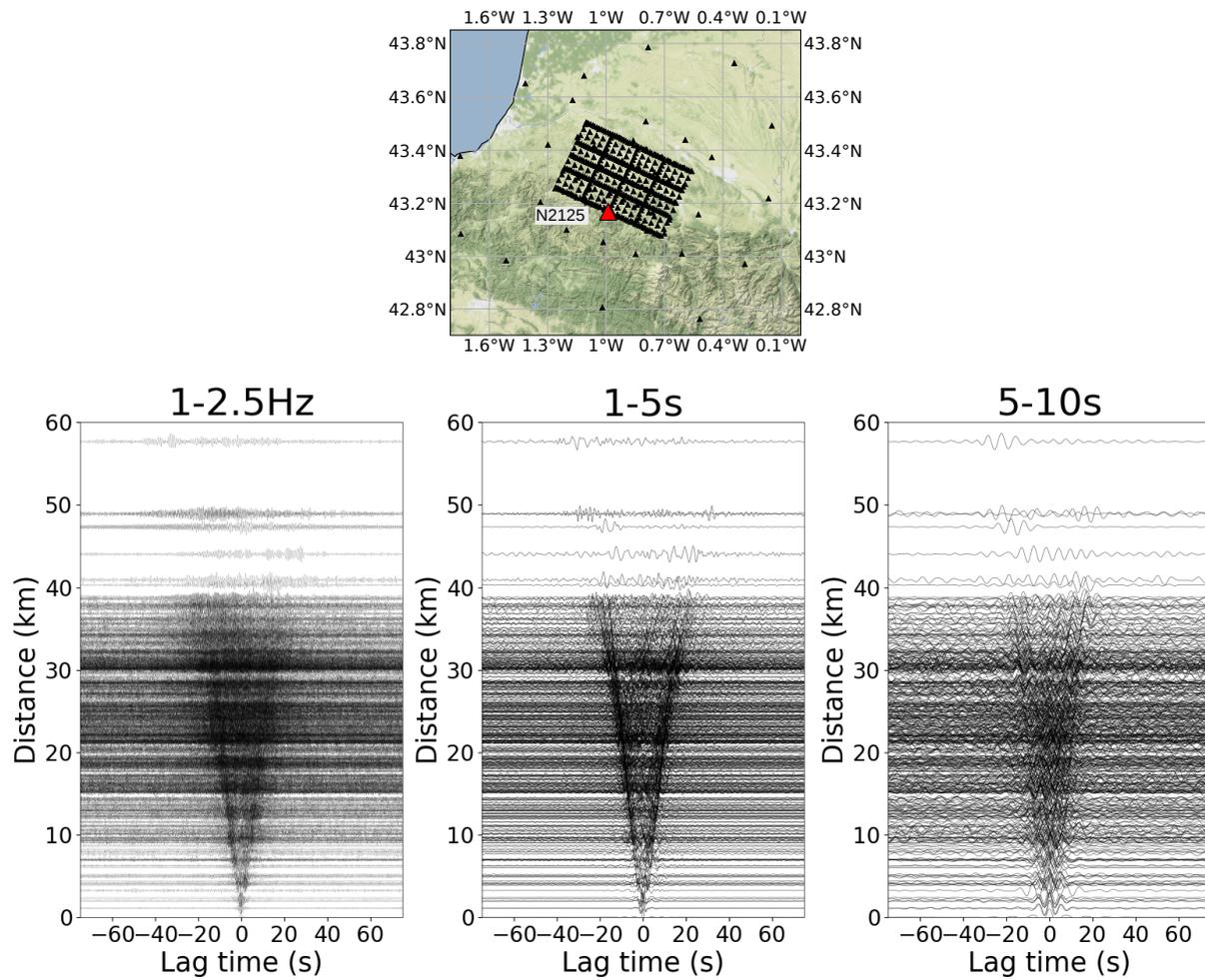


FIGURE 23 – Cross-corrélations entre la station de référence XD.N2125.00 et le reste du réseau du jeu de données de Maupasacq classées par distance à cette même station et filtrées dans différentes bandes de fréquences (composantes verticales uniquement).

## 2.4 Corrélation d'ordre supérieur

Dans ce manuscrit, le terme de corrélation d'ordre supérieur est défini comme l'itération successive, ou les itérations successives, de corrélations de bruit sismique ambiant (que ce soit la re-corrélation d'une corrélation de bruit entière ou juste une partie). Cette section détaillera les deux différents types de corrélations d'ordre supérieur utilisées : la corrélation de coda de corrélation, notée  $C^3$ , et la corrélation de corrélation, notée  $C^2$ .

### 2.4.1 Introduction

À la différence de la corrélation de bruit sismique ambiant (que nous nommerons désormais  $C^1$ ) fonctionnant sur la base d'un couple de récepteurs (figure 24.a), les corrélations d'ordre supérieur se basent sur un triplet de stations (figure 24.b) : une station dite "source" (considérée comme "source virtuelle") et deux stations formant un couple de récepteurs. La méthode repose sur la re-corrélation des  $C^1$  (ou d'une partie des  $C^1$ ) calculées entre la station source et les deux récepteurs respectivement (figure 24.b).

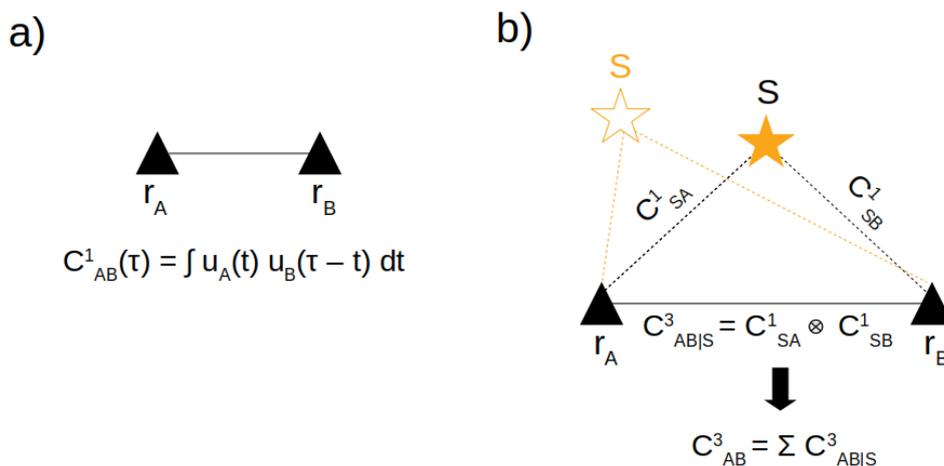


FIGURE 24 – a) Illustration de la méthode de calcul de la corrélation de bruit ( $C^1$ ) entre les deux enregistrements de bruits  $U_A$  et  $U_B$  acquis par les récepteurs  $r_A$  et  $r_B$ . b) Illustration de la méthode de calcul d'une  $C^3$  entre deux récepteurs  $r_A$  et  $r_B$  via une station tiers  $S$  considérée comme "source virtuelle". Les  $C^1_{SA}$  et  $C^1_{SB}$  sont calculées selon la méthode illustrée en a). La re-corrélation de la coda de ces  $C^1$  donne une  $C^3$  liée à la source  $S$ . La  $C^3$  finale est donnée par la somme des  $C^3$  calculées via chaque "source virtuelle".

Premièrement définie par Stehly et al. (2008), la corrélation de coda de corrélation marque le début des corrélations d'ordre supérieur. Cette méthode est basée sur le fait qu'en théorie, dans le cas d'un champ de bruit parfaitement isotrope, la corrélation de bruit ( $C^1$ ) donne la fonction de Green complète (Lobkis and Weaver, 2001; Wapenaar, 2004, Roux et al., 2005; Gouédard et al., 2008) et qu'elle contient donc la partie correspondante à la coda (i.e. champ d'ondes diffracté et diffus). Ainsi, il serait possible de re-corréler la "coda" d'une corrélation de bruit comme nous corrélons les codas des tremblements de terre (e.g. Campillo and Paul, 2003; Paul et al., 2005). Cela permettrait de retrouver la partie du tenseur de Green correspondant aux ondes de surface à partir d'un champ d'ondes diffus reconstruit par corrélation (i.e. "coda de corrélation"). Par cette méthode il est ainsi possible de calculer de nouveau une fonction de Green entre deux capteurs dont la  $C^1$  n'a pas convergé. Cela permet d'améliorer les mesures ayant échouées via les  $C^1$  mais aussi de compléter la couverture des trajets utilisables pour une étude tomographique.

C'est ce qu'on effectivement démontré Stehly et al. (2008) en reconstruisant des ondes de surface s'étant propagées entre deux capteurs en utilisant la "coda" des  $C^1$ . Outre ce résultat, cette étude a prouvé qu'en sommant les  $C^3$  associées aux stations utilisées comme "sources virtuelles" on améliore l'isotropie du champ corréler (figure 24.b). On peut ainsi l'utiliser pour évaluer la vitesse sismique entre des stations, même lorsque les sources de bruits sont non isotropes (i.e. directivité de l'énergie du bruit).

En effet, l'un des problèmes récurrent des  $C^1$  vient qu'en réalité, la répartition des sources de bruit autour des récepteurs ne permet généralement pas d'obtenir un champ de bruit isotrope et la corrélation des enregistrements de bruit ne reconstitue pas parfaitement la fonction de Green (Weaver et al., 2009; Froment et al., 2010). Il en résulte certaines fluctuations dans les corrélations qui peuvent les rendre inutilisables, et ce notamment lorsqu'on cherche à mesurer des temps d'arrivée pour la tomographie (i.e. asymétrie des temps d'arrivée entre partie causale et acausale). Ce problème est l'une des raisons principales qu'en tomographie à grande échelle, selon les gammes de fréquences, seulement 5 à 30% des corrélations sont finalement utilisables. L'utilisation des corrélations d'ordre supérieur serait alors une solution permettant d'optimiser la quantité des mesures.

Cette dernière hypothèse a été confirmée par la suite avec les travaux de Froment et al. (2011) qui ont montré que l'utilisation des  $C^3$  permet de s'affranchir de la dépendance à l'égard de la distribution spatiale des sources de bruit, et dépend in fine, du réseau de stations utilisées comme "sources virtuelles". Au final, le fait d'utiliser la "coda" des corrélations ainsi que de contrôler la distribution spatiale des "sources virtuelles", mène à converger vers une corrélation plus symétrique et ce même en présence d'un bruit non isotrope.

Une autre propriété importante des  $C^3$  est qu'elle permet de reconstruire la fonction de Green entre deux capteurs n'ayant pas été déployés simultanément (Ma and Beroza, 2012). Cette dernière est possible lorsque la station utilisée comme "source virtuelle" partage des données synchrones entre les deux stations utilisées comme récepteurs, et ceux indépendamment de la période d'acquisition de ces deux dernières. En reprenant l'illustration de la figure 24.b, si le récepteur  $r_A$  enregistre puis est déplacé à l'emplacement du récepteur  $r_B$  (i.e. profils du réseau PYROPE) mais que la station source  $S$  enregistre en continu (i.e. réseau permanent RESIF), alors la  $C^3$  résultante convergera vers la fonction de Green, et ce entre deux capteurs asynchrones.

De nos jours, l'application des  $C^3$  en tomographie a été un succès et a notamment permis de combiner des réseaux asynchrones pour imager la lithosphère Mexicaine (Spica et al., 2016) mais aussi d'imager les structures du plateau Iranien (Ansari pour et al., 2019). Le gain d'in-

formation apporté par les mesures asynchrones et la meilleure symétrie des fonctions de Green a montré que la combinaison des  $C^1$  et des  $C^3$  permet d'améliorer la résolution des modèles tomographiques.

Partant de ces résultats, et suivant la même méthodologie que la  $C^3$  (figure 24.b), nous avons développé une nouvelle corrélation d'ordre supérieur nommé corrélation de corrélation ( $C^2$ ) (abstract AGU Brives et al., 2017). La  $C^2$  consiste à re-corréler directement l'onde balistique des  $C^1$  et non la coda. Cette méthode partage les mêmes propriétés que la  $C^3$  (dépendante de la position des sources virtuelles, permet une meilleure symétrie de la fonction de Green et de faire des mesures asynchrones)(e.g. abstract EGU 2019 Brives et al., 2019, Zhang et al., 2020). La notation utilisée par Zhang et al. (2020) dans leur étude pour désigner la  $C^2$  et la  $C^3$  diffère de celle utilisée dans ce manuscrit, cependant la méthodologie générale reste la même. Ainsi donc pour Zhang et al. (2020) la  $C^2$  correspond à la  $I_3^{DW}$  (pour three station Direct Wave Interferometry) et la  $C^3$  à la  $I_3^{CW}$  (pour three station Coda Wave Interferometry).

Pour calculer une  $C^2$  ou une  $C^3$  provenant d'une "source virtuelle" la méthodologie de calcul que nous utiliserons correspond à l'équation (2) suivante :

$$\begin{aligned} C_{AB|S}^{2/3} &= C_{SA}^1 \otimes C_{SB}^1 \\ &= \frac{1}{2} \left( [C_{SA}^{1C} \otimes C_{SB}^{1C}] + [C_{SA}^{1AC} \otimes C_{SB}^{1AC}] \right) \end{aligned} \quad (2)$$

avec  $C_{SA}^{1C}$  et  $C_{SB}^{1C}$  les fenêtres sélectionnées des parties causales des  $C^1$

et  $C_{SA}^{1AC}$  et  $C_{SB}^{1AC}$  les fenêtres sélectionnées des parties acausales des  $C^1$

Une fois toutes les  $C^2$  ou les  $C^3$  de chaque "source virtuelle" calculée, on obtient finalement la  $C^2$  ou  $C^3$  en sommant selon l'équation (3) suivante :

$$C_{AB}^{2/3} = \frac{1}{N} \sum_{S=S_1}^{S_N} C_{AB|S}^{2/3} \quad (3)$$

avec  $N$  le nombre de "sources virtuelles"

La suite de ce chapitre consiste à tester les  $C^2$  et les  $C^3$  dans une optique d'utilisation pour la tomographie. La méthodologie générale est détaillée dans la figure 25 et peut se découper aux 3 grandes étapes suivantes qui seront par la suite explicitées :

1. La sélection des fenêtres de  $C^1$  à re-corrélérer : coda ou onde balistique ;
2. La corrélation des différentes fenêtres ;
3. La sélection des "sources virtuelles" ;

### 2.4.2 Application au jeu de données des Pyrénées grande échelle

La partie précédente a montré que les corrélations d'ordre supérieur peuvent être utiles pour améliorer et compléter les jeux de données de corrélation de bruit sismique ambiant (i.e. meilleure symétrie de la fonction de Green, corrélations asynchrones). Dans le but de maximiser le nombre de trajets utilisables pour la tomographie, nous allons dans cette section tester différents paramètres améliorant le rapport signal bruit (RSB ou SNR pour "signal to noise ratio") et la symétrie des temps d'arrivée entre la partie causale et acausale des fonctions  $C^2$  et  $C^3$ . Ces deux paramètres étant les critères de qualité principaux des corrélations dans une étude tomographique. Ces différents tests se feront sur le jeu de données des Pyrénées grande échelle et serviront à comparer et à tester les fonctions  $C^2$  et  $C^3$  quand à leur utilisation pour la tomographie.

#### Méthode de fenêtrage de la coda et de l'onde balistique

La sélection des fenêtres correspondant à l'onde balistique pour la  $C^2$  (figure 26) ou à la coda pour la  $C^3$  (figure 27) constitue une étape essentielle de la méthodologie. Pour illustrer le fenêtrage nous nous baserons sur un exemple caractéristique de ce jeu de données : un couple de récepteur situé de part et d'autre du golfe de Gascogne (stations IB.E154.00 et X7.PY33.00) et une station source dans l'alignement du couple de récepteur (station IB.E123.00) (figures 26.a et 27.a). Dans un premier temps nous verrons comment nous avons choisis de fenêtrer l'onde balistique pour les  $C^2$ , puis dans un second temps, comment nous avons fenêtrer la coda pour les  $C^3$ .

Le fenêtrage des ondes balistiques pour calculer les  $C^2$  est divisé en 6 étapes consécutives (figure 26.b). Nous commençons par sélectionner les  $C^1$  calculées entre la station source et chacun des deux récepteurs soit pour notre exemple, les  $C^1$  entre IB.E123.00 et IB.E154.00 et celle entre IB.E123.00 et X7.PY33.00 (étape 1). L'importante épaisseur des sédiments du golfe de Gascogne induit la nécessité de filtrer les  $C^1$  en deux bandes de périodes différentes (1-10s et 10s-80s) pour bien séparer les paquets d'ondes plus hautes fréquences ralentis par les sédiments des paquets plus basses fréquences sensibles eux aux couches plus profondes (étape 2 figure 26.b). Ce phénomène est d'autant plus visible que la distance entre les récepteurs se trouvant de part et d'autre du golfe est grande. Une fois les corrélations filtrées, le temps d'arrivée du paquet d'onde est identifié (étape 3) puis les limites inférieures et supérieures de la fenêtre sont calculées comme étant respectivement plus et moins 2 fois la période la plus grande de la bande de fréquence appliquée à l'étape 2. Ainsi pour la bande de fréquence 1-10s la fenêtre est de 40s centrée sur le temps d'arrivée du paquet d'onde (étape 4). Les fenêtres ainsi sélectionnées sont appliquées sur les  $C^1$  brutes (étape 5) et enfin le signal se trouvant en dehors des fenêtres est mis à zéro (étape 6).

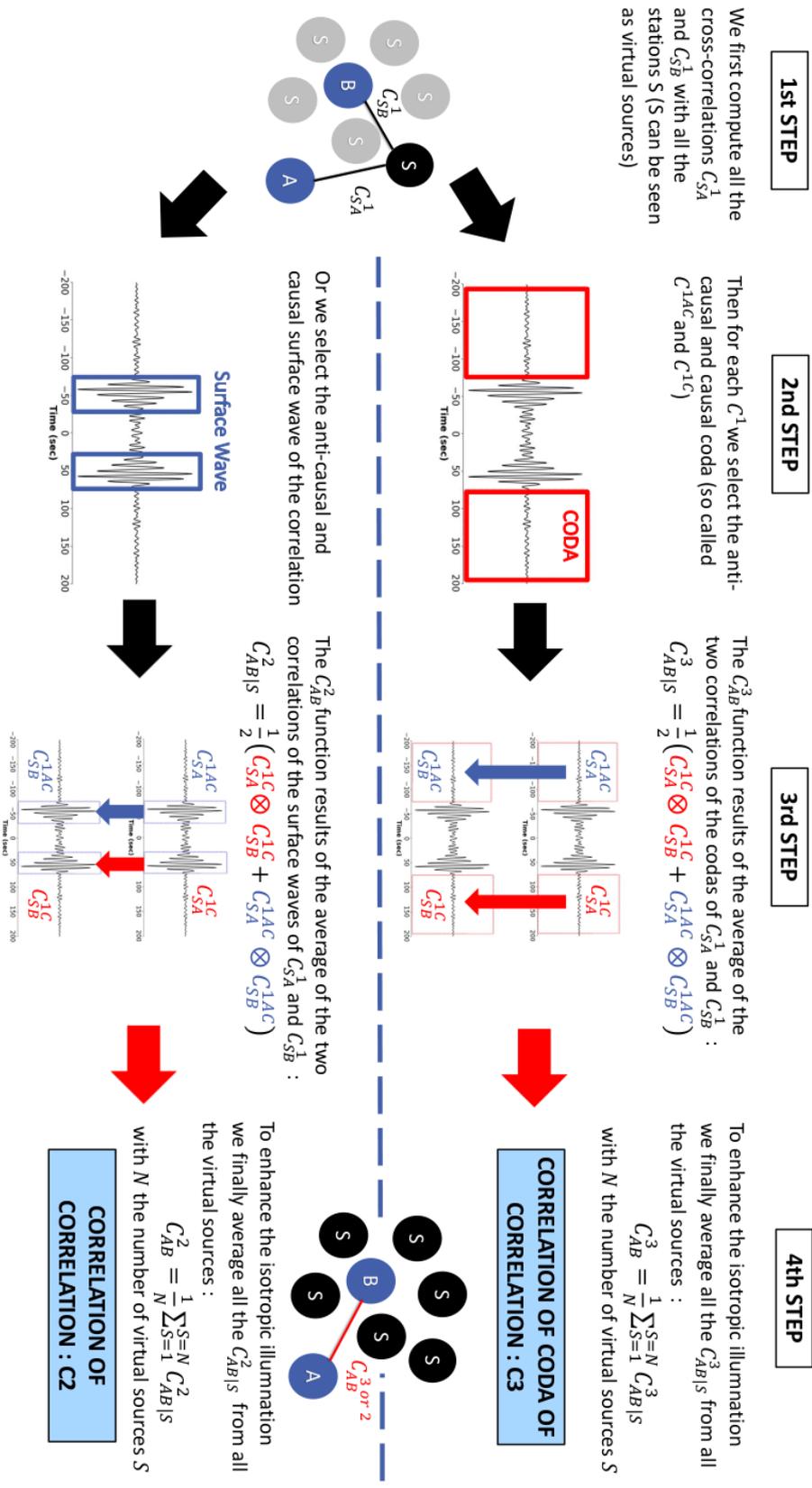


FIGURE 25 – Schéma général des terminologies et de la méthodologie de calcul des deux types de corrélations d'ordre supérieur utilisées dans l'étude.

La sélection des fenêtres de coda est elle aussi divisée en 6 étapes similaires (figure 27.b). Les 3 premières étapes sont à un détail près les mêmes que précédemment, on sélectionne puis filtre les  $C^1$  entre la source et les récepteurs puis le temps d'arrivée du paquet d'ondes directes est marqué. La seule différence vient du fait que les corrélations seront toujours filtrées entre 1 et 10s pour être certain de bien sélectionner les ondes de surface les plus lentes. Une fois cela fait, le début de la fenêtre de coda est calculé comme étant le temps d'arrivée plus 5 fois la période la plus grande de la bande de fréquence appliquée. Ainsi pour l'exemple de la figure 27.b, la fenêtre de coda débute 50s après l'arrivée du paquet d'ondes et est d'une taille de 1500s. Le reste de la procédure est similaire : les fenêtres sélectionnées sont appliquées sur les corrélations brutes puis le reste du signal est mis à zéro.

### Taille et position des fenêtres de coda pour les $C^3$

Dans la section précédente nous avons présenté la méthodologie que nous utiliserons pour fenêtrer la coda des  $C^1$ . Cette section quand à elle vient compléter cette dernière en montrant les différents tests de taille et de position du début des fenêtres de coda. En effet, il apparaît que le choix de ces 2 paramètres varie selon les besoins de l'étude et du jeu de données utilisé. Ainsi, dans la littérature on retrouve autant de choix qu'il y a d'étude. Par exemple, Stehly et al. (2008) et Froment et al. (2011) utilisent une fenêtre de coda de 1200s débutant 2 fois après le temps d'arrivée du paquet d'ondes alors que Spica et al. (2016) et Ansaripour et al. (2019) utilise respectivement des fenêtres de 800 et 1000s respectivement.

Dans le but de déterminer quelle taille de fenêtre est la mieux adaptée pour notre étude nous avons calculé des fonctions  $C^3$  en utilisant des fenêtres allant de 100s jusqu'à 2000s (figure 28.a). Dans cet exemple, nous pouvons voir clairement que l'augmentation de la taille de la fenêtre de coda corrélée fait diminuer les fluctuations sur la  $C^3$ . Cependant au-delà de 1000s de coda le gain apporté diminue et ne semble plus être significatif après 1500s. En plus de ce test, la comparaison avec la  $C^1$  calculée pour ce même couple de récepteur permet de vérifier la qualité de notre  $C^3$  (figure 28.b). Lorsque l'on compare avec la  $C^1$ , l'augmentation de la taille de la fenêtre améliore la symétrie entre les paquets d'ondes des parties causales et acausales de la  $C^3$ . Cependant, comme précédemment, passé 1000s de coda le gain apporté diminue et ne semble plus être significatif après 1500s de coda. Ce résultat étant visible sur de nombreux tests effectués sur d'autres couples de capteurs, nous avons décidé d'utiliser pour la suite de notre étude une fenêtre de 1500s de coda.

En plus de la taille de la fenêtre nous avons voulu tester comment la position du début de la celle-ci influe sur la qualité des  $C^3$ . Pour ce faire, nous avons repris le même couple de récepteur utilisé dans la figure 28 pour calculé une  $C^3$  avec une fenêtre de 1500s de coda. Une première fenêtre a été sélectionnée 50s après l'arrivée du paquet d'ondes (partie précoce de la coda ou early coda) tandis que l'autre 1500s après (partie tardive de la coda ou late coda) (figure 29.a). Ce test montre que dans les deux cas la symétrie des  $C^3$  reste bonne et n'évolue pas, cependant le rapport signal bruit de la partie causale de la  $C^3$  calculée en utilisant la coda tardive est nettement plus élevé qu'en utilisant la coda précoce. Cet effet est nettement visible lorsque l'on compare ces deux  $C^3$  avec la  $C^1$  originelle (figure 29.b). Ce résultat est cohérent avec l'idée que la coda lointaine constitue un champs plus diffus que la coda précoce (e.g. Paul et al., 2005). Dans notre étude, le but étant l'imagerie, l'amplitude relative des parties causales et acausales des corrélations n'a pas d'importance comparé à la symétrie des temps d'arrivée des paquets

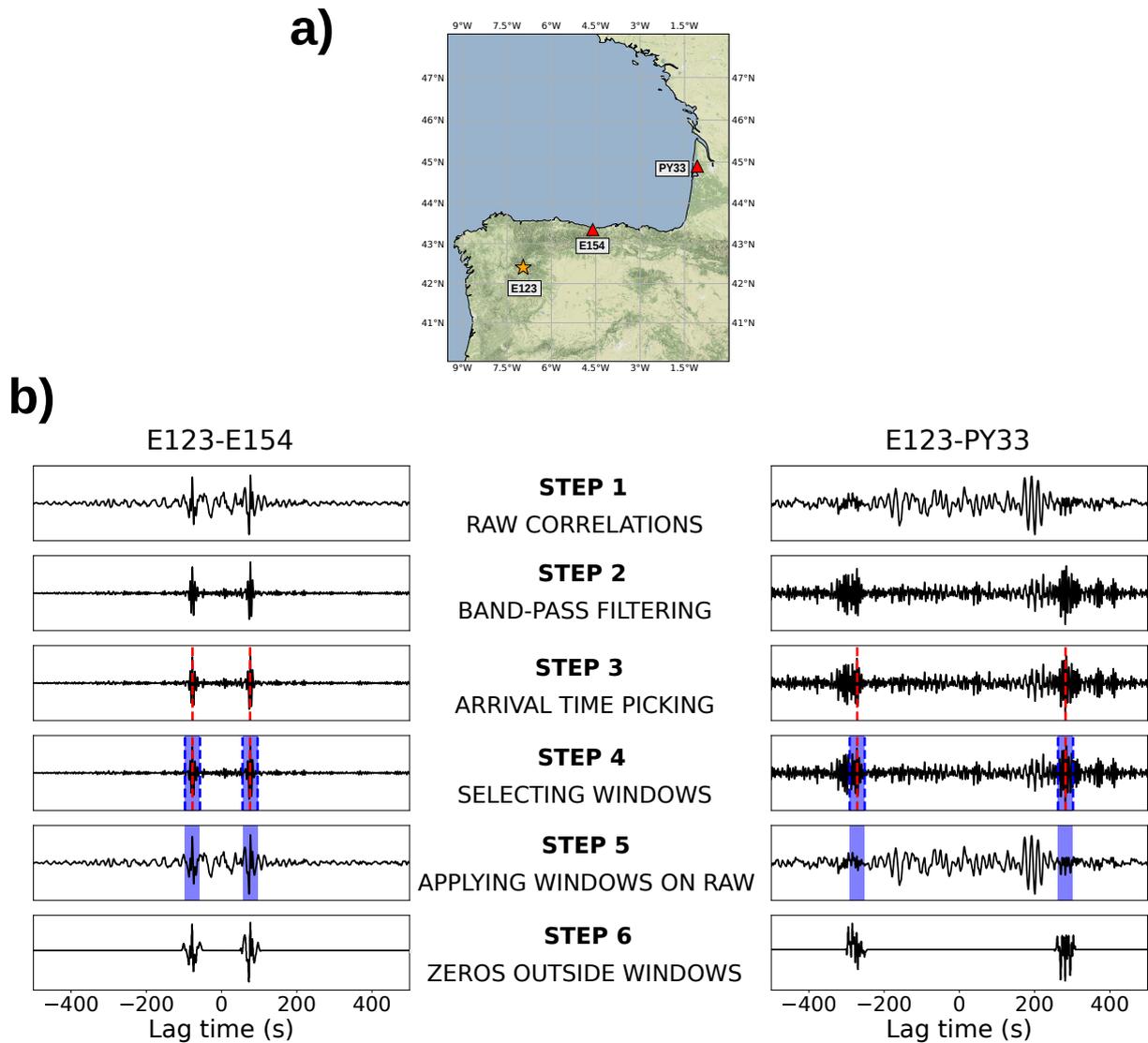


FIGURE 26 – Détails des différentes étapes effectuées pour sélectionner les fenêtres correspondantes aux ondes de surface pour calculer la corrélation de corrélation ( $C^2$ ) entre les récepteurs IB.E154.00 et X7.PY33.00 avec la station IB.E123.00 comme "source virtuelle". a) Localisation des deux récepteurs (triangles rouges) et de la "source virtuelle" (étoile orange). b) Illustration des 6 étapes pour sélectionner la fenêtre des ondes balistiques sur les deux  $C^1$ . Dans cet exemple, les pointillées rouges correspondent aux temps d'arrivée des paquets d'ondes de surface, les pointillés bleus correspondent aux limites des fenêtres contenant les paquets d'ondes et les zones bleues correspondent aux fenêtres finales sélectionnées.

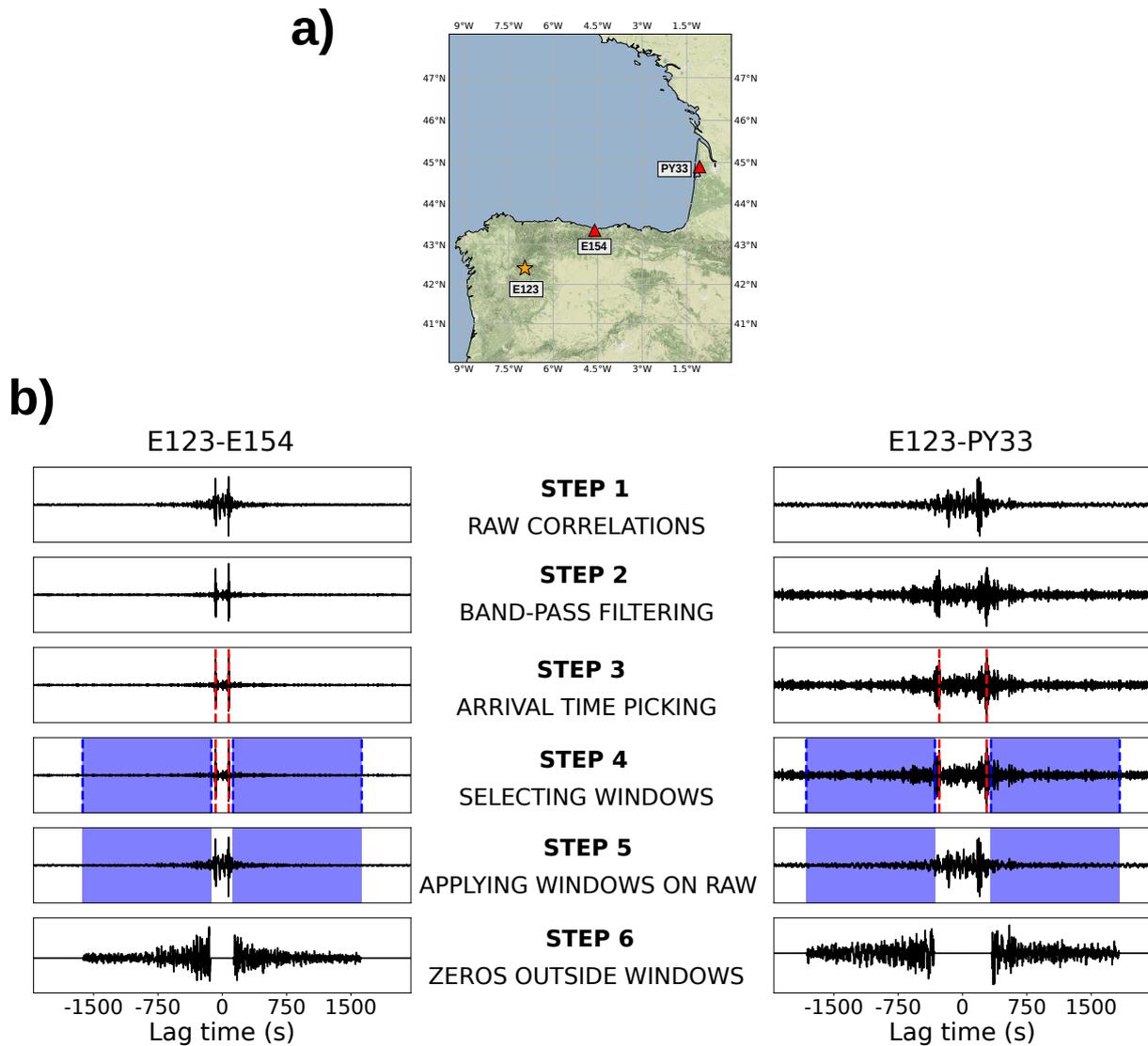


FIGURE 27 – Détails des différentes étapes effectuées pour sélectionner les fenêtres correspondantes aux codas pour calculer la corrélation de coda de corrélation ( $C^3$ ) entre les récepteurs IB.E154.00 et X7.PY33.00 avec la station IB.E123.00 comme "source virtuelle". a) Localisation des deux récepteurs (triangles rouges) et de la "source virtuelle" (étoile orange). b) Illustration des 6 étapes pour sélectionner les fenêtres de coda sur les deux corrélations "source-récepteur" ( $C^1$ ). Dans cet exemple, les pointillés rouges correspondent aux temps d'arrivée des paquets d'ondes de surface, les pointillés bleus correspondent aux limites des fenêtres contenant les codas et les zones bleues correspondent aux fenêtres finales sélectionnées.

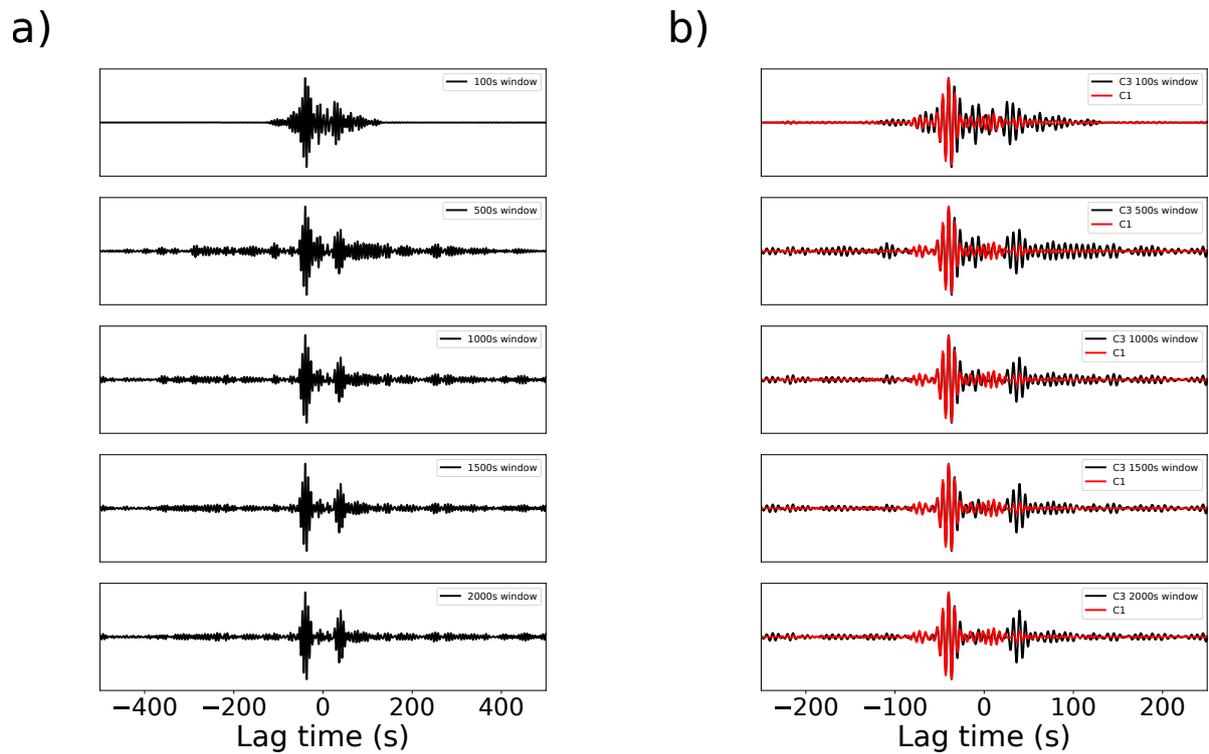


FIGURE 28 – a) Corrélation de coda de corrélation calculées entre les stations X7.PY08.00 et X7.PY05.00 à partir de différentes tailles de fenêtres de coda. b) Comparaison entre la  $C^1$  originelle du couple X7.PY08.00 et X7.PY05.00 (en rouge) et les  $C^3$  calculées avec différentes tailles de fenêtres (en noir).

d'ondes des parties causales et acausales. L'utilisation de la coda précoce ou tardive n'a alors que peu d'impact.

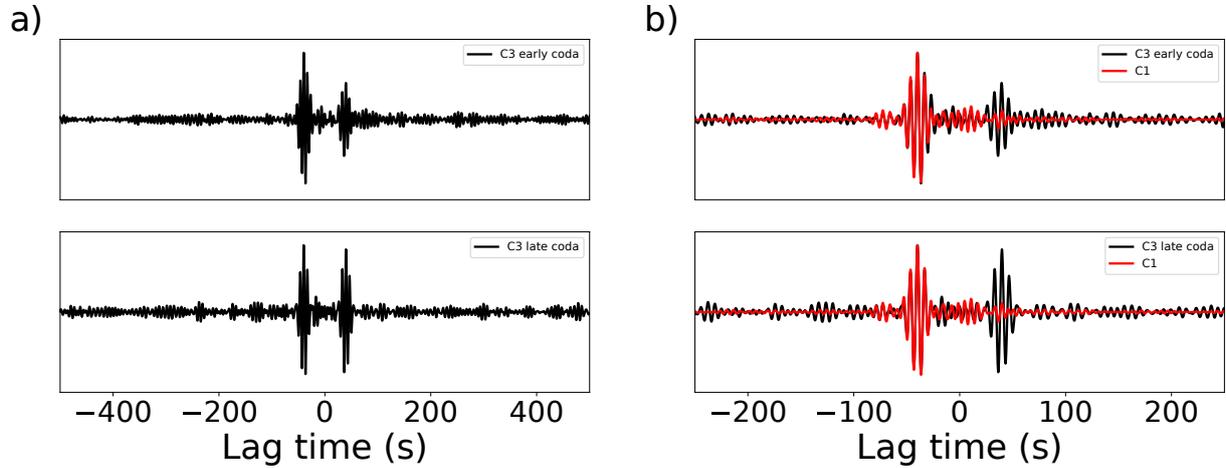


FIGURE 29 – a) Corrélation de coda de corrélation calculées entre les stations X7.PY08.00 et X7.PY05.00 en prenant la partie précoce de la coda (early coda) et la partie tardive (late coda). La partie précoce débute 50s après l'arrivée du paquet d'ondes tandis que la partie tardive débute 1500s après cette même arrivée. b) Comparaison de ces mêmes  $C^3$  (en noir) avec la  $C^1$  originelle (en rouge).

### Méthode de corrélation des différentes fenêtres

Maintenant que nous avons vu comment les différentes fenêtres de coda et d'ondes directes sont sélectionnées nous pouvons passer à l'étape suivante de la méthodologie : la corrélation de ces différentes fenêtres.

Que ce soit pour calculer les  $C^2$  ou les  $C^3$  la méthode utilisée est identique (équation (2) ; 3ème étape figure 25). Les parties causales et acausales des fenêtres issues de l'étape de sélection (étapes 6 figure 26.b et figure 27.b) sont respectivement corrélées une à une (figure 30.b ; figure 31.b). Il en résulte deux corrélations issues des deux parties positives et des deux parties négatives (nommées respectivement  $C_{PP}^{2/3}$  pour la corrélation des parties positives et  $C_{NN}^{2/3}$  pour la corrélation des parties négatives). Au final, ces deux corrélations sont moyennées pour obtenir la  $C^{2/3}$  calculée pour une "source virtuelle" (figure 30.c ; figure 31.c).

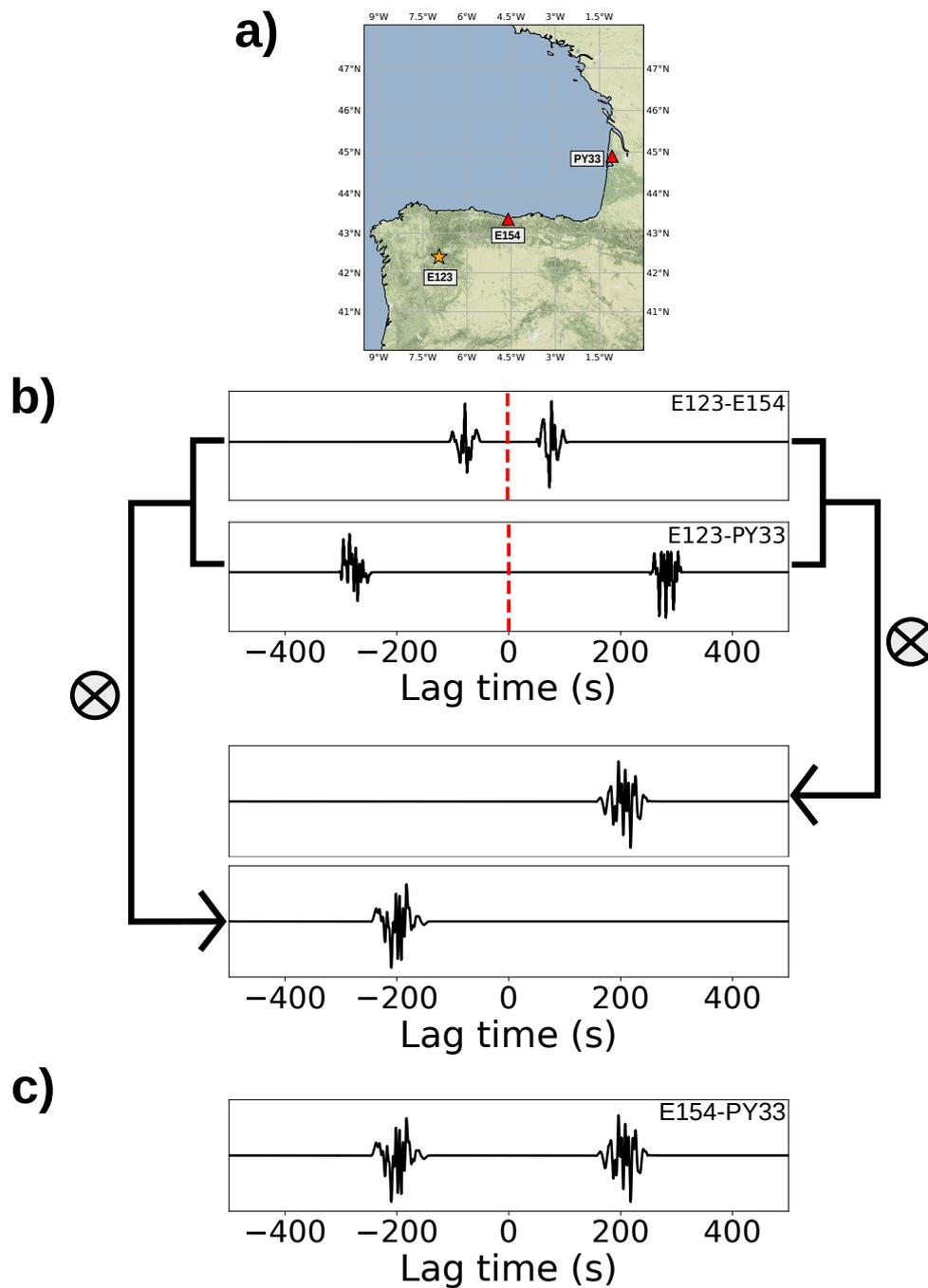
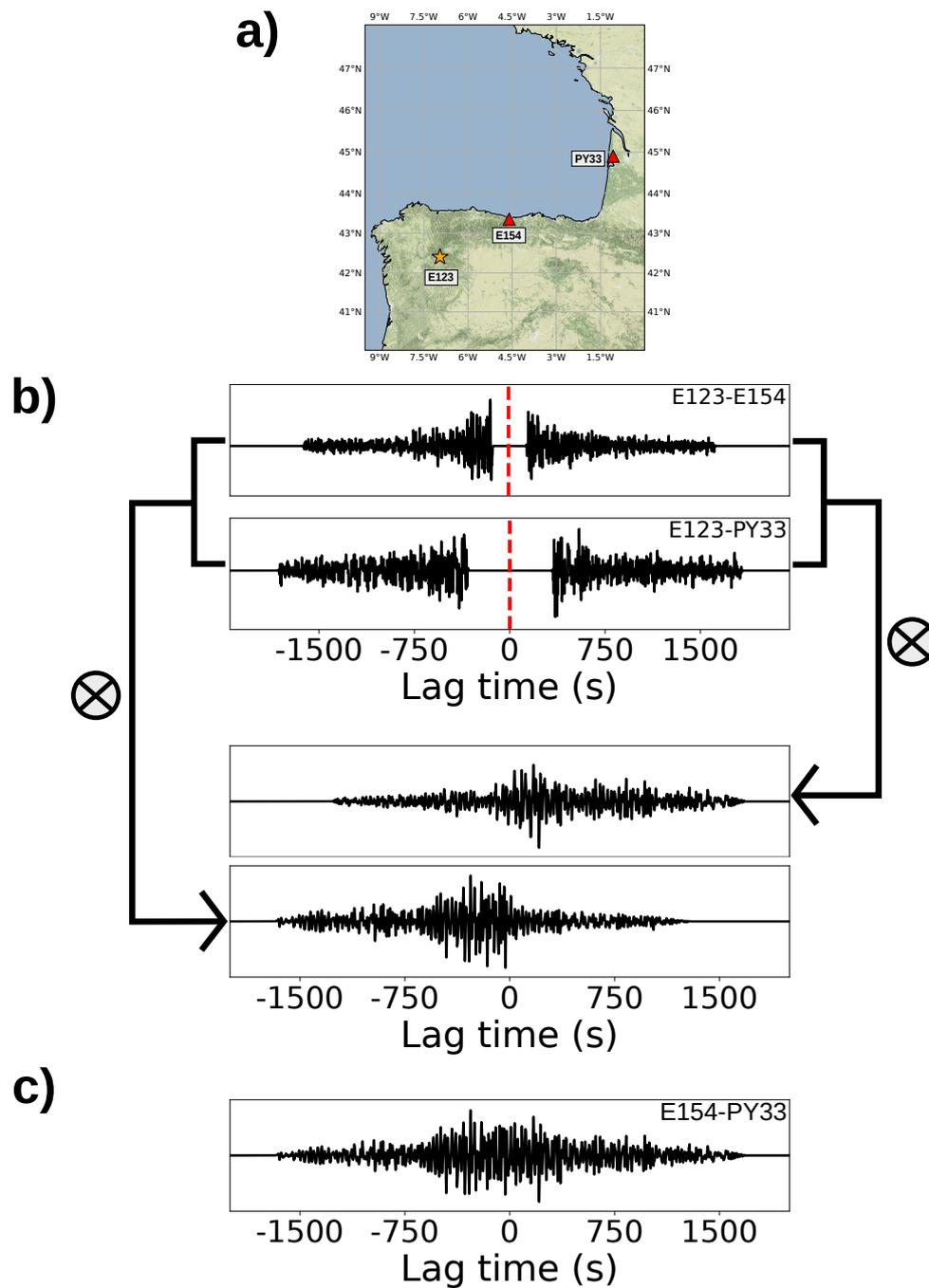


FIGURE 30 – Détail du calcul d'une  $C^2$  en utilisant le même exemple qu'en figure 26. a) Localisation des deux récepteurs (triangles rouges) et de la "source virtuelle" (étoile orange). b) Corrélation des parties positives et négatives pour obtenir les  $C_{PP}^2$  et  $C_{NN}^2$ . c) Moyenne des  $C_{PP}^2$  et  $C_{NN}^2$  pour obtenir la  $C^2$  issue de la station source IB.E123.00.



### Sélection des stations utilisées comme "sources virtuelles"

Le dernier paramètre important influant sur le résultat final du calcul des  $C^2$  et des  $C^3$  est la sélection des "sources virtuelles". En effet la dernière étape de calcul est la somme de toutes les  $C^{2/3}$  provenant des stations sources sélectionnées (équation (3); figure 25). Pour déterminer quelle sélection donne le meilleur résultat 3 différentes sélections ont été testées (figure 32). Ces 3 sélections sont comparées pour calculer la  $C^2$ , la  $C^3$  provenant des corrélations des fenêtres de coda précoces, nommée  $C^3$  early coda (fenêtre de 1500s débutant 50s après le temps d'arrivée du paquet d'ondes), et la  $C^3$  provenant des corrélations des fenêtres de coda tardives, nommée  $C^3$  late coda (fenêtre de 1500s débutant 1500s après le temps d'arrivée du paquet d'ondes) (figure 29).

La première sélection consiste à sélectionner toutes les stations du réseau (à l'exception du couple de récepteurs) comme "source virtuelle" (figure 32.a). Les deux autres configurations correspondent respectivement à la sélection des stations perpendiculaires au couple de récepteurs (figure 32.b) et à la sélection des stations se trouvant dans un angle de 45 degrés centré sur l'azimut des récepteurs (figure 32.c). Il apparaît très clairement que la meilleure configuration de "source virtuelle" pour calculer les  $C^2$  est de sélectionner les stations dans l'alignement des récepteurs et qu'il faut à l'opposé éviter de sélectionner les stations perpendiculaires au couple de récepteurs. Concernant les  $C^3$ , l'impact de ces 3 configurations est moins tranché, que ce soit pour la  $C^3$  early coda ou la  $C^3$  late coda. Cependant, les configurations des figures 32.b et 32.c montrent une  $C^3$  finale plus bruitée que la configuration utilisant toutes les stations comme "sources virtuelles" (figure 32.a). Ce résultat est en accord avec la théorie et les résultats des travaux de Stehly et al. (2008) et de Froment et al. (2011) à savoir que la répartition homogène des "sources virtuelles" autour du couple de récepteurs améliore la symétrisation des  $C^3$  (en obtenant un champ d'ondes plus diffus).

Ces résultats montrent aussi l'efficacité de la re-corrélation des ondes directes ( $C^2$ ) pour améliorer et compléter les corrélations de bruits initiales ( $C^1$ ).

### Reconstruction de la fonction de Green à partir d'enregistrements asynchrones

Une des motivations principales de l'utilisation des corrélations d'ordre supérieur dans notre étude est le fait qu'elles permettent de reconstruire des fonctions de Green à partir d'enregistrements asynchrones (e.g. Ma and Beroza, 2012). En effet, comme décrit en partie 2.1.1 le jeu de données des Pyrénées grande échelle contient deux profils du réseau PYROPE qui sont asynchrones (figure 18) et il est donc impossible de calculer des  $C^1$  entre les stations les composants.

Dans ce dernier test, nous allons comparer la capacité des  $C^2$  et des  $C^3$  pour reconstruire la fonction de Green entre deux stations de ces deux profils. Prenant en considération les résultats des tests précédents, les  $C^2$  seront calculées en sélectionnant les stations sources dans un angle de 45 degrés centré sur l'azimut du couple de récepteur (figure 33.a). Les 2 types de  $C^3$  (early et late coda) seront quand à elles calculées en sélectionnant toutes les stations du réseau comme "source virtuelle" (à l'exception du couple de récepteur lui-même) (figure 33.b).

Là où dans les derniers tests les  $C^2$  et les  $C^3$  arrivaient à des résultats équivalents quant à la reconstruction des fonctions de Green (figure 32) les résultats de ce test montrent quant à eux une meilleure efficacité de la  $C^2$  (figure 33.b) comparé aux  $C^3$  (figure 33.a). Que ce soit pour la  $C^3$  early coda ou late coda, le résultat montre une fonction de Green très bruitée et ne

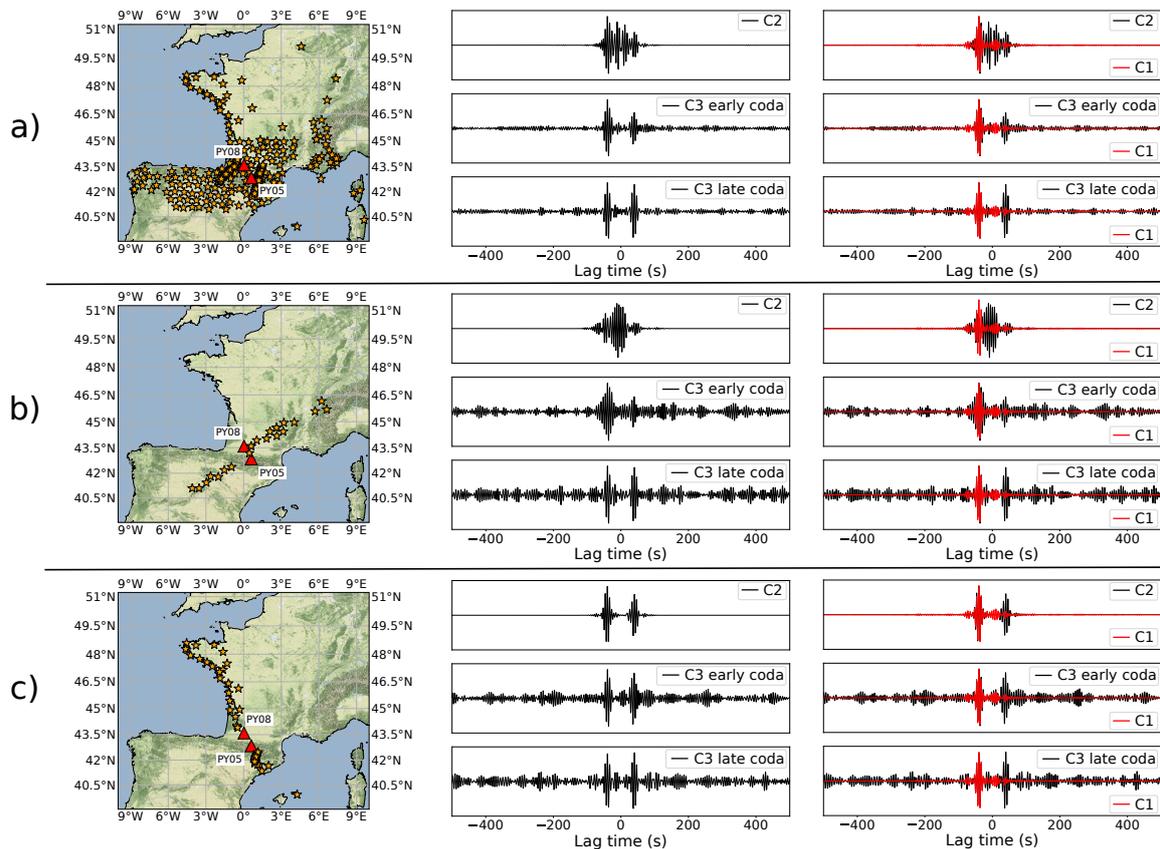


FIGURE 32 – Tests des différentes sélections des stations utilisées comme "sources virtuelles" pour calculées la  $C^2$  et la  $C^3$  du couple de récepteur X7.PY08.00 - X7.PY05.00. Par convention, les ondes se propageant de PY05 vers PY08 correspondent à la partie causale et inversement pour la partie acausale. Les traces sont filtrées dans la bande de périodes 5-10s. En noir sont tracés les  $C^2$  et les  $C^3$  tandis qu'en rouge est tracé la  $C^1$  originelle. Les  $C^3$  early coda proviennent de la corrélations des fenêtres de coda précoces et les  $C^3$  late coda proviennent des fenêtres de coda tardives (figure 29). a) Toutes les stations du réseaux autre que le couple de récepteur sont sélectionnées comme "sources virtuelles". b) Toutes les stations perpendiculaires au couple de récepteur sont sélectionnées. c) Toutes les stations situées dans un angle de 45 degrés centré sur l'azimut du couple de récepteur sont sélectionnées.

permettant aucune mesure fiable. Au contraire, la  $C^2$  montre quant à elle une fonction de Green bien symétrique permettant d'effectuer une mesure fiable de temps d'arrivée.

En allant plus loin, l'utilisation de la  $C^2$  permet non seulement de reconstruire des fonctions de Green asynchrones de bonne qualité mais aussi elle nous permet de mesurer des temps d'arrivée des ondes de surface sur toutes les gammes de périodes nécessaire pour imager la lithosphère Pyrénéenne (figure 34).

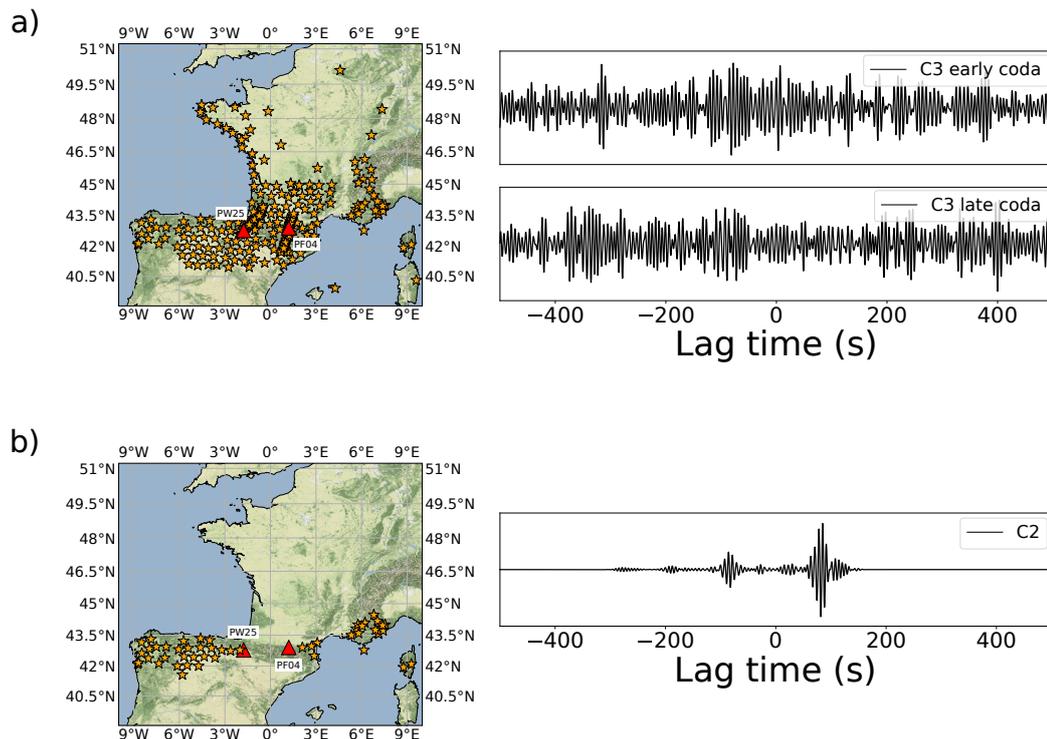


FIGURE 33 – a)  $C^3$  asynchrones (early et late coda) calculées entre le récepteur X7.PW25.00 du profil PYROPE ouest et le récepteur X7.PF04.00 du profil Pyrope est (triangles rouges). Les stations utilisées comme "sources virtuelles" sont symbolisées par les étoiles orange. Les  $C^3$  obtenues sont ici filtrées en 5 et 10s de période. b)  $C^2$  asynchrone calculé entre les deux mêmes récepteurs qu'en a) mais en n'utilisant que les stations se situant à 45 degrés centré sur l'azimut du couple comme "sources virtuelles" (étoiles oranges). Là aussi la  $C^2$  obtenues est filtrée entre 5 et 10s de période.

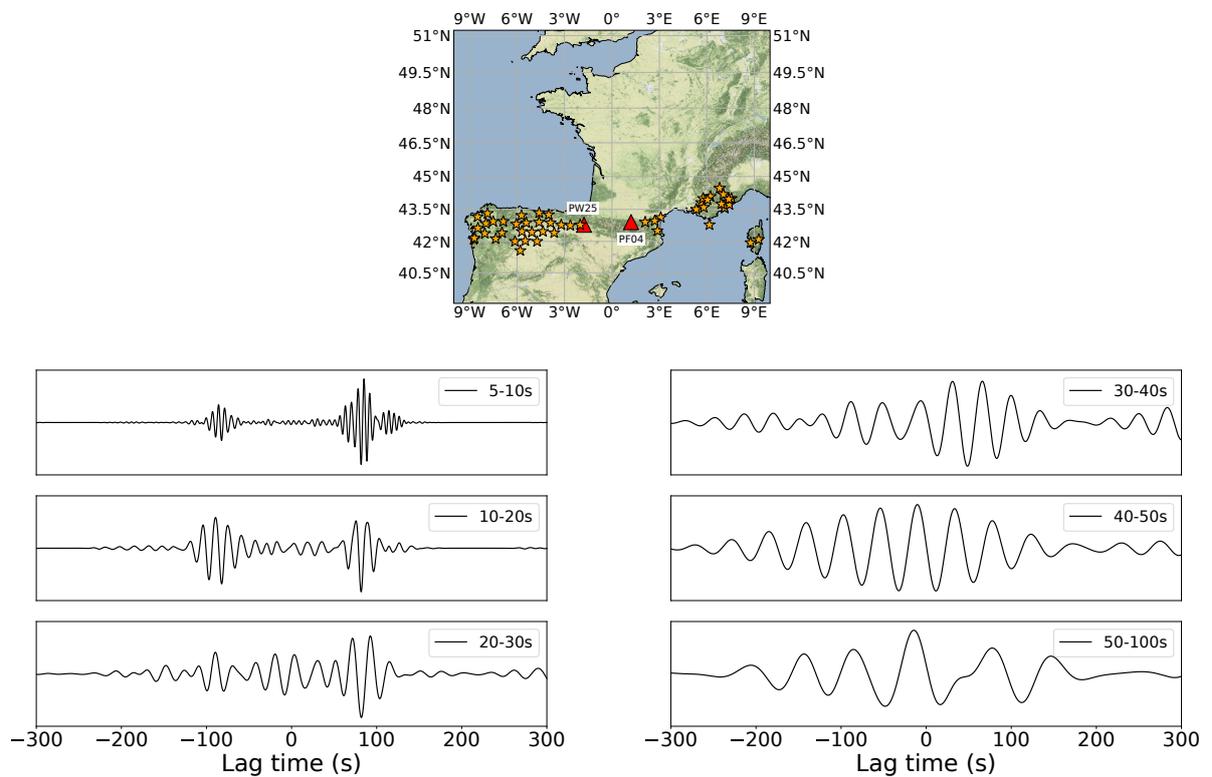


FIGURE 34 –  $C^2$  asynchrones calculées dans les mêmes conditions que dans la figure 33.b et filtrés dans différentes bandes de périodes (allant de 5s à 100s).

### 2.4.3 Conclusion partielle - Discussion

Dans ce chapitre nous avons testé deux différentes méthodes de corrélations d'ordre supérieur et ce dans un but d'imagerie. Contrairement à la corrélation de coda de corrélation ( $C^3$ ) (Stehly et al., 2008), la corrélation de corrélation n'a été testé qu'une seule autre fois dans les travaux de Zhang et al. 2020 et est donc assez nouvelle.

Suite aux différents tests nous avons pu montrer les paramètres importants lorsqu'on souhaite calculer une  $C^3$  ou une  $C^2$ . Il apparaît que la sélection des stations utilisées comme "source virtuelle" est un paramètre déterminant pour les deux méthodes. Du côté de la  $C^3$ , comme montré aussi dans de nombreuses études (Stehly et al., 2008, Froment et al., 2011, Spica et al., 2016, Ansaripour et al., 2019), les stations sélectionnées doivent être réparties tout autour du capteur et en nombre suffisant (figure 32.a). Pour la  $C^2$ , les "sources virtuelles" doivent quand à elle être sélectionnées dans l'alignement du couple de capteur pour bien reconstruire la fonction de Green (i.e. zone de fresnel) (figure 32.c). Nous avons aussi montré que dans le calcul de fonction de Green à partir de mesures asynchrones la  $C^2$  donne de meilleurs résultats que la  $C^3$ .

Au final, le fait de calculer des  $C^2$  et  $C^3$  en plus des  $C^1$  permet un gain d'information car il permet l'amélioration de la qualité de certaines  $C^1$  et d'ajouter des mesures asynchrones. Ce gain d'information permettra dans le cas idéal d'avoir 3 mesures indépendantes pour un même couple et également d'améliorer la couverture spatiale des modèles.

Un seul type pré-traitement des données de bruit a été utilisé pour calculer les  $C^1$  et finalement les  $C^2$  et  $C^3$ . Contrairement aux travaux de Bensen et al. (2007) ou Poli et al. (2013) pour les  $C^1$ , aucune étude sur les corrélations d'ordre supérieur n'a encore testé l'impact de l'utilisation de différentes chaînes de pré-traitements sur le calcul des  $C^2$  et  $C^3$ . L'utilisation des corrélations d'ordre supérieur est amenée à croître avec l'avènement des réseaux temporaires et/ou denses, et combler ce vide bibliographique semble alors important.

Un point essentiel à discuter est le volume de données important dû au calcul des  $C^2$  et  $C^3$ . En effet, la  $C^2$  ou  $C^3$  finale est obtenue via un ensemble de  $C^2$  ou  $C^3$  intermédiaires provenant des "sources virtuelles" sélectionnées. Le volume de ces  $C^2$  ou  $C^3$  intermédiaires peut alors vite demander beaucoup d'espace de stockage selon la stratégie adoptée et devenir une limitation à l'utilisation de la méthode. Une stratégie de calcul plus spécifique associé a une optimisation de la sélection des "meilleures sources virtuelles" permettrait de limiter ce problème. Comme les  $C^1$ , cette méthodologie bénéficiera certainement du savoir accumulé au fil du temps et des études ce qui la rendra encore plus efficace.

## Chapitre 3

# Tomographie de la lithosphère Pyrénéenne

Ce chapitre présente les différentes étapes ayant permis d'obtenir un modèle 3D des vitesses de propagation des ondes S à l'échelle de la lithosphère Pyrénéenne (du nord de l'Espagne au nord de la France et jusqu'à 100 km de profondeur)(figure 35). La première partie du chapitre détaillera les mesures des courbes de dispersions des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh et leur inversion pour obtenir des cartes de vitesse de groupe entre 5 et 80 s de période. La seconde portera sur l'inversion de ses cartes de vitesse pour obtenir un modèle probabiliste 3D de vitesse des ondes S. Cette inversion probabiliste permettra in fine d'obtenir un modèle 3D  $V_s$  mais aussi une modèle de probabilité de présence d'interfaces.

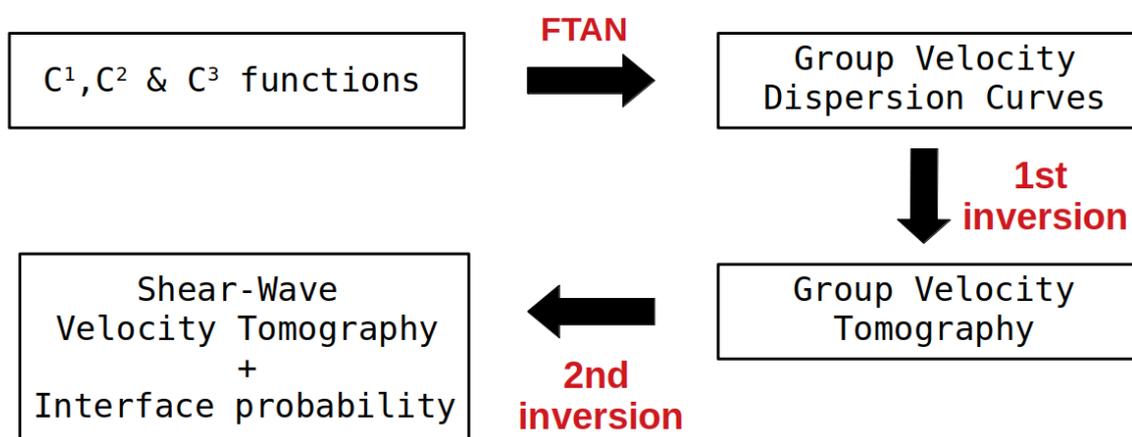


FIGURE 35 – Schéma des différentes étapes suivies pour obtenir les modèles tomographiques de l'étude.

### 3.1 Tomographie des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh

#### 3.1.1 Mesures des courbes de dispersions - FTAN

Les vitesses de groupe des parties causales et acausales des fonctions  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  calculées précédemment sont extraites par analyse temps fréquence (FTAN, Levshin et al., 1989) dont la représentation est donné par l'équation (4) suivante :

$$S(\omega^H, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(\frac{(\omega - \omega^H)^2}{2\beta^2(\omega^H)}\right) U(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (4)$$

avec  $U(\omega)$  le spectre donné en entrée  
et  $S(\omega^H, t)$  la représentation FTAN du spectre

En résumé, chaque corrélation est multipliée dans le domaine fréquentiel à un filtre gaussien de largeur  $\alpha$  et de fréquence centrale  $\omega^H$ . Le temps d'arrivée du paquet d'onde, noté  $\tau(\omega^H)$ , en fonction de la fréquence centrale du filtre gaussien est déterminé à partir du maximum d'amplitude de l'enveloppe du signal, de sorte que la vitesse de groupe est  $U(\omega^H) = r/\tau(\omega^H)$ , où  $r$  est la distance inter-station. Au final la courbe de dispersion est la courbe passant par les maximums des amplitudes des enveloppes (figure 36). Pour une discussion détaillée nous renvoyons le lecteur aux travaux de Bensen et al. (2007).

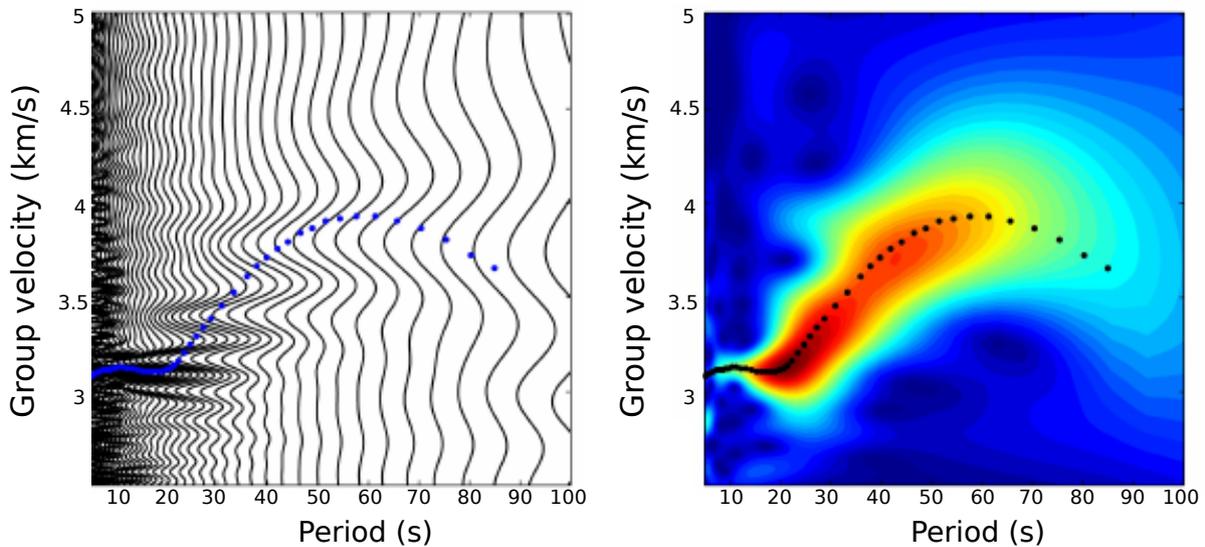


FIGURE 36 – Exemple de FTAN. À gauche, les corrélations filtrées dans les différentes périodes avec en point bleu le maximum des amplitudes. À droite, le diagramme FTAN avec en point noir le maximum des amplitudes. La courbe de dispersion est correspond à l'ensemble des points noirs (d'après Mordret, CARGÈSE Summer School 2019).

La largeur du filtre gaussien  $\alpha$  est un paramètre ajustable définissant les résolutions dans les domaines fréquentiels et temporels. Généralement  $\alpha$  est aussi rendu dépendant de la distance inter-station (Levshin et al., 1989). Le choix de ce paramètre dépend de chaque jeu de données de corrélations de bruits et constitue la première étape pour mesurer les courbes de dispersions. Plus  $\alpha$  est petit, plus la gaussienne est étroite et donc plus la résolution en fréquence augmente tandis que la résolution temporelle diminue (figure 37.a). Inversement lorsque la valeur de  $\alpha$  est trop haute (figure 37.b). La largeur de la gaussienne du filtre doit donc à la fois permettre une bonne résolution en fréquence et en temps (figure 37.c).

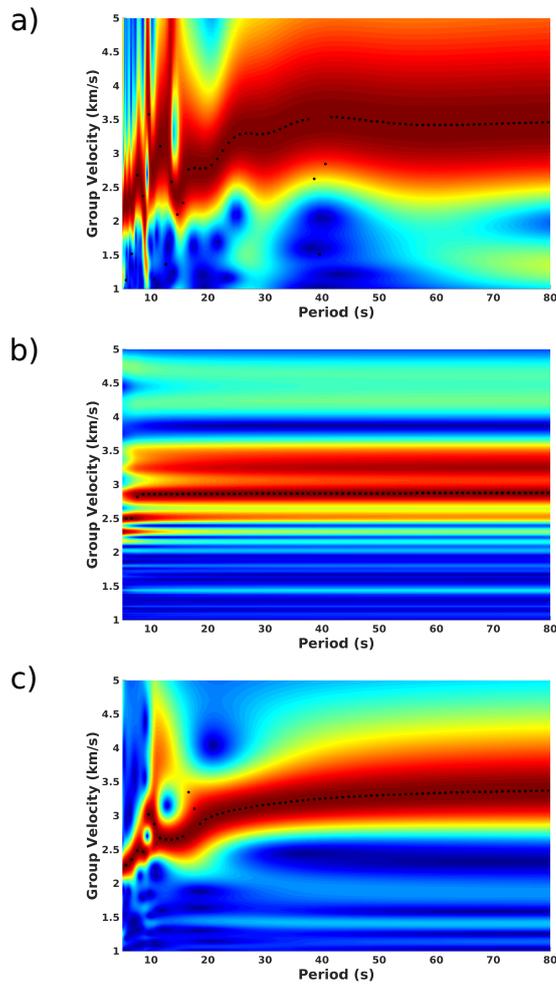


FIGURE 37 – Paramétrisation de la largeur  $\alpha$  du filtre gaussien appliqué pour la FTAN. Le diagramme FTAN est calculé à partir de la fonction symétrique de la  $C^1$  du couple *IB.E146.00–FR.LRVF.00*. L'ensemble des points noirs correspond à la courbe de dispersion. a)  $\alpha$  d'une valeur de 0.005. b)  $\alpha$  d'une valeur de 0.1. c)  $\alpha$  d'une valeur de 0.015.

Ainsi pour chaque  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  calculé précédemment, les vitesses de groupe des parties causales et acausales sont extraites pour chaque période entre 5 et 80s (figure 38).

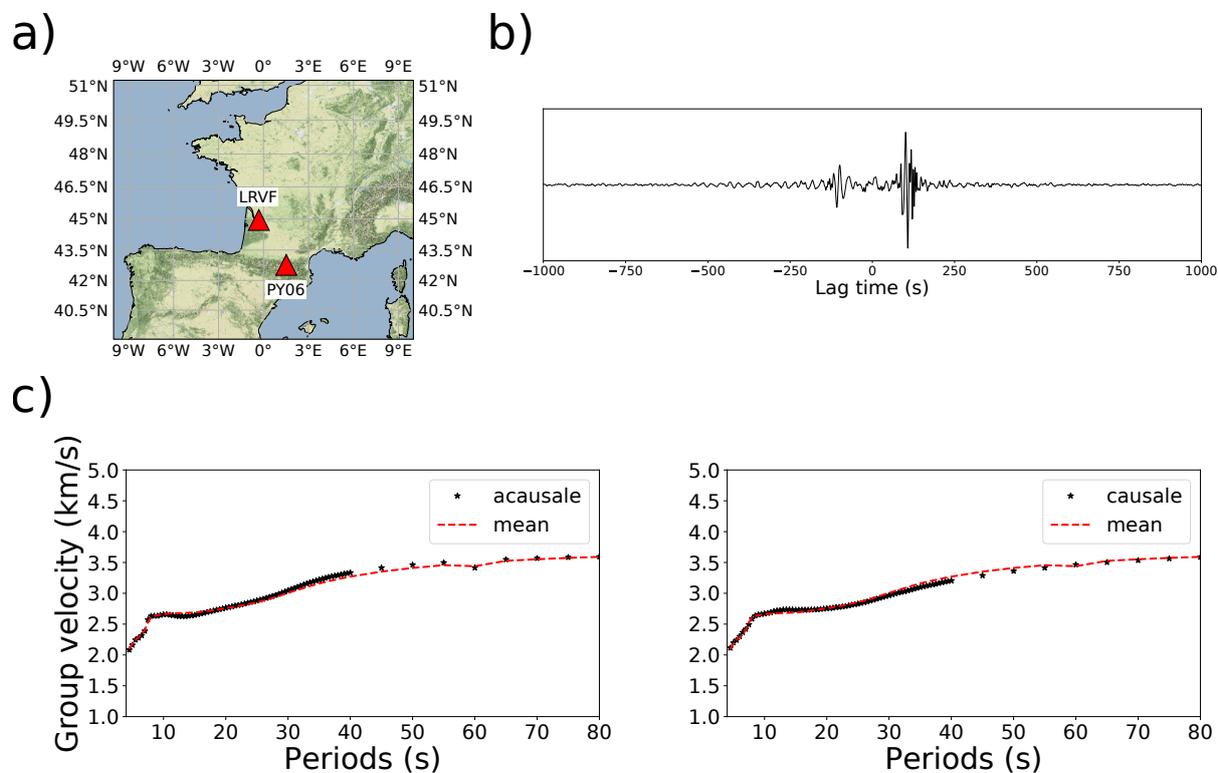


FIGURE 38 – Courbe de dispersion mesuré entre les capteurs *FR.LRVF.00* et *X7.PY06.00*. a) Localisation des capteurs. b)  $C^1$  calculée entre les deux capteurs et filtrée entre 5 et 80s de période. c) Vitesses de groupe des ondes de Rayleigh mesurées sur la partie acausale (gauche) et causale (droite) en étoiles noires. Courbe de dispersion moyenne entre les mesures de vitesses de groupe des parties acausales et causales (pointillés rouges).

### 3.1.2 Sélection des trajets pour l'inversion

Les corrélations et les mesures de vitesses de groupes résultantes doivent respecter certains critères de qualités pour être utilisé dans l'inversion et obtenir les cartes de vitesse de groupe. La sélection se divise en deux étapes et est appliquée pour chaque période discrète à laquelle nous allons calculer une carte de vitesse de groupe.

Une fois avoir écarté les mesures de vitesses inférieures à 1km/s et supérieures à 5km/s, ne sont gardées que les corrélations dont le SNR d'une des parties causale et acausale est supérieure ou égale à 2 et dont la différence des mesures de vitesse de groupe entre partie causale et acausale est inférieure ou égale à 0.2km/s (étape 1). Le SNR est ici défini comme le logarithme du rapport entre l'amplitude maximale du paquet d'ondes et l'écart-type d'une fenêtre de bruit de 500s (équation 5). Cette fenêtre de bruit débute à partir du temps d'arrivée d'une onde de vitesse d'1km/s plus 5 fois la période dominante du signal filtré.

$$SNR = \log \left( \frac{(\max(\text{abs}(\text{signal}))}{\text{std}(\text{noise})} \right) \quad (5)$$

Les critères de SNR et de symétrie sont responsables du rejet de 60 à 90% des mesures de  $C^1$  et  $C^2$  (tableau 3, 4) et de plus de 90% des mesures de  $C^3$  (tableau 5). Après cette première sélection rejetant une grande partie des mesures, les trajets restants sont sélectionnés si la distance inter-station est supérieure ou égale à 2 longueurs d'ondes et si la vitesse de groupe mesurée est comprise entre la vitesse médiane des trajets sélectionnés précédemment + ou - 1km/s (étape 2).

Au final, la procédure de sélection a conservé entre 2.3% et 20% des mesures de  $C^1$  (tableau 3), 4.7% à 34.7% des mesures de  $C^2$  (tableau 4) et moins de 1% des mesures de  $C^3$  (tableau 5).

$C^1$						
Périodes	5	10	20	40	60	80
Nombre initial de mesures	28920					
Après 1ère étape	4283	6009	5055	2673	2730	2689
Après 2ème étape	4135	5801	4303	1661	1243	684
Restante en %	14.30	20.06	14.88	5.74	4.30	2.37

TABLE 3 – Nombre de mesures conservées après chaque étape de la procédure de sélection. Obtenues à partir des fonctions  $C^1$  uniquement.

$C^2$						
Périodes	5	10	20	40	60	80
Nombre initial de mesures	28920					
Après 1ère étape	6810	5674	11321	4961	5536	5910
Après 2ème étape	6453	5241	10614	3378	2620	1369
Restante en %	22.31	18.12	36.70	11.68	9.06	4.73

TABLE 4 – Nombre de mesures conservées après chaque étape de la procédure de sélection. Obtenues à partir des fonctions  $C^2$  uniquement.

$C^3$						
Périodes	5	10	20	40	60	80
Nombre initial de mesures	28920					
Après 1ère étape	168	78	244	218	713	713
Après 2ème étape	88	17	121	23	106	71
Restante en %	0.30	0.06	0.42	0.08	0.37	0.25

TABLE 5 – Nombre de mesures conservées après chaque étape de la procédure de sélection. Obtenues à partir des fonctions  $C^3$  uniquement.

### 3.1.3 Combinaison des $C^1$ , $C^2$ et $C^3$ sélectionnées

Une fois la phase de sélection terminée, pour un même trajet, nous avons potentiellement six mesures indépendantes provenant des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . Nous avons choisi de combiner ces données de la manière suivante.

Pour un trajet ayant passé l'étape de sélection, si il n'y a qu'une seule mesure de vitesse (provenant soit d'une  $C^1$ , soit d'une  $C^2$  ou bien d'une  $C^3$ ), la valeur de vitesse de groupe finale est la moyenne entre les mesures de vitesses causales et acausales. Jusque là rien de nouveau.

Cependant, dans le cas où plusieurs mesures pour un même trajet passent la sélection, la valeur de vitesse de groupe finale est alors la valeur médiane des mesures moyennes entre parties causales et acausales. Par exemple, si pour un même trajet, les mesures obtenues via la  $C^1$ , la  $C^2$  et la  $C^3$  passent la sélection, alors on moyenne d'abord les valeurs de vitesses de groupe entre les parties causales et acausales pour obtenir trois valeurs moyennes propre à chaque méthode. Au final, la valeur de vitesse de groupe conservée pour le trajet est la médiane de ces trois valeurs moyennes. En procédant ainsi, nous minimisons l'impact d'une mesure qui serait trop différente des deux autres.

Le détail des mesures obtenues après cette procédure de combinaison est synthétisé dans le tableau 6 ci-après.

	$C^1 + C^2 + C^3$					
Periodes	5	10	20	40	60	80
Nombre de $C^1$	2542	3875	1537	1099	888	514
Nombre de $C^2$	4883	3322	7878	2819	2272	1201
Nombre de $C^3$	32	9	21	15	89	68
Nombre de $C^1 + C^2$	1545	1918	2671	555	341	167
Nombre de $C^1 + C^3$	31	7	35	4	10	2
Nombre de $C^2 + C^3$	8	0	5	1	3	0
Nombre de $C^1 + C^2 + C^3$	17	1	60	3	4	1
Total de mesures	9058	9132	12207	4496	3607	1953

TABLE 6 – Détail du nombre de mesures obtenues en combinant les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  obtenues après sélection.

Au final, en combinant les mesures provenant des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  nous avons gagné entre 4.4% de données à 80s de période et jusqu'à 27.3% à 20s de période (tableau 7).

Comparaison $C^1$ vs $C^1 + C^2 + C^3$						
Periodes	5	10	20	40	60	80
Nombre de mesures via $C^1$	4135	5801	4303	1661	1243	684
Nombre de mesures via $C^1 + C^2 + C^3$	9058	9132	12207	4496	3607	1953
Gain	4923	3331	7904	2835	2364	1269
Gain en %	17	11.5	27.3	9.8	8.2	4.4

TABLE 7 – Détail du gain de mesures apporté en combinant les données provenant des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  comparé aux  $C^1$  uniquement.

### 3.1.4 Cartes des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh

En sismologie, trouver un modèle de Terre expliquant les temps de trajets observés est un problème non trivial ayant une infinité de solutions.

Le problème peut s'écrire ainsi :

$$d = Gm \quad (6)$$

où  $d$  est le vecteur des données observées

$m$  le modèle de vitesses expliquant les données

et  $G$  l'opérateur permettant de passer de l'un à l'autre

Trouver le modèle  $m$  c'est donc résoudre le problème inverse :

$$m = G^{-1}d \quad (7)$$

Il existe de multiples méthodes pour résoudre ce problème inverse et nous renvoyant le lecteur à l'ouvrage théorique de référence de Tarantola (2005) pour plus de détails. Ici, nous allons utiliser la méthodologie utilisée par Barmin et al. (2001) et appliquée en tomographie dans les travaux de Mordret et al. (2013).

Cette méthodologie est basée sur la théorie des rais permettant d'exprimer le temps de parcours  $T$  d'un groupe d'ondes le long d'un rai  $\gamma$  comme suivant :

$$T = \int_{\gamma} \frac{ds}{U(s)} \quad (8)$$

où  $s$  est la distance le long du rai  $\gamma$  et  $U$  est la vitesse de groupe du paquet d'ondes.

La perturbation du temps de trajets  $\delta T$  par rapport à un modèle de vitesse de référence  $U_0$  est alors :

$$\delta T = T - T_0 = \int_{\gamma} \frac{ds}{U(s)} - \int_{\gamma} \frac{ds}{U_0(s)} \quad (9)$$

Et au final en définissant le modèle  $m = \frac{U_0 - U}{U}$ , la perturbation  $\delta T$  devient une fonction linéaire de celui-ci et s'écrit :

$$d = \delta T = Gm = \int_{\gamma} \frac{m}{U_0(s)} ds \quad (10)$$

où  $\delta T = t_{\text{observé}} - t_0$  avec  $t_0$  le temps de trajet du modèle initial  $U_0$

Pour estimer le modèle  $m$ , nous minimisons la fonction suivante :

$$S(m) = (Gm - d)^T C_d^{-1} (Gm - d) + \alpha^2 \|Fm\|^2 + \beta^2 \|Hm\|^2 \quad (11)$$

où  $C_d^{-1}$  est la matrice de covariance des données exprimant leur interdépendance.

Pour discrétiser cette équation et la rendre calculable sous forme matricielle on procède comme suit. Les mesures de vitesses sont d'abord discrétisées sur une grille cartésienne où chaque cellule a une vitesse constante. Ici, nous avons choisi une grille de 22x22km (soit 0.2x0.2°). On définit ensuite  $N$  le nombre de rai,  $\gamma=1$  à  $N$  et  $M$  le nombre de cellules dans le modèle,  $j=1$  à  $M$ , de sorte que  $G$  soit de taille  $M \times N$  et que :

$$\delta d_{\gamma} = \sum_{j=1}^M G_{\gamma j} \delta m_j \quad (12)$$

avec  $G_{\gamma j} = \frac{l_{\gamma j}}{v_{0j}}$  représentant le rapport entre la distance parcourue le long du rai  $\gamma$  dans la cellule  $j$ , notée  $l_{\gamma j}$  et la vitesse de référence dans la cellule  $j$ , notée  $v_{0j}$ .

Au final, l'équation (11) réécrite sous forme de matrice donne :

$$S(m) = (Gm - d)^T C_d^{-1} (Gm - d) + m^T Qm \quad (13)$$

Le premier terme de l'équation (11) représente l'écart entre le modèle prédit et les données (misfit), le deuxième correspond au lissage spatial final du modèle et le troisième terme représente l'amortissement lorsque il y a peu de trajets. Ces deux derniers termes sont contenus dans la matrice de régularisation  $Q$  de l'équation (13). Pour une discussion plus détaillée de la méthode nous encourageons le lecteur à se diriger vers les travaux de Mordret et al. (2013).

Les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  du second et troisième terme de l'équation (11) sont des paramètres ajustables contrôlant respectivement la force du lissage (figure 39.a) et celle de l'amortissement forçant le modèle à rester proche du modèle initial lorsqu'il y a peu de trajets (figure 39.b). Deux autres paramètres contenus respectivement dans les termes  $Fm$  et  $Hm$  (équation (11)) existent et sont liés à la densité de trajets. Cependant, du fait de la forte densité de trajets de ce jeu de données, leur effet est ici négligeable.

Pour choisir les paramètres de régularisation il faut chercher un équilibre en  $\alpha$  et  $\beta$ . Dans notre cas, le choix des paramètres de lissage et d'amortissement est différent pour le calcul des cartes de vitesses inférieures à 15s de période et supérieures à 15s de période. En effet, similaire aux choix de Macquet et al. (2014), nous avons choisi d'augmenter le lissage pour les périodes supérieures à 15s et de réduire l'amortissement pour les périodes inférieures à 15s. Ces choix sont

liés d'une part à la forte hétérogénéité latérale de la croûte supérieure dans notre zone d'étude (présence de sédiments profond au contact de roches de la croûte supérieure et inférieure). Celle-ci influence fortement les vitesses des ondes dans la gamme de période 5-15s. D'autre part, ils sont liés à la diminution progressive de la densité de trajets à période plus longue (figure 40.a).

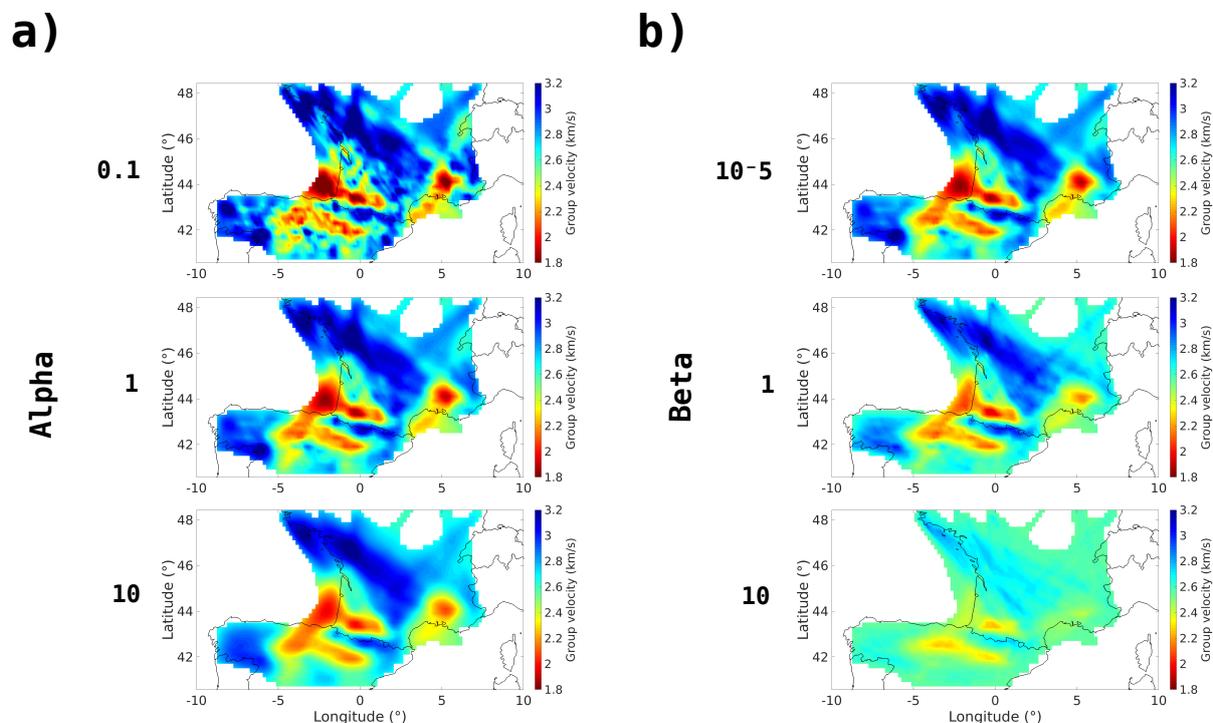


FIGURE 39 – Test des paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  sur les cartes de vitesse de groupe calculées à 6s de période. a) Effet de l'augmentation du lissage lorsque la valeur  $\alpha$  augmente. b) Effet de la contrainte d'amortissement lorsque la valeur  $\beta$  augmente.

Nous avons vu précédemment que la combinaison des mesures réalisées sur les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  a permis un gain d'information important (tableau 7). Nous allons maintenant inverser ces données combinées et les données provenant des  $C^1$  uniquement afin de les comparer et de déterminer si ce gain a un réel impact sur les cartes de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh.

Une manière différente de quantifier le gain d'information apporté par la combinaison des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  est la densité de trajets traversant chaque cellule de la grille d'inversion. Les figures 40.a et 40.b représentent les cartes de densité de rais obtenus à 5, 20, 40 et 60s de période en inversant respectivement les  $C^1$  uniquement et la combinaison  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . Nous pouvons rapidement observer que le jeu de données combiné offre à la fois une meilleure couverture spatiale mais aussi une plus forte densité et ce pour toutes les périodes, avec un maximum de gain autour de 20s de période.

La figure 41 montre les cartes de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 5, 20, 40 et 60s de période, obtenues en inversant les  $C^1$  uniquement (figure 41.a) et les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  combinées (figure 41.b). La sensibilité en profondeur des ondes de Rayleigh dépend de leur période dominante. Ainsi à 5s de période, les ondes de Rayleigh sont sensibles à la partie supérieure de la croûte (4 à 6km de profondeur). Nous pouvons voir sur les deux cartes, des vitesses faibles des ondes de Rayleigh (<2km/s) au niveau des principaux bassins sédimentaires (bassins d'Aquitaine, de l'Èbre, du Douro, du Rhône, golfe de Gascogne) et des vitesses plus élevées (>2.6km/s) au niveau des massifs montagneux (Pyrénées, Massif Central, Cantabrique et Ibérique).

À partir de périodes autour de 20s, les ondes sont plus sensibles aux variations d'épaisseur de la partie inférieure de la croûte terrestre, à la transition croûte-manteau (i.e. Moho) à partir de 40s et sont plus sensibles au manteau supérieur au delà de 60s. Globalement, sur les cartes à 20 et 60s, les vitesses des ondes sont contrastées entre les zones où la croûte est épaissie et les zones où elle ne l'est pas. Ainsi donc, apparaissent des vitesses entre 3 et 3.4km/s dans la zone axiale des Pyrénées correspondant à la racine crustale de la chaîne de montagnes, là où la croûte est épaissie, et des vitesses plus élevées (>3.6km/s) là où la croûte est moins épaisse et le manteau plus proche (golfe de Gascogne et du Lion, Massif central, Massif Cantabrique et Ibérique).

Dans les grandes lignes, les deux inversions aboutissent aux mêmes informations (figure 41). Cependant, les cartes des résidus nous permettent de mettre en évidence quantitativement les différences entre les cartes obtenues en combinant les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  et celles obtenues avec les  $C^1$  uniquement (figure 42). Dans cette figure, sont en rouge les zones où les vitesses du jeu de données combiné sont supérieures au jeu de données des  $C^1$  et en bleu les zones où les vitesses du jeu de données combiné sont inférieures au jeu de données des  $C^1$ .

Le premier résultat important apporté par cette figure est qu'il y a bien des différences entre les résultats des deux inversions. Ceci atteste qu'à paramétrisation d'inversion égale, le gain de données obtenu en combinant les mesures des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  a bien un impact sur les cartes de vitesse de groupe et donc apporte des informations différentes.

Dans le détail, nous pouvons observer que la taille et la quantité des zones de différences varient selon la période. Ceci peut s'expliquer par les longueurs caractéristiques des variations latérales des hétérogénéités. En effet, à 5s de période, comme les ondes sont plus sensibles à la partie supérieure de la croûte, nous observons plus de petites zones de différences car il y a plus de variations latérales des hétérogénéités (passage de bassins sédimentaires à des massifs montagneux). Alors qu'à 60s, les zones de différences sont moins importantes mais plus grandes car il y a moins de variations latérales des hétérogénéités dans la zone de transition croûte inférieure-manteau.

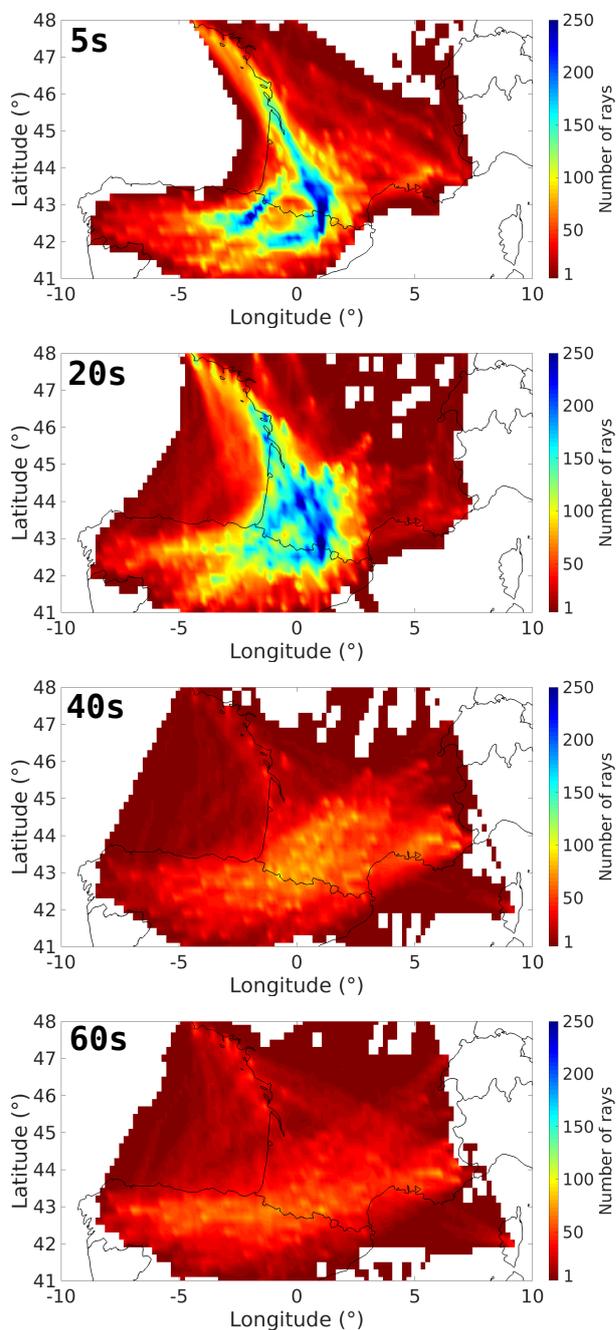
Quand on regarde maintenant l'amplitude de ces variations on remarque qu'elles sont importantes (de l'ordre de 0.5km/s au maximum) à 5, 40 et 60s de période et moins importantes à 20s

de période (de l'ordre de 0.25km/s). À 5s de période, ce résultat est principalement dû aux différences de localisation des hétérogénéités entre les deux modèles (figure 43) qui peut engendrer un  $\Delta V$  important. Cependant, à 40 et 60s de période, ce résultat pourrait venir des mesures de vitesses des  $C^2$  et  $C^3$ . En effet, il apparaît clairement sur les cartes à 40 et 60s de période de la figure 41 qu'il y a plus de valeurs aux extrêmes des échelles de couleurs sur les cartes provenant des mesures combinées (figure 41.b) que pour celles des mesures de  $C^1$  (figure 41.a). Ce résultat indique qu'à longue période les mesures faites sur les  $C^2$  et  $C^3$  (principalement des  $C^2$  car étant l'apport principal d'information, cf. tableau 6) amplifieraient les basses et hautes vitesses.

C'est en comparant à la géologie et aux structures connues des Pyrénées que nous pouvons juger de la qualité et de l'intérêt de combiner les mesures obtenues par les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . La figure 43 montre les cartes de vitesse de groupe à 5s de période agrandies sur les Pyrénées et sur lesquelles sont identifiées les grandes unités et structures géologiques de surfaces connues. Il apparaît clairement, qu'à même paramétrisation d'inversion, la carte de vitesse de groupe obtenue en inversant le jeu de données combiné est plus fine dans ces détails (figure 43.c). En effet, sur cette carte nous pouvons clairement distinguer la séparation de la zone axiale des Pyrénées en deux parties alors que cette séparation n'est pas visible sur la carte de la figure 43.b. Il est établi que la faille Nord-Pyrénéenne (NPF sur la carte de la figure 43.a) sépare effectivement les monts Basques de la zone axiale à cet endroit (Choukroune and Mattauer, 1978). La meilleure couverture obtenue sur le golfe de Gascogne permet d'ajouter une information importante quand à la transition de la chaîne de montagne vers l'océan et vers le massif Cantabrique.

Au final, nous avons vu que le gain de mesures est principalement apporté par les mesures faites sur les  $C^2$  comparées à celles des  $C^3$ . Ces mesures, combinées aux  $C^1$  permettent d'améliorer la couverture spatiale des modèles, et qu'à paramétrisation d'inversion égale, permettent de rendre plus fins ces modèles. Il apparaît cependant que pour les périodes supérieures à 40s, les vitesses obtenues par les  $C^2$  et  $C^3$  présentent probablement des variations plus larges s'exprimant par des vitesses très lentes ou très rapides. Ce dernier résultat est cependant à vérifier en regardant les résultats de l'inversion en profondeur qui nous permettra de savoir si cette propriété biaise nos modèles ou non.

a)



b)

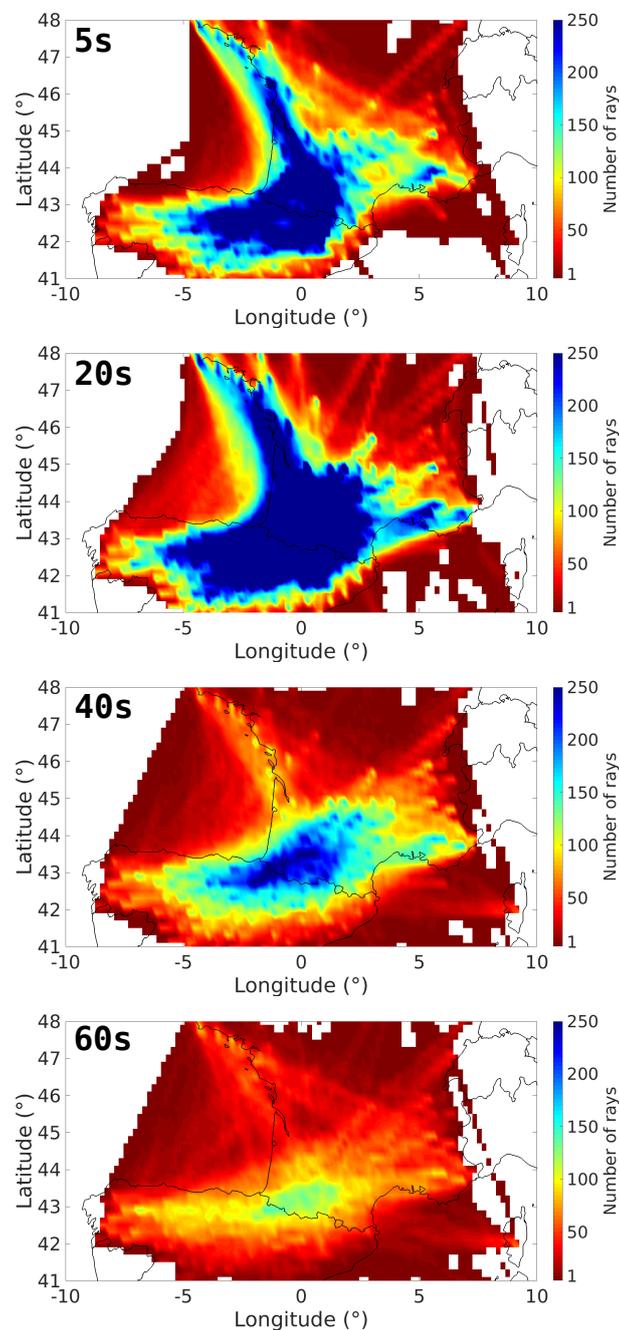


FIGURE 40 – Densité de rais traversant chaque 22x22km cellules de la grille d'inversion à 5, 20, 40 et 60s de période . a) En inversant uniquement les données des  $C^1$ . b) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ .

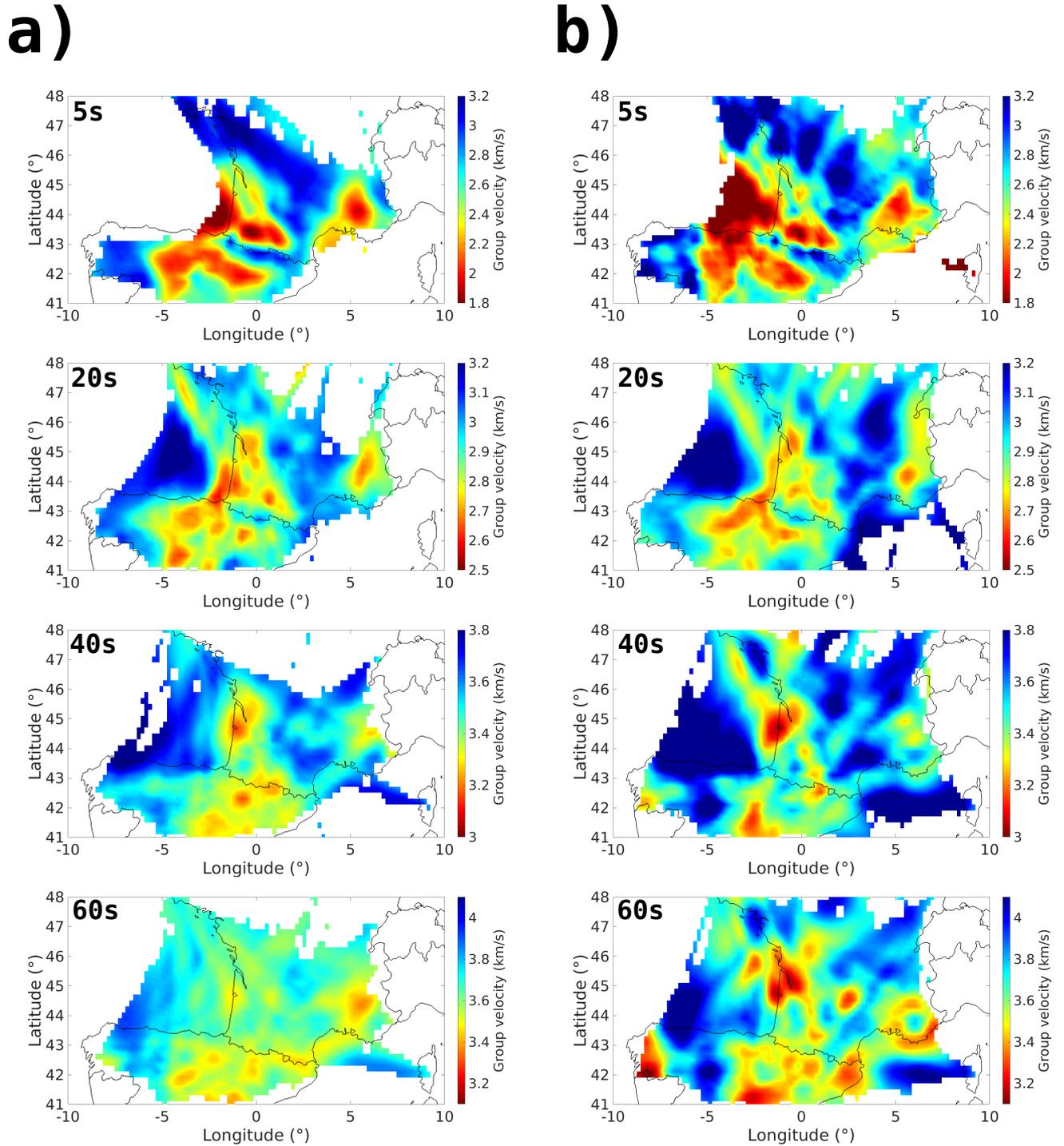


FIGURE 41 – Cartes des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh à 5, 20, 40 et 60s de période. Les cellules de la grille dont le nombre de trajets est inférieur à 5 ne sont pas affichées. a) En inversant uniquement les données des  $C^1$ . b) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ .

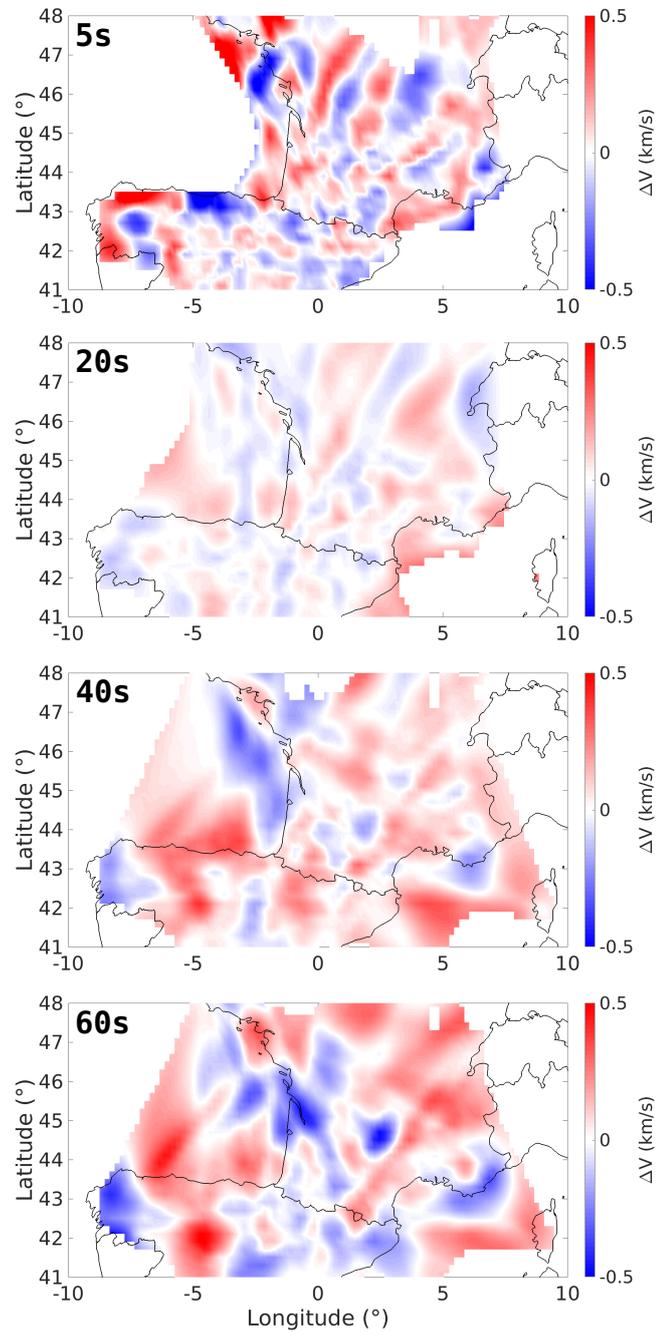


FIGURE 42 – Cartes des résidus obtenus en faisant la différence entre les cartes de vitesse de groupe du combiné  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  (figure 41.b) et celle des  $C^1$  seules (figure 41.a). En rouge sont les zones où les vitesses du jeu de données combiné sont supérieures au jeu de données des  $C^1$  seules. En bleu les zones où les vitesses du jeu de données combiné sont inférieures au jeu de données des  $C^1$  seules.

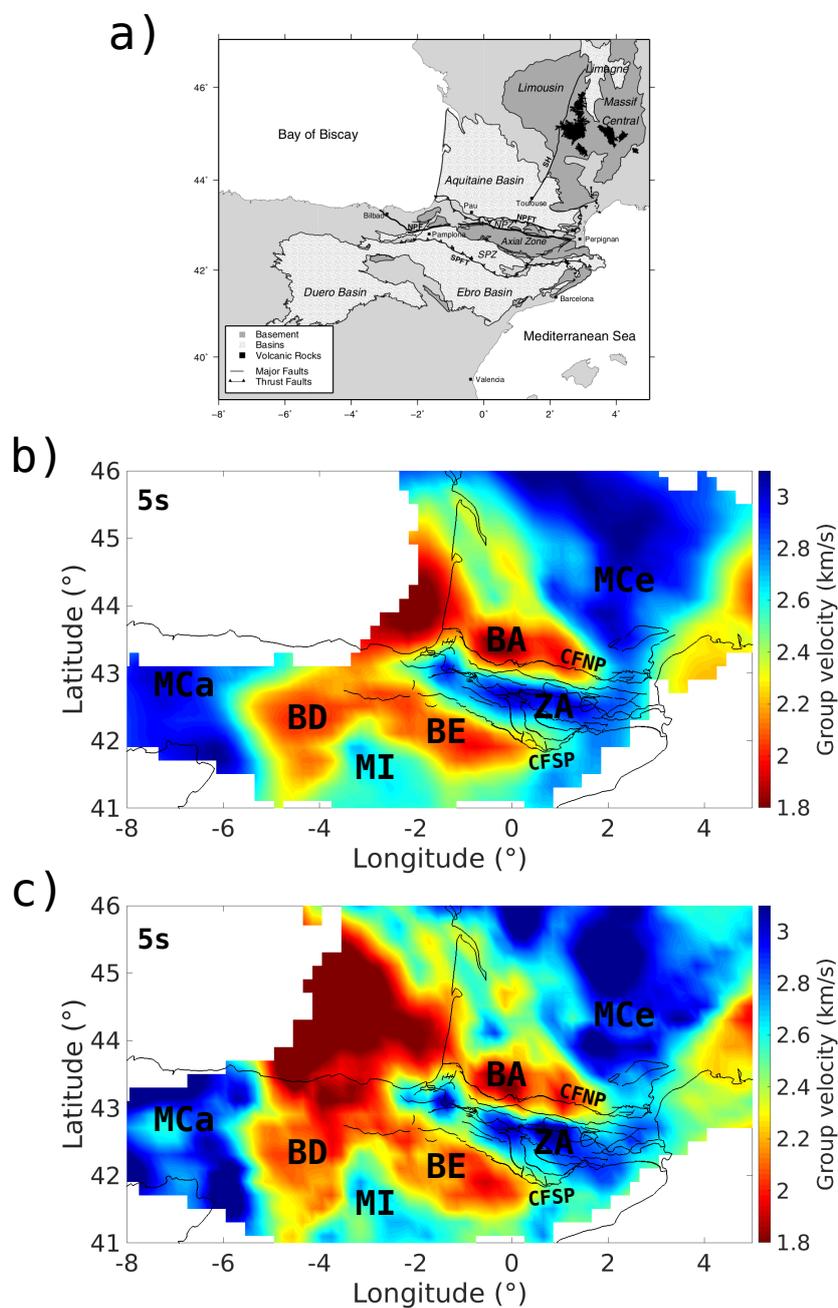


FIGURE 43 – a) Carte des principales structures et unités géologiques des Pyrénées et alentours (d'après Chevrot et al., 2014). b) Carte des vitesses de groupe à 5s de période obtenue en inversant uniquement les données des  $C^1$ . c) Carte des vitesses de groupe à 5s de période obtenue en inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ .

BA, Bassin d'Aquitaine ; BD, Bassin de Douro ; BE, Bassin de l'Èbre ; MCa, Massif Cantabrique ; MCE, Massif Central ; MI, Massif Ibérique ; ZA, Zone Axiale ; CFNP, Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; CFSP, Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen.

## 3.2 Modèle 3D-Vs probabiliste

### 3.2.1 Méthodologie

Pour inverser en profondeur les cartes de vitesse de groupe obtenus et obtenir un modèle 3D-Vs de la lithosphère Pyrénéenne, nous avons suivi la méthodologie utilisée par Lu et al. (2018) basée sur les travaux de Bodin et al. (2012) et de Shen et al. (2013). Cette méthode suit une approche bayésienne et a pour avantage de nous permettre d’obtenir à la fois un modèle de vitesses des ondes de cisaillement (Vs) en profondeur et un modèle de probabilité d’interfaces (limites de couches) lui étant associé.

En résumé, à partir de chaque cellule des cartes de vitesse de groupe de la section précédente, sont extraites les courbes de dispersions des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh locales associées. Chaque courbe de dispersion est ensuite inversée pour obtenir un modèle 1D Vs local. Finalement, tous les modèles 1D Vs sont assemblés dans un modèle Vs final pseudo 3D. L’inversion des courbes de dispersion se fait par une approche bayésienne en créant un modèle probabiliste basé sur la comparaison entre chaque courbe de dispersion et une bibliothèque constituée d’un grand nombre de courbes de dispersions synthétiques de modèles 1D Vs. Le modèle probabiliste va ainsi permettre d’associer à chaque cellule la distribution de probabilité de la vitesse des ondes S et la probabilité de présence d’une limite de couche. Enfin, nous dérivons un modèle Vs unique à chaque cellule en effectuant une inversion linéaire supplémentaire afin de mieux contraindre la vitesse des ondes S dans le manteau supérieur.

Nous avons choisi de construire notre bibliothèque de modèles 1D Vs synthétiques de la même manière que Yang et al. (2018) en considérant un modèle de la Terre à 4 couches représentant une couche sédimentaire, une croûte supérieure, une croûte inférieure et un demi-espace représentant le manteau supérieur. Chaque couche est paramétrée par son épaisseur et la vitesse de l’onde S (tableau 8). Ces épaisseurs et vitesses correspondent à des valeurs obtenues par les modèles de référence Crust1.0 (Laske et al., 2013) et EPcrust (Molinari et Morelli, 2011).

	Epaisseur (km)	Vs (km/s)
Sédiments	0-16	1.7-2.7
Croûte supérieure	0-24	2.7-3.5
Croûte inférieure	2-42	3.5-4.1
Manteau	infinie	4.1-4.7
$\sigma$ (km/s)		0.01-0.2

TABLE 8 – Paramètres des différentes couches utilisées pour calculer la bibliothèque de modèles 1D Vs synthétiques

En détail, pour chaque cellule est calculée l'écart entre la courbe de dispersion locale  $d_{obs}$  et chacune des courbes de dispersion synthétiques  $g(m)$  de notre bibliothèque synthétique selon l'équation suivante :

$$\Phi(m) = (g(m) - d_{obs})^T C_e^{-1} (g(m) - d_{obs}) \quad (14)$$

où  $C_e$  est la matrice de covariance des incertitudes.

En émettant l'hypothèse que les vitesses des ondes de Rayleigh locales à différentes périodes sont indépendantes, nous ignorons les éléments hors diagonale de la matrice de covariance (Shen et al., 2013). Par conséquent,  $C_e$  n'est définie que par les éléments diagonaux, qui sont le carré des incertitudes de la courbe de dispersion observée à la période discrète correspondante.

Au final, en simplifiant  $C_e$  par l'utilisation d'une incertitude unique  $\sigma$  pour toutes les périodes et en l'incluant dans le calcul de la probabilité que chaque modèle synthétique explique la courbe de dispersion observée donné par l'équation suivante (Bodin et al., 2012) :

$$p(d_{obs}|m) = \frac{1}{\sqrt{|C_e|}} \exp\left(-\frac{\Phi(m)}{2}\right) \quad (15)$$

Nous obtenons :

$$p(d_{obs}|m) = \frac{1}{\sigma^N} \exp\left(-\frac{(g(m) - d_{obs})^2}{2\sigma^2}\right) \quad (16)$$

où  $N$  est le nombre de périodes mesurées.

Pour estimer quantitativement l'incertitude  $\sigma$  nous utilisons l'approche hiérarchique de Bodin et al.(2012) et traitons  $\sigma$  comme un paramètre supplémentaire (tableau 8). De cette façon, la procédure d'inversion effectue une recherche sur l'ensemble de la grille et donne une valeur de probabilité pour chaque  $\sigma$  possible.

Au final, cette procédure nous donne la probabilité  $p(d_{obs}|m)$  que chacun des modèles synthétiques explique la courbe de dispersion locale pour chaque cellule du modèle. Nous pouvons ainsi en déduire la probabilité d'avoir une interface et une vitesse d'onde  $S$  donnée à chaque cellule de la grille.

De là, nous construisons un modèle  $V_s$  initial en faisant la moyenne à chaque cellule des 7.3 millions de modèles synthétiques pondérés par leur probabilité d'occurrence,  $p(d_{obs}|m)$ . Ce modèle  $V_s$  initial est utilisé ensuite dans l'inversion linéaire de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh locales observées dans la bande de période 5-80s (Herrmann, 2013) pour obtenir un modèle 1D  $V_s$  final propre à chaque cellule de la grille.

### 3.2.2 Exemple de profil 1D Vs

La figure 44 montre les résultats des différentes étapes de l'inversion obtenues dans la zone axiale des Pyrénées ( $42.70525^{\circ}\text{N}$ ,  $0.85681^{\circ}\text{E}$ ) et ceci uniquement avec les mesures de  $C^1$  (figure 44.b) ou bien les mesures combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  (figure 44.c). Les courbes de dispersions finales expliquent bien les données (RMSE  $< 0.07$ ), ce qui indique que l'inversion pour cette cellule est fiable, et ce dans les deux cas. Quand nous regardons maintenant les modèles 1D Vs et les probabilités d'interfaces, des différences subsistent. La première différence est la vitesse prédite en sub-surface ( $< 5\text{km}$ ) qui passe de  $2.75\text{km/s}$  pour l'inversion des  $C^1$  à  $3.25\text{ km/s}$  pour le modèle prédit par les mesures des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  combinées. Il est intéressant de noter que cette différence se situe dans le même ordre de grandeur que l'amplitude maximale ( $\Delta V = 0.5\text{km/s}$ ) de la carte de résidus à 5s de période de la figure 42 correspondant à la sensibilité des ondes de Rayleigh dans la même gamme de profondeur et aussi que le même résultat est observable entre les Vs des profondeurs  $> 60\text{km}$  (passage de  $4.2\text{km/s}$  à  $4.55\text{km/s}$ ) et les cartes de résidus  $> 60\text{s}$ . La deuxième différence est la variation des profondeurs des deux limites de couches croûte supérieure/croûte inférieure et croûte inférieure/manteau (Moho) marquées respectivement par des sauts de vitesses sur les modèle Vs (figure 44.(4)) et par des pics de probabilité d'interface (figure 44.(5)) aux alentours de 10 et 40km. Les profondeurs du Moho autour de 40km prédites par les modèles sont toutes deux acceptables et dans l'ordre de grandeur des connaissances actuelles des Pyrénées (Molinari et Morelli, 2011, Laske et al., 2013, Macquet et al., 2014, Chevrot et al., 2018b). Cependant, pour le modèle de la figure 44.a, la profondeur de l'interface croûte supérieure/croûte inférieure semble sous-estimée (5km) et nous avons plus tendance à faire confiance au modèle de la figure 44.b prédisant une profondeur de cet interface vers 11km de profondeur.

Finalement tous les modèles 1D Vs ont été assemblés dans le but d'obtenir un modèle Vs final pseudo 3D qui nous permettra à la fois d'avoir une vision plus globale sur les structures de la lithosphère Pyrénéenne, mais aussi de pouvoir conclure quand à l'apport des mesures des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  combinées.

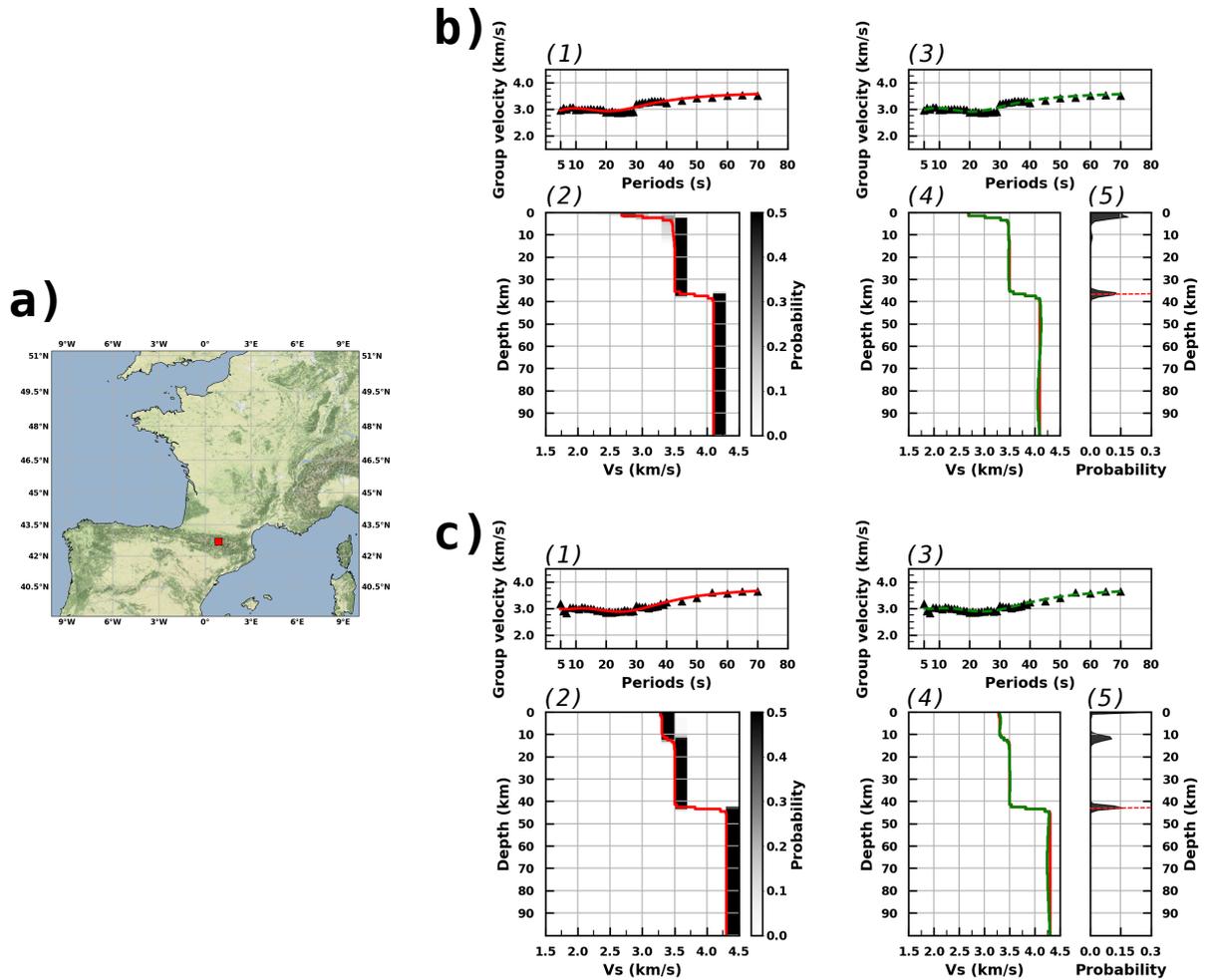


FIGURE 44 – a) Localisation du profil 1D dans les Pyrénées. b) Modèle 1D Vs obtenu en inversant les  $C^1$  uniquement. c) Modèle 1D Vs obtenu en inversant les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ .

(1) Courbes de dispersion observées (triangles noirs) et résultantes de l'inversion Bayésienne (courbe rouge).

(2) Modèle Vs présenté comme une distribution de probabilité a posteriori de la vitesse de l'onde S à chaque profondeur (fond gris/noir) obtenu à partir de l'inversion bayésienne. En rouge est tracée la moyenne pondérée des modèles Vs.

(3) Courbes de dispersion observées (triangles noirs) et résultantes de l'inversion linéaire (courbe verte).

(4) Modèle Vs prédit par la moyenne pondérée du modèle probabiliste (courbe rouge) et le résultat final de l'inversion linéaire (courbe verte).

(5) Probabilité qu'une limite de couche soit située à une profondeur donnée (en noir) et estimation de la profondeur du Moho (pointillés rouges).

### 3.2.3 Modèle 3D-Vs de la lithosphère Pyrénéenne

#### 1. Cartes en profondeur

La figure 45 représente des coupes en profondeur des modèles 3D Vs obtenus via l'inversion des  $C^1$  uniquement (figure 45.a) et des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  (figure 45.b). À 4km de profondeur, les vitesses faibles observées ( $<2.9\text{km/s}$ ) sont corrélées avec les principaux bassins sédimentaires (bassin d'Aquitaine, de l'Èbre, du Douro, du Rhône et du golfe de Gascogne) tandis que les vitesses plus élevées ( $>3.4\text{km/s}$ ) sont corrélées avec différents massifs montagneux (Pyrénées, Massif central, massif Ibérique et Cantabrique). À cette profondeur nous pouvons clairement voir l'amélioration de la couverture du Golfe de Gascogne par la combinaison des mesures des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  nous permettant un gain d'information précieux sur la sub-surface de cette région. À 35 et 50 km de profondeur, équivalent à la zone de transition entre la base de la croûte inférieure et le manteau supérieure (i.e. zone du Moho), les vitesses aux alentours de  $3.6\text{km/s}$  présentent des zones où la croûte est toujours présente et donc épaisse, notamment au niveau de la zone axiale des Pyrénées, du massif Cantabrique et du massif Ibérique. Les vitesses dépassants  $4\text{km/s}$  sont quand à elles signes de la présence du manteau supérieur et notamment visible dans le Golfe de Gascogne et du Lion, ainsi que dans le Massif Central où la croûte est moins épaisse.

Les cartes de RMS évaluées pour les deux inversions (figure 46.a pour les  $C^1$  et 46.b pour les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ ) se divisent en 3 bandes de période :  $<10\text{s}$  pour la croûte superficiel,  $10\text{-}30\text{s}$  pour la croûte moyenne et  $>30\text{s}$  pour le Moho et le manteau supérieur. Sur ces cartes, nous pouvons voir que certaines zones sont mal contraintes par l'inversion et divergent de plus de  $0.1\text{km/s}$  des données initiales. De ce fait et pour éviter tout biais d'interprétation, les cellules des grilles des modèles dont la valeur dépasse  $0.1\text{km/s}$  sont enlevées (figure 45). Pour les profondeurs allant jusqu'à  $10\text{km}$ , les résultats des cartes de RMS  $<10\text{s}$  de période sont utilisées, de  $10$  à  $30\text{km}$  sont utilisées les cartes de  $10\text{-}30\text{s}$  de période et au delà de  $30\text{km}$  ce sont les cartes de RMS  $>30\text{s}$  de période qui sont utilisées.

Sur les 3 bandes de période, le RMS est globalement meilleur pour l'inversion des  $C^1$  (figure 46.a) traduisant un meilleur fit du modèle aux données initiales. Cependant, l'inversion résultante de la combinaison des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  améliore nettement la couverture des zones où l'inversion explique bien les données (zones bleues), notamment au niveau du Golfe de Gascogne et du Lion. La dispersion des mesures initiales de  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  pour un même trajet et le modèle simple à 4 couches utilisé pourraient être la raison de ce RMS un peu plus important. Au final, malgré ces différences, le RMS des deux inversions est globalement de bonne qualité pour la cible de notre étude.

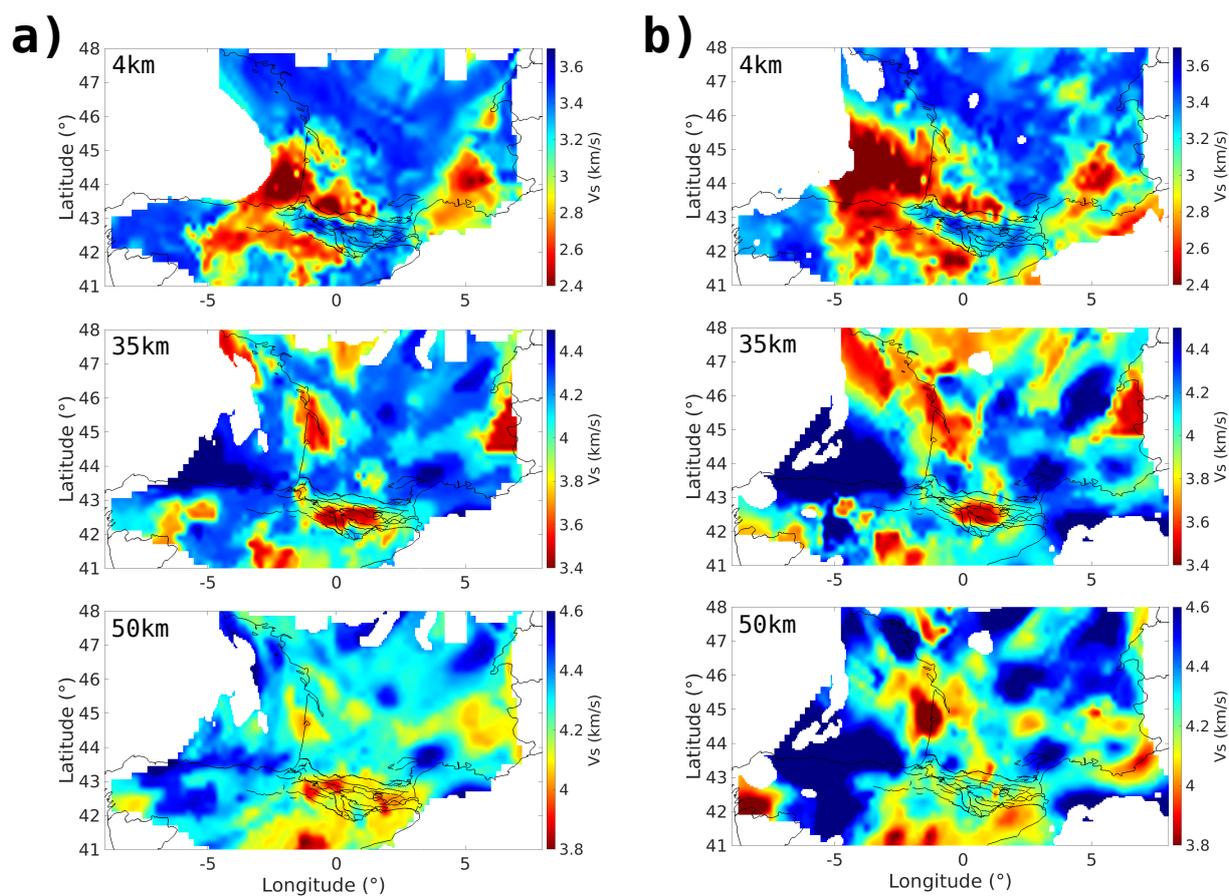


FIGURE 45 – Cartes de vitesses des ondes S à 4, 35 et 55km de profondeur. Les cellules de la grille où le RMS est supérieur à 0.1km/s sont enlevées. a) En inversant uniquement les données des  $C^1$ . b) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ .

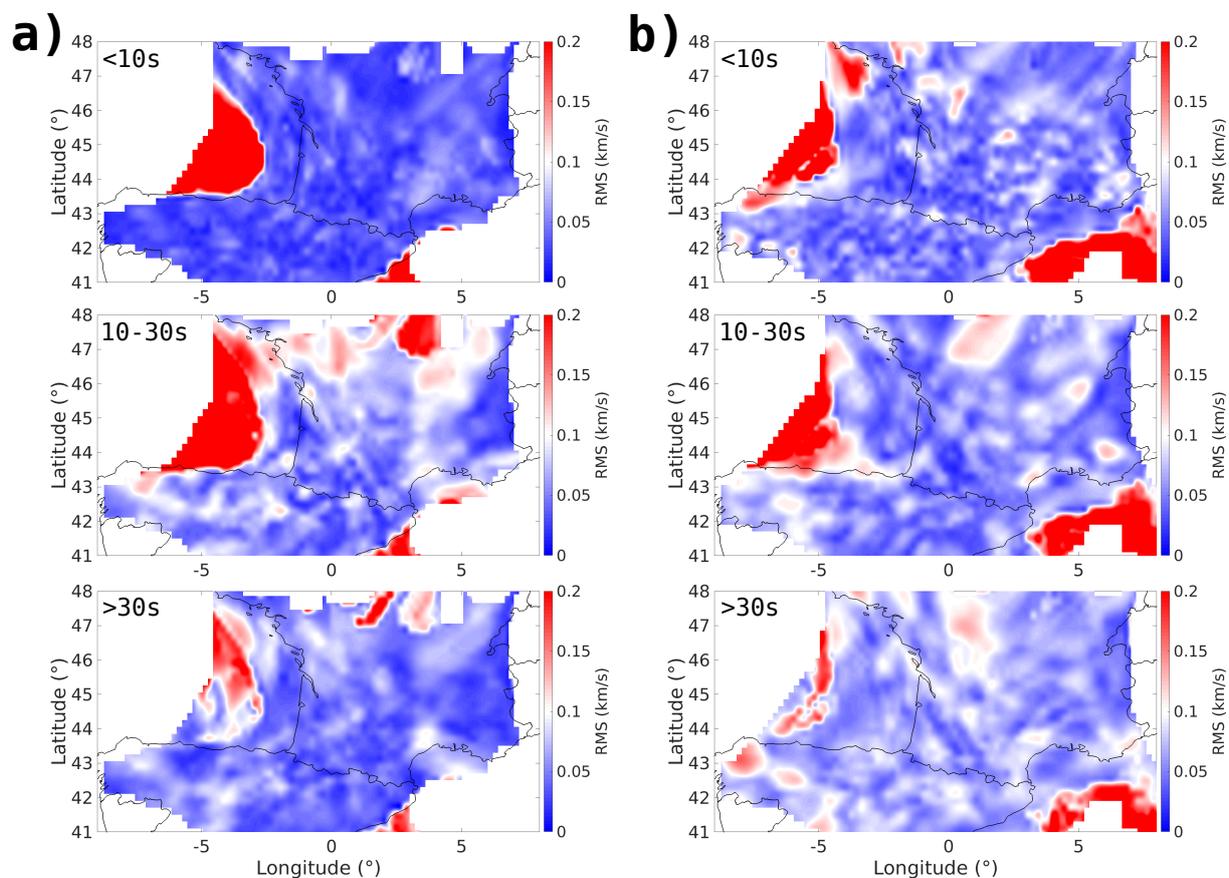


FIGURE 46 – Cartes de RMS calculé pour trois gammes de périodes :  $<10s$ ,  $10-30s$  et  $>30s$ . a) En inversant uniquement les données des  $C^1$ . b) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ .

Les cartes des résidus obtenues en faisant la différence entre le modèle résultant de l'inversion des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  et du modèle résultant de celle des  $C^1$  uniquement (figure 47) donne les mêmes résultats que pour celles des cartes de vitesse de groupe (figure 42) obtenues précédemment. On peut ainsi voir qu'il y a plus de petites zones de différences en sub-surface liées au milieu plus hétérogène et qu'en profondeur, ces zones de différences s'élargissent et sont moins nombreuses du fait de l'homogénéisation du milieu. Les zones où la combinaison des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  a permis d'améliorer la couverture sont aussi à l'origine de ces différences.

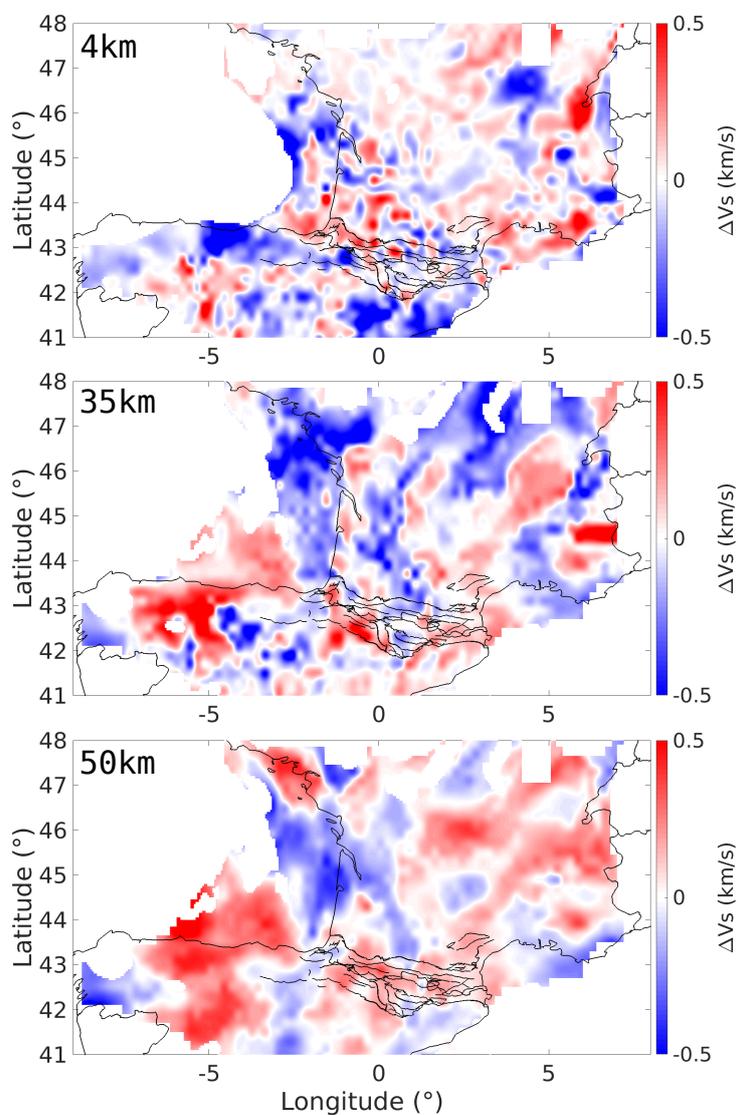


FIGURE 47 – Cartes des résidus obtenus en faisant la différence entre les cartes de vitesse des ondes S du combiné  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  (figure 45.b) et celle des  $C^1$  seules (figure 45.a). En rouge sont les zones où les vitesses du jeu de données combiné sont supérieures au jeu de données des  $C^1$  seules. En bleu les zones où les vitesses du jeu de données combiné sont inférieures au jeu de données des  $C^1$  seules.

## 2. Coupes grande échelle

Pour pousser plus loin la comparaison et explorer d'avantage les modèles nous allons maintenant regarder 5 différentes coupes à grande échelle (figure 48 et 49). Ces figures sont construites de la même manière. Les coupes à travers le modèle Vs et le modèle de densité de probabilité des interfaces obtenues via les  $C^1$  uniquement sont représentés dans les figures 48.a et 49.a. Les résultats des modèles obtenus via la combinaison des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  dans les figures 48.b et 49.b.

La première coupe est située à l'ouest de notre zone d'étude (coupe GG' figure 48.haut). Ce transect débute dans le bassin de Douro et traverse le golfe de Gascogne (aussi nommée Baie de Biscay). Les résultats des deux inversions montrent toutes deux des vitesses supérieures à 4km/s en dessous de la Baie de Biscay attestant de la présence du manteau terrestre très proche de la surface (vitesses mantelliques à partir de 10km de profondeur). Les cartes de probabilité d'interface montrent quand à elles aussi la présence de ce manteau en sub-surface marqué par la remontée de l'interface profond sous la Baie de Biscay. Ces deux résultats sont en accord avec la géologie connue de cette zone. En effet, cette zone de transition continent/océan est connue comme étant une zone de rift hyper-étendue et où un amincissement extrême de la croûte terrestre est observable (Jammes et al., 2010, Tugend et al., 2014).

Quand on regarde maintenant les différences entre les deux modèles, nous pouvons clairement voir l'impact du gain d'information apporté par l'ajout des  $C^2$  et  $C^3$  dans cette zone. Le modèle de la figure 48.b semble en effet mieux contraindre les sédiments présents en sub-surface (bassin plus profond et vitesses plus lentes) et aussi mieux marquer les interfaces en ayant des probabilités plus élevées et plus nettes.

Les prochaines coupes (HH' figure 48, II' et JJ' figure 49) correspondent à des versions étendues des transects PYROPE et OROGEN qui seront discutés plus en détails en partie 5 de cette section (figure 52.a).

La coupe HH' se situe à l'ouest des Pyrénées et débute dans le massif Ibérique pour finir dans le bassin d'Aquitaine en traversant le bassin de l'Èbre et les monts Basques. Nous pouvons très bien observer dans les deux modèles des vitesses lentes ( $<2.9\text{km/s}$ ) corrélées avec les deux bassins sédimentaires et la sub-surface ainsi que des vitesses crustales ( $>3\text{km/s}$  et  $<3.6\text{km/s}$ ) sous ces bassins et remontant en surface au niveau des monts Basques. La limite croûte manteau (i.e. Moho) marquée par des vitesses supérieures à 4km/s et une probabilité d'interface élevée est aussi clairement visible et cohérente entre les deux modèles avec des profondeurs situées entre 30 et 40km.

Ce qui est remarquable dans ces deux modèles c'est la présence d'anomalies marquées par des vitesses supérieures à 3.65km/s (début du bleu sur la colorbar utilisée) situées sous les monts Basques dans la figure 48.a et sous le début du bassin d'Aquitaine dans la figure 48.b. Cette zone correspond au bassin sédimentaire de Mauléon-Arzacq où une anomalie positive de Bouguer (nommée anomalie de Mauléon) est présente et où il est maintenant admis (Wang et al., 2016) qu'une écaille de manteau serpentinisée est présente à 10km de profondeur. En comparant les deux modèles, les résultats de la figure 48.b obtenus en combinant les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  semblent ici alors mieux localiser cette écaille et attesteraient là encore du bénéfice du gain d'informations apporté.

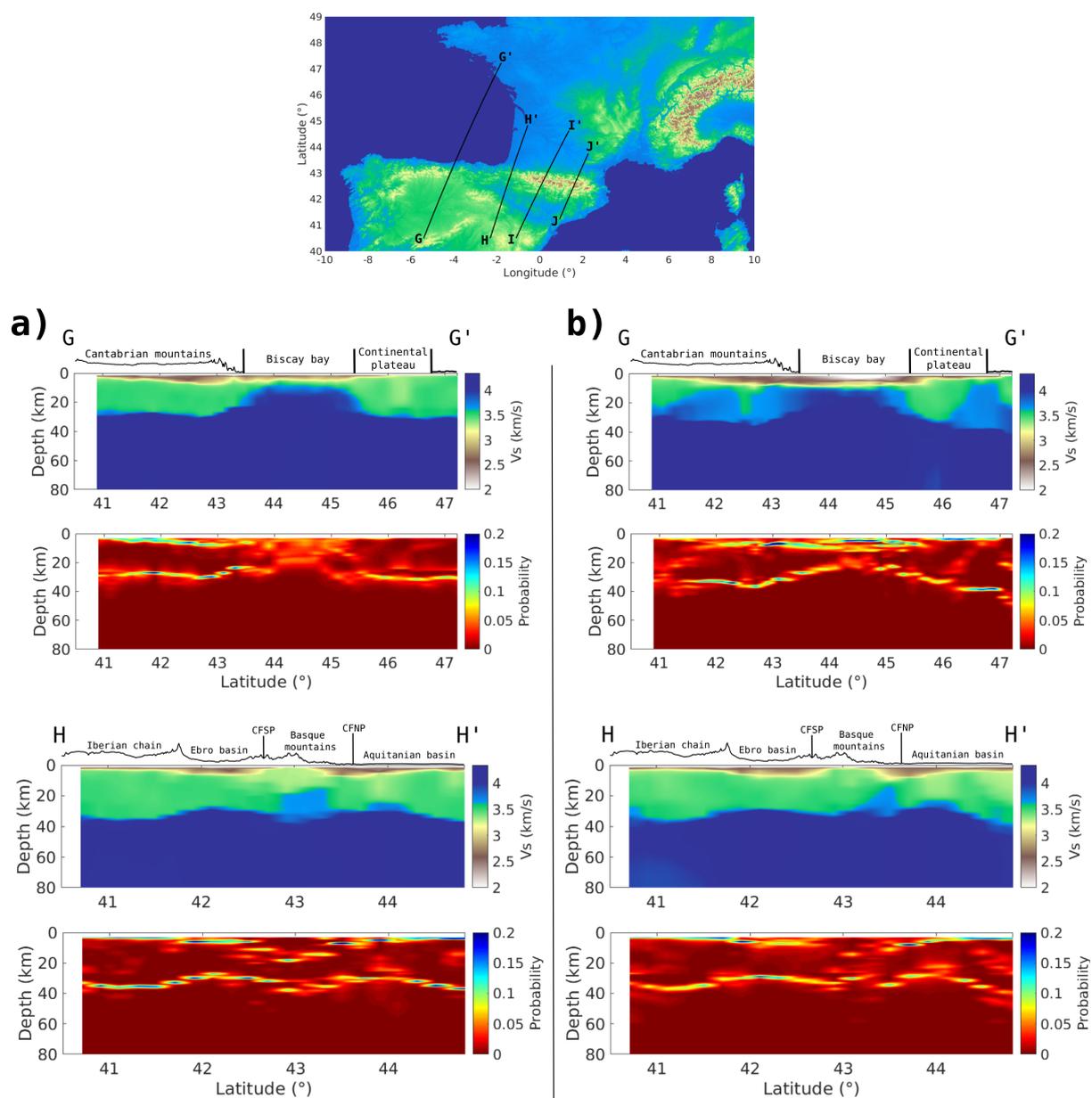


FIGURE 48 – Haut : Carte de localisation des profils. Milieu et bas : modèle Vs et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du profil. a) En inversant uniquement les données des  $C^1$ . b) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

La coupe II' traverse les Pyrénées dans la partie ouest de la zone axiale en passant par les bassins de l'Èbre et d'Aquitaine. Là aussi nous pouvons observer une très bonne corrélation dans les modèles Vs entre les vitesses lentes et les bassins sédimentaires ainsi que la présence de vitesses crustales au niveau de la zone axiale. Dans les deux modèles de probabilité d'interface est clairement visible l'enfoncement de l'interface croûte-manteau Ibérique sous la zone axiale des Pyrénées et sous l'interface croûte-manteau Européen. Ceci est exprimé dans les modèles Vs par des vitesses crustales ( $>3\text{km/s}$  et  $<3.6\text{km/s}$ ) en profondeur sous la zone axiale. Ces deux résultats montrent qu'à cet endroit la plaque Ibérique est subduite sous la plaque Européenne, superposant deux croûtes continentales et formant une racine crustale profonde ( $>40\text{km}$ ) sous la zone axiale. Ces résultats sont en accord avec les résultats de Chevrot et al. (2018b) qui ont montré ce même enfoncement d'interface sismique de l'Ibérie vers l'Europe marquant cette subduction continentale.

Lorsque l'on compare plus en détails les deux modèles nous pouvons observer la présence d'une anomalie de vitesse de  $3.65\text{km/s}$  située à la transition entre la zone axiale et le bassin d'Aquitaine de la figure 49.b mais non présente dans le modèle de la figure 49.a. Cette anomalie est similaire à celle observée sous le bassin de Mauléon-Arzacq de la coupe JJ' (figure 48). Là encore, au niveau de cette zone est présente une anomalie positive de Bouguer, nommée l'anomalie de Saint-Gaudens qui serait expliquée par une remontée du Moho vers  $10\text{km}$  de profondeur (Wehr et al., 2018) et marquée par une écaïlle de croûte dense ou bien de manteau serpentinisé (Torné et al., 1989). L'ajout d'information apporté par les  $C^2$  et  $C^3$  à cet endroit a permis d'imager cette écaïlle et d'apporter un élément de plus pour mieux comprendre la présence de ces anomalies gravimétriques.

La dernière coupe JJ' se situe à l'est des Pyrénées et traverse les mêmes unités géologiques que la coupe II'. Nous retrouvons encore les vitesses lentes des bassins sédimentaires et des vitesses entre  $3$  et  $3.6\text{km/s}$  au niveau de la zone axiale marquant la chaîne de montagne. En profondeur, la limite de vitesse de  $4\text{km/s}$  marquant le Moho est quasiment à la même profondeur de  $30\text{km}$  en moyenne avec une profondeur maximale sous la zone axiale de  $40\text{km}$ . Les modèles de probabilité d'interface montrent une interface croûte-manteau plate ne montrant pas de subduction de la croûte Ibérique. Nous retrouvons donc ainsi les résultats obtenus par Wehr et al. (2018) et Chevrot et al. (2018b) quand à la différence Pyrénées de l'ouest où l'Ibérie est en subduction et les Pyrénées de l'est où la subduction n'est plus présente.

Au final, ces coupes ont permis de révéler les grandes structures profondes de la lithosphère Pyrénéenne, depuis la Baie de Biscay où l'amincissement crustale extrême à porter le manteau en sub-surface, à la chaîne des Pyrénées où la subduction de la plaque Ibérique n'est présente que dans les Pyrénées de l'Ouest et centrales. Le gain d'information apporté par la combinaison des mesures des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  a quand à elle permis non seulement d'agrandir la couverture de notre modèle mais aussi d'apporter un niveau de détail permettant la mise en évidence de deux anomalies de vitesses équivalentes à du manteau serpentinisé sous les anomalies gravimétriques de Mauléon et de Saint-Gaudens.

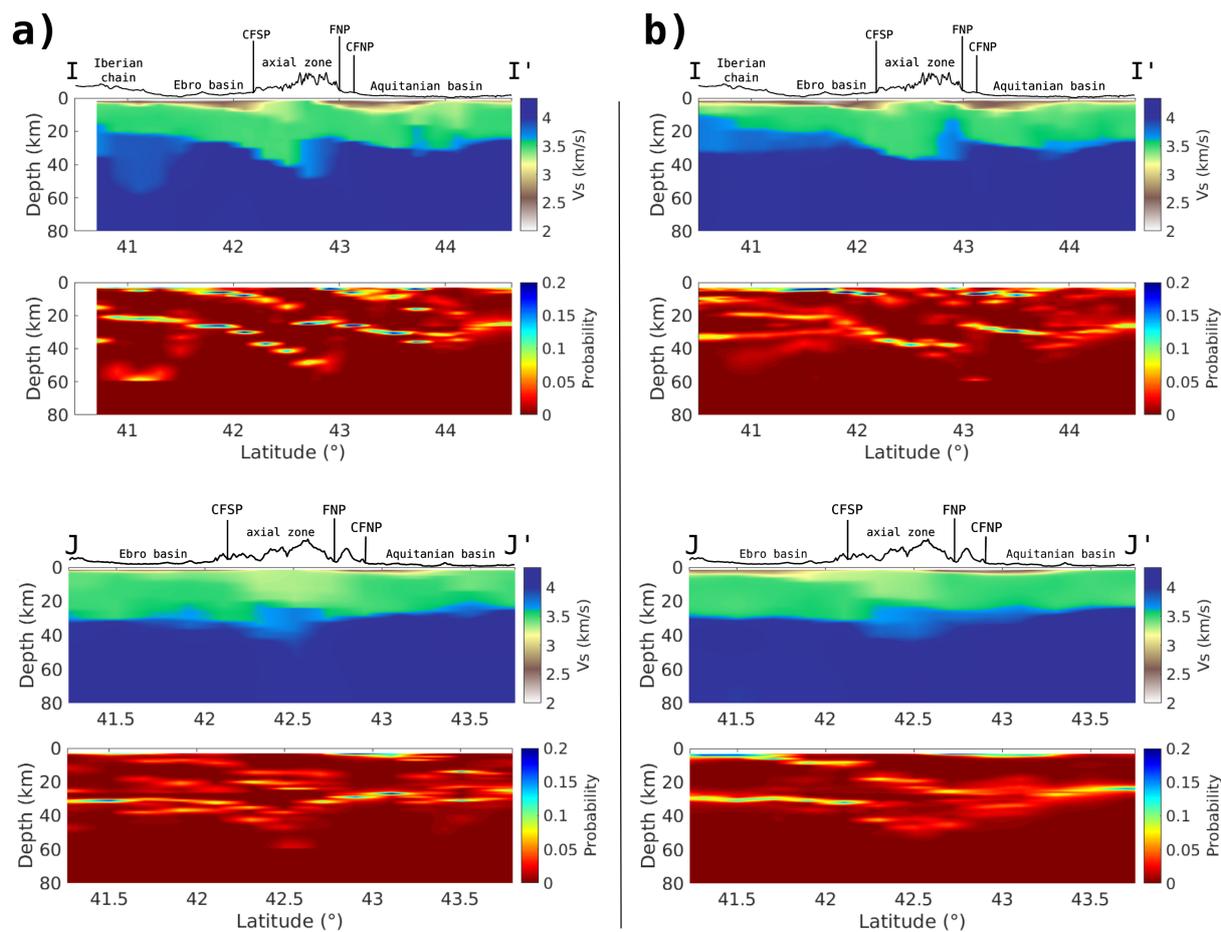


FIGURE 49 – Milieu et bas : modèle  $V_s$  et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du profil. a) En inversant uniquement les données des  $C^1$ . b) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . Localisation des profils en figure 48. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen. FNP : Faille Nord Pyrénéenne.

### 3. Profondeur des sédiments

À partir des modèles obtenus nous pouvons extraire un proxy de la profondeur des sédiments de la région Pyrénéenne. La figure 50 montre la comparaison des cartes d'épaisseurs des sédiments obtenus par Macquet et al. (2014) (figure 50.a) et les cartes obtenues via les modèles résultant de l'inversion des  $C^1$  uniquement (figure 50.b) et des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  (figure 50.c). Toutes ces cartes ont été dérivées de la profondeur de l'iso-vitesse 2.9km/s de chaque cellule des modèles. Nous pouvons ainsi voir l'importante épaisseur des sédiments des bassins de Douro, de l'Èbre, d'Aquitaine et du Rhône avec des profondeurs allant jusqu'à 10km. Les 3 cartes montrent une forte corrélation tout en montrant de plus en plus de détails lorsque l'on passe du modèle obtenu par Macquet et al. (2014), à celui obtenu avec les  $C^1$  uniquement puis à celui obtenu avec les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . Comme montré précédemment ce dernier modèle montre une couverture bien plus élargie et des profondeurs de sédiments en accord avec les résultats de Wehr et al. (2018). Nous pouvons aussi remarquer une meilleure corrélation entre la localisation des bassins profonds et la géologie de surface dessinée sur les cartes, notamment au niveau des massifs Basques à l'ouest des Pyrénées (figure 50.c).

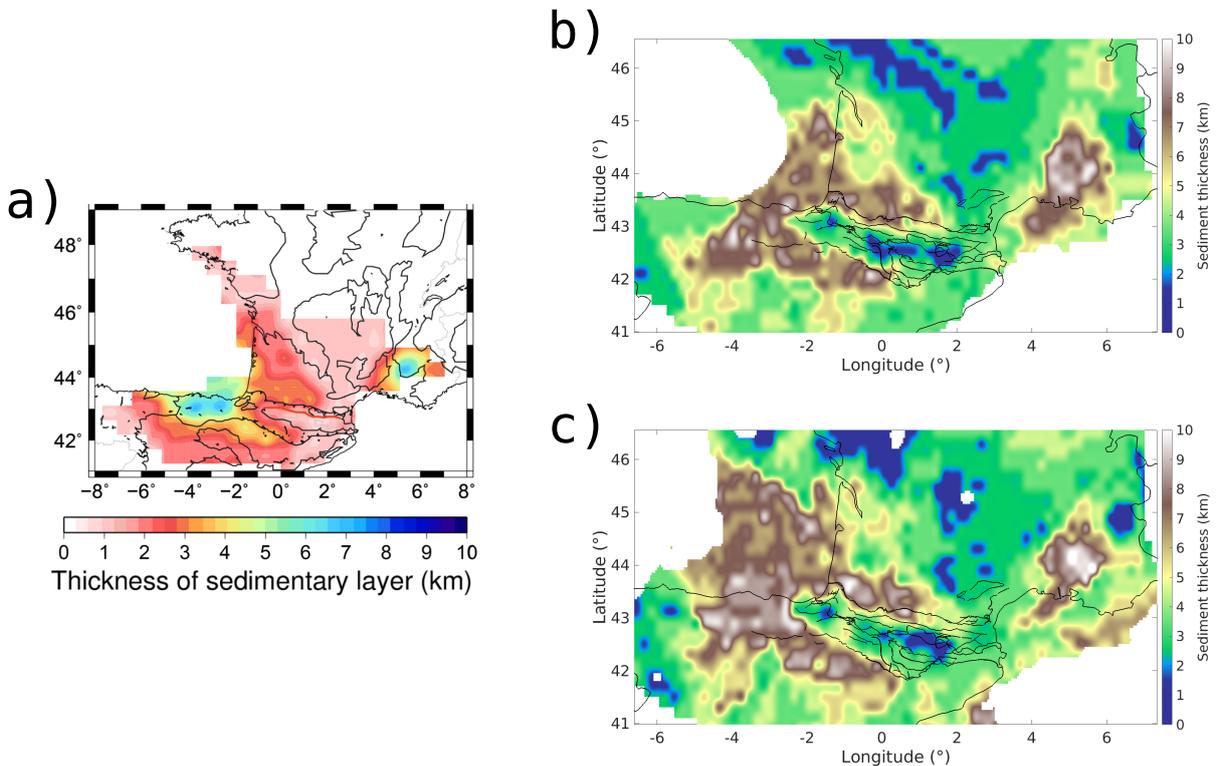


FIGURE 50 – a) Carte de l'épaisseur des sédiments obtenue par Macquet et al. (2014). b) Carte de l'épaisseur des sédiments obtenue en inversant uniquement les données des  $C^1$ . c) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . a), b) et c) correspondent à l'iso-vitesse 2.9km/s.

#### 4. Profondeur du Moho

Une autre information importante peut être extraite de nos modèles des Pyrénées : la profondeur du Moho. La figure 51.a présente les cartes de profondeur du Moho obtenues respectivement de gauche à droite par Diaz et al. (2016), Chevrot et al. (2014) et Macquet et al. (2014). Ces cartes montrent un Moho profond dans la zone axiale et sur la chaîne Cantabrique au Nord de l'Ibérie avec des profondeurs dépassant les 40km et un Moho plus proche de la surface dans la Baie de Biscay et le Massif Central avec des profondeurs remontant jusqu'à 20km. Du fait de la taille de la grille d'inversion de  $0.2 \times 0.2^\circ$  les cartes extraites de nos modèles sont plus fines et montrent plus de variations latérales. Pour éviter des biais d'interprétations nous avons retiré les cellules de la grille où le RMS est supérieur à 0.1km/s et là où le Moho était plus profond que 65km. Ainsi les cartes de profondeur de Moho extraites des inversions des  $C^1$  uniquement (figure 51.b) et des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  (figure 51.c) montrent les mêmes tendances que les différents autres modèles de la figure 51.a avec un maximum de profondeur dans la zone axiale et les chaînes Cantabrique et Ibérique et un Moho en surface dans la Baie de Biscay, le Golfe du Lion et le Massif Central. Cependant de grandes différences de profondeur sont visibles dans le nord de la Baie de Biscay là où débute le plateau continental entre la carte de la figure 45.c et les autres modèles. Ces différences pourraient venir de biais de reconstruction de la fonction de Green des  $C^2$  à plus basses périodes par manque de "sources virtuelles" situées dans l'alignement des stations situées en bordure du réseau.

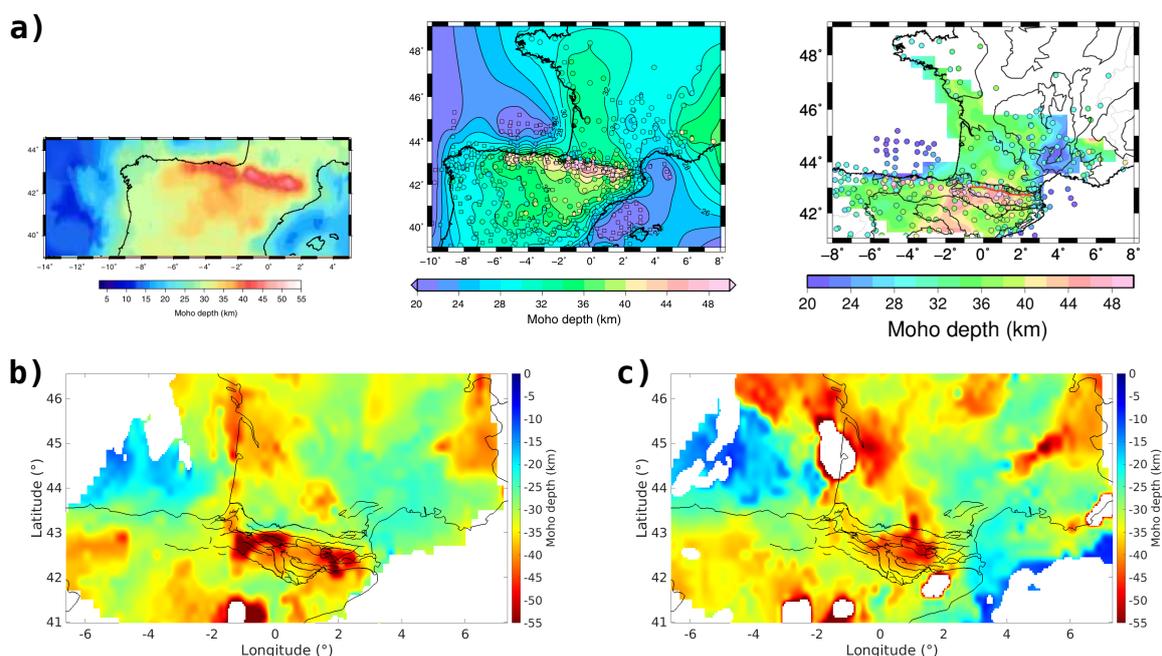


FIGURE 51 – a) Cartes de profondeur du Moho obtenues de gauche à droite par Diaz et al. (2016), Chevrot et al. (2014) et Macquet et al. (2014). b) Carte de profondeur du Moho obtenue en inversant uniquement les données des  $C^1$ . c) En inversant les données combinées des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . b) et c) correspondent à l'iso-vitesse 4.0km/s.

## 5. Comparaison aux transects PYROPE et OROGEN

À la suite du projet PYROPE et de l'acquisition des 2 profils traversants les Pyrénées, 4 autres profils ont ensuite été installés dans le cadre du projet OROGEN. Ces profils viennent ainsi compléter les zones non couvertes par les 2 profils PYROPE. La localisation de ces profils est présentée sur 3 cartes différentes dans la figure 52. La carte 52.a permet de comparer la localisation des transects avec les coupes grande échelle de la section 2 tandis que les cartes 52.b et 52.c localisent les transects sur les principales unités géologiques et les anomalies de Bouguer (Chevrot et al., 2018b). Dans le but de mettre en perspective notre étude avec les différentes études géophysiques ayant exploitées ces profils nous allons maintenant extraire des transects selon les mêmes profils en utilisant le modèle obtenu avec les  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . Les résultats seront comparés avec les principaux résultats de chaque profils.

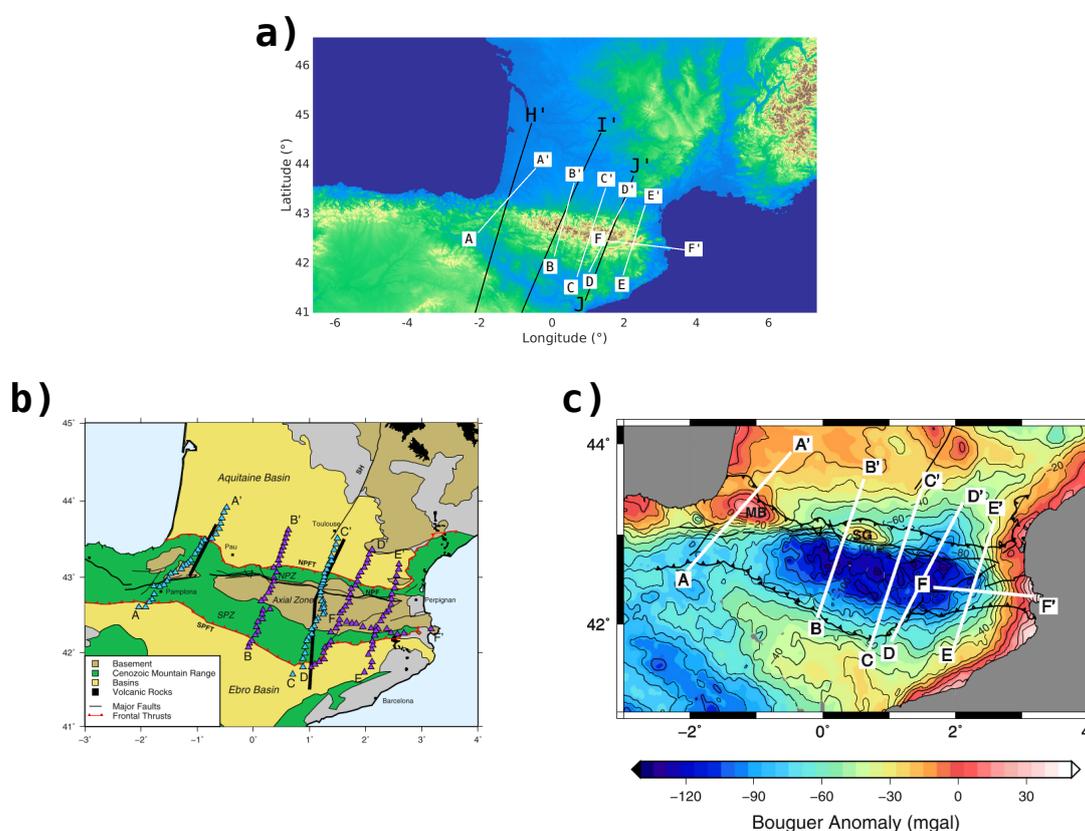


FIGURE 52 – a) Localisation des transects PYROPE et OROGEN sur la carte des profils grande échelle de la figure 48. b) Localisation des transects PYROPE et OROGEN (triangles) et ECORS (traits noirs) sur la carte des structures et unités géologiques principales des Pyrénées (d'après Chevrot et al., 2018b). c) Localisation des transects PYROPE et OROGEN sur la carte d'anomalie de Bouguer (d'après Chevrot et al., 2018b). MB : anomalie du bassin de Mauléon. SG : anomalie de Saint-Gaudens.

Le profil AA' (figure 52 et 53) débute dans le bassin de l'Èbre traverse les monts Basques et se termine dans le bassin de Mauléon-Arzacq juste au nord de l'anomalie de Bouguer de Mauléon. La partie haute de la figure 53 présente les résultats des profils Vs obtenus par corrélation de bruit sismique ambiant d'après Macquet et al. (2014) (haut) et par inversion des formes d'ondes d'après Wang et al. (2016). La partie centrale de la figure présente les résultats du profil Vs et de densité de probabilités d'interfaces obtenus dans notre modèle. La partie basse présente quand à elle les résultats de la conversion des ondes P en S aux interfaces sismiques d'après Chevrot et al. (2018b). Il en sera de même pour les figures des autres profils.

En comparant les modèles Vs, une forte corrélation entre le modèle de Wang et al. (2016) et celui de notre étude est observable. Nous y retrouvons des vitesses faibles jusqu'à 10km de profondeur corrélées avec les sédiments des bassins de l'Èbre et de Mauléon-Arzacq, ainsi qu'une anomalie de vitesse rapide remontant sous ce dernier et au niveau de l'anomalie de Bouguer de Mauléon. Cependant notre modèle et celui de Macquet et al. (2014) ne présente pas de vitesse représentative de la croûte ( $>3\text{km/s}$  et  $<3.6\text{km/s}$ ) passant sous les monts Basque et l'anomalie de vitesse. Ces deux études s'accordent à montrer un Moho plutôt plat aux alentours de 30km de profondeur. Ce résultat est aussi visible en comparant le modèle obtenu par Chevrot et al. (2018b) et notre modèle de probabilité d'interface sur lesquels sont tracés respectivement les Mohos ibérique et européen et les maximums de probabilité des interfaces profonds. Alors que le modèle de conversion d'ondes P en S montre une subduction de la croûte ibérique, notre modèle montre un interface du Moho plat et ne dépassant pas 40km.

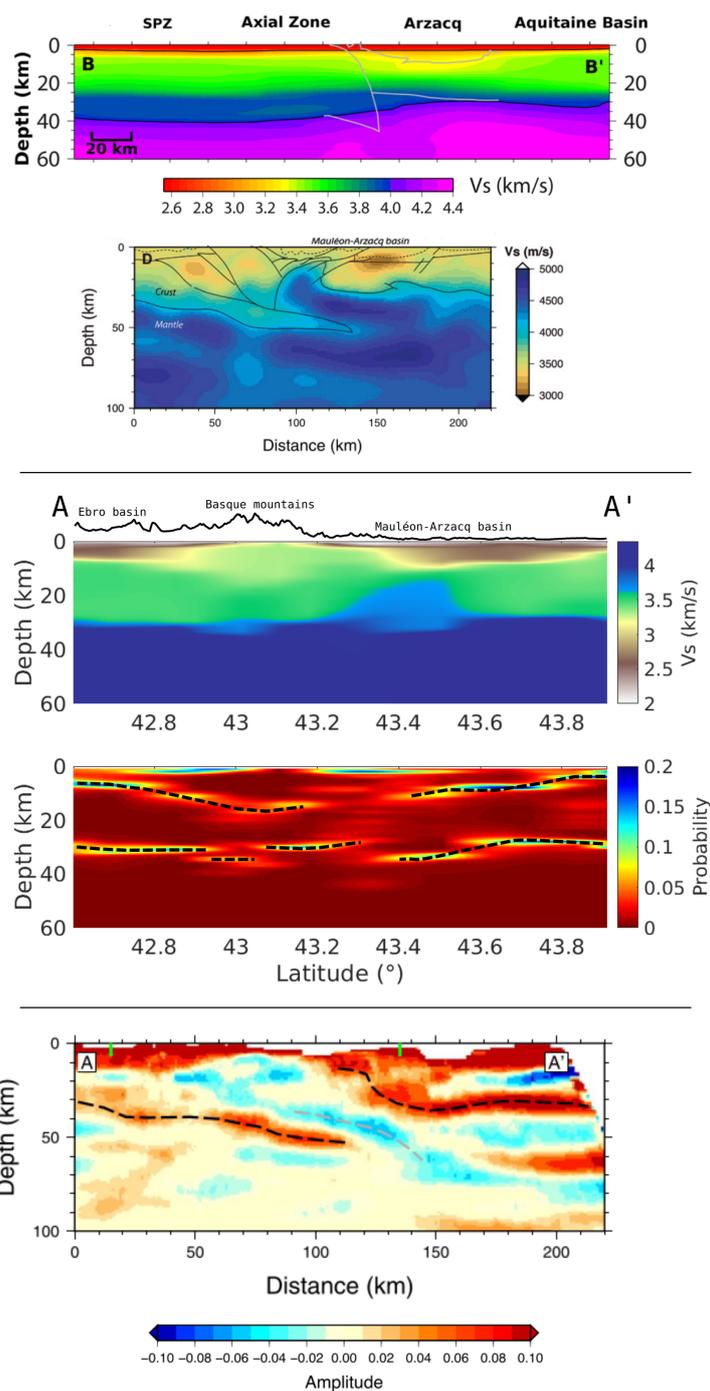


FIGURE 53 – Haut : modèles Vs le long du transect AA' obtenus par Macquet et al. (2014) et Wang et al. (2016). Milieu : modèle Vs et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du transects AA' obtenus en inversant le jeu de données des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . En pointillés noirs est tracé le maximum de probabilité des interfaces profondes. Bas : Conversion ondes P/ondes S migré en profondeur le long du profil AA' par Chevrot et al. (2018b) sur lequel les Mohos ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs et le haut de la croûte ibérique en subduction par un pointillé gris.

Le profil BB' (figure 52 et 54) se situe dans la partie ouest de la zone axiale des Pyrénées et traverse l'anomalie de Bouguer de Saint-Gaudens. Ici notre modèle de vitesses des ondes S montre un même type d'anomalie de vitesse rapide que celle observée sous le bassin de Mauléon. Il est possible qu'un même type de structure en écaïlle se situe à cet endroit. Nous voyons par contre ici une bonne corrélation du modèle de probabilité d'interface avec le modèle de Chevrot et al. (2018b) en observant la subduction de l'interface du Moho ibérique sous l'interface du Moho européen. Cette subduction est plus visible à grande échelle sur le modèle de probabilité d'interface de la coupe II' de la figure 49.

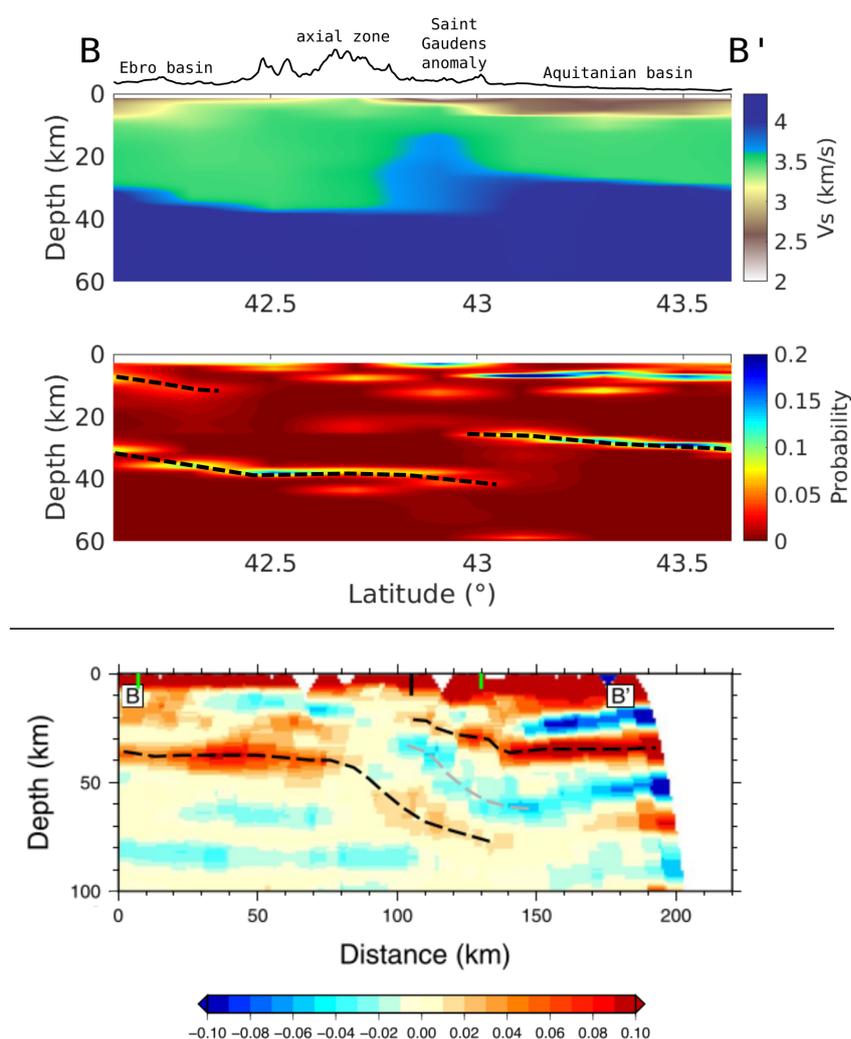


FIGURE 54 – Haut : modèle  $V_s$  et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du transects BB'. En pointillés noirs est tracé le maximum de probabilité des interfaces profonds. Bas : Conversion ondes P/ondes S migré en profondeur le long du profil BB' par Chevrot et al. (2018b) sur lequel les Mohos ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs et le haut de la croûte ibérique en subduction par un pointillé gris.

Le profil CC' (figure 52 et 55) coupe les Pyrénées dans sa partie centrale et correspond au profil PYROPE central. Les deux modèles de vitesses sont ici très similaires et montrent une racine crustale dépassant 40km sous la zone axiale. Lorsqu'on regarde les modèles d'interfaces nous observons un plongement de l'interface du Moho ibérique dans les deux modèles mais contrairement au résultat du modèle de conversion des ondes P en S, notre modèle prédit un Moho européen qui ne remonte pas et reste à 40km de profondeur. Des différences apparaissent aussi pour le profil DD' (figure 52 et 56) situé plus à l'est où nous observons sur le modèle d'interface un plongement du Moho ibérique alors que le modèle de conversion d'ondes P en S montre un Moho plat.

Pour les profils EE' et FF' (figure 52, 57 et 58) nous observons une grande corrélation entre les modèles d'interfaces montrant un Moho plat aux alentours de 30km de profondeur pour la coupe EE' et un Moho remontant en surface depuis la zone axiale vers la mer Méditerranée.

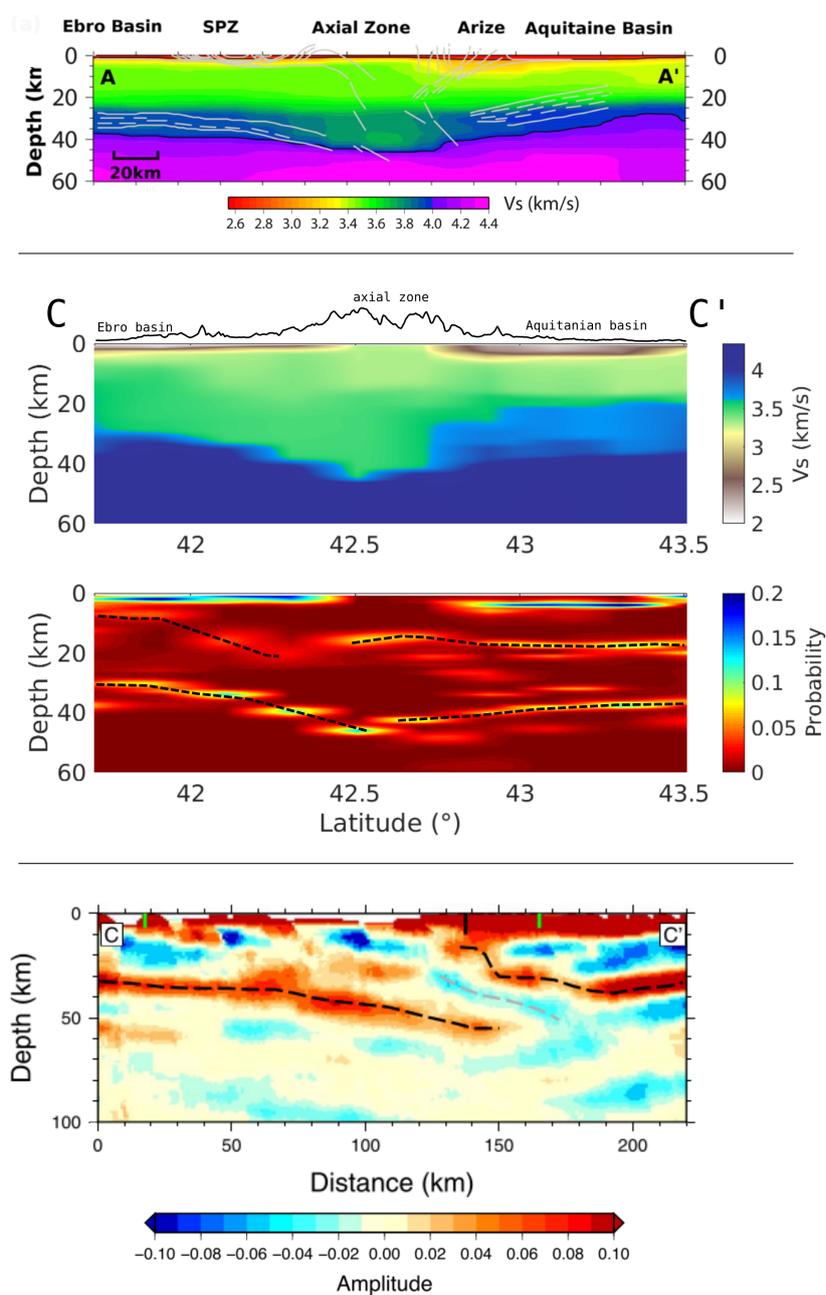


FIGURE 55 – Haut : modèle  $V_s$  le long du transect CC' obtenu par Macquet et al. (2014). Milieu : modèle  $V_s$  et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du transect CC' obtenus en inversant le jeu de données des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$ . En pointillés noirs est tracé le maximum de probabilité des interfaces profonds. Bas : Conversion ondes P/ondes S migré en profondeur le long du profil CC' par Chevrot et al. (2018b) sur lequel les Mohos ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs et le haut de la croûte ibérique en subduction par un pointillé gris.

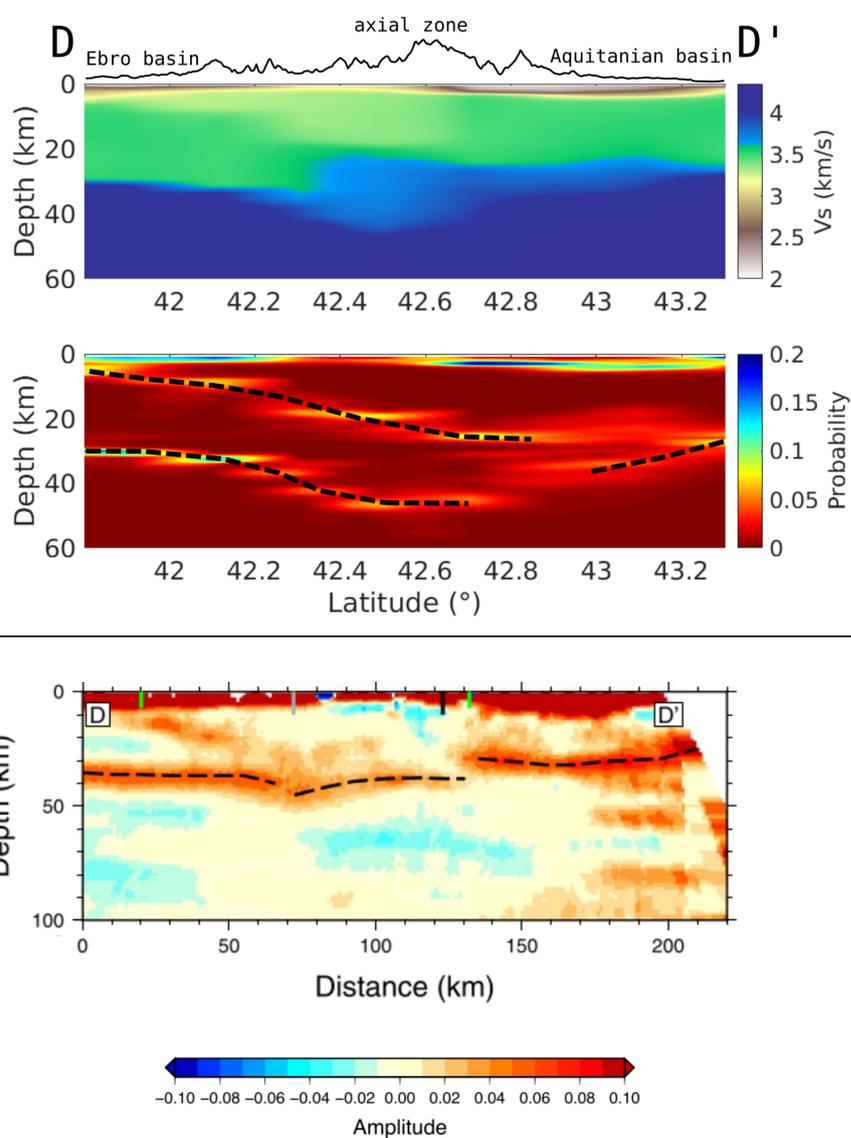


FIGURE 56 – Haut : modèle  $V_s$  et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du transect DD'. En pointillés noirs est tracé le maximum de probabilité des interfaces profonds. Bas : Conversion ondes P/ondes S migré en profondeur le long du profil DD' par Chevrot et al. (2018b) sur lequel les Mohos ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs.

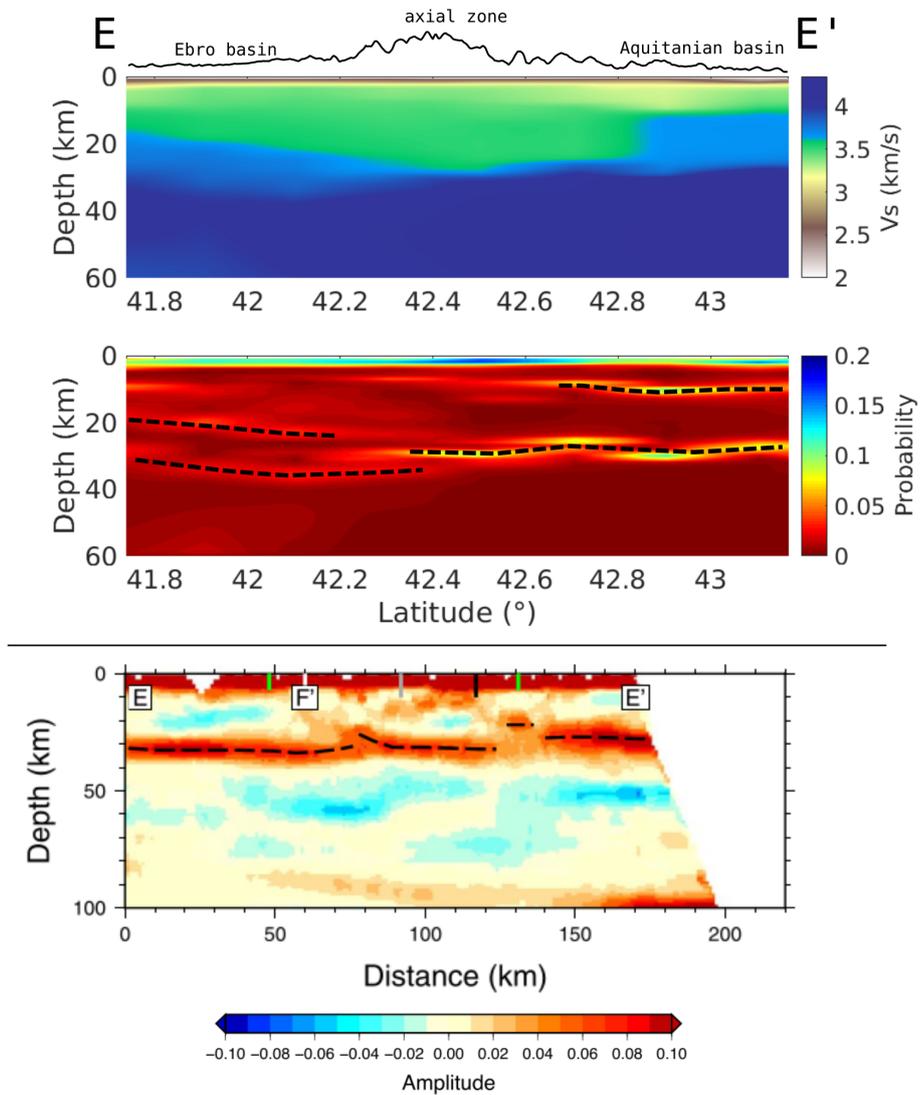


FIGURE 57 – Haut : modèle  $V_s$  et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du transect EE'. En pointillés noirs est tracé le maximum de probabilité des interfaces profonds. Bas : Conversion ondes P/ondes S migré en profondeur le long du profil EE' par Chevrot et al. (2018b) sur lequel les Mohos ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs.

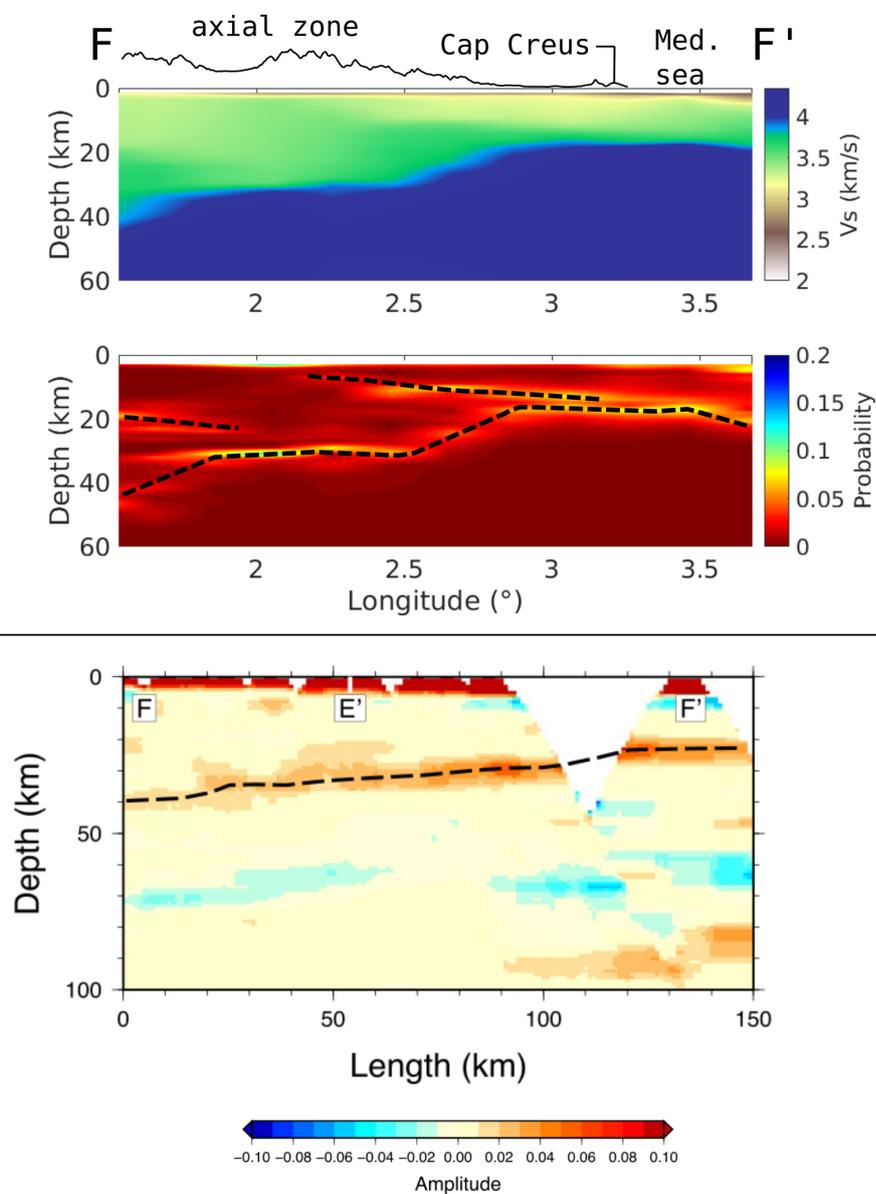


FIGURE 58 – Haut : modèle  $V_s$  et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du transect FF'. En pointillés noirs est tracé le maximum de probabilité des interfaces profonds. Bas : Conversion ondes P/ondes S migré en profondeur le long du profil FF' par Chevrot et al. (2018b) sur lequel les Mohos ibérique et européen sont représentés par des pointillés noirs. La position du croisement du transect EE' avec le transect FF' est également indiquée.

### 3.2.4 Conclusion partielle - Discussion

La combinaison des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  a permis de gagner entre 4.4% de mesures à 80s et 27.3% à 20s et que ce gain de mesures provient principalement des mesures de  $C^2$  (tableau 4 et 6). L'augmentation des mesures résultantes a amélioré la densité de rais de notre grille d'inversion ainsi que la couverture spatiale des modèles (figure 40, 41, 45, 50 et 51).

Malgré un RMS plus élevé que le modèle Vs des  $C^1$  (figure 46) le gain d'information apporté par la combinaison des  $C^1$ ,  $C^2$  et  $C^3$  a permis d'obtenir un modèle Vs haute résolution. Ce modèle est en effet globalement en bonne corrélation avec les résultats des différentes études géophysiques réalisées dans la région (Macquet et al., 2014, Wang et al., 2016, Chevrot et al., 2018b). Ces résultats viennent ainsi conforter que la subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne n'est visible qu'à l'ouest et au centre des Pyrénées mais disparaît à l'est.

Pour finir, nous avons imagé pour la première fois dans une étude tomographique par bruit sismique ambiant l'anomalie de vitesse élevée située sous le bassin de Mauléon-Arzacq (coupe HH' figure 48.b et 53). Ce résultat est concordant avec le modèle obtenu par Wang et al. (2016) et viendrait soutenir le fait que l'anomalie positive de Bouguer mesurée dans ce bassin serait bien due à la présence d'une écaille de densité élevée (i.e. vitesse des ondes S élevées) proche de la surface.

De plus, nous avons également montré qu'une même anomalie de vitesse élevée est présente sous l'anomalie de Saint-Gaudens (coupe II' figure 49.b). Ce résultat, montre pour la première fois dans un modèle Vs la présence d'une telle structure et viendrait ainsi attester, là aussi, la présence d'une écaille de densité élevée en surface à cet endroit.

D'un point de vue méthodologique, le rejet lors de la phase de sélection des trajets, de la quasi-totalité des  $C^3$  soulève des questions. Est-ce lié au pré-traitement, à la qualité de la coda des  $C^1$ , à la géométrie du réseau ou bien encore à la complexité géologique de la zone d'étude ? Il est difficile de répondre et le développement de test spécifique à chaque question est nécessaire pour y voir plus clair.

Du côté de l'inversion probabiliste, l'utilisation d'un modèle simple 4 couches pour construire notre bibliothèque synthétique a montré des résultats très satisfaisant. À partir de cette base, il serait maintenant intéressant de complexifier ce modèle de Terre. L'ajout d'une ou plusieurs couches correspond à la lithosphère Ibérique, ainsi que d'autoriser les inversions de vitesses en profondeur rapprocherait le modèle de la réalité. In fine, cet complexification permettra de dissocier les interfaces Ibériques et Eurasiennes dans les modèles de probabilité d'interfaces et potentiellement de mieux imaginer les deux lithosphères dans les modèles Vs.

## Chapitre 4

# Tomographie du bassin de Mauléon avec le réseau dense MAUPASACQ

### 4.1 Contexte du réseau MAUPASACQ - Rappel

Le réseau MAUPASACQ se situe dans le sud-ouest de la France au niveau du bassin de Mauléon (cf chapitre 2, figure 20). Cette zone correspond à la transition géologique entre la Zone Nord Pyrénéenne et le bassin d'Aquitaine, marquée par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (figure 59).

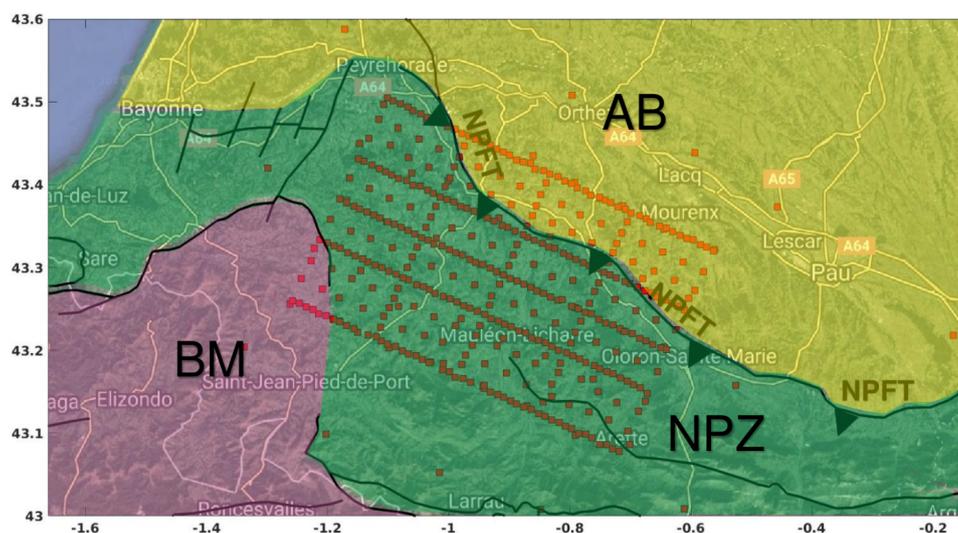


FIGURE 59 – Localisation des capteurs du réseau MAUPASACQ (carrés rouges) et des grandes unités et structures géologiques de la zone. AB : Aquitainian Basin. NPZ : North Pyrenean Fault. BM : Basque Mountains. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust.

Le détail de la géologie de la zone d'étude montre que le CFNP sépare les bassins de Mauléon et d'Arzacq via l'unité du chevauchement de Sainte-Suzanne (figure 60). Plus au sud-ouest se trouve les monts Basques composés de roche du socle Hercynien (de même que la Zone Axiale des Pyrénées). La coupe géologique interprétative de la figure 60 montre un enfoncement progressif du bassin de Mauléon du Sud vers le Nord (Saspiturry et al., 2019). Le passage entre le bassin de Mauléon et le bassin d'Arzacq est marqué en surface par un passage de roche datant du Crétacé à des sédiments du Quaternaire.

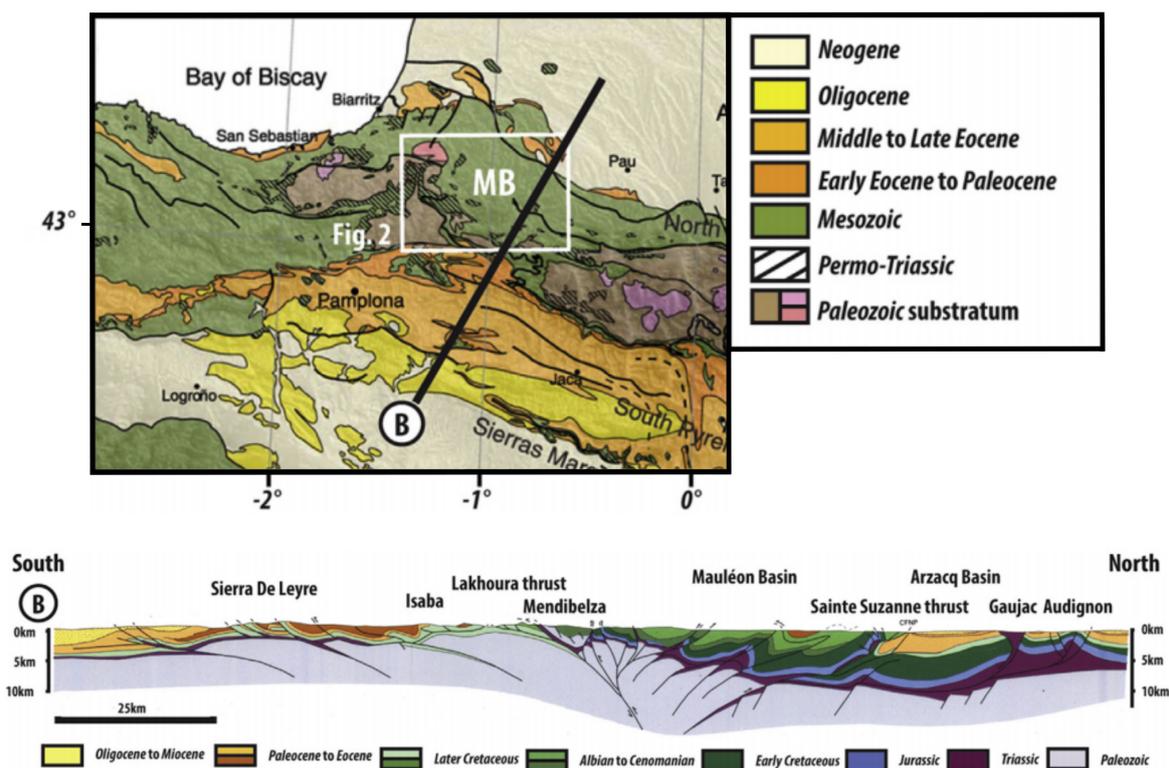


FIGURE 60 – Haut : Carte géologique de la zone d'étude (modifié d'après Saspiturry et al., 2019). MB : Mauléon Basin. Bas : Coupe géologique des Pyrénées occidentales montrant les différentes unités et structures géologiques de la zone.

C'est dans cette région que les profils ECORS-Arzacq et PYROPE Ouest sont localisés et traversent le bassin de Mauléon au niveau de l'anomalie de Bouguer élevée qui y est enregistrée (cf chapitre 3, figure 52.b et 52.c, transect AA').

Le modèle Vs obtenu par Wang et al., 2016 et celui obtenu précédemment dans notre étude (cf chapitre 3, figure 53) montrent tous deux une anomalie de vitesse rapide remontant sous le bassin de Mauléon. Cette anomalie de vitesse est interprétée comme une écaille de matériel dense, possiblement mantellique, remontant proche de la surface.

Plus profondément, les modèles de migration des fonctions récepteurs obtenus par Chevrot et al. (2018b) ont montré un enfoncement du Moho Ibérique sous la plaque Eurasienne (cf chapitre 3, figure 53) marquant un début de subduction continentale.

## 4.2 Tomographie des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh

### 4.2.1 Sélection des trajets pour l'inversion

Pour obtenir les modèles de vitesses de la région nous avons utilisé la même méthodologie que celle vue dans le précédent chapitre. Nous invitons le lecteur à se référer à ce chapitre pour trouver en détail les explications des différentes étapes.

La première étape a consisté à calculer les courbes de dispersion et sélectionner les trajets pour le calcul des cartes de vitesses de groupe des ondes de Rayleigh. Les critères de sélection sont : le SNR, la différence entre la vitesse mesurée sur la partie acausale et la partie causale, notée  $\Delta V$ , la gamme de vitesse acceptée, la variation de vitesse par rapport à la vitesse médiane des mesures pour la période considérée, notée  $\sigma$  et le nombre de longueurs d'onde entre les deux récepteurs, noté  $\lambda$ . Les valeurs de ces critères sont synthétisées dans le tableau 9 suivant :

$C^1$			
Périodes	2-6s	7-10s	11-19s
$\Delta V$ en km/s	0.2	0.2	0.4
SNR	2	1.5	1.5
Gamme vitesses	1-5	1-5	1-5
$\sigma$	1	1	1
$\lambda$	1-50	1-50	1-50

TABLE 9 – Critères de sélections des mesures de  $C^1$  pour les différentes gammes de périodes.

Comme au précédent chapitre, la sélection se déroule en deux étapes : d'abord un tri utilisant le SNR, le  $\Delta V$  et la gamme de vitesse ; puis en écartant les mesures via les critères de longueur d'onde et de variance. Ici, la première étape écarte plus de 90% des mesures (tableau 10). Au final, moins de 10% des mesures sont conservées après l'étape de sélection. Cependant, ces 10% restantes correspondent à plusieurs milliers de trajets, ce qui constitue un nombre important de trajets traversant notre zone d'étude.

$C^1$						
Périodes	2	4	6	8	10	15
Nombre initial de mesures	97461					
Après 1ère étape	8506	8527	3304	3462	3216	1567
Après 2ème étape	7908	7248	1945	1710	2932	385
Restante en %	8.11	7.44	2.00	1.75	3.01	0.40

TABLE 10 – Nombre de mesures conservées après chaque étape de la procédure de sélection. Obtenues à partir des fonctions  $C^1$  uniquement.

### 4.2.2 Cartes des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh

L'inversion des mesures précédemment sélectionnées s'est faite en utilisant une grille de  $0.2 \times 0.2^\circ$  (soit  $2.2 \times 2.2 \text{ km}$ ) entre 2 et 19s de période.

Les cartes de densité de rais montrent un maximum au centre du réseau et une augmentation de la couverture avec la période (figure 61).

Les cartes de vitesses de groupe obtenues montrent une séparation nette entre vitesses lentes et vitesses rapides de part et d'autre du CFNP (figure 62). Lorsque la période augmente, l'étendue des vitesses rapides augmente du Sud vers le Nord. Au contraire, les vitesses lentes ont tendance à se localiser au niveau du bassin d'Arzacq. Ces résultats sont en accord avec les connaissances géologiques actuelles de la zone d'étude (coupe géologique figure 60). À savoir, un substratum marqué par des vitesses rapides aux alentours de  $3 \text{ km/s}$  s'enfonçant du Sud vers le Nord et un bassin sédimentaire quaternaire profond situé au Nord du CFNP marqué par des vitesses de  $2 \text{ km/s}$ .

La période limite de 19s que nous pouvons atteindre correspond à une profondeur d'environ  $16 \text{ km}$ . C'est dans cette gamme de profondeur qu'apparaît l'anomalie de vitesse rapide montrée par le modèle  $V_s$  de Wang et al. (2016) et celle obtenue au chapitre précédent (cf chapitre 3, figure 19). Or nous n'observons ici dans nos modèles aucune anomalie de vitesse rapide qui pourrait correspondre.

Aucune anomalie de vitesse de l'ordre de  $3.6 \text{ km/s}$  n'est cependant visible à longue période. La période limite de 19s que nous pouvons atteindre correspond à une profondeur d'environ  $16 \text{ km}$ . Or c'est dans cette gamme de profondeur qu'apparaît l'anomalie de vitesse rapide montrée par le modèle  $V_s$  de Wang et al. (2016) et celle obtenue au chapitre précédent (cf chapitre 3, figure 19).

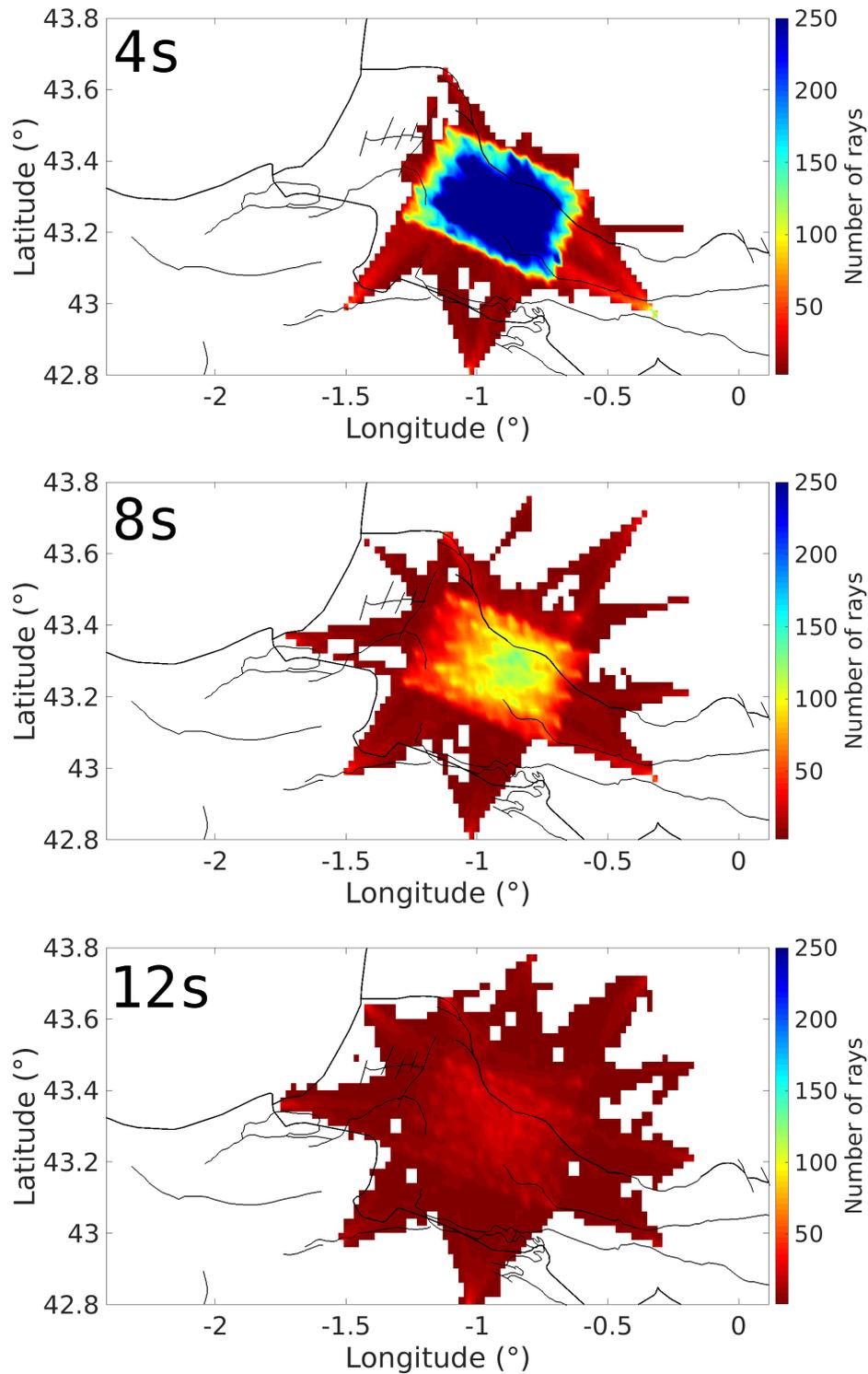


FIGURE 61 – Carte de densité de rais traversant chaque 2.2x2.2km cellule de la grille d'inversion à 4, 8 et 12s de période.

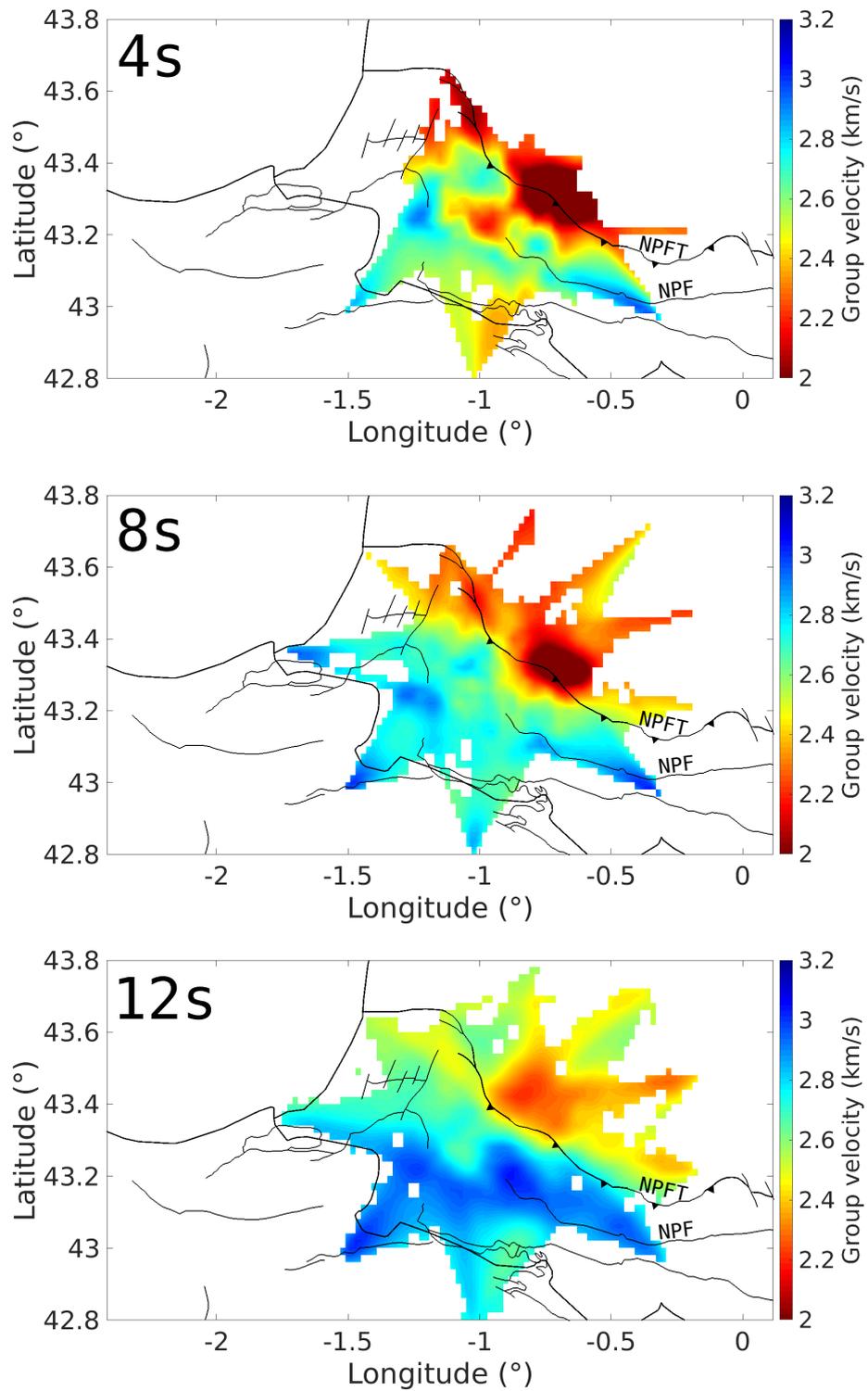


FIGURE 62 – Cartes des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh à 4, 8 et 12s de période. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust. NPF : North Pyrenean Fault.

## 4.3 Modèle 3D-Vs probabiliste

### 4.3.1 Bibliothèque de modèles synthétiques

Pour cette échelle d'imagerie nous avons changé notre bibliothèque de modèles synthétiques. Cette bibliothèque est basée sur les connaissances géologiques locales au lieu des modèles de référence Crust1.0 (Laske et al., 2013) et EPcrust (Molinari et Morelli, 2011). Les paramètres ont été choisis dans le but de modéliser un milieu complexe, autorisant la présence de manteau en proche surface (tableau 11). Ainsi, nous avons utilisé un modèle 4 couches qui se compose d'une première couche de sédiments quaternaires (représentative de la surface et du bassin d'Arzacq), d'une seconde couche de roches sédimentaires (type sédiments indurés, calcaires, flysch, et représentative du bassin de Mauléon et de la Zone Nord Pyrénéenne), d'une troisième couche modélisant le substratum et potentiellement du manteau serpentinsé (Vs de 3.8-4.0 km/s) et en dernier un demi-espace représentant le manteau pouvant être présent en proche surface. Ce modèle autorise aussi des inversions de vitesses en profondeur.

Les informations géologiques ayant abouti au choix de ce modèle ont été tirées des travaux de Masini et al. (2014) et de Saspiturry et al. (2019) ainsi que de discussions lors des réunions du projet OROGEN avec les auteurs principaux de ces publications.

	Epaisseur (km)	Vs (km/s)
Sédiments quaternaires	0-7	0.2-2.0
Roches sédimentaires	0-5	1.8-3.0
Substratum	1-22	2.8-4.0
Manteau	infinie	3.8-4.8
$\sigma$ (km/s)		0.01-0.2

TABLE 11 – Paramètres des différentes couches utilisées pour calculer la bibliothèque de modèles 1D Vs synthétiques

### 4.3.2 Exemple de profil 1D Vs

La figure 63 montre un exemple de profil 1D-Vs obtenu à partir de l'inversion de la courbe de dispersion d'un pixel situé dans le bassin de Mauléon (43.2708°N, 0.9702°W). Le rmse obtenu entre la courbe de dispersion mesurée et celle prédite par le modèle final après inversion linéaire est de 0.1km/s (figure 63.b.3)). Cette valeur faible indique que le modèle prédit explique bien les données mesurées.

Le profil Vs final montre deux grands "sauts" de vitesses associés à deux pics de probabilité d'interfaces (figure 63.b.4/5). Le premier saut de vitesse (passage de 2 à 3km/s) marqué par un pic de probabilité à 2km de profondeur marque le passage entre la couche de sédiments quaternaires et de roches sédimentaires plus indurées. Le deuxième est marqué par un changement plus progressif de vitesse entre 3 et plus de 4km/s entre 15 et 20km de profondeur. Ce saut est marqué par un pic de probabilité à 16 km de profondeur. Ce deuxième saut de vitesse correspond au passage entre la couche modélisant le substratum et le manteau.

Ce résultat vient mettre en évidence la présence d'un matériel mantellique aux alentours de 16km de profondeur sous le bassin de Mauléon et ainsi apporter une preuve supplémentaire sur l'hypothèse de la présence d'une telle structure dans la région.

Là encore, tous les modèles 1D Vs ont été assemblés dans le but d'obtenir un modèle Vs final pseudo 3D qui nous permettra d'imager les structures de la région plus en détails.

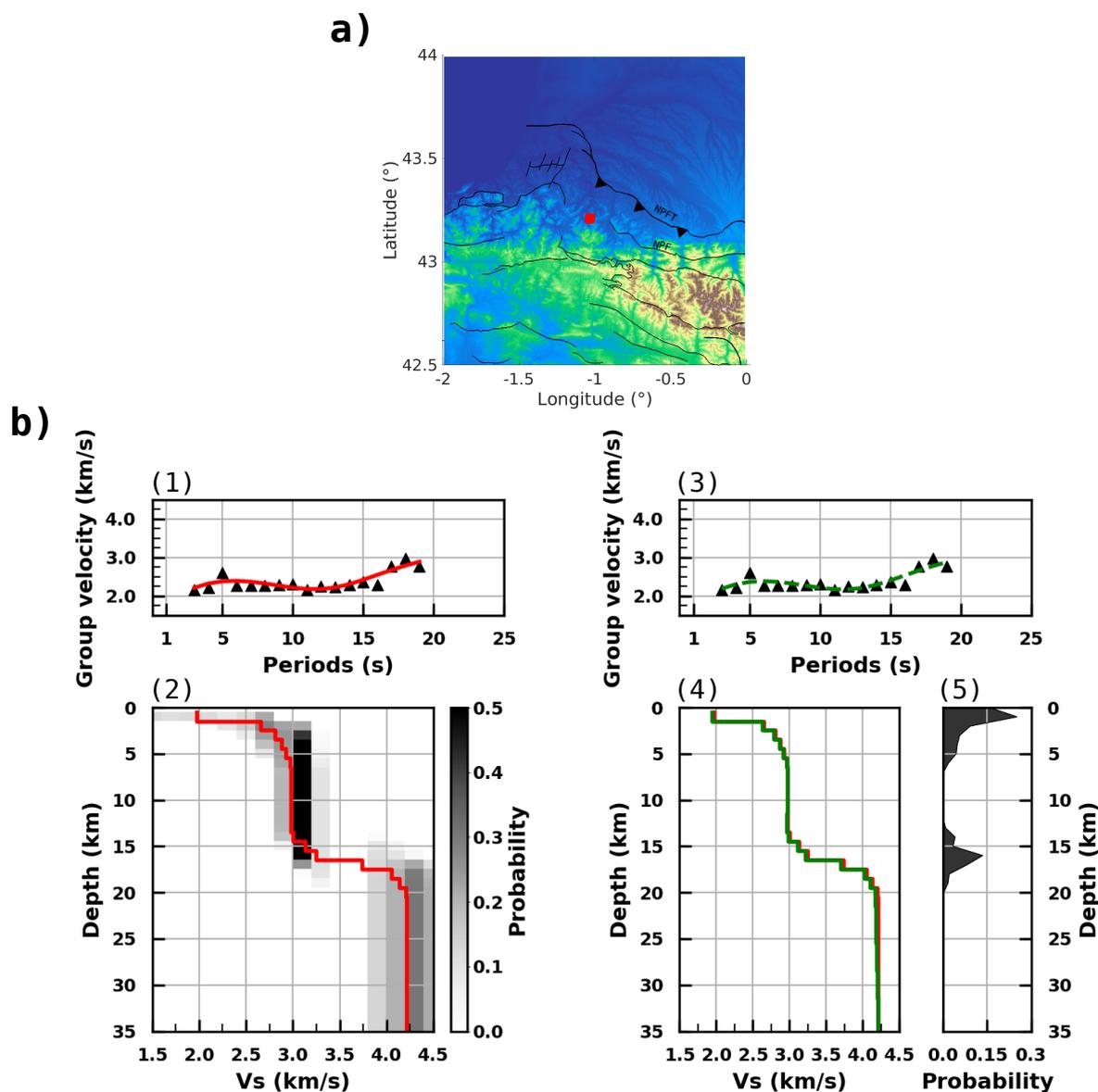


FIGURE 63 – a) Localisation du profil 1D dans le bassin de Mauléon. b) Modèle 1D Vs obtenu en inversant les  $C^1$  uniquement.

(1) Courbes de dispersion observées (triangles noirs) et résultante de l'inversion Bayésienne (courbe rouge).

(2) Modèle Vs présenté comme une distribution de probabilité a posteriori de la vitesse de l'onde S à chaque profondeur (fond gris/noir) obtenu à partir de l'inversion bayésienne. En rouge est tracé la moyenne pondérée des modèles Vs.

(3) Courbes de dispersion observée (triangles noirs) et résultante de l'inversion linéaire (courbe verte).

(4) Modèle Vs prédit par la moyenne pondérée du modèle probabiliste (courbe rouge) et le résultat final de l'inversion linéaire (courbe verte).

(5) Probabilité qu'une limite de couche soit située à une profondeur donnée (en noir).

### 4.3.3 Cartes Vs en profondeur du bassin de Mauléon-Arzacq

Les figures 64 et 65 présentent les cartes de vitesses des ondes S à 3, 6, 9, 12, 15 et 18 km tirées de notre modèle 3D. Les cartes à 3, 6 et 9 km de profondeur montrent des vitesses lentes associées aux sédiments quaternaires du bassin d'Arzacq séparés des roches sédimentaires du bassin de Mauléon (marquées par des vitesses entre 2.5 et 3 km/s) par le CFNP (figure 64). Plus au sud, en limite de notre couverture, apparaissent des vitesses plus rapides ( $>3$  km/s) correspondantes au substratum. Au delà de 10 km de profondeur les cartes de vitesses montrent toujours cette limite entre vitesses plus lentes et plus rapides marquées par le CFNP attestant de la présence de roches sédimentaires plus indurées jusqu'à 18 km de profondeur. À partir de 12 km de profondeur, au niveau du bassin de Mauléon, apparaît une anomalie rapide de vitesse (entre 3.3 km/s et 3.9 km/s). Cette anomalie s'étend du Sud du bassin de Mauléon vers le Nord lorsque la profondeur augmente. Elle est la signature du substratum se situant sous les roches sédimentaires du bassin de Mauléon et s'enfonçant progressivement vers le Nord (coupe géologique figure 60).

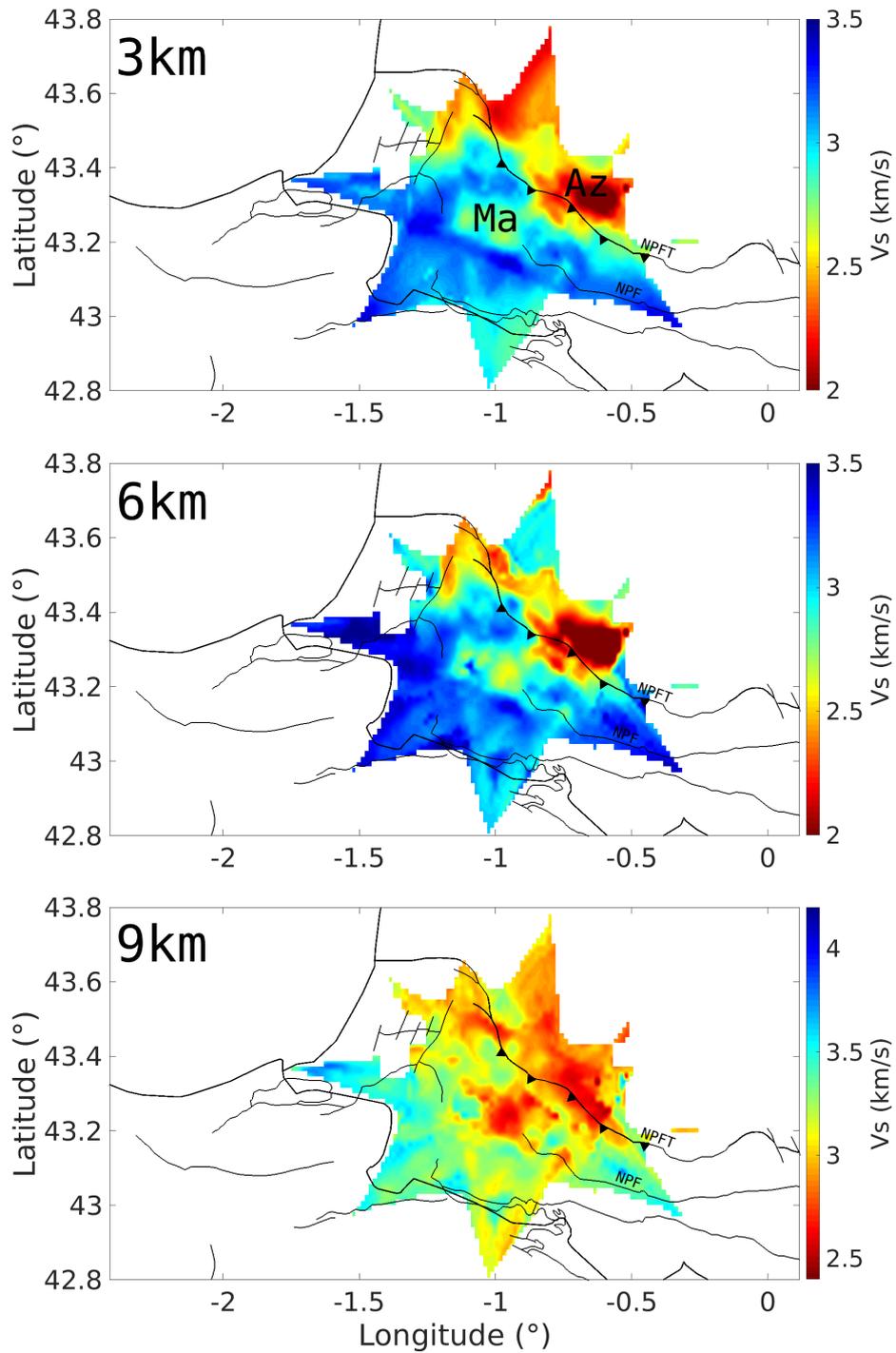


FIGURE 64 – Cartes de vitesses des ondes S à 3, 6 et 9km de profondeur. NPFT : North Pyrenean Front Thrust. NPF : North Pyrenean Fault. Az : Arzacq basin. Ma : Mauléon basin.

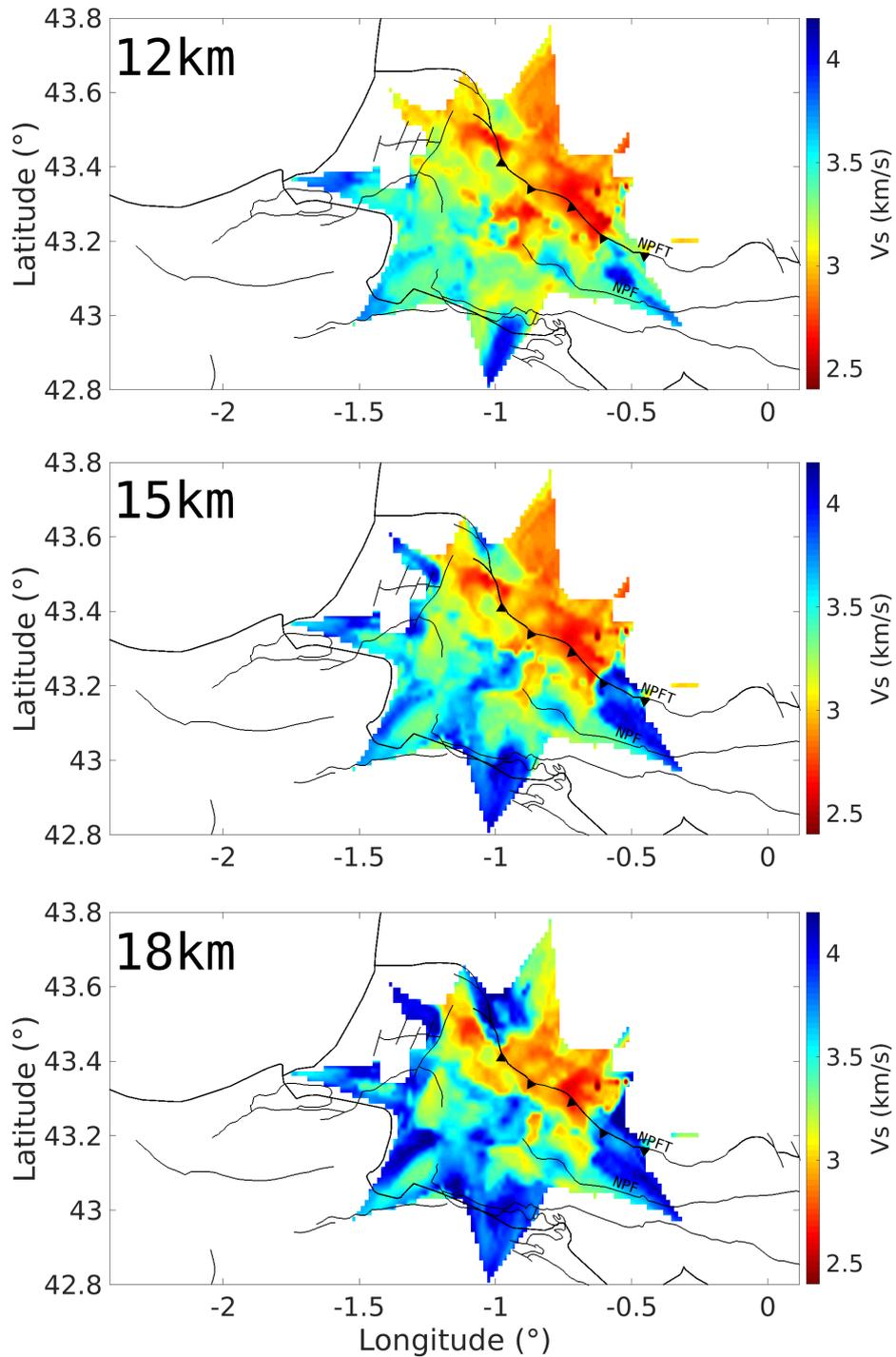


FIGURE 65 – Cartes de vitesses des ondes S à 12, 15 et 18km de profondeur. NPFT : North Pyrenean Front Thrust. NPF : North Pyrenean Fault.

#### 4.3.4 Coupes caractéristiques

Dans le but d'imager la géométrie des structures principales de la zone d'étude nous allons maintenant extraire deux transects de notre modèle 3D (figure 66). Le profil 11' est extrait en suivant le profil PYROPE-Ouest (transect AA' figure 66) et est comparé avec le transect extrait de notre modèle Vs grande échelle suivant ce même profil PYROPE (cf chapitre 3, figure 52). Le profil 22' quant à lui débute dans les monts Basques et se termine dans le bassin d'Arzacq en passant par le bassin de Mauléon.

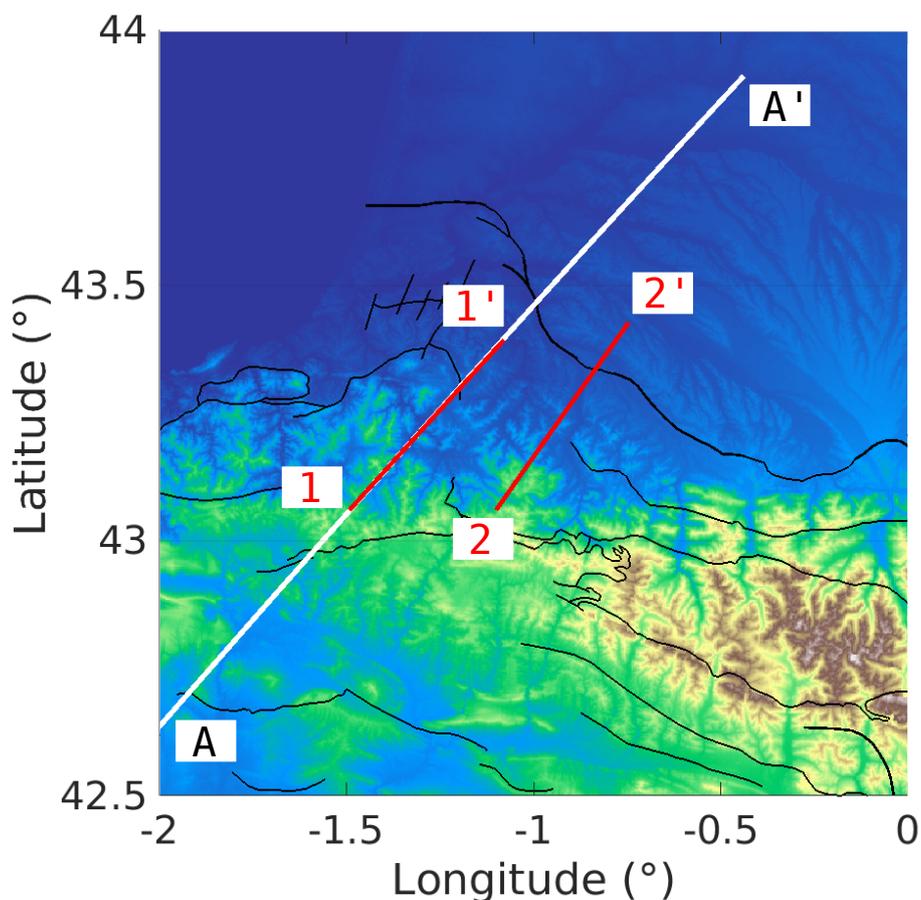


FIGURE 66 – Localisation des coupes 11' et 22' et du transect AA' extrait de notre modèle Vs grande échelle selon le profil PYROPE-Ouest.

La coupe 11' montre des vitesses des ondes S globalement plus rapides dans sa partie Sud que dans sa partie Nord (figure 67). À 20km sous les monts Basques est présente une anomalie de vitesse rapide ( $>4\text{km/s}$ ) pouvant être interprétée comme du manteau supérieur. L'interface correspondant à la limite substratum/manteau est nettement visible sur le modèle de densité de probabilité. Lorsque l'on compare cette partie du modèle avec le transect tiré du modèle grande échelle, on observe que dans celui-ci cette anomalie n'est pas visible. Seule une légère interface située à la même profondeur est visible dans le modèle de densité de probabilité.

La partie Nord du profil 11' se situe dans la partie nord-ouest du bassin de mauléon, sous lequel des vitesses plus lentes ( $<3\text{km/s}$ ) sont observées mais aucune structure nette n'est clairement

visible.

Ce profil se situant en limite Ouest de notre réseau il est probable que ce manque de résolution est lié au manque de trajets illuminant la zone.

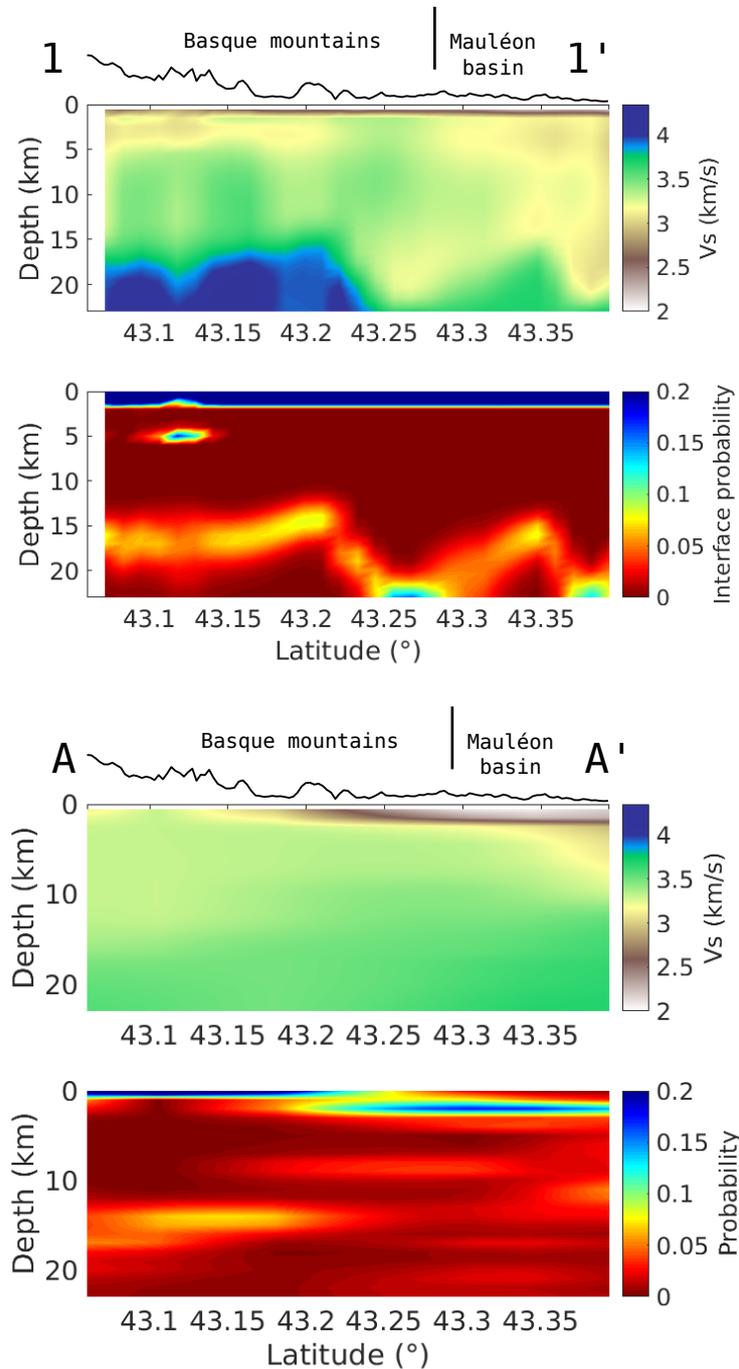


FIGURE 67 – Haut : modèle Vs et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du profil 11'. Bas : modèle Vs et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du profil AA'.

En opposition la coupe 22' est située vers le milieu de notre réseau et nous permet de mieux discerner les structures caractéristiques de la région (figure 68).

En surface, s'enchaînent du Nord au Sud des vitesses de plus en plus lentes. On distingue très bien le passage entre l'unité géologique des monts Basques, du bassin de Mauléon puis du bassin d'Arzacq qui sont respectivement caractérisées par des vitesses supérieures à 3km/s, des vitesses situées autour de 2.5km/s et finalement des vitesses autour de 2km/s et moins. La séparation entre les vitesses lentes du bassin de Mauléon et les vitesses plus lentes du bassin d'Arzacq est très bien corrélée avec la localisation du CFNP (ou NPFT). Ce résultat concorde très bien avec la coupe géologique montrée au début du chapitre et tirée des travaux de Saspiturry et al. (2019) (figure 60).

En profondeur, une structure importante est nettement visible liée à l'enfoncement du Nord vers le Sud de la limite basse des anomalies de vitesses inférieures à 3km/s depuis le bassin de Mauléon jusqu'en dessous du bassin d'Arzacq. Cette interface est aussi nettement visible sur le modèle de densité de probabilité. Là encore, ce résultat est très bien corrélé avec la géologie et le fait que le substratum s'enfonce du Nord vers le Sud.

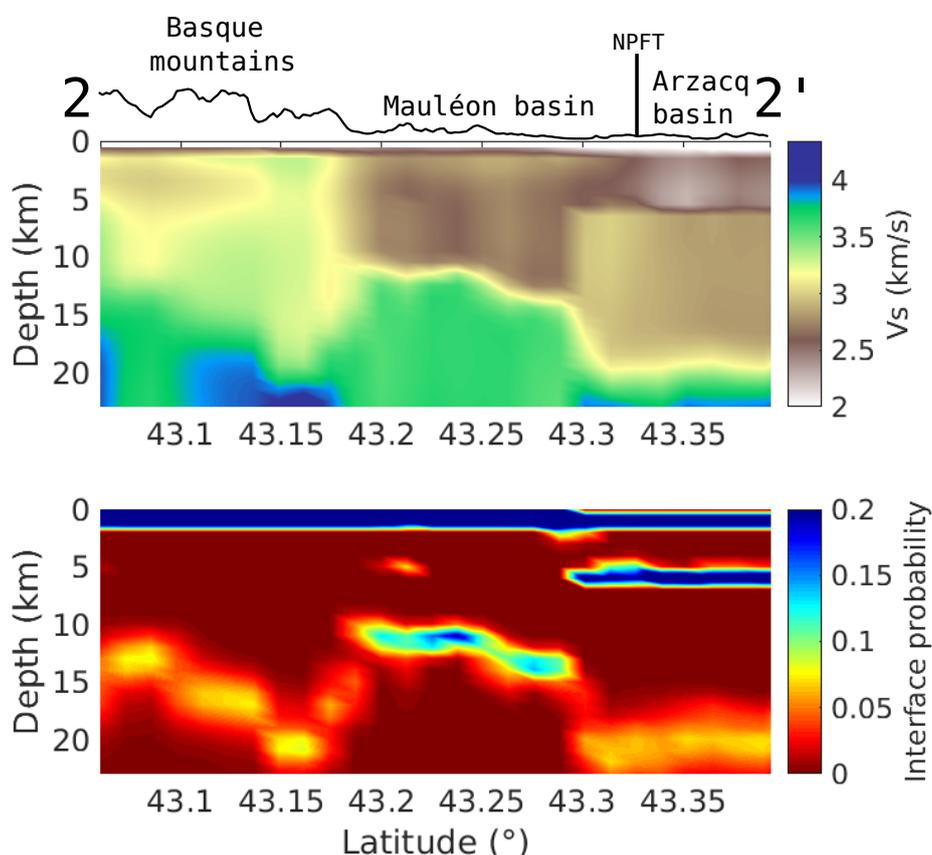


FIGURE 68 – Modèle Vs et densité de probabilité a posteriori des interfaces le long du profil 22'. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust.

### 4.3.5 Cartes de profondeur du substratum

Entre autres, le réseau MAUPASACQ a été développé pour mieux contraindre la structure et la profondeur des bassins de Mauléon et d'Arzacq. De notre modèle 3D nous avons pu construire une carte de profondeur du substratum marquant la base des différents bassins (figure 69). Cette carte a été obtenue en extrayant les profondeurs de l'iso-vitesse 3km/s correspondante à l'interface avec le toit du substratum.

Sur cette carte nous pouvons voir un substratum s'enfonçant de la sub-surface sous le bassin de Mauléon vers 10km de profondeur voire même au-delà. Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen forme une limite franche au-delà duquel le substratum est très profond sous l'épais bassin sédimentaire d'Arzacq atteignant des profondeurs de plus de 16km.

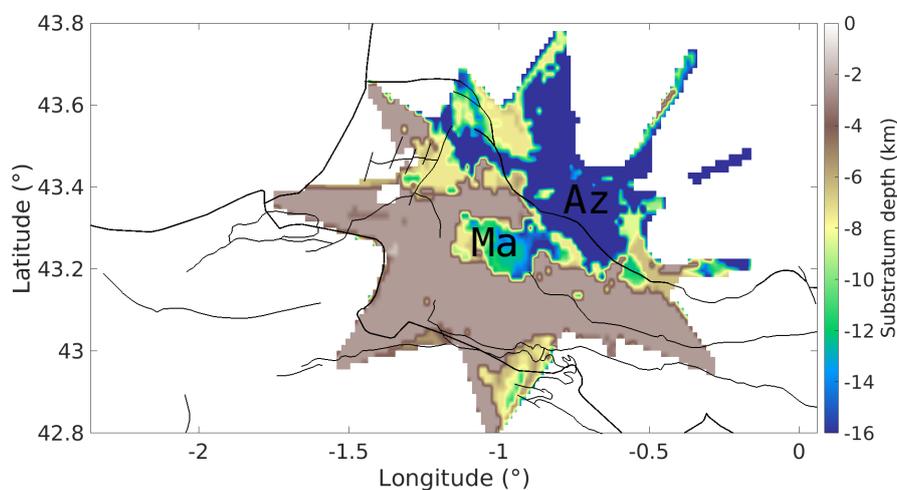


FIGURE 69 – Carte d'estimation de la profondeur du substratum obtenue avec la profondeur de l'iso-vitesse 3km/s. Az : Arzacq basin. Ma : Mauléon basin.

### 4.3.6 Conclusion partielle - Discussion

Au final, la tomographie par corrélation de bruit sismique ambiant est un succès. Le réseau MAUPASACQ a permis d'établir des modèles montrant la structure en profondeur des bassins de Mauléon et d'Arzacq. La limitation de résolution de 18km n'a cependant pas permis d'observer une anomalie de vitesse rapide telle que celle obtenue par les travaux de Wang et al. (2016) ou celle de notre modèle 3D grande échelle du chapitre précédent.

En détail, nos modèles ont montré que le substratum présent en sub-surface dans la partie Sud du réseau s'enfonce sous les bassins de Mauléon et d'Arzacq. Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen marque une limite nette entre ces deux bassins. De ce modèle, nous avons pu estimer que les bases du bassin de Mauléon et d'Arzacq se situent respectivement aux alentours de 10km et de 16km de profondeur (figure 69).

L'utilisation de l'inversion probabiliste, initialement développée pour imager à l'échelle lithosphérique, s'avère aussi viable à cette échelle. Cependant, le paramétrage kilométrique des différentes couches et interfaces n'a pas permis d'obtenir une résolution assez fine des premiers kilomètres pour bien contraindre la forte hétérogénéité des sédiments présents en surface. Ce modèle peut donc encore être amélioré en paramétrant plus finement l'inversion.

Pour terminer, l'application des méthodes de corrélation d'ordre supérieur à ce jeu de données est actuellement en cours. Pour l'instant les mesures tirées de ces méthodes ne permettent pas de satisfaire des critères de qualité assez élevés pour pouvoir les utiliser dans une inversion. Il est nécessaire d'adapter la méthodologie à l'échelle du réseau MAUPASACQ. Divers tests sont en cours pour tenter de résoudre ce problème et permettre de bénéficier de ces méthodes en vue d'améliorer notre modèle de  $C^1$  actuel.



## Chapitre 5

# Conclusion et Perspectives

Dans ce manuscrit nous avons présenté deux modèles tomographiques d'échelles différentes de la région Pyrénéenne obtenus par corrélation de bruit sismique ambiant. Ces deux modèles ont montré à la fois les grandes structures profondes des Pyrénées mais aussi les structures de surfaces des bassins de Mauléon et d'Arzacq. Le modèle Pyrénéen a aussi pu être étendu vers le golfe de Gascogne et a permis d'imager ses structures pour la première fois dans un modèle Vs de cette échelle.

D'un point de vue méthodologique, nous avons montré que les corrélations de corrélations ( $C^2$ ) aboutissent à des mesures de meilleure qualité que les corrélations de coda de corrélations ( $C^3$ ). L'utilisation des  $C^2$  a permis de gagner entre 4 et 27% de mesures répondants aux critères de sélections avant l'inversion. Le gain d'information apporté par la méthode provient d'une petite partie des mesures asynchrones, donc de l'ajout de nouvelles données, et en grande partie de l'amélioration des corrélations ( $C^1$ ) pré-existantes. Ce résultat est concordant avec les travaux de Zhang et al. (2019) qui montrent que la  $I_3^{DW}$  (équivalent de la  $C^2$ ) donne de meilleurs résultats que la  $I_3^{CW}$  (équivalent de la  $C^3$ ).

L'application d'une nouvelle méthodologie de corrélation d'ordre supérieur couplée à une inversion probabiliste a permis d'obtenir un modèle Vs haute résolution de la lithosphère des Pyrénées ainsi qu'un modèle de probabilité d'interfaces. L'association des ces deux modèles permet au final de faciliter les interprétations géologiques.

En détail, notre modèle de la lithosphère Pyrénéenne a permis d'imager des anomalies de vitesses rapides qui se trouvent proches de la surface au niveau des anomalies gravimétriques de Mauléon et de Saint-Gaudens. Ce résultat apporte un élément supplémentaire pour répondre à l'une des grandes questions latentes des Pyrénées, à savoir la source des anomalies gravimétriques. Nos résultats confortent l'hypothèse que ces anomalies gravimétriques sont causées par la présence d'écailles de matériel dense d'origine mantellique proche de la surface (Casas et al., 1997; Wang et al., 2016; Wehr et al., 2018).

À plus grande échelle, le modèle Vs et de probabilité d'interface sont en bonnes corrélations avec les résultats des différentes études géophysiques réalisées dans la région (Macquet et al., 2014, Wang et al., 2016, Chevrot et al., 2018). En plus de permettre d'imager le golfe de Gascogne, ces résultats viennent aussi montrer que la subduction de la plaque Ibérique sous la

plaque Européenne n'est visible qu'à l'ouest et au centre des Pyrénées mais disparaît à l'est.

À plus petite échelle, le modèle des bassins de Mauléon et d'Arzacq a permis de révéler en détail la structure en profondeur de leur substratum mais aussi d'imager la limite nette que forme le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen entre ces deux bassins.

Concernant les perspectives de travail à court terme, l'application des corrélations d'ordre supérieur au jeu de données Maupasacq est actuellement en cours et permettra d'avoir un second exemple d'application. En complément, il est envisagé d'inverser conjointement les jeux de données des Pyrénées grande échelle et de Maupasacq. Cela permettra d'obtenir un modèle multi-échelle unique combinant nos deux jeux de données.

Notre étude est basée uniquement sur les composantes verticales des capteurs utilisées, or la majorité de ces capteurs possèdent 3 composantes. Une des perspectives est alors d'inclure les signaux des composantes horizontales dans nos différents jeux de données. Cet ajout permettrait d'améliorer la détection et la mesure des ondes de Rayleigh, de mesurer des ondes de Love et aussi d'identifier des modes supérieurs. Cette perspective permet aussi de continuer le travail de développement des méthodes de corrélation d'ordre supérieur. Ces méthodes utilisent un triplet de station et il est important d'établir une stratégie de rotation lui étant adaptée pour inclure les composantes horizontales. Par exemple, pour mesurer une onde de Love entre deux capteurs via la corrélation de corrélation ( $C^2$ ) (i.e. avoir une excitation du plan horizontal T-T entre les deux capteurs) des questions se posent pour savoir quelles sources virtuelle sélectionner et/ou quelles composantes utiliser. Il est aussi important de noter que le fait de tester la méthode sur plusieurs composantes nécessite un volume très important de données à stocker. Pour donner un exemple, les jeux de données de  $C^2$  utilisés dans notre étude font entre 2 et 3.8 To, et cela juste pour la composante verticale. Cela peut donc vite devenir un facteur limitant.

Une autre perspective à court terme et que, dans notre étude, nous n'avons utilisé que 2 des 5 profils de capteurs traversants les Pyrénées (PYROPE et OROGEN)(figure 70). L'utilisation des 3 autres profils dans notre jeu de données permettrait de gagner des mesures tout le long de la chaîne des Pyrénées et ainsi gagner en résolution, notamment sur la partie Est de l'orogène.

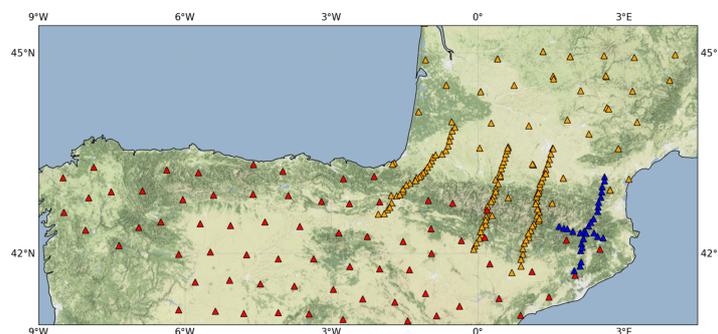


FIGURE 70 – Localisation des profils installés par le projet PYROPE (triangles oranges), et OROGEN (triangles bleus)

À plus long terme, en dehors des Pyrénées, il est aussi tout à fait envisageable de tirer profit des méthodes de corrélations d'ordre supérieur pour obtenir des mesures entre les profils CIFALPS et CIFALPS-2 localisés dans les Alpes (figure 71).

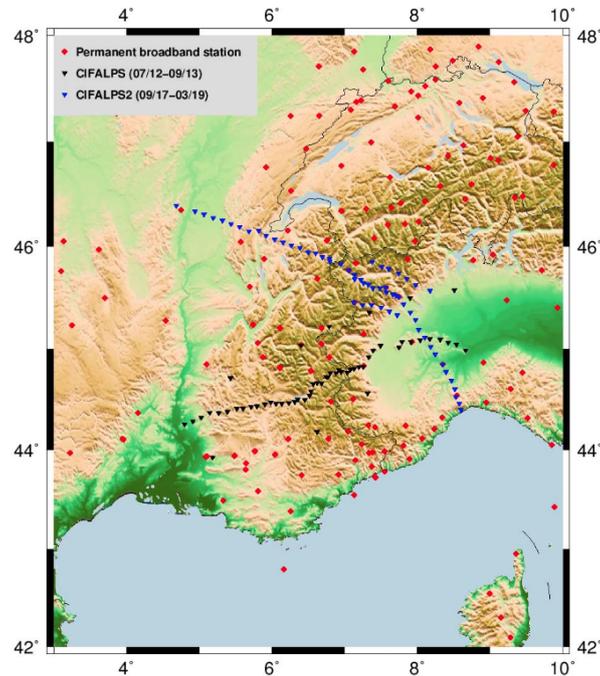


FIGURE 71 – Localisation des profils CIFALPS.

Dans la même idée, il est aussi envisageable d'inverser conjointement le jeu de données utilisé par Lu et al. (2018) dans les Alpes pour obtenir un modèle haute résolution de la lithosphère à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, en incluant tous les profils asynchrones disponibles.

Un enjeu à plus long terme est de rendre disponible nos modèles Vs et de densité de probabilité d'interfaces. Ces modèles pourront servir comme modèle initial pour imager la croûte à partir d'ondes de volumes issues de séismes régionaux, ou bien pour étudier la lithosphère à partir de télé-séismes. De plus, il serait intéressant de regrouper les modèles existant des Pyrénées dans un unique outil de géo-modélisation afin de les comparer.

Le dernier point que nous souhaitons discuter provient de la méthodologie des  $C^2$ . Son succès pour calculer des mesures asynchrones ouvre un champ nouveau quant à la manière de construire un réseau et d'acquérir des données en sismique passive. En effet, le fait de pouvoir effectuer des mesures de corrélations entre deux réseaux asynchrones via des stations fixes (synchrones aux stations/réseaux temporaires) permet notamment de réduire le coût d'acquisition en utilisant moins de stations tout en permettant de maximiser le rapport entre nombres de capteurs disponibles et zone couverte par le réseau.

Par exemple en Europe, cette méthode peut bénéficier de l'augmentation des stations des réseaux permanents de surveillances nationaux pouvant être utilisés comme réseaux fixes pour déplacer un réseau dense sur une zone d'étude.

Ou encore, sans utiliser les réseaux permanents, une étude disposant d'un nombre limité de capteurs peut alors se servir d'une partie des capteurs comme réseaux fixes et le reste comme réseau mobile. Ce faisant, il n'y aurait pas besoin d'acheter ou de louer un grand nombre de capteurs supplémentaires. Tout cela nécessite par contre de bien penser la géométrie entre le réseau fixe et le réseau mobile.

# Bibliographie

- [Aki, 1969] Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74(2) :615–631.
- [Ansaripour et al., 2019] Ansaripour, M., Rezapour, M., and Saygin, E. (2019). Shear wave velocity structure of Iranian plateau : using combination of ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3). *Geophysical Journal International*, 218(3) :1919–1938.
- [Barmin et al., 2001] Barmin, M. P., Ritzwoller, M. H., and Levshin, A. L. (2001). A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography. *Pure appl. geophys.*, 158 :25.
- [Basini et al., 2013] Basini, P., Nissen-Meyer, T., Boschi, L., Casarotti, E., Verbeke, J., Schenk, O., and Giardini, D. (2013). The influence of nonuniform ambient noise on crustal tomography in Europe. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(5) :1471–1492. \_eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/ggge.20081>.
- [Bensen et al., 2007] Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3) :1239–1260.
- [Beucler et al., 2015] Beucler, E., Mocquet, A., Schimmel, M., Chevrot, S., Quillard, O., Vergne, J., and Sylvander, M. (2015). Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations. *Geophysical Research Letters*, 42(2) :316–322. \_eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014GL062347>.
- [Bodin et al., 2012] Bodin, T., Sambridge, M., Tkalčić, H., Arroucau, P., Gallagher, K., and Rawlinson, N. (2012). Transdimensional inversion of receiver functions and surface wave dispersion : TRANSDIMENSIONAL INVERSION OF RF AND SWD. *J. Geophys. Res.*, 117(B2) :n/a–n/a.
- [Boué et al., 2013] Boué, P., Poli, P., Campillo, M., Pedersen, H., Briand, X., and Roux, P. (2013). Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the Earth. *Geophys J Int*, 194(2) :844–848. Publisher : Oxford Academic.
- [Boué et al., 2014] Boué, P., Roux, P., Campillo, M., and Briand, X. (2014). Phase velocity tomography of surface waves using ambient noise cross correlation and array processing. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119(1) :519–529.
- [Brives et al., 2017] Brives, J., Stehly, L., and Boué, P. (2017). Green’s functions retrieval between asynchronous station pairs using high order correlations (C3) : a case study to image the Pyrenees.

- [Brives et al., 2019] Brives, J., Stehly, L., Boué, P., and Paul, A. (2019). Regional ambient noise tomography of the Pyrenees using correlation of correlation. 21 :7914. Conference Name : EGU General Assembly Conference Abstracts.
- [Campillo and Paul, 2003] Campillo, M. and Paul, A. (2003). Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science*, 299(5606) :547–549. Publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Report.
- [Campillo et al., 2011] Campillo, M., Sato, H., Shapiro, N. M., and van der Hilst, R. D. (2011). Nouveaux développements de l'imagerie et du suivi temporel à partir du bruit sismique. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9) :487–495.
- [Casas et al., 1997] Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., and Adam, C. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(1-2) :65–78.
- [Chevrot et al., 2018a] Chevrot, S., Diaz, J., Sylvander, M., Ruiz, M., and RESIF (2018a). *Seismic network ZU : Orogen-X temporary experiment (RESIF-SISMOB)*. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- [Chevrot et al., 2007] Chevrot, S., Sylvander, M., Benahmed, S., Ponsolles, C., Lefèvre, J. M., and Paradis, D. (2007). Source locations of secondary microseisms in western Europe : Evidence for both coastal and pelagic sources. *J. Geophys. Res.*, 112(B11) :B11301.
- [Chevrot et al., 2018b] Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Martin, R., Mouthereau, F., Manatschal, G., Masini, E., Calassou, S., Grimaud, F., Pauchet, H., and Ruiz, M. (2018b). The non-cylindrical crustal architecture of the Pyrenees. *Sci Rep*, 8(1) :9591.
- [Chevrot et al., 2015] Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., and the PYROPE Working Group (2015). The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*, 200(2) :1094–1105.
- [Chevrot et al., 2017] Chevrot, S., Sylvander, M., and RESIF (2017). *Seismic network X7 :PYROPE PYRenean Observational Portable Experiment (RESIF-SISMOB)*. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- [Chevrot et al., 2014] Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., Blanquat, M. d. S., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabriele, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Péquegnat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M., and Wolyniec, D. (2014). High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(8) :6399–6420.
- [Choukroune, 1989] Choukroune, P. (1989). The Ecore Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1) :23–39.
- [Choukroune, 1992] Choukroune, P. (1992). Tectonic Evolution of the Pyrenees. page 16.
- [Choukroune and Mattauer, 1978] Choukroune, P. and Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrenees ; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne ; comparaisons avec des modeles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XX(5) :689–700.
- [Clayton, 2020] Clayton, R. W. (2020). Imaging the Subsurface with Ambient Noise Autocorrelations. *Seismological Research Letters*, 91(2A) :930–935.

- [Daignieres et al., 1989] Daignieres, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E., and Torne, M. (1989). Geophysical constraints on the deep structure along the Ecors Pyrenees Line. *Tectonics*, 8(5) :1051–1058.
- [Diaz et al., 2018] Diaz, J., Vergés, J., Chevrot, S., Antonio-Vigil, A., Ruiz, M., Sylvander, M., and Gallart, J. (2018). Mapping the crustal structure beneath the eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 744 :296–309.
- [Diaz et al., 2010] Diaz, J., Villasenor, A., Morales, J., Pazos, A., Cordoba, D., Pulgar, J., Garcia-Lobon, J. L., Harnafi, M., Carbonell, R., Gallart, J., and TopoIberia Seismic Working Group (2010). Background Noise Characteristics at the IberArray Broadband Seismic Network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2) :618–628.
- [Dufrechou et al., 2018] Dufrechou, G., Tiberi, C., Martin, R., Bonvalot, S., Chevrot, S., and Seoane, L. (2018). Deep structure of Pyrenees range (SW Europe) imaged by joint inversion of gravity and teleseismic delay time. *Geophysical Journal International*, 214(1) :282–301.
- [Duvall et al., 1993] Duvall, T. L., Jefferies, S. M., Harvey, J. W., and Pomerantz, M. A. (1993). Time–distance helioseismology. *Nature*, 362(6419) :430–432.
- [Dziewonski and Anderson, 1981] Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4) :297–356.
- [ECORS Pyrenees team, 1988] ECORS Pyrenees team (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331(6156) :508–511.
- [Froment et al., 2011] Froment, B., Campillo, M., and Roux, P. (2011). Reconstructing the Green’s function through iteration of correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9) :623–632.
- [Froment et al., 2010] Froment, B., Campillo, M., Roux, P., Gouédard, P., Verdel, A., and Weaver, R. L. (2010). Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. *GEOPHYSICS*, 75(5) :SA85–SA93. Publisher : Society of Exploration Geophysicists.
- [Gouédard et al., 2008] Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-Sesma, F. J., Shapiro, N. M., and Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields : mathematical approach and applications. *Geophys Prospect*, 56(3) :375–393.
- [Groos et al., 2012] Groos, J., Bussat, S., and Ritter, J. (2012). Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations : Processing schemes in noise interferometry. *Geophysical Journal International*, 188(2) :498–512.
- [Groos and Ritter, 2009] Groos, J. C. and Ritter, J. R. R. (2009). Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophysical Journal International*, 179(2) :1213–1231. \_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1365-246X.2009.04343.x>.
- [Haubrich and McCamy, 1969] Haubrich, R. A. and McCamy, K. (1969). Microseisms : Coastal and pelagic sources. *Reviews of Geophysics*, 7(3) :539–571. \_eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/RG007i003p00539>.
- [Hennino et al., 2001] Hennino, R., Trégourès, N., Shapiro, N. M., Margerin, L., Campillo, M., van Tiggelen, B. A., and Weaver, R. L. (2001). Observation of Equipartition of Seismic Waves. *Phys. Rev. Lett.*, 86(15) :3447–3450. Publisher : American Physical Society.

- [Herrmann, 2013] Herrmann, R. B. (2013). Computer Programs in Seismology : An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, 84(6) :1081–1088.
- [INGV Seismological Data Centre, 1997] INGV Seismological Data Centre (1997). *Rete Sismica Nazionale (RSN)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italy.
- [Institut Cartogràfic I Geològic De Catalunya, 1984] Institut Cartogràfic I Geològic De Catalunya (1984). *Catalan Seismic Network*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- [Institute Earth Sciences "Jaume Almera" CSIC (ICTJA Spain), 2007] Institute Earth Sciences "Jaume Almera" CSIC (ICTJA Spain) (2007). *IberArray*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- [IRIS Transportable Array, 2003] IRIS Transportable Array (2003). *USArray Transportable Array*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- [Jammes et al., 2010] Jammes, S., Tiberi, C., and Manatschal, G. (2010). 3D architecture of a complex transcurrent rift system : The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489(1-4) :210–226.
- [Landès et al., 2010] Landès, M., Hubans, F., Shapiro, N. M., Paul, A., and Campillo, M. (2010). Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B5). \_eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JB006918>.
- [Laske et al., ] Laske, G., Masters, G., Ma, Z., and Pasyanos, M. Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust. page 1.
- [Levshin et al., 1989] Levshin, A., Yanovskaya, T., Lander, A., Bukchin, B., Barmin, Ratnikova, and Its (1989). *Seismic Surface Waves in Laterally Inhomogeneous Earth*.
- [Li, 2018] Li, L. (2018). *Reconstruction des ondes de volume par corrélation du bruit ambiant : vers l'imagerie passive de la Terre profonde*. These de doctorat, Université Grenoble Alpes (ComUE).
- [Lobkis and Weaver, 2001] Lobkis, O. I. and Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6) :3011–3017. Publisher : Acoustical Society of America.
- [Lu, 2019] Lu, Y. (2019). Tomography of the alpine arc using noise correlations & waveform modelling. page 143.
- [Lu et al., 2018] Lu, Y., Stehly, L., Paul, A., and AlpArray Working Group (2018). High-resolution surface wave tomography of the European crust and uppermost mantle from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 214(2) :1136–1150.
- [Ma and Beroza, 2012] Ma, S. and Beroza, G. C. (2012). Ambient-field Green's functions from asynchronous seismic observations : ASYNCHRONOUS GREEN'S FUNCTIONS. *Geophys. Res. Lett.*, 39(6) :n/a–n/a.
- [Macquet et al., 2014] Macquet, M., Paul, A., Pedersen, H. A., Villaseñor, A., Chevrot, S., Sylvander, M., Wolyniec, D., and Pyrope Working Group (2014). Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D Vs model in the presence of a very heterogeneous crust. *Geophysical Journal International*, 199(1) :402–415.

- [Masini et al., 2014] Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., and Flament, J.-M. (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin : the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 103(6) :1569–1596.
- [McNamara and Boaz, 2005] McNamara, D. E. and Boaz, R. I. (2005). Seismic Noise Analysis System, Power Spectral Density Probability Density Function : Stand-Alone Software Package. *Open-File Report*. Number : 2005-1438.
- [Molinari and Morelli, 2011] Molinari, I. and Morelli, A. (2011). EPcrust : a reference crustal model for the European Plate : EPcrust. *Geophysical Journal International*, 185(1) :352–364.
- [Mordret, 2019] Mordret, A. (2019). Cargèse Summer School - Ambient Noise Tomography.
- [Mordret et al., 2013] Mordret, A., Landès, M., Shapiro, N. M., Singh, S. C., Roux, P., and Barkved, O. I. (2013). Near-surface study at the Valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193(3) :1627–1643.
- [Moschetti et al., 2007] Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., and Shapiro, N. M. (2007). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise : Rayleigh wave group velocity maps : U.S. SURFACE WAVE TOMOGRAPHY. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8(8) :n/a–n/a.
- [Muñoz, 1992] Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In McClay, K. R., editor, *Thrust Tectonics*, pages 235–246. Springer Netherlands, Dordrecht.
- [Nishida et al., 2009] Nishida, K., Montagner, J.-P., and Kawakatsu, H. (2009). Global Surface Wave Tomography Using Seismic Hum. *Science*, 326(5949) :112–112.
- [Paul, 2005] Paul, A. (2005). Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves. *J. Geophys. Res.*, 110(B8) :B08302.
- [Peterson, 1993] Peterson, J. R. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. USGS Numbered Series 93-322, U.S. Geological Survey. Code Number : 93-322 Code : Observations and modeling of seismic background noise Publication Title : Observations and modeling of seismic background noise Reporter : Observations and modeling of seismic background noise Series : Open-File Report.
- [Poli et al., 2013] Poli, P., Pedersen, H. A., Campillo, M., and the POLENET/LAPNET Working Group (2013). Noise directivity and group velocity tomography in a region with small velocity contrasts : the northern Baltic shield. *Geophysical Journal International*, 192(1) :413–424.
- [Polychronopoulou et al., 2018] Polychronopoulou, K., Lois, A., Martakis, N., Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Villasenor, A., Calassou, S., Collin, M., Masini, E., Bitri, A., and Stehly, L. (2018). Broad-band, short-period or geophone nodes ? Quality assessment of Passive Seismic signals acquired during the Maupasacq experiment. 36.
- [RESIF, 1995] RESIF (1995). *RESIF-RLBP French Broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan France*. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- [Roca and Mu, 2011] Roca, E. and Mu, J. A. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen : Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. page 33.

- [Roure et al., 1989] Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., and Deramond, J. (1989). Ecore deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1) :41–50.
- [Roux, 2009] Roux, P. (2009). Passive seismic imaging with directive ambient noise : application to surface waves and the San Andreas Fault in Parkfield, CA. *Geophysical Journal International*, 179(1) :367–373.
- [Roux et al., 2005] Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A., and Roux, A. (2005). Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1) :79–84.
- [San Fernando Royal Naval Observatory (ROA) et al., 1996] San Fernando Royal Naval Observatory (ROA), Universidad Complutense De Madrid (UCM), Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ), Universidade De Evora (UEVORA, Portugal), and Institute Scientifique Of RABAT (ISRABAT, Morocco) (1996). *The Western Mediterranean BB seismic Network*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- [Saspiturry et al., 2019] Saspiturry, N., Razin, P., Baudin, T., Serrano, O., Issautier, B., Lasseur, E., Allanic, C., Thion, I., and 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.
- [Seats et al., 2012] Seats, K. J., Lawrence, J. F., and Prieto, G. A. (2012). Improved ambient noise correlation functions using Welch’s method : Improved ambient NCFs using Welch’s method. *Geophysical Journal International*, 188(2) :513–523.
- [Shapiro and Campillo, 2004] Shapiro, N. M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. page 4.
- [Shapiro et al., 2005] Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. H. (2005). High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. 307 :5.
- [Shen et al., 2013] Shen, W., Ritzwoller, M. H., Schulte-Pelkum, V., and Lin, F.-C. (2013). Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions : a Bayesian Monte-Carlo approach. *Geophysical Journal International*, 192(2) :807–836.
- [Souriau et al., 2008] Souriau, A., Chevrot, S., and Olivera, C. (2008). A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. page 9.
- [Souriau and Granet, 1995] Souriau, A. and Granet, M. (1995). A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. page 18.
- [Spica et al., 2016] Spica, Z., Pertou, M., Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F., and Iglesias, A. (2016). 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US : bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (  $C^1$  ) and correlation of coda of correlations (  $C^3$  ). *Geophys. J. Int.*, 206(3) :1795–1813.
- [Stehly, 2016] Stehly, L. (2016). ANF - La mesure en sismologie.
- [Stehly et al., 2008] Stehly, L., Campillo, M., Froment, B., and Weaver, R. L. (2008). Reconstructing Green’s function by correlation of the coda of the correlation (  $C^3$  ) of ambient seismic noise. *J. Geophys. Res.*, 113(B11) :B11306.
- [Stehly et al., 2006] Stehly, L., Campillo, M., and Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *J. Geophys. Res.*, 111(B10) :B10306.

- [Stehly et al., 2009] Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N. M., Guilbert, J., Boschi, L., and Giardini, D. (2009). Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophysical Journal International*, 178(1) :338–350.
- [Tarantola, 2005] Tarantola, A. (2005). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- [Teixell, 1998] Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3) :395–406.
- [Torné et al., 1989] Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., and Rivero, A. (1989). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165(1-4) :105–116.
- [Tugend et al., 2014] Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N. J., Masini, E., Mohn, G., and Thinon, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems : Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33(7) :1239–1276.
- [Wang et al., 2016] Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Grimaud, F., Benahmed, S., Pauchet, H., and Martin, R. (2016). The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. *Geology*, 44(6) :475–478.
- [Wapenaar, 2004] Wapenaar, K. (2004). Retrieving the Elastodynamic Green’s Function of an Arbitrary Inhomogeneous Medium by Cross Correlation. *Phys. Rev. Lett.*, 93(25) :254301.
- [Weaver et al., 2009] Weaver, R., Froment, B., and Campillo, M. (2009). On the correlation of non-isotropically distributed ballistic scalar diffuse waves. *J. Acoust. Soc. Am.*, 126(4) :1817.
- [Weaver and Lobkis, 2001] Weaver, R. L. and Lobkis, O. I. (2001). *Ultrasonics without a Source : Thermal Fluctuation Correlations at MHz Frequencies*. *Phys. Rev. Lett.*, 87(13) :134301. Publisher : American Physical Society.
- [Wehr et al., 2018] Wehr, H., Chevrot, S., Courrioux, G., and Guillen, A. (2018). A three-dimensional model of the Pyrenees and their foreland basins from geological and gravimetric data. *Tectonophysics*, 734-735 :16–32.
- [Wilson et al., 2019] Wilson, R. W., Houseman, G. A., Buitter, S. J. H., McCaffrey, K. J. W., and Doré, A. G. (2019). Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics : an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 470(1) :1–17.
- [Zhang et al., 2020] Zhang, S., Feng, L., and Ritzwoller, M. H. (2020). Three-Station Interferometry and Tomography : Coda vs. Direct Waves. *Geophysical Journal International*, page ggaa046.



## **Tomographie des Pyrénées par corrélation de bruit d'ordre supérieur. Application multi-échelle.**

Imager les structures en profondeur de la chaîne des Pyrénées est un sujet d'étude de longue date ayant pour but à la fois de mieux connaître les processus géodynamiques responsable de sa genèse, mais aussi de nous permettre d'améliorer la prévention des risques sismiques associés à la dynamique de ces structures. L'objectif de cette étude est d'utiliser la tomographie de bruit sismique ambiant pour obtenir des images 3D de la région Pyrénéenne à deux échelles différentes. Premièrement, à l'échelle crustale, afin de contraindre les grandes structures en profondeur de l'orogène et leurs continuités dans l'espace. Deuxièmement, à l'échelle d'un bassin sédimentaire caractéristique de l'histoire géologique complexe des Pyrénées, le bassin de Mauléon-Arzacq situé au Nord-Ouest de la chaîne.

Nous allons ici utiliser la méthode de corrélation du bruit sismique ambiant (notée C1) qui est un moyen efficace pour retrouver les temps de propagation des ondes de surface entre une paire de sismomètre. Cette méthode est maintenant largement utilisée pour la tomographie sismique et la surveillance temporelle de structures sismogènes. Dans cette étude, nous poussons plus loin cette méthode de corrélation de bruit et proposons deux méthodologies innovantes appelées corrélations d'ordre supérieur (C2 et C3), correspondant à des itérations de corrélations de bruit. Ces méthodes nous permettent d'améliorer à la fois la qualité et la quantité des mesures de dispersion des ondes de surface entre les paires de stations synchrones, mais aussi asynchrones, c'est-à-dire qui n'ont pas fonctionné en même temps. En utilisant ces méthodes innovantes, nous avons amélioré considérablement la couverture spatiale des modèles à l'intérieur et autour des Pyrénées. Par la suite, en utilisant un schéma d'inversion probabiliste bayésien, nous avons obtenu deux nouveaux modèles haute résolution de vitesse des ondes de cisaillement, incluant aussi les densités de probabilité des limites de couches (ou interfaces sismiques).

À grande échelle, le modèle crustale Pyrénéen montre une subduction de la plaque ibérique sous la plaque eurasiennne dans la partie Ouest des Pyrénées qui disparaît dans la partie Est. L'utilisation de corrélation d'ordre supérieur a permis de l'étendre au golfe de Gascogne et a permis d'imager ses structures pour la première fois dans un modèle Vs de cette échelle. En particulier, nous avons pu imager des anomalies de vitesses rapides qui se trouvent proche de la surface aux niveaux des anomalies gravimétriques de Mauléon et de Saint-Gaudens. Ce résultat apporte un élément supplémentaire pour répondre à l'une des grandes questions latentes des Pyrénées, à savoir la source de ces anomalies gravimétriques. Ces résultats confortent l'hypothèse qu'elles sont causées par la présence d'écaillés de matériel dense proche de la surface.

À plus petite échelle, le modèle du bassin de Mauléon-Arzacq a permis de révéler en détail la structure en profondeur de leur substratum mais aussi d'imager la limite nette que forme le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen entre ces deux bassins.

## **High order noise correlation tomography of the Pyrenees. Multi-scale application.**

Imaging the structures in depth of the Pyrenees mountain range is a long-standing subject of study with the aim both of gaining a better understanding of the geodynamic processes responsible for its genesis, and also of enabling us to improve the prevention of seismic risks associated with the dynamics of these structures. The objective of this study is to use ambient seismic noise tomography to obtain 3D images of the Pyrenean region at two different scales. Firstly, at the crustal scale, in order to constrain the large structures in depth of the orogen and their continuities in space. Secondly, on the scale of a sedimentary basin characteristic of the complex geological history of the Pyrenees, the Mauléon-Arzacq basin located in the north-west of the chain.

Here we will use the method of correlation of the ambient seismic noise (noted C1) which is an efficient way to retrieve the propagation times of surface waves between a pair of seismometers. This method is now widely used for seismic tomography and temporal monitoring of seismogenic structures. In this study, we further develop this noise correlation method and propose two innovative methodologies called high order correlations (C2 and C3), corresponding to iterations of noise correlations. These methods allow us to improve both the quality and the quantity of surface wave dispersion measurements between pairs of synchronous, but also asynchronous, i.e. not operating at the same time. By using these innovative methods, we have considerably improved the spatial coverage of the models in and around the Pyrenees.

Subsequently, using a Bayesian probabilistic inversion scheme, we obtained two new high-resolution models of shear wave velocities, also including the probability densities of the layer boundaries (or seismic interfaces).

At large scale, the Pyrenean crustal model shows a subduction of the Iberian plate under the Eurasian plate in the western part of the Pyrenees which disappears in the eastern part. The use of higher-order correlation has made it possible to extend it to the Bay of Biscay and has made it possible to image its structures for the first time in a  $V_s$  model of this scale. In particular, we have been able to image fast velocity anomalies that lie close to the surface at the levels of the Mauléon and Saint-Gaudens gravimetric anomalies. This result brings an additional element to answer one of the great latent questions of the Pyrenees, namely the source of these gravimetric anomalies. These results confirm the hypothesis that they are caused by the presence of scales of dense material close to the surface.

On a smaller scale, the model of the Mauléon-Arzacq basin allowed to reveal in detail the deep structure of their substratum but also to image the clear limit formed by the North Pyrenean Frontal Overlap between these two basins.