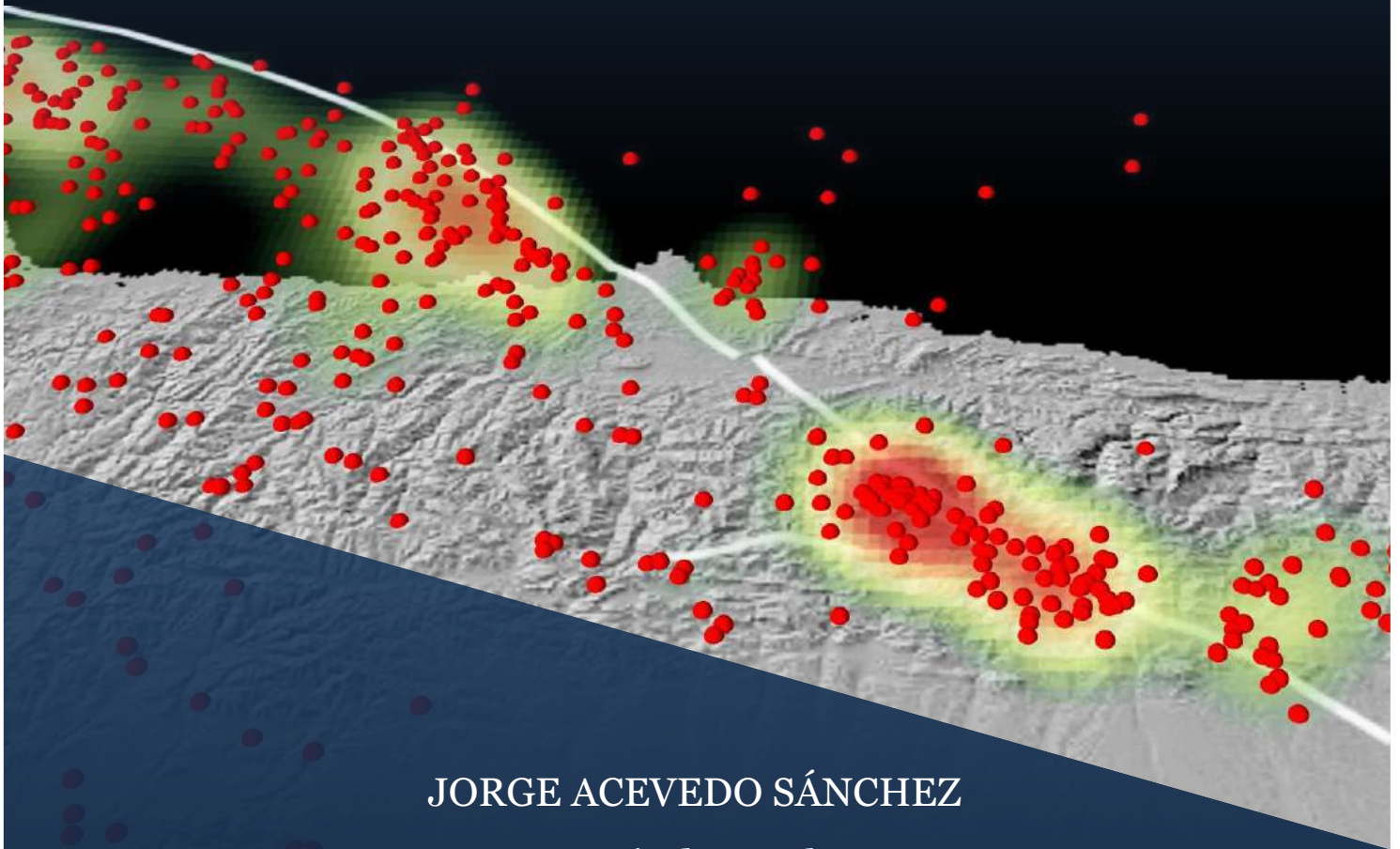




Universidad de Oviedo
Universidá d'Úviéu
University of Oviedo

Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la cordillera y margen cantábricos

Monitoring and analysis of the seismicity associated to the Ventaniella fault: seismic interferometry and geodynamic implications in the context of the Cantabrian range and its continental margin



JORGE ACEVEDO SÁNCHEZ

Tesis doctoral

Programa de doctorado en Biogeociencias

2021

Programa de doctorado en Biogeociencias



Universidad de Oviedo

Departamento de Geología

Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la
falla de Ventaniella: interferometría sísmica e
implicaciones geodinámicas en el contexto de la
cordillera y margen cantábricos

Monitoring and analysis of the seismicity associated to the
Ventaniella fault: seismic interferometry and geodynamic
implications in the context of the Cantabrian range and its
continental margin

Por:

Jorge Acevedo Sánchez

Tesis Doctoral

Junio 2021

Directores: Gabriela Fernández Viejo y Sergio Llana Fúnez



AUTORIZACIÓN PARA LA PRESENTACIÓN DE TESIS DOCTORAL

Año Académico: 2020/2021

1.- Datos personales del autor de la Tesis		
Apellidos: Acevedo Sánchez	Nombre: Jorge	
DNI/Pasaporte/NIE: 71671025 N	Teléfono: 618002697	Correo electrónico: jacevedo@geol.uniovi.es

2.- Datos académicos	
Programa de Doctorado cursado: Biogeociencias	
Órgano responsable: Departamento de Geología – Universidad de Oviedo	
Departamento/Instituto en el que presenta la Tesis Doctoral: Departamento de Geología – Universidad de Oviedo	
Título definitivo de la Tesis	
Español/Otro Idioma: Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la cordillera y margen cantábricos.	Inglés: Monitoring and analysis of the seismicity associated to the Ventaniella fault: seismic interferometry and geodynamic implications in the context of the Cantabrian range and its continental margin.
Rama de conocimiento: Geodinámica interna	

3.- Autorización del Director/es y Tutor de la tesis	
D/Dª: Gabriela Fernández Viejo	DNI/Pasaporte/NIE: 11072455W
Departamento/Instituto: Departamento de Geología – Universidad de Oviedo	
D/Dª: Sergio Llana Fúnez	DNI/Pasaporte/NIE: 10859265E
Departamento/Instituto/Institución: Departamento de Geología – Universidad de Oviedo	
Autorización del Tutor de la tesis	
D/Dª: Amalia Jiménez Bautista	DNI/Pasaporte/NIE: 07861216T
Departamento/Instituto: Departamento de Geología – Universidad de Oviedo	

Autoriza la presentación de la tesis doctoral en cumplimiento de lo establecido en el Art. 32 del Reglamento de los Estudios de Doctorado, aprobado por el Consejo de Gobierno, en su sesión del día 20 de julio de 2018 (BOPA del 9 de agosto de 2018)

En Oviedo a 14 de Junio de 2021

Director/es de la Tesis

Tutor de la Tesis

FERNANDEZ
 VIEJO
 GABRIELA -
 11072455W

Firmado digitalmente
 por FERNANDEZ VIEJO
 GABRIELA - 11072455W
 Fecha: 2021.06.16
 09:16:24 +02'00'

Firmado por LLANA FUNEZ
 SERGIO - 10859265E el día
 16/06/2021 con un certificado
 emitido por AC FNMT Usuarios

Firmado por JIMENEZ
 BAUTISTA AMALIA -
 07861216T el día
 16/06/2021 con un
 certificado emitido por AC

Fdo.: Gabriela Fernández Viejo

Fdo.: Sergio Llana Fúnez

Fdo.: Amalia Jiménez Bautista

**SR. PRESIDENTE DE LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA DE DOCTORADO
 EN BIOGEOCIENCIAS**



RESOLUCIÓN DE PRESENTACIÓN DE TESIS DOCTORAL

Año Académico: 2020/2021

1.- Datos personales del autor de la Tesis		
Apellidos: Acevedo Sánchez	Nombre: Jorge	
DNI/Pasaporte/NIE: 71671025N	Teléfono: 618002697	Correo electrónico: jacevedo@geol.uniovi.es

2.- Datos académicos	
Programa de Doctorado cursado: Biogeociencias	
Órgano responsable: Centro Internacional de Postgrado de la Universidad de Oviedo	
Departamento/Instituto en el que presenta la Tesis Doctoral: Departamento de Biología de Organismos y Sistemas	
Título definitivo de la Tesis	
Español/Otro Idioma: Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la cordillera y margen cantábricos.	Inglés: Monitoring and analysis of the seismicity associated to the Ventaniella fault: seismic interferometry and geodynamic implications in the context of the Cantabrian range and its continental margin.
Rama de conocimiento: Ciencias	
Señale si procede: <input type="checkbox"/> Mención Internacional <input type="checkbox"/> Idioma de presentación de la Tesis distinto al español <input type="checkbox"/> Presentación como compendio de publicaciones	

3.- Autorización del Presidente de la Comisión Académica	
D/Dª: María Aida González Díaz	DNI/Pasaporte/NIE:09.357.723-N
Departamento/Instituto: Departamento de Biología de Organismos y Sistemas	

Resolución: La Comisión Académica del Programa de Doctorado Biogeociencias /El Departamento de **Biología de Organismos y Sistemas** en su reunión de fecha **22 de junio de 2021**, acordó la presentación de la tesis doctoral a la Comisión de Doctorado, previa comprobación de que la tesis presentada y la documentación que la acompaña cumplen con la normativa vigente, según lo establecido en el Art.32.8 del Reglamento de los Estudios de Doctorado, aprobado por el Consejo de Gobierno, en su sesión del día 20 de julio de 2018 (BOPA del 9 de agosto de 2018)

Además, informa:

	Favorable	Desfavorable
• Mención Internacional	€ X	€
• Idioma	€ X	€
• Presentación como compendio de publicaciones	€ X	€



Justificación

Oviedo, a 22 de junio 2021

Presidente de la Comisión Académica del Programa de Doctorado



Fdo.: María Aída González Díaz

Contra la presente Resolución, podrá interponer recurso de alzada ante el Rectorado, en el plazo de un mes, a partir del día siguiente al de la presente notificación, de conformidad con el art. 122 de la Ley 39/2015, de 1 de octubre, de Procedimiento Administrativo Común de las Administraciones Públicas

SR. DIRECTOR DEL CENTRO INTERNACIONAL DE POSTGRADO



RESUMEN DEL CONTENIDO DE TESIS DOCTORAL

1.- Título de la Tesis	
Español: Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la cordillera y margen cantábricos.	Inglés: <i>Monitoring and analysis of the seismicity associated to the Ventaniella fault: seismic interferometry and geodynamic implications in the context of the Cantabrian range and its continental margin.</i>
2.- Autor	
Nombre: Jorge Acevedo Sánchez	DNI: 71671025N
Programa de Doctorado: Biogeociencias	
Organo responsable: Departamento de Geología – Universidad de Oviedo	

RESUMEN (en español)

En esta tesis doctoral se presenta un detallado estudio sismológico-geológico de la corteza de la cordillera Cantábrica, basado en el análisis de registros sísmicos antiguos y actuales adquiridos en el área. Este estudio tiene dos objetivos principales. El primero de ellos consiste en la determinación de las propiedades sísmicas de la corteza superior de un amplio sector del noroeste de la península ibérica, especialmente en el área en torno a la falla de Ventaniella, una gran estructura que atraviesa de manera oblicua la cordillera Cantábrica y que ha jugado un importante papel en la historia geológica reciente de la región. El segundo objetivo es la monitorización y análisis de la sismicidad asociada a las principales estructuras tectónicas de la cordillera y del margen continental.

Esta tesis contribuye a mejorar el conocimiento científico de la corteza superior de la cordillera Cantábrica mediante la creación de los primeros modelos tomográficos 3D de alta resolución basados en ruido sísmico. La interpretación de estos modelos ha permitido dentro de la corteza superior:

- la caracterización de zonas de deformación generadas por estructuras de escala cortical, como el cabalgamiento frontal de la Cordillera.
- la identificación de los dominios geológicos y corticales principales, así como la delineación en los modelos del límite entre las zonas externas e internas del orógeno Varisco.
- el reconocimiento de una reducción de la velocidad de las ondas sísmicas en el área en el que se nuclea la mayor parte de la sismicidad en tierra de la falla de Ventaniella.

Las tomografías de ruido sísmico de la cordillera Cantábrica han sido presentadas en un artículo recientemente publicado (Acevedo et al., 2019) y en un manuscrito que será enviado pronto a una revista para su publicación (Acevedo et al., *en preparación*). Ambos están incluidos en esta memoria.

La interferometría de ruido sísmico es una herramienta muy versátil que puede proporcionar también información útil sobre la anisotropía a la propagación de ondas sísmicas en la corteza superior, que ha recibido tradicionalmente menos atención que la existente en el manto y la corteza inferior. En este trabajo se evidencia que las técnicas de ruido sísmico permiten caracterizar la anisotropía regional y en función de los patrones obtenidos inferir los mecanismos que la controlan. Con el objetivo de calibrar las estimaciones de la anisotropía a partir de ruido sísmico con las de una técnica independiente, se ha calculado y analizado por primera vez en la cordillera Cantábrica la separación de ondas S de terremotos locales en la corteza superior. Los resultados muestran una clara distinción entre el dominio Alpino del noroeste de Iberia, donde las direcciones rápidas tienden a alinearse paralelas a las estructuras este-oeste; y el dominio Varisco, en el que las estructuras y las direcciones rápidas



presentan orientaciones en general norte-sur, aunque existen variaciones locales asociadas a la variación local de la estructura varisca. Estas observaciones permiten inferir que la anisotropía está causada fundamentalmente por las estructuras tectónicas y los sistemas de fracturas, al menos a profundidades bajas. Los resultados de este análisis se incluyen en Acevedo et al. (2020).

La novedad de las técnicas utilizadas posibilita el procesado, análisis y reinterpretación de datos sísmicos antiguos adquiridos en el área, sumados a los datos obtenidos en el marco de esta tesis. Mediante la integración de todos estos registros, se ha realizado un estudio sismológico tradicional de detección y localización de terremotos, que ha dado lugar a la publicación del primer mapa detallado de la sismicidad en la plataforma continental del margen noribérico (Fernández-Viejo et al., 2021; incluido en esta tesis). En base a dicho mapa se han podido identificar varios clústeres en los que se origina la sismicidad y delimitar las estructuras responsables de la concentración de los esfuerzos, lo que constituye una aportación muy relevante al conocimiento del margen y un paso previo necesario para la realización de futuras investigaciones.

Por último, el recientemente desarrollado método de la autocorrelación de ruido sísmico ha sido utilizado para recuperar la estructura del subsuelo bajo las estaciones sísmicas. El principal resultado de este procedimiento ha sido la creación de un nuevo mapa de la topografía del Moho en el noroeste de Iberia, una zona que fue parte del antiguo límite de la placa ibérica y ha tenido, por tanto, una historia geológica compleja que ha alimentado el debate científico. El mapa aquí presentado forma parte en un estudio más amplio (Fernández-Viejo et al. (aceptado en junio de 2021 en la revista *Geology*).

En resumen, la interferometría de ruido sísmico ambiental es una técnica relativamente potente, versátil y económica para el análisis y caracterización de la corteza superior en zonas de baja sismicidad. No obstante, factores como la geometría de las redes sísmicas empleadas, la resolución del método y su sensibilidad limitan las capacidades de la técnica para proporcionar información acerca de discontinuidades de pequeño tamaño o de estructuras que no generan cambios de suficiente entidad en las propiedades elásticas de las rocas. Por ello, es altamente recomendable la complementación de los estudios de ruido sísmico ambiental con otras técnicas geofísicas basadas en registros sísmicos y su integración con la mayor cantidad posible de datos geológicos.

RESUMEN (en Inglés)

This PhD thesis presents a detailed seismological and geological study of the crust under the Cantabrian Mountains, based on the analysis of both old and current continuous seismic recordings in the area. The main objectives of this work were twofold. The first goal was to study the seismic properties of the upper crust in a large sector of the NW of the Iberian Peninsula, especially in the area around the Ventaniella fault, a major structure that cuts obliquely the Cantabrian Mountains and has played an important role in the recent geological history. The second objective consisted in the monitoring and analysis of the seismic activity associated to the most significant tectonic structures within the mountain chain and the continental shelf.

This thesis has contributed to expand the knowledge about the upper crust under the Cantabrian Mountains by providing the first high-resolution ambient noise-based 3D tomographic models of the area. The results of this analysis rendered important constraints to characterize shear zones in crustal scale structures, such as the frontal thrust of the Cantabrian Mountains. The outlines of the different crustal domains in the study area were also identified, and the limit between the external and the internal areas of the Iberian Variscan massif were clearly delineated by the models. Moreover, the earthquake distribution in the southern sector of



the Ventaniella fault was found to be associated to a seismic wave velocity reduction at the seismicity nucleation depths. Concerning ambient noise tomography in the Cantabrian Mountains, we present in this thesis a published article (Acevedo et al., 2019) and a manuscript in preparation that will be submitted to a journal in the citation index soon.

Ambient noise interferometry has proven to be a highly versatile tool that can also provide valuable insight into the upper-crustal anisotropy, which have always been understudied in comparison with the anisotropic properties of the mantle or the lower crust. This work provides compelling evidence that using these methodologies allows to characterize the regional anisotropy and improve the constraints on the mechanisms that control it. Moreover, in order to calibrate the anisotropy estimations from ambient noise observations with an independent technique, upper crustal shear wave splitting from local earthquakes has been observed and analyzed for the first time in the Cantabrian Mountains and surrounding areas. The results allowed us to establish a clear distinction between the Alpine domain of the Cantabrian Mountains, where fast directions tend to align parallel to the east-west structures, and the Variscan domain, where structures and fast directions show mostly north-south orientations, and to infer that anisotropy is mainly caused by tectonic structures and fracture systems, at least at shallower depths. These results are included in the article Acevedo et al. (2020).

The novelty of these techniques has allowed us to process and analyze a vast amount of high-quality recently acquired seismic data, but also to reappraise older datasets. By integrating all the available recordings, a traditional seismological study for earthquake detection has been carried out, leading to the publication of the first accurate map of the continental shelf seismic activity in the North-Iberian margin (Fernández-Viejo et al., 2021). This map delivered a specific picture of the clusters where seismicity occurs, which is also a new and relevant contribution to the knowledge of the margin, and a necessary step prior to any further and future work.

Finally, the recently developed ambient noise autocorrelation method has been used to investigate the subsurface structures beneath the seismic stations. One outcome of this approach is the creation of a new map of the Moho topography of the North of Spain, part of the former edge of the Iberian plate. This plate had a complex tectonic history, and debate on its evolution and features is not absent in the literature. This map is presented in Fernández-Viejo et al. (accepted in June in *Geology*).

To sum up, ambient noise interferometry is a cost-effective, powerful, and flexible tool to study and characterize several properties of the upper-crust in low-seismicity areas. Nonetheless, the resolution and sensitivity of the method limits its capability to provide detailed information about small structures or discontinuities that do not produce significant variations in the elastic properties of the bulk rock. Thus, it is advisable to complement ambient noise-based studies with other geophysical techniques and geological observations if further details are needed.

**SR. PRESIDENTE DE LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA DE DOCTORADO
EN BIOGEOCIENCIAS**



FORMULARIO RESUMEN DE TESIS POR COMPENDIO

1.- Datos personales solicitante	
Apellidos: Acevedo Sánchez	Nombre: Jorge

Curso de inicio de los estudios de doctorado	2016/2017
--	-----------

	SI	NO
Acompaña acreditación por el Director de la Tesis de la aportación significativa del doctorando	X	

Acompaña memoria que incluye

Introducción justificativa de la unidad temática y objetivos	X	
Copia completa de los trabajos *	X	
Resultados/discusión y conclusiones	X	
Informe con el factor de impacto de la publicaciones	X	

Se acompaña aceptación de todos y cada uno de los coautores a presentar el trabajo como tesis por compendio (Art. 32.4.b)	X	
Se acompaña renuncia de todos y cada uno de los coautores no doctores a presentar el trabajo como parte de otra tesis de compendio (Art. 32.4.c)		X

* Ha de constar el nombre y adscripción del autor y de todos los coautores así como la referencia completa de la revista o editorial en la que los trabajos hayan sido publicados o aceptados en cuyo caso se aportará justificante de la aceptación por parte de la revista o editorial

FOR-MAT-VOA-033

Artículos, Capítulos, Trabajos

Trabajo, Artículo 1

Título (o título abreviado)
Fecha de publicación
Fecha de aceptación
Inclusión en Science Citation Index o bases relacionadas por la CNEAI (indíquese)
Factor de impacto

Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain
08/07/2019
01/07/2019
SCIE -- Geochemistry & Geophysics
2.574 – Q2 (2019)

Coautor2	<input checked="" type="checkbox"/> Doctor	<input type="checkbox"/> No doctor .	Indique nombre y apellidos
Coautor3	<input checked="" type="checkbox"/> Doctor	<input type="checkbox"/> No doctor .	Indique nombre y apellidos
Coautor4	<input checked="" type="checkbox"/> Doctor	<input type="checkbox"/> No doctor .	Indique nombre y apellidos
Coautor5	<input checked="" type="checkbox"/> Doctor	<input type="checkbox"/> No doctor .	Indique nombre y apellidos
Coautor6	<input type="checkbox"/> Doctor	<input type="checkbox"/> No doctor .	Indique nombre y apellidos
Coautor7	<input type="checkbox"/> Doctor	<input type="checkbox"/> No doctor .	Indique nombre y apellidos

Gabriela Fernández-Viejo
Sergio Llana-Fúnez
Carlos López-Fernández
Javier Olona



Trabajo, Artículo 2

Título (o título abreviado)
Fecha de publicación
Fecha de aceptación
Inclusión en Science Citation Index o bases relacionadas por la CNEAI (indíquese)
Factor de impacto

Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis
02/09/2020
26/07/2020
SCIE -- Geochemistry & Geophysics
3.131 – Q2 (2019)

Coautor2 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor3 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor4 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor5 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor6 <input type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor7 <input type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos

Gabriela Fernández-Viejo
Sergio Llana-Fúnez
Carlos López-Fernández
Javier Olona

Trabajo, Artículo 3

Título (o título abreviado)
Fecha de publicación
Fecha de aceptación
Inclusión en Science Citation Index o bases relacionadas por la CNEAI (indíquese)
Factor de impacto

The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting
19/03/2021
01/03/2021
SCIE -- Geosciences, multidisciplinary
2.689 – Q2 (2019)

Coautor2 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor3 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor4 <input checked="" type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor5 <input type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor6 <input type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos
Coautor7 <input type="checkbox"/> Doctor <input type="checkbox"/> No doctor . Indique nombre y apellidos

Gabriela Fernández-Viejo
Sergio Llana-Fúnez
Carlos López-Fernández



INFORME PARA LA PRESENTACIÓN DE TESIS DOCTORAL COMO COMPENDIO DE PUBLICACIONES

Año Académico: 2020/21

1.- Datos personales del autor de la Tesis		
Apellidos: Acevedo Sánchez	Nombre: Jorge	
DNI/Pasaporte/NIE: 71671025N	Teléfono: 3124	Correo electrónico: acevedojorge@uniovi.es

2.- Datos académicos	
Programa de Doctorado cursado: Biogeociencias	
Órgano responsable: Universidad de Oviedo	
Departamento/Instituto en el que presenta la Tesis Doctoral: Geología	
Título definitivo de la Tesis	
Español: Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la Cordillera y margen Cantábricos	Inglés: <i>Monitoring and analysis of the seismicity associated to the Ventaniella fault: seismic interferometry and geodynamic implications in the context of the Cantabrian range and continental margin</i>
Rama de conocimiento: Ciencias	

3.- Director/es de la Tesis	
D/D ^a : Gabriela Fernández Viejo	DNI/Pasaporte/NIE: 11072455W
Departamento/Instituto: Geología, Universidad de Oviedo	
D/D ^a : Sergio Llana-Fúnez	DNI/Pasaporte/NIE: 10859265E
Departamento/Instituto/Institución: Geología, Universidad de Oviedo	

4.- Informe
<p>La tesis doctoral presentada por el candidato Jorge Acevedo Sánchez se realiza en la forma de compendio de publicaciones tal y como contempla la normativa. En las tres publicaciones seleccionadas se presentan de manera sintética y rigurosa, avalada por la revisión por pares de todos los artículos, la mayor parte de sus trabajos de investigación durante los casi cuatro años como investigador predoctoral.</p> <p>En la primera contribución, Acevedo et al, 2019, se presentan los resultados de la primera tomografía sísmica de la cordillera Cantábrica a partir de datos de una red local, y con especial atención a la zona donde se produce la mayor parte de la sismicidad en la cordillera, que es en las inmediaciones de la falla de Ventaniella. En la segunda contribución, Acevedo et al, 2020, se presenta un estudio de la corteza superior en el sector central de la cordillera, dedicando especial atención a la anisotropía a la propagación de ondas en este sector de la corteza. Este tipo de estudio y en esta parte superior de la corteza es pionero en éste área. En la última contribución presentada, Fernández. Viejo et al, 2021, el candidato no solo ha realizado la instalación y mantenimiento de estaciones sísmicas, sino que ha realizado una gran parte del trabajo de procesado de la sismicidad submarina de la plataforma Cantábrica. Este trabajo enlaza con el estudio de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella, realizado con una red anterior. En este trabajo se ha localizado por primera vez esta sismicidad submarina, con la mayor precisión posible desde tierra, y se ha concluido que está asociada a clústeres que se</p>



relacionan con la intersección de la falla de Ventaniella con otras estructuras en la corteza.

Todos los resultados procedentes de esta tesis doctoral son novedosos y de interés para la comunidad científica, como lo avala su pronta publicación en revistas de prestigio, todas en el *SCI*. Además, el candidato ha realizado otro estudio de auto correlaciones para identificar el límite corteza-manto en la Cordillera Cantábrica que forma parte de un cuarto artículo aceptado en junio de 2021, una vez iniciados los trámites de depósito de la tesis. En la memoria de la tesis doctoral se presenta otro estudio que se encuentra en la fase final de preparación previas a su envío para su publicación en una revista especializada, también en el *SCI*. Este quinto trabajo aborda el estudio de la corteza varisca a partir de los datos de las redes sísmicas desplegadas para esta tesis.

La investigación ha sido llevada a cabo con rigor y método, actualizándose de una manera dinámica e implicando y contribuyendo con las técnicas más novedosas de estudio de señales de ruido sísmico y su correspondiente procesado. En este sentido el doctorando ha demostrado su capacidad para sintetizar, aprender e incorporar, además de innovar, las diferentes técnicas de procesado e interpretación posible con los datos de ruido sísmico continuos.

La contribución más importante de la tesis es el conocimiento de la estructura cortical somera de la cordillera Cantábrica mediante la tomografía sísmica, donde tradicionalmente no ha habido datos geofísicos abundantes. El estudio de la sismicidad en el área previo ha resultado en el descubrimiento de clústeres específicos asociados a intersección de estructuras tectónicas importantes en la corteza ibérica, tanto en el sector terrestre de la falla de Ventaniella como en el submarino, donde el conocimiento de su sismicidad era muy escaso. Los resultados, además de contribuir al conocimiento de la cordillera Cantábrica desde una perspectiva sismológica, también son importantes en sí mismos desde el punto de vista metodológico, como lo atestiguan las cuatro publicaciones de alto nivel que el doctorando tiene hasta la fecha, la última de las cuales es la número 1 en Geología.

Oviedo, 16 de junio de 2021

Directora principal de la Tesis Doctoral

FERNANDEZ
VIEJO GABRIELA
- 11072455W

Firmado digitalmente por
FERNANDEZ VIEJO
GABRIELA - 11072455W
Fecha: 2021.06.16 11:17:44
+02'00'

Fdo.: Gabriela Fernández Viejo

Co-director de la Tesis Doctoral

Firmado por LLANA FUNEZ SERGIO
- 10859265E el día 16/06/2021 con un
certificado emitido por AC FNMT
Usuarios

Fdo.: Sergio Llana Fúnez



ACEPTACIÓN COAUTORES PRESENTACIÓN TRABAJOS FORMANDO PARTE DE TESIS DOCTORAL COMO COMPENDIO DE PUBLICACIONES

1.- Datos personales del coautor		
Apellidos: López- Fernandez	Nombre: Carlos	
DNI/Pasaporte/NIE 45431872H	Teléfono	Correo electrónico

2.- Publicaciones que formarán parte de la tesis y de las que es coautor
<p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain. <i>Geophysical Journal International</i>, 219, 479-495, 2019. Doi: 10.1093/gji/ggz308.</p> <p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2020). Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. <i>Seismological Research Letters</i>, 1-16, doi: 10.17587/0220200103</p> <p>Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Acevedo, J. and C. López-Fernandez, (2021). The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting. <i>Frontiers in Earth Sciences</i>, 9:645061, doi: 10.3389/feart.2021.645061.</p>

ACEPTACIÓN:	
Acepto que las publicaciones anteriores formen parte de la tesis doctoral titulada Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la Cordillera y margen Cantábricos	
Y elaborada por:	LOPEZ FERNANDEZ CARLOS - 45431872H
D. Jorge Acevedo Sánchez	Firmado digitalmente por LOPEZ FERNANDEZ CARLOS - 45431872H Fecha: 2021.06.02 13:54:50 +02'00'



ACEPTACIÓN COAUTORES PRESENTACIÓN TRABAJOS FORMANDO PARTE DE TESIS DOCTORAL COMO COMPENDIO DE PUBLICACIONES

1.- Datos personales del coautor		
Apellidos: Olona Allué	Nombre: Javier	
DNI/Pasaporte/NIE 18043417D	Teléfono 685195152	Correo electrónico javierolona@outlook.com

2.- Publicaciones que formarán parte de la tesis y de las que es coautor
<p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain. <i>Geophysical Journal International</i>, 219, 479-495, 2019. Doi: 10.1093/gji/ggz308.</p> <p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2020). Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. <i>Seismological Research Letters</i>, 1-16, doi: 10.17587/0220200103</p> <p>Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Acevedo, J. and C. López-Fernandez, (2021). The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting. <i>Frontiers in Earth Sciences</i>, 9:645061, doi: 10.3389/feart.2021.645061.</p>

FOR- MAT-VOA-035-2

ACEPTACIÓN:
<p>Acepto que las publicaciones anteriores formen parte de la tesis doctoral titulada Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la Falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la Cordillera y margen Cantábricos</p> <p>Y elaborada por: D. Jorge Acevedo Sánchez</p> <p>Oviedo, 3 de Junio de 2021</p> <p style="text-align: right;">Firma</p> <p style="text-align: right;">OLONA ALLUE JAVIER - 18043417D</p> <p style="font-size: small; text-align: right;">Firmado digitalmente por OLONA ALLUE JAVIER - 18043417D Nombre de reconocimiento (DN): c=ES, serialNumber=IDCES-18043417D, givenName=JAVIER, sn=OLONA ALLUE, cn=OLONA ALLUE JAVIER - 18043417D Fecha: 2021.06.03 09:29:17 +02'00'</p>



ACEPTACIÓN COAUTORES PRESENTACIÓN TRABAJOS FORMANDO PARTE DE TESIS DOCTORAL COMO COMPENDIO DE PUBLICACIONES

1.- Datos personales del coautor		
Apellidos: Fernández Viejo	Nombre: Gabriela	
DNI/Pasaporte/NIE: 11072455W	Teléfono 985102932	Correo electrónico fernandezgabriela@uniovi.es

2.- Publicaciones que formarán parte de la tesis y de las que es coautor
<p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain. <i>Geophysical Journal International</i>, 219, 479-495, 2019. Doi: 10.1093/gji/ggz308</p> <p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2020). Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. <i>Seismological Research Letters</i>, 92, 1-16, doi: 10.17587/0220200103</p> <p>Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Acevedo, J. and C. López-Fernandez, (2021). The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting. <i>Frontiers in Earth Sciences</i>, 9, 645061, doi: 10.3389/feart.2021.645061.</p>

ACEPTACIÓN:
<p>Acepto que las publicaciones anteriores formen parte de la tesis doctoral titulada Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la Cordillera y margen Cantábricos</p> <p>Y elaborada por:</p> <p>D. Jorge Acevedo Sánchez</p> <p style="text-align: right;">En Oviedo, a 25 de Junio de 2021</p> <p style="text-align: center;">FERNANDEZ VIEJO GABRIELA - 11072455W</p> <p style="text-align: right;">Firmado digitalmente por FERNANDEZ VIEJO GABRIELA - 11072455W Fecha: 2021.06.28 13:04:50 +02'00'</p>



ACEPTACIÓN COAUTORES PRESENTACIÓN TRABAJOS FORMANDO PARTE DE TESIS DOCTORAL COMO COMPENDIO DE PUBLICACIONES

1.- Datos personales del coautor		
Apellidos: Llana Fúnez	Nombre: Sergio	
DNI/Pasaporte/NIE: 10859265E	Teléfono 985103142	Correo electrónico llanasergio@uniovi.es

2.- Publicaciones que formarán parte de la tesis y de las que es coautor
<p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain. <i>Geophysical Journal International</i>, 219, 479-495, doi: 10.1093/gji/ggz308</p> <p>Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernandez, C. and J. Olona (2020). Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. <i>Seismological Research Letters</i>, 92, 1-16, doi: 10.17587/0220200103</p> <p>Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Acevedo, J. and C. López-Fernandez, (2021). The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting. <i>Frontiers in Earth Sciences</i>, 9, 645061, doi: 10.3389/feart.2021.645061.</p>

ACEPTACIÓN:
<p>Acepto que las publicaciones anteriores formen parte de la tesis doctoral titulada Monitorización y análisis de la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas en el contexto de la Cordillera y margen Cantábricos</p> <p>Y elaborada por:</p> <p>D. Jorge Acevedo Sánchez</p> <p style="text-align: right;">En Oviedo, a 25 de Junio de 2021</p> <p>Firmado por LLANA FUNEZ SERGIO - 10859265E el día 28/06/2021 con un certificado emitido por AC FNMT Usuarios</p>



Universidad de Oviedo
Universidá d'Uviéu
University of Oviedo

El doctorando Jorge Acevedo Sánchez, con DNI 71671025N, y sus directores Gabriela Fernández Viejo, con DNI 11072455W y Sergio Llana-Fúnez, con DNI 10859265E declaran:

que todos los coautores de los artículos recogidos en la presente tesis doctoral poseen el título de doctores, por lo que el apartado 4c del artículo 32 del Reglamento de Estudios de Doctorado (BOPA 185, 20 de julio 2018), que obliga a la renuncia de los coautores no doctores a presentar los mismos trabajos como parte de otra u otras tesis doctorales no es de aplicación en este caso. Por el motivo expuesto, no se incluye entre la documentación de la presente tesis doctoral el formulario de renuncia FOR-MAT-VOA-36.

Jorge
Acevedo
o
Sánchez

Firmado
digitalmente por
Jorge Acevedo
Sánchez
Fecha:
2021.06.30
12:25:01 +02'00'

Fdo.: Jorge Acevedo Sánchez

FERNANDEZ
VIEJO
GABRIELA -
11072455W

Firmado
digitalmente por
FERNANDEZ
VIEJO GABRIELA -
11072455W
Fecha: 2021.06.30
12:59:50 +02'00'

Fdo.: Gabriela Fernández Viejo

Firmado por LLANA FUNEZ
SERGIO - 10859265E el día
01/07/2021 con un certificado
emitido por AC FNMT Usuarios

Fdo.: Sergio Llana Fúnez

La realización de esta tesis doctoral ha sido financiada a través de una ayuda predoctoral del Programa Severo Ochoa para la formación en investigación y docencia del principado de Asturias (PA-17-PF-BP16139), así como por los proyectos GEOCANTÁBRICA-COSTA (GRUPIN18-000184) del Gobierno del Principado de Asturias y Estructura y Propiedades Petrofísicas de las rocas en la base de unidades tectónicas de la zona Cantábrica (MINECO-18-CGL2017-86487-P), del Ministerio de Ciencia e Innovación.



GOBIERNO DEL
PRINCIPADO DE ASTURIAS



En memoria de mis abuelos Inés y Joaquín

*La mina de La Camocha
dicen que va baxu el mar
y que a veces los mineros
sienten les oles bramar*

JOSÉ LEÓN DELESTAL
La mina y el mar

Estando en Galicia oí muchas veces (y lo creí siendo niño), que avia uno, ú otro Librejo manuscrito en que estaban notadas señas de los sitios de varios Tesoros. Después que vine á Asturias oí lo mismo; y en uno, y otro País atribuyen la posesion de alguno de estos Librejos (asientan que son rarissimos) á tal cual felíz particular, que por alguna extraordinaria vía lo adquirió, y le guarda, no sólo como un gran tesoro, mas como llave de muchos tesoros [...]

El Libro, que ví, hablaba de sitios de veinte tesoros, poco mas, ó menos, especificando señales que efectivamente se encuentran; v. gr. en el camino de tal á tal parte, al pie de un Monte, á tal distancia, al lado derecho del camino hallarás una peña, y junto á la peña una fuente: á la distancia de dos varas de la peña, por la parte que mira al Oriente, cavarás, y encontrarás a la profundidad de dos varas, &c. [...]

Como el que compuso el Librejo no era Zahorí (en el tercer Tomo del Teatro Critico tengo probado que no los hay en el Mundo) para ver lo que hay dentro de la tierra, sí que aquí echa mano de lo primero que ocurre, después de rebentarse los infelices á cavar, y más cavar, ni hallan la piedra cuadrada, ni las vigas cruzadas, &c. Con que se vuelven a sus casas pesarosos, y arrepentidos, aunque no escarmentados, porque aun quedan con la esperanza de que en otros sitios no los engañará el cartafolio.

FRAY BENITO JERÓNIMO FEIJOO
De la vana, y perniciosa aplicación á buscar Tesoros escondidos, 1750

AGRADECIMIENTOS

Me gusta decir que terminar una tesis doctoral es como subir un puerto de montaña en bicicleta. Es un ejercicio de esfuerzo, constancia y resistencia sostenidas, con ese componente de absurdo y locura que tiene todo reto y que, cuando arden los pulmones y las piernas (en este caso la cabeza y la espalda) te hace plantearte cuál es el sentido de seguir pedaleando. Afortunadamente, durante todo el camino, he recibido la ayuda y el apoyo de numerosas personas que han contribuido a que desde aquí se vislumbre ya la meta.

En primer lugar, quiero agradecer a mis directores, Gabriela y Sergio, que me hayan ofrecido la oportunidad de hacer esta tesis a pesar de varios obstáculos. Han estado ahí para todo lo necesario, comprometidos desde el primer momento, siempre con las puertas abiertas, sumando y dispuestos a escuchar. Ha sido un placer trabajar con ellos.

A Carlos, Javi Olona, Patricia y Diego. Todos ellos han contribuido enormemente a que esta tesis saliera adelante, bien trabajando con empeño y dedicación en los artículos o bien colaborando en la instalación de la red Geocantábrica-Costa.

A los dos “Señores Lobo” de la sismología, los profesionales que resuelven problemas. Juanma, un verdadero maestro que tuvo la paciencia de enseñar el manejo de Unix y los entresijos de las estaciones sísmicas y su instalación a un recién llegado que todavía no sabía lo que era una terminal. También a Mario, la persona más rápida en contestar correos al otro lado del Ebro, siempre dispuesto a echar un cable, alguien que no descansa hasta que no ha podido solucionar aquello que sea que le hayas pedido. Aprendí y disfruté mucho de los viajes con los dos.

A Alba, Laura, Amanda y Andrés, por el buen ambiente que conseguimos crear durante nuestra etapa de trabajo conjunto, por los cafés, los trayectos por la Vasco-Cantábrica, el Tudanca, el embalse del Ebro, las garrapatas y todos los momentos y anécdotas que nos quedarán de aquella etapa por la que se empieza a sentir ya un poco de nostalgia. Aprovecho para desear la mejor de las suertes a Andrés por la más que próxima finalización de su tesis.

A Pulgar, por permitirme dar el primer paso en el mundo de la sismología, y por unas cuantas lecciones para la vida que espero no olvidar, y a Igor, un auténtico genio de los ordenadores generalmente encantado de resolver dudas.

A Martin Schimmel, Martha Savage, Bob Herrmann, Nick Rawlinson, Jens Havskov y tantos otros investigadores que han compartido libremente sus excelentes programas con la comunidad científica, allanando el camino a todos los que veníamos detrás.

Gracias a mi familia y amigos, por haber conseguido mantenerme en pie en los momentos en los que fallaron las fuerzas y por sacarme del ensimismamiento de la tesis durante un rato cada día. Gracias en especial a mis padres Gerardo e Inés y a mi hermana Cristina, por apoyarme durante todos estos largos años de formación, por desdramatizar los problemas y por mostrar una fe inquebrantable en mí, infinitamente superior a la mía propia.

Por último, gracias de nuevo a Amanda por haber estado siempre a mi lado, por su paciencia y cariño, y por robar tiempo a sus propias tareas para echar una mano en la maquetación de esta memoria. Espero poder devolverte el tiempo perdido.

ÍNDICE

Capítulo 1. Introducción	39
1.1. Antecedentes en el estudio geofísico de la corteza del noroeste peninsular	39
1.2. Localización de la zona de estudio	40
1.3. Objetivos y estructura	41
Capítulo 2. Contexto geológico	47
2.1. Orogenia Varisca.....	47
2.2. Episodios extensionales mesozoicos.....	49
2.3. Compresión Alpina	51
2.4. Dominios geológicos en el área de estudio	53
2.4.1. <i>Dominios Variscos</i>	54
2.4.2. <i>Cuenca Vasco-Cantábrica</i>	56
2.4.3. <i>Cuencas cenozoicas</i>	57
2.4.4. <i>Deformación Alpina</i>	57
2.5. Estructura cortical	58
2.6. Dinámica actual de la península ibérica. Estado de esfuerzos y sismotectónica regional ..	65
Capítulo 3. Estudios previos.....	69
3.1. Redes sísmicas en noroeste de la península ibérica	69
3.1.1. <i>Red sísmica permanente (RSN)</i>	71
3.1.2. <i>Redes sísmicas temporales</i>	71
3.2. Estudios de interferometría de ruido sísmico.....	75
3.3. Estudios sismológicos	82
3.4. Estudios de anisotropía	89
Capítulo 4. Adquisición de datos	93
4.1. Redes sísmicas previas: IberArray y GEOSN.....	93
4.2. Red sísmica específica: GEOCSN	97
4.2.1. <i>Instalación de las estaciones sísmicas</i>	100
4.2.2. <i>Mantenimiento de la red y descarga de datos</i>	102
4.2.3. <i>Incidencias y averías</i>	103
Capítulo 5. Fundamentos metodológicos y procesado de datos.....	105
5.1. Fundamentos metodológicos.....	105
5.1.1. <i>Conceptos básicos de sismología</i>	105
5.1.2. <i>Anisotropía</i>	109
5.1.3. <i>Interferometría sísmica de ruido ambiente</i>	111
5.1.4. <i>Sismología de terremotos</i>	115
5.2. Procesado de datos de ruido sísmico ambiente	118
5.2.1. <i>Preparación de los datos individuales</i>	120
5.2.2. <i>Correlación cruzada</i>	123

5.2.3.	<i>Apilamiento (stacking) temporal</i>	126
5.2.4.	<i>Autocorrelaciones de ruido sísmico ambiental</i>	129
5.2.5.	<i>Medida de las curvas de dispersión</i>	131
5.2.6.	<i>Control de calidad</i>	132
5.3.	Tomografía de ruido sísmico ambiental.....	135
5.3.1.	<i>Resolución de las tomografías</i>	136
5.3.2.	<i>Elaboración de mapas 2D de velocidad de grupo de ondas Rayleigh</i>	137
5.4.	Modelos de velocidad de ondas S	139
5.5.	Anisotropía radial.....	143
5.6.	Anisotropía acimutal a partir de ruido sísmico ambiental	143
5.7.	Birrefringencia de ondas S	145
5.7.1.	<i>Filtrado</i>	145
5.7.2.	<i>Relación señal-ruido</i>	147
5.7.3.	<i>Medida de los parámetros de la birrefringencia</i>	147
5.7.4.	<i>Evaluación de la calidad de los parámetros</i>	147
5.8.	Detección y localización de eventos	148
5.8.1.	<i>Datos sísmicos continuos</i>	148
5.8.2.	<i>Detección de eventos</i>	150
5.8.3.	<i>Análisis de eventos</i>	151
5.8.4.	<i>Localización hipocentral</i>	152
5.8.5.	<i>Estimación de magnitudes</i>	154

Capítulo 6.	Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain.....	155
--------------------	---	------------

Capítulo 7.	Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis.....	175
--------------------	--	------------

Capítulo 8.	The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting	193
--------------------	---	------------

Capítulo 9.	Imaging the transition from internal to external zones of the Variscan orogen (NW Spain): upper crustal shear-wave velocity structure and radial anisotropy from ambient noise interferometry	205
--------------------	--	------------

Capítulo 10.	Imaging the crustal root of the western Cantabrian Mountains using ambient noise autocorrelations	241
---------------------	--	------------

Capítulo 11.	Discusión	251
---------------------	------------------------	------------

11.1.	El sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica	251
11.1.1.	<i>Sismicidad y sismotectónica en el margen noribérico</i>	252

11.1.2.	<i>Sismicidad y sismotectónica en tierra</i>	254
11.1.3.	<i>Velocidades sísmicas</i>	256
11.1.4.	<i>Anisotropía</i>	258
11.1.5.	<i>Origen de la sismicidad en la falla de Ventaniella – falla Cantábrica</i>	259
11.2.	Observaciones generales en el contexto de la cordillera Cantábrica	260
11.2.1.	<i>Sismicidad</i>	261
11.2.2.	<i>Velocidades sísmicas</i>	262
11.2.3.	<i>Anisotropía</i>	265
Capítulo 12.	Conclusiones	269
12.1.	Sismicidad en el sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica	269
12.2.	Estructura cortical del noroeste de la península ibérica a partir de ruido sísmico ambiental	270
12.3.	Anisotropía de la corteza superior	271
Capítulo 13.	Conclusions	275
13.1.	Seismicity along the Ventaniella-Cantabrian fault system	275
13.2.	Crustal structure of the northwest of the Iberian Peninsula from ambient seismic noise	276
13.3.	Upper-crustal anisotropy	277
BIBLIOGRAFÍA	281
ANEXO I. Supplemental information for: Upper crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (N Spain) from shear wave splitting and ambient noise interferometry analysis.		305
ANEXO II. Erratum to Upper crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (N Spain) from shear wave splitting and ambient noise interferometry analysis		331
ANEXO III. Supplemental information for: Imaging the transition from internal to external zones of the Variscan Orogen (NW Spain): upper crustal shear-wave velocity structure and radial anisotropy using seismic ambient noise		333
ANEXO IV. Fichas de estaciones GEOCSN.....		339
ANEXO V. Catálogo de eventos registrados por la red GEOCSN		351

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes en el estudio geofísico de la corteza del noroeste peninsular

La investigación geológica del noroeste de la península ibérica se inicia durante la primera mitad del siglo XIX y está vinculada principalmente al reconocimiento y descripción de los importantes recursos mineros de la región. Tras esta primera fase de descubrimiento geológico, se inicia a mediados del siglo XX una etapa de gran desarrollo y diversificación de las investigaciones, centradas fundamentalmente en la estructura antigua del basamento del noroeste peninsular. Sin embargo, a pesar del alto grado de conocimiento que se adquiere acerca de la geología superficial de la zona, la escasez de datos geofísicos mantiene los interrogantes en torno a la estructura litosférica. Esta carencia no comienza a solventarse hasta principios de los años 80, con el comienzo de las primeras campañas de sismica de reflexión y refracción de gran ángulo en Galicia (Córdoba *et al.*, 1987, 1988; Téllez *et al.*, 1993; Téllez y Córdoba, 1998). Posteriormente, en el marco de los proyectos ESCI-N (Pérez-Estaún *et al.*, 1994, 1995; Gallart *et al.*, 1995; Martínez-Catalán *et al.*, 1995; Pulgar *et al.*, 1995, 1996; Álvarez-Marrón *et al.*, 1996, 1997; Gallastegui *et al.*, 1997, 2002, 2016; Ayarza *et al.*, 1998; Fernández-Viejo *et al.*, 1998, 2000, 2012; Gallastegui, 2000; Fernández-Viejo y Gallastegui, 2005) y MARCONI (Ferrer *et al.*, 2008; Roca *et al.*, 2011; Fernández-Viejo *et al.*, 2011; Ruiz *et al.*, 2017), se realizaron varios perfiles sísmicos que contribuyeron significativamente a establecer la imagen que se tiene actualmente de la estructura cortical de la cordillera Cantábrica y del margen continental noribérico.

Además de los mencionados estudios de sismica activa, desde finales de los 90 se han desplegado en el noroeste de la península hasta cuatro redes de estaciones sísmicas de carácter temporal con el objetivo principal de caracterizar esta zona sismológica y sismotectónicamente. Complementariamente, los datos sísmicos recogidos por ellas han sido utilizados para investigar la estructura cortical y comparar las observaciones con los resultados de los experimentos de geofísica activa previos (Díaz *et al.*, 2003, 2009a, Mancilla y Díaz, 2015). La profusión de redes sísmicas temporales es debida a que la zona ha contado tradicionalmente con un número reducido de sismógrafos permanentes en comparación con zonas de la península consideradas de mayor actividad y peligrosidad. Tanto es así, que hasta 1971 no se instala el primer sismógrafo permanente en el noroeste de España y todavía tendrían que transcurrir tres décadas para la elaboración los primeros reportes sobre la sismicidad local en esta región (Capote, 1999; González-Casado y Giner-Robles, 2000; Rueda y Mezcuca, 2001). No obstante, series sísmicas como las ocurridas en el área de

Becerreá (SO Lugo) en los años 1979, 1995 y 1997, con un evento principal de magnitud 5.1 mbLg (21 de mayo, 1997), hicieron replantearse la concepción del área como una zona fundamentalmente asísmica. La alarma social generada por estos eventos favoreció la investigación de la sismicidad de la región mediante la instalación de redes temporales, lo que permitió constatar la existencia de una actividad sísmica intraplaca significativa e infradetectada en Galicia, Asturias y norte de León, así como en la plataforma continental (López-Fernández, 2008; López-Fernández *et al.* 2012; Martín-González *et al.*, 2012; López-Fernández *et al.*, 2018).

Los registros de terremotos o fuentes controladas en las estaciones sísmicas aparecen enmascarados en mayor o menor medida por el denominado ruido sísmico ambiente, que puede definirse como aquellas señales sísmicas causadas por fenómenos naturales no tectónicos como el viento y el oleaje, o incluso por la actividad humana. Tradicionalmente, se ha considerado que el ruido sísmico contaminaba las señales coherentes y no contenía ninguna información aprovechable. Sin embargo, dado que este complejo campo de ondas también se transmite a través del subsuelo, el ruido sísmico ambiente debería reflejar igualmente la estructura del medio por el que se transmite. En 2003, con el desarrollo de la denominada teoría de la interferometría sísmica (e.g. Campillo y Paul, 2003; Wapenaar, 2003, 2004; Shapiro y Campillo, 2004; Shapiro *et al.*, 2005; Slob *et al.*, 2007; Wapenaar *et al.*, 2011), se consigue por vez primera “decodificar” esta información presente en el campo de ondas y crear una señal coherente que puede ser utilizada para investigar el interior de la Tierra mediante métodos tomográficos. Esta técnica supone un cambio de paradigma en el campo de la sismología pasiva, puesto que permite obtener imágenes del subsuelo en zonas en las que la actividad sísmica no es suficiente o no tiene la distribución adecuada para la realización de estudios tomográficos a partir de terremotos. Este es el caso del noroeste peninsular donde, sin embargo, la abundancia de datos sísmicos pasivos hace de esta región una zona idónea para la experimentación en el campo de la interferometría sísmica.

1.2. Localización de la zona de estudio

El área objeto de estudio de los dos primeros trabajos presentados en esta tesis se localiza entre 6.5°-3.5° longitud oeste y 43.5°-42.3° latitud norte. El siguiente trabajo mostrado se centra en la investigación de un área más extensa, entre 10°-4.5° longitud oeste y 44.6°-42.7° latitud norte. Un estudio adicional, que será enviado a una revista científica en un breve plazo de tiempo, se desarrolló en el área entre 8.7°-5.3° longitud oeste y 43.5°-42.7° latitud norte. Finalmente, se presenta en esta tesis parte de una investigación, aceptada para publicación, realizada entre 7.3°-3.5° longitud oeste y 43.5°-42.3° latitud norte (Fig. 1.1). Administrativamente, las regiones estudiadas se

sitúan en las comunidades autónomas de Galicia, Asturias, Cantabria y Castilla y León, incluyendo también la plataforma continental frente a las costa gallega y asturiana. Desde el punto de vista geográfico, la región está dominada por los relieves abruptos de la cordillera Cantábrica (Fig. 1.1), una cadena montañosa paralela a la costa de casi 500 km de longitud, que en sus cumbres más altas llega a alcanzar los 2600 m de altitud. Constituye la prolongación occidental de los relieves pirenaicos y termina hacia el oeste en los macizos Galaicos, con relieves menos escarpados y de menor altitud relativa. Al sur se sitúa una zona elevada (700-1000 m) y relativamente plana, la denominada meseta norte, en la que se localiza la cuenca del Duero (Fig. 1.1).

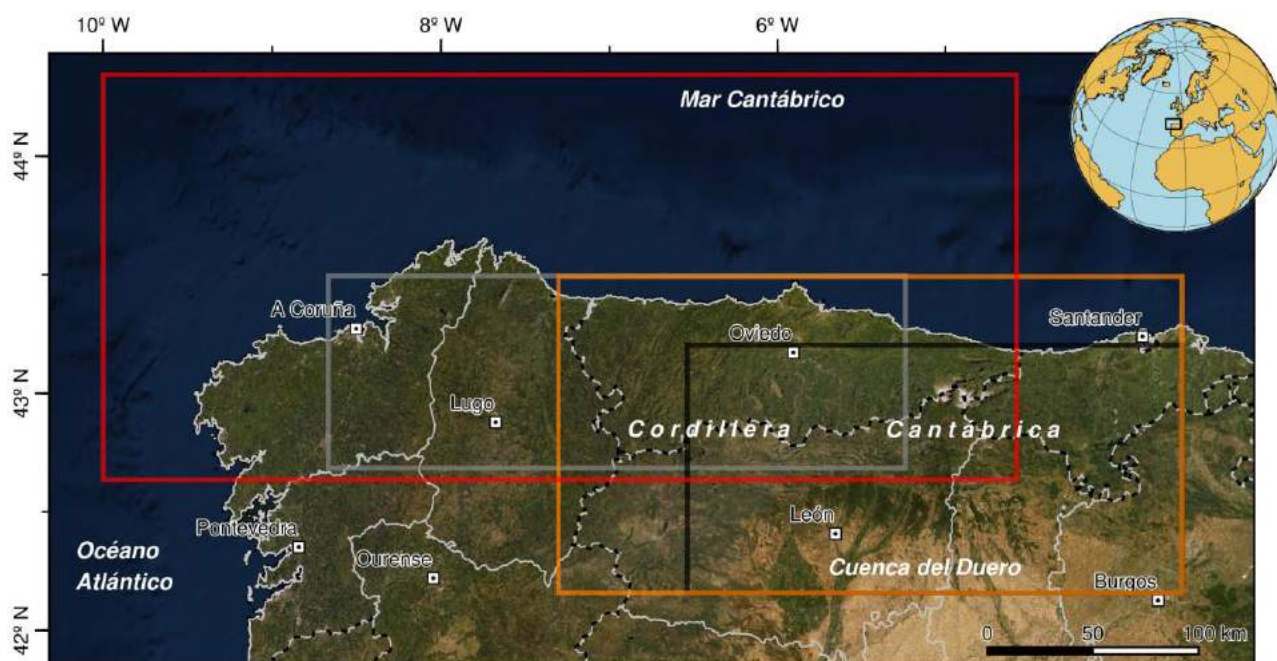


Figura 1. 1. Imagen satelital del noroeste de la península ibérica (ESRI world imagery). El rectángulo negro delimita el área estudiada en Acevedo et al. (2019, 2020), mientras que los rectángulos rojo, gris y naranja señalan las zonas investigadas en Fernández-Viejo et al. (2021), Acevedo et al. (en preparación) y Fernández-Viejo et al. (aceptado). Los límites provinciales y los de las comunidades autónomas están delimitados respectivamente por líneas grises y líneas negras discontinuas.

1.3. Objetivos y estructura

La presente tesis doctoral tiene dos objetivos generales. El primero es el estudio de la corteza superior en un amplio sector del noroeste de la península ibérica, haciendo un énfasis especial en el entorno de la falla de Ventaniella, por el papel que ha jugado en la historia geológica reciente. El segundo es la monitorización y análisis de la sismicidad asociada a estructuras tectónicas significativas en el contexto de la cordillera y el margen cantábricos. Como objetivos más específicos se encuentran los siguientes:

- La recopilación, evaluación, tratamiento e integración de datos sísmicos pasivos procedentes de redes de estaciones temporales previas y de redes permanentes.
- La elaboración del primer modelo 3D de alta resolución de velocidad de ondas S del sector meridional de la cordillera Cantábrica mediante la aplicación de la técnica de la interferometría sísmica de ruido ambiente.
- El despliegue de una nueva red sísmica portátil (GEOCANTÁBRICA-COSTA) con localizaciones cercanas a la costa para ampliar la zona de estudiada por los modelos hacia el oeste.
- El análisis de la geología y la estructura de la corteza superior de la cordillera Cantábrica en base a los modelos tomográficos obtenidos. Evaluación de la idoneidad del método para identificar y caracterizar estructuras tectónicas de diferentes escalas, de importancia desde un punto de vista geodinámico o sismológico.
- La utilización de los modelos tomográficos para determinar la posible existencia de diferencias entre las propiedades sísmicas del segmento sur de la falla de Ventaniella, donde se concentra la sismicidad, y la corteza fundamentalmente asísmica que la rodea hacia la costa.
- La investigación de la estructura antigua del basamento de la cordillera Cantábrica a partir de los modelos tomográficos para determinar si la transición entre las zonas internas y externas del edificio orogénico puede ser recuperada a partir del patrón de variación de las velocidades sísmicas.
- La caracterización, por primera vez, de las propiedades anisótropas de la corteza superior de la cordillera Cantábrica mediante dos métodos geofísicos independientes: la separación de ondas S y el análisis acimutal basado en la interferometría de ruido sísmico. Determinación de la intensidad, dirección y posibles causas de la anisotropía observada.
- El procesado y análisis de los nuevos datos recogidos por la red temporal GEOCANTÁBRICA-COSTA para detectar, localizar y catalogar la actividad sísmica

ocurrida en Asturias, León, Galicia y plataforma continental cantábrica durante los 9 meses de funcionamiento de la red. Estudio sismotectónico de la actividad registrada en conjunto con datos de otras redes para identificar y caracterizar las posibles estructuras activas, prestando especial atención a los eventos ocurridos en la plataforma continental y margen noribérico.

- La creación de un nuevo mapa de espesor de la corteza a partir de la autocorrelación de ruido sísmico ambiental con el objetivo de comprobar si, como indican modelos anteriores obtenidos con otras técnicas geofísicas, la terminación occidental de la raíz cortical bajo la cordillera Cantábrica coincide aproximadamente con el trazado en superficie de la falla de Ventaniella.

La presente memoria está organizada en trece apartados principales. El primero de ellos está dedicado a la presentación del trabajo y la descripción de los objetivos. El segundo apartado se centra en la descripción breve del contexto tectónico en el que se enmarca el noroeste peninsular, incluyendo la exposición de la geología superficial y una síntesis de su evolución geodinámica, así como los estudios clásicos en los que se basan estas interpretaciones. A continuación, en el apartado 3, se recopilan y describen brevemente los estudios sismológicos más relevantes realizados en el noroeste de la Península. En el apartado 4 se describe la adquisición de los datos sísmicos en los que se basa este estudio, desde la obtención de los datos previos hasta la relación de las distintas fases que comprende la instalación y operación de la red temporal del proyecto GEOCANTÁBRICA-COSTA. El quinto apartado está destinado a la exposición de los fundamentos básicos de las técnicas utilizadas y a la descripción en detalle de la metodología y el esquema de trabajo seguidos para realizar el tratamiento y procesado de los datos sísmicos en bruto. Los siguientes apartados, numerados 6, 7, 8, 9 y 10, recogen tres artículos publicados en revistas internacionales, un cuarto artículo pendiente de envío a revista y parte de un trabajo que acaba de ser aceptado, todos ellos realizados en el marco de esta tesis doctoral. En el undécimo apartado de esta tesis se integran y discuten los principales resultados de ésta. Finalmente, en el duodécimo y el decimotercer apartado, se presentan las conclusiones más destacadas, en español y en inglés respectivamente.

En esta tesis se presentan cuatro artículos en los que se han recogido y analizado mediante técnicas sísmicas de reciente desarrollo una gran cantidad de datos sísmicos pasivos, tanto nuevos como preexistentes:

El primer artículo recogido en esta tesis muestra el primer modelo tomográfico de ondas S de alta resolución realizado a partir del ruido sísmico registrado en el sector sur de la cordillera Cantábrica. Los datos sísmicos empleados en el cálculo del modelo fueron adquiridos por las redes IberArray, enmarcada en el proyecto TopoIberia (*Geociencias en Iberia: estudios integrados de topografía y evolución 4D. CSD2006-00041*), y GEOCANTÁBRICA-MISTERIOS (GEOSN), desplegada como parte de los proyectos GEOCANTÁBRICA (*Procesos geológicos modeladores del relieve de la cordillera Cantábrica. GRUPIN14-044*) y MISTERIOS (*Monitorización integrada del sistema Tierra en España: red de investigación y observación sísmica. MINECO-13-CGL2013-48601*). La referencia de este trabajo es la siguiente:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Olona, J. (2019). **Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain.** *Geophysical Journal International*, 219(1), 479-495, doi: 10.1093/gji/ggz308.

En el segundo trabajo, los mismos datos de interferometría de ruido sísmico ambiente generados en el artículo anterior fueron analizados, en conjunción con mediciones de separación de ondas S utilizando terremotos locales, para estimar la magnitud de la anisotropía y las direcciones rápidas de propagación de las ondas en el área investigada mediante los modelos tomográficos de ruido ambiente. La referencia de este artículo es la siguiente:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Olona, J. (2020). **Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian mountains (north Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis.** *Seismological Research Letters*, 92(1), 421-436, doi: 10.1785/0220200103.

Este estudio contó con una corrección posterior con la siguiente referencia:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Olona, J. (2020). **Erratum to Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis.** *Seismological Research Letters*, 92(1), 613-613, doi: 10.1785/0220200356

El tercer artículo incluido en esta tesis se basó en el análisis de los nuevos datos recogidos por la red del proyecto GEOCANTÁBRICA-COSTA (*GRUPIN18-00184*) para detectar, catalogar y relocalizar los terremotos ocurridos en el conjunto del noroeste de la península durante el periodo de registro. Este estudio pone especial énfasis en la descripción y caracterización de la sismicidad en la plataforma continental, para lo que se vale también de la integración y análisis de catálogos de sismicidad generados por redes permanentes (Red Sísmica Nacional) y temporales previas como IberArray, GEOSN y GASPI (*Actividad sismotectónica, estructura litosférica y modelos de deformación Varisca y Alpina en el NO de la península ibérica. AMB98-1012-C02-02*). La referencia de este artículo es la que sigue:

Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Acevedo, J. (2021). **The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting.** *Frontiers in Earth Science*, 9:645061, doi: 10.3389/feart.2021.645061

El cuarto trabajo, pendiente de envío a una revista científica, extiende el modelo tomográfico a partir de ruido sísmico de Acevedo *et al.* (2019) hacia el norte y el oeste utilizando los nuevos datos de la red GEOCANTÁBRICA-COSTA (*GRUPIN18-00184*) y los datos antiguos de la red IberArray en Galicia. Como novedad, en este estudio se analizan por primera vez en la zona ondas Love y Rayleigh, lo que permite estimar velocidades de ondas S con polarización perpendicular e inferir la distribución e intensidad de la anisotropía radial en la cordillera Cantábrica. La referencia del artículo es la siguiente:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Olona, J. (en preparación). **Imaging the transition from internal to external zones of the Variscan orogen (Cantabrian Mountains, NW Spain): upper crustal shear-wave velocity structure and radial anisotropy from ambient noise interferometry.**

Por último, se presenta en esta tesis un nuevo mapa de la topografía del Moho bajo la cordillera Cantábrica. Este mapa ha sido realizado mediante la autocorrelación del ruido sísmico registrado en cada una de las estaciones de todas las redes disponibles: IberArray, GEOCANTÁBRICA-MISTERIOS y GEOCANTÁBRICA-COSTA. El novedoso procedimiento utilizado, que será descrito en el apartado correspondiente, permite identificar las reflexiones procedentes de límite corteza-manto de manera semi-automática y puede ser utilizado tanto con datos sísmicos de banda ancha como de periodo corto. Los resultados mostrados en esta tesis forman parte de un artículo

más extenso que ha sido recientemente aceptado en la revista *Geology*, y cuya referencia es la que sigue:

Fernández-Viejo, G., Cadenas, P., Acevedo, J. y Llana-Fúnez, S. **The unevenness of the North Iberian crustal root, a snapshot of an elusive stage in margin reactivation.** (*Aceptado*). *Geology*. Aceptado con fecha 9 de junio de 2021, doi: 10.1130/G49341.1

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La arquitectura cortical actual del noroeste de la península ibérica es el resultado de la superposición de dos ciclos orogénicos entre los que desarrollaron varios episodios extensionales. La primera de estas orogénias, conocida como orogenia Varisca, afectó a la corteza continental de Europa occidental y el noroeste de África durante el Paleozoico (e.g. Matte, 1986; Ribeiro *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Pastor-Galán *et al.*, 2013). Tras la denudación del edificio orogénico Varisco, se inicia una etapa extensional que afecta al noroeste de Iberia, primero durante el Permo-Trías y más tarde en el Mesozoico, que culmina con el desmembramiento de la corteza y la apertura del océano Atlántico. La más importante de estas etapas, desarrollada entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, da lugar a la apertura del golfo de Vizcaya (e.g. Cadenas *et al.*, 2018; Tugend *et al.*, 2015). En el Cenozoico, el régimen geodinámico cambia de nuevo y fuerza la convergencia norte-sur de Europa y África, que se localiza primero en el borde septentrional de la microplaca ibérica dando lugar al levantamiento de la actual cordillera Cantábrica en la parte occidental y a los Pirineos en la parte oriental (e.g. Teixell *et al.*, 2018).

2.1. Orogenia Varisca

La colisión de los paleocontinentes de Laurentia y Báltica durante la orogenia Caledoniana culmina en el Silúrico con la formación de Laurasia (Torsvik, 1998). Durante los últimos episodios caledónicos, a comienzos del Devónico, el megacontinente Gondwana inicia una deriva septentrional que da lugar a una nueva convergencia y colisión polifásica entre Gondwana, Laurasia, y otras masas continentales de menor tamaño. Este evento colisional constituye la orogenia Varisca, que desemboca en la formación del supercontinente Pangea a finales del Paleozoico. En Europa occidental, la colisión Varisca conlleva la formación de un gran cinturón orogénico (Fig. 2.1a) que se extiende a lo largo de casi 3000 km (Matte, 1991), desde la península ibérica hasta Bohemia, y que ha sufrido una relativamente escasa deformación posterior, exceptuando aquellas zonas afectadas por la extensión que dio lugar a la apertura del océano Atlántico y por la orogenia Alpina subsiguiente: Alpes, Pirineos, cordillera Bética y cordillera Cantábrica. El tramo de la cadena Varisca europea que aflora en la Península recibe el nombre de macizo Ibérico (Fig. 2.1b) y representa una de las secciones más completas del orógeno, mostrando la transición entre las zonas internas, al oeste, y las externas, al este. Por ello, desde el estudio seminal de Lotze (1945), numerosos autores han trabajado en la división del mismo en dominios geotectónicos (Fig. 2.1a) definidos en base a criterios estructurales, estratigráficos y/o petrológicos

comunes (Julivert *et al.*, 1971; Arenas *et al.*, 1986; Farias *et al.*, 1987; Ribeiro *et al.*, 1990; Pérez-Estaún *et al.*, 1991).

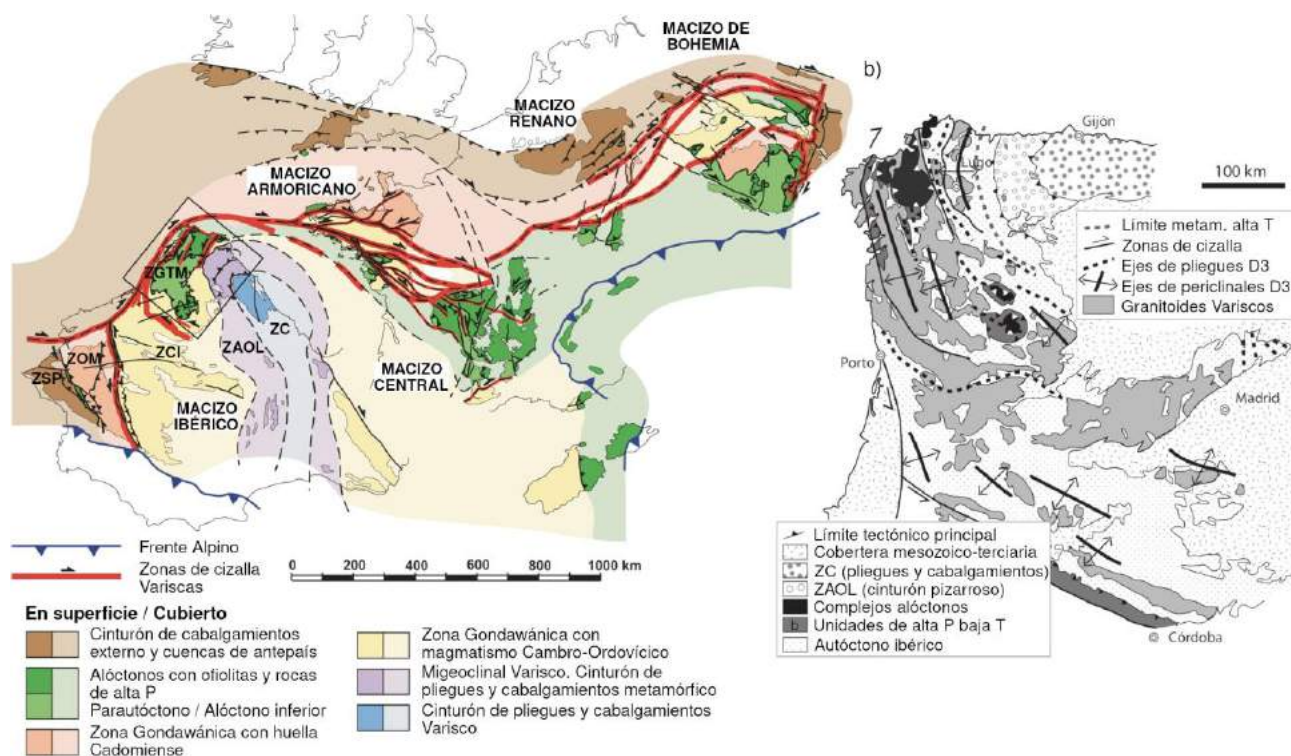


Figura 2. 1. a) Mapa tectonoestratigráfico general del orógeno Varisco de Europa occidental según Martínez-Catalán *et al.* (2007), mostrando la división en dominios geotectónicos del macizo Ibérico (Lotze, 1945; Julivert, 1971). ZC, zona Cantábrica; ZAOL, zona Asturoccidental-Leonesa; ZGTM, zona de Galicia-Trás-os-Montes; ZCI, zona Centroibérica; ZOM, zona de Ossa-Morena; ZSP, zona Surportuguesa. **b)** Mapa geológico simplificado del macizo Ibérico (modificado de Pérez-Estaún *et al.*, 1991).

Ordenadas de más externas a más internas, las seis zonas en las que se divide actualmente el macizo Ibérico son: la zona Cantábrica (ZC), la zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) la zona Centro-Ibérica (ZCI), la zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM), la zona de Ossa-Morena (ZOM) y la zona Surportuguesa (ZSP), estando las cuatro primeras representadas en el noroeste de la Península (Figs. 2.1a y b). La zona situada más al este es la zona Cantábrica (e.g. Alonso *et al.*, 2009), que constituye el cinturón de pliegues y cabalgamientos del macizo Ibérico. Está formada por una secuencia sedimentaria paleozoica preorogénica y su estructura es el resultado del desarrollo secuencial de cabalgamientos con pliegues asociados, mostrando una tectónica de tipo epitelial en ausencia de metamorfismo (Pérez-Estaún *et al.*, 1991). La zona Asturoccidental-Leonesa, separada de la zona Cantábrica por los afloramientos del antiforme del Narcea, está constituida por una potente secuencia siliciclástica de edad Precámbrico-Paleozoico Inferior. El subdominio oriental de la zona Asturoccidental-Leonesa está caracterizado por pliegues rectos o ligeramente inclinados y el desarrollo de clivaje (Marcos, 1973). Por su parte, en el subdominio

occidental, al oeste del manto de Mondoñedo, los planos axiales de los pliegues y el clivaje se vuelven subhorizontales (Matte, 1968; Bastida *et al.*, 1986), mientras que el grado de metamorfismo y la presencia de rocas ígneas aumenta progresivamente hacia el oeste. La falla de Viveiro (López-Sánchez *et al.*, 2015) establece el límite entre la zona Asturoccidental-Leonesa y la zona Centro-Ibérica. Esta zona está caracterizada por una secuencia similar a la existente en la zona Asturoccidental-Leonesa afectada por un metamorfismo de alto grado producido por la intrusión generalizada de granitoides Variscos. Su estructura está definida por grandes pliegues recumbentes y por el desarrollo de estructuras subverticales en las últimas etapas de la orogenia Varisca, fundamentalmente pliegues rectos y zonas de cizalla subverticales (e.g. Llana-Fúnez y Marcos, 2001, 2007). Al oeste de la falla de Valdoviño se localiza el dominio más occidental, la zona de Galicia-Trás-os-Montes. En el área estudiada, esta zona está representada por los complejos alóctonos de Cabo Ortegal (Marcos *et al.*, 2002) y Órdenes (Martínez-Catalán *et al.*, 2012), interpretados como grandes unidades de proveniencia exótica que se extienden hasta varios kilómetros de profundidad en la corteza continental actual (e.g. Martínez-Catalán *et al.*, 1997). Están formados esencialmente por rocas metamórficas de alta presión y temperatura representativas de la corteza inferior o el manto.

2.2. Episodios extensionales mesozoicos

La actividad tectónica Varisca cesó hace aproximadamente 290 Ma, atendiendo a la datación de la estructura tectónica cortical más joven durante la orogenia Varisca (López-Sánchez *et al.*, 2015). Seguidamente se inicia un periodo de ~50 Ma en el que se produce la denudación del relieve asociado a la cordillera Varisca (e.g. Llana-Fúnez *et al.*, 2019). A partir del Pérmico tardío se inician una serie de etapas distensivas, todavía parciales en el Permo-Tríasico (Arche y López-Gómez, 1996; Ziegler y Stampfli, 2001; López-Gómez *et al.*, 2019), pero que se desarrollan principalmente en el Mesozoico dando lugar al desmembramiento de Pangea y la apertura del océano Atlántico y el golfo de Vizcaya (Figs. 2.2a-e). La primera etapa de *rifting*, en el Pérmico-Triásico (Fig. 2.2a) marca el inicio del ciclo Alpino (Stampfli y Kozur, 2006). Durante este periodo se generan *grabens* y *semigrabens* controlados por estructuras de orientación fundamentalmente noroeste-sureste y, en menor medida noreste-suroeste. La secuencia sedimentaria permo-triásica localizada en el extremo oriental del área de estudio ha sido asociada por varios autores a este primer evento distensivo (e.g., Martínez-García, 1983; Suárez-Rodríguez, 1988; Espina, 1997; López-Gómez *et al.*, 2019).

Por su parte, en la plataforma continental, se han reconocido depósitos permo-triásicos en el *hanging wall* de fallas normales de alto ángulo originadas en esta etapa (Cadenas y Fernández-Viejo, 2017). En el Triásico Medio-Superior, la acomodación en una gran zona de cizalla dextra del desplazamiento relativo de África con respecto a Eurasia origina la formación de tres familias principales de fracturas a escala cortical (Arthaud y Matte, 1977; Ziegler, 1990), entre las que prevalecen los desgarres dextros de dirección noroeste-sureste, como la falla de Ventaniella o la falla de Bilbao. Una consecuencia de la formación de estos desgarres es la individualización del macizo Ibérico, separado del macizo Armoricano, al norte, y de África, al sur, por la falla del golfo de Vizcaya y las fracturas de Agadir y Gibraltar-Minas (Ziegler y Stampfli, 2001). Estas estructuras, con periodos alternos de actividad e inactividad en función del contexto geodinámico, constituyen los límites incipientes de la microplaca ibérica y van a condicionar la evolución geodinámica de Iberia durante el Mesozoico y el Cenozoico.

A continuación, comienza un periodo de subsidencia termal que afecta a los sistemas de *rift* permo-triásicos durante el Jurásico Medio y Superior, dando lugar a una transgresión marina y al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas, progresivamente más jóvenes de oeste a este, sobre las cuencas distensivas ibéricas (González-Fernández *et al.*, 2014; Quintana, 2012; Riaza, 1996). Entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, los procesos extensionales activos en la parte meridional del sistema de *rifting* del Atlántico norte comienzan a extenderse hacia el norte (Fig. 2.2b), generando nueva corteza oceánica y el comienzo de la separación entre Norteamérica y Eurasia (e.g., Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Sibuet *et al.*, 2007; Srivastava *et al.*, 2000). Sin embargo, la partición de esfuerzos que controlaba esta distensión polifásica dio lugar a sistemas de *rift* fuertemente segmentados, entre los que se incluyen cuencas desconectadas hiperextendidas separadas por zonas de transferencia de dirección norte-sur (e.g. Tugend *et al.*, 2014). El primero de estos procesos de hiperextensión tiene lugar entre el Barremiense y el Aptiense, periodo en el que se forma un corredor oceánico entre Iberia y Europa (Fig. 2.2c). El desplazamiento en esta zona se produce fundamentalmente en dirección norte-sur, pero existen discrepancias en cuanto a su magnitud, con estimaciones de la extensión que varían entre 300 y 500 km (Fernández-Viejo *et al.*, 1998; Sibuet *et al.*, 2004; Jammes *et al.*, 2009).

En el Aptiense-Albiense se va a producir una profunda reconfiguración litosférica en Iberia, que culmina con la separación del margen noribérico de Eurasia y la definitiva individualización de Iberia como subplaca (e.g. Roest y Srivastava, 1991). Por una parte, la propagación septentrional del Atlántico Norte alcanza el extremo noroccidental del macizo Ibérico (e.g. Sibuet *et al.*, 2007) y

da lugar a la expansión oceánica del golfo de Vizcaya (Srivastava *et al.*, 1990), que progresa de manera diacrónica de oeste a este (Tugend *et al.*, 2014). Al mismo tiempo, se produce un cambio en el movimiento relativo entre África y Europa (Rosenbaum *et al.*, 2002) que altera de nuevo el contexto geodinámico y provoca el movimiento levógiro de Iberia con respecto a Eurasia. Dicho giro induce el comienzo de la colisión Alpina en el extremo nororiental de Iberia, cuya progresión frena los procesos distensivos y produce el cierre parcial del dominio oceánico en esta zona (Fig. 2.2d). Esta evolución compleja, sumada a las incertidumbres existentes acerca del origen y edad de las anomalías de la serie M (Pitman y Talwani, 1972), ha dado lugar a varios modelos geológicos y cinemáticos relativos a la evolución paleogeográfica de Iberia en este periodo, desencadenando una controversia que continúa vigente (Barnett-Moore *et al.*, 2016).

2.3. Compresión Alpina

Tras el fin de la expansión del golfo de Vizcaya en el Campaniense Inferior, se sucede un periodo de estancamiento hasta el inicio de la colisión continental entre Iberia y Eurasia hace aproximadamente 80 Ma (Vissers y Meijer, 2012) u 84 Ma (Teixell *et al.*, 2018). Esta convergencia da lugar a la imbricación de la corteza inferior ibérica y europea y al desarrollo de los Pirineos (Figs. 2.3a y d, Choukroune y ECORS Team, 1989; Muñoz, 1992). Durante este periodo, el margen septentrional de Iberia, que se extendía a lo largo de la línea Pirineos (falla Norpirenaica) - Fosa Marginal Noribérica - Promontorio de Azores - Vizcaya - King's Trough, constituiría el límite de placa entre África y Eurasia, con Iberia formando parte de la placa africana. El empuje hacia el norte de esta placa favorece la progresión de la colisión continental iniciada en el Cretácico. El acortamiento generado se acomoda de diferente manera en función de la naturaleza de la corteza del norte peninsular, lo que permite definir tres sistemas (Fernández-Viejo *et al.*, aceptado). En el este, por donde comienza la compresión Alpina, se produce una colisión continente-continente entre Iberia y Europa que da lugar a la cordillera Pirenaica. La deformación continuó progresando diacrónicamente hacia el oeste, produciendo la inversión e incorporación al sistema orogénico de las cuencas extensionales mesozoicas de la región Vasco-Cantábrica. Finalmente, en el extremo oeste, la compresión genera la reactivación y subducción limitada del margen cantábrico y la exhumación de un bloque de basamento Varisco (macizo Asturiano, Fig. 2.3b), junto con la formación de dos cuencas sinorogénicas asociadas: la cuenca del Duero y la cuenca de Oviedo (Alonso *et al.*, 1996). Según la terminología adoptada en este trabajo, la región Vasco-Cantábrica y el macizo Asturiano constituyen en conjunto la cordillera Cantábrica.

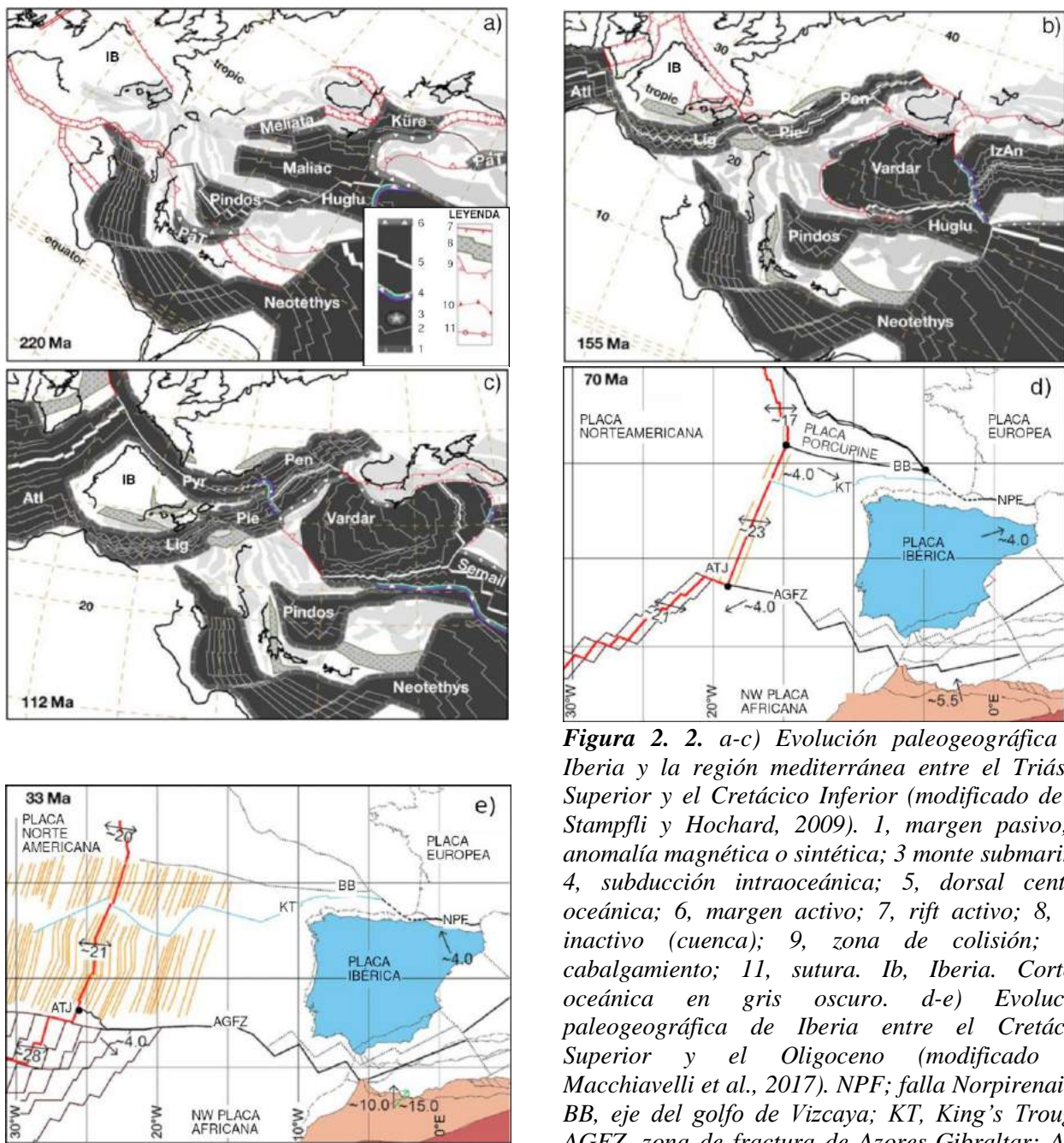


Figura 2. a-c) Evolución paleogeográfica de Iberia y la región mediterránea entre el Triásico Superior y el Cretácico Inferior (modificado de Stampfli y Hochard, 2009). 1, margen pasivo; 2 anomalía magnética o sintética; 3 monte submarino; 4, subducción intraoceánica; 5, dorsal centro-oceánica; 6, margen activo; 7, rift activo; 8, rift inactivo (cuenca); 9, zona de colisión; 10, cabalgamiento; 11, sutura. Ib, Iberia. Corteza oceánica en gris oscuro. d-e) Evolución paleogeográfica de Iberia entre el Cretácico Superior y el Oligoceno (modificado de Macchiavelli et al., 2017). NPF; falla Norpirenaica; BB, eje del golfo de Vizcaya; KT, King's Trough; AGFZ, zona de fractura de Azores-Gibraltar; ATJ, Punto Triple de las Azores.

A partir del Eoceno tardío comienza también la colisión entre África e Iberia en la zona de fractura de Azores-Gibraltar, al sur de la península ibérica. La actividad de los dos límites de placa mencionados (Fig. 2.2e), el septentrional y el meridional, ahonda en la individualización de la microplaca ibérica y da lugar a la formación de las montañas del Atlas (Beauchamp *et al.*, 1999) y el sistema Bético (Banda y Ansorge, 1980) en el sur de la Península (Fig. 2.3c). Los esfuerzos en la zona interior de Iberia se traducen también en la formación de otras importantes cadenas alpinas como el sistema Central, la cordillera Ibérica y la cordillera Costero-Catalana. Finalmente, hace aproximadamente 24 Ma, se produce el cese de la actividad a lo largo de la sutura norte de la

Península y el límite de Iberia queda situado en la fractura de Azores-Gibraltar (Roest y Srivastava, 1991).

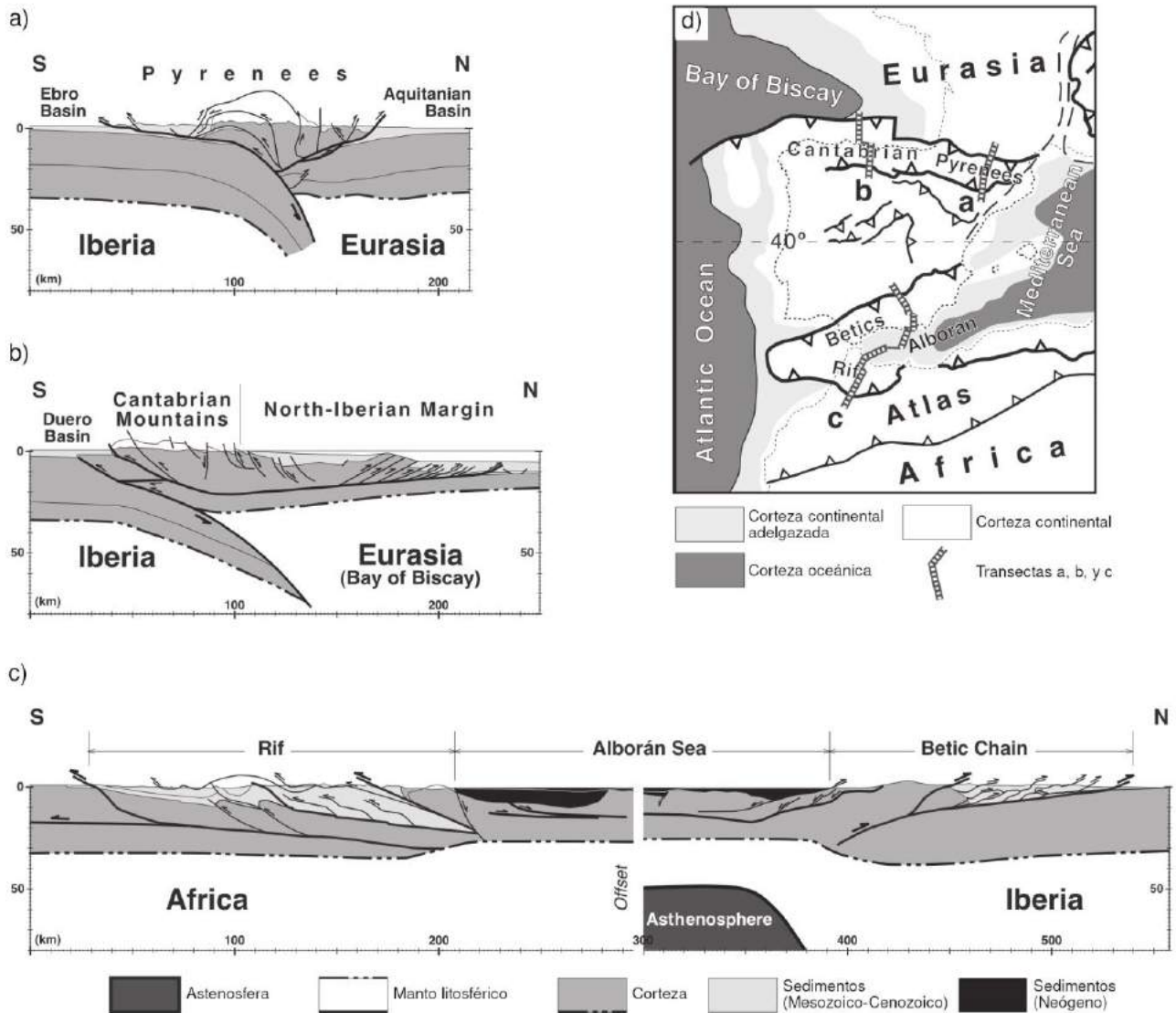


Figura 2. 3. Transectas corticales perpendiculares a las cordilleras situadas en los márgenes de Iberia, representadas a la misma escala (tomado de Quintana et al., 2015). a) Pirineos centrales (Muñoz, 1992). b) cordillera Cantábrica y margen noribérico (Gallastegui, 2000). c) Cordillera Bética, cordillera del Rif y mar de Alborán (Frizon de Lamotte et al., 2004). d) Situación geográfica de las transectas.

2.4. Dominios geológicos en el área de estudio

La naturaleza de la corteza superior del noroeste de la península ibérica ha sido dividida en base a las características de las rocas y las estructuras que la configuran, a partir de datos de geología de superficie. La mayor parte de los dominios geológicos del área de estudio adquieren su estructura en el Varisco y posteriormente son retrabajados, en mayor o menor medida, durante la deformación Alpina. Asimismo, en la zona se han reconocido varias cuencas sedimentarias de edad mesozoica y cenozoica (Fig. 2.4).

2.4.1. *Dominios Variscos*

El primero de los dominios tectónicos Variscos, situado al este del área de estudio, es el cinturón de pliegues y cabalgamientos que constituye la parte externa del orógeno, correspondiente a la zona Cantábrica en la literatura (e.g. Alonso *et al.*, 2009). Esta zona está formada mayoritariamente por rocas sedimentarias, con ausencia de metamorfismo y escaso desarrollo de clivaje (Fig. 2.5a). Asimismo, se ha reconocido la existencia de cuñas siliciclásticas sinorogénicas (Marcos y Pulgar, 1982) localizadas en el frente de los cabalgamientos principales. Las estructuras más características son los pliegues y cabalgamientos vergentes al este, siguiendo estas últimas trayectorias con rampas y rellanos que en ocasiones dan lugar a estructuras más complejas, como imbricados y dúplexes (Pérez-Estaún *et al.*, 1988), y que no involucran al basamento (Fig. 2.5b).

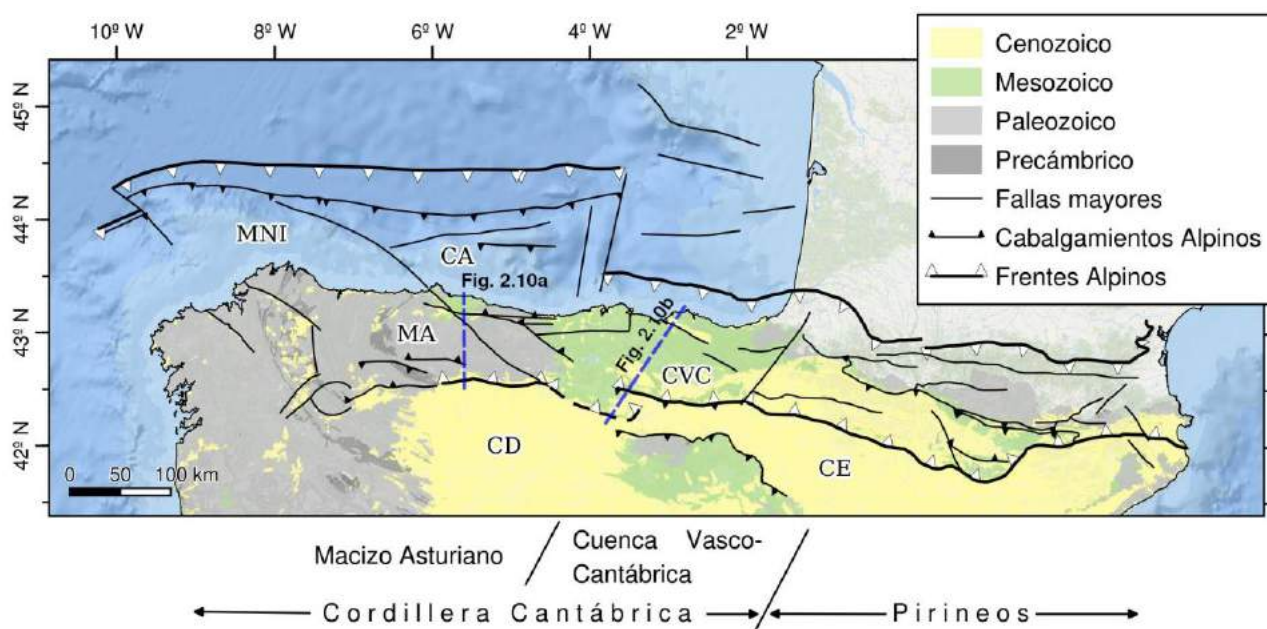


Figura 2. 4. Mapa tectónico simplificado de la cordillera Cantábrica y los Pirineos mostrando la terminología utilizada en este trabajo. Nótese que la cordillera Cantábrica y los Pirineos constituyen en conjunto una cadena montañosa que se extiende en dirección este-oeste por el norte de la península ibérica y que recibe el nombre genérico de orógeno Pirenaico-Cantábrico. MNI, margen noribérico; CA, cuenca asturiana; MA, macizo asturiano; CVC, cuenca Vasco-Cantábrica; CD, cuenca del Duero; CE, cuenca del Ebro.

Al oeste del cinturón de pliegues y cabalgamientos Varisco, separado por las estructuras del antiformal del Narcea, se sitúan las zonas internas del orógeno, mostrando una disposición cartográfica aproximadamente norte-sur en el área de estudio (Fig. 2.5a). En el antiformal del Narcea, los cabalgamientos comienzan a involucrar rocas del basamento pre-Varisco y, por otra parte, llevan asociada deformación interna en las rocas con el desarrollo de una foliación tectónica.

Ambos fenómenos determinan la separación entre las zonas externas, hacia el este, y las zonas internas, hacia el oeste.

Atendiendo a las características de las rocas, su fábrica y su disposición se pueden distinguir cuatro dominios principales en las zonas internas: i) un cinturón lineal de pizarras que envuelve las zonas externas del orógeno, ii) un cinturón pizarroso subhorizontal que coincide parcialmente con el manto de Mondoñedo (Bastida *et al.*, 1986), iii) un dominio formado por rocas metamórficas de alto grado con intrusiones generalizadas de granitoides Variscos y iv) una serie de mantos alóctonos formados por rocas de alto grado de metamorfismo emplazados sobre el dominio anterior. Los dos primeros dominios, y parte del tercero, se engloban dentro de la zona Asturoccidental-Leonesa en la literatura. El resto del tercer dominio y el cuarto se corresponderían con la zona Centro-Ibérica y la zona de Galicia-Trás-os-Montes, respectivamente

El cinturón pizarroso lineal constituye un dominio situado al este manto de Mondoñedo, sobre el dominio del Navia-Alto Sil (Marcos, 1973), y coincide con una zona en la que predominan rocas siliciclásticas de edad cambro-ordovícica. Los materiales presentan una fábrica tectónica desarrollada en condiciones de metamorfismo de bajo grado, que imprime una fuerte anisotropía planar y mecánica a la propagación de las ondas sísmicas (Cárdenes *et al.*, 2021). Por su parte, el cinturón pizarroso subhorizontal coincide con la parte central y posterior del manto de Mondoñedo (Fig. 2.5a). La estructura general de la corteza superior en este dominio, a profundidades de hasta 10 km, está dominada por la presencia de grandes pliegues recumbentes (Fig. 2.5b, Matte, 1968; Bastida *et al.*, 1986). El plegamiento isoclinal está acompañado de una fábrica tectónica equilibrada en condiciones metamórficas de grado medio a alto con una presencia generalizada de foliaciones tectónicas. El conjunto de estos dos dominios se corresponde con la zona Asturoccidental-Leonesa en la división tradicional del orógeno Varisco (Fig. 2.5a).

El último de los dominios corresponde al de los mantos alóctonos, es decir, grandes unidades cabalgantes de procedencia exótica emplazadas sobre rocas del Paleozoico inferior y el Precámbrico autóctonas (e.g. Martínez-Catalán *et al.*, 1997). Dentro de estos mantos han sido diferenciadas varias unidades, pero todos presentan ciertos elementos comunes: están formados fundamentalmente por rocas metamórficas de alto grado de presión (Fig. 2.5a), presentan fuertes fábricas tectónicas y se disponen de manera subhorizontal (ver e.g. Marcos *et al.*, 2002 para el complejo de cabo Ortegal y Martínez-Catalán *et al.*, 2012 para el complejo de Órdenes). Los perfiles geológicos realizados a partir de datos de geología superficial revelan que estas unidades

llegan a extenderse varios kilómetros de profundidad en la corteza continental (Fig. 2.5b, Bayer y Matte, 1979).

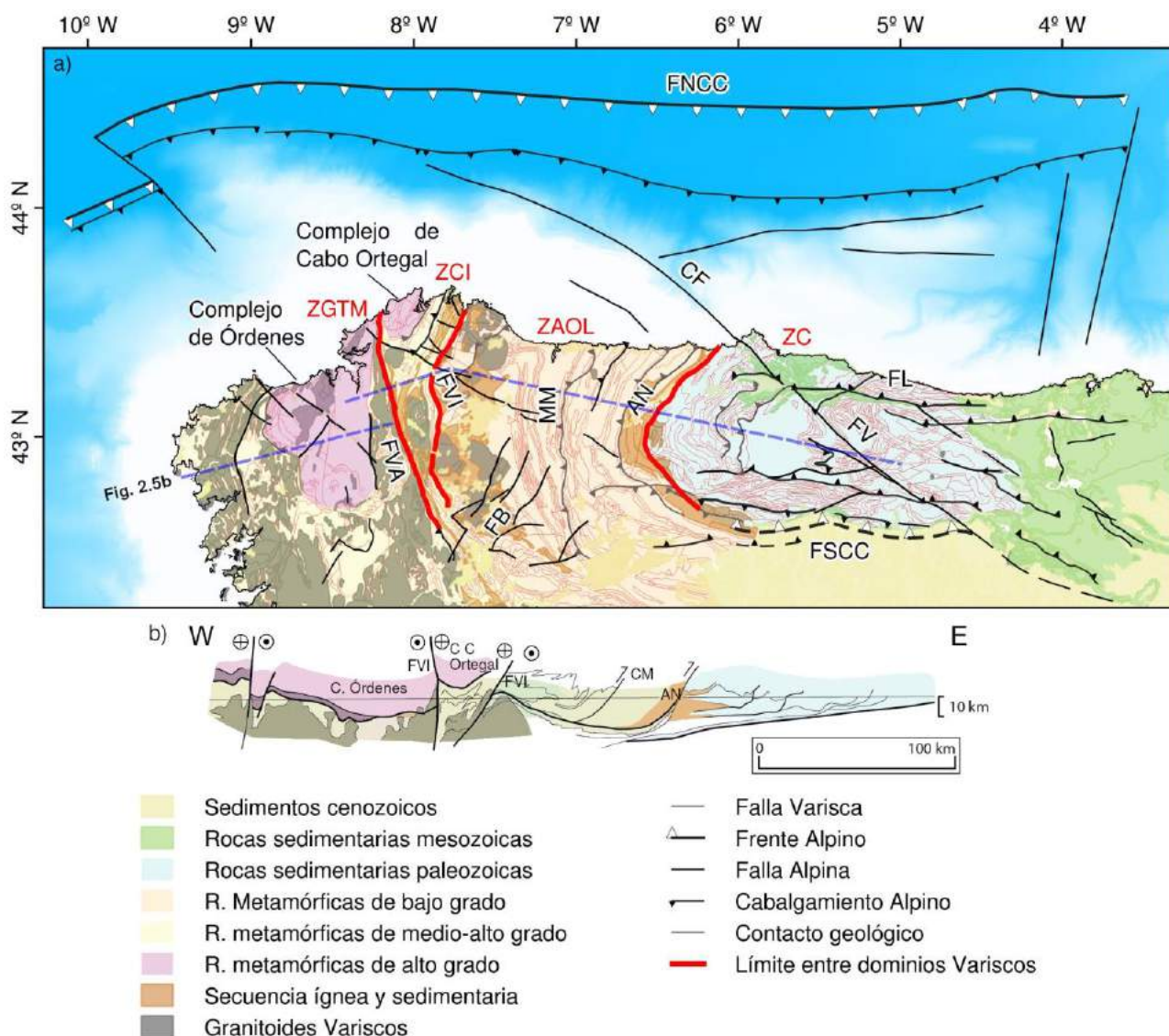


Figura 2. 5. a) Mapa geológico del noroeste de la península ibérica mostrando las principales estructuras Variscas y Alpidas. En color se representa una zonación basada en las litologías predominantes. El trazado de la falla Cantábrica está tomado de Fernández-Viejo et al. (2014). b) Corte general a través de la región noroccidental del macizo Ibérico, basado en Pérez-Estaún et al. (1991). ZC, zona Cantábrica; ZAOL, zona Asturoccidental-Leonesa; ZCI, zona Centroibérica. FNCC, frente norte de la cordillera Cantábrica; FSCC, frente sur de la cordillera Cantábrica; CF, falla Cantábrica; FV, falla de Ventaniella; FL, falla de Llanera; AN, antiforme del Narcea; MM, manto de Mondoñedo; CM, cabalgamiento de Mondoñedo; FB, falla de Becerreá; FVI, falla de Viveiro; FVA, falla de Valdoviño.

2.4.2. Cuenca Vasco-Cantábrica

La cuenca Vasco-Cantábrica llegó a alcanzar espesores de sedimentos de hasta 15000 m durante su formación en la etapa de *rifting* mesozoico (Fig. 2.4, Quintana et al., 2015). Su estructura y

estratigrafía son heterogéneas, comprendiendo materiales de origen diverso con edades que van desde el Pérmico tardío hasta el Cretácico (e.g. Rat, 1988). En la transición entre la cuenca Vasco-Cantábrica y el macizo Asturiano, los sedimentos mesozoicos se disponen de manera discordante (inconformidad) sobre el basamento Varisco.

2.4.3. Cuencas cenozoicas

En el noroeste peninsular se localizan varias cuencas cenozoicas, entre las que destacan la cuenca del Duero y la del margen noribérico, que constituyen las cuencas de antepaís de la cordillera Cantábrica (Fig. 2.4). La cuenca del Duero se localiza al sur de la misma y está formada por sedimentos cenozoicos que alcanzan un espesor máximo de 2800 m en su parte norte (Herrero *et al.*, 2010) y se disponen de manera discordante sobre el mesozoico. Asimismo, presenta en sus límites discordancias sintectónicas desarrolladas durante el levantamiento de la cordillera Cantábrica (Herrero *et al.*, 2010).

El sector central de la plataforma continental se encuentra ocupado por materiales cenozoicos. En este sector, se ha identificado una depresión denominada Surco de Peñas, rellena por una potente secuencia sinorogénica (Gallastegui, 2000). Hacia el oeste, la secuencia mesozoica pasa a ser la más abundante, mientras que los afloramientos cenozoicos son más restringidos (Boillot *et al.*, 1973). Por su parte, la cuenca asturiana (Fig. 2.4), localizada frente a la costa oriental de Asturias, se ha interpretado como un surco este-oeste asimétrico relleno por una sucesión sedimentaria que llega a superar los 10 km de potencia en su depocentro principal (Cadenas y Fernández-Viejo, 2017).

Situada entre las dos cuencas de antepaís de la cordillera Cantábrica, la cuenca de Oviedo-Cangas de Onís, se considera una cuenca originada como resultado de la inversión de una falla extensional mesozoica, la falla de Llanera (Fig. 2.5a, Almela y Ríos, 1962). La zona subsidente generada por el movimiento de la falla fue relleno por materiales mesozoicos y cenozoicos que presentan un espesor medio de 400 m. Hacia el oeste, en Galicia, se han reconocido diversas cuencas cenozoicas limitadas por fallas de desgarre (Santanach, 1994; Martín-González y Heredia, 2011)

2.4.4. Deformación Alpina

Los dominios descritos han sido definidos en base a rocas y estructuras formadas durante la orogenia Varisca. Los eventos tectónicos que siguieron a este periodo carecieron de la intensidad y del carácter generalizado que sí tuvo el ciclo Varisco. Es por ello que no se ha reportado en el área

de estudio ninguna fábrica tectónica de escala regional en relación con los episodios extensionales que dan lugar a la apertura del océano Atlántico o con la reciente convergencia Alpina. De hecho, sólo en el primero de los dominios Variscos enumerados, la zona Cantábrica, se ha descrito un efecto generalizado de la deformación Alpina en rocas y estructuras previas que consiste en el reapretamiento de estructuras Variscas previas de elevada inclinación (Alonso y Pulgar, 1989). También existen evidencias locales de fracturación post-Varisca en este dominio. A pesar de que no se ha realizado todavía ningún estudio acerca de la fracturación Alpina en el área de estudio, las observaciones realizadas en rocas post-Pérmicas localizadas en el extremo oriental de la zona Cantábrica muestran el desarrollo de sistemas de fracturas subverticales de dirección N-S.

En cuanto a la formación de estructuras, la mayor parte del acortamiento Alpino se resuelve mediante el rejuego de discontinuidades Variscas previas -reactivación de cabalgamientos e inversión de fallas extensionales-, pero también se produce la formación de estructuras compresivas nuevas de dirección fundamentalmente este-oeste en la cordillera Cantábrica y margen continental, pasando a noroeste-sureste y norte-sur en Galicia (Fig. 2.5a). Un ejemplo de este tipo de fracturas Alpinas compresivas es el cabalgamiento cortical inclinado hacia el norte que produce el levantamiento de la cuenca Vasco-Cantábrica y su incorporación al orógeno (Fig. 2.4). En lo relativo al estilo estructural del acortamiento Alpino, se pueden diferenciar dos dominios en base al tipo de estructuras y su orientación: un dominio asturiano dominado por la presencia de cabalgamientos con dirección este-oeste y un dominio gallego, constituido por dos sistemas de fallas en dirección conjugadas, dexas en dirección noroeste e izquierdas en dirección noreste (Llana-Fúnez y López-Fernández, 2015).

2.5. Estructura cortical

La estructura cortical del noroeste de la península ibérica no puede entenderse sin las diversas campañas geofísicas que han permitido obtener datos acerca de ella (Fig. 2.6). Los primeros perfiles (GALICIA e IAM-12), realizados en Galicia y norte de Portugal a finales de los años 80, mostraron una corteza prácticamente indeformada internamente con posterioridad al Carbonífero, con un límite horizontal entre la corteza inferior y el manto (Córdoba et al., 1997, 1998). Una corteza de signatura similar fue observada bajo la cuenca del Duero. En general, en estas zonas el espesor cortical se mantiene relativamente constante entre 30-32 km, con ligeras variaciones en el margen atlántico (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996), donde disminuye hasta 28-26 km. En la transición entre el dominio continental y el oceánico, los resultados muestran un cambio brusco, localizado

aproximadamente a la altura del talud continental, entre la corteza continental de ~30 km y la corteza de ~18 km de espesor bajo la llanura abisal (Fig. 2.7, Fernández-Viejo *et al.*, 1998).

Para extender la investigación hasta el oeste, se realizaron en el marco del proyecto ESCI-N (*Estudios sísmicos de la corteza ibérica-norte, 1987-1991*) cuatro perfiles de reflexión profunda complementados con otros métodos geofísicos -refracción/reflexión de gran ángulo, gravimetría, geología superficial- (Fig. 2.6). Los perfiles de reflexión profunda ESCIN-1 y ESCIN-3 (Figs. 2.6 y 2.7), con orientaciones este-oeste, se realizaron perpendicularmente a las principales estructuras del orógeno Varisco, el primero en tierra, el segundo atravesando en tres partes la llanura abisal, el talud continental y la plataforma continental (Pérez-Estaún *et al.*, 1994). Otros dos perfiles, el ESCIN-2, de 65 km de longitud, y el ESCIN-4 (Figs. 2.6 y 2.9), de 145 km de longitud, se realizaron con orientación N-S, perpendiculares a las estructuras Alpinas.

El perfil ESCIN-1 proporciona una imagen muy detallada del cinturón de pliegues y cabalgamientos que forma la zona Cantábrica, la zona externa del orógeno Varisco. En este perfil se pudo identificar el nivel de despegue basal de la zona Cantábrica, que profundiza suavemente de este a oeste, pasando de 12 km de profundidad en el sector oriental a 16 km en la transición entre zonas internas y externas (Fig. 2.7). Precisamente en este límite entre las zonas internas (zona Astur-Occidental Leonesa) y externas (zona Cantábrica), del orógeno Varisco, el perfil permite precisar la geometría del antiformal del Narcea. Esta zona de transición es también investigada en el margen continental gallego y asturiano mediante el perfil ESCIN-3. En la zona más superficial, se observan importantes cuencas sedimentarias relacionadas con la extensión mesozoica (Fig. 2.7). A profundidades intermedias, aparecen un gran número de reflectores subhorizontales con buzamientos suaves hacia el oeste que parecen corresponderse en superficie con las principales estructuras Variscas de la región (Fig. 2.7). La profundidad del Moho ha sido establecida en aproximadamente 28 km, con ligeras variaciones a lo largo de la plataforma (Ayarza, 1995). Por debajo de esta profundidad, se aprecian todavía varias reflexiones claras dentro del manto litosférico (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996) que han sido asociadas a la subducción de la corteza oceánica del golfo de Vizcaya bajo la corteza del margen noribérico (Fig. 2.7), aunque persisten las discrepancias en cuanto a la localización de estas transiciones continente-océano y a la magnitud de la subducción (e.g. Ayarza *et al.*, 2004; Teixell *et al.*, 2018). En cuanto al espesor cortical general de las dos líneas, se observa un engrosamiento en el sector oriental del perfil que ha sido atribuido al efecto de la compresión Alpina (Gallastegui *et al.*, 1997; Pérez-Estaún *et al.*, 1995).

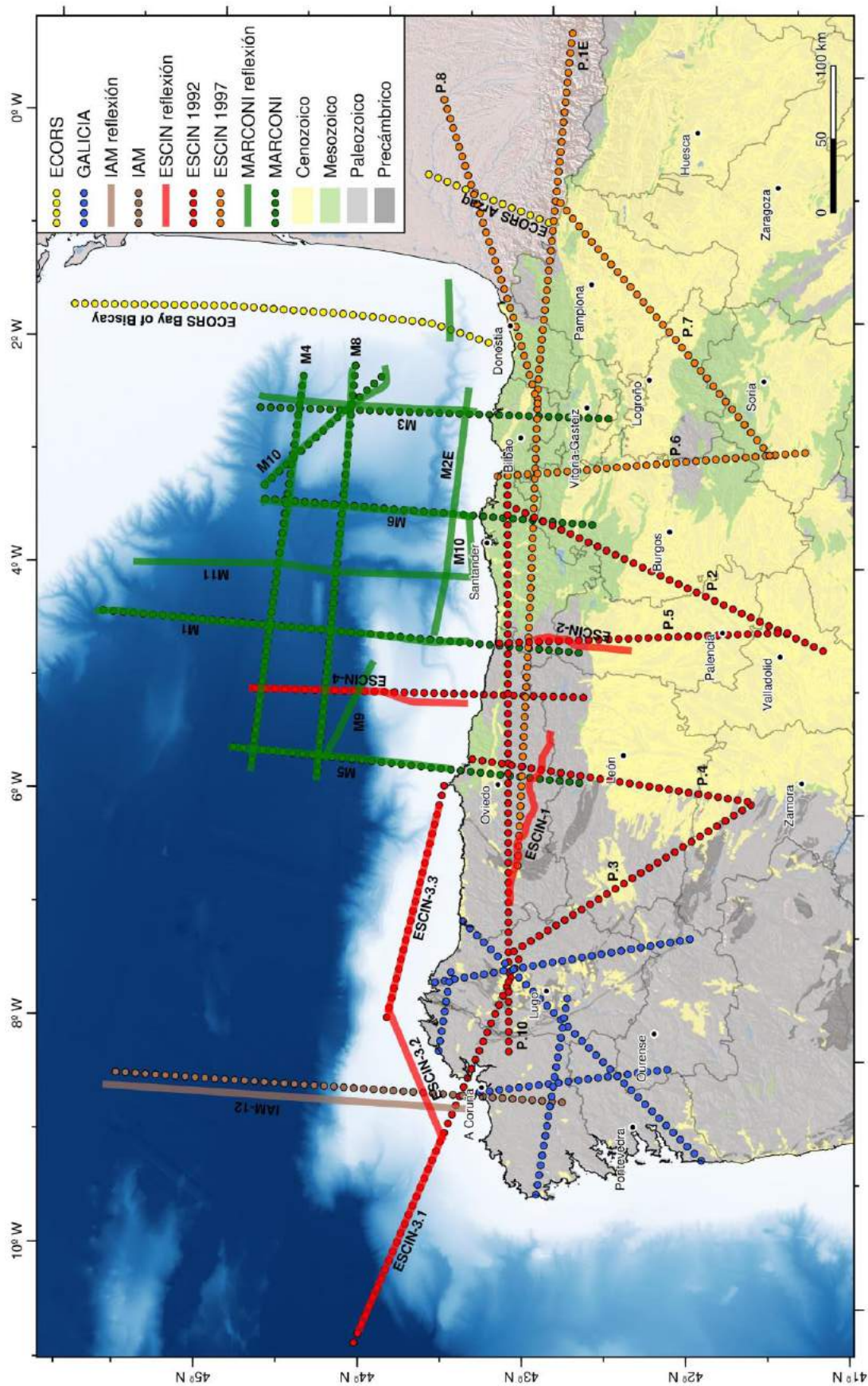


Figura 2. 6. Campañas y proyectos de investigación geofísicos más destacados realizados en la cordillera Cantábrica, los Pirineos, y el margen continental noribérico. Los perfiles sísmicos de reflexión se representan con traza continua, mientras que los de gran ángulo están delineados con puntos.

El aumento del espesor cortical bajo la cordillera Cantábrica ha sido reconocido el perfil ESCIN-2, que muestra reflectores que apuntan a un importante engrosamiento de la corteza que llega a alcanzar ~50 km de espesor (Fig. 2.8). La estructura general se interpreta como análoga a la observada en los Pirineos a través del perfil ECORS (Choukroune, 1989). En el caso de la cordillera Cantábrica, esta raíz aumenta su espesor hacia el norte y se interpreta como el resultado de la indentación durante el Alpino de la corteza inferior del margen ibérico, que da lugar a la delaminación y subducción hacia el norte de la corteza media e inferior ibérica (Fig. 2.8, Pulgar *et al.*, 1996; Gallastegui *et al.*, 2016). En la parte más superficial del perfil se observan numerosos reflectores inclinados al norte que se interpretan como los cabalgamientos que superponen la cordillera Cantábrica sobre la cuenca del Duero. Continuando el perfil ESCIN-2 hacia el norte, el perfil ESCIN-4 ofrece una imagen muy completa del margen continental cantábrico (Fig. 2.8). En su extremo septentrional, que comprende la plataforma asturiana y el banco Le Danois, se identifican numerosas cuencas sedimentarias Mesozoicas invertidas durante el Terciario (Cadenas, 2017). En la base del talud continental aparecen una serie de reflectores inclinados al sur, que dan lugar a estructuras con forma de cuña interpretadas tradicionalmente como los sedimentos del prisma de acreción Alpino enterrados bajo sedimentos recientes (Fernández-Viejo, 1997). Al sur del talud se aprecia una importante secuencia sedimentaria depositada sobre un basamento, posiblemente oceánico, cuya base se inclina ligeramente hacia el sur (Fig. 2.8).

En 2003, en el marco del proyecto MARCONI (*Reconocimiento geológico del margen continental Nor-ibérico: estudio integrado de las cuencas sedimentarias y evolución geodinámica del golfo de Vizcaya y la cordillera Pirenaico-Cantábrica [REN2001-1734-CO3-02/MAR]*), se extiende hacia el este la investigación la arquitectura profunda de la corteza del margen continental cantábrico mediante la realización de perfiles sísmicos multicanal (Ferrer *et al.*, 2008; Fernández-Viejo *et al.*, 2011; Roca *et al.*, 2011) y toda una red de perfiles norte-sur y este-oeste de gran ángulo complementados con OBSs y estaciones sísmicas en tierra (Ruiz 2007; Ruiz *et al.*, 2017). Los modelos derivados de las fases de gran ángulo registradas en los perfiles norte-sur muestran la imbricación de la corteza bajo los Pirineos y la cordillera Cantábrica (Fig. 2.8). De forma análoga a lo observado en el perfil ESCIN-2, en el sector más meridional se interpreta la indentación de la corteza del margen ibérico y la corteza ibérica, generando la subducción de la corteza media e inferior de esta última (Gallastegui *et al.*, 2016). De sur a norte, bajo el margen noribérico, la profundidad del Moho se reduce significativamente desde los 30 km bajo la línea de costa hasta alrededor de 20 km en el talud continental y 15 km en la llanura abisal del golfo de Vizcaya (Fernández-Viejo *et al.*, 1998; Ruiz *et al.*, 2017).

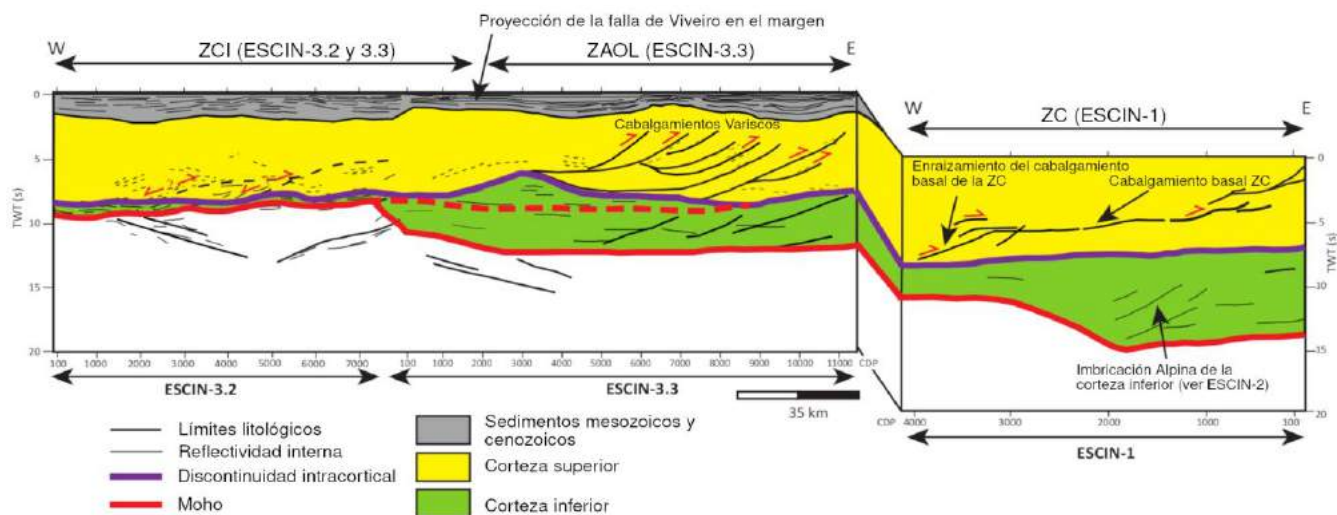


Figura 2. 7. Interpretación de los perfiles de reflexión profunda ESCIN-1, ESCIN-3.2 y ESCIN-3.3 (modificado de Ayarza *et al.*, en revisión).

Las otras estructuras observadas en el margen son fundamentalmente fallas extensionales mesozoicas y compresivas terciarias (Cadenas *et al.*, 2020). Los perfiles sísmicos multicanal permitieron obtener las primeras imágenes de las cuencas sedimentarias desarrolladas en el margen continental a lo largo de su evolución. Las principales estructuras generadas durante la compresión Alpina son cabalgamientos con vergencia norte localizados al pie del talud continental y estructuras extensionales Mesozoicas invertidas. La identificación en algunas líneas de cuencas extensionales pre-Alpinas apunta también a que, al menos hasta longitudes de 6°O, el basamento está formado por una corteza continental adelgazada durante los episodios extensionales (Fernández-Viejo *et al.*, 2011).

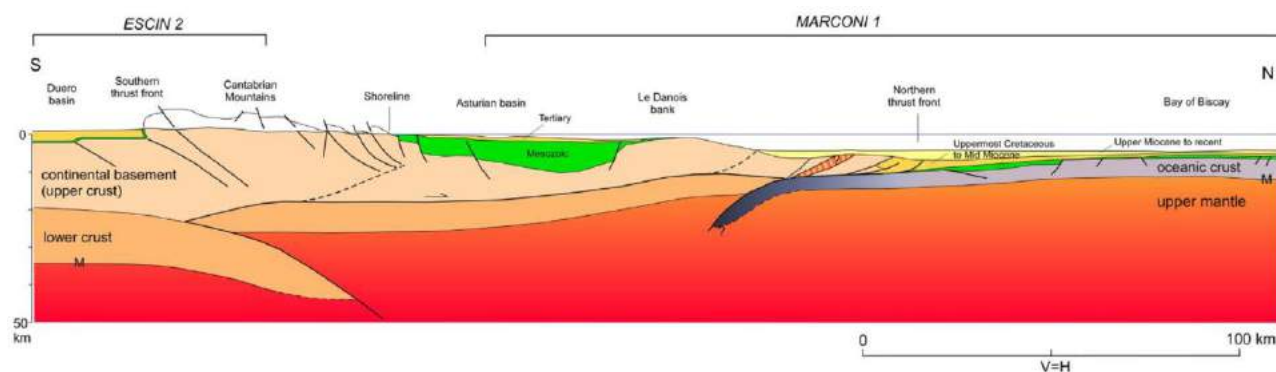


Figura 2. 8. Interpretación de la sección que sigue la traza de los perfiles de reflexión ESCIN-2 y MARCONI-1 (paralelo a ESCIN-4). La zona rayada en el prisma de acreción representa rocas de alta densidad de la corteza inferior o mantélicas deducidas de datos gravimétricos (tomado de Teixell *et al.* 2018). M, Moho. Situación de las líneas en Fig. 2.6.

Los perfiles de gran ángulo realizados (Figs. 2.9a y b) ponen de manifiesto las fuertes variaciones laterales de la estructura cortical que ya apuntaban los perfiles ESCIN. Esto es

particularmente visible en el perfil este-oeste, donde se observa un importante engrosamiento de la corteza hacia el este, pasando de espesores de 30 km en las zonas internas del orógeno Varisco a cerca de 50 km bajo la parte más elevada de la cordillera Cantábrica, un área fuertemente afectada por la orogenia Alpina (Fig. 2.9a). El engrosamiento observado en los perfiles norte-sur es más moderado, pasando de 30 km bajo la cuenca del Duero a ~35 km bajo el frente de la cordillera (Fernández-Viejo, 1997; Fernández-Viejo *et al.*, 2000). Posteriormente se prolonga el perfil este-oeste hasta alcanzar los Pirineos Centrales, mostrando la transición de una corteza de ~32 km a una corteza engrosada, aunque con ciertas ondulaciones, alterada durante el Alpino (Fig. 2.9b). También se realizan tres perfiles más en la cuenca Vasco-Cantábrica, Pirineos Occidentales y cuenca del Ebro (Pedreira *et al.*, 2003; Pedreira, 2004).

A la vista de los datos geofísicos recogidos en todas estas campañas, la estructura de la cordillera Cantábrica se ha explicado mediante un cabalgamiento profundo despegado en la corteza media (~15 km) que da lugar a un gran pliegue de flexión de falla en cuya cresta se formaría la cordillera (Figs. 2.10a y 10b; Alonso y Pulgar, 1993; Alonso *et al.*, 1996). En el macizo Asturiano, basamento paleozoico y cobertera mesozoica se deforman solidariamente durante la orogenia Alpina, lo que termina produciendo la erosión de la cobertera sedimentaria mesozoica y la exposición del basamento paleozoico subyacente, elevado sobre la actual cuenca del Duero (Fig. 2.10a). Este basamento de estructura principalmente Varisca es también deformado en el Alpino mediante la reactivación de estructuras Variscas previas. En el extremo este de la zona de estudio, en la transición hacia la cuenca Vasco-Cantábrica, la secuencia mesozoica se encuentra a menudo despegada en niveles del Triásico, que favorecen la creación de despegues entre rocas más competentes (Fig. 2.10b, Quintana, 2012). Hacia el occidente de Asturias y Galicia, el acortamiento Alpino parece haber sido acomodado mediante fallas de desgarre de dirección noroeste y noreste, dextrógiras y levógiras respectivamente, que dan lugar a numerosas cuencas terciarias de pull-apart (Alonso *et al.*, 2007).

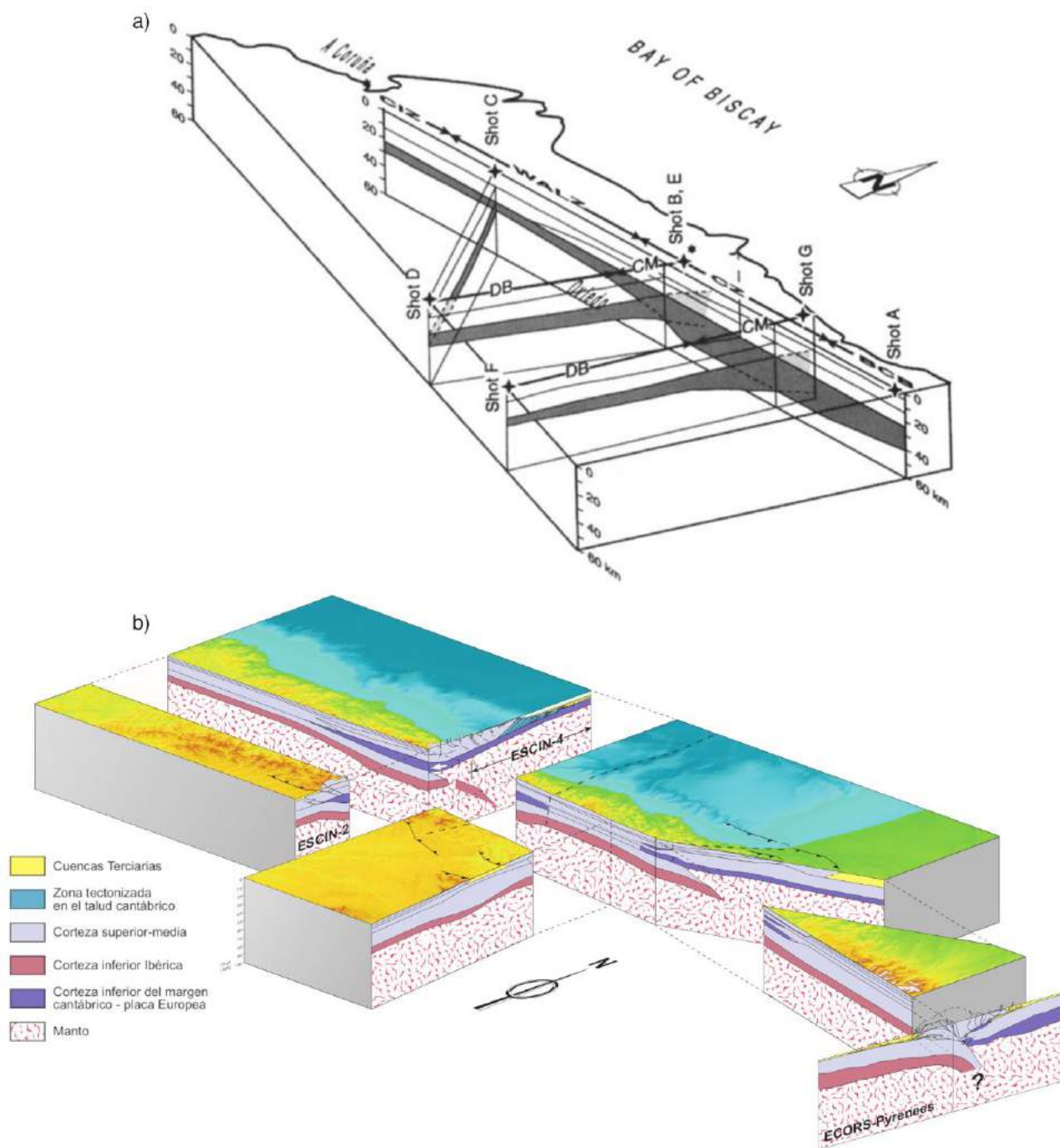


Figura 2. 9. a) Espesor cortical obtenido a partir de los perfiles de reflexión/refracción de gran ángulo realizados en 1992 (tomado de Fernández-Viejo et al., 2000). CIZ, zona Centro-Ibérica; WALZ, zona Astur-Occidental Leonesa; CZ, zona Cantábrica; BCB, cuenca Vasco-Cantábrica; CM, cordillera Cantábrica; DB, cuenca del Duero. b) Esquema tridimensional de la estructura cortical de la cordillera Cantábrica y los Pirineos integrando la información de los perfiles de reflexión/refracción de gran ángulo de la campaña de 1997 y los perfiles de reflexión profunda ECORS-Pirineos (Muñoz, 1992) y ESCIN-2 y 4 (Gallastegui, 2000). (Modificado de Pedreira, 2004).

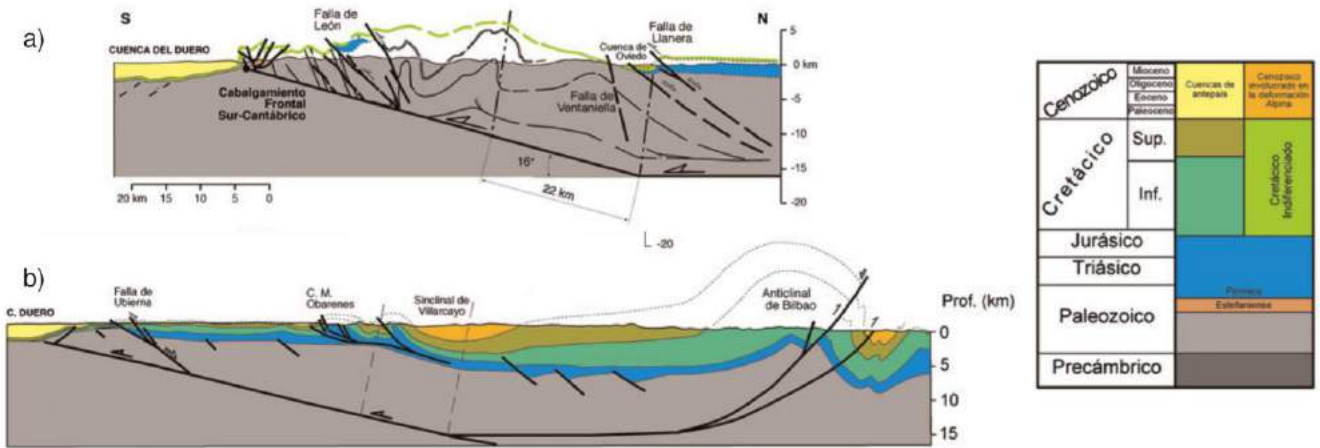


Figura 2. 10. a) Corte geológico a través del sector central de la cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996) y b) la cuenca Vasco-Cantábrica (Quintana, 2012) mostrando las principales estructuras Alpinas y el cabalgamiento profundo responsable del levantamiento de la Cordillera (modificado de Alonso *et al.*, 2007). Situación de los cortes en Fig. 2.4.

2.6. Dinámica actual de la península ibérica. Estado de esfuerzos y sismotectónica regional

Tras la inactivación del límite de placa septentrional en el Mioceno Inferior (Srivastava *et al.*, 1990), la microplaca ibérica, con gran parte de su estructura actual ya adquirida, se incorpora a Eurasia. Su límite meridional continúa coordinado a lo largo de la zona de fractura de Azores-Gibraltar, cuya actividad persiste actualmente (e.g. Jiménez-Munt *et al.*, 2001). Los modelos más recientes estiman un movimiento relativo entre África y Eurasia de ~ 4 mm/año, acomodado mayoritariamente mediante compresión oblicua con algunas zonas caracterizadas por una extensión ENE-OSO o un movimiento de desgarre dextro (DeMets *et al.*, 2010).

De manera general, la península ibérica se halla sometida desde el Mioceno Inferior a una compresión dominante noroeste-sureste (Fig. 2.11a), al igual que ocurre en toda Europa occidental. A escala regional, algunos autores (e.g. De Vicente *et al.*, 2008; Muñoz-Martín *et al.*, 2012) identifican perturbaciones del campo de esfuerzos general relacionadas con heterogeneidades y estructuras de primer orden a nivel cortical (Fig. 2.11a). De esta manera, en el norte de la Península se ha delimitado una zona de predominio de esfuerzos de desgarre y extensión uniaxial en Galicia, cambiando hacia el oeste a esfuerzos transpresivos y de desgarre (Fig. 2.11b). En los Pirineos y la cordillera Ibérica, la extensión es dominante (Fig. 2.11b).

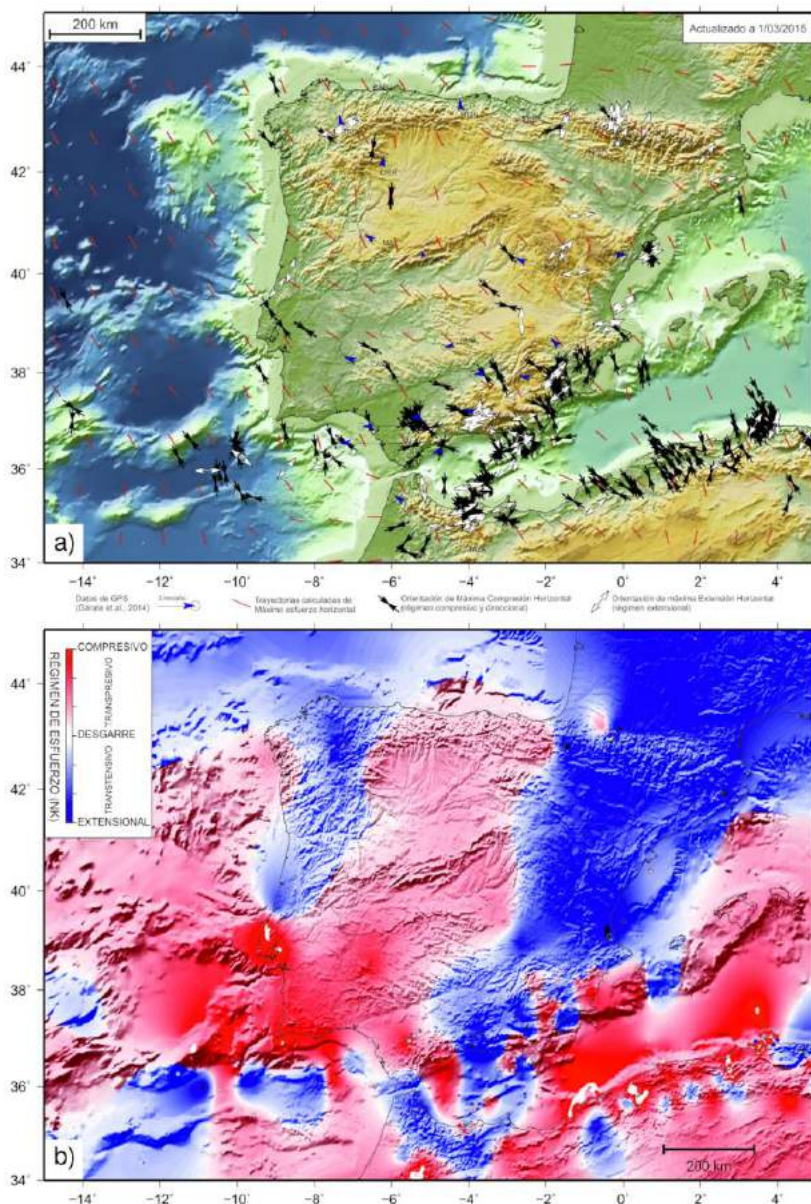


Figura 2. 11. a) Mapa de orientaciones de esfuerzos activos en la península ibérica. Las flechas negras indican la orientación del máximo acortamiento horizontal para regímenes compresivos y de desgarre. Las flechas blancas representan la orientación de la máxima extensión horizontal en régimen extensional. Las flechas azules indican las medidas de velocidad realizadas a partir de datos GPS por Gárate et al. (2014) y las barras rojas muestran las trayectorias de máximo esfuerzo horizontal. b) Mapa del régimen de esfuerzos activos de la Península (tomado de la actualización de marzo de 2015 de los resultados presentados en Muñoz-Martín et al., 2012).

Desde un punto de vista tectónico, la sismicidad en la Península responde a la pauta general de la región Ibero-Magrebí, que comprende la zona situada entre la dorsal centro-atlántica y el Mediterráneo occidental. La actividad sísmica se concentra fundamentalmente en el límite de placa entre Eurasia y África, que presenta a su vez un extremo occidental más activo que la falla de desgarre que se extiende hacia el este, la falla de Azores-Gibraltar (Fig. 2.12). Asimismo, también se registra una importante actividad relacionada con la dorsal centro-atlántica (Fig. 2.12). En esta zona, los sismos son predominantemente superficiales, mientras que en el borde sur de la península se han detectado terremotos con hipocentros situados a profundidades intermedias y grandes (650 km). Otras zonas que muestran también una importante actividad sísmica son la cordillera Costero-Catalana y, sobre todo, el área pirenaica, (Fig. 2.12) donde se han reconocido varias alineaciones

este-oeste de sismos (e.g. Souriau *et al.*, 2001; Ruiz *et al.*, 2006a, 2006b). Algunos autores (e.g. Chevrot *et al.*, 2011) vinculan esta actividad al desmantelamiento del edificio orogénico pirenaico.

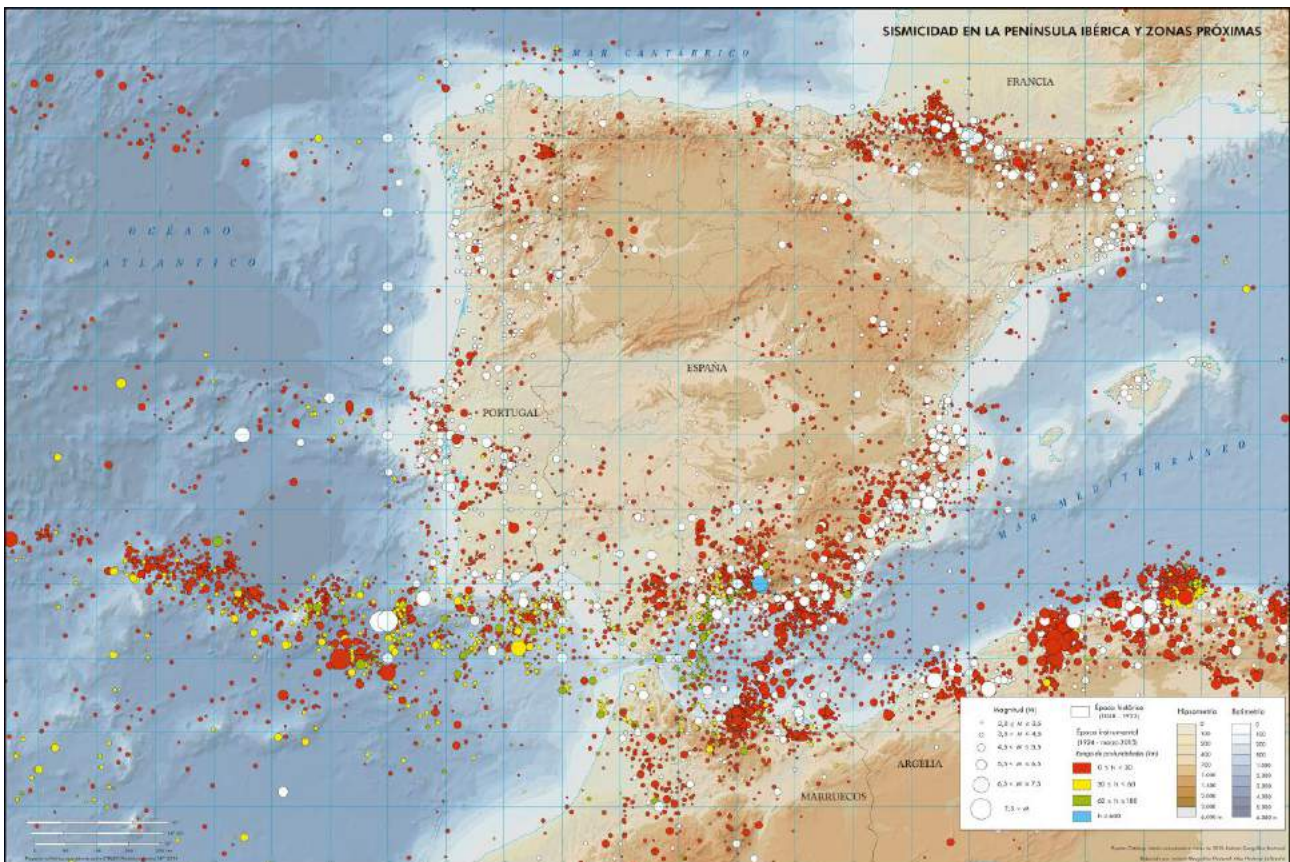


Figura 2. 12. Mapa general de la sismicidad de la península ibérica y zonas próximas incluyendo terremotos de época histórica (1048-1923), en blanco, y época instrumental (1924-2015), en color según su profundidad focal (tomado de IGN, 2015).

En el noroeste de la península se ha registrado una sismicidad que se distribuye de manera dispersa en tierra y en la plataforma cantábrica, si bien se observa una concentración preferente de sismos en el norte de Portugal y en la parte oriental de Galicia. En esta última zona destaca el núcleo de Becerreá-Triacastela (López-Fernández *et al.*, 2008; Crespo-Martín *et al.*, 2021), localizado en el límite entre la terminación de las estructuras frontales en el dominio asturiano y el dominio estructural en el que el acortamiento está controlado por fallas en dirección subverticales (Fig. 2.12, Llana-Fúnez y López-Fernández, 2015). Asimismo, localmente se han reportado alineaciones de sismos relacionados con la intersección de diferentes sistemas de estructuras (López-Fernández *et al.*, 2018; Fernández-Viejo *et al.*, 2021). Estos datos sugieren que la sismicidad en la Península no sólo se concentra en los límites de placas y el área pirenaica, sino que se distribuye también en la región intraplaca indicando una concentración de esfuerzos actual en algunas estructuras concretas de la corteza continental.

CAPÍTULO 3. ESTUDIOS PREVIOS

Como ya se ha comentado en el capítulo anterior, desde principios de los años 80, el noroeste de la península ibérica ha sido objeto de importantes estudios de sismica de refracción/gran ángulo y de reflexión que han estado esencialmente enfocados a la investigación de la estructura cortical (e.g. Córdoba *et al.*, 1987, 1988; Álvarez-Marrón *et al.*, 1996, 1997; Gallastegui *et al.*, 1997, 2002; Fernández-Viejo *et al.*, 1998, 2000, 2012; Fernández-Viejo y Gallastegui, 2005). Asimismo, también se han realizado, entre otros, estudios de magnetismo (e.g. Ardizzone *et al.*, 1989; Aller *et al.*, 1994; Ayarza *et al.*, 2021), gravimétricos (e.g. Pedreira *et al.*, 2007, 2010, 2015; Torné *et al.*, 2015; Pedrera *et al.*, 2017), magnetoteléuricos (e.g. Pous *et al.*, 2001) y de flujo térmico (e.g. Fernández *et al.*, 1998; Andrés *et al.*, 2018). Puesto que la zona se encuentra alejada de bordes de placa activos, los datos sísmicos disponibles han sido muy escasos hasta el inicio de las series sísmicas de Becerreá (SO Lugo). En ese momento, sobre todo a raíz del terremoto de magnitud 5.1mbLg registrado en esa localidad en 1997, se evidenció la necesidad de adquirir una mayor cantidad de datos para realizar nuevos estudios sismológicos y sismotectónicos detallados. En este apartado se describirán las redes sísmicas utilizadas y los estudios geofísicos realizados hasta la fecha que resulten más relevantes en el contexto de esta tesis.

3.1. Redes sísmicas en noroeste de la península ibérica

La adecuada caracterización de la actividad sísmica de un área aporta importantes datos para entender la tectónica y la evolución geodinámica de la región, además de resultar relevante desde el punto de vista socioeconómico por tratarse de eventos que potencialmente pueden generar daños a la población y a las infraestructuras. El detalle de los mapas de sismicidad instrumental está condicionado fundamentalmente por la densidad y distribución de las redes sísmicas que la monitorizan. Entre las diferentes redes que están o han estado activas en el noroeste de España podemos diferenciar la Red Sísmica Nacional (RSN), una red de monitorización permanente gestionada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), y las redes temporales desplegadas en relación a proyectos de investigación (Fig. 3.1).

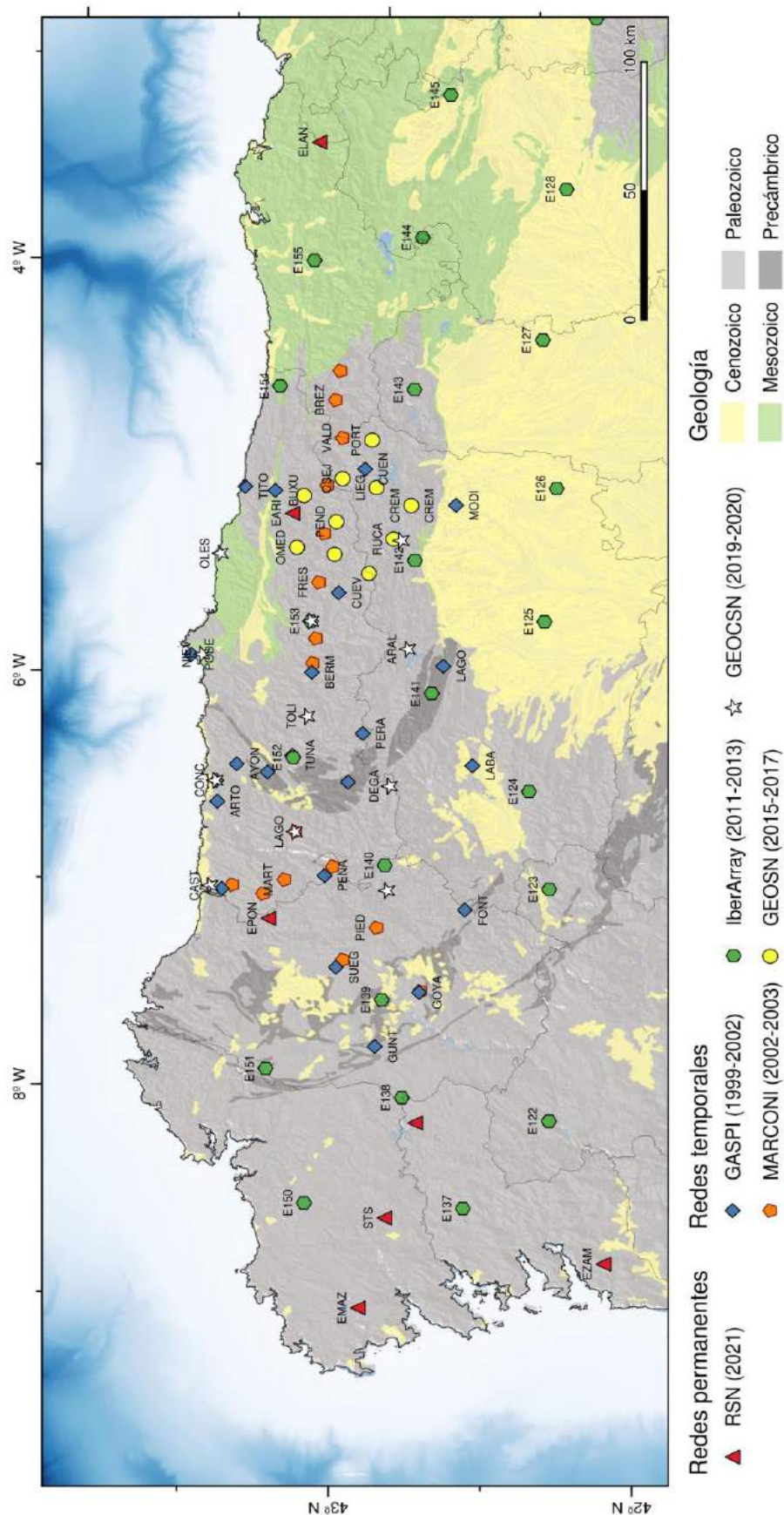


Figura 3. 1. Distribución geográfica de las redes sísmicas permanentes y temporales en el noroeste de la península ibérica. GASPI, Red Sísmica del proyecto GASPI; MARCONI, Red Sísmica del proyecto MARCONI; GEOSN, Geocantábrica Seismic Network; GEOCSN, Geocantábrica-Costa Seismic Network.

3.1.1. Red sísmica permanente (RSN)

El inicio del registro instrumental en el noroeste peninsular se produce relativamente tarde, en 1971, con la instalación de un primer sismógrafo en Santiago de Compostela, al que sigue el despliegue de otros tres receptores en Galicia entre los años 1986 y 1988. En los años siguientes, los problemas de localización causados por la deficiente monitorización sísmica de la región pusieron de relieve la necesidad de aumentar y mejorar la red permanente. Para ello, a partir del año 2000 comienza la instalación de nuevos equipos digitales de banda ancha y tres componentes, a la vez que se modernizan otros ya existentes a través del proyecto RESIDE (Red Sísmica Española). Actualmente, la RSN dispone de siete estaciones en el área estudiada en este trabajo (Fig. 3.1), distribuidas entre Galicia (EZAM, Zamans, Pontevedra; EMAZ, Mazaricos, A Coruña; EAGO, Agolada, Pontevedra; EPON, Pontenova, Lugo; STS, Santiago de Compostela, A Coruña), Asturias (EARI, Arriondas) y País Vasco (ELAN, Lanestosa, Vizcaya). Asimismo, forman parte de la RSN siete acelerógrafos, localizados todos ellos en Galicia, que fueron instalados con el objetivo de registrar adecuadamente y sin saturación movimientos intensos del terreno que puedan ser percibidos por la población.

El desempeño de las redes sísmicas suele medirse en función del umbral de detección, definido como la magnitud del terremoto más pequeño que puede ser registrado en al menos cuatro estaciones. En el trabajo más reciente a este respecto, González (2017) estima una magnitud mínima de detección de 2.0 M_L , con errores medios de localización en latitud, longitud (Fig. 3.2a) y profundidad (Fig. 3.2b) de entre 3 y 8 km. A pesar de la evidente mejora de las capacidades de la RSN a lo largo de los años, el noroeste de la península ibérica continúa siendo una de las zonas de la Península con una menor cobertura instrumental, lo que ha llevado a la instalación de varias redes sísmicas temporales con el objetivo de recabar datos sísmicos con mayor precisión.

3.1.2. Redes sísmicas temporales

Desde la colocación de la primera red sísmica temporal en 1997, se han desplegado en el noroeste peninsular un total de seis redes sísmicas. Todas ellas presentaban importantes diferencias en cuanto a su distribución, espaciado, periodo de registro, modo de funcionamiento y equipos utilizados.

La primera de estas redes fue la situada por el IGN, en colaboración con el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (ICTJA, actualmente Instituto Geociencias Barcelona) y la Universidad Complutense de Madrid (UCM) en la sierra de Becerreá (Lugo), a raíz de la serie sísmica que tuvo lugar en la zona entre febrero y mayo de 1997. Su funcionamiento tuvo muy poca continuidad en el tiempo, puesto que fue utilizada para realizar seguimientos puntuales de la sismicidad cuyos resultados fueron recogidos en trabajos como los de Rueda y Mezcua (2001) e informes periódicos del IGN.

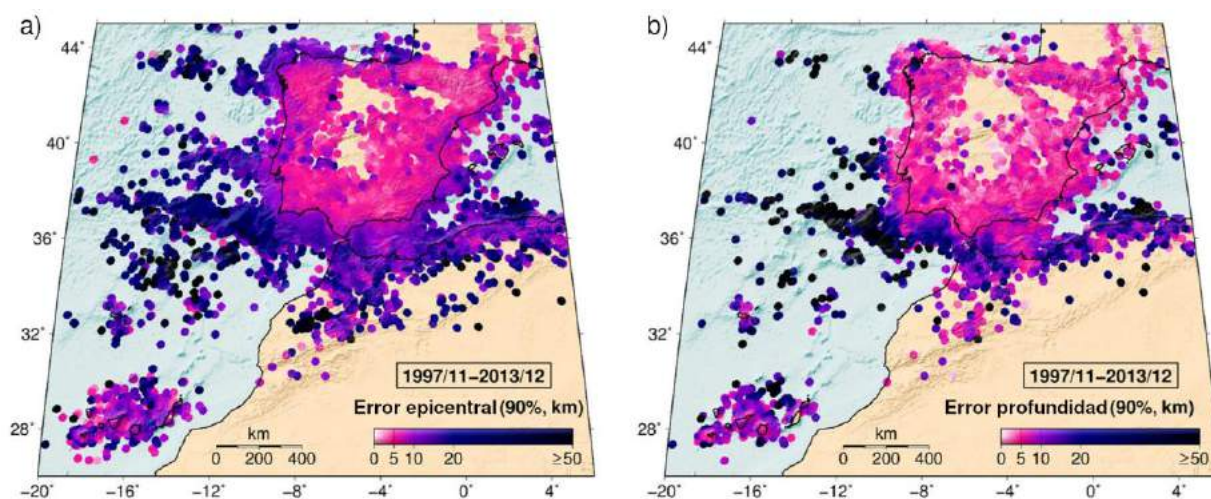


Figura 3. 2. Precisión de las localizaciones de los terremotos detectados por la RSN entre noviembre de 1997 y diciembre de 2013 (tomado de González, 2017). a) Errores de localización epicentral (longitud de los semiejes mayores de las elipses con intervalo de confianza del 90%). b) Errores de profundidad hipocentral (intervalo de confianza del 90%).

Con el objetivo de realizar el primer estudio sismotectónico de detalle del noroeste de la península, se inicia en 1999 el proyecto GASPI (*Actividad sismotectónica, estructura litosférica y modelos de deformación Varisca y Alpina en el NO de la península ibérica [AMB98-1012-C02-02]*), que incluyó la instalación de una red temporal de 18 estaciones sísmicas portátiles pertenecientes a la Universidad de Oviedo y el ICTJA (Fig. 3.1). La red GASPI se mantuvo operativa entre finales de abril de 1999 y enero de 2002. Durante este periodo, los emplazamientos de algunas estaciones fueron modificados debido a que se establecieron dos fases de registro. En la primera de estas fases, entre abril de 1999 y diciembre de 2001, la red se enfoca preferentemente hacia la detección de la sismicidad en Lugo y Asturias. Además, seis localizaciones fueron dispuestas para la registrar telesismos a lo largo de una transecta norte-sur en el oriente de Asturias (Fig. 3.1). Durante la segunda fase, entre enero de 2001 y enero de 2002, se realiza el seguimiento de la sismicidad en Asturias y zonas limítrofes, concentrando la mayor parte de las estaciones en esta provincia.

Los equipos utilizados combinaban estaciones sísmicas digitales Lennartz-electronics modelos Marslite y MARS-88 así como Reftek modelo 72A-07G. Los sensores utilizados fueron de periodo corto (1s) hasta agosto de 2001, cuando fueron sustituidos por geófonos de banda ancha. Puesto que cada instrumento contaba con unas características específicas, los equipos con mayor autonomía registraron los datos sísmicos en modo continuo, mientras que los demás lo hicieron mediante un algoritmo de disparo STA/LTA (*short time average/long time average*). El tiempo UTC (*Universal Time Coordinated*) fue adquirido mediante un sistema GPS (*Global Positioning System*) o de señal de radio (DCF-77) y la alimentación se realizó a través de conexiones a la red y, cuando no era posible, mediante un sistema de baterías y paneles fotovoltaicos.

En el marco del proyecto MARCONI (*Reconocimiento geológico del margen continental Nor-ibérico: estudio integrado de las cuencas sedimentarias y evolución geodinámica del golfo de Vizcaya y la cordillera Pirenaico-Cantábrica [REN2001-1734-CO3-02/MAR]*) se desplegaron simultáneamente dos líneas perpendiculares de estaciones sísmicas entre junio de 2002 y mayo de 2003. El objetivo de estas transectas era el estudio de la estructura profunda a partir de funciones receptoras y determinar la existencia de anisotropía. El perfil norte-sur, en la frontera entre Asturias y Galicia, contaba con ocho estaciones Leas Hathor equipadas con sensores de banda ancha. Por su parte, el perfil este-oeste, que se extendía por Asturias, León y Cantabria, estaba formado por seis estaciones Reftek y Lennartz Marslite con geófonos de 5 y 20 segundos. Esta transecta contaba con once emplazamientos en total, puesto que las estaciones situadas más al oeste fueron desplazándose hacia el este en fases sucesivas (Fig. 3.1).

Un lustro después se inicia en España el proyecto TopoIberia (*Geociencias en Iberia: estudios integrados de topografía y evolución 4D [CSD2006-00041]*), un ambicioso proyecto multidisciplinar coordinado por el ICTJA cuyo objetivo consiste en avanzar en la comprensión de la interacción entre procesos profundos, superficiales y atmosféricos que se producen en el “microcontinente” que representa la placa ibérica. Entre los trabajos planificados en el marco de este proyecto se encontraba el despliegue de una densa red de estaciones sísmicas (IberArray) que cubriría toda la península en tres fases consecutivas no simultáneas (Fig. 3.3, Díaz *et al.*, 2009b). La primera fase, que comprendía el sur peninsular, estuvo activa aproximadamente entre 2007 y 2009. A continuación, la segunda fase, en la zona centro, operó entre 2009 y 2011. Por último, la tercera fase consistió en el despliegue de 69 estaciones en el conjunto del tercio norte peninsular, aportando

datos sísmicos de alta calidad entre 2011 y 2013 (Figs. 3.1 y 3.3). Las estaciones sísmicas se dispusieron en todo el territorio formando una malla con un espaciado de aproximadamente 60 km.

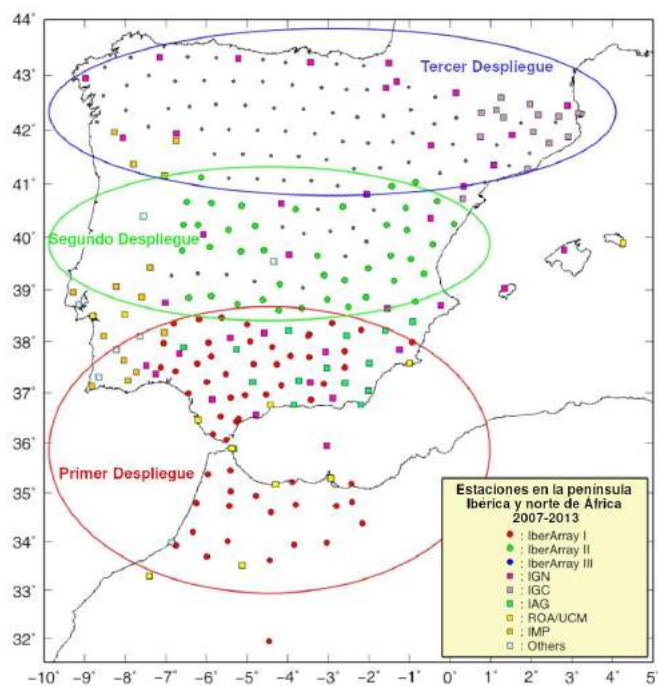


Figura 3. 3. Distribución de la red de sismógrafos (IberArray) del proyecto TopoIberia y situación de los tres despliegues consecutivos (tomado de: <http://iberarray.ictja.csic.es/>).

El análisis de los datos descritos hasta ahora reveló la existencia de una actividad sísmica potencialmente relacionada con una importante estructura geológica que atraviesa la totalidad de la cordillera Cantábrica y continua bajo las aguas del Cantábrico, la falla de Ventaniella. En el marco del desarrollo de los proyectos GEOCANTÁBRICA (*Procesos geológicos modeladores del relieve de la cordillera Cantábrica [GRUPIN14-044]*) y MISTERIOS (*Monitorización integrada del sistema Tierra en España: red de investigación y observación sísmica [MINECO-13-CGL2013-48601]*) se incluyó el despliegue de una red de detalle (*Geocantábrica Seismic Network, GEOSN*) formada por 10 estaciones sísmicas (Fig. 3.1) que cubrían un área de pequeña extensión (50 x 60 km, espaciado ~15 km) en torno al segmento considerado activo de la falla de Ventaniella. El tiempo total de funcionamiento de esta red fue de 19 meses, entre septiembre de 2015 y mayo de 2017.

Tras los buenos resultados obtenidos por la red GEOCANTÁBRICA-MISTERIOS, se decidió dar continuidad a la adquisición de datos sísmicos continuos en un área cuya monitorización había resultado deficiente hasta la fecha, la mitad noroccidental de Asturias. Con la doble finalidad de mejorar el conocimiento de la actividad sísmica en esta zona y la recogida de datos para realizar nuevos modelos tomográficos basados en ruido ambiente, se inicia en 2018 el proyecto GEOCANTÁBRICA-COSTA (*GRUPIN18-00184*), coordinado por investigadores del

Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y con la colaboración del Instituto Geociencias Barcelona (GEO3BCN-CSIC). Durante el periodo de actividad de este proyecto y en el marco de esta Tesis Doctoral, se ha desplegado, mantenido y operado una red propia de 11 estaciones sísmicas (*Geocantábrica-Costa Seismic Network, GEOCSN*) complementadas con dos estaciones de la RSN (Fig. 3.1). Los principales objetivos de esta red fueron los siguientes:

- Localización y caracterización de la actividad sísmica en Asturias, norte de León y este de Galicia.
- Mejora de la detección y localización de los terremotos en la plataforma continental mediante la instalación de 4 estaciones cercanas a la costa.
- Obtención de datos sísmicos de alta calidad para realizar nuevos modelos tomográficos a partir de ruido sísmico ambiente que permitan complementar los obtenidos con datos de otras redes.
- Inversión de modelos de velocidad de ondas S en el área de estudio y creación de mapas de variación de velocidad para su interpretación en relación a la estructura Varisca y/o Alpina de la corteza superior.

En total, la red GEOCSN permaneció activa durante 9 meses entre mayo de 2019 y febrero de 2020. Los detalles relativos al equipamiento, despliegue y funcionamiento de esta red y de otras anteriores cuyos datos también han sido procesados en el marco de esta tesis serán descritos en detalle en el apartado 4, dedicado a la adquisición de los datos sísmicos empleados.

3.2. Estudios de interferometría de ruido sísmico

La península ibérica ha sido el objetivo de toda una serie de investigaciones que han utilizado ondas superficiales para determinar la estructura de la corteza y el manto superior. La propagación de las ondas superficiales en la Península fue estudiada por primera vez por Payo (1970). A finales de los años 80, la instalación de una red de 14 estaciones sísmicas de banda ancha en España y Portugal en el marco del proyecto ILIHA (*The Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy*, Paulssen, 1990) aportó los datos para nuevos trabajos que tenían por objetivo determinar la estructura de Iberia en base a medidas de velocidad de grupo y/o de fase de ondas Rayleigh

procedentes de telesismos en pares de estaciones a partir de datos analógicos (Badal *et al.*, 1992) y digitales (Payo *et al.*, 1992, Sarrate *et al.*, 1993; Badal *et al.*, 1996, 2011; Corchete *et al.*, 1993; 1995). Generalmente, los resultados obtenidos por estos autores permiten distinguir los contornos de los principales dominios geológicos de la Península, pero no los límites entre unidades tectónicas de menor escala. La geometría fuente-receptor, la distribución irregular de la sismicidad o la escasez de terremotos en algunas zonas limitan la capacidad de estas técnicas para generar modelos de alta resolución.

La aparición de la técnica de la interferometría de ruido sísmico ambiente supone la eliminación de algunos de estos condicionantes, especialmente los relacionados con la necesidad de fuentes impulsivas, como terremotos, para obtener sismogramas que registren ondas superficiales. El primer estudio de este tipo realizado en la península ibérica fue el llevado a cabo por Villaseñor *et al.* (2007) utilizando datos sísmicos de 30 estaciones de la RSN. En él se presentan mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh para periodos de entre 8 y 25 s con un grado de detalle no conseguido hasta entonces, que permite asociar algunas anomalías a unidades estructurales de gran escala como el macizo Varisco o determinadas cuencas sedimentarias (Fig. 3.4a). Sin embargo, tanto la cobertura espacial como la resolución de los modelos eran susceptibles de ser mejoradas.

Unos años más tarde, Silveira *et al.* (2013) realiza nuevas tomografías de velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh (8-30 s) obtenidas a partir de ruido sísmico (Fig. 3.4b). La metodología seguida es muy similar a la utilizada en Villaseñor *et al.* (2007), con la diferencia de que se dispone de una mayor cantidad de datos. Este hecho se traduce en un mayor número de rayos entre estaciones y una mejora de la definición de la extensión lateral de los elementos de mapa y de las estructuras de pequeña escala. El rasgo más notable observado en los modelos es la aparición de una anomalía de alta velocidad, (velocidad de grupo ~ 3 km/s a 10 s) observable incluso en los periodos más largos, que se corresponde con el macizo Varisco (Fig. 3.4b). El análisis de las anomalías de segundo orden posibilita la definición de algunas estructuras contenidas en el propio macizo Varisco, como la zona de Galicia Trás-os-Montes, situada al norte y determinada por una zona de altas velocidades; o la presencia de una anomalía de baja velocidad en la zona de Ossa-Morena. La reducción de velocidad observada en las cuencas Mesozoicas y Cenozoicas es también evidente.

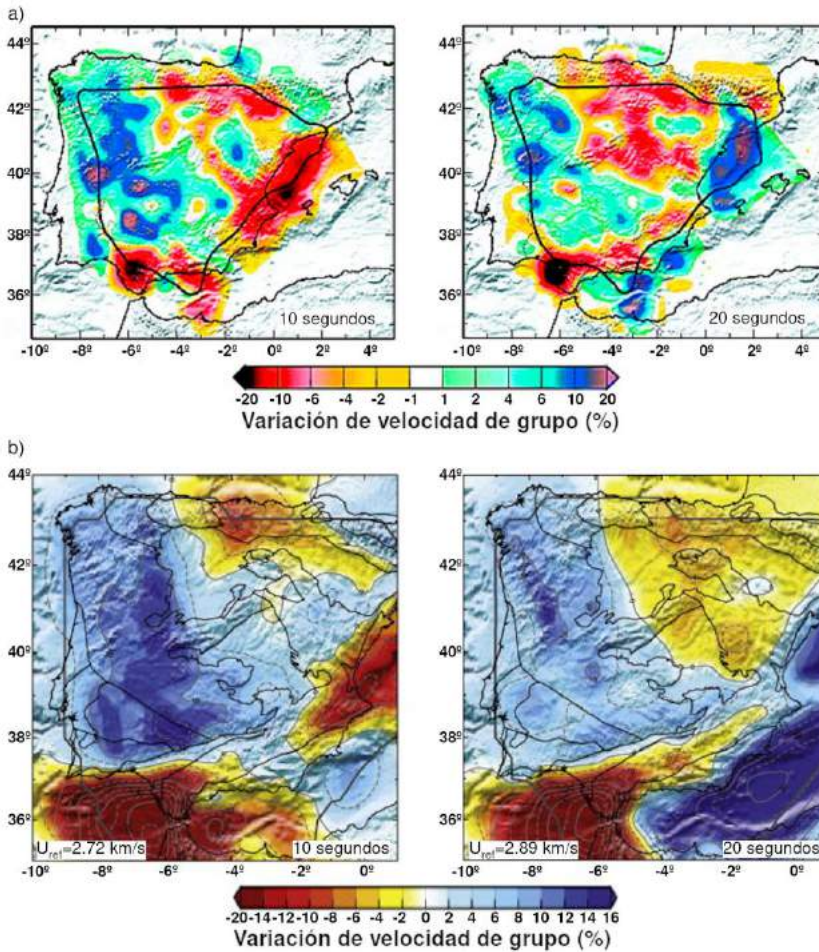


Figura 3. 4. Mapas de variación de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a periodos de 10 (izquierda) y 20 s (derecha), obtenidos por a) Villaseñor et al. (2007) y b) Silveira et al. (2013). El interior de la línea negra que se observa en los modelos de Villaseñor et al. (2007) constituye la zona en la que los elementos de más de 100 km se consideran bien resueltos.

A una escala mayor, pero incluyendo parte de la cordillera Cantábrica, Macquet *et al.* (2014) elaboró el primer modelo 3D de velocidad de ondas S de los Pirineos y la cordillera Cantábrica utilizando datos sísmicos de la red IberArray en combinación con estaciones del proyecto francés *PYROPE*. En primer lugar, estos autores obtuvieron mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a partir de ruido sísmico a periodos de entre 5-55 s (Fig. 3.5). A continuación, nuevas curvas de dispersión fueron construidas con los valores de velocidad de grupo representados en los mapas en cada punto de una malla de 40x40 km. Puesto que la estructura cortical es muy variable en el área estudiada, las nuevas curvas fueron invertidas mediante un procesado que combina elementos de inversión lineal y no lineal hasta obtener los modelos de velocidad de ondas S. La cordillera Cantábrica es la zona peor constreñida de estos modelos, pero los valores de velocidad de ondas S (5 km) rondan ~ 3.2 km/s en el Paleozoico y $\sim 2.6-2.9$ km/s en las cuencas Mesozoicas y Cenozoicas (Fig. 3.5).

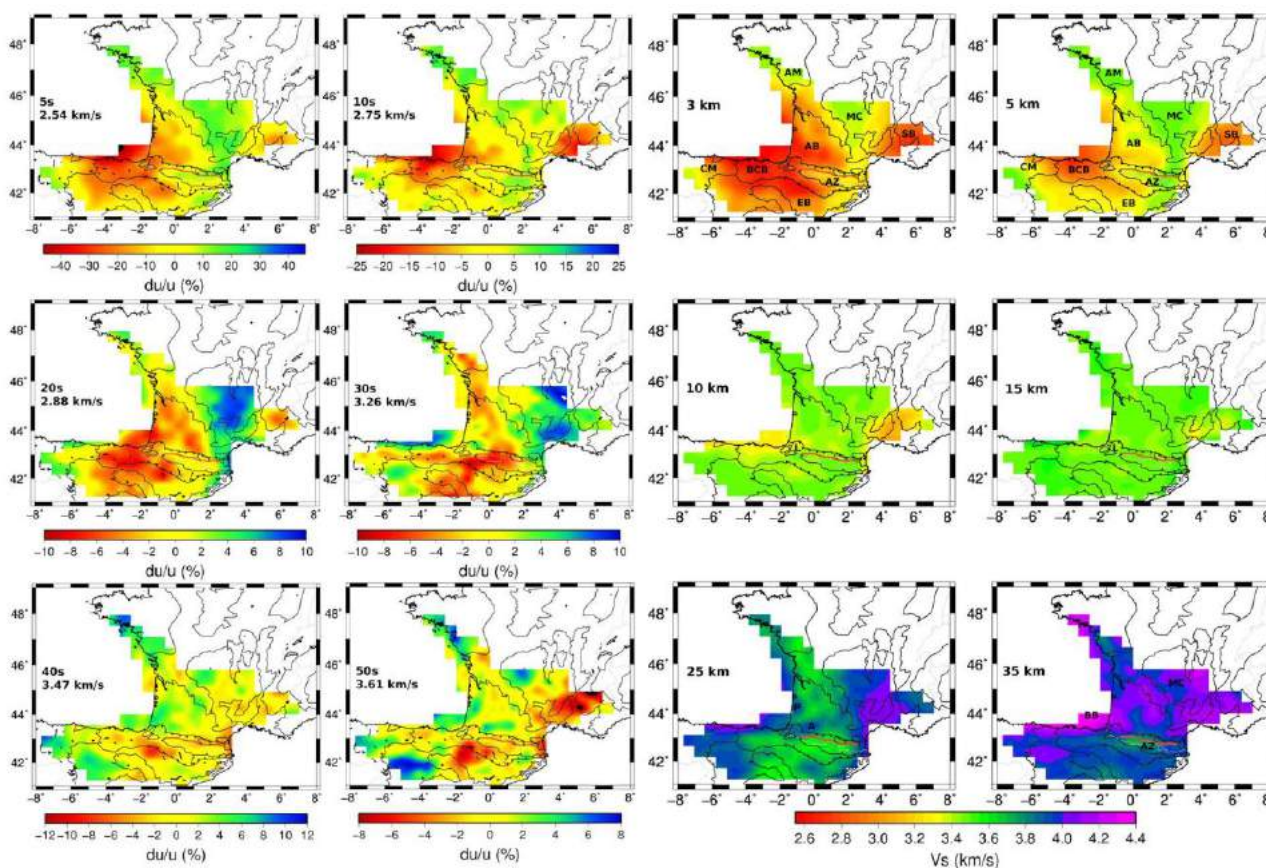


Figura 3. 5. Modelos de velocidad obtenidos por Macquet *et al.* (2014). (Izquierda) Mapas de variación relativa de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a 5, 10, 20, 30, 40 y 50 s. (Derecha) Velocidad de ondas S calculada a profundidades de 3, 5, 10, 15, 25 y 35 km. A, anomalía de velocidad de Labourd-Mauleón-Arzaq; AB, cuenca de Aquitania; AM, macizo Armoricano; AZ, zona Axial de los Pirineos; BB, golfo de Vizcaya; BCB, cuenca Vasco-Cantábrica; CM, cordillera Cantábrica; EB, cuenca del Ebro; L, zona de Labourd-Mauleón; MC, macizo Central Francés; P, anomalía de velocidad de Parentis; SB cuenca suroriental (modificado de Macquet *et al.* 2014).

Utilizando también datos sísmicos de estaciones IberArray y de otras redes temporales situadas en diversas zonas de la Península, Palomeras *et al.* (2017) obtuvo un modelo 3D de velocidad de ondas S para todo el Mediterráneo occidental, incluyendo desde los Pirineos hasta la cordillera del Atlas, en Marruecos. En este trabajo, siguiendo el procedimiento utilizado en Silveira *et al.* (2013), se realiza una inversión tomográfica de las medidas de velocidad de fase de ondas Rayleigh obtenidas a partir de la correlación cruzada de registros de ruido sísmico. El resultado, utilizando 350 estaciones, fue la elaboración de mapas de velocidad de ondas Rayleigh de modo fundamental entre 4 y 40 s (Fig. 3.6a). Con el objetivo de extender el modelo de velocidades hasta ~200 km de profundidad, las curvas de dispersión con las que se realiza la tomografía fueron complementadas hacia periodos más largos (20-167 s) mediante el procesado de ondas Rayleigh generadas por terremotos lejanos. Las curvas de dispersión finales, resultado de la combinación de las medidas obtenidas con las dos técnicas, fueron invertidas hasta generar el modelo final de velocidad de

ondas S de la Península y parte de Marruecos entre 5 y 230 km de profundidad (Fig. 3.6a). Como en los estudios previos, el macizo Varisco ibérico da lugar a altas velocidades en los modelos (Fig. 3.6), especialmente en la corteza superior (~3.5 km/s a 5 km) y la inferior (~4 km/s a 25 km). También se observa un engrosamiento de la corteza entre el dominio Varisco del noroeste peninsular y la parte Alpina de la cordillera Cantábrica, pasando de ~30 a ~45 km (Fig. 3.6b).

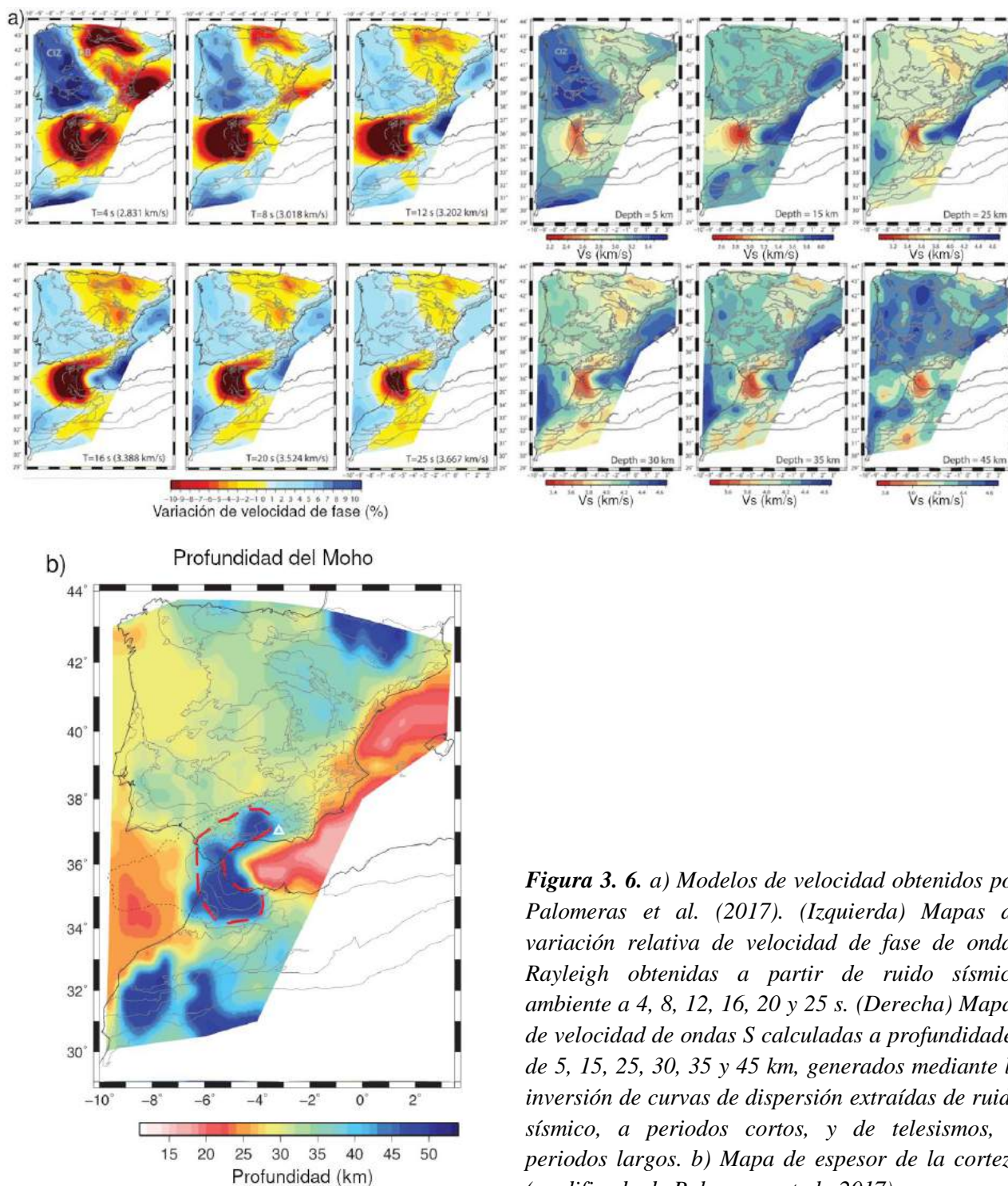


Figura 3. 6. a) Modelos de velocidad obtenidos por Palomerias et al. (2017). (Izquierda) Mapas de variación relativa de velocidad de fase de ondas Rayleigh obtenidas a partir de ruido sísmico ambiente a 4, 8, 12, 16, 20 y 25 s. (Derecha) Mapas de velocidad de ondas S calculadas a profundidades de 5, 15, 25, 30, 35 y 45 km, generados mediante la inversión de curvas de dispersión extraídas de ruido sísmico, a periodos cortos, y de telesismos, a periodos largos. b) Mapa de espesor de la corteza (modificado de Palomerias et al., 2017).

En los últimos años, el número de estudios de ruido sísmico de escala regional o local ha aumentado en todo el mundo por su gran interés en campos tan variados como la exploración de hidrocarburos, la ingeniería geológica, la vulcanología, la monitorización de inyecciones de fluidos, la estabilidad de laderas, la vigilancia de la recarga de acuíferos o la identificación de estructuras geológicas. La mejora de las técnicas de procesado, la instalación de nuevas redes y la compartimentación de las ya existentes en determinadas zonas de interés permiten obtener mapas de velocidad con una resolución no conseguida hasta ahora. El primer trabajo de escala regional-local realizado en la Península, recogido en esta tesis, es el de Acevedo *et al.* (2019), que está centrado en el sector sur de la cordillera Cantábrica y en su transición hacia la cuenca Vasco-Cantábrica, al este, y la cuenca del Duero, al sur. Con posterioridad, Olivar *et al.* (2020) presentó el primer modelo de velocidad de ondas S en la región Vasco-Cantábrica y los Pirineos Occidentales (Fig. 3.7).

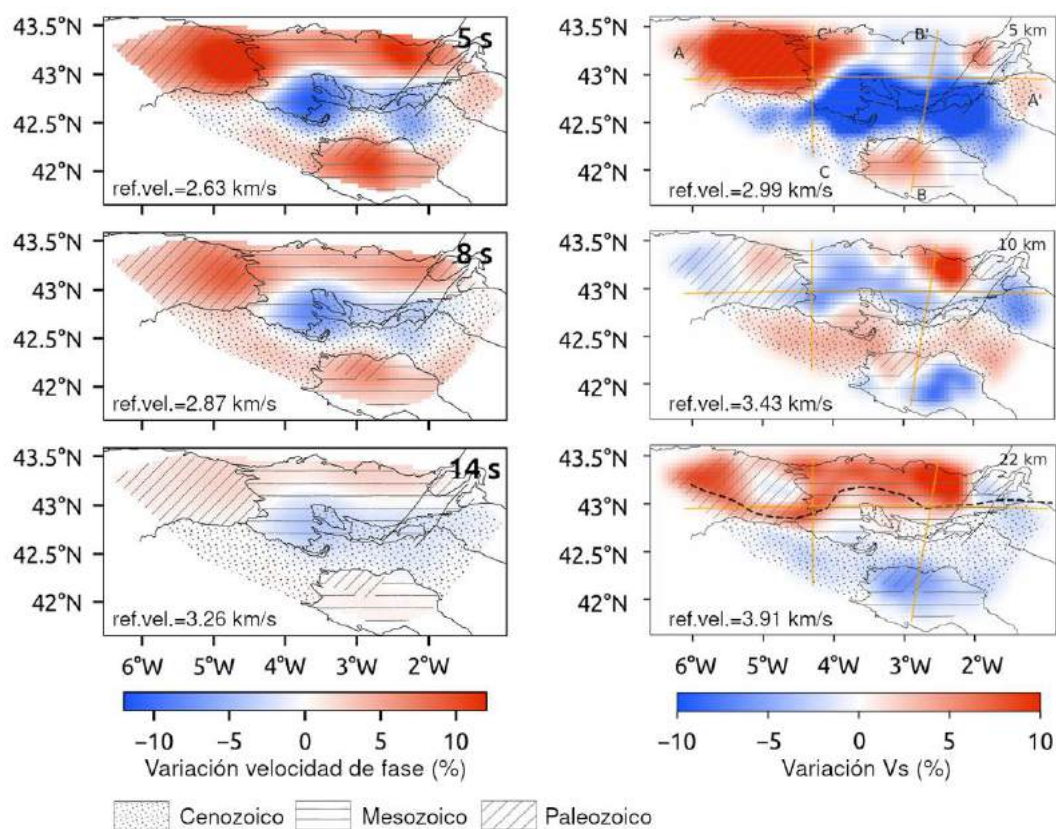


Figura 3. 7. Modelos de velocidad obtenidos por Olivar *et al.* (2020). (Izquierda) Mapas de variación relativa de velocidad de fase de ondas Rayleigh a periodos de 5, 8 y 14 s. (Columna Derecha) Mapas de velocidad de ondas S calculadas a profundidades de 5, 10 y 22 km (modificado de Olivar *et al.*, 2020).

En este trabajo, se utiliza un nuevo método de inversión que tiene en cuenta la contribución de las ondas Rayleigh de modos superiores y elimina las limitaciones concernientes a las distancias entre estaciones mediante la extracción directa de medidas de velocidad de fase de la correlación

cruzada de las señales en el dominio frecuencial. Los mapas de velocidad de fase de ondas Rayleigh del área son invertidos posteriormente para dar lugar a un modelo 3D de velocidad de ondas S que alcanza los 60 km de profundidad. En él se observa el ensanchamiento de la corteza en el límite entre la cuenca Vasco-Cantábrica y la cordillera Cantábrica y la existencia de una capa intracortical de alta velocidad que ha sido interpretada como la imbricación en la corteza ibérica de la corteza inferior europea o del margen Cantábrico. Las velocidades de ondas S obtenidas en la Cordillera a 5 km están en consonancia con las de trabajos anteriores, oscilando entre 3.2 y 3.3 km/s (Fig. 3.7).

Otra técnica basada en la interferometría de ruido sísmico que está comenzando a ser aplicada en la península ibérica es la autocorrelación. Este procedimiento evalúa la similitud existente entre un registro sísmico y una versión retardada en el tiempo de sí mismo, lo que permite reconstruir la función de Green de la respuesta de la estructura del subsuelo bajo las estaciones sísmicas. Romero y Schimmel (2018) utilizan esta metodología para elaborar un mapa de profundidad del basamento paleozoico de la cuenca del Ebro con datos de 42 estaciones sísmicas de banda ancha (Fig. 3.8). La obtención de reflectores a las profundidades investigadas, relativamente bajas (<5 km), requiere utilizar bandas de frecuencias más elevadas (3-18 Hz) que las que se utilizan generalmente para determinar el límite corteza-manto. Los autores reportan dificultades en la distinción de los reflectores del basamento debido a la presencia de señales relacionadas con una secuencia mesozoica e intrusiones de sales (Fig. 3.8), pero concluyen que las autocorrelaciones de ruido sísmico, en combinación con datos de sondeos, constituyen un método robusto y asequible que puede ayudar a incrementar el número de determinaciones de profundidad y mejorar, por tanto, la resolución de los mapas.

El estudio más reciente hasta la fecha basado en la autocorrelación de ruido sísmico es el realizado por Andrés *et al.*, (2020). En este caso, las autocorrelaciones, realizadas en la banda de frecuencias entre 1.5 y 4 Hz, tenían por objetivo la reconstrucción de la estructura litosférica del sistema Central en cada punto de una transecta perpendicular a la cadena montañosa (Fig. 3.9a) formada por 69 estaciones de periodo corto (2 Hz). Los resultados muestran una corteza dividida en dos partes por un reflector que puede ser identificado en la mayor parte del perfil. La parte superior presenta un espesor medio de 15 km, mientras que la inferior muestra espesores entre 15-18 km (Fig. 3.9b). Entre los elementos tectónicos y geológicos más destacados que han podido reconocerse a partir de las autocorrelaciones destacan: la delimitación de la extensión de los batolitos graníticos que dan lugar sistema Central, la identificación de una imbricación de la corteza bajo la cordillera que aumenta el espesor cortical en 6-8 km y la asimilación de un nivel de despegue en la corteza

media y parte de la corteza inferior por los granitoides (Fig. 3.9b). En resumen, esta técnica puede proporcionar información útil en estudios a escala orogénica y complementar estudios corticales previos.

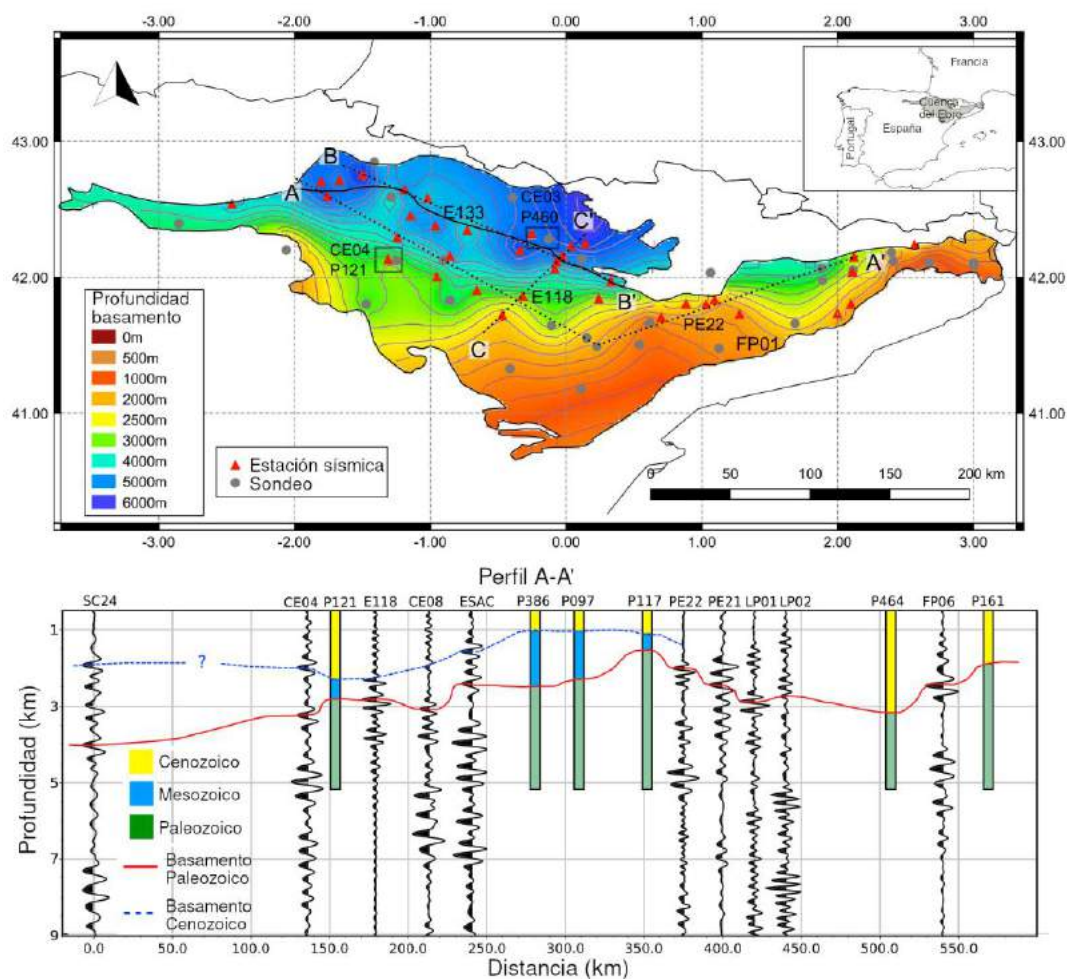


Figura 3. 8. Mapa de profundidad del basamento paleozoico de la cuenca del Ebro a partir de autocorrelaciones (arriba) y perfil A-A' mostrando las reflexiones y los datos de sondeos (abajo). La conversión de tiempos a profundidades se realiza asumiendo una velocidad de las ondas P de 3.8 km/s y 5.2 km/s para los sedimentos cenozoicos y mesozoicos en la mitad oeste, mientras que en la zona oriental se aplica una velocidad constante de 5.1 km/s (modificado de Romero y Schimmel, 2018).

3.3. Estudios sismológicos

En el noroeste de la península ibérica se han registrado históricamente más de 200 terremotos anteriores al periodo instrumental, con una distribución epicentral que sigue las pautas de la actividad catalogada posteriormente. Los máximos de intensidad estimados rondan los valores de IX-X (EMS-98) y se considera que al menos una decena de terremotos han superado la magnitud 5 (e.g. Crespo-Martín *et al.*, 2018). Los únicos datos de sismicidad disponibles hasta la instalación de las primeras redes sísmicas temporales fueron los recogidos en catálogos generales de sismicidad (e.g. Mezcuca y Martínez-Solares, 1983; Carreño *et al.*, 2003; Mezcuca y Rueda, 2006) elaborados a

partir de datos de la RSN. Sin embargo, como ya se ha comentado, las secuencias sísmicas de Sarriá y Becerreá hicieron patente la necesidad de ampliar y mejorar la RSN no sólo en Galicia sino en el conjunto del norte peninsular, donde el umbral de detección oscilaba hasta entonces entre magnitudes de 2.8 y 3.0 M_L .

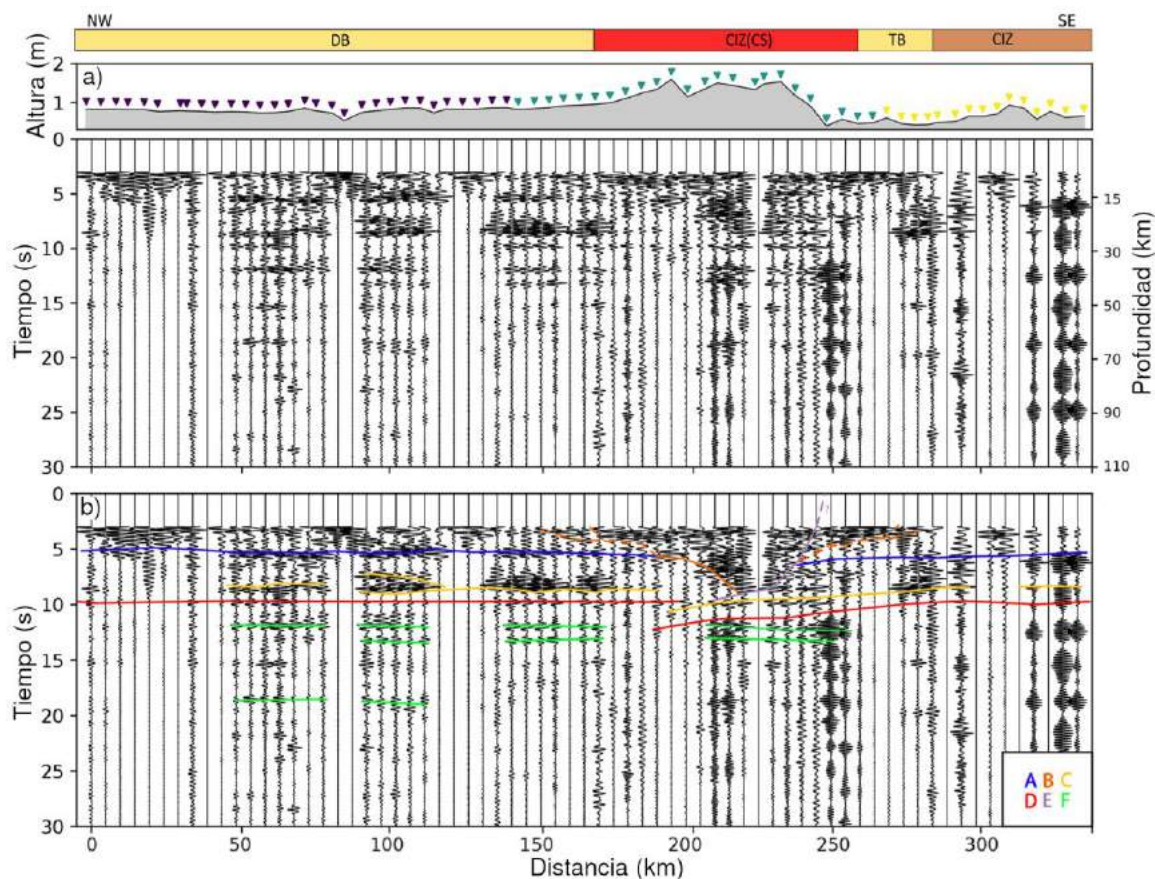


Figura 3. 9. a) Sección mostrando las funciones de autocorrelación de ruido sísmico ambiente obtenidas a lo largo de un perfil en el sistema Ibérico. Los triángulos invertidos sobre el perfil topográfico de la cordillera representan las estaciones sísmicas. DB, cuenca del Duero; CIZ, zona Centro-Ibérica, CS, sistema Central, TB, cuenca del Tajo. b) Interpretación de los diferentes reflectores identificados, denominados de A a F. A, límite corteza superior-inferior; B, extensión de los batolitos graníticos; C, reflector intracortical en la corteza inferior; D, Moho; E, cabalgamiento de vergencia sur; F, reflectores en el manto superior (modificado de Andrés *et al.*, 2020).

Los primeros estudios específicos en la región noroeste se realizaron, por tanto, con el objetivo de estudiar actividad sísmica en el entorno de Becerreá (Fig. 3.10a). Las hipótesis de Capote *et al.* (1999), González-Casado y Giner-Robles (2000) y Martínez-Díaz *et al.* (2002) apuntaron al movimiento sinistral inverso de una estructura NNE-SSO, la falla de Baralla, como la principal fuente de la sismicidad. Asimismo, Martínez-Díaz *et al.* (2002, 2006) sugieren que las crisis sísmicas pueden estar causadas por un mecanismo de *triggering* generado por el terremoto inicial de 1995 (4.6 M_L , Fig. 3.10b), mientras que la sismicidad observada desde 1999 hasta la actualidad se

organiza en enjambres sísmicos (Fig. 3.10c) posiblemente relacionados con el ascenso de fluidos (Llana-Fúnez y López-Fernández, 2015; Crespo-Martín *et al.*, 2021). Frente a estas interpretaciones, Rueda y Mezcua (2001) proponen la existencia de una estructura no aflorante de dirección noreste-suroeste que en esa zona cambiaría su orientación hacia el noroeste-sureste. Por su parte, Martín-González (2005), apunta a tres sistemas de fallas como responsables de la actividad sísmica: fallas NNE-SSO, NE-SO sinestrales y fallas NE-SO inversas. Los datos procedentes de la red sísmica temporal GASPI, al contrario de los suministrados por la RSN, disponen de la precisión necesaria para realizar estudios sismotectónicos con el necesario grado de detalle. Su análisis (López-Fernández *et al.*, 2004, 2012) señala a una estructura paralela a la falla de Baralla y situada al noroeste de la misma, la falla de Becerreá, como la estructura generadora de la actividad (Fig. 3.10a). Por otra parte, conviene tener en cuenta que la extensión del enjambre, que en planta excede un diámetro de 30 km, puede indicar un proceso sismogénico más amplio y no limitado a una estructura individual. En este sentido, Llana-Fúnez y López-Fernández (2015) destacan la coincidencia en la localización de este enjambre con la terminación lateral de las estructuras Alpinas frontales, por una parte, y el tránsito hacia un dominio de estructuras subverticales en dirección, por otro. Esta zona de transición entre dos estilos estructurales tan diferentes es probablemente una zona preferente de concentración de esfuerzos que, aunque residuales, sean suficientemente importantes como para producir la sismicidad observada.

La red GASPI aportó también los datos sísmicos con los que se realizó el primer estudio de la sismicidad del conjunto del noroeste peninsular (López-Fernández *et al.*, 2004; López-Fernández, 2008), que permitió establecer sus características generales. Durante los casi tres años en los que las estaciones sísmicas estuvieron desplegadas, fueron catalogados un total de 510 sismos, frente a los 186 detectados por la RSN (Fig. 3.11). Esta actividad sísmica se distribuye de manera dispersa por toda la región noroeste y las plataformas cantábrica y atlántica, aunque la mayor concentración de eventos se localiza en la mitad suroriental de Galicia y disminuye progresivamente hacia el este y el sureste (Fig. 3.11). La magnitud de la sismicidad es baja a moderada ($<3.5 M_L$), con profundidades focales generalmente inferiores a 15 km. En cuanto a las estructuras generadoras de la actividad sísmica, en estos trabajos se identifican dos dominios: el atlántico, con terremotos asociados a fallas NE-SO (e.g. falla de Becerreá); y el cantábrico, donde las fuentes sismogénicas principales son las estructuras este-oeste y noroeste-sureste (e.g. cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica y falla de Ventaniella, respectivamente). Conclusiones similares fueron obtenidas por Martín-González *et al.* (2012) tras analizar los 4380 eventos que componen el catálogo de sismicidad de la

RSN hasta 2011. Además, en dicho trabajo se reportaron evidencias de actividad tectónica reciente mediante el análisis de terrazas fluviales y redes de drenaje.

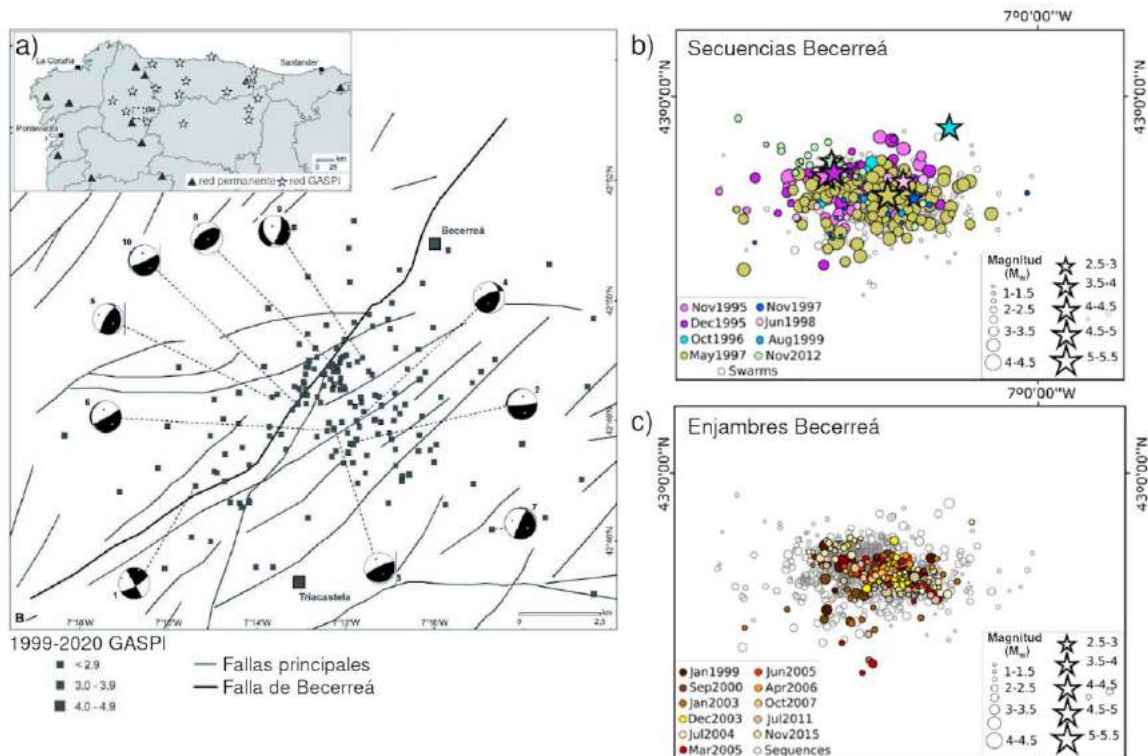


Figura 3. 10. a) Localizaciones epicentrales y mecanismos focales obtenidos a partir de datos sísmicos de la red temporal GASPI en el área de Becerreá (modificado de López-Fernández, 2012). Sismicidad en la zona de Becerreá-Triacastela (datos RSN) representada en función de si la actividad está (a) asociada a un evento principal (secuencias sísmicas) o b) no existe un evento principal desencadenante (enjambres sísmicos). Modificado de Crespo-Martín et al. (2021).

En estos primeros mapas sismotectónicos del noroeste peninsular ya fue observada una importante alineación de terremotos en la parte central de la cordillera Cantábrica y en el margen cantábrico. Para investigar la actividad sísmica en torno a un segmento de la falla de Ventaniella donde se había detectado una de estas alineaciones fue desplegada en 2015 la red GEOSN. Los resultados obtenidos (López-Fernández *et al.*, 2018) muestran en realidad dos agrupaciones diferentes de terremotos (Fig. 3.12a) originados por la intersección entre una falla secundaria asociada a la falla de Ventaniella y el cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica. La intersección de estructuras genera concentraciones de esfuerzos que permiten la nucleación de terremotos incluso en zonas no activas. Este parece ser el mecanismo que facilita también la generación de terremotos en la plataforma continental asturiana, como indica un reciente estudio (Fernández-Viejo *et al.*, 2021) que forma también parte de esta tesis. La falla de Ventaniella y la de Becerreá, entre otras, fueron ya catalogadas como estructuras potencialmente activas en el mapa

neotectónico elaborado por IGME y ENRESA (1998) y en el trabajo de Villamor *et al.* (2012). Asimismo, están recogidas en la base de datos de fallas activas del Cuaternario de Iberia (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

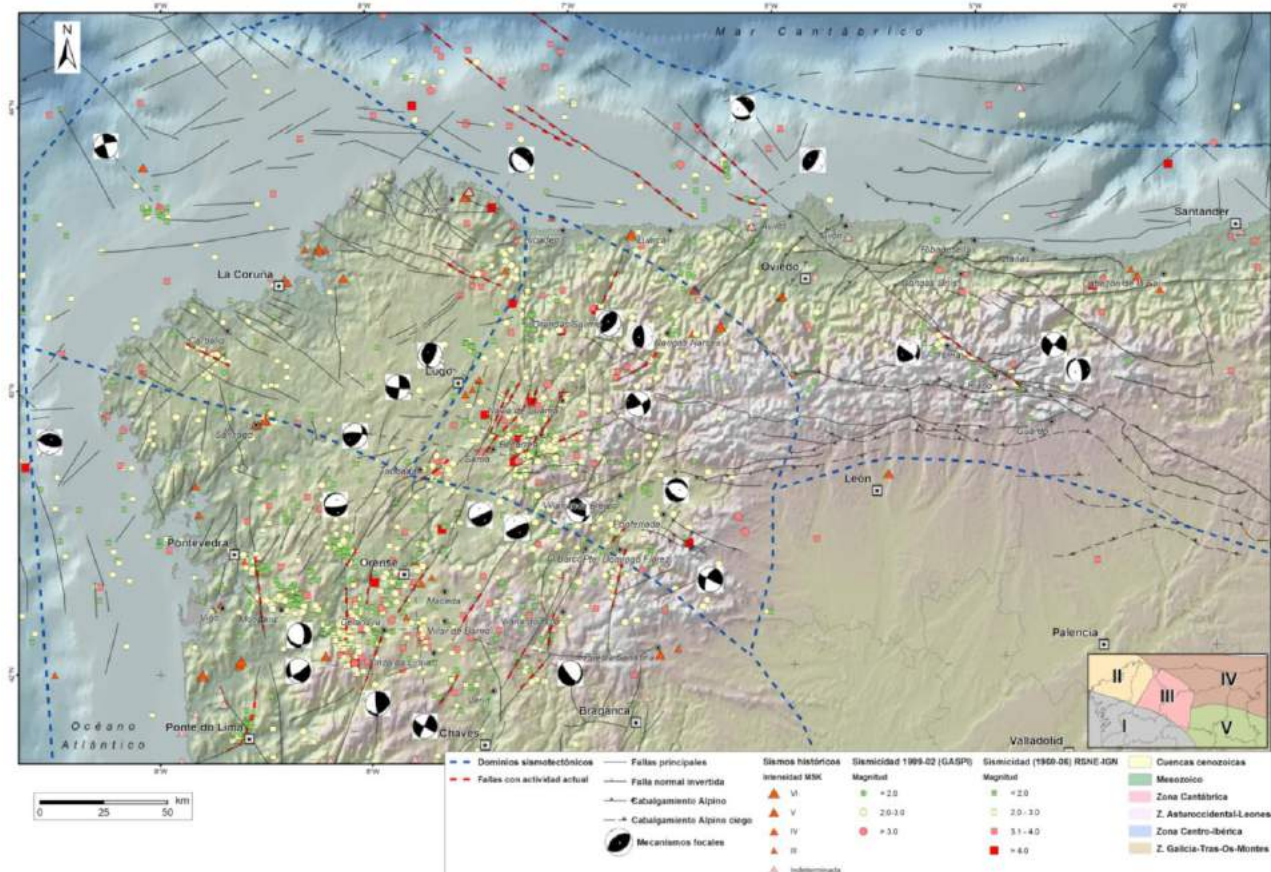


Figura 3. 11. Actividad sísmica en el noroeste de la península ibérica detectada por la RSN entre los años 1960-2006 y por la red del proyecto GASPI entre 1999-2002 (tomado de López-Fernández, 2008).

El análisis conjunto de la sismicidad (catálogo de la RSN entre 1980 y 2014) y la estructura de la corteza realizado por Llana-Fúnez y López-Fernández (2015) revela que el espesor de la zona sismogénica en el noroeste peninsular se mantiene constante en torno a 19-20 km (Fig. 3.12b). El exceso de espesor de la zona sismogénica en comparación con la profundidad esperada de la transición frágil-dúctil (~15 km) se explica también en un reciente artículo (Fernández-Lozano *et al.*, 2021) por la presencia de fluidos presurizados en combinación con variaciones laterales de esfuerzos en ciertas áreas, que controlan la activación de fallas y cabalgamientos que generan, a su vez, zonas permeables a la migración de estos fluidos. Además, se observan importantes diferencias en las características de la sismicidad de los dominios atlántico y cantábrico. En el primero, la preponderancia de las redes de fallas de desgarre subverticales parece favorecer la formación de enjambres sísmicos, mientras que en el segundo la sismicidad es dispersa.

En un contexto más local, cabe destacar otros procesos que también pueden producir la nucleación de terremotos. Un ejemplo es la zona central de Asturias, donde se ha descrito un núcleo de sismicidad que, en base a las particularidades de las señales de los eventos y a la correlación entre los focos de sismicidad observados y las labores mineras, ha sido identificado como un caso de sismicidad inducida por minería (González-Cortina *et al.*, 2008; González-Cortina 2015).

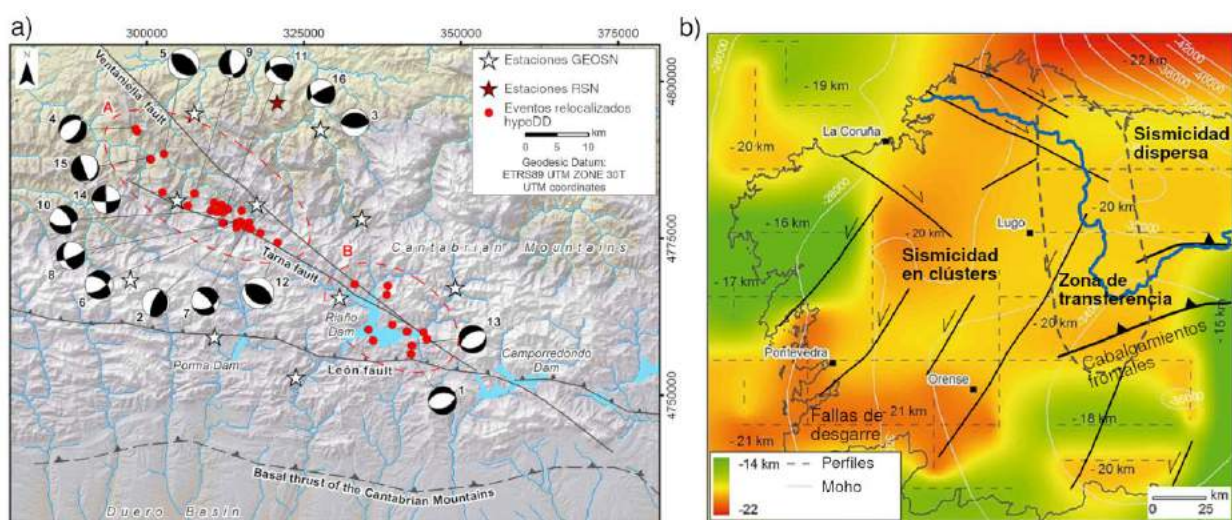


Figura 3. 12. a) Mapa mostrando la sismicidad detectada por la red GEOSN en el extremo suroriental de la falla de Ventaniella. La relocalización precisa de los eventos con la técnica de la doble diferencia permite establecer dos agrupaciones de eventos, A y B (modificado de López-Fernández *et al.*, 2018). b) Modelo digital de elevaciones de la base de la zona sismogénica en el noroeste peninsular, mostrando las principales estructuras y la posición de los dos dominios de sismicidad. La línea azul señala la divisoria de aguas (modificado de Llana-Fúnez y López-Fernández, 2015).

Las estaciones sísmicas desplegadas durante el proyecto GASPI han aportado los datos empleados en la realización de varios estudios basados en la técnica de las funciones receptoras (*receiver functions*). Este método se basa en el análisis de la conversión de las ondas P generadas por telesismos en ondas S en las principales interfases de la corteza. En el estudio de Díaz *et al.* (2003), las funciones receptoras fueron calculadas en dos líneas norte-sur de estaciones situadas en la cordillera Cantábrica y los Pirineos Occidentales. En la línea pirenaica se observa un convertor inclinado que se vincula a la subducción de la corteza ibérica bajo la europea. Al oeste, en la cordillera Cantábrica, se han identificado dos convertidores principales situados a 15 y a 35 km de profundidad, que han sido relacionados con la signatura de la zona de alta velocidad interpretada como correspondiente a la indentación de la corteza inferior del margen ibérico y al convertor asociado al Moho, respectivamente. Este último convertor muestra una profundización progresiva de sur a norte, pasando de 35 a 43 km de profundidad. Un trabajo posterior (Díaz *et al.*, 2009a)

recopila y calcula nuevas funciones receptoras en el noroeste de la Península, teniendo como resultado más destacado la elaboración de una transecta este-oeste a lo largo de las zonas internas y externas del orógeno Varisco (Fig. 3.13a). En la parte más occidental, bajo la zona de Galicia-Trás-os-Montes y la zona Centro-Ibérica, la imagen obtenida muestra una estructura relativamente simple con un Moho situado a 28-30 km de profundidad. Hacia las zonas externas, se puede identificar el enraizamiento del despegue basal de la zona Cantábrica en el antiforme del Narcea. Asimismo, el conversor asociado al límite corteza-manto profundiza hasta alcanzar ~50 km bajo la cordillera Cantábrica, en concordancia con lo observado en el perfil ESCIN-1 y las líneas de gran ángulo (Fig. 3.13b).

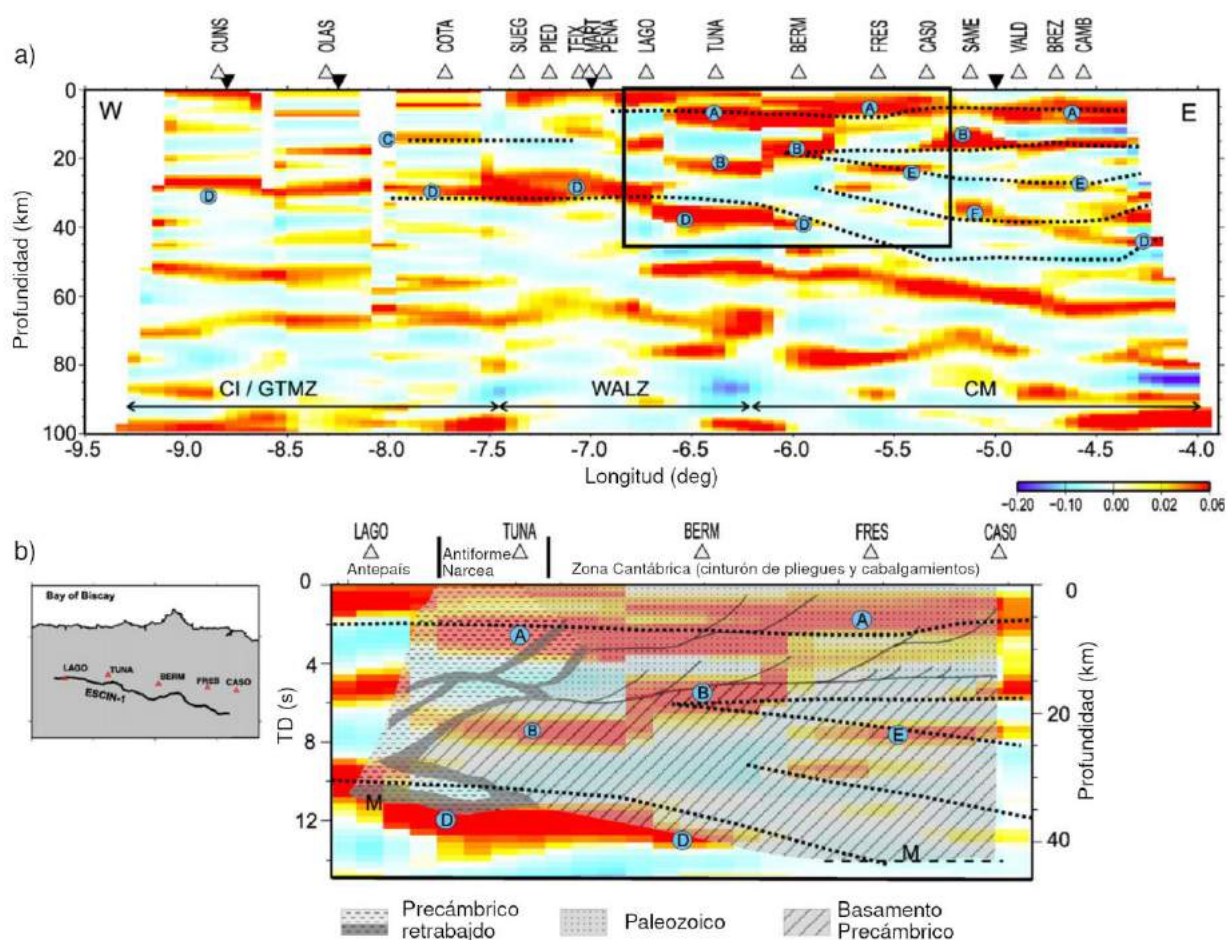


Figura 3. 13. a) Sección pseudograbenada obtenida con datos de funciones receptoras a lo largo de una transecta este-oeste realizada en el noroeste de la Península. Las líneas discontinuas señalan los reflectores inferidos en perfiles de gran ángulo previos (Fernández-Viejo et al., 2000; Pedreira, 2003). b) Interpretación del perfil de reflexión profunda ESCIN-1 realizada por Pérez-Estaún et al. (1997) superpuesta sobre la parte coincidente de la transecta de funciones receptoras. La escala vertical del perfil de reflexión está expresada en tiempo doble (TD). CI/GTMZ, zona Centro-Ibérica/Galicia-Trás-os-Montes; WALZ, zona Astur-Occidental Leonesa; CM, cordillera Cantábrica (tomado de Díaz et al., 2009a).

A través del cálculo de funciones receptoras usando datos sísmicos registrados por la red IberArray, Mancilla y Díaz (2015) presentaron el primer mapa de la topografía del Moho de la península ibérica. La comparación entre los resultados obtenidos con funciones receptoras y los basados en los diversos perfiles de reflexión refracción/gran ángulo realizados en toda la península muestran sus diferencias más importantes precisamente en el sector oriental de la cordillera Cantábrica y su zona de transición hacia la cuenca Vasco-Cantábrica. En esta zona, el cálculo de funciones receptoras no revela la presencia de una raíz cortical importante (~35 km), mientras que, como ya se ha comentado, otras técnicas apuntan a espesores corticales en este área de hasta 50 km. A continuación, Díaz *et al.*, (2016) publican un nuevo mapa del Moho de la Península combinando todas las estimaciones procedentes de experimentos de sismica pasiva y activa (Fig. 3.14).

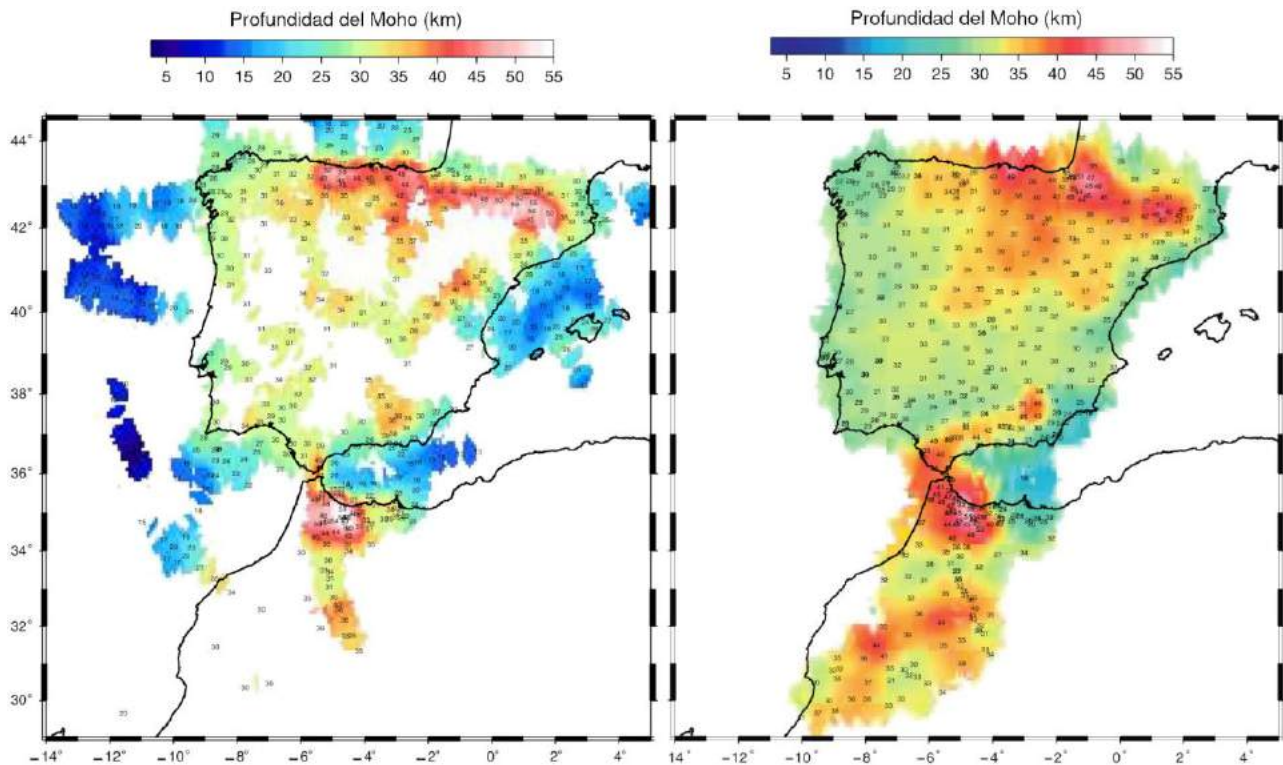


Figura 3. 14. Mapas de topografía del Moho derivados de experimentos de sismica de reflexión profunda y refracción de gran ángulo (izquierda) y de estudios basados en funciones receptoras (derecha). Modificado de Díaz *et al.* (2016).

3.4. Estudios de anisotropía

Hasta el momento, la totalidad de los estudios sismológicos acerca de la anisotropía del noroeste peninsular han tenido por objetivo la caracterización de ésta en la corteza inferior y el manto. Utilizando los datos tomados en las estaciones analizadas en los trabajos de funciones receptoras anteriormente comentados, Díaz *et al.*, (2002, 2009a, 2015) realiza estimaciones de separación de

ondas S de las fases *SKS*, *SKKS* y *PKS* procedentes de terremotos lejanos (Fig. 3.15a). Las direcciones rápidas reportadas se orientan este-oeste de manera consistente, y los tiempos de retardo llegan a alcanzar 1.5 s (Fig. 3.15a, b y c). La orientación general este-oeste de las direcciones rápidas en todo el norte peninsular sugiere que, en general, la anisotropía en este rango de profundidades no está relacionada con una anisotropía adquirida durante los eventos orogénicos Varisco o Alpino, sino con el flujo astenosférico actual (Faccenna *et al.*, 2014). Sin embargo, el noroeste de la Península parece presentar ciertos elementos que modulan este patrón de anisotropía general y pueden explicar algunas anomalías de pequeña escala. Por ejemplo, existe una coincidencia entre la disposición de los granitoides Variscos de esta región y una ligera rotación de las direcciones rápidas junto con tiempos de retardo bajos (Díaz *et al.*, 2015). Este hecho introduce la posibilidad de la presencia de una cierta anisotropía Varisca “heredada” en este área. En el sur de la península ibérica, Buontempo (2008) da cuenta también de un cambio hacia el norte en la dirección de la anisotropía al pasar de terrenos de la cordillera Bética al macizo Varisco.

En la mayoría de los estudios mencionados se reporta una dependencia de los parámetros de la separación de ondas S con respecto al acimut, lo que sugiere una distribución compleja en profundidad de los elementos anisótropos. Resultados similares, con direcciones rápidas este-oeste, han sido obtenidos por Salah (2012), Barruol *et al.*, (1998) y Bonnin *et al.*, (2017) en los Pirineos y el norte de España.

Por su parte, los estudios de anisotropía acimutal en la península ibérica son escasos. Maupin y Cara (1992) intentaron medir por primera vez las variaciones de velocidad de fase de las ondas Love y Rayleigh en función del acimut con estaciones de la red ILIHA, pero el elevado nivel de ruido y los escasos datos de velocidad de ondas Love disponibles lo impidieron. Los trabajos subsiguientes reportaron la presencia de anisotropía acimutal de fases mantélicas en el suroeste de Iberia (Díaz *et al.*, 1993) y de ondas P en el margen ibérico occidental (Cole *et al.*, 2002). En cuanto a la anisotropía en la corteza superior, no se tiene constancia hasta la fecha de estudios sismológicos centrados en esta zona en el noroeste de la Península, aunque existen algunas estimaciones de la anisotropía realizadas en laboratorio. Un ejemplo reciente es el trabajo de Cárdenes *et al.* (2021), en el que estos autores estiman las velocidades de las ondas sísmicas en pizarras de techar de la zona Astur-Occidental Leonesa mediante medición directa con ultrasonidos en muestras cúbicas de 10 cm y calculan sus patrones de velocidades a partir de mapas de orientación cristalográfica preferente elaborados mediante difracción de electrones. Las velocidades obtenidas con ambos métodos son elevadas y similares en las direcciones paralelas al clivaje pizarroso, pero se reducen

drásticamente en el caso de las medidas directas en dirección perpendicular a la fábrica tectónica en las rocas, dando lugar a anisotropías muy elevadas para estos materiales. Esta anisotropía se incrementa en condiciones superficiales, como muestran las medidas con ultrasonidos, que se realizaron a presión atmosférica sin confinamiento de las muestras.

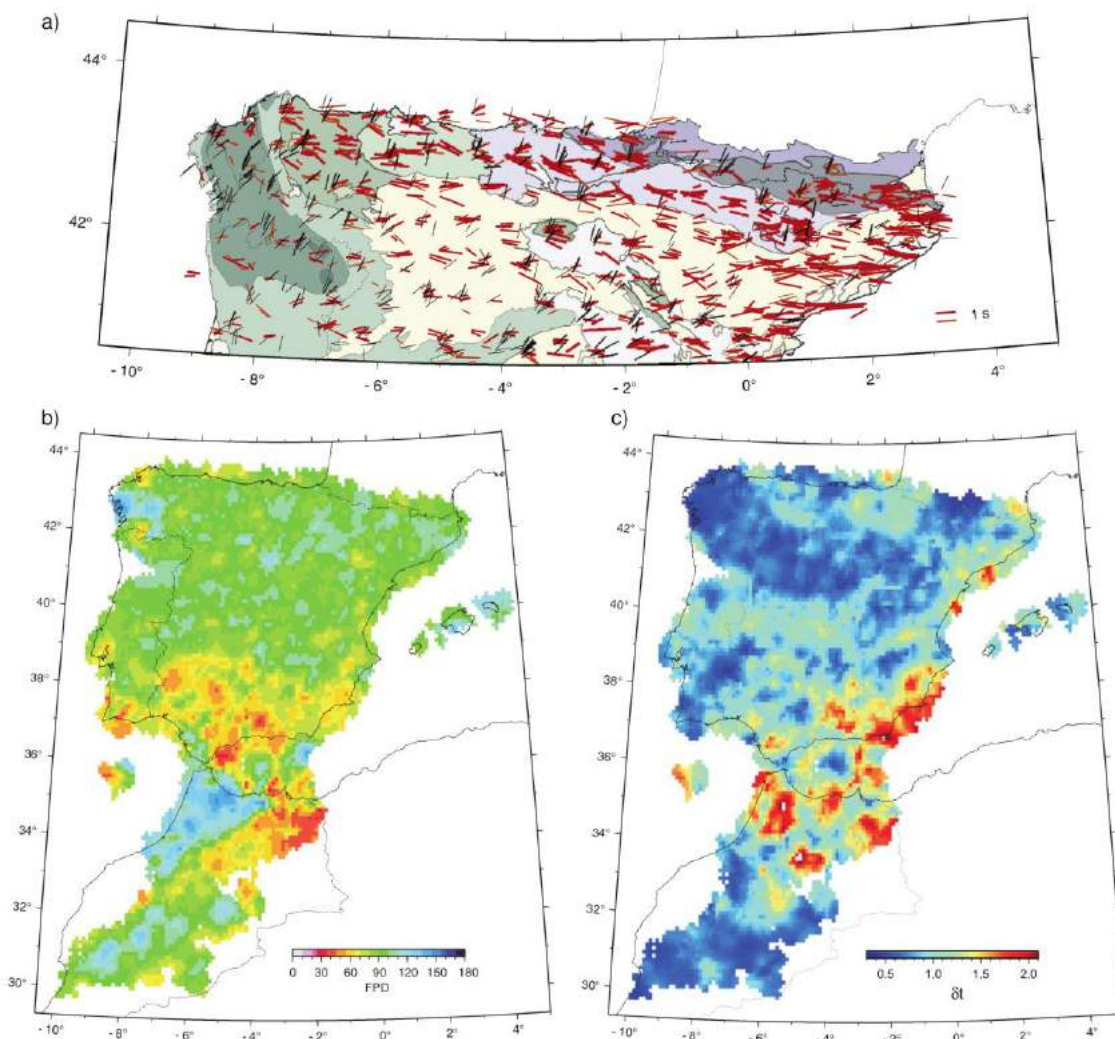


Figura 3. 15. a) Medidas de separación de ondas *S* realizadas en estaciones de la RSN y de la red IberArray, presentadas en la localización proyectada del punto de intersección a 200 km. Las barras están orientadas paralelamente a las direcciones rápidas y su longitud es proporcional al retardo. Las barras negras representan eventos sin evidencia de separación (nulos) y están orientados en la dirección del backazimuth. b) Mapa interpolado de direcciones rápidas de polarización y c) de tiempos de retardo (modificado de Díaz et al., 2015).

Tampoco existen estudios acerca de la anisotropía radial de la corteza peninsular, a excepción de un trabajo que se encuentra actualmente en revisión (Feng, en revisión). Este estudio, realizado con datos de las redes IberArray, PYROPE y PICASSO, presenta un modelo 3D de la anisotropía radial en la corteza y el manto superior de la región mediterránea occidental, incluyendo la península

ibérica. La modelización de la anisotropía se realiza a partir de la inversión de las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh y Love, obtenidas de la correlación de ruido sísmico y el análisis de telesismos, junto con datos de funciones receptoras. En este trabajo se reconoce la existencia de la “discrepancia Rayleigh-Love” en la práctica totalidad de la Península. Además, las zonas que presentan una mayor anisotropía radial cortical (Fig. 3.16a) están asociadas a las regiones que experimentaron extensión durante el cenozoico. Por su parte, la elevada anisotropía en el manto (Fig. 3.16b) permite identificar zonas en las que existe un fuerte flujo mantélico horizontal.

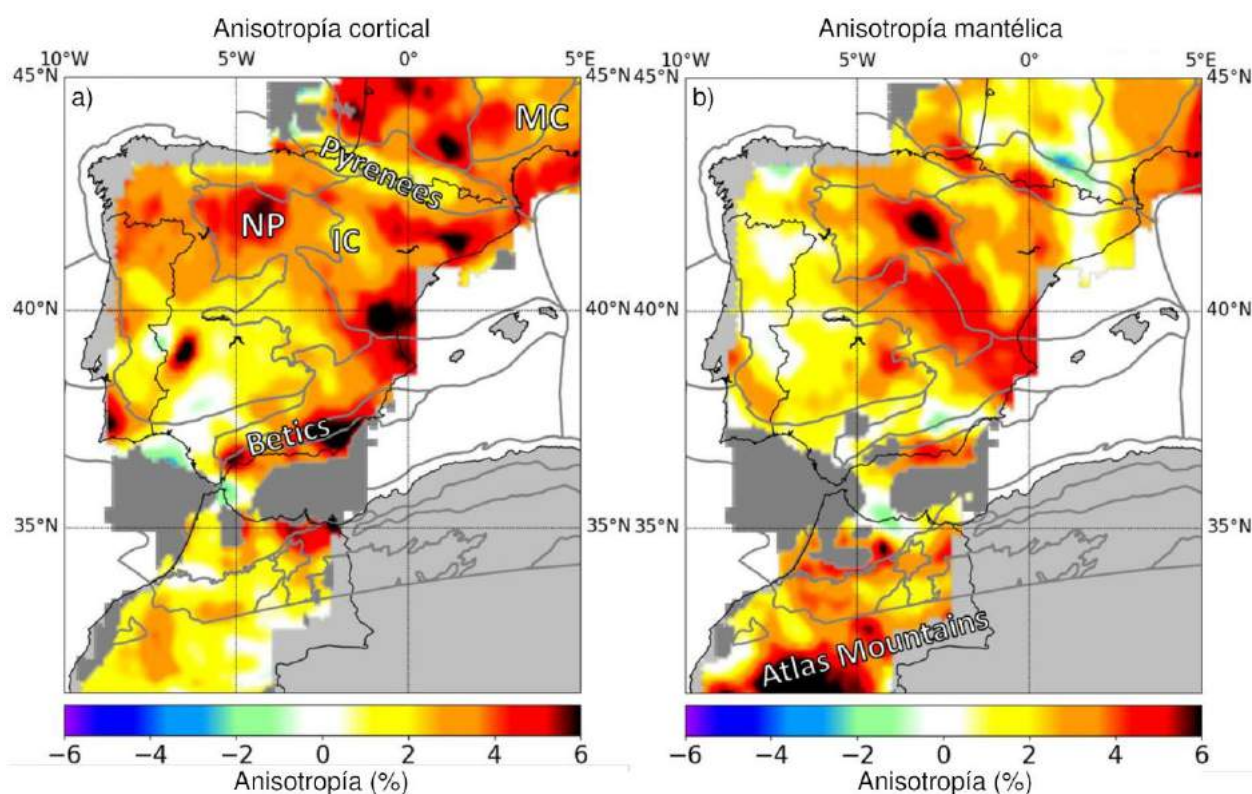


Figura 3. 16. a) Anisotropía radial en la corteza. IC: cadena Ibérica, NP, meseta norte; MC, macizo central. b) Anisotropía radial en el manto. Las zonas con un valor indeterminado de la anisotropía se muestran en color gris (modificado de Feng, en revisión).

CAPÍTULO 4. ADQUISICIÓN DE DATOS

Los datos sísmicos utilizados en el análisis de interferometría de ruido sísmico, recogidos en esta memoria en cuatro estudios específicos, fueron adquiridos a través de las redes temporales IberArray, GEOCANTÁBRICA-MISTERIOS (GEOSN) y GEOCANTÁBRICA-COSTA (GEOCSN). Este último dispositivo fue desplegado y operado en el marco de esta tesis. Por otra parte, el trabajo aquí presentado que recoge la sismicidad en la plataforma asturiana se basa en la compilación y análisis conjunto de catálogos de sismicidad ya publicados procedentes de la RSN (catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional) y las redes temporales GASPI (López-Fernández *et al.*, 2012) y GEOSN (López-Fernández *et al.*, 2018). A esos datos de sismicidad se unen los obtenidos a partir del análisis de los registros de la red GEOCSN. A su vez, todas estas redes temporales estuvieron complementadas durante su periodo de registro con estaciones permanentes pertenecientes a la RSN.

4.1. Redes sísmicas previas: IberArray y GEOSN

Una estación de registro sísmico consta básicamente de cuatro elementos: sensor, unidad de registro, sistema de sincronización y sistema de alimentación. El sensor o geófono convierte las vibraciones y desplazamientos del terreno en una señal eléctrica que es recibida en la unidad de registro, también llamada receptor, digitalizador o *datalogger*, donde es registrada y almacenada en algún tipo de dispositivo de almacenamiento de datos. Para asegurar que todas las señales registradas en diferentes estaciones tengan la misma hora, es fundamental fijar un sistema común de tiempos de referencia mediante un sistema de sincronización. El funcionamiento de todos estos elementos se asegura con un sistema de alimentación que suele estar basado en baterías de 12V conectadas a la red eléctrica o a paneles fotovoltaicos (Figs. 4.1a y b).

Durante la tercera fase de la red sísmica IberArray (Díaz *et al.*, 2009b) se llevó a cabo el despliegue de una red de 69 estaciones cubriendo todo el norte peninsular con un espaciado de aproximadamente 60 km (Fig. 3.3). En esta tesis se han analizado los datos sísmicos obtenidos por 17 de estas estaciones entre enero de 2011 y diciembre de 2013. Los geófonos empleados pertenecían al modelo Trillium 120 PA de la casa Nanometrics (Fig. 4.2a), un tipo de sensor de banda ancha y tres componentes bastante utilizado por su bajo nivel de ruido, su capacidad extendida de registro de bajas frecuencias y su amplio rango dinámico, que lo convierten en un dispositivo versátil que puede ser utilizado en estudios locales, regionales y lejanos. Las unidades

de registro, también de la casa Nanometrics, pertenecían al modelo Taurus y contaban con dos dispositivos de almacenamiento alternativos, discos duros IDE de 32 GB y tarjetas CF de 16 GB. El registro de datos se realizó en modo continuo con una frecuencia de muestreo de 100 Hz. El espacio de almacenamiento ocupado por estos datos era de aproximadamente 3 GB al mes, por lo que cada 3 meses se programaba un desplazamiento a la estación para realizar tareas de mantenimiento y realizar copias de los datos sísmicos obtenidos. La adquisición de la señal de tiempo UTC y la posición geográfica se efectuó mediante receptores GPS, mientras que el suministro de energía se consiguió con baterías de 12 V y paneles fotovoltaicos, puesto que la no dependencia de la red convencional permitía alejar las estaciones de núcleos habitados, infraestructuras u otras fuentes de ruido que pudieran enmascarar la señal sísmica.

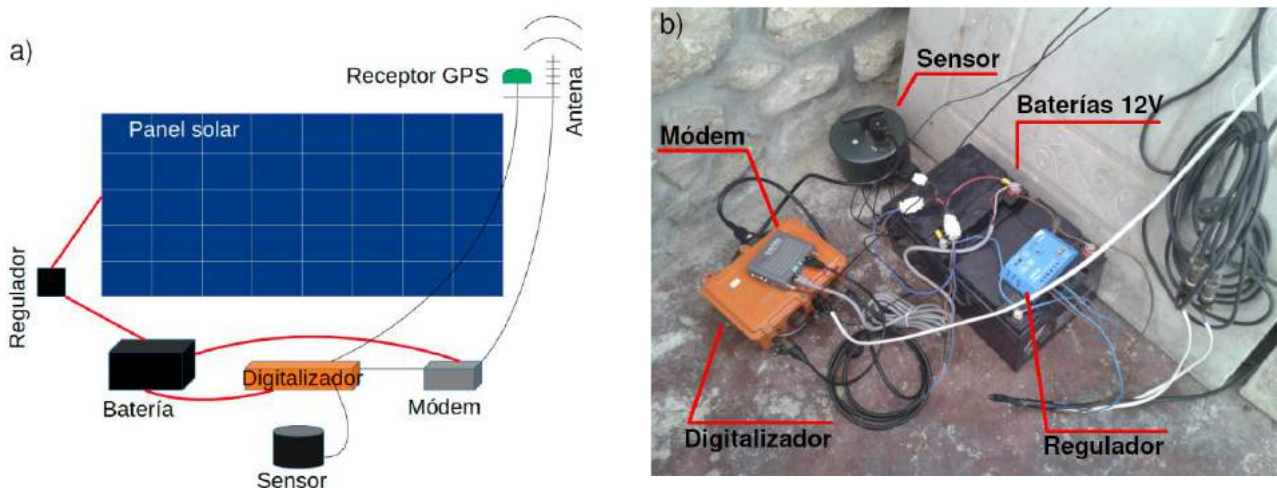


Figura 4. 1. a) Diagrama mostrando los elementos que componen una estación sísmica. b) Estación SAMES perteneciente a la red GEOSN.

La red GEOSN estaba compuesta por 10 estaciones sísmicas instaladas con un espaciado de aproximadamente 15 km en torno al sector considerado activo de la falla de Ventaniella (Tabla 4.1 y Fig. 4.3). En este caso se utilizaron sensores de periodo corto, adecuados para la detección de la sismicidad local y con un mantenimiento e instalación más simple que los geófonos de banda ancha. Se trataba de sensores Geospace Mini Seis-Monitor HS-1 de 3 componentes y frecuencia natural de 2 Hz (Fig. 4.2b), utilizados en combinación con estaciones Worldensing Spidernano de 24 bits. Todas las estaciones estaban sincronizadas en tiempo mediante GPS y registraban datos continuos a 100 Hz. El sistema de alimentación utilizado depende de la ubicación de cada estación, aproximadamente en la mitad de las mismas fue posible la conexión a la red convencional, mientras que en el resto fue necesario recurrir al sistema de baterías y paneles solares. En esta red se introdujo por primera vez una mejora consistente en la incorporación de módems con tarjeta

telefónica con tarifa de datos, lo que permitía la recepción y descarga de los datos sísmicos en tiempo real y la operación remota de las estaciones mediante un protocolo TCP/IP, reduciendo en gran medida la necesidad de visitar las estaciones durante el tiempo de duración del experimento (septiembre 2015 – mayo 2017).

Tanto la red temporal IberArray como la GEOSN están complementadas con datos sísmicos cedidos por el IGN, procedentes de las estaciones EARI (Arriondas, Asturias) y EPON (Pontenova, Lugo). Se trata de datos de banda ancha adquiridos mediante un sensor Guralp CMG-3T de tres componentes (Fig. 4.2c) conectado a una estación Nanometrics Trident.

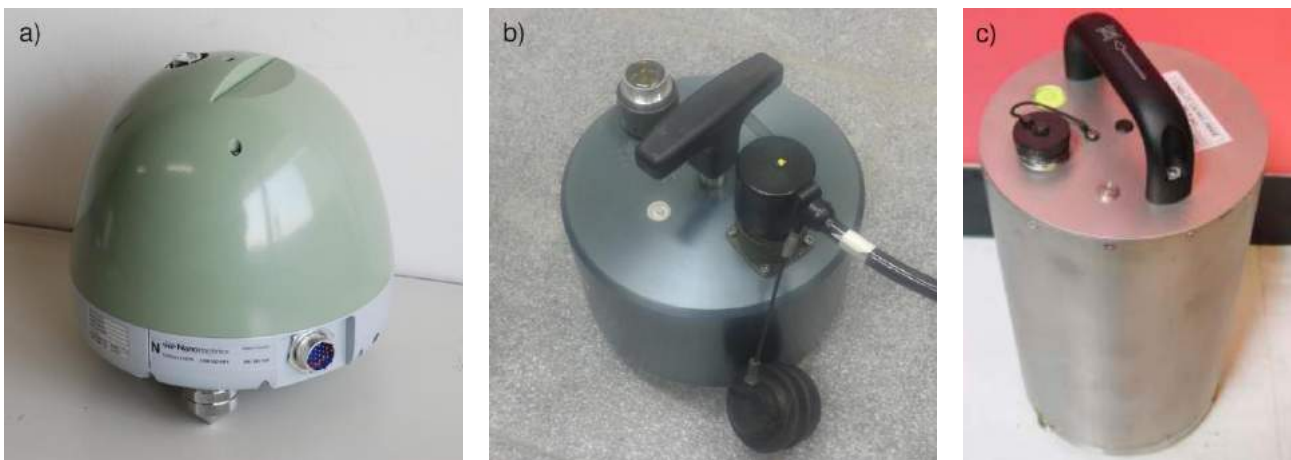


Figura 4. 2. a) Geófono de banda ancha y tres componentes Nanometrics Trillium 120 PA utilizado en las redes IberArray y GEOCSN. b) Geófono de tres componentes y periodo corto (2Hz) Geospace Mini Seis-Monitor HS-1 utilizado en la red GEOSN. c) Geófono de banda ancha y tres componentes Guralp CMG-3T utilizado en la RSN.

La totalidad de los datos sísmicos obtenidos por la red IberArray y buena parte de los registrados en la red GEOSN, excepto los de las estaciones PEND y VEGA, han sido descargados del repositorio europeo de datos sísmicos, conocido como ORFEUS (*Observatories and Research Facilities for European Seismology*). ORFEUS es una organización que coordina y promueve los estudios sismológicos en el área europeo-mediterránea. Esta plataforma cuenta con una infraestructura (EIDA, *European Integrated Data Archive*) que proporciona acceso a datos de formas de onda almacenados en numerosas instituciones y archivos de toda Europa (Fig. 4.4). La descarga de los datos fue realizada mediante un módulo de Obspy denominado *FDSN mass downloader*, que permite acceder a diferentes servicios web que alojan formas de onda y descargar directamente todos los datos sísmicos en formato *miniSEED* disponibles en un área geográfica especificada por el usuario (Fig. 4.4). También se pueden establecer filtros a la selección de datos en base a periodos temporales, calidad, o especificar redes o canales para su descarga. Los registros

de las estaciones no incluidas en esta plataforma fueron cedidos por el Instituto GEO3BCN-CSIC, responsable de los proyectos de los que estas redes formaban parte. La posición geográfica de los equipos de las redes IberArray, GEOSN y SSN está recogida en la tabla 4.1 y la figura 4.3.

Tabla 4. 1. Emplazamiento y equipos utilizados en las estaciones de las redes IberArray (IB) y GEOSN.

Red	Nombre	Latitud (N)	Longitud (O)	Elevación (m)	Localización	Datalogger	Geófono
RSN	EARI	43.301	-5.210	679	Parres, Asturias	Trident	CMG-3T
RSN	EPON	43.327	-7.149	437	A Pontenova, Lugo	Trident	CMG-3T
IB	E125	42.454	-5.692	915	Meízara, León	Taurus	Trillium 120
IB	E126	42.427	-5.063	895	Villamol, León	Taurus	Trillium 120
IB	E127	42.484	-4.363	929	Espinosa de Villagonzalo, Palencia	Taurus	Trillium 120
IB	E128	42.411	-3.650	1016	Celada de la Torre, Burgos	Taurus	Trillium 120
IB	E138	42.852	-7.969	404	Ramil, La Coruña	Taurus	Trillium 120
IB	E139	42.937	-7.510	454	Chamoso, Lugo	Taurus	Trillium 120
IB	E140	42.950	-6.872	642	Rao, Lugo	Taurus	Trillium 120
IB	E141	42.820	-6.048	1234	Manzaneda de Omaña, León	Taurus	Trillium 120
IB	E142	42.891	-5.419	1411	Valdorria, León	Taurus	Trillium 120
IB	E143	42.906	-4.608	1274	Santibáñez de Resoba, Palencia	Taurus	Trillium 120
IB	E144	42.887	-3.885	893	Villamediana de Lomas, Burgos	Taurus	Trillium 120
IB	E150	43.152	-8.495	395	Astande, La Coruña	Taurus	Trillium 120
IB	E151	43.308	-7.866	548	Xermade, Lugo	Taurus	Trillium 120
IB	E152	43.270	-6.377	383	Tineo, Asturias	Taurus	Trillium 120
IB	E153	43.227	-5.723	841	Mieres, Asturias	Taurus	Trillium 120
IB	E154	43.352	-4.602	406	Ribadedeva, Asturias	Taurus	Trillium 120
IB	E155	43.245	-3.999	675	Quintana de Toranzo, Cantabria	Taurus	Trillium 120
GEOSN	CALE	43.158	-5.400	704	Caso, Asturias	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	CREM	42.908	-5.159	1043	Crémenes, León	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	LIEG	43.024	-5.078	1151	Liegos, León	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	OMED	43.283	-5.372	562	Piloña, Asturias	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	OSEJ	43.138	-5.038	751	Oseja de Sajambre, León	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	PEND	43.155	-5.245	828	Caso, Asturias	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	PORT	43.043	-4.852	1234	Portilla de la Reina, León	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	RUCA	42.964	-5.320	1225	Rucayo, León	Spider	MiniSeis HS1
GEOSN	SAME	43.264	-5.124	237	Amieva, Asturias	Spider	MiniSeis HS1
GEOS	VEGA	43.042	-5.487	1561	Vegarada, León	Spider	MiniSeis

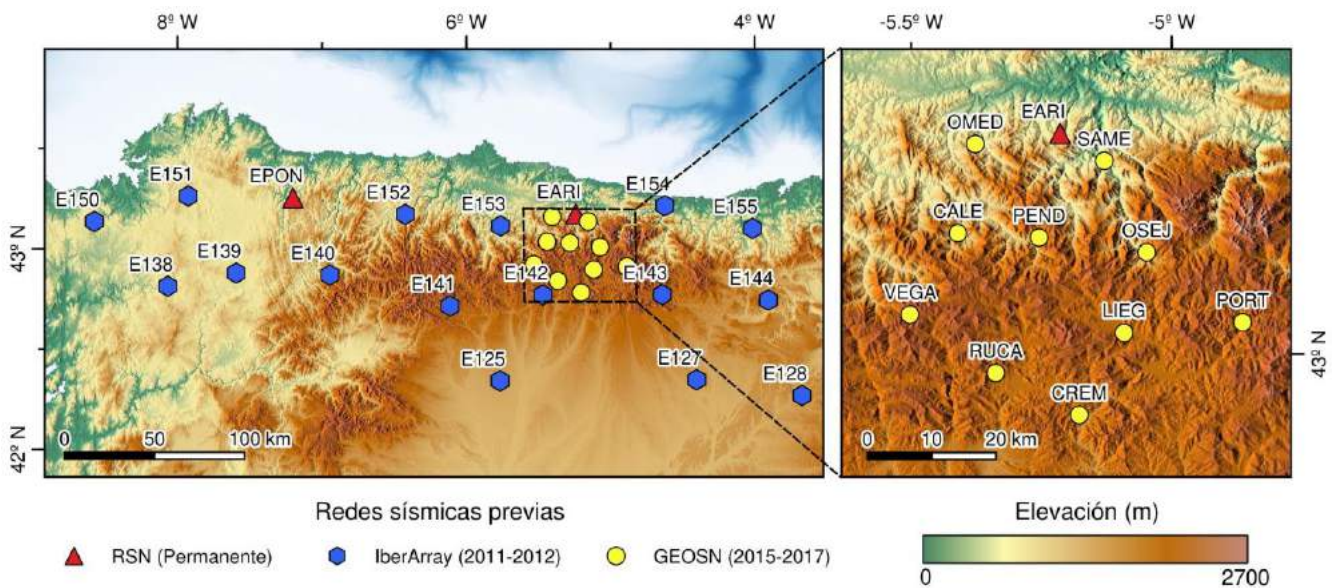


Figura 4. 3. Mapa topográfico del noroeste de la península ibérica mostrando la distribución geográfica de las redes sísmicas instaladas previamente a la realización de esta tesis y de las que se han extraído y analizado datos.

4.2. Red sísmica específica: GEOCSN

Debido a la ausencia de información sísmica en el área de estudio a latitudes por encima de 43.3° N, aproximadamente atravesando la zona central de Asturias, se procedió a la instalación de una nueva red sísmica temporal (GEOCSN) cubriendo la zona central y occidental de Asturias con un espaciado intermedio entre la red IberArray y la GEOSN. La red GEOCSN estuvo integrada por un total de 11 estaciones sísmicas complementadas con dos estaciones adicionales pertenecientes a la RSN: EARI y EPON (Tabla 4.2 y Fig. 4.5). El doble objetivo de esta red era la adquisición de nuevos datos sísmicos de alta calidad para extender los modelos tomográficos de ruido ambiente obtenidos previamente en sectores más meridionales y orientales y la detección y caracterización de la actividad sísmica en Asturias, con especial énfasis en el registro de terremotos originados en la plataforma asturiana.

El emplazamiento de las estaciones sísmicas se planificó inicialmente siguiendo una malla de puntos con un espaciado de 35–40 km, cubriendo el área entre 43.7°–42.8° latitud norte y -7.2°–5.1° longitud oeste (Fig. 4.5). La separación media entre equipos fue establecida por representar un compromiso entre los dos objetivos básicos de la red: por un lado, maximizar el registro de la sismicidad local con un espaciado pequeño, por otro, no penalizar la profundidad que puede ser investigada con la tomografía de ruido sísmico, que requiere mayor espaciado entre estaciones. Una vez decididas las potenciales ubicaciones de los sismógrafos, con cuatro de ellas situadas en la costa

(Fig. 4.5) para mejorar la detección de la sismicidad en la plataforma, se preseleccionaron determinadas construcciones que a priori parecían adecuadas para la instalación de los equipos. Se buscaba principalmente que estos emplazamientos estuvieran situados a cierta distancia de zonas pobladas, carreteras transitadas, puntos de actividad agrícola e industrial y otros focos de ruido cultural. Para evaluar realmente la calidad de las ubicaciones, se realizaron visitas a los lugares seleccionados para confirmar o descartar su viabilidad. En la mayor parte de los casos, las construcciones seleccionadas pudieron ser utilizadas en la instalación de los equipos, con la colaboración desinteresada de los propietarios. En otros casos, los emplazamientos tuvieron que ser desplazados hacia zonas más favorables, pero siempre dentro de un margen de ~2 km alrededor de la posición inicial, lo que permitió no alterar sustancialmente la geometría de la red.

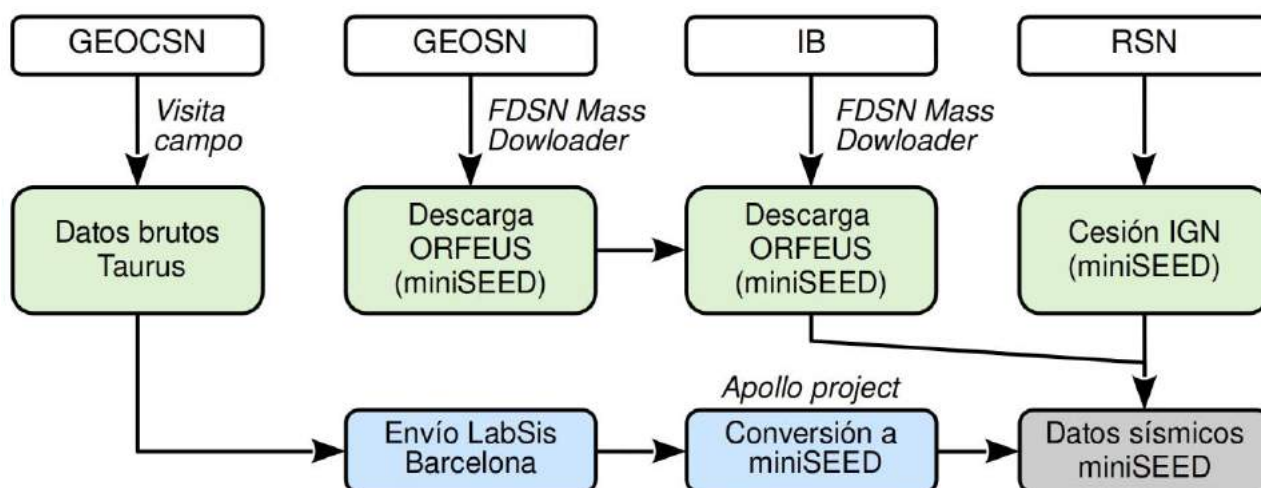


Figura 4. 4. Diagrama mostrando el proceso de adquisición de datos sísmicos para cada una de las redes empleadas en este trabajo.

Un total de siete (CAST, CONC, LAGO, TOLI, SUAR, ARAL y VALD) de las once estaciones sísmicas fueron desplegadas en ermitas, capillas e iglesias rurales (Figs. 4.6a y b), con el beneplácito de la Archidiócesis de Oviedo. Estas edificaciones presentan varias ventajas para la instalación de equipos de registro sísmico. Por una parte, suelen estar situadas en zonas tranquilas a una cierta distancia de los núcleos de población. Además, muchas de ellas se encuentran actualmente sin culto o son utilizadas en ocasiones excepcionales. Por último, ofrecen una cierta seguridad ante posibles robos o destrozos de los equipos y muchas de ellas cuentan con tomas de corriente eléctrica, lo que permite conectar los equipos directamente mediante un transformador (Fig. 4.6b).

Tabla 4. 2. Emplazamiento y equipos utilizados en las estaciones de las redes GEOCSN.

Red	Nombre	Latitud (N)	Longitud (O)	Elevación (m)	Localización	Datalogger	Geófono
GEOCSN	ARAL	42.903	-5.842	1237	Aralla de Luna, León	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	CAST	43.524	-7.005	29	Castropol, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	CONC	43.523	-6.500	384	Valdés, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	DEGA	42.945	-6.495	1011	Degaña, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	LAGO	43.253	-6.731	867	Allande, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	NIEV	43.584	-5.897	48	Gozón, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	OLES	43.535	-5.410	126	Villaviciosa, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	SUAR	42.938	-6.992	582	Navia de Suarna, Lugo	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	TOLI	43.229	-6.178	660	Grado, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	URBI	43.227	-5.723	841	Mieres, Asturias	Taurus	Trillium 120
GEOCSN	VALD	42.936	-5.327	1120	Valdehuesa, León	Taurus	Trillium 120
RSN	EARI	43.301	-5.210	679	Parres, Asturias	Trident	CMG-3T
RSN	EPON	43.327	-7.149	437	A Pontenova, Lugo	Trident	CMG-3T

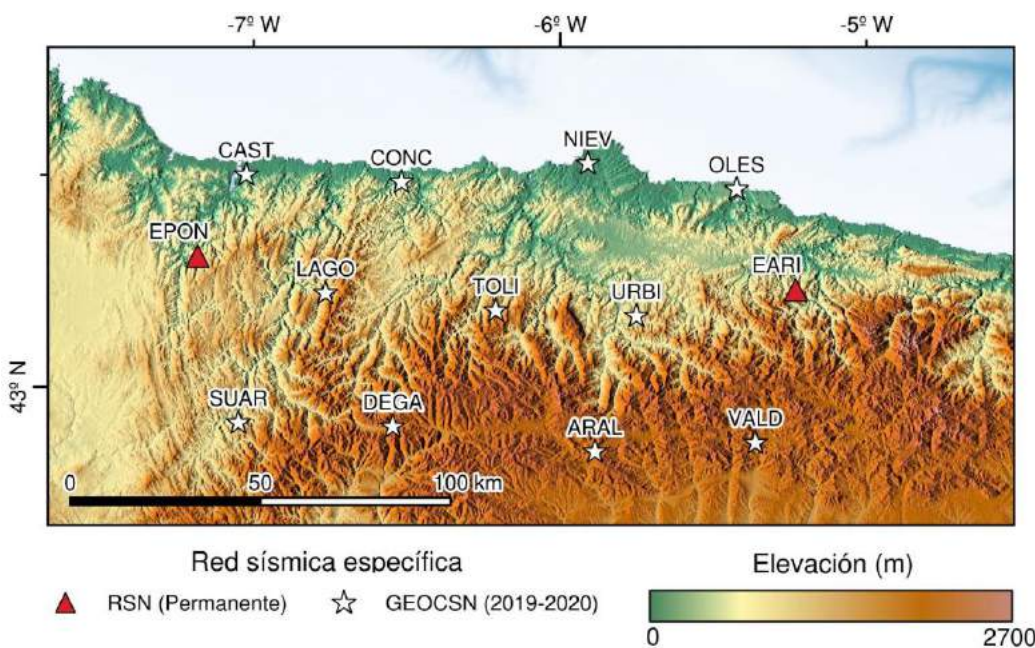


Figura 4. 5. Posición geográfica de las estaciones de la red GEOCSN sobre un mapa topográfico del área.

Dos estaciones más fueron emplazadas en edificios públicos o particulares (DEGA y NIEV), mientras que las dos estaciones restantes, URBI y OLES, fueron instaladas en el campo (Figs. 4.7 a-c). Las instalaciones en campo resultan más laboriosas que las que se realizan en construcciones, pero presentan la ventaja de que al no estar limitadas por la existencia de edificaciones pueden realizarse en puntos muy alejados de cualquier actividad humana, eliminando en gran medida el ruido ambiental que contamina los registros. En las instalaciones en campo, el geófono se introduce en una arqueta con una losa de granito en su base colocada en un pozo de 0.5 x 0.5 m (Fig. 4.7a). La arqueta se fija al terreno con cemento impermeabilizado para evitar la infiltración de agua y se

rellena con guata para evitar la circulación de aire alrededor del sensor y para aislarlo térmicamente. Por su parte, la unidad de registro y el módem están contenidos junto con las baterías y el regulador solar en una caja impermeable situada en el exterior (Fig. 4.7b), bajo el panel fotovoltaico que alimenta los equipos. Toda la instalación se rodea de una malla electrosoldada que actúa de protección frente a animales (Fig. 4.7c).



Figura 4. 6. Ejemplo de estación sísmica de la red GEOCSN instalada en una edificación. (a) Vista exterior de la capilla en la que se emplazó la estación sísmica SUAR (Virigo, Navia de Suarna, Lugo). (b) Estación SUAR, mostrando el geófono Trillium 120 PA (caja blanca), el digitalizador y la batería de 12V (caja negra).

4.2.1. Instalación de las estaciones sísmicas

Los equipos de registro fueron alquilados al parque móvil de estaciones sísmicas portátiles del laboratorio de sísmica del GEO3BCN-CSIC (LabSis, <https://labsis.geo3bcn.csic.es>). Los dispositivos desplegados fueron fundamentalmente los mismos que los empleados en el despliegue de la red IberArray, geófonos de banda ancha y tres componentes Nanometrics Trillium 120 PA (Fig. 4.2a) y unidades de registro Nanometrics Taurus (Figs. 4.6b y 4.7b) almacenando datos sísmicos con intervalo de muestreo de 100 muestras/segundo. Entre el material cedido por el GEO3BCN-CSIC se encontraban también receptores GPS, a través de los cuales todas las estaciones adquirirían la señal de tiempo. En ocho de las once estaciones, la alimentación se conseguía por conexión directa a la red eléctrica, mientras que en las tres restantes y en las dos pertenecientes a la RSN se utilizaron paneles solares. Las primeras contaban con una batería de 12V y 33 Ah (Fig. 4.6b) conectada a un transformador/cargador, que eran utilizadas como sistema de

respaldo en caso de corte del suministro. En las estaciones alimentadas con energía solar se emplearon baterías de 12V y 100 Ah (Fig. 4.7b). En ambos casos las baterías utilizadas eran de tipo AGM (*absorbed glass material*) por su facilidad de mantenimiento, rendimiento a temperaturas bajas y resistencia a descargas profundas.

Se dispuso asimismo de un total de siete módems (cedidos por el Instituto GEO3BCN-CSIC y la Universidad de Oviedo) para el envío de los datos sísmicos registrados en tiempo real mediante un protocolo TCP/IP (protocolo *SeedLink*), y que fueron colocados en las posiciones que implicaban desplazamientos más largos. Estos dispositivos facilitan el acceso inmediato a la telemetría de las estaciones (Fig. 4.8 a-c) para consultar datos como el voltaje de las baterías, la intensidad de la señal GPS, el espacio de almacenamiento utilizado o el estado del sensor; lo que permite detectar rápidamente problemas o averías y reducir el tiempo transcurrido hasta su subsanación. Asimismo, algunas operaciones útiles como el reinicio o el cambio de unidad de almacenamiento pueden ejecutarse a distancia en estaciones equipadas con módem. Por contra, presentan el inconveniente de que los emplazamientos seleccionados deben tener una buena cobertura móvil para su correcto funcionamiento, al menos de estándar HSPA (*High-Speed Packet Access*).



Figura 4. 7. Ejemplo de estación sísmica de la red GEOCSN instalada en el campo (OLES, en Oles, Villaviciosa, Asturias): a) Vista de la arqueta semienterrada que contiene el geófono Trillium 120 PA; b) Vista de los equipos contenidos en la caja impermeable exterior: digitalizador y batería 12V; c) Vista exterior de la estación.

Los datos sísmicos fueron grabados en tarjetas CF de 16 GB. Las estaciones con transmisión inalámbrica de datos fueron equipadas también con discos IDE de 32 GB para disponer de una unidad de almacenamiento alternativa en caso de fallo del volumen primario.

4.2.2. Mantenimiento de la red y descarga de datos

La red GEOCSN se mantuvo activa entre mayo de 2019 y febrero de 2020. Durante ese periodo, se realizó una única ronda programada de visitas de mantenimiento a todas las estaciones entre finales de agosto y principios de septiembre de 2019 con el objetivo de recentrar las masas de los sensores Trillium, cambiar los dispositivos de almacenamiento y detectar posibles averías. Además de estas visitas, se realizaron también toda una serie de desplazamientos por problemas puntuales en las estaciones que serán detallados en el próximo apartado.

En las estaciones equipadas con módem, los datos sísmicos en tiempo real eran enviados a los servidores del LabSis (Fig. 4.4). Allí, estos registros eran procesados con el programa *Seiscomp P3* (Helmholtz-GFZ y GEMPA, 2008), una aplicación informática de sismología que cuenta con varios módulos encargados de la adquisición, procesado, distribución y análisis interactivo de los datos, para ser luego almacenados en formato *miniSEED*. Los datos transmitidos por protocolo *SeedLink*, aunque útiles para aplicaciones como la detección en tiempo real de eventos, muestran generalmente numerosos cortes e inconsistencias que los hacen inadecuados para su utilización en interferometría de ruido sísmico. Por ello, se hizo necesaria la extracción de los datos completos registrados en campo. En un primer momento, se intentó realizar esta tarea de manera remota, en las estaciones con módem, con una serie de *scripts* facilitados por el LabSis que copiaban a nuestros equipos en la Universidad de Oviedo y convertían a formato *miniSEED* los registros sísmicos. Sin embargo, la escasa capacidad de las tarifas de datos móviles disponibles impidió la descarga completa de las señales con este procedimiento.

Finalmente, el vaciado de los datos de las estaciones se llevó a cabo copiando directamente los datos sísmicos brutos (Fig. 4.4). Estos datos son enviados posteriormente al LabSis, donde disponen de licencias para los programas *Apollo server* y *Apollo project* que convierten los registros sísmicos desde el formato en el que son almacenados en las estaciones al estándar *miniSEED* (Fig. 4.4). El resultado final ha sido la adquisición de 125 GB de nuevos datos sísmicos en este formato.

4.2.3. *Incidencias y averías*

Es común que el funcionamiento de las redes temporales se vea afectado por incidencias técnicas en los dispositivos que componen la estación sísmica, por factores ambientales o por la acción de humanos o animales. Algunos problemas, como los cortes de comunicaciones o el mal funcionamiento de los módems, no implican una pérdida de datos. Sin embargo, en otras ocasiones, estas averías pueden llevar a la pérdida de las señales y afectar al registro de los datos. El rendimiento general de la red GEOCSN ha sido altamente satisfactorio, puesto que se han recuperado, en promedio, el 96% de los registros.

La mayor parte de las pérdidas fueron debidas a fallos de alimentación debidos producidos por cortes de luz provocados por tormentas o al mal funcionamiento de los cargadores de baterías (Fig. 4.8a). Afortunadamente, las estaciones con telemetría mostraban una progresiva disminución del voltaje de la batería que alertaba del problema y permitía sustituir los equipos afectados con rapidez. Este problema afectó fundamentalmente a las estaciones SUAR, NIEV y, en menor medida, LAGO. En la estación DEGA, el corte de la antena GPS alteró el registro de la señal de tiempo durante cerca de una semana, volviendo inaprovechables los datos de los días afectados (Figs 4.8b y c). El sensor de la estación URBI presentó una avería que fue detectada el mismo día de su instalación, por lo que fue sustituido por otro durante la primera semana. Posteriormente, la arqueta donde se encontraba este geófono se inundó completamente de agua, pero el sensor mantuvo su estanqueidad y este hecho no parece haber afectado a los registros.

La mayor pérdida de datos en una estación de la red se produjo en la estación CAST, donde un fallo en la tarjeta CF corrompió los datos recogidos desde su instalación. Al tratarse de un equipo sin comunicaciones, la avería no fue descubierta hasta la visita de mantenimiento a finales de agosto y un total dos meses y medio de datos sísmicos no pudieron ser recuperados. Sorprendentemente, dadas las condiciones meteorológicas, entre las estaciones alimentadas mediante paneles solares tan solo CONC experimentó algún corte puntual debido a una baja insolación (Fig. 4.8a), mientras que el resto funcionaron correctamente y de manera continua desde su instalación.

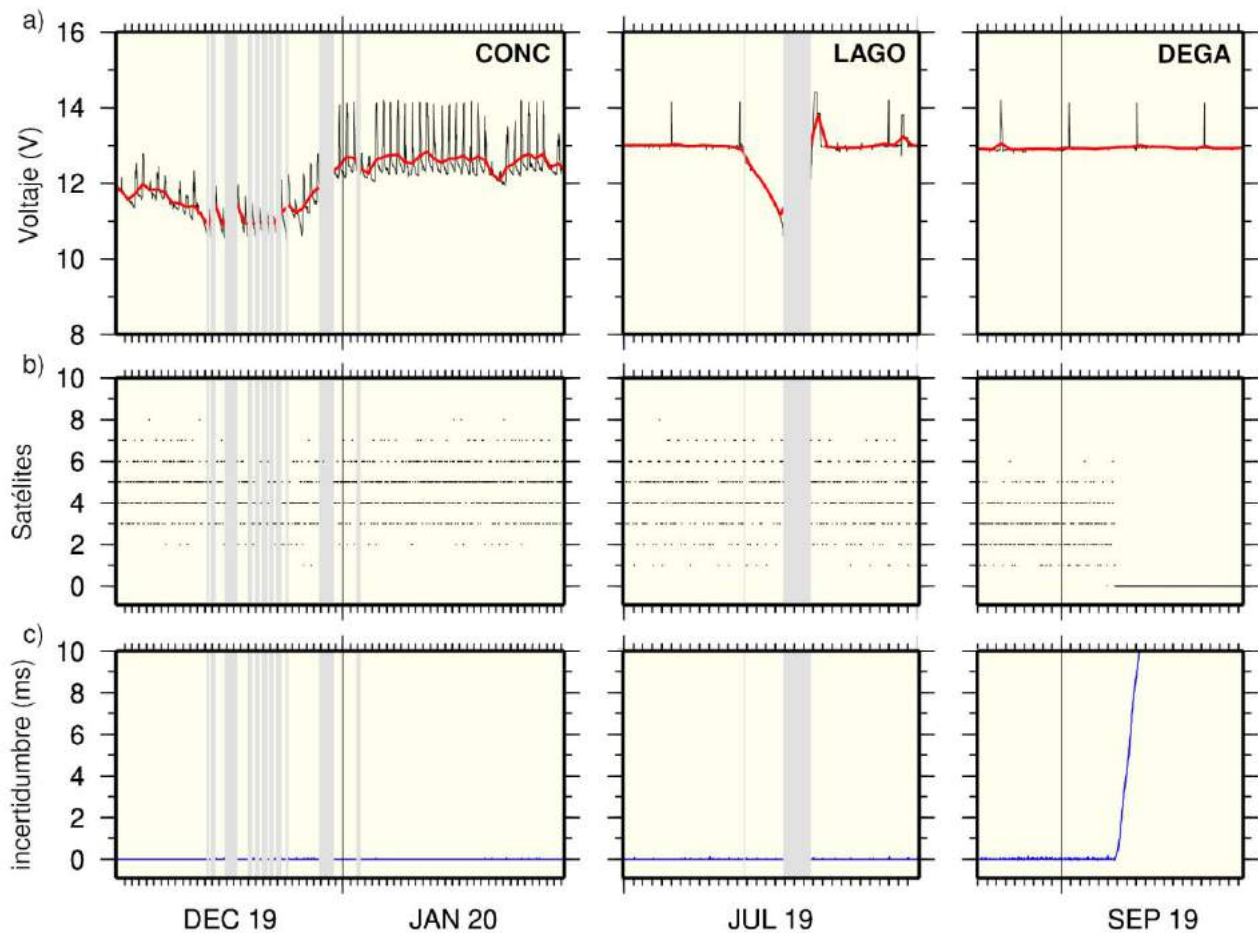


Figura 4. 8. Ejemplos de incidencias ocurridas en las estaciones CONC (izquierda), LAGO (centro) y DEGA (derecha) mostrando su expresión en algunos parámetros medidos en las estaciones como indicadores de funcionamiento (state-of-health): a) el voltaje de la batería; b) el número de satélites utilizados para adquirir la señal de tiempo y c) la incertidumbre en el tiempo UTC. En las dos primeras estaciones se produce una pérdida de los datos sísmicos correspondientes a los días en que tuvieron lugar las incidencias (bandas grises). La estación CONC muestra cortes diarios de la alimentación provocados por la baja insolación, mientras que el corte en la estación LAGO fue debido a una tormenta con aparato eléctrico que hizo saltar el diferencial de la instalación. Nótese la bajada de la carga de la batería en estos dos casos. El corte del cable del receptor GPS en la estación DEGA impide la conexión con los satélites y aumenta la incertidumbre en el tiempo de la señal sísmica.

CAPÍTULO 5. FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS Y PROCESADO DE DATOS

Los trabajos recogidos en esta tesis se sirven de diversas técnicas de procesado de datos sísmicos para realizar observaciones acerca de la estructura cortical del noroeste de la península ibérica. De manera general, podríamos diferenciar tres estudios (Acevedo *et al.*, 2019; Acevedo *et al.*, 2020; Acevedo *et al.*, en preparación) que tienen como base la interferometría de ruido sísmico y muestran por tanto una parte de procesado común que después es completada con procedimientos específicos como la tomografía, el análisis de la anisotropía acimutal y radial o el cálculo de la birrefringencia de las ondas S. También comparte parte del mismo procesado el cálculo de las autocorrelaciones presentado en esta tesis. Por otra parte, en Fernández-Viejo *et al.* (2021), el procesado está enfocado a la detección de eventos sísmicos entre los registros continuos y a la determinación de sus hipocentros. Previamente a la descripción en detalle de las técnicas empleadas, se realiza una somera descripción de los conceptos básicos en los que éstas se fundamentan.

5.1. Fundamentos metodológicos

En esta sección se describen brevemente los principales conceptos y principios sismológicos en los que se basan las diversas técnicas empleadas en este trabajo, con especial énfasis en los principios específicos que rigen la interferometría de ruido sísmico y la sismología de terremotos. La información aquí recogida ha sido compilada de los manuales de Lay y Wallace (1995), Lowrie (2007) y Bormann (2012) y complementada puntualmente con trabajos especializados.

5.1.1. Conceptos básicos de sismología

La sismología es el estudio de la generación, propagación y registro de las ondas elásticas en la Tierra y otros cuerpos celestes, así como de las fuentes que las originan. Una onda es una perturbación que atraviesa un medio, sin que este medio como conjunto progrese en la dirección de propagación de la onda. Una posible analogía son las ondas creadas por una piedra lanzada a un estanque. El agua sufre una perturbación y las ondas irradian desde el punto de origen hasta las orillas del estanque sin que las partículas de agua se desplacen permanentemente en la dirección en la que se mueven las ondas. Siguiendo con este símil, se pueden describir varios parámetros que caracterizan las ondas elásticas (Fig. 5.1a). La distancia entre dos crestas sucesivas de ondas es la *longitud de onda*. El desplazamiento máximo de una partícula desde su posición de equilibrio a medida que se propaga la onda define la *amplitud*. La reducción que esta experimenta al alejarse de

la fuente de ondas se denomina *atenuación*. El tiempo que emplea una longitud de onda en atravesar un medio se conoce como *periodo*. Su recíproco, es decir, el número de longitudes de onda que pasan por un punto por unidad de tiempo es la *frecuencia*.

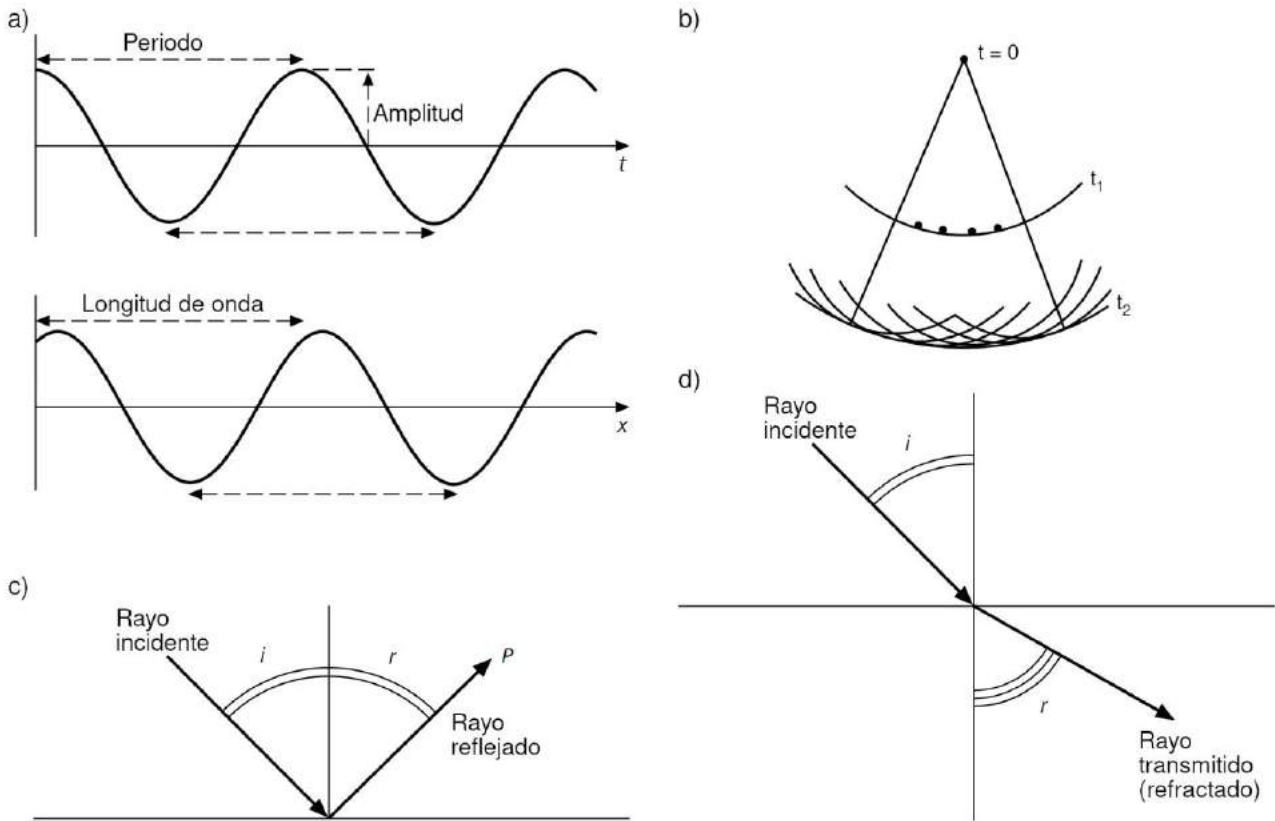


Figura 5. 1. Ondas elásticas. a) Onda armónica mostrada en una posición fija en función del tiempo (arriba) y en un tiempo fijo en función de la posición (abajo). b) Principio de Huygens, que establece que cada punto del frente de ondas inicial puede interpretarse como una nueva fuente que genera frentes de onda circulares. c) Cuando una onda es reflejada en la interfase de dos medios, el ángulo que forma el rayo incidente con la normal al límite entre los dos medios es igual al ángulo de reflexión. d) En el caso de una onda que se propaga en un medio de mayor velocidad, el ángulo de refracción se incrementa con respecto al de incidencia de acuerdo con la ley de Snell (modificado de Stein y Wysession, 2009).

Cuando una onda alcanza el límite de un medio con diferentes constantes elásticas y densidad pueden producirse tres situaciones que comúnmente ocurren a la vez: la continuación de su propagación por el segundo medio con una velocidad y longitud de ondas distintas, la absorción de la onda por parte del segundo medio o la reflexión en la interfase con la velocidad y el periodo iniciales. Para describir estos fenómenos, es conveniente definir el concepto de *trayectoria de rayos* (*raypaths*). De manera alternativa al *principio de Huygens*, que establece que todos los puntos en un frente de ondas pueden ser considerados como fuentes de nuevos frentes de ondas secundarios (Fig. 5.1b), un *rayo* puede entenderse como la línea que conecta la fuente y los sucesivos frentes de ondas. El rayo que intersecta la superficie entre dos medios diferentes lo hace a un ángulo con

respecto a la normal de dicha superficie que recibe el nombre de *ángulo de incidencia*. El rayo puede reflejarse en esa superficie, con un ángulo de reflexión igual al de incidencia (Fig. 5.1c), o atravesar el segundo medio con una velocidad, longitud de onda y ángulo diferentes siguiendo la denominada *Ley de Snell* (Fig. 5.1d).

En el momento en que la energía sísmica es liberada repentinamente en un punto o fuente sísmica, parte de ella se propaga a través del medio en forma de ondas internas (*body waves*), mientras que el resto de la energía se difunde por la superficie como ondas superficiales (*surface waves*).

Las ondas internas pueden dividirse en dos tipos (Fig. 5.2):

- Ondas P (ondas primarias o longitudinales): ondas compresionales en las que el movimiento de las partículas del medio que atraviesan se realiza en la dirección de propagación de la onda.

- Ondas S (ondas secundarias o de cizalla): ondas transversales que generan un movimiento de las partículas del medio perpendicular a la dirección de propagación.

Las ondas P reciben su nombre del hecho de que viajan más rápido que las ondas S y, por tanto, son detectadas siempre antes en los registros de terremotos. La velocidad de propagación de las ondas depende de las propiedades del material que atraviesan. En general, esta velocidad es mayor a medida que se incrementa la densidad del medio, aunque factores como la porosidad o la presencia de fluidos pueden alterar significativamente las velocidades al modificar las propiedades elásticas de los materiales geológicos. Al contrario que las ondas P, que pueden propagarse por cualquier medio que posea volumen elástico (gases, líquidos y sólidos), las ondas S únicamente pueden propagarse en sólidos, puesto que líquidos y gases no soportan esfuerzos de cizalla.

Por su parte, las ondas superficiales pueden ser de dos tipos (Fig. 5.2):

- Ondas Rayleigh: ondas caracterizadas por un movimiento elíptico de las partículas del medio con respecto a la dirección de propagación.

- Ondas Love: ondas caracterizadas por un movimiento transversal y horizontal de las partículas.

Las velocidades de propagación de las ondas superficiales son invariablemente inferiores a las de las ondas internas, por lo que son registradas en los sismogramas después de las llegadas de las ondas P y S. Además, debido a que las ondas superficiales están restringidas a la superficie, su capacidad de penetración en el interior de la Tierra es inferior a la de las ondas internas. Las ondas superficiales se transmiten como un paquete de energía que contiene todo un espectro de longitudes de onda. La energía de la onda se propaga como la envolvente del paquete de ondas, a una velocidad que recibe el nombre de *velocidad de grupo* (U), mientras que las ondas individuales que conforman ese paquete se propagan a la denominada velocidad de fase (c) (Fig. 5.3a).

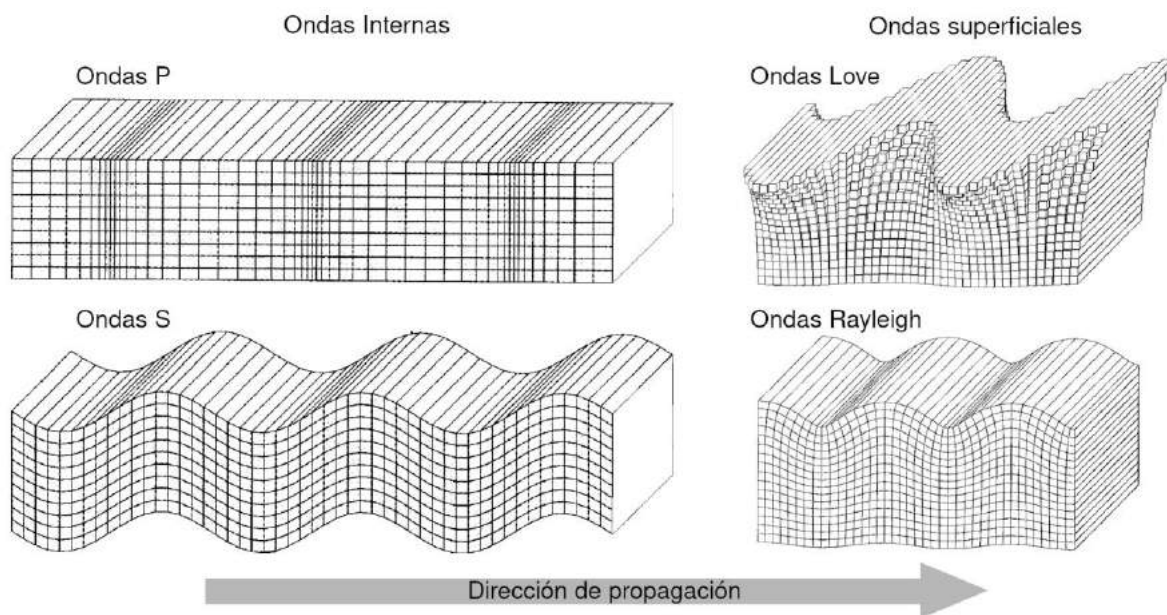


Figura 5. 2. Desplazamientos del terreno producidos por la propagación de diferentes ondas elásticas (modificado de Shearer, 2019).

Las ondas superficiales con mayor longitud de onda alcanzan mayores profundidades que aquellas de longitudes de onda más cortas. Dado que las propiedades de las rocas cambian a medida que aumenta la profundidad, por los cambios en la microestructura de las rocas derivados del incremento de la presión litostática o de confinamiento, la velocidad de las ondas superficiales varía también de manera acorde. Por ello, las longitudes de onda más largas, que muestrean profundidades elevadas, viajan a velocidades mayores que las longitudes de onda más cortas. Este hecho se traduce en que la velocidad de propagación de las ondas superficiales depende de su frecuencia, una propiedad conocida como *dispersión* (Fig. 5.3b), que resulta una característica clave para determinar la estructura de la corteza y el manto.

5.1.2. *Anisotropía*

El comportamiento de las ondas P y S en un medio homogéneo e isótropo es relativamente simple pero su complejidad aumenta en un medio anisótropo. En este tipo de medio, las velocidades sísmicas varían con la dirección de propagación y se generan tres tipos de ondas internas con movimientos de partícula ortogonales entre sí. Estas ondas reciben el nombre de quasi-compresionales (qP) y quasi-cizalla (qSV y qSH) en relación con sus contrapartes isótropas. En general, la dirección de propagación de estas ondas no es perpendicular a sus frentes de onda, por lo que el movimiento de las partículas difiere del esperado en un medio isótropo. Cuando pasan de un medio isótropo a uno anisótropo, las ondas S se dividen en dos componentes con direcciones de polarización perpendiculares entre sí y diferentes velocidades de propagación. Este efecto es conocido como separación de ondas S o birrefringencia sísmica (*shear-wave splitting*) (Fig. 5.4a). La diferencia de velocidad de propagación entre estas ondas separadas da lugar a un cierto retardo y a un cambio de fase que puede observarse en los sismogramas.

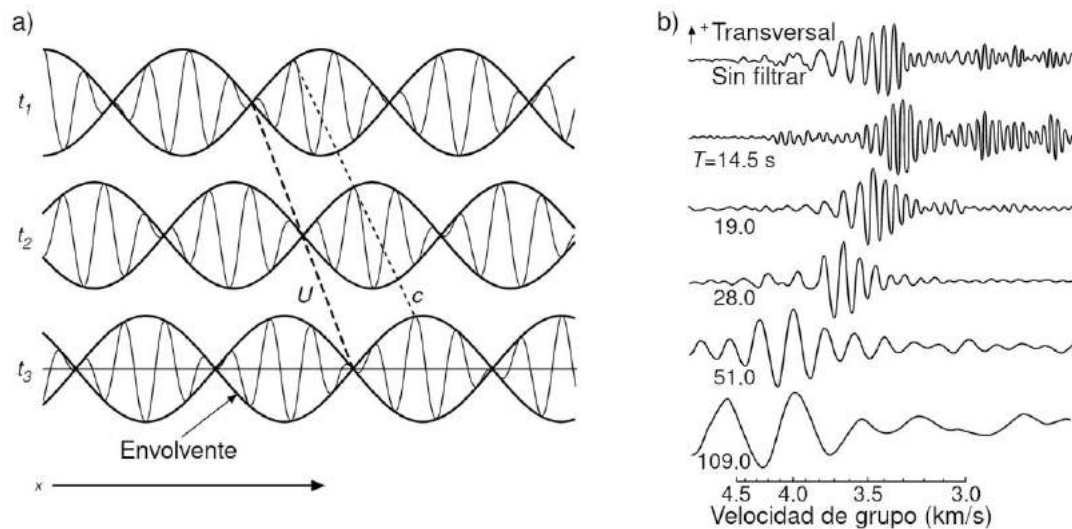


Figura 5. 3. a) La energía de las ondas superficiales se propaga como la envolvente del paquete de ondas a una velocidad de grupo U , mientras que las longitudes de onda individuales viajan a la velocidad de fase c . b) Dispersión de las ondas Love observadas en el sismograma de un terremoto con epicentro en Mongolia y registrado en Japón. Los datos están filtrados alrededor de cinco periodos sucesivos. Nótese como la energía de periodo más largo llega antes, mostrando una mayor velocidad de grupo (modificado de Stein y Wyssession, 2009).

La dificultad de la interpretación de la propagación de ondas sísmicas en medios anisótropos aumenta con la disminución del grado de simetría de los materiales. Por ejemplo, para describir un medio con simetría triclinica, la de menor grado, es necesario un tensor de cuarto orden con 21 coeficientes elásticos independientes. Por contra, el caso más sencillo de estructura anisótropa es la

que se produce cuando existe un eje de simetría y la velocidad de propagación no varía en el plano perpendicular a este eje de simetría. Cuando el eje de simetría es vertical, los modelos de este tipo reciben en sismología el nombre de *modelos de isotropía transversal* (también llamada *anisotropía radial*). Cuando la velocidad de las ondas en el medio varía en función de la dirección, se dice que éste presenta *anisotropía acimutal* (Fig. 5.4b). Un ejemplo simple para entender estos dos tipos de anisotropía sería un bloque formado por capas de rocas dispuestas horizontalmente. Cada una de esas capas tiene unas propiedades constantes en el plano pero éstas varían si consideramos todo el espesor. Este bloque mostraría una isotropía transversal, siendo el plano de cada capa el plano de isotropía y el eje vertical perpendicular a las capas el eje de simetría. Si las propiedades cambian también según la dirección en la que se midan en cada una de las capas, éstas mostrarían anisotropía acimutal.

La anisotropía de un medio puede tener diferentes causas, siendo generalmente el resultado de una combinación de todas ellas. La mayor parte de los minerales que componen las rocas presentan una anisotropía cristalográfica inherente. Ciertos procesos, como la deformación o el crecimiento mineral, pueden dar lugar a una orientación preferente de los ejes o los polos de los planos cristalográficos (*orientación cristalográfica preferente*), generando una *anisotropía intrínseca*. A escala microestructural, también conviene considerar la *orientación preferente de forma de los granos constituyentes*. Este término se utiliza cuando los granos que conforman la fábrica de una roca presentan algún tipo de alineación preferente como, por ejemplo, granos con formas elongadas que se disponen a lo largo de algún elemento estructural, como los planos de foliación. Un ejemplo de la combinación de ambos factores microestructurales en la formación de un material fuertemente anisótropo para la propagación de ondas sísmicas son las pizarras, donde se suman la fuerte anisotropía intrínseca de los filosilicatos con la fuerte orientación de forma de los granos de filosilicatos (e.g. Cárdenes *et al.*, 2021). Sin embargo, el comportamiento anisótropo de un material geológico, a escala de macizo rocoso, puede surgir también de aspectos macroestructurales. La estratificación, los sistemas de fracturas (de origen tectónico o inducidas por el esfuerzo) e incluso la alteración de las rocas son ejemplos de estructuras y procesos que dan lugar a lo que se conoce como *anisotropía extrínseca* o *aparente*.

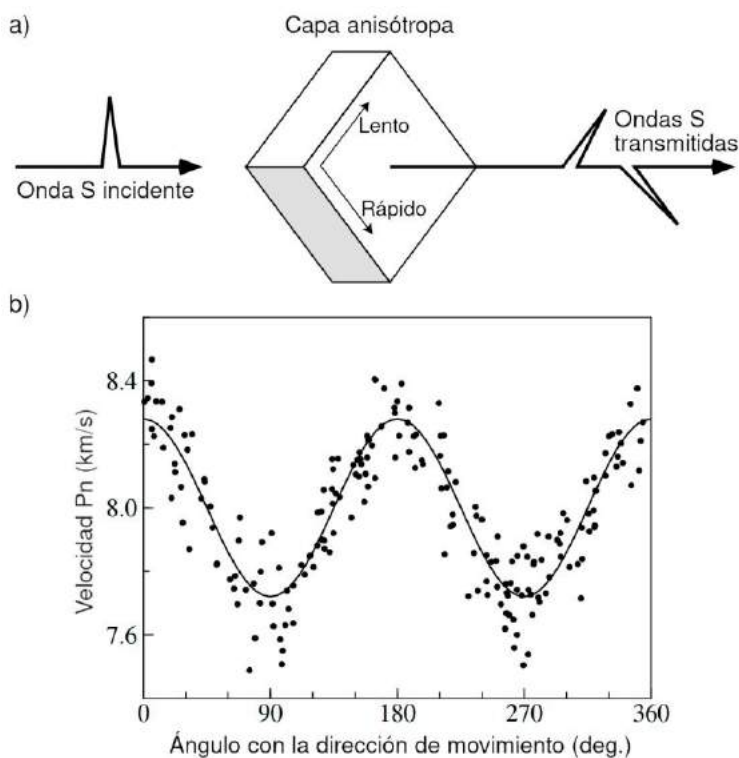


Figura 5. 4. a) Separación de ondas S. Una onda S que atraviesa un medio anisótropo puede separarse en dos ondas S ortogonalmente polarizadas. b) Anisotropía acimutal de la fase Pn en el manto superior oceánico (modificado de Stein y Wysession, 2009).

5.1.3. Interferometría sísmica de ruido ambiente

Tradicionalmente, la principal fuente de ondas sísmicas para la realización de estudios sismológicos han sido los terremotos. Los terremotos liberan una gran cantidad de energía, de la que una parte se transmite en forma de ondas sísmicas a través de la Tierra. Su distribución está muy ligada a los límites entre las placas, puesto que es allí donde se concentran preferentemente los esfuerzos tectónicos asociados a su movimiento. Sin embargo, existen también numerosas fuentes de ondas sísmicas no relacionadas con seísmos, como pueden ser las mareas, la presión atmosférica, el calentamiento diurno de la superficie terrestre o las vibraciones inducidas por la actividad humana. Esto da lugar a un nivel continuo de señales sísmicas relativamente débiles que se conocen como *ruido sísmico*. En general, el ruido sísmico está compuesto fundamentalmente por ondas superficiales, aunque también se han observado ondas internas (e.g. Iyer y Healy, 1972; Vinnik 1973). Su contenido frecuencial es un indicativo de si su origen es natural o cultural. Las frecuencias más bajas, inferiores a 1Hz, apuntan a una fuente natural; las intermedias, entre 1-5 Hz, sugieren un origen conjunto natural y cultural (e.g. Groos y Ritter, 2009) y las frecuencias más altas (Fig. 5.5) son propias de fuentes antrópicas (e.g. Boese *et al.*, 2015; Díaz *et al.*, 2017, 2021).

El término *microsismo* suele utilizarse para referirse al ruido sísmico natural en el rango de frecuencias entre 0.05 y 0.3 Hz (Campillo y Roux, 2015). El ruido sísmico a esas frecuencias está dominado por los microsismos de origen oceánico, que se concentran fundamentalmente en dos rangos de frecuencias, entre 0.05 y 0.1 Hz y entre 0.1 y 0.2 Hz (Berger *et al.*, 2004; Hillers *et al.*, 2012). Dichas bandas de frecuencias caracterizan los microsismos primarios y los secundarios, respectivamente (Fig. 5.5). Aunque su origen continúa bajo debate, se cree que los microsismos primarios son producidos por la interacción entre el oleaje, la costa y los fondos oceánicos, mientras que los microsismos secundarios son el resultado de la interferencia no lineal entre ondas de presión oceánicas de direcciones opuestas y frecuencias similares (Hasselmann, 1963).

Para extraer información útil del ruido sísmico ambiente, se utiliza la técnica de la interferometría de ruido sísmico, que fue propuesta por primera vez por Claerbout (1968). Posteriormente, Wapenaar (2004) demostró que, en cualquier medio, la correlación cruzada de un campo de ondas aleatorio registrado en dos localizaciones permite reconstruir la función de Green empírica del terreno entre los receptores (e.g. sismógrafos). Esta función de Green empírica puede interpretarse como el sismograma que sería registrado en un sismógrafo si el otro actúa como una fuente sísmica impulsiva. Por su parte, la correlación cruzada es una operación que cuantifica el grado de similitud entre dos formas de onda mediante la identificación del *retardo* o *time lag* (τ), es decir, el tiempo relativo que separa dos señales con un origen común registradas en dos receptores.

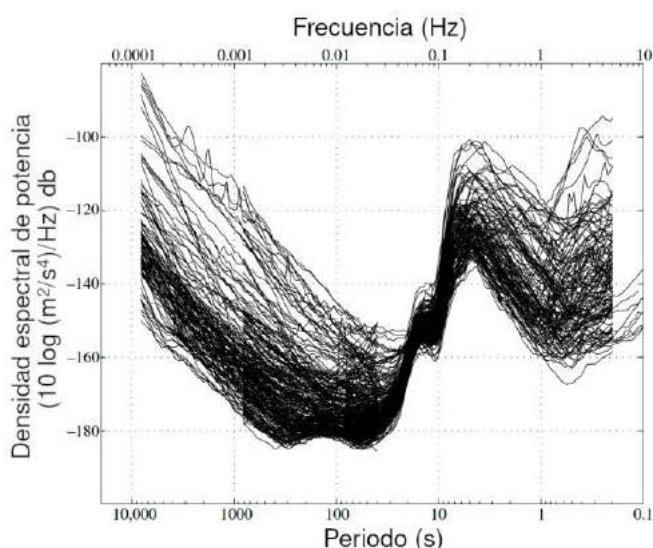


Figura 5. 5. Espectros de aceleración en 100 estaciones sísmicas (componente vertical) calculados como los niveles medios de ruido durante los intervalos entre terremotos. Nótese los dos picos microsísmicos entre 0.05 – 0.1 Hz y 0.1 – 0.2 Hz (modificado de Stein y Wysession, 2009).

El concepto detrás de este método es relativamente sencillo de entender y aplicar, aunque su desarrollo matemático es complejo (e.g. Schuster, 2009; Wapenaar *et al.*, 2010a, 2010b). Consideremos la situación mostrada en la Figura 5.6 (a-e). Dos receptores situados en las posiciones r_a y r_b están rodeados por fuentes de energía localizadas en un límite arbitrario S . El campo de ondas que emana de cada fuente se propaga por el medio en el interior de S y es registrado por los dos receptores. Si la correlación cruzada de todas las fuentes es sumada, tan solo la energía que viaja por la trayectoria entre r_a y r_b se añadirá de manera constructiva, mientras que el resto interferirá de manera destructiva. De esta manera, la señal resultante se aproximará a la función de Green entre r_a y r_b , como si uno de los receptores actuara como una fuente “virtual”. En el esquema de la figura 5.6, la onda plana se propaga de izquierda a derecha y el retardo se considera positivo, determinando la parte causal de la función de Green. Sin embargo, de forma equivalente, la onda puede propagarse de derecha a izquierda convirtiendo el receptor r_b en la nueva fuente virtual. El retardo se considera entonces negativo o acausal, de manera que las funciones de Green están formadas en realidad por una parte positiva y otra negativa, que en condiciones ideales resultarán simétricas. Para el caso del ruido sísmico, es posible imaginar que existe una superficie S que conecta todas las fuentes. Puesto que estas fuentes de ruido sísmico pueden actuar de manera simultánea, la fase de suma de las señales ocurre de manera natural.

Según los trabajos de Wapenaar (2004), van Manen *et al.* (2006) y Wapenaar y Fokkema (2006), deben cumplirse unas ciertas condiciones para garantizar que la correlación cruzada del ruido sísmico representa la función de Green del medio entre los receptores. Estas condiciones implican que las diferentes fuentes de ruido no deben tener correlación, que la superficie S sea extensa y que el ruido sea registrado durante un periodo de tiempo largo. A pesar de que generalmente existe una incertidumbre en cuanto si estas condiciones se cumplen en la práctica, la experiencia sugiere que los resultados suelen ser aprovechables.

Ya en los primeros trabajos basados en la interferometría de ruido sísmico se estableció que los dos factores clave del método consistían en que los campos de ondas debían ser difusos, es decir, las ondas deben propagarse igualmente desde todas las direcciones (Weaver y Lobkis, 2002), y que eran necesarias fuentes monopolares y dipolares en el límite. Sin embargo, Campillo y Paul (2003), Shapiro y Campillo (2004) y Sabra *et al.* (2005) demostraron que estas condiciones eran susceptibles de relajarse gracias a la utilización de largos periodos de registros de ruido sísmico, de un año o más, y al hecho de que las ondas se dispersan de manera compleja en la corteza terrestre y homogenizan la distribución acimutal del ruido. Además, Snieder (2004) observó que las fuentes

sísmicas localizadas en las extensiones de la línea que une dos estaciones son las que más contribuyen a la construcción de la función de Green, anulando la necesidad de disponer de toda una superficie de fuentes. Finalmente, Wapenaar y Fokkema (2006) concluyeron que la función de Green podía ser estimada utilizando únicamente fuentes monopolares si éstas están aleatoriamente distribuidas en el espacio o suficientemente alejadas de cada receptor.

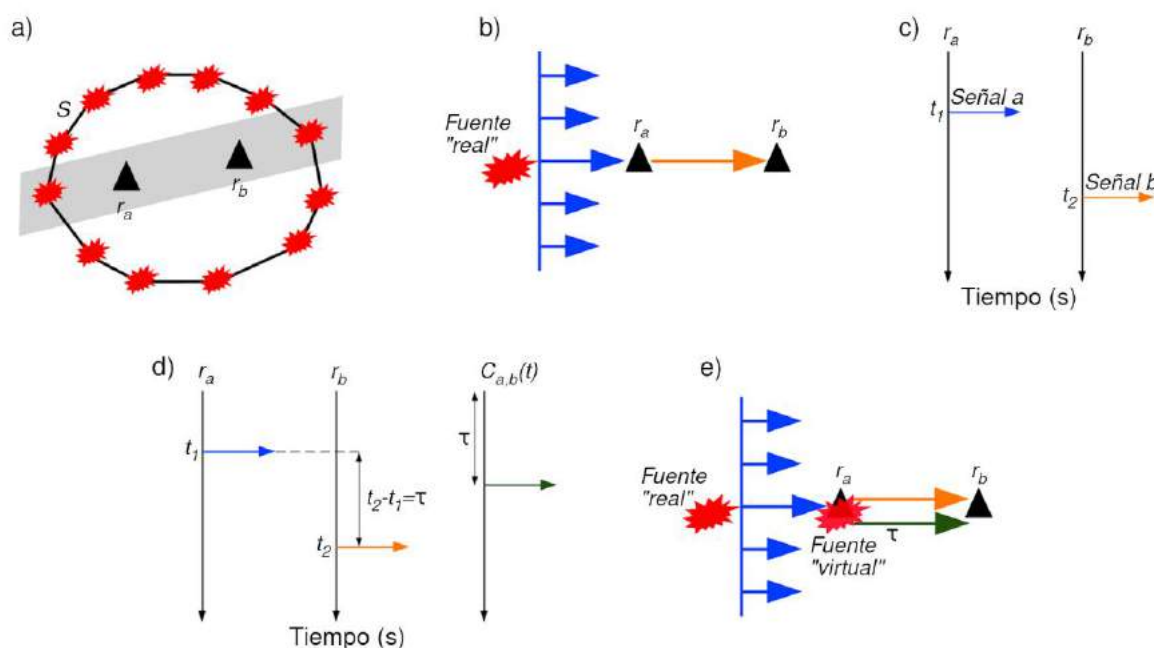


Figura 5. 6. Explicación esquemática del método de la interferometría sísmica. a) Dos receptores (triángulos) están rodeados de una superficie S que conecta varias fuentes sísmicas. Las fuentes localizadas a lo largo de la superficie que une r_a y r_b (rectángulo gris) son las que más contribuyen en la obtención de la función de Green. b) Una onda plana generada por alguna de estas fuentes alineadas se propaga de izquierda a derecha y es registrada por los receptores r_a y r_b . c) Señales registradas en los dos receptores, equivalentes a la función de Green entre la fuente real y r_a (señal a, izquierda) y la fuente y r_b (señal b, derecha). d) Correlación cruzada $C_{a,b}(t)$ de las señales a y b. e) El resultado de la correlación cruzada puede interpretarse como la respuesta del terreno a una fuente “virtual” en r_a observada en r_b , equivalente a la función de Green entre r_a y r_b .

Un caso particular de correlación cruzada de ruido sísmico es el que se da cuando la distancia entre los receptores se reduce a cero, es decir, cuando se correlaciona el ruido sísmico ambiente registrado en una estación consigo mismo. En ese caso, la función de correlación cruzada recibe el nombre de autocorrelación y permite obtener la función de Green de posición cero (*zero-offset Green's function*), que contiene información acerca de la estructura del subsuelo bajo el geófono. La figura 5.7 ilustra el principio básico de las autocorrelaciones. Una onda sísmica que se propaga a través de una capa intermedia desde una fuente en profundidad es registrada en una estación sísmica r_a en un tiempo t_1 (Fig. 5.7a). Si esta onda se refleja en la superficie y, a continuación, en el límite inferior de la capa, será registrada en la misma estación sísmica en un tiempo t_2 , retardado con

respecto a t_1 (Fig. 5.7b). La autocorrelación de la señal registrada en la estación en la situación (a) y en la situación (b) elimina la primera trayectoria entre fuente y receptor. Este hecho se traduce en que la estación pasa a interpretarse como una fuente virtual que emite una onda que viaja desde la superficie y se refleja en el límite de la capa. Tras la reflexión, la onda alcanza la superficie en un tiempo proporcional al espesor de la capa intermedia e igual a la diferencia t_2-t_1 (Fig. 5.7c).

5.1.4. Sismología de terremotos

El modelo generalmente aceptado para explicar la generación de terremotos es la llamada *teoría del rebote elástico*, propuesta por Reid (1910). El esfuerzo producido por el movimiento relativo de los dos bloques de una falla se va acumulando en su entorno a lo largo de los años. Cuando la deformación supera el punto de rotura del macizo rocoso, se produce un desplazamiento brusco en el plano de falla que libera el esfuerzo acumulado. Parte de la energía se disipa en el calentamiento y fracturación de las rocas, mientras que otra parte se convierte en ondas sísmicas que se propagan desde la zona de rotura. Esta zona, que a la escala de un observador lejano puede entenderse como un punto, recibe el nombre de *foco* o *hipocentro* del terremoto (Fig. 5.8). La profundidad a la que se encuentra define la *profundidad focal* y su proyección sobre la superficie es conocida como *epicentro* (Fig. 5.8). La distancia que separa una estación sísmica del epicentro de un terremoto es la *distancia epicentral*, un parámetro comúnmente utilizado en la clasificación de los eventos sísmicos:

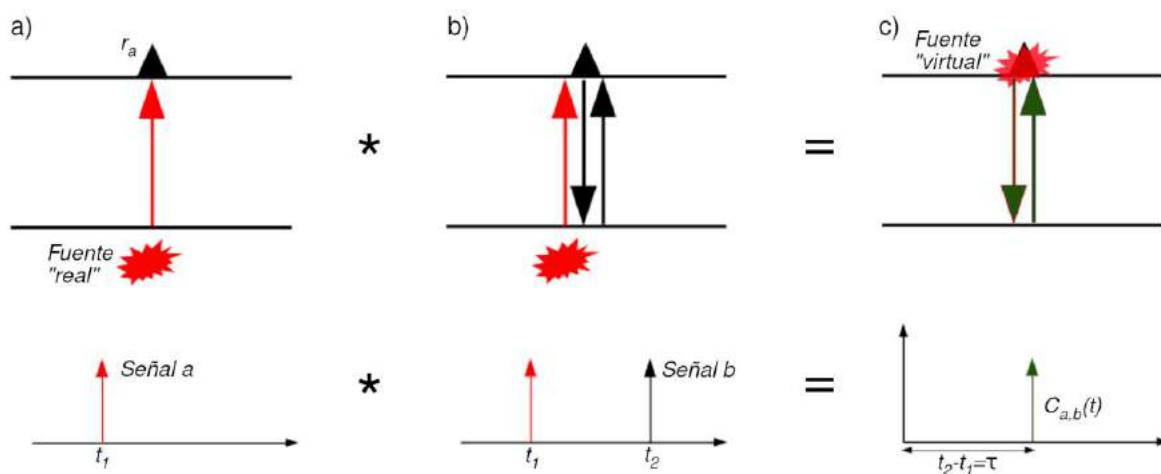


Figura 5. 7. Explicación esquemática de la autocorrelación de ruido sísmico. a) Una onda sísmica viaja desde una fuente en profundidad (estrella roja) hasta una estación sísmica (triángulo negro) y es registrada en un tiempo t_1 (señal a). b) La onda sísmica es reflejada hacia abajo en la superficie y reflejada de nuevo hacia arriba en el límite de la capa, registrándose en un tiempo t_2 (señal b). c) La autocorrelación de las dos señales ($C_{a,b}(t)$), expresada mediante un asterisco, convierte la estación en una fuente virtual que emite un pulso que se propaga en profundidad y se refleja en la interfase, ascendiendo de nuevo hacia la superficie y alcanzando la estación en $\tau=t_2-t_1$ (modificado de Schuster, 2009).

- *Terremotos locales*, localizados a distancias epicentrales inferiores a 110 km ($<1^\circ$).
- *Terremotos regionales*, a distancias comprendidas entre 110 y 1110 km (1° - 10°).
- *Telesismos*, a distancias superiores a 1110 km ($>10^\circ$).

Otra clasificación ampliamente utilizada es la basada en la profundidad focal, que establece tres categorías:

- *Seísmos superficiales*, cuyos focos se localizan a profundidades inferiores a 70 km.
- *Seísmos intermedios*, con focos entre 70 y 300 km de profundidad.
- *Seísmos profundos*, originados a más de 300 km de profundidad.

Un *sismograma* es el resultado del registro del movimiento del terreno -causado por un terremoto, una explosión o cualquier otra causa- realizado por un *sismógrafo*, que convierte dicho movimiento en una señal en función del tiempo (Fig. 5.8). Los sismogramas reflejan la llegada de las diferentes ondas sísmicas generadas por un evento, incluyendo las reflejadas y refractadas en el interior de la Tierra. Cada una de estas llegadas registradas en el sismograma constituye una *fase*. Por tanto, la apariencia de los sismogramas puede llegar a ser muy complicada y su interpretación requiere una experiencia considerable. La primera fase en el registro de un terremoto se corresponde con la llegada de las ondas P. Le sigue la llegada de las ondas S, que suelen caracterizarse por presentar una amplitud mayor (Fig. 5.8). A continuación, pueden aparecer las fases de gran amplitud asociadas a las ondas superficiales. Los sismogramas generados por terremotos locales, como los analizados en esta tesis, suelen reflejar únicamente las llegadas simples de ondas P y S seguidas de algunas reverberaciones, debido a que se transmiten fundamentalmente por la corteza superior. Además, presentan típicamente una duración corta, unas primeras fases de relativa alta frecuencia, fases directas impulsivas con codas cortas y fuertemente polarizadas y máximos de amplitud en el tren de ondas S con fases convertidas que llegan antes que la propia fase S.

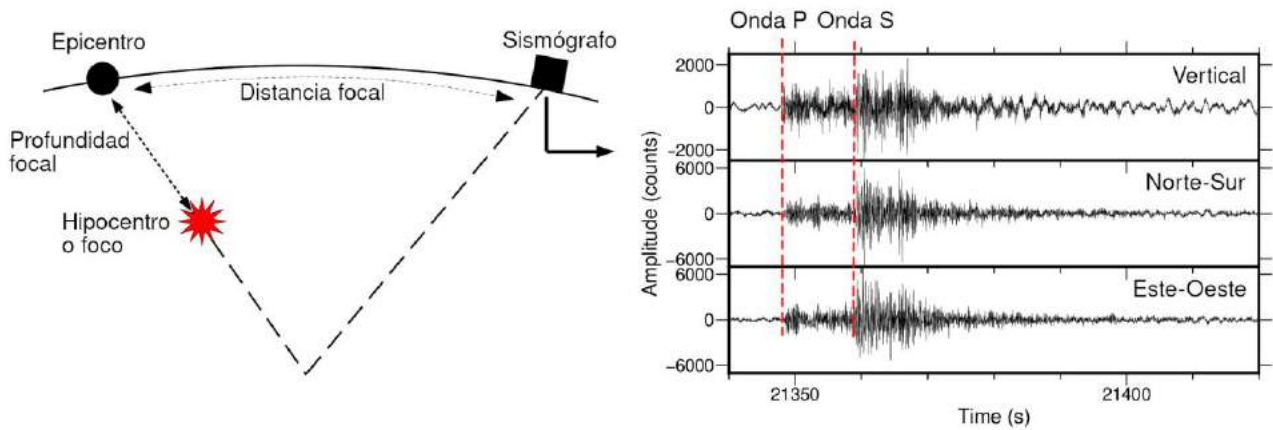


Figura 5. 8. Esquema representando gráficamente los conceptos de epicentro, hipocentro, profundidad y distancia focales de un terremoto (izquierda) y sismograma de un sismo local ocurrido el 10 de diciembre de 2019 (5:55h UTC) al norte de Maraña (León) registrado por una estación de la red GEOCAN-COSTA. Cada traza corresponde a una de las tres componentes de registro del sismógrafo, mientras que la línea roja discontinua señala la llegada de las fases P y S.

Una de las tareas más importantes en el estudio de la actividad sísmica de una región es la localización de las fuentes sísmicas. Esto conlleva la determinación de las coordenadas del hipocentro (latitud, longitud y profundidad) y el tiempo de origen del evento, en base a los tiempos de llegada de las fases sísmicas identificables. Teniendo en cuenta que a partir de unos datos observados (tiempos de llegada) se calcula una posición geográfica y un origen temporal de la fuente consistentes con los mismos, el problema de la localización de terremotos es considerado un problema de tipo inverso. La diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas P y S ($t_s - t_p$), que puede ser obtenida directamente de los sismogramas, se incrementa con la distancia epicentral (Fig. 5.9a). En el caso de los terremotos locales, se puede asumir que las velocidades son constantes en las capas más superficiales. Así, el tiempo de origen de un terremoto puede ser calculado mediante la representación de las diferencias ($t_s - t_p$) frente a los tiempos de llegada de la onda P (t_p) en las diferentes estaciones. Este gráfico, llamado *diagrama de Wadati*, permite estimar el tiempo de origen a partir de la intersección de la pendiente con el eje t_p (Fig. 5.9b).

Para determinar la posición del epicentro de un sismo, son necesarios los tiempos de llegada de las ondas P y S medidos en al menos tres estaciones sísmicas. Los datos de una sola estación permiten calcular únicamente la distancia epicentral, de manera que el epicentro podría estar situado en cualquier punto de una circunferencia con centro en la estación. Añadir una segunda estación define una segunda circunferencia que intersecta al anterior en dos puntos. La ambigüedad se elimina definitivamente al introducir una tercera estación, pues el epicentro se localiza en el único punto común a las tres circunferencias.

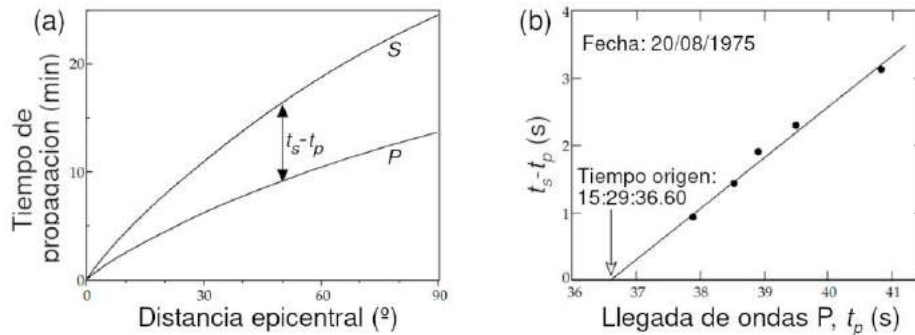


Figura 5. 9. a) Tiempo de propagación de las ondas P y S generadas por un terremoto hasta un observador para distancias epicentrales de hasta 90° . La distancia epicentral puede calcularse a partir de la diferencia de tiempos de llegada ($t_s - t_p$). b) Ejemplo de diagrama de Wadati para determinar la hora de origen de un terremoto (modificado de Lowrie, 2007).

Un factor importante que permite la comparación y la caracterización de los terremotos es su tamaño. Para describir este parámetro, existen dos métodos de medida relativa: *intensidad* y *magnitud*. La intensidad es un sistema subjetivo de 12 grados (Grünthal, 1998) que se basa en la evaluación de los efectos visibles de un terremoto, por lo que depende de otros factores no relacionados con la propia energía del mismo, como la resistencia de las construcciones. Para solucionar este problema se desarrollaron las escalas de magnitud, una forma de medida experimental basada en observaciones instrumentales como la amplitud de determinadas fases o la duración de la señal.

5.2. Procesado de datos de ruido sísmico ambiente

El concepto general en el que sustenta la técnica de la interferometría sísmica puede consultarse en el apartado 5.1.3. Siguiendo la propuesta de Bensen *et al.* (2007), el procesado de los datos de ruido sísmico ambiente con el objetivo de obtener medidas precisas de dispersión de ondas superficiales se va a dividir en cinco fases (Fig. 5.10):

- Preparación de los datos de cada estación
- Correlación cruzada
- Apilamiento (*stacking*) temporal
- Medida de las curvas de dispersión

- Control de calidad

Las tres primeras etapas son seguidas también cuando el procesado de ruido ambiente tiene por objetivo construir autocorrelaciones que permitan investigar la respuesta del terreno bajo las estaciones.

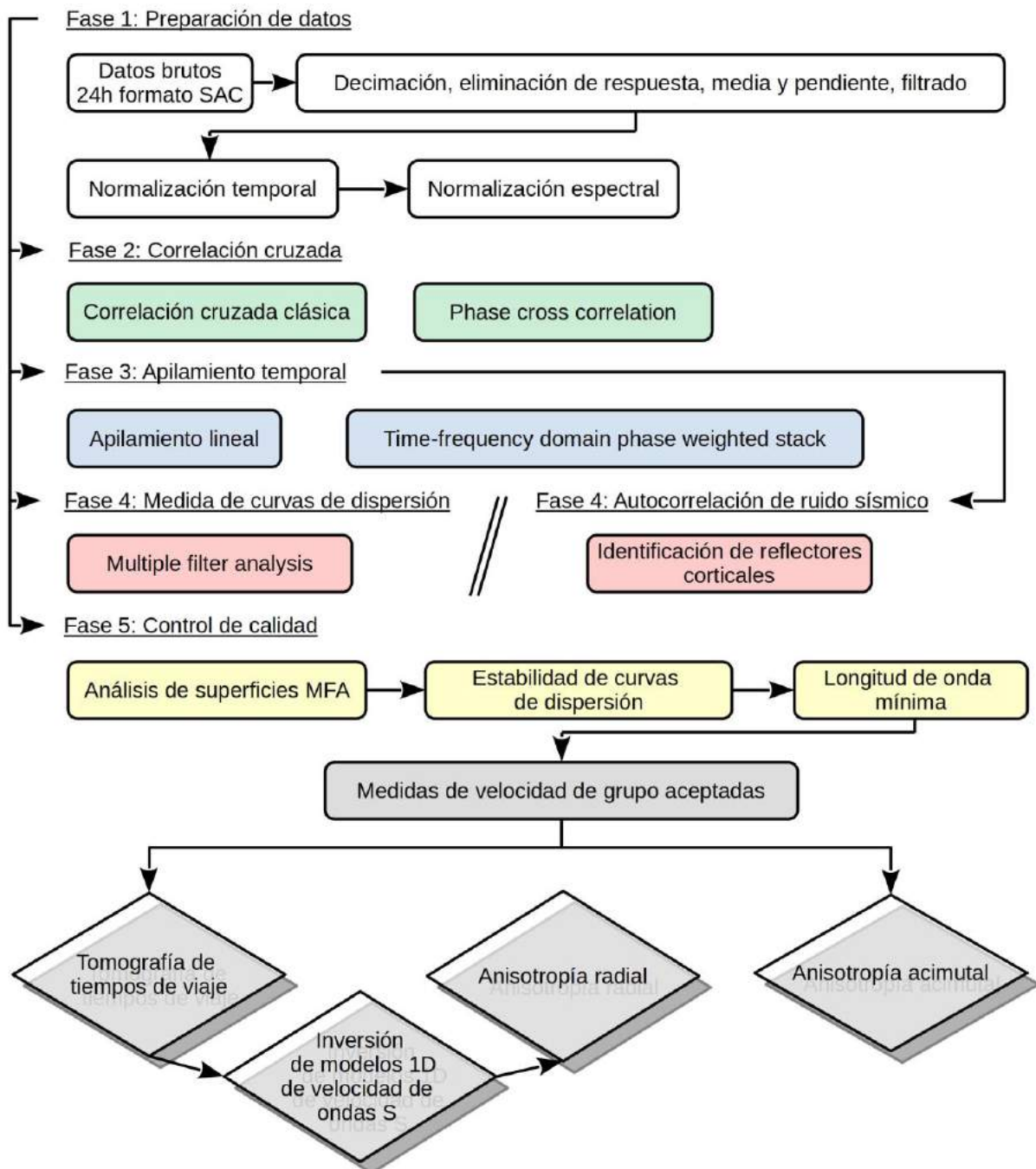


Figura 5. 10. Diagrama mostrando las diferentes etapas en el procesado de los datos de ruido sísmico ambiental para la obtención de medidas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love y autocorrelaciones.

5.2.1. Preparación de los datos individuales

La primera fase del procesado consiste en el tratamiento individualizado de los registros de cada estación para potenciar el ruido sísmico frente a otras señales, como terremotos o irregularidades instrumentales, que lo puedan enmascarar. En Acevedo *et al.* (2019) se selecciona y trata únicamente la componente vertical (Z), puesto que en la gran mayoría de los estudios de interferometría de ruido sísmico se observa que la correlación cruzada de esta componente mejora el ratio señal-ruido de la función de Green resultante. En Acevedo *et al.* (en preparación) se incorporan al cálculo los canales horizontales este-oeste (E) y norte-sur (N), a los que se aplica el mismo procesado que a los datos de canal vertical.

Las operaciones necesarias para la preparación de los datos se realizan utilizando el programa SAC (*Seismic Analysis Code*, Goldstein y Snoke, 2005), por lo que las formas de onda en formato *miniSEED* deben ser convertidas a formato SAC. Para ello se utiliza el código *mseed2sac*, disponible a través del centro de datos de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). El resultado son registros de 24 horas en formato SAC (Fig. 5.11a), que son inspeccionados en busca de anomalías o cortes. Si se detecta alguno de estos problemas, el registro es eliminado para garantizar la continuidad de los datos en el subsiguiente preprocesado, cuyos pasos se describen a continuación. Estos pasos se aplican por igual a los datos de periodo corto obtenidos por la red GEOSN y a los datos de banda ancha de las redes IberArray y GEOCSN, aunque existen algunas modificaciones mínimas en ciertos aspectos de la preparación de los datos de periodo corto que serán especificadas durante la descripción del procedimiento. De la misma manera, la aplicación de las normalizaciones temporal y espectral está condicionada al tipo de técnica de correlación cruzada que se vaya a implementar.

5.2.1.1. *Decimación*

La decimación es un proceso que consiste en la reducción del número de muestras que conforman el registro con el fin de reducir los tiempos de procesado y aumentar la eficiencia. Los datos originales han sido adquiridos con una tasa de muestreo de 100 muestras por segundo, que es reducida a 25 muestras por segundo mediante la función *decimate* del programa SAC. La frecuencia de Nyquist original y la resultante presentan valores de 50 Hz y 12.5 Hz respectivamente, suficiente para la extracción de ondas superficiales.

5.2.1.2. Eliminación de respuesta instrumental, media y pendiente

La utilización de datos procedentes de diferentes equipos implica la necesidad de eliminar la respuesta del instrumento en cada registro para poder compararlos. Este proceso, realizado con la función *transfer* del software *SAC*, consiste en la deconvolución del registro con la respuesta del instrumento en la banda de frecuencias de interés. A continuación se procede a la eliminación de la media y la pendiente mediante las funciones *rmean* y *rtrend*. La primera de estas operaciones desplaza la línea media de la señal al nivel cero (Fig. 5.11b), mientras que la segunda fuerza la horizontalidad de la línea media eliminando cualquier posible sesgo (Fig. 5.11c).

5.2.1.3. Filtrado paso banda

Con el objetivo de ecualizar las series temporales, se aplica a los datos un filtro paso banda de fase cero (Fig. 5.11d). Este tipo de filtrado se realiza en *SAC* mediante la aplicación del mismo hacia delante y hacia atrás sobre los datos, sin dar lugar a cambios de fase. Las bandas de frecuencias utilizadas varían en función del tipo de datos sísmicos. En el caso de los obtenidos por las redes IberArray y GEOCSN, de banda ancha, el rango de frecuencias del filtro se estableció en 0.01-2Hz, mientras que para los datos de periodo corto de la red GEOSN el rango se definió en 0.1-2Hz. La banda de frecuencias de este último filtro se extiende más allá de las frecuencias a las que el sensor de periodo corto muestra una respuesta plana. Sin embargo, se ha comprobado que la pérdida de amplitud es pequeña y no se producen cambios de fase, por lo que no se introducen artefactos en las correlaciones cruzadas.

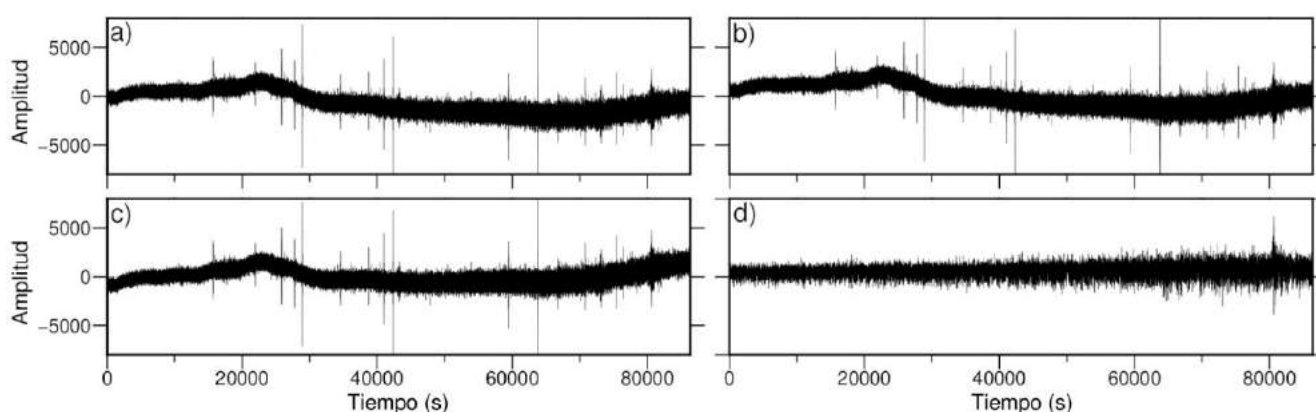


Figura 5. 11. Preprocesado de un registro diario (24 horas, día 14/08/2019) de datos sísmicos (componente Z) de la estación LAGO perteneciente a la red GEOCSN. a) Datos brutos. b) Eliminación de la media. c) Eliminación de la pendiente. d) Filtrado del registro en el rango de frecuencias 0.01-2 Hz.

La preparación de los datos termina con el filtrado en el caso de que la correlación cruzada de los registros se realice mediante la técnica *phase cross correlation* (Schimmel, 1999), que será descrita en el apartado 5.2.2. Por el contrario, la aplicación de la correlación cruzada clásica requiere normalizar las formas de onda en el dominio de tiempos y en el de frecuencias para acentuar la emergencia ondas superficiales (Fig. 5.12a-d). En ambos casos, la normalización se realiza con el programa *norm_avg_white* incluido en el paquete de herramientas de procesado de ruido sísmico *Corr_stack_v04.3* desarrollado por Martin Schimmel (GEO3BCN-CSIC).

5.2.1.4. Normalización temporal

La normalización en el dominio de tiempos es un procedimiento que tiene por objetivo la reducción de los efectos en las correlaciones cruzadas de los terremotos, las irregularidades instrumentales y las fuentes de ruido no estacionarias en las inmediaciones de las estaciones. La correlación cruzada clásica (CCC) se basa en la suma de amplitudes, es decir, en la energía, para extraer las ondas superficiales a partir del ruido sísmico. Este hecho hace que eventos energéticos que dan lugar a elevadas amplitudes en los registros, como los terremotos, condicionen en gran medida los resultados de las autocorrelaciones y deban ser eliminados (Fig. 5.12a). Los eventos sísmicos ocurren de manera irregular y muchos de ellos, los de menor magnitud, no suelen estar incluidos en los catálogos globales, por lo que la supresión de las señales de los terremotos debe poder realizarse con un procedimiento que no dependa de los catálogos de sismicidad.

En este trabajo, el método de normalización utilizado para descontaminar los registros de ruido de terremotos y otras señales de alta amplitud ha sido el conocido como *running absolute mean*, en el que se calcula la media móvil del valor absoluto de la forma de onda en una ventana temporal determinada y se pondera con la inversa de este promedio en el centro de la ventana. La utilización de una ventana de una muestra equivale a la aplicación de una normalización de tipo 1-bit (Fig. 5.12c). Este procedimiento retiene únicamente el signo de la señal en bruto asignando a todas las amplitudes positivas y negativas un valor de 1 y de -1 respectivamente. A pesar de constituir la estrategia de normalización más agresiva, varios estudios han comprobado su eficacia en la mejora del ratio señal-ruido (e.g. Campillo y Paul, 2003; Shapiro *et al.*, 2005; Bensen *et al.*, 2007; Días *et al.*, 2015).

5.2.1.5. *Normalización o blanqueamiento espectral*

La normalización en el dominio de frecuencias consiste en suavizar o aplanar el espectro para aumentar el peso relativo de las señales de menor amplitud frente a las de gran amplitud sin que existan cambios de fase. Típicamente, las señales de mayor amplitud en el espectro se concentran alrededor de los picos microsísmicos (Fig. 5.12b) primario (periodo de ~15 s) y secundario (periodo de ~7.5 s), además de a periodos superiores a 50 s (hum terrestre, Rhie y Romanowicz, 2004). Existen también algunas otras señales de alta amplitud asociadas a zonas concretas de la Tierra, entre las que destaca el pico a 26 s identificado y localizado por Shapiro *et al.* (2006) en el golfo de Guinea.

El blanqueamiento espectral se realiza calculando un peso que consiste en el valor en el punto central de una ventana móvil de la media del espectro en dicha ventana. El espectro normalizado se obtiene de la división del espectro original por el peso calculado (Fig. 5.12d).

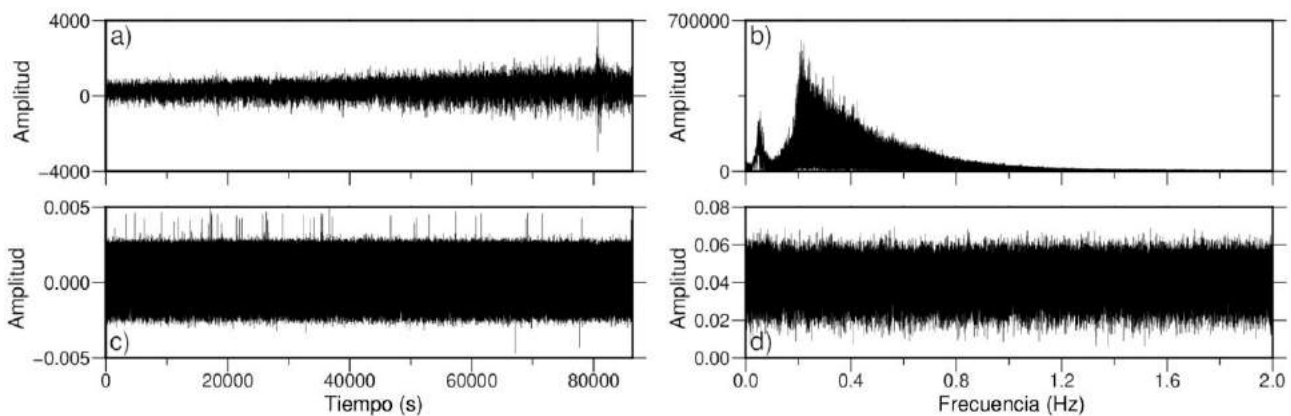


Figura 5. 12. Normalización temporal y espectral de datos sísmicos pertenecientes a la estación LAGO: a) Datos sísmicos preprocesados y b) espectro correspondiente a la señal. c) Datos sísmicos tras la aplicación de la normalización temporal (1-bit) y el blanqueamiento espectral en el dominio de tiempos y d) espectro de la señal.

5.2.2. Correlación cruzada

Una vez preparados los datos sísmicos, se procede al cálculo de las correlaciones cruzadas diarias para cada par de estaciones en el área de estudio (Fig. 5.13). Las correlaciones están formadas por una parte de tiempo positivo (causal) y otra de tiempo negativo (acausal). La parte causal representa la semejanza entre las señales propagadas desde el geófono que registra la función u_1 hacia el que registra la u_2 y viceversa (Fig. 5.13). Puesto que se muestrea el mismo medio en dos direcciones distintas, la parte causal y la acausal deberían contener la misma información. Sin

embargo, en la práctica, esta situación no es común porque generalmente el campo ondulatorio no es isótropo debido a que las fuentes de ondas no están distribuidas de manera homogénea y la energía no es la misma en todas las direcciones. Esto hace que la correlación cruzada entre dos registros sísmicos suela ser asimétrica, y la señal de mayor amplitud permite inferir el receptor del que proviene la mayor cantidad de energía (Fig. 5.13).

La correlación cruzada se ha llevado a cabo mediante dos métodos que pueden ser considerados independientes debido a su diferente aproximación al problema (Schimmel *et al.*, 2011): la correlación cruzada clásica (CCC) y la *phase cross correlation* (PCC, Schimmel, 1999). Como se ha comentado anteriormente, la CCC $C(\tau)$ de dos señales temporales $u_1(t)$ y $u_2(t)$ puede expresarse como:

$$C(\tau) = u_1 * u_2(t) = \int_{-\infty}^{\infty} u_1(t)u_2(t + \tau)dt \quad 5.1$$

siendo * el operador de correlación cruzada, t el tiempo, τ el tiempo de retraso o tiempo que se desplaza la función $u_2(t)$ respecto a $u_1(t)$. La CCC es dependiente de la amplitud de las señales a correlacionar. Por el contrario, la PCC se basa en la coherencia de fase de las señales analíticas. La señal analítica $s(t)$ de una serie temporal $u(t)$ se define como $s(t) = u(t) + iH[u(t)]$ siendo $H[u(t)]$ la transformada de Hilbert de la serie temporal $u(t)$. La forma exponencial de la señal analítica $s(t)$ se puede escribir como $s(t) = a(t)\exp(i\Phi(t))$ siendo $a(t)$ la envolvente y $\Phi(t)$ la fase instantánea. De esta manera, la PCC queda definida así:

$$C_{pcc}(t) = \frac{1}{2T} \left\{ (|e^{i\Phi(t+\tau)} + e^{i\psi(\tau)}|)^v - (|e^{i\Phi(t+\tau)} - e^{i\psi(\tau)}|)^v \right\} \quad 5.2$$

En este caso C_{pcc} mide la similitud de dos series temporales u_1 (primer paréntesis) y u_2 (segundo paréntesis) como funciones del tiempo de retardo, de manera análoga a la CCC. Las fases instantáneas de u_1 y u_2 son $\Phi(\tau)$ y $\Psi(\tau)$, respectivamente, y hacen de la PCC un tipo de correlación independiente de la amplitud.

Debido a que los periodos de registro de las dos redes temporales no fueron sincrónicos, la correlación se realizará únicamente entre estaciones pertenecientes a la misma red (Fig. 5.13). Teóricamente, el número total de pares de estaciones de los que obtener medidas de dispersión es $n(n-1)/2$, siendo n el número de estaciones. Esto significa que se obtendrán 171, 78 y 45 funciones

empíricas de Green por cada componente de las redes IberArray ($n=19$), GEOCSN ($n=13$) y GEOSN ($n=10$) respectivamente. La ventana temporal para las correlaciones se estableció en ± 150 s para datos IberArray, ± 100 s para GEOCSN y ± 60 s para GEOSN. Las pruebas realizadas mostraron que las correlaciones realizadas con PCC permiten obtener funciones de Green más limpias y con un mejor ratio señal-ruido que las obtenidas con CCC (Fig. 5.13).

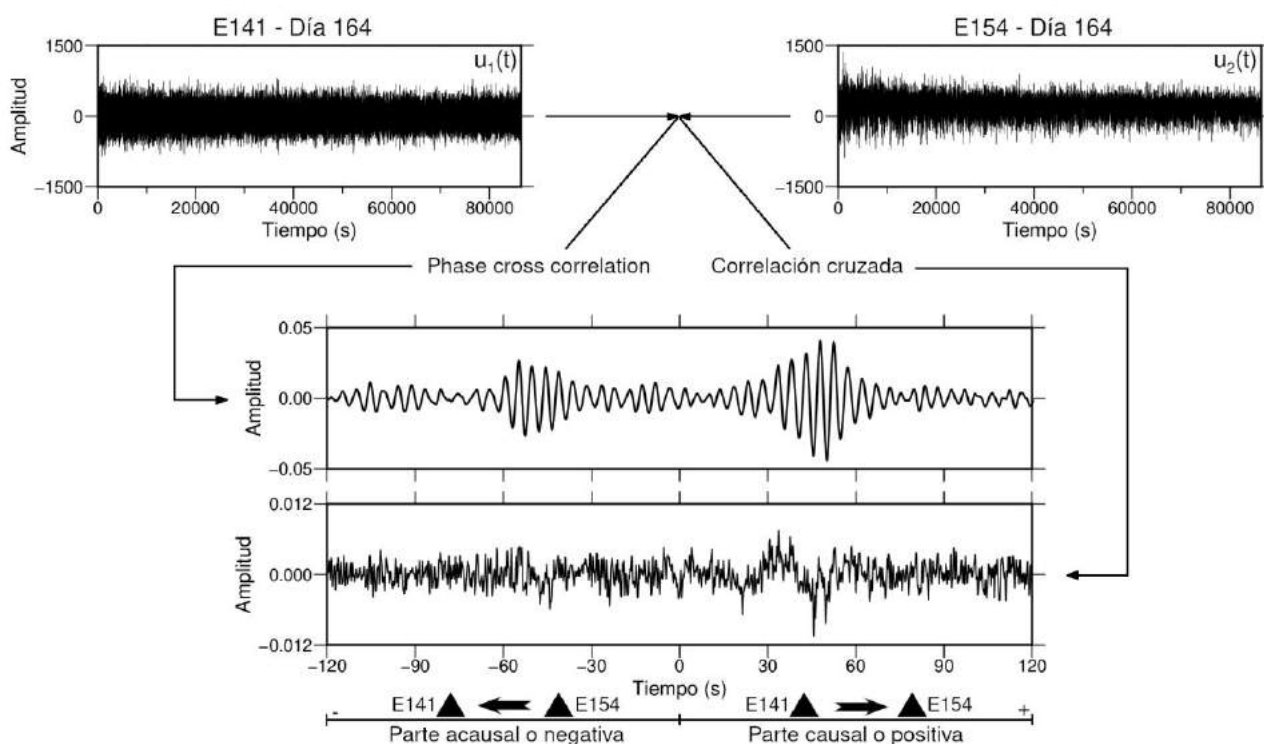


Figura 5.13. Ejemplo de correlación cruzada entre la componente vertical de dos registros diarios de ruido sísmico obtenidos en las estaciones E141 y E154 (12-06-2012). Nótese la mejora en el ratio señal-ruido de la función de Green al utilizar como estrategia de correlación la PCC (centro) frente a la CCC (abajo). La amplitud de la señal es mayor en la mitad causal de la señal, lo que indica que la mayor parte de la energía se propaga de la estación E141 a la E154.

Puesto que la calidad de los datos de las componentes E y N es similar a la de la componente Z, se han calculado también las correlaciones cruzadas diarias de las componentes horizontales. En base al estudio de Lin *et al.* (2008), en primer lugar se ha aplicado a los datos el preprocesado descrito anteriormente, seguido de la correlación cruzada de las trazas. Los interferogramas diarios resultantes, E-E y N-N, son entonces rotados en las direcciones radial (R) y transversal (T). La dirección radial puede definirse como el acimut de la línea que une la fuente virtual y el receptor, mientras que la dirección transversal se sitúa a 90° en sentido horario de la dirección radial (Fig. 5.14). En el caso de una estructura formada por capas, la correlación cruzada de las componentes vertical (Z-Z) y radial (R-R) contiene principalmente ondas Rayleigh, mientras que la componente transversal (T-T) muestra ondas Love.

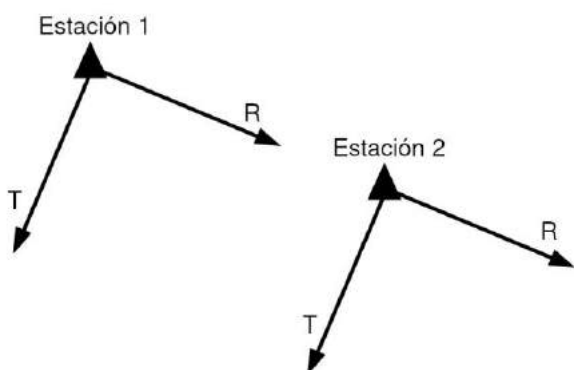


Figura 5. 14. Ilustración mostrando cómo se definen las componentes radial y transversal entre dos estaciones (modificado de Lin et al, 2008).

5.2.3. Apilamiento (stacking) temporal

El apilamiento de las correlaciones cruzadas consiste en la suma del conjunto de todas las correlaciones diarias calculadas para un mismo par de estaciones. Las fuentes principales de ruido en la banda microsísmica están relacionadas con los océanos, de manera que suelen experimentar variaciones estacionales en su posición e intensidad e influir por tanto en los tiempos de llegada obtenidos de las correlaciones. Esta limitación puede compensarse mediante el apilamiento de las correlaciones obtenidas a lo largo de periodos de tiempo suficientemente largos (Fig. 5.15a-d). De esta manera, se promedian las posibles variaciones generadas por la variabilidad de las fuentes y se consigue aproximarse a la condición teórica de una distribución isotrópica de las mismas. Además, con este proceso se aumenta la amplitud de la señal coherente frente a la incoherente de la correlación. En general, cuanto mayor es el número de correlaciones sumadas, mayor será la proporción de señal coherente frente a incoherente (Bensen *et al.*, 2007).

Se han utilizado dos métodos diferentes de apilado, el *stack lineal* y el *time-frequency domain phase weighted stack* (tf-PWS), desarrollado por Schimmel y Gallart (2007). El primero se basa en la suma lineal de las correlaciones cruzadas en el dominio de tiempos para destacar las fases coherentes (Fig. 5.15c), pero presenta la desventaja de que las fases coherentes de poca energía no aumentan su amplitud de la misma manera en la que lo hacen las más energéticas.

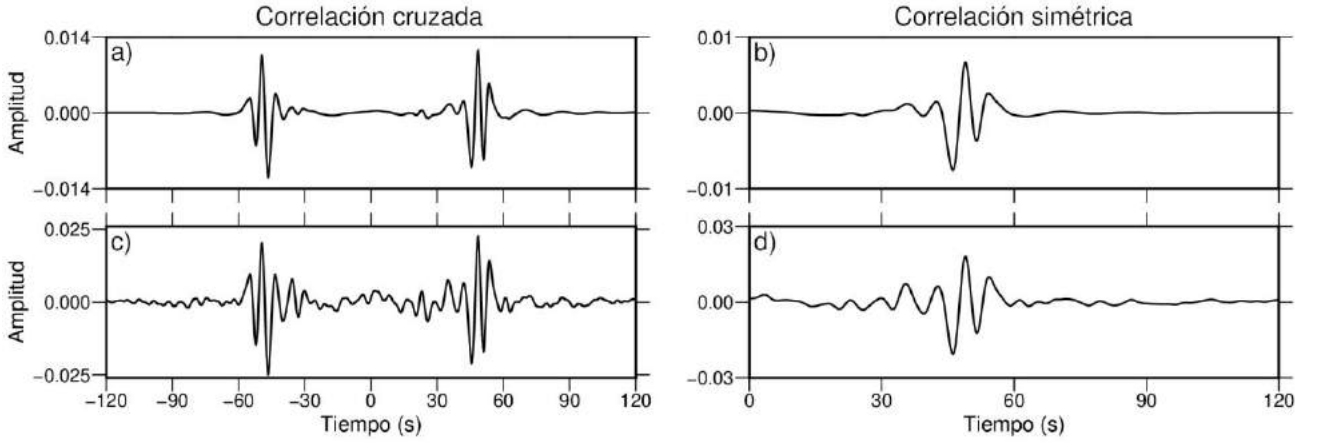


Figura 5. 15. Ejemplos de apilamiento temporal de 276 correlaciones cruzadas diarias (PCC) entre las estaciones E141 y E154 (componente vertical). a) time-frequency domain phase weighted stack (tf-PWS) y b) correlación simétrica correspondiente. c) Apilamiento lineal y d) correlación simétrica.

El tf-PWS (Fig. 5.15a), por su parte, es un tipo de apilamiento que actúa en los dominios de tiempo y de frecuencia y que se basa en el *phase weighted stack* (PWS) de Schimmel y Paulssen (1997), un apilamiento no lineal en el que cada muestra es ponderada por una medida de coherencia. El resultado es el aumento de la amplitud de las fases coherentes independientemente de su amplitud (Schimmel *et al.*, 2011). La técnica se basa en la descomposición de la señal en el dominio tiempo-frecuencia mediante la representación analítica de la transformada S (Stockwell *et al.*, 1996). De esta manera, el apilamiento de fase en el dominio de tiempo-frecuencia está definido como:

$$c_{ps}(\tau, f) = \left(\left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{S_j(\tau, f) e^{i2\pi f \tau}}{|S_j(\tau, f)|} \right) \right| \right)^v \quad 5.3$$

siendo $S_j(\tau, f)$ la transformada S de la j -ésima serie temporal (en este caso, correlación cruzada) y N es el número de trazas o muestras. Es decir que para calcular $c_{ps}(\tau, f)$ cada traza individual debe ser transformada al dominio tiempo-frecuencia. El parámetro v ajusta la transición entre señal coherente y menos coherente en la suma. Aquí se utiliza $v=1$. Por consiguiente el apilamiento $S_{pws}(\tau, f)$ se obtiene mediante la multiplicación en el dominio tiempo-frecuencia de la coherencia de fase $c_{ps}(\tau, f)$ y la transformada S de la suma lineal de todas las correlaciones $S_{ls}(\tau, f)$:

$$S_{pws}(\tau, f) = c_{ps}(\tau, f) S_{ls}(\tau, f) \quad 5.4$$

A continuación se aplica la transformada S inversa (Schimmel y Gallart, 2005; Simon *et al.*, 2007) con el fin de transformar $S_{pws}(\tau, f)$ al dominio del tiempo $S_{pws}(t)$ para su interpretación.

El resultado del apilamiento de las correlaciones cruzadas es la obtención de la función de Green empírica que contiene la información referente a la propagación en el medio entre cada par de estaciones del modo fundamental de las ondas Rayleigh, en el caso de correlaciones de componente Z-Z y R-R (Fig. 5.16a y b), y de las ondas Love para correlaciones de componente T-T (Fig. 5.16c). En total, se ha apilado una media de ~270 correlaciones diarias entre cada par de estaciones, una cantidad de tiempo en principio suficiente para asegurar la estabilidad de las señales. En cuanto al desempeño de las dos técnicas de apilamiento, el tf-PWS mejora la proporción de señal coherente frente a incoherente y el ratio señal ruido en todos los casos, por lo que las técnicas seleccionadas para calcular las funciones de Green a partir de las cuales se van a obtener las medidas de dispersión son la PCC y el tf-PWS (Figs. 5.15a y b). Los distintos tipos de correlaciones cruzadas y de métodos de apilamiento han sido realizados con los programas *pcc5iMP* y *tf_pwsOMP* del paquete *Corr_stack_v04.3*.

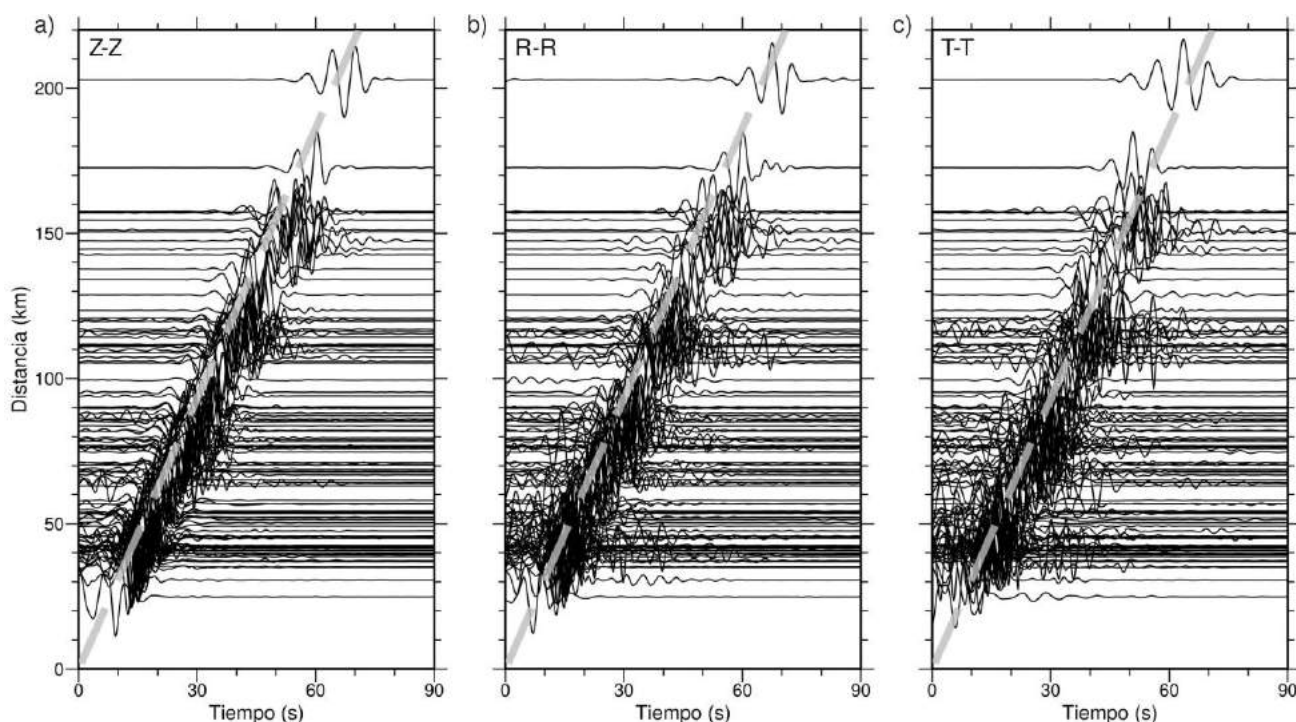


Figura 5. 16. Funciones de Green empíricas (correlación simétrica, sin filtrar) obtenidas a partir de las componentes a) vertical (Z-Z), b) radial (R-R) y c) transversal (T-T) de 103 pares de estaciones de las redes GEOCSN e IberArray, representadas en función de la distancia interestación. La línea discontinua representa una velocidad constante de 3.1 km/s. Nótese la emergencia de las ondas Rayleigh en las correlaciones Z-Z y R-R, mostrando las segundas una mayor contaminación por ruido. La señal en las correlaciones T-T aparece ligeramente adelantada, lo que puede observarse especialmente a las distancias más largas, indicando la presencia de ondas Love de mayor velocidad.

Como se esperaba, las funciones de Green obtenidas muestran una importante asimetría, generalmente mayor en las trayectorias interestación alineadas en dirección este-oeste. Los estudios más recientes (e.g. Chevrot *et al.*, 2007; Ermert *et al.*, 2016) identifican en Iberia fuentes de ruido de intensidad superior a la media en el golfo de Vizcaya y el margen gallego. Sin embargo, el análisis f-k de las fuentes de ruido realizado por Olivar *et al.* (2020) demuestra que, aunque las fuentes de ruido principales se encuentran en esas áreas, existe un nivel de ruido suficiente en todas las direcciones. Por ello se procede al cálculo de las correlaciones simétricas (Figs 5.15b, d y 5.16). Este proceso consiste en la suma a la parte causal de la parte acausal revertida en tiempo, promediando el efecto de las fuentes de ruido distribuidas inhomogéneamente e incrementando la energía de las fases coherentes.

5.2.4. Autocorrelaciones de ruido sísmico ambiental

El movimiento del terreno registrado en el entorno de las estaciones sísmicas contiene información acerca de la estructura del subsuelo situado bajo ellas. Por lo tanto, la respuesta del terreno bajo cada receptor es susceptible de ser reconstruida a partir de la correlación cruzada de los registros de ruido sísmico consigo mismos, lo que equivale a reducir la distancia entre receptores a cero y convertir la misma estación en fuente virtual y receptor. El resultado de este tipo particular de correlación, denominado autocorrelación, es la reconstrucción de la función de Green de desviación cero, que aporta información sobre la estructura local en profundidad.

El esquema de trabajo seguido para el cálculo de autocorrelaciones es muy similar al empleado para realizar la correlación cruzada de registros de ruido entre pares de estaciones, y consta igualmente de las tres fases anteriormente descritas (Bensen *et al.*, 2007): preprocesado, correlación cruzada (autocorrelación) y apilamiento temporal. Como único cambio en el procesado, se introducen algunas modificaciones basadas en las pruebas realizadas por Romero y Schimmel (2018) para la obtención de reflectores asociados al límite corteza-manto.

En primer lugar, los registros de ruido sísmico diarios de componente vertical son decimados de 100 a 25 Hz y cortados en fragmentos de 3 horas. A continuación, se elimina la media, la pendiente y la respuesta del instrumento. En este caso, el filtro paso banda de fase cero aplicado tiene un rango de frecuencias de 2-4 Hz, una banda apropiada para extraer información de discontinuidades relativamente profundas, como el Moho (e.g. Kennet *et al.* 2015; Romero y Schimmel, 2018). El siguiente paso es el cálculo de la función de autocorrelación, realizado mediante la correlación

cruzada de cada segmento de 3 horas en una ventana temporal de 20 s. Las autocorrelaciones pertenecientes a un mismo día son apiladas para crear autocorrelaciones diarias que permitan analizar los datos en busca de posibles cortes o inconsistencias. Finalmente, todas las autocorrelaciones diarias válidas son apiladas de nuevo para crear la autocorrelación final para cada estación (Fig. 5.17). Al igual que en Romero y Schimmel (2018) los métodos de correlación cruzada y de apilado utilizados son el PCC y el tf-PWS que, como en el caso de las correlaciones entre pares de estaciones, proporcionan las señales con mejor ratio señal-ruido.

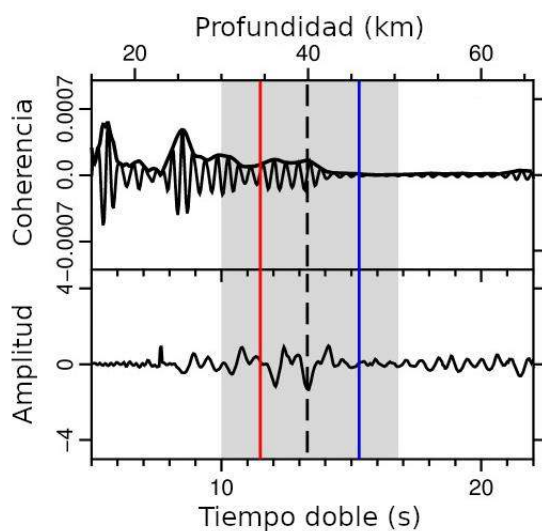


Figura 5. 17. Autocorrelación de ruido sísmico ambiental calculada a partir del apilamiento de todas las autocorrelaciones diarias disponibles para la estación OLES (arriba). El tiempo correspondiente al reflector del Moho (línea negra discontinua) se obtiene del mínimo local de la segunda derivada de la envolvente del autocorrelograma (abajo). La banda gris señala la ventana temporal de llegadas esperables de la reflexión del Moho, calculada a partir de la profundidad del Moho medida con funciones receptoras (línea roja) y perfiles de sísmica activa (línea azul) por Díaz *et al.* (2016), extendida en ± 1.5 s

La determinación de la profundidad Moho requiere de la identificación de la máxima amplitud del reflector originado en esta discontinuidad. Sin embargo, el reconocimiento de esta reflexión puede ser problemático debido a la presencia de otras señales en tiempos similares a los esperados para la reflexión del Moho o a la inexistencia de reflectores claros. Para evitar este problema, se ha adoptado un método de detección automática basado en el trabajo de Becker y Knapmeyer-Endrun (2018), al que se han añadido algunas modificaciones específicas para nuestros datos. El procedimiento se basa en el cálculo de la derivada segunda de la envolvente del autocorrelograma final de cada estación, filtrado entre 2-4 Hz usando un filtro Butterworth de cuarto orden. El resultado se normaliza en amplitud mediante un control automático de ganancia (Fig. 5.17). A continuación, se define una ventana temporal en la que se espera encontrar el reflector del Moho (Fig. 5.17). En nuestro caso, la ventana ha sido creada utilizando estimaciones previas del espesor cortical a partir de funciones receptoras y sísmica de reflexión/refracción de gran ángulo (Díaz *et al.*, 2016), a las que se añaden ± 1.5 s de incertidumbre. El paso de profundidades a tiempos y viceversa se realiza asumiendo una velocidad promedio de las ondas P en la corteza de 6 km/s. El mínimo local de la señal dentro de la ventana temporal marca en la gran mayoría de los casos el

máximo del reflector interpretado como correspondiente al Moho (Fig. 5.17). El tiempo asociado a este máximo (tiempo doble) permite calcular el espesor de la corteza bajo cada estación.

Un ejemplo detallado del procesado de autocorrelaciones es el recogido en el capítulo 10, en el que se presenta además el primer mapa de profundidad del Moho en el noroeste peninsular elaborado con esta técnica.

5.2.5. Medida de las curvas de dispersión

Las ondas superficiales son dispersivas, es decir, su velocidad de propagación es dependiente de la frecuencia. Este hecho condiciona también su capacidad de penetración en el interior de la Tierra, de manera que las ondas de periodos más cortos contienen información de las capas más superficiales mientras que las de periodos más largos son sensibles a zonas más profundas. Conociendo los tiempos de llegada de las ondas superficiales a diferentes periodos y la distancia entre los distintos pares de estaciones, es posible calcular sus velocidades de propagación en función del periodo y construir las curvas de dispersión (Fig. 5.18a-d), que constituyen la base de los estudios de ruido sísmico. La medición de la velocidad de propagación de las ondas superficiales puede realizarse a través de la velocidad de grupo o de la velocidad de fase. En esta tesis se extraen únicamente las velocidades de grupo debido a las cortas distancias interestación y a la aparente complejidad de la corteza de la cordillera Cantábrica. La ausencia de medidas a periodos largos por estos factores dificulta la superación de la ambigüedad 2π a la hora de extraer velocidades de fase.

La determinación de las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh y Love en su modo fundamental a partir de las funciones de Green simétricas se realiza mediante el método MFA (*multiple filter analysis*) de Dziewonski *et al.* (1969), implementado a través del código *do_mft* en el paquete de software sísmológico *Computer Programs in Seismology* (Herrmann, 2013). El MFA permite analizar las variaciones de la amplitud de la señal en función de la velocidad y el periodo mediante el uso de un filtro gaussiano que aísla el paquete de ondas en torno al periodo central del filtro (Figs. 5.18a y c). La anchura del filtro gaussiano (α) se selecciona en función de la distancia entre los pares de estaciones para minimizar el área correspondiente al modo fundamental en las superficies de velocidades calculadas con este procedimiento. El parámetro α controla por tanto la resolución de las mediciones de velocidad de grupo. Las distancias interestación varían en nuestras redes entre 13 y 242 km, por lo que, en base a las recomendaciones de Herrmann y Ammon, (2002),

la anchura del filtro se definió entre 3 y 12. Puesto que se han procesado los canales verticales y horizontales, las medidas de dispersión obtenidas corresponden a ondas Rayleigh y Love.

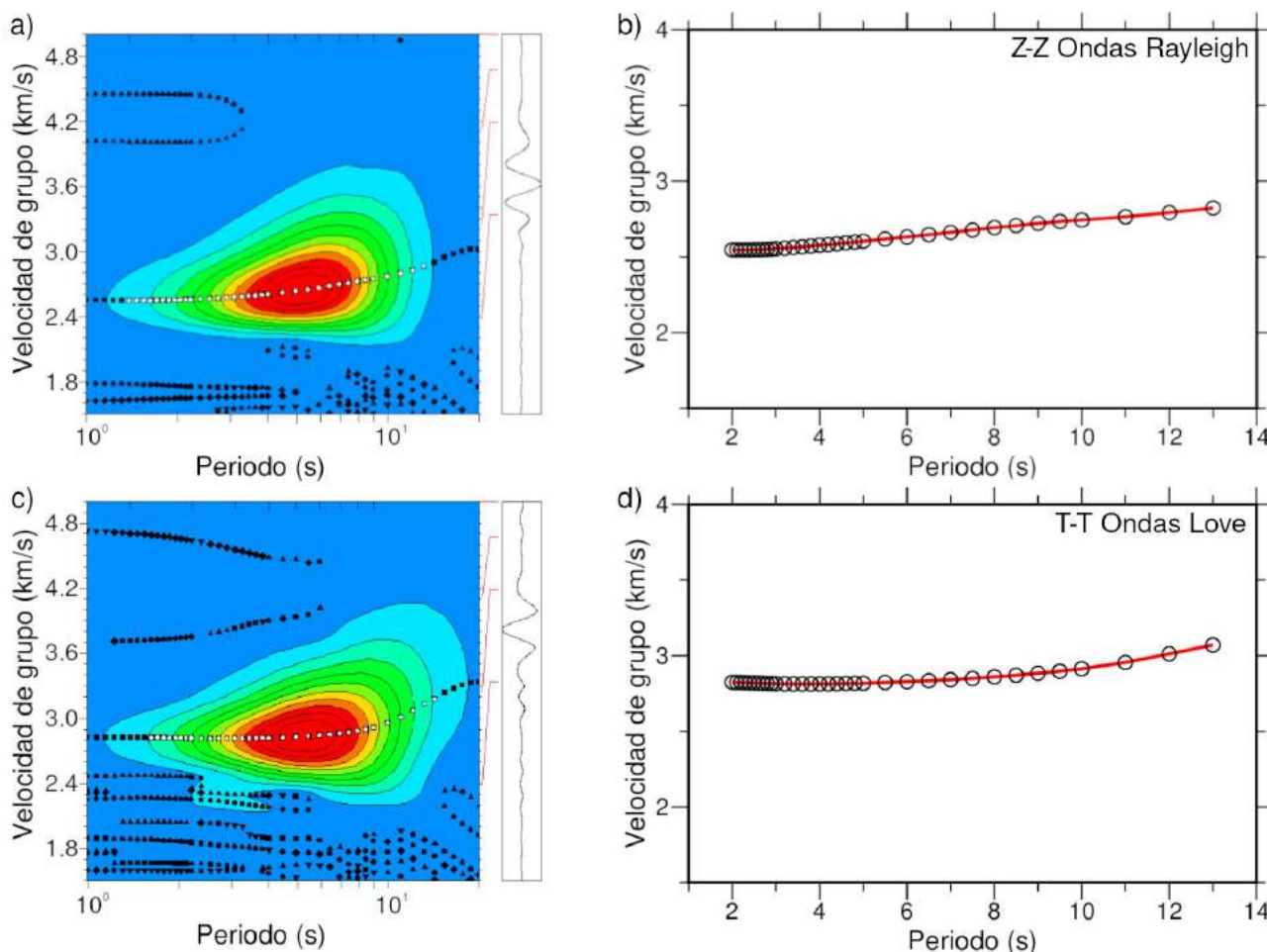


Figura 5. 18. Ejemplos de medida de curvas de dispersión utilizando el programa *do_mft*. a) Superficie MFA obtenida a partir de la función de Green empírica calculada entre las estaciones SUAR y URBI (componente vertical, Z-Z) y selección de los datos de velocidad. b) Curva de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenida. c) Superficie MFA generada a partir de la función de Green reconstruida mediante la correlación cruzada de los registros de ruido sísmico de componente transversal (T-T) entre las mismas estaciones. d) curva de dispersión de velocidad de grupo de ondas Love calculada mediante este procedimiento. Nótese la mayor velocidad de dispersión de las ondas Love con respecto a las Rayleigh.

5.2.6. Control de calidad

Con el fin de identificar y eliminar de los cálculos medidas de velocidad de grupo poco fiables, se ha implementado un estricto control de calidad que consta de tres fases.

5.2.6.1. *Análisis de superficies de MFA*

Las velocidades de dispersión han sido medidas únicamente en las partes bien definidas de las superficies de velocidades calculadas con MFA (Figs 5.18a y c). El número reducido de curvas obtenidas en comparación con las funciones de Green calculadas es debido a la presencia ocasional de contornos de velocidad con una elevada incertidumbre por contaminación de modos superiores o problemas con los datos.

5.2.6.2. *Estabilidad de las curvas de dispersión*

Como se ha comentado, el apilado de largos periodos de tiempo mejora la coherencia de las señales y la fiabilidad de las curvas de dispersión al reducir el efecto de la variabilidad de las fuentes de ruido y su inhomogeneidad. Para comprobar si el número de días de registros de ruido sísmico utilizados en este trabajo es suficiente para garantizar la estabilidad de las medidas de velocidad de grupo, se ha realizado el apilamiento de conjuntos de 7, 30 y 90 correlaciones diarias y se han calculado sus respectivas curvas de dispersión para su comparación con la obtenida del apilamiento de todas las correlaciones disponibles (Fig. 5.19). Se observa que la curva de dispersión obtenida con tres meses de datos presenta ya una gran similitud con la curva final (Fig. 5.19).

Por otra parte, la incertidumbre en las velocidades de grupo se ha investigado recalculando las curvas de dispersión creadas a partir del apilamiento de diez conjuntos formados por el 75% de las correlaciones diarias seleccionadas de manera aleatoria. La comparación de las curvas resultantes arroja unas incertidumbres para las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh y Love inferiores al 1% utilizando datos de banda ancha e inferiores al 1.5% con datos de periodo corto (Fig. 5.19). En general las ondas Love muestran incertidumbres ligeramente mayores que las Rayleigh.

5.2.6.3. *Longitud de onda mínima*

En base a su experiencia con diferentes conjuntos de datos, Bensen *et al.* (2007) sugiere que para la medición de fiable de velocidades de grupo a partir de funciones de Green es necesario que la distancia entre los pares de estaciones sea superior a tres longitudes de onda. El cumplimiento de esta restricción limita enormemente el número de medidas de dispersión obtenidas en redes locales o regionales como las utilizadas en este trabajo, reduciendo la resolución de los mapas de velocidad de grupo a periodos > 10 s. Sin embargo, trabajos posteriores (e.g. Luo *et al.*, 2015) han demostrado

que se pueden obtener medidas consistentes con un límite de una longitud de onda. Buscando mantener el mayor número de medidas de velocidad de grupo a periodos largos sin relajar las restricciones hasta el punto en el que éstas no sean fiables, hemos establecido como criterio que la distancia interestación debe ser superior a dos longitudes de onda. Este corte ha sido ya utilizado en numerosos estudios de ruido ambiente (e.g. Sammarco *et al.* 2017, Brandmayr *et al.* 2016, Shapiro *et al.* 2005), que muestran una buena correspondencia con los resultados obtenidos de utilizar tres longitudes de onda.

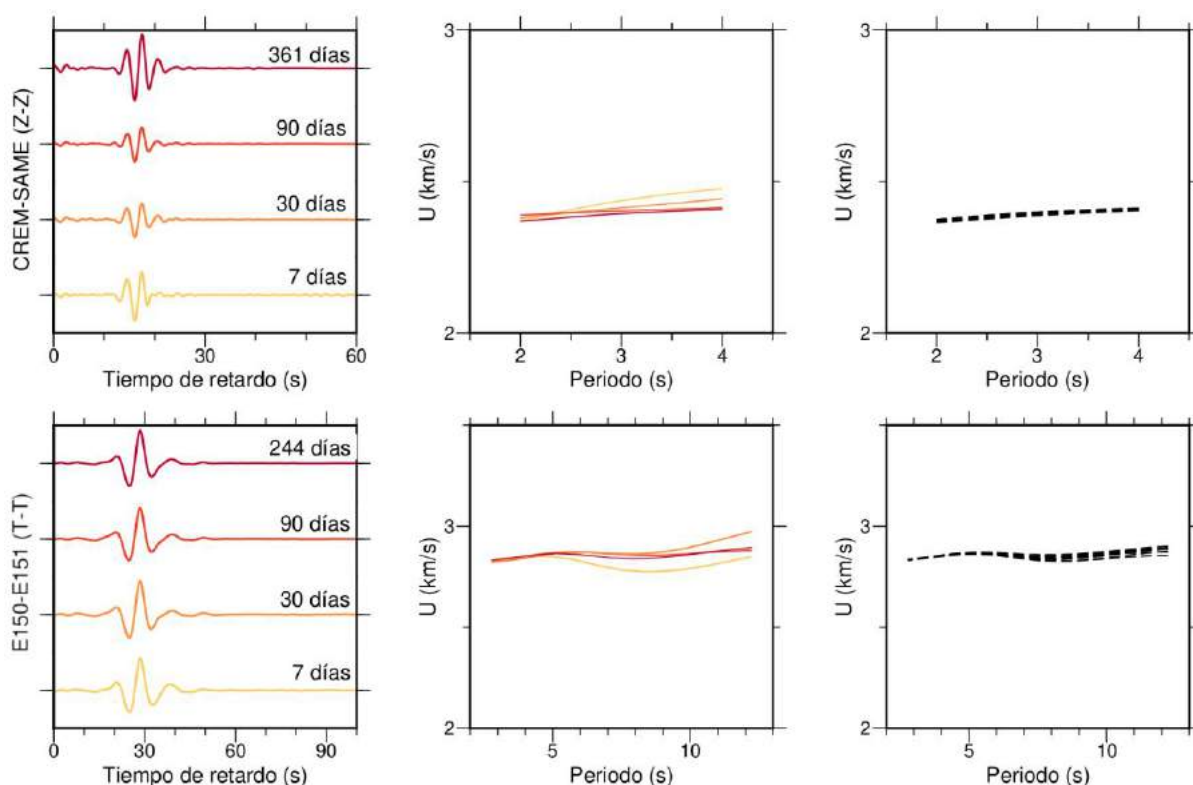


Figura 5.19. Ejemplos de evaluación de la calidad de las curvas de dispersión para los pares de estaciones CREM-SAME (arriba, componente vertical, ondas Rayleigh) y E150-E151 (abajo, componente transversal, ondas Love). Apilamientos secuenciales de 7, 30, 90 y de todas las correlaciones diarias disponibles (izquierda). Curvas de dispersión calculadas a partir de los stacks secuenciales (centro). Nótese la progresiva disminución de las variaciones de velocidad a medida que se aumenta el número de días apilados. Curvas de dispersión obtenidas del apilamiento de conjuntos formados por el 75% de las correlaciones diarias seleccionadas de manera aleatoria (derecha).

El procesado de los datos de ruido sísmico descrito hasta este punto es el realizado en los estudios de Acevedo *et al.* (2019), Acevedo *et al.* (2020) y Acevedo *et al.* (en preparación). Sin embargo, el tratamiento posterior de estos datos es diferente y permite investigar diferentes características del subsuelo. En el primero, las curvas de dispersión son utilizadas para realizar un modelo tomográfico de velocidades de grupo de ondas Rayleigh seguido de una inversión para obtener la estructura de velocidad de ondas S de la corteza superior. El segundo estudio, centrado en

la anisotropía, emplea los datos de ruido sísmico para realizar inferencias acerca de la intensidad y la dirección predominante de la anisotropía acimutal de la corteza. Por su parte, en el tercer estudio se realizan modelos tomográficos de velocidades de ondas Rayleigh y Love, que son utilizadas para derivar velocidades de ondas S polarizadas perpendicularmente y crear un modelo 3D de anisotropía radial.

5.3. Tomografía de ruido sísmico ambiental

La inversión tomográfica de las velocidades de grupo de ondas superficiales para obtener mapas mostrando su variación en el área de estudio fue realizada mediante el software *FMST* (*Fast Marching Surface Tomography*) de Rawlinson (2005). El procesado con *FMST* se puede dividir en dos etapas (Fig. 5.20): la predicción de los tiempos de viaje (problema directo), y el ajuste del modelo para satisfacer los datos observados, introduciendo algunos parámetros de regularización (problema inverso).

La resolución de la fase predictiva se consigue mediante la aplicación del *Fast Marching Method* (*FMM*; Sethian, 1996; Sethian y Popovici, 1999; Rawlinson y Sambridge, 2005). Esta técnica busca la solución a la ecuación eikonal mediante diferencias finitas en una cuadrícula predeterminada, reconstruyendo los frentes de ondas a partir de los retardos de las fases (Rawlinson y Sambridge, 2005). La principal ventaja de este método frente a los tradicionales basados en el trazado de rayos radica en que los tiempos de viaje son calculados para toda la malla de puntos que conforman la cuadrícula, de manera que se elimina la necesidad de repetir los cálculos para cada trayectoria de rayos.

Para resolver el problema inverso se utiliza una estrategia de inversión subespacial (Kennet *et al.*, 1988) que reduce en gran medida el esfuerzo computacional requerido para el cálculo. Se trata de un método iterativo y lineal en el que las trayectorias de los rayos son recalculadas tras cada iteración del modelo, de manera que la aplicación repetida del *FMM* y la inversión subespacial permite considerar de manera efectiva la relación no-lineal entre velocidad y tiempos de viaje. Numerosos estudios tomográficos basados en ruido sísmico (e.g. Saygin y Kennett, 2010; Nicolson *et al.* 2012, 2014; Vassallo *et al.*, 2016) han demostrado que la combinación de estos dos procesos proporciona resultados robustos y estables incluso en medios altamente heterogéneos.

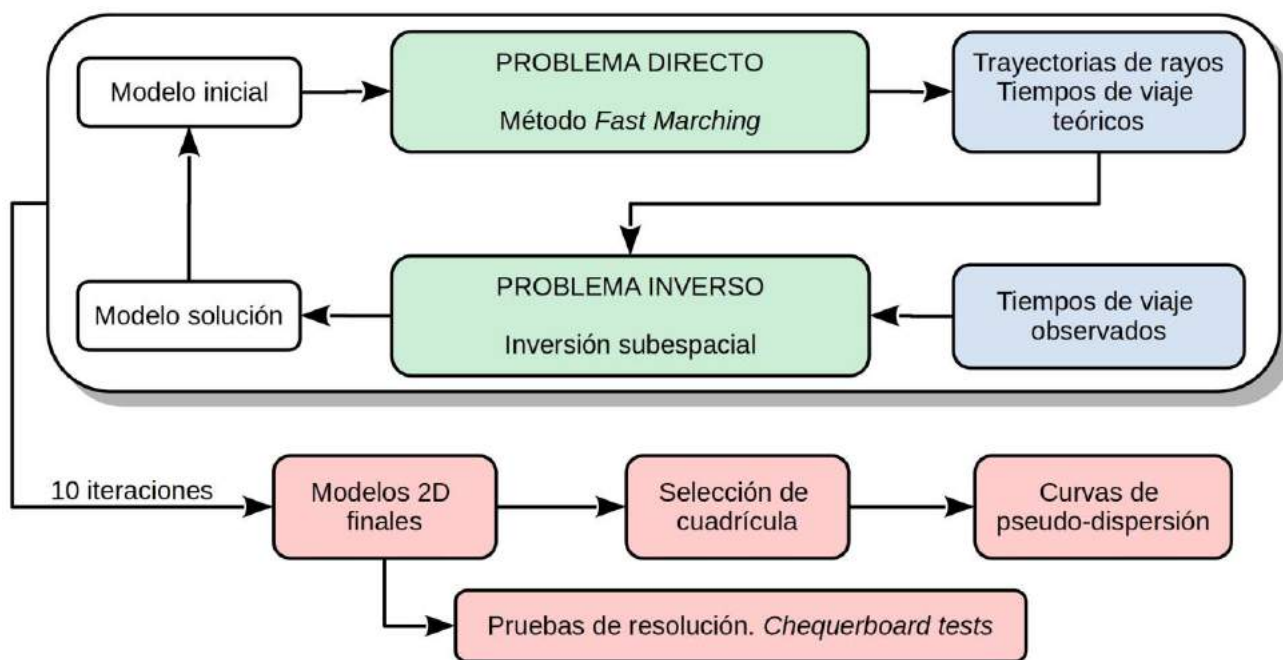


Figura 5. 20. Diagrama ilustrando el proceso de obtención de modelos tomográficos a partir de medidas de dispersión con el programa FMST de Rawlinson (2005).

De manera más específica, el problema inverso está formulado como un problema de optimización en el que se busca minimizar la función objetivo $S(m)$ definida como:

$$S(m) = (g(m) - d_{obs})^T C_d^{-1} (g(m) - d_{obs}) + \varepsilon (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) + \eta m^T D^T D m \quad 5.5$$

donde m es el vector desconocido de los parámetros del modelo, d_{obs} los tiempos de viaje observados (retardo de velocidad de grupo), $g(m)$ representa los tiempos de viaje teóricos, m_0 el modelo inicial de referencia, C_d la matriz de covarianza de los datos, C_m la matriz de covarianza del modelo, ε el parámetro de *damping* (amortiguamiento), η la variable de suavizado y D la matriz de suavizado. El primer término de la ecuación 5.5 representa la discrepancia ponderada entre datos teóricos y observaciones, mientras que el segundo y el tercer término realizan regularizaciones que penalizan aquellos modelos que difieren sustancialmente del modelo inicial (Rawlinson *et al.*, 2006) y que presentan variaciones excesivamente abruptas en los cambios laterales de velocidad.

5.3.1. Resolución de las tomografías

Previamente al inicio de las inversiones con datos reales, se ha investigado la capacidad del experimento para proporcionar mapas tomográficos robustos mediante el denominado test de damero o *chequerboard test* (e.g. Humphreys y Clayton 1988; Inoue *et al.* 1990; Zhao 2015). Para

esta prueba se crean varios modelos iniciales sintéticos con un patrón alternante de velocidades altas y bajas en cuadrículas de diferentes tamaños. A continuación, los datos teóricos correspondientes son generados con el método *FMM* utilizando las trayectorias de datos reales y añadiendo un 20% de ruido aleatorio a los datos sintéticos. El análisis de los modelos generados permite observar la capacidad de recuperación de la estructura inicial por parte de nuestros datos y estimar la resolución de los mapas. Otro indicativo de la calidad de las inversiones es la discrepancia, expresada en valor cuadrático medio (*RMS*), entre los tiempos de viaje teóricos y los tiempos de viaje observados. *RMS*s en torno a 1 s o inferiores indican que las soluciones se ajustan a los datos observados y no están afectados por los parámetros de regularización.

5.3.2. Elaboración de mapas 2D de velocidad de grupo de ondas Rayleigh

En los dos estudios tomográficos recogidos en esta tesis, el *FMST* ha sido aplicado a las medidas de velocidad entre 2 y 14 s para crear mapas 2-D de variación de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y ondas Love de modo fundamental (Fig. 5.21). Todos los mapas fueron calculados sobre una malla que divide el área de estudio en una cuadrícula de 11 x 11 km, con un nodo situado en cada vértice. El tamaño de esta cuadrícula es sensiblemente inferior a la resolución de los mapas, lo que tiene por objetivo reducir las posibles pérdidas de anomalías relacionadas con estructuras reales de escala inferior a la que puede ser resuelta en los modelos (Trampert y Sneider 1996; Nicolson *et al.* 2012).

Los datos de entrada utilizados por el programa son las coordenadas geográficas de las fuentes y los receptores, siendo las mismas por tratarse de un estudio de ruido sísmico con fuentes virtuales. Asimismo, se introduce un fichero con los tiempos de viaje observados calculados a partir de las velocidades de grupo y las distancias interestación. En cuanto al modelo de referencia, se ha empleado un modelo de velocidad constante definida por el promedio de la velocidad de grupo a cada periodo. Los términos de regularización empleados fueron de 0.001 y 0.1 para el *damping* y el suavizado respectivamente, pero las pruebas realizadas no mostraron una influencia importante de estos parámetros en los resultados de la inversión.

Los mapas de velocidad obtenidos se presentan en función del periodo (Fig. 5.21). Sin embargo, para el mismo periodo, las ondas superficiales contienen información acerca de la estructura de todo un rango de profundidades (Fig. 5.22). Para investigar cómo varía la sensibilidad de las ondas Rayleigh (Fig. 5.22a) y Love (Fig. 5.22b) con la profundidad, se han calculado las derivadas

parciales de la velocidad de grupo frente a la velocidad de las ondas S a diferentes periodos. Los resultados para las ondas Rayleigh muestran una progresiva profundización acompañada de una disminución de amplitud del pico de sensibilidad, unido al incremento progresivo de la cobertura en profundidad. Por su parte, las ondas Love presentan sensibilidad a profundidades más superficiales que las ondas Rayleigh para los mismos periodos, con un máximo situado aproximadamente a 3 km.

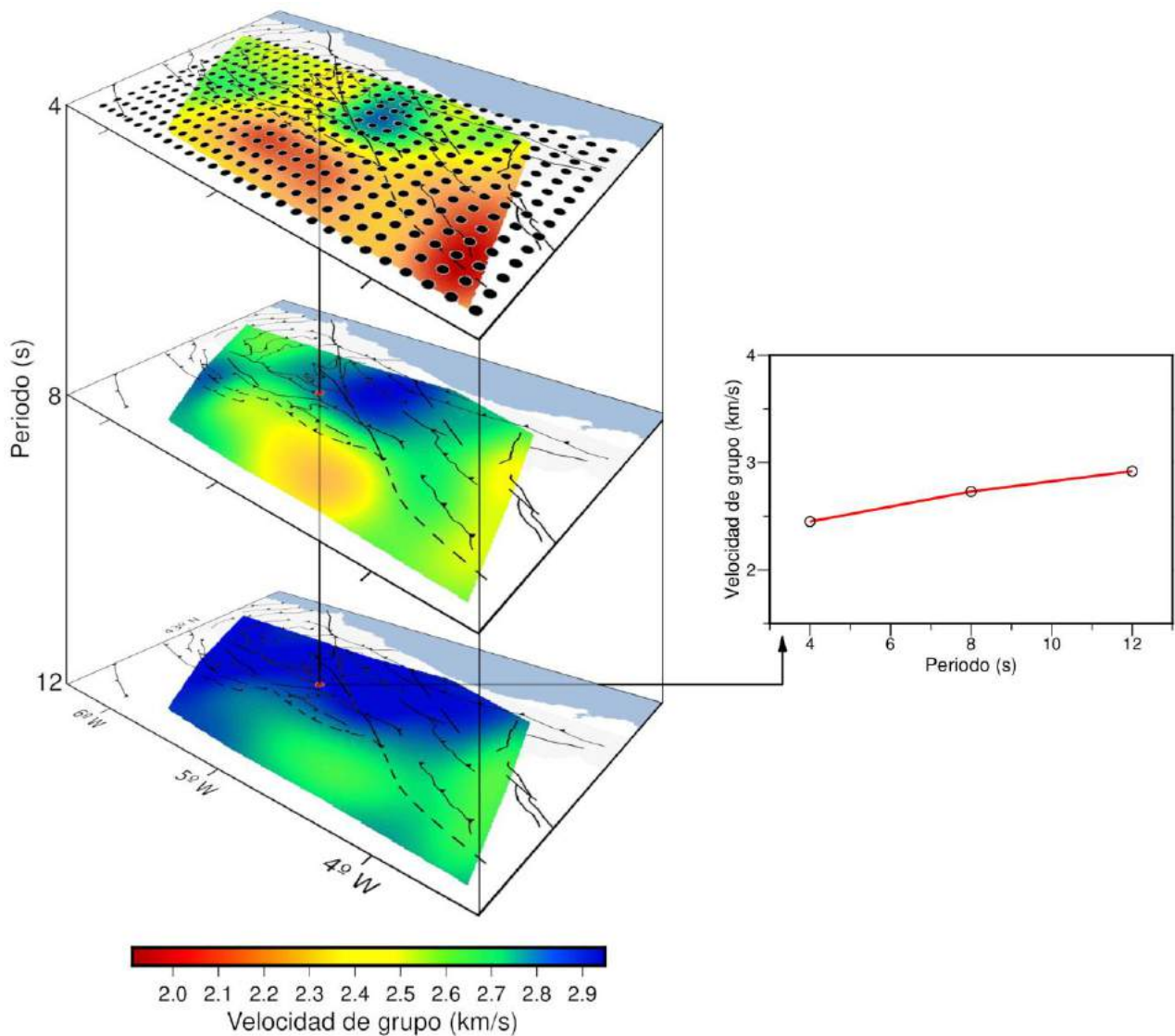


Figura 5. 21. Ejemplo de la extracción de los valores de velocidad de grupo de los modelos tomográficos a distintos periodos. Las medidas se realizan en cada punto de una malla, lo que da lugar a la creación de una nueva curva de pseudo-dispersión en cada nodo.

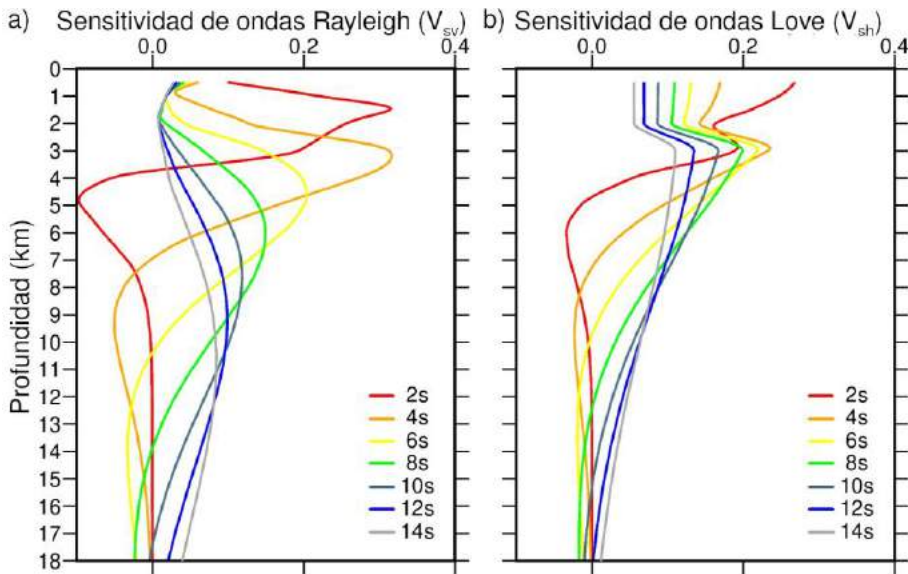


Figura 5. 22. Derivadas parciales de la velocidad de grupo del modo fundamental de las ondas (a) Rayleigh y (b) Love respecto a la velocidad de cizalla a diferentes periodos en la cordillera Cantábrica (tomado de Acevedo et al., en preparación).

5.4. Modelos de velocidad de ondas S

Las velocidades de dispersión de las ondas superficiales dependen de las características del medio que atraviesan. Estas características son la velocidad de las ondas internas (P y S) y la densidad del medio. Sin embargo, el factor principal que condiciona las velocidades de las ondas superficiales es la velocidad de las ondas S. Este hecho se traduce en que a partir de la inversión de las velocidades de este tipo de ondas es posible obtener la estructura de velocidades de las ondas S en el subsuelo (Fig. 5.23). Para realizar estas inversiones se utilizó el código *surf96* incluido en el paquete *Computer Programs in Seismology* (Herrmann, 2013). *Surf96* es un algoritmo que realiza un proceso de inversión iterativo, linealizado y basado en el método de mínimos cuadrados. Su funcionamiento consiste en el cálculo de las curvas de dispersión generadas por sucesivos modelos de velocidad de ondas S, que se van comparando con las observadas. Los parámetros del modelo se van ajustando con cada iteración hasta reducir al mínimo la diferencia entre las velocidades observadas y calculadas (Fig. 5.23). La solución generada no es única y pueden existir múltiples modelos que se ajusten a los datos observados.

Las velocidades de dispersión que se van a invertir se obtienen a partir de los modelos tomográficos calculados en la fase previa. Para ello, se extrae el dato de velocidad de grupo de ondas Rayleigh o Love a cada periodo en todos los nodos de una malla de puntos de 11 x 11 km, lo que equivale a la construcción de una nueva curva de dispersión (curva de pseudo-dispersión) en cada uno de dichos puntos (Fig. 5.21). Un factor importante en el cálculo de modelos confiables es la elección del modelo inicial, que suele tener una influencia muy importante en el proceso.

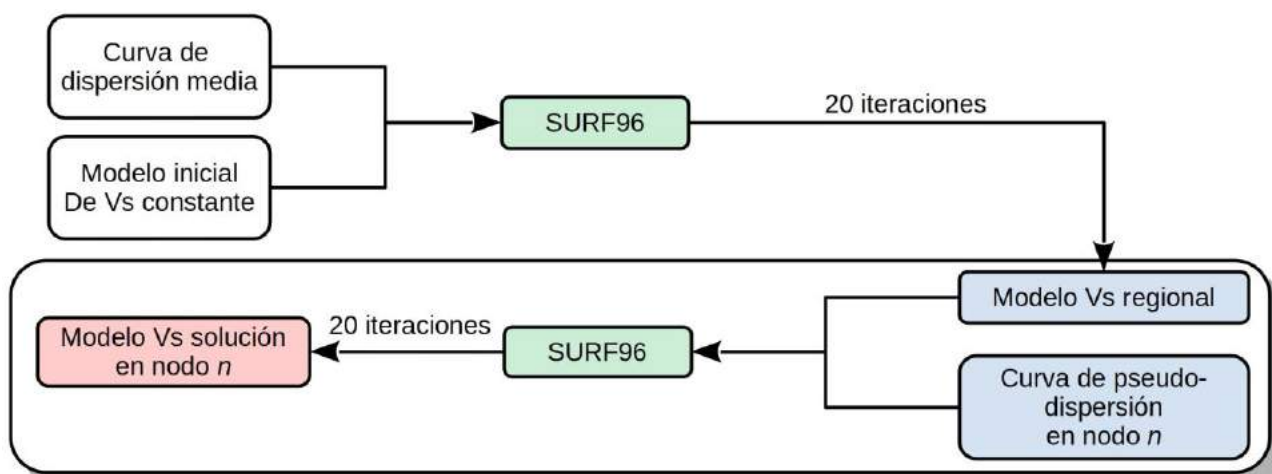


Figura 5. 23. Diagrama mostrando el proceso de inversión de las curvas de pseudo-dispersión para derivar modelos 1-D de variación de velocidad de ondas S en función de la profundidad.

Con el objetivo de crear un modelo inicial robusto y que elimine parte de la incertidumbre generada por el carácter no-único de la inversión, se crea un modelo inicial de 22 capas, las cuatro superiores con espesores de 0.5 km y las siguientes de 1 km, con unos valores de densidad y de velocidad de ondas S constantes y fijados en 2670 kg/m³ y 3.35 km/s respectivamente (Figs. 5.24a y b). Esta información está basada en estudios previos realizados en la cordillera Cantábrica (Fernández-Viejo *et al.*, 2000). A continuación, se realiza la inversión de la curva de dispersión de ondas Rayleigh promedio de todas las curvas calculadas entre cada par de estaciones (Figs. 5.24a). Se procede de la misma manera para calcular la curva de dispersión promedio de ondas Love (Fig. 24b). El resultado es la obtención, a partir de las velocidades de ondas Rayleigh, de un modelo de velocidad de ondas S polarizadas verticalmente (V_{sv} , Tabla 5.1.). Por su parte, la inversión de las velocidades de ondas Love da lugar a otro modelo independiente de ondas S polarizadas horizontalmente (V_{sh} , Tabla 5.2.). Los dos modelos de velocidad de ondas S resultantes se consideran los modelos generales de toda el área de estudio y van a utilizarse como los modelos iniciales en las inversiones de las curvas de pseudo-dispersión realizadas en cada nodo de la malla (Figs. 5.24c y d).

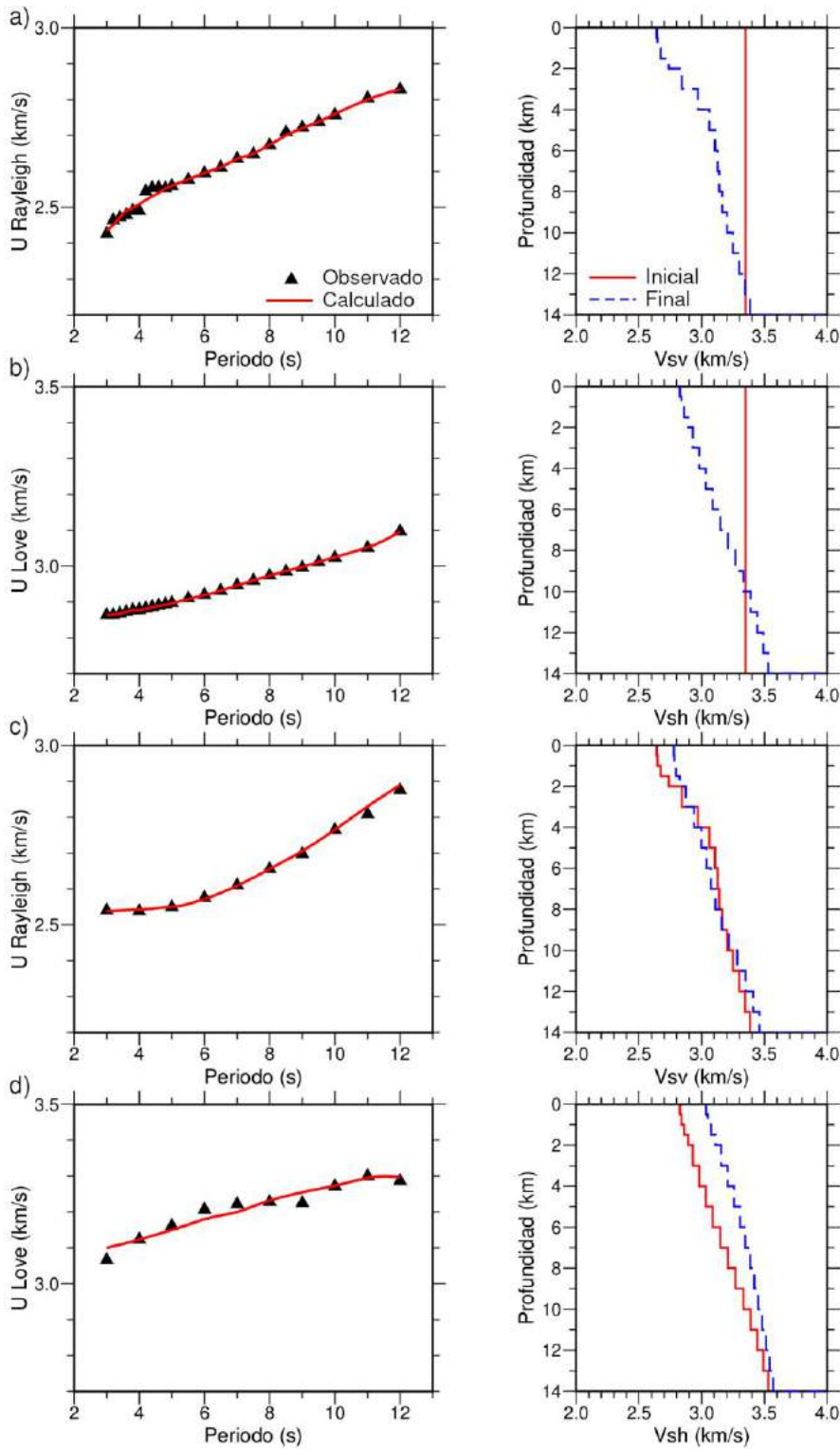


Figura 5.24. Ejemplos de inversión de curvas de dispersión (izquierda) de ondas Rayleigh y Love con surf96 para obtener modelos de velocidad de ondas S. Inversión de la curva de dispersión promedio de (a) ondas Rayleigh y (b) ondas Love de la cordillera Cantábrica partiendo de un modelo de velocidades constante. (c) Ejemplo de inversión de las curvas de pseudo-dispersión de ondas Rayleigh y (d) Love obtenidas en un nodo de la malla. Los modelos iniciales de V_{sv} y V_{sh} están recogidos en las tablas 5.1 y 5.2.

Los modelos de velocidad de ondas S obtenidos no tienen en cuenta la elevación de las estaciones. Para compensar esto, el eje de profundidad se ha desplazado hacia profundidades negativas (elevación) en función de la altura topográfica de cada nodo, tomando como referencia el nivel del mar. Esta suerte de corrección topográfica de los datos desplaza ligeramente hacia la superficie las estructuras profundas. Finalmente, para elaborar los mapas de variación de ondas S

(V_{sv} o V_{sh}) en función de la profundidad se seleccionan los valores de velocidad de ondas S representados en cada punto de la cuadrícula y se lleva a cabo su interpolación.

Tabla 5. 1. Modelo de velocidades de ondas S polarizadas verticalmente derivado de la curva de dispersión de ondas Rayleigh media de la cordillera Cantábrica.

Espesor (km)	V_p (km/s)	V_{sv} (km/s)	Densidad (g/cm ³)
0.5	4.62	2.64	2.42
0.5	4.63	2.65	2.42
0.5	4.68	2.67	2.43
0.5	4.79	2.74	2.45
1	4.97	2.84	2.49
1	5.19	2.97	2.54
1	5.36	3.06	2.57
1	5.44	3.11	2.59
1	5.47	3.13	2.59
1	5.50	3.14	2.60
1	5.54	3.16	2.61
1	5.60	3.20	2.62
1	5.68	3.25	2.64
1	5.77	3.30	2.68

Tabla 5. 2. Modelo de velocidades de ondas S polarizadas horizontalmente derivado de la curva de dispersión de ondas Love media de la cordillera Cantábrica.

Espesor (km)	V_p (km/s)	V_{sh} (km/s)	Densidad (g/cm ³)
0.5	4.94	2.83	2.49
0.5	4.97	2.84	2.49
0.5	5.00	2.86	2.50
0.5	5.06	2.89	2.51
1	5.13	2.93	2.52
1	5.21	2.98	2.54
1	5.31	3.03	2.56
1	5.41	3.09	2.58
1	5.51	3.15	2.60
1	5.61	3.21	2.62
1	5.72	3.27	2.64
1	5.83	3.33	2.67
1	5.93	3.39	2.69
1	6.02	3.44	2.71

5.5. Anisotropía radial

La anisotropía radial es un tipo de anisotropía sísmica con un eje de simetría vertical, lo que causa una diferencia entre la velocidad de las ondas S polarizadas verticalmente (V_{sv}) y horizontalmente (V_{sh}) que no depende del acimut de su propagación. En un medio isótropo, V_{sv} y V_{sh} son iguales. Una anisotropía radial negativa indica que las ondas S polarizadas verticalmente viajan más rápido que las polarizadas horizontalmente ($V_{sv} > V_{sh}$), mientras que una anisotropía radial positiva implica que las ondas más rápidas son las polarizadas horizontalmente ($V_{sv} < V_{sh}$). En las zonas en las que se observa diferencias entre las dos velocidades, como la estudiada en esta tesis, la magnitud de la anisotropía radial (RA) puede ser calculada mediante la ecuación:

$$RA(\%) = 2(V_{sh} - V_{sv}) / (V_{sh} + V_{sv}) * 100 \quad 5.6$$

La realización del cálculo de la anisotropía radial en cada punto de la malla de nodos definida en el proceso de inversión de velocidades permite la elaboración de un modelo 3D de variación de la anisotropía radial en la cordillera Cantábrica.

5.6. Anisotropía acimutal a partir de ruido sísmico ambiental

El procedimiento para el cálculo de la anisotropía acimutal utiliza como datos de partida las medidas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh de modo fundamental extraídas de las redes GEOSN e IberArray, cuya obtención se describe en el apartado 5.2.5. En este caso, las velocidades de grupo a cada periodo se representan en función del acimut de la línea que une el par de estaciones en el que han sido obtenidas (Figs. 5.25a y b). Teniendo en cuenta que las funciones de Green empleadas son simétricas, representamos estas direcciones entre 0° y 180° . Según Babuska y Cara (1991), en presencia de anisotropías pequeñas, las variaciones acimutales de velocidad pueden ser modelizadas dentro del esquema de la teoría de la perturbación ordinaria tanto para ondas internas como para superficiales. Basándose en las formulaciones de Backus (1965) para explicar la anisotropía acimutal de las ondas P, Smith y Dahlen (1973) derivaron la siguiente relación para las variaciones de velocidad de grupo de las ondas Love y Rayleigh a un periodo determinado:

$$U(\varphi) = A_1 + A_2 \cos 2\varphi + A_3 \sin 2\varphi + A_4 \cos 4\varphi + A_5 \sin 4\varphi \quad 5.7$$

donde los coeficientes A_n dependen de las propiedades elásticas del medio y el periodo y ϕ es el acimut de la dirección de propagación medido expresado como un valor positivo de norte a este. Posteriormente, Montagner y Nataf (1989) descubrieron que los coeficientes A_n eran dependientes de las integrales en profundidad de 13 combinaciones lineales de coeficientes elásticos y que A_1 podía ser considerado como la velocidad de grupo en un medio isótropo. Por su parte, los términos 2ϕ y 4ϕ describen variaciones acimutales con una periodicidad de 180° y 90° respectivamente (Figs. 5.25a y b).

Los datos de velocidad de dispersión se tratan de ajustar a la ecuación 5.6 y a la misma ecuación eliminando el término 4ϕ , mientras que la calidad del ajuste se evalúa mediante el cálculo del *RMS* (Figs. 5.25a y b). Esta fase de ajuste de las curvas se realiza con el conjunto de herramientas *Curve Fitting Toolbox* incluido en *Matlab*. La estimación de las direcciones rápidas se consigue seleccionando el acimut correspondiente a la máxima velocidad estimada con la función. Por su parte, la anisotropía acimutal se expresa en términos de anisotropía de pico a pico (*peak-to-peak anisotropy*), que se calcula expresando en porcentaje la diferencia entre la velocidad máxima y mínima estimadas (Fig. 5.25c) y la velocidad de grupo isótropa (A_1).

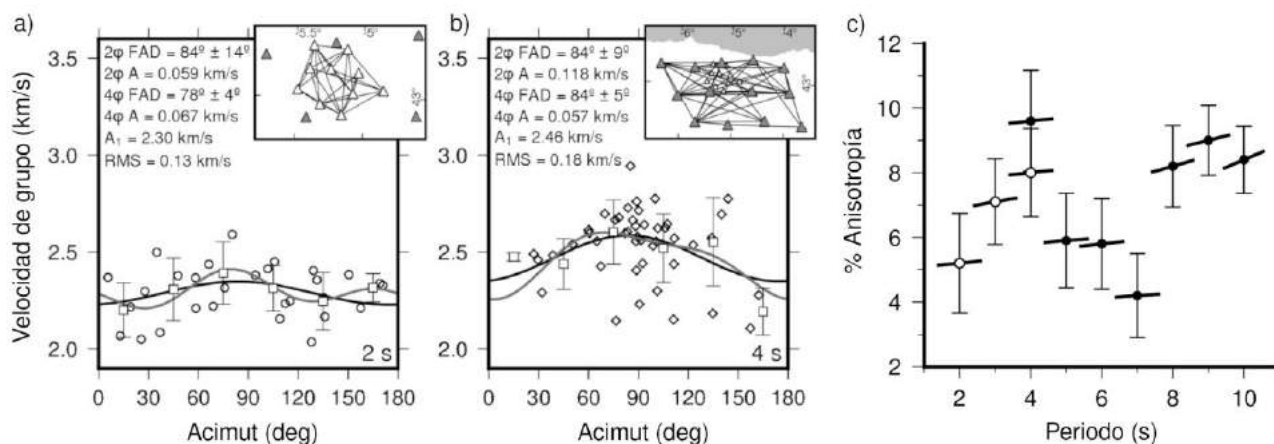


Figura 5. 25. Variaciones de la velocidad de grupo de ondas Rayleigh en función del acimut de las trayectorias interestación para medidas de a) la red GEOSN a periodos de 2s e b) IberArray a periodos de 4s. Los cuadrados indican la velocidad promedio en conjuntos de 30° de acimut y su error estándar. Las líneas representan las curvas de periodicidad 180° (línea negra) y 180° - 90° (línea gris) con mejor ajuste. A representa la amplitud, A_1 la velocidad de grupo isótropa y FAD la dirección acimutal rápida. c) Estimación de la magnitud de la anisotropía en función del periodo para datos de la red GEOSN (puntos blancos) e IberArray (puntos negros). Las barras negras ilustran las direcciones rápidas y las barras de error representan dos desviaciones estándar de la magnitud de la anisotropía.

Con el objetivo de comparar los valores de anisotropía obtenidos a partir de datos de ruido sísmico con los medidos a partir de un método completamente independiente, se decidió probar por

primera vez en el área de estudio la técnica de la medición de la birrefringencia de ondas S con terremotos locales.

5.7. Birrefringencia de ondas S

La polarización de las ondas S procedentes de eventos locales ha sido determinada utilizando el procedimiento automático implementado en el código *MFAST* (*Multiple Filter Automatic Splitting Technique*; Savage *et al.*, 2010), considerando un medio anisotrópo con simetría hexagonal y un eje de simetría horizontal. *MFAST* se basa en la aplicación del algoritmo SC91 y el método de análisis de clústers SPLIT. En la figura 5.26 puede verse un resumen de las etapas del proceso. El SC91 determina los parámetros de la anisotropía (dirección rápida y tiempo de retardo entre la llegada de las ondas S rápida y lenta) en varias ventanas temporales alrededor de la llegada de la onda S, mientras que SPLIT valora la mejor de estas ventanas analizando la varianza de los clústers de parámetros obtenidos en ellas. Los parámetros finalmente seleccionados son aquellos que presentan los errores más pequeños dentro del mejor clúster (Fig. 5.26). La principal ventaja de este método es la elección automática de los intervalos de medida de los parámetros y la facilidad para el procesado de grandes volúmenes de datos, requiriendo únicamente de la determinación del tiempo de llegada de la onda S por parte del analista.

5.7.1. *Filtrado*

Los datos iniciales que van a ser analizados con *MFAST* son las trazas (3 componentes, formato SAC) cortadas en ventanas de 120 s de los terremotos locales detectados con las redes IberArray y GEOSN. Los catálogos de eventos sísmicos fueron extraídos de López-Fernandez *et al.* (2018), Acevedo (2015) y IGN. Los datos sísmicos en bruto suelen estar contaminados por ruido, por lo que el primer paso para la determinación de los parámetros de la anisotropía es el filtrado de los mismos hasta obtener un ratio señal-ruido suficiente para realizar una medida fiable (Tabla 5.3.). Los filtros deben aplicarse para un rango de frecuencias suficientemente ancho, puesto que los filtros estrechos pueden dar lugar al intercambio de las ondas lentas y rápidas por *cycle-skipping*. En vez de aplicar un filtro común a todos los datos o de establecer un filtro para cada medida, en *MFAST* se definen un conjunto de 14 filtros pasa banda que se aplican a cada evento. El mejor filtro para realizar la medida es seleccionado automáticamente en función de la mejora del ratio señal-ruido y de la anchura del filtro. Los conjuntos de filtros utilizados para los datos de banda ancha y los de periodo corto están indicados en la Tabla 5.3.

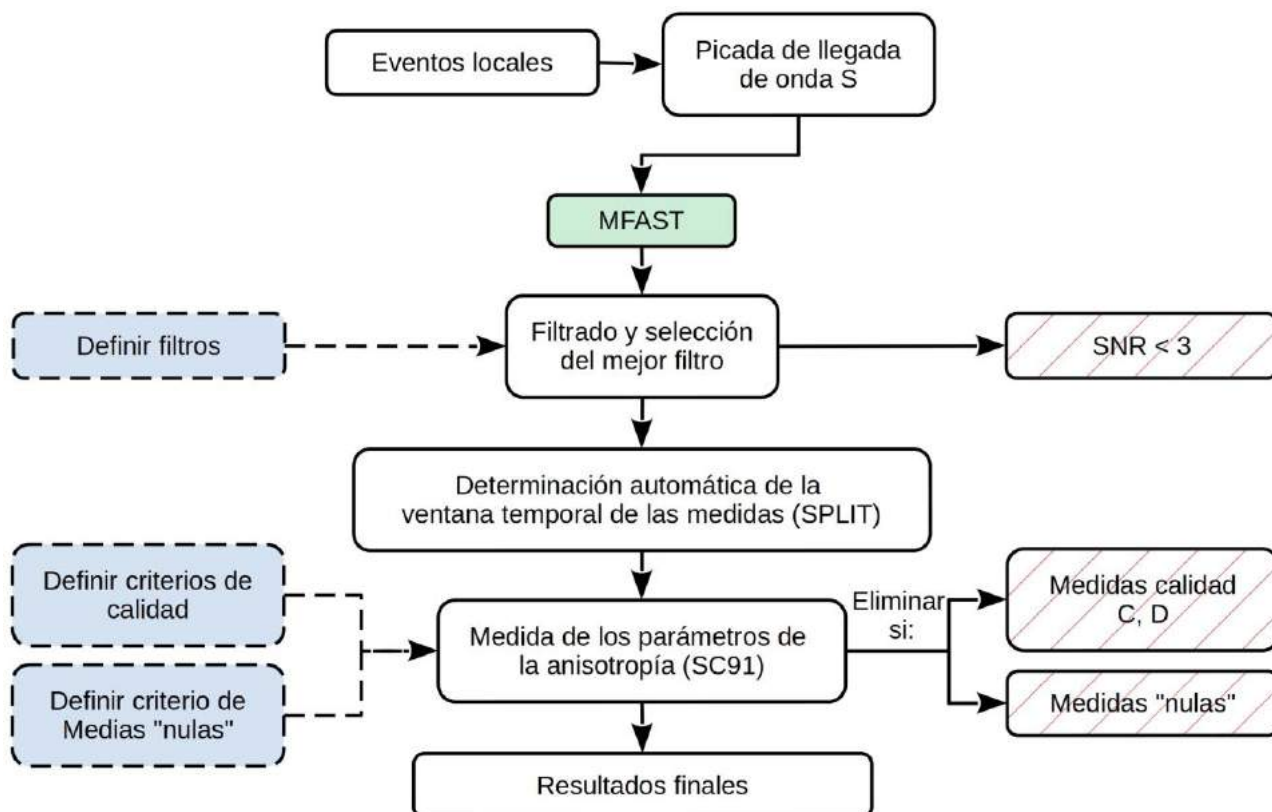


Figura 5. 26. Diagrama mostrando las fases en el procesado de datos sísmicos para la obtención de medidas de separación o birrefringencia de ondas S.

Tabla 5. 3. Filtros utilizados en el procesado con MFAST de los eventos locales detectados por las redes GEOSN e IberArray.

Filter	GEOSN		IberArray	
	Low pass (Hz)	High pass (Hz)	Low pass (Hz)	High pass (Hz)
1	2	6	0.2	3
2	2	8	0.3	3
3	2	10	0.4	4
4	2	15	0.5	4
5	2	30	0.5	5
6	3	5	0.6	3
7	3	15	0.8	6
8	3	30	1	3
9	5	10	1	5
10	5	15	1	8
11	5	30	2	3
12	5	45	2	6
13	10	20	3	8
14	10	45	4	10

5.7.2. Relación señal-ruido

A continuación, se calcula el ratio señal-ruido del registro sísmico ya filtrado (Fig. 5.27a), comparando la amplitud de dos ventanas de 3 s de señal antes y después de la llegada de la onda S. Las amplitudes de los canales horizontales se promedian para calcular el ratio señal-ruido. Todos los registros con ratios superiores a 3 se consideran válidos para continuar con el procesado. Sin embargo, se seleccionan finalmente las tres formas de onda que presentan un mayor valor del producto entre el rango de frecuencias del filtro (en octavas) y el ratio señal-ruido (Fig. 5.27). Este hecho permite examinar la dependencia de la frecuencia de los resultados y mejora la estabilidad de los mismos.

5.7.3. Medida de los parámetros de la birrefringencia

Las direcciones rápidas (ϕ) y los tiempos de retardo (δt) se miden en varias ventanas temporales (Fig. 2.27b) a través de una búsqueda en cuadrícula (*grid search*) de posibles valores (Silver y Chan, 1991) que configuran un operador inverso. La cuadrícula divide el espacio de parámetros en unidades de 1° para ϕ y 0.01 s para δt (Fig. 5.27c y d). Los operadores que eliminan mejor la separación observada entre las onda rápida y la lenta dan lugar a eigenvalores más pequeños de la matriz de covarianza del movimiento de la partícula $c(\phi, \delta t)$, lo que equivale convertir en lineal este movimiento (Fig. 5.27e). Los contornos de los eigenvalores de todos los operadores inversos dan lugar a una medida de la región de confianza mediante un F-test realizado con el algoritmo SC91 (Fig. 5.27f). Con el objetivo de evitar la dependencia de los parámetros anisotrópicos de la ventana temporal en la que son medidos, es necesario realizar varias medidas en diferentes ventanas para confirmar su estabilidad. El método SPLIT (Teanby *et al.*, 2004) realiza esta prueba de manera automática para una gran variedad de ventanas temporales (Fig. 5.27b), determinando finalmente las soluciones más estables mediante análisis de clústers.

5.7.4. Evaluación de la calidad de los parámetros

Además del problema ya mencionado de *cycle-skipping*, que da lugar a cambios de 90° en las direcciones rápidas, en ocasiones pueden incluirse en las ventanas de medida fases retrodispersadas que dan lugar a múltiples soluciones con valores incoherentes. Para evitar este problema, los parámetros de la anisotropía obtenidos son evaluados y clasificados en base a varios criterios (Tabla 5.4). Un primer control de calidad elimina todos aquellos eventos en los que se identifican clústers secundarios de calidad similar a la del mejor clúster, pero con parámetros de anisotropía muy

diferentes. Asimismo, las medidas que presentan δt s muy altos (>0.4 s) indican que la señal puede estar afectada por cycle-skipping o contaminada por ruido (Evans *et al.*, 2006) y por tanto son descartados. Otro problema es el representado por las medidas “nulas”, que pueden darse cuando no existe anisotropía en el plano de movimiento de la onda S o cuando la onda inicial está polarizada a lo largo de la dirección rápida o lenta del medio, de manera que no se produce la separación (Wüstefeld y Bokelmann, 2007). Las medidas son consideradas nulas y rechazadas si la diferencia entre la dirección rápida determinada y la polarización inicial es inferior a 20° o superior a 70° . En base a la calidad del clúster, el ratio señal-ruido y el intervalo de confianza de la medida de la dirección rápida se asigna una valoración a las medidas. Así, las medidas de alta calidad utilizadas en este trabajo, denominadas A y B, implican clústers de calidad A o B, ratios señal-ruido superiores a 4 y 3 y errores de ϕ inferiores a 10° y 25° , respectivamente (Tabla 5.4). En el cálculo de las direcciones rápidas promedio para múltiples eventos que muestrean la misma anisotropía se usa el criterio de Von Mises (Mardia, 2014), un análogo circular a la distribución normal. Sin embargo, algunas distribuciones pueden ser bimodales y no son descritas correctamente por la distribución normal, por lo que se deben realizar pruebas de aleatoriedad.

5.8. Detección y localización de eventos

El procesado de los datos sísmicos para la detección de la sismicidad del área de estudio y su posterior tratamiento fue realizado con el programa *Seisan* (Havskov y Ottermoller, 1999). El objetivo final fue la elaboración de un nuevo catálogo de terremotos locales realizado a partir de datos de la red GEOCSN, que permitiera el análisis y comparación con el conjunto de catálogos ya publicados de las redes GASPI (Lopez-Fernández *et al.*, 2012), GEOSN (López-Fernández *et al.*, 2018) y RSN (Fig. 5.28).

5.8.1. Datos sísmicos continuos

El primer paso en el tratamiento de los registros sísmicos en bruto consiste en la creación de una base de datos continua en *Seisan*. A pesar de que este programa es capaz de reconocer múltiples formatos de formas de onda, se ha trabajado directamente con los datos en formato *miniSEED*. En total, se han creado 13 bases de datos de este tipo, una para cada estación, y se han introducido en ellas los tres ficheros *miniSEED* diarios correspondientes a los canales vertical, norte-sur y este-oeste. De esta manera, el programa simula un flujo de datos continuo para todo el periodo de registro, del que pueden extraerse segmentos de cualquier duración.

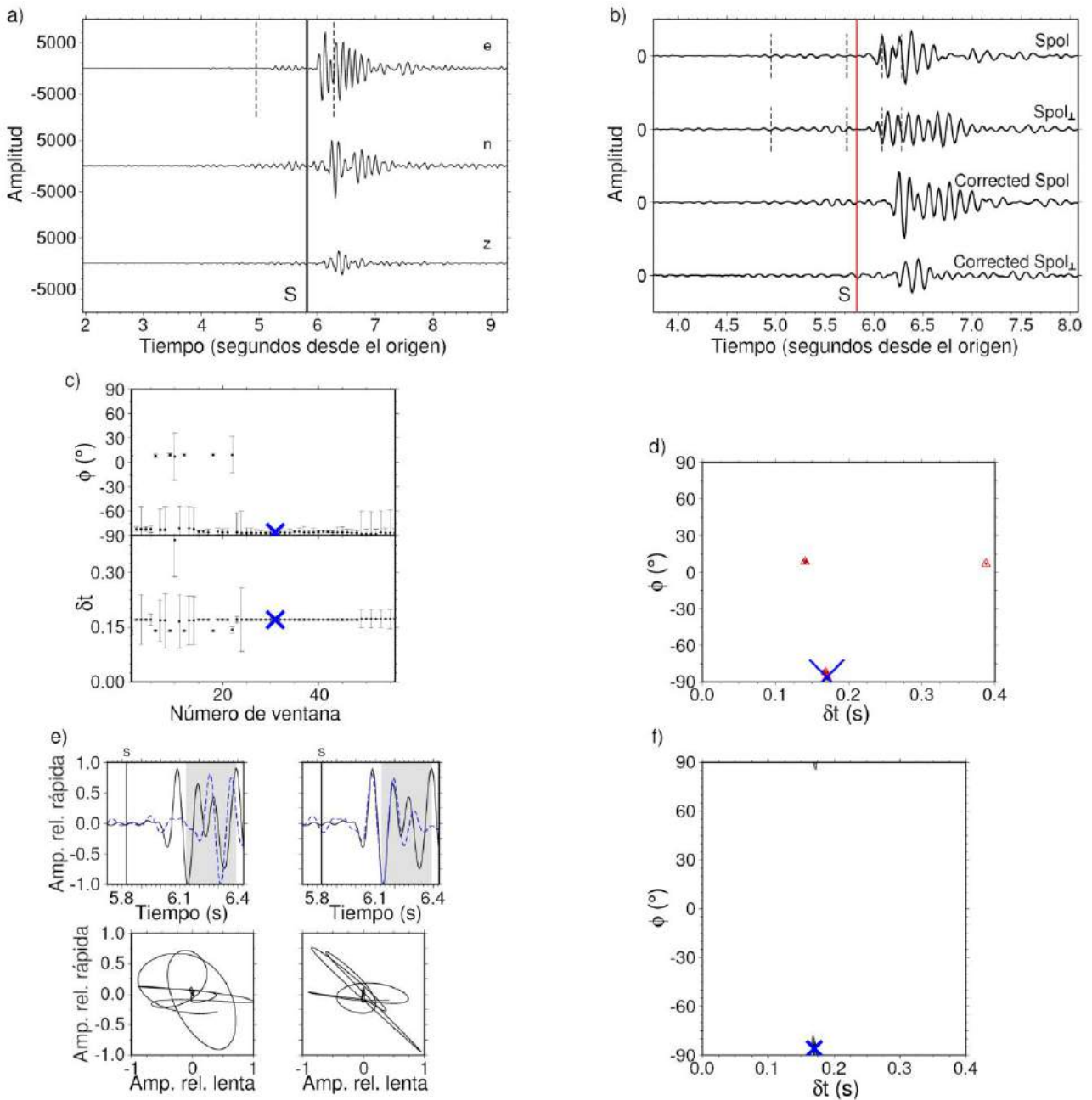


Figura 5. 27. Ejemplo de medida de separación de ondas S para un evento local (08/01/2017, 12:22:27, profundidad 11.1 km, distancia 15.7 km) registrado en la estación CALE. a) Formas de onda de componente este (e), norte (n) y vertical (z) filtradas entre 5 y 10 Hz. b) Formas de onda rotadas en la dirección de polarización inicial (Spol), perpendicularmente a esta (Spol \perp), y corregidas en función del δt . Las dos primeras y las dos últimas líneas discontinuas indican respectivamente posibles principios y finales de la ventana de medida. c) Parámetros ϕ , δt calculados para cada ventana temporal. d) Clústers con 5 o más medidas. El mejor de ellos es el indicado con una cruz azul. e) Formas de onda (arriba) y movimiento de la partícula (abajo) para la forma de onda original (izquierda) y la corregida (derecha). f) Contornos del eigenvalor más pequeño de la matriz de covarianza para los parámetros finales. Dirección rápida: $94.0^{\circ} \pm 0.5^{\circ}$. Tiempo de retardo: 0.17 ± 0.00 s. Medida de calidad B.

Tabla 5.4. Criterios para la evaluación de la calidad de los parámetros de la anisotropía. k : clúster, k^* : mejor clúster, $nmed$: número de medidas, var : varianza, $\delta tdiff$: $\delta t(k) - \delta t(k^*)$, $\delta tmax$: δt máximo, ϕdif : $abs(\phi(k) - \phi(k^*))$, SNR : ratio señal-ruido, ϕerr : error de ϕ .

Calidad	Criterio
N (nulo)	$-20^\circ - 20^\circ < \phi < 70^\circ - 110^\circ$ de la polarización inicial
Clúster D	$nmed(k) > nmed(k^*)/2$ y $var(k) < 5 var(k^*)$ y $\delta tdiff(k) > \delta tmax/4$ ó $\pi/4 < \phi dif(k) < 3\pi/4$
Clúster C	$nmed(k) > nmed(k^*)/2$ y $var(k) < 5 var(k^*)$ y $\delta tdiff(k) > \delta tmax/8$ ó $\pi/8 < \phi dif(k) < 7\pi/8$
Clúster B	$nmed(k) > 5$ y $var(k) < 5 var(k^*)$ y $\delta tdiff(k) > \delta tmax/8$ ó $\pi/8 < \phi dif(k) < 7\pi/8$
Cluster A	El clúster no es de calidad B, C ó D
B	Clúster A o B y $\delta t < 0.8 * \delta tmax$ y $SNR > 3$ y $\phi err < 25^\circ$
A	Clúster A y $\delta t < 0.8 * \delta tmax$ y $SNR > 4$, $\phi err < 10^\circ$

5.8.2. Detección de eventos

Una vez organizada la estructura de datos continuos en *Seisan*, se procede a la búsqueda de eventos mediante un código integrado denominado *Condet*. El funcionamiento de este programa es similar al de los softwares de detección de eventos en tiempo real (*Earthworm*, *Seiscomp*, *Antelope*), con la diferencia de que los datos completos ya están en el sistema y por tanto se emula la llegada de los mismos en tiempo real. Sobre estos datos, *Condet* aplica un detector de eventos o algoritmo de disparo en cada canal y posteriormente asocia los eventos situados en tiempos similares que pueden ser observados en varias estaciones (Fig. 5.28).

El detector de eventos está basado en un algoritmo STA/LTA (*Short time average/Long time average*), que realiza la comparación de las amplitudes promedio de la señal en una ventana de tiempo corta, fijada en 0.3 s, y una ventana de tiempo larga de 60 s (Fig. 5.29). Cuando el resultado de esta operación supera un valor determinado, se declara la presencia de un disparo o *trigger*. Para evitar en la medida de lo posible la detección de disparos asociados a ruido, eventos sísmicos lejanos o inconsistencias de los datos, las trazas analizadas son filtradas entre 2 – 16 Hz, y el algoritmo posteriormente aplicado se ha configurado de manera que para la declaración de un disparo es necesario que el valor mínimo del STA/LTA se supere durante mas de 1.5 s. Si el sistema detecta disparos en tres o más estaciones en un intervalo de tiempo inferior a 15 s (Fig. 5.29), señala la presencia de un evento y apunta su fecha y hora en un fichero de texto. Este fichero puede ser utilizado a continuación para extraer los datos sísmicos correspondientes a los eventos de las formas de onda continuas.

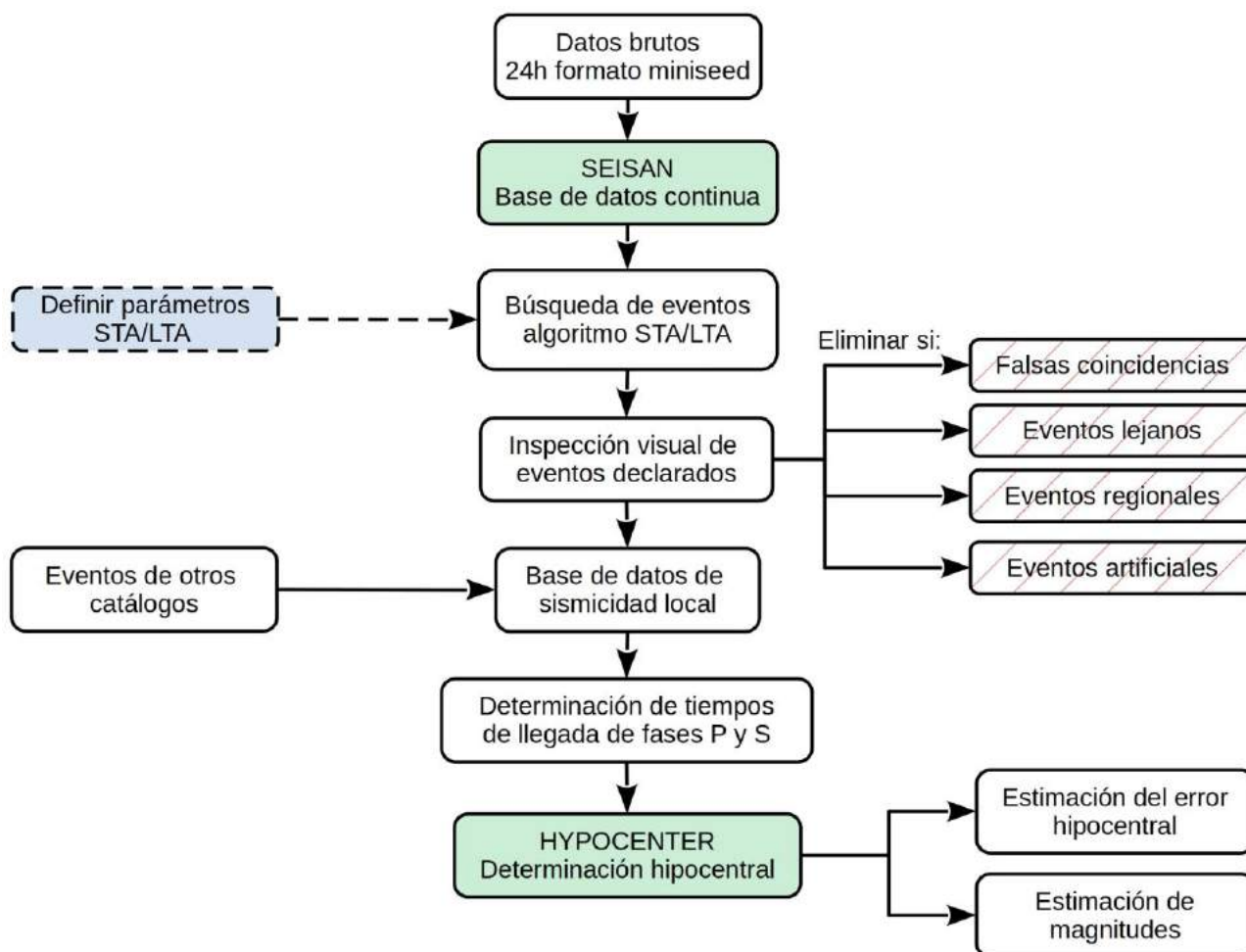


Figura 5. 28. Diagrama mostrando las etapas seguidas para la detección y localización de actividad sísmica local a partir de datos sísmicos en bruto.

5.8.3. Análisis de eventos

Los eventos declarados por el programa de detección deben ser inspeccionados visualmente para descartar falsas coincidencias y terremotos con origen fuera del área de interés. Los eventos restantes, cortados en ventanas de tiempo de 2 minutos, son registrados en una base de datos específica en la que únicamente se almacenan formas de onda de sismos locales. El análisis de estos eventos comienza con la determinación de los tiempos de llegada de las fases P y S en cada una de las estaciones (Fig. 5.30). En la identificación de estas fases se intentó evitar el uso de filtros para no alterar las señales, aunque en algunas ocasiones la contaminación por ruido hizo necesario su empleo. Una ventaja de *Seisan* frente a otros programas es que permite asignar un peso a los tiempos de llegada en función del grado de incertidumbre existente en la lectura de la fase. Los pesos pueden variar entre 0 y 4, de manera que un valor 0 indica una lectura de fiabilidad máxima y un valor 4 excluye la picada de los cálculos posteriores. La lectura de la fase P fue realizada en el

canal vertical, mientras que la llegada de la onda S se identifica en los canales horizontales. Los tiempos de llegada obtenidos son almacenados en un fichero de texto, denominado *S-file*, que almacena toda la información relativa al terremoto y que aporta los datos de entrada a los programas de localización hipocentral.

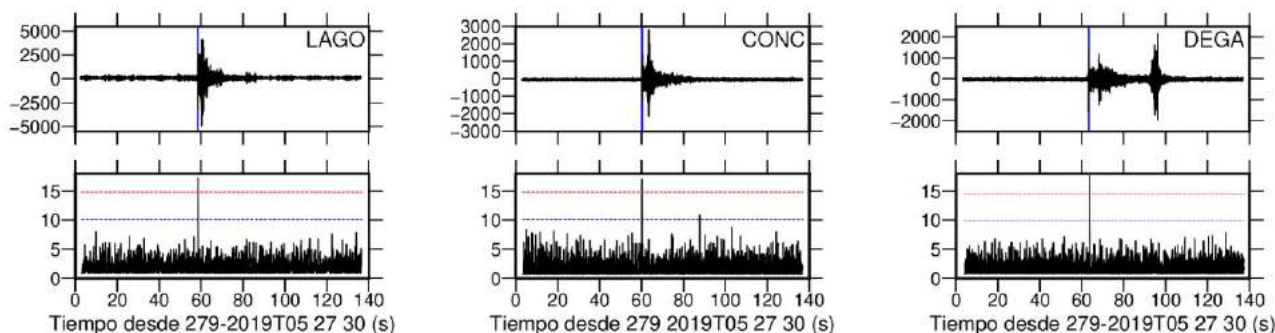


Figura 5. 29. Representación del funcionamiento del algoritmo de disparo STA/LTA. Cuando la relación STA/LTA supera un determinado valor, en el entorno de 60s en el ejemplo, se declara un disparo (línea azul). La presencia de al menos tres disparos en estaciones de la red con diferencias de tiempo inferiores a 15s señala la presencia de un evento.

Puesto que el objetivo final es la elaboración de un catálogo de la sismicidad local en el área de estudio, es necesario discriminar entre eventos tectónicos naturales y eventos de origen artificial, relacionados fundamentalmente con voladuras en canteras. Su diferenciación puede ser compleja, pero existen ciertas características que facilitan su distinción (Street *et al.*, 2002). En primer lugar, las voladuras en canteras suelen presentar una repetición horaria clara, ya que suelen realizarse a horas similares en cada cantera y generalmente en horario de mañana. En cuanto a las formas de onda, en las explosiones la onda P es típicamente compresiva y de gran amplitud, mientras que la llegada de la onda S suele estar enmascarada por las ondas superficiales (fases Lg y Rg). Por último, los cálculos hipocentrales suelen arrojar profundidades focales muy bajas o nulas con epicentros en localizaciones recurrentes.

5.8.4. Localización hipocentral

A partir de los tiempos de llegada de las fases P y S contenidas en los *S-files*, se procede a realizar la inversión hipocentral con el programa Hypocenter (Lienert *et al.*, 1986; Lienert, 1991; Lienert y Havskov, 1995) implementado en *Seisan*. Para ello, se requiere introducir también en el cálculo la posición y elevación de todas las estaciones de la red y un modelo de velocidad de las ondas P del área de estudio. Este modelo consta de siete capas horizontales con velocidades basadas en los perfiles de sísmica de refracción realizados por Fernández-Viejo *et al.* (2000) considerando

un ratio V_p/V_s de 1.74 (Tabla 5.5). El resultado de la determinación hipocentral es la posición del epicentro en coordenadas geográficas y la profundidad focal, que son incorporados al *S-file*. Además, la inversión genera toda una serie de parámetros que permiten valorar la calidad de los resultados. El *RMS*, o error cuadrático medio, es la raíz cuadrada del promedio entre los tiempos observados y esperados al cuadrado, de manera que un menor valor implica un mejor ajuste. El *gap* o cobertura acimutal indica el mayor ángulo entre estaciones que registran un mismo evento, de manera que un menor valor implica una mejor cobertura y una mayor fiabilidad del resultado. Asimismo, un mayor número de picadas suele mejorar la robustez de los cálculos. Por último, cada inversión incluye los errores de la determinación hipocentral en longitud (*erln*), latitud (*erlt*) y profundidad (*erdp*), lo que permite reconstruir la zona tridimensional en la que se localiza el foco con un intervalo de confianza del 95% (elipse de error).

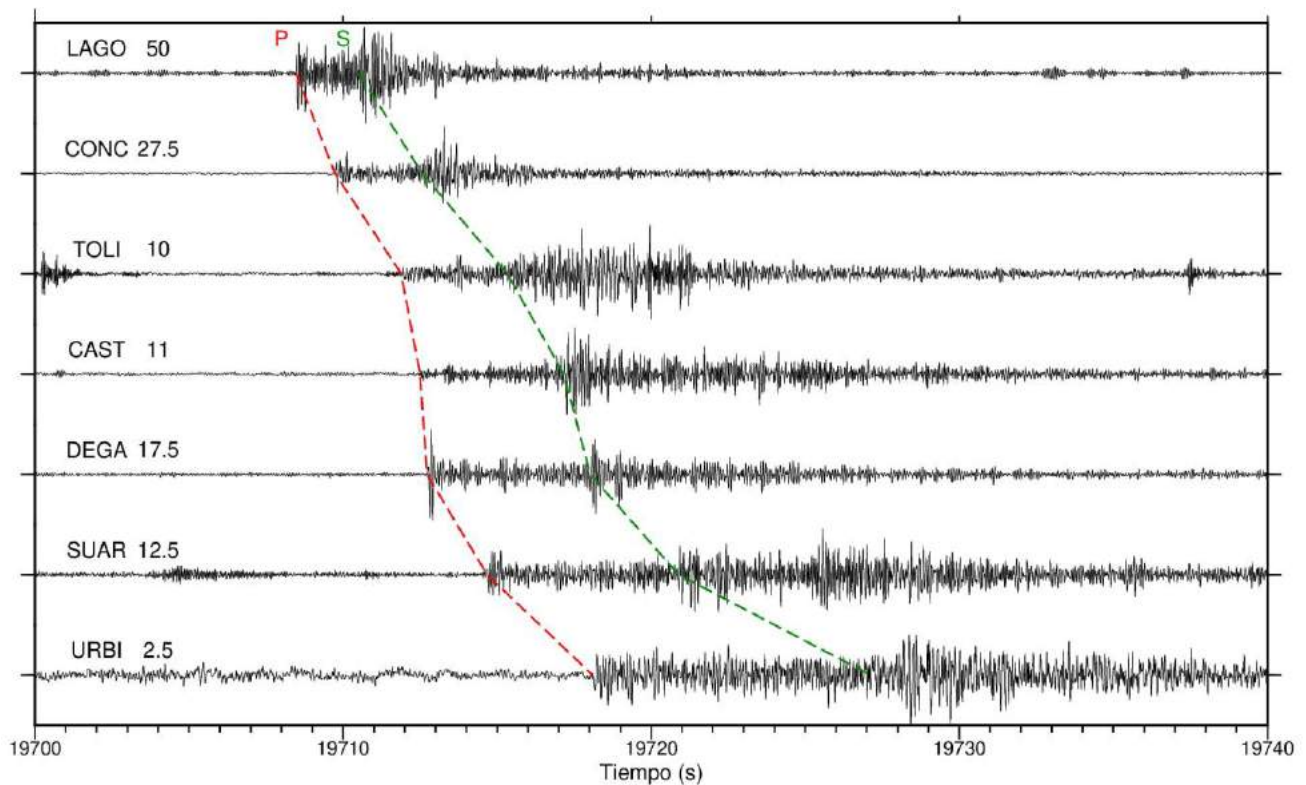


Figura 5. 30. Ejemplo del registro de los canales verticales en siete estaciones de la red GEOCSN de un terremoto local (10/06/2019, 05:28:27, M_L 1.7) ocurrido en Pola de Allande (Asturias). Las llegadas de las fases *P* y *S* están marcadas respectivamente por las líneas discontinuas roja y verde. Los sismogramas están filtrados entre 3 y 15 Hz para una mejor visualización. Los valores situados a la izquierda indican la amplitud de las trazas en cuentas $\times 10^2$ y el tiempo está expresado como la hora del día en segundos.

Tabla 5. 5. Modelo de velocidades utilizado en el cálculo de hipocentros, basado en los perfiles de refracción realizados en la cordillera Cantábrica por Fernández-Viejo et al., 2000.

Espesor (km)	Profundidad inferior (km)	Vp (km/s)
1.5	1.5	4.5
3.5	5	5.6
10	15	6.1
9	24	6.3
14	38	6.7
> 12	> 50	8

5.8.5. Estimación de magnitudes

La magnitud local (M_L) de los eventos registrados ha sido estimada a partir de la amplitud de la onda S en la forma de onda simulada en un sismómetro Wood-Anderson. La fórmula utilizada para su cálculo es la siguiente:

$$M_L = a * \log_{10}(amp) + b * \log_{10}(dist) + c * dist + d \quad 5.8$$

donde a , b , c y d son constantes, amp representa la amplitud del movimiento máximo del terreno en nm (de cero al pico) y $dist$ es la distancia hipocentral expresada en km. Los valores de las constantes han sido definidos en 1, 1.11, 0.00189 y -2.09 respectivamente, en base al estudio de Hutton y Boore (1987) acerca de la sismicidad local en California. La escasa energía de algunos de los terremotos detectados hizo necesaria la utilización en algunos casos de una escala de magnitud en función de la duración, también llamada magnitud coda, definida por la siguiente ecuación:

$$M_c = a + b * \log_{10}(T) + c * dist \quad 5.9$$

En este caso, los parámetros a , b y c presentan los valores -3.0, 2.6 y 0.001 respectivamente, T representa la duración del evento en segundos y $dist$ es, al igual que en el caso anterior, la distancia hipocentral expresada en km.

CAPÍTULO 6. AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY OF THE SOUTHERN SECTOR OF THE CANTABRIAN MOUNTAINS, NW SPAIN.

En el primero de los artículos recogidos en esta tesis se presenta un modelo de velocidad de ondas S de alta resolución para el sector sur de la cordillera Cantábrica. El cálculo de este modelo tomográfico fue realizado a partir de la inversión de medidas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenidas de la correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental entre pares de estaciones en el área. Los datos sísmicos empleados proceden de las redes IberArray (2011-2013), de banda ancha, y GEOSN, de periodo corto, que fueron desplegadas en el marco de los proyectos TopoIberia (*Geociencias en Iberia: estudios integrados de topografía y evolución 4D. CSD2006-00041*) y MISTERIOS (*Monitorización integrada del sistema Tierra en España: red de investigación y observación sísmica. MINECO-13-CGL2013-48601*), respectivamente. Los resultados de este estudio constituyen un buen ejemplo del control que la naturaleza de las litologías y la presencia y orientación de las discontinuidades ejercen sobre las variaciones de las velocidades sísmicas. De esta manera, las cuencas mesozoicas y cenozoicas que bordean las rocas paleozoicas que afloran en la cordillera Cantábrica pueden ser claramente identificadas por sus bajas velocidades cerca de la superficie. Además, se ha observado una reducción local de la velocidad de las ondas S en la zona en la que se produce la intersección en profundidad de la falla de Ventaniella y el cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica, coincidiendo con la situación del área en la que se nuclea una parte importante de la sismicidad. El cabalgamiento frontal de la Cordillera aparece asociado a una banda de velocidades sísmicas reducidas que ha sido relacionada con su zona de deformación o daño. La referencia completa de este estudio es la que sigue:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Olona, J. (2019). **Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain.** *Geophysical Journal International*, 219(1), 479-495, doi: 10.1093/gji/ggz308.

Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain

Jorge Acevedo¹,¹ Gabriela Fernández-Viejo,¹ Sergio Llana-Fúnez,¹
Carlos López-Fernández¹ and Javier Olona^{1,2}

¹*Department of Geology, University of Oviedo, C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Spain. E-mail: jacevedo@geol.uniovi.es*

²*TerraDat Ltd., Unit 1, Link Trade Park, Penarth Road, Cardiff CF11 8TQ, United Kingdom.*

Accepted 2019 July 1. Received 2019 May 30; in original form 2019 February 8

SUMMARY

This study presents the first detailed analysis of ambient noise tomography in an area of the continental upper crust in the Cantabrian Mountains (NW Spain), where a confluence of crustal scale faults occurs at depth. Ambient noise data from two different seismic networks have been analysed. In one side, a 10-short-period station network was set recording continuously for 19 months. A second set of data from 13 broad-band stations was used to extend at depth the models. The phase cross-correlation processing technique was used to compute in total more than 34 000 cross-correlations from 123 station pairs. The empirical Green's functions were obtained by applying the time–frequency, phase-weighted stacking methodology and provided the emergence of Rayleigh waves. After measuring group velocities, Rayleigh-wave group velocity tomographic maps were computed at different periods and then they were inverted in order to calculate *S*-wave velocities as a function of depth, reaching the first 12 km of the crust.

The results show that shallow velocity patterns are dominated by geological features that can be observed at the surface, particularly bedding and/or lithology and fracturing associated with faults. In contrast, velocity patterns below 4 km depth seem to be segmented by large structures, which show a velocity reduction along fault zones. The best example is the visualization in the tomography of the frontal thrust of the Cantabrian Mountains at depth, which places higher velocity Palaeozoic rocks over Cenozoic sediments of the foreland Duero basin. One of the major findings in the tomographic images is the reduction of seismic velocities above the area in the crust where one seismicity cluster is nucleated within the otherwise quiet seismic area of the range. The noise tomography reveals itself as a valuable technique to identify shear zones associated with crustal scale fractures and hence, lower strain areas favourable to seismicity.

Key words: Crustal imaging; Seismic interferometry; Seismic noise; Seismic tomography; Fractures, faults, and high strain deformation zones; Intra-plate processes.

1 INTRODUCTION

Seismic noise is no longer regarded as an unwanted signal that masks the waves produced by earthquakes or explosions. This is possible thanks to the development of the seismic interferometry theory (e.g. Campillo & Paul 2003; Wapenaar 2003, 2004; Shapiro & Campillo 2004; Snieder 2004; Shapiro *et al.* 2005; Slob *et al.* 2007; Wapenaar *et al.* 2011), which allows us to transform ambient seismic noise into a useful seismic signal that registers the distribution of seismic velocities within the propagating medium and leads us to create images by tomographic methods. The main advantage of this approach is that, due to the ubiquitous presence of noise sources, it can be applied in areas of low seismic activity. Furthermore, the empirical Green's function (EGF) of the propagation medium

between two receptors can be reconstructed by cross-correlating the seismic noise simultaneously recorded by them (Weaver & Lobkis 2001; Wapenaar 2003, 2004). The obtained EGF can be interpreted as the seismogram that will be recorded in one of the receptors if the other is acting as an impulsive seismic source (Wapenaar 2004).

Ambient seismic noise is typically dominated by oceanic microseisms (Berger *et al.* 2004; McNamara & Buland 2004; Hillers *et al.* 2012), showing two peaks around frequencies of 0.05–0.10 and 0.1–0.2 Hz. Microseismic noise propagates predominantly as surface waves (Rayleigh and Love) and therefore the calculated EGFs are dominated by the surface wave component. Given the dispersive character of surface waves, different periods allow us to sample the properties of the propagation medium at different depths by constructing the dispersion curves from the cross-correlations.

Then we can perform tomographic inversions using the surface wave velocities for each period as input (e.g. Shapiro *et al.* 2005; Sabra *et al.* 2005; Villaseñor *et al.* 2007; Yang *et al.* 2007; Lin *et al.* 2008; Mottaghi *et al.* 2013; Silveira *et al.* 2013; Nicholson *et al.* 2014; Dias *et al.* 2015). Finally, the inversion of group velocities in each point of a grid can be used to obtain layered profiles of *S*-wave velocity, which are further interpolated to compute 2-D maps. The application of this technique to improve the knowledge of the crust and the upper mantle in continental scale studies is widely acknowledged. In fact, in recent years, the number of small or local-scale studies has grown significantly due to its great applicability in fields like hydrocarbon exploration (Bussat & Kugler 2009), geological engineering (Picozzi *et al.* 2009), fluid injection monitoring (Stork *et al.* 2018), volcanology (e.g. Ryberg *et al.* 2016; Wang *et al.* 2017) or fault mapping (Li & Lin 2014; Zigone *et al.* 2015; Brandmayr *et al.* 2016). To date, in the Iberian Peninsula, few regional ambient noise tomography studies have been done inland (Villaseñor *et al.* 2007; Silveira *et al.* 2013; Palomeras *et al.* 2017) or in the continental margins (Corela *et al.* 2017). At a larger scale, Macquet *et al.* (2014) have obtained tomographic maps of the north of Spain as part of a broader study of the Pyrenees.

In this work, we aimed to use the ambient noise recordings of two different-scale seismic networks to elucidate the structure at depth of the upper crust in NW Iberia, especially around the seismically active area inland that coincides with the southern segment of the Ventaniella fault, within an otherwise quiet area (Fig. 1). This fault crosses the Cantabrian Mountains, an Alpine chain formed as a prolongation to the west of the Pyrenees (Fig. 1), involving the convergence of continental and oceanic crust from the Bay of Biscay. The mountain belt developed a local crustal root in the eastern side (Boillot *et al.* 1979; Pulgar *et al.* 1996; Álvarez-Marrón *et al.* 1997; Fernández-Viejo *et al.* 1998). The trace of the Ventaniella fault at the surface coincides partly with the western boundary of the Alpine orogenic root. The seismicity, recently studied by Lopez-Fernández *et al.* (2018), clusters within the southeastern part of the range, along a sector traversing the current watershed of the mountain belt. Although residual isostatic stresses cannot be discarded to have played a role in feeding the seismicity, considering its location associated with a significant gradient in crustal thickness, it has been interpreted as related to the intersection of crustal-scale faults in the Cantabrian Mountains (Fig. 1), in particular the NW–SE Ventaniella fault, the E–W frontal thrust of the Cantabrian Mountains and other NW–SE and E–W faults (Tarna, León; López-Fernández *et al.* 2018).

Altogether, we have analysed a continuous seismic data set (non-simultaneous) from a total of 23 stations. First, we computed 12 months (year 2012) of broad-band data from 12 stations deployed in the framework of the IberArray project (Díaz *et al.* 2009; Fig. 2), together with an additional Spanish permanent network station (Fig. 2). Moreover, we have included in the study 19 month of continuous data from the data set provided by 10 short-period stations, recorded between September 2015 and March 2017 (Fig. 2). For the 123 station pairs, we have obtained a total of 34 526 daily cross-correlations by using the phase cross-correlation (PCC) processing technique (Schimmel 1999). Next, all the available daily cross-correlations between each station pair were stacked with the time–frequency, phase-weighted methodology (tf-PWS; Schimmel & Gallart 2007) in order to obtain the EGFs.

The ambient noise tomography maps have given us some insights into the physical characteristics of the fault blocks and their crustal structure in the Cantabrian Mountains, which are reliable within the

first 12 km. The small short-period array provided valuable additional paths at shorter periods, which led to an improved resolution in the area where the local seismicity clusters appear. The study illustrates the feasibility of using ambient noise tomography in low-magnitude seismic zones to conduct tectonic studies focused on subsurface structures of interest for geodynamical and/or seismological reasons.

2 TECTONIC SETTING

The boundary between Europe and Africa during the Alpine convergence was located to the north of the Iberian Peninsula, (Roest & Srivastava 1991) resulting in the formation of the Pyrenees (Fig. 1), where the convergence involved continental crust on either side (Muñoz 1992, 2002), and the Cantabrian Mountains, to the west (Fig. 1), where there was involvement of continental crust to the south and oceanic crust to the north (e.g. Boillot *et al.* 1979; Álvarez-Marrón 1997; Fernández-Viejo *et al.* 1998). The formation of the Cantabrian Mountains involved the development of a crustal root in its eastern half that loses entity towards the west (e.g. Choukroune & ECORS Team 1989; Pulgar *et al.* 1996; Fernández-Viejo *et al.* 2000; Ruiz 2007). At the surface, the transition between both domains within the crust coincides roughly with the trace of the Ventaniella fault (Fig. 1).

The amount of cumulative Alpine shortening decreases from a maximum at the Pyrenees (90–165 km, Muñoz 1992; Mouthereau *et al.* 2014; Teixell *et al.* 2018) to being nominally zero at the western end of the Iberian Peninsula (Martín-González & Heredia 2011; Llana-Fúnez & López-Fernández 2015). In the central part of the Cantabrian Mountains, where this study is based, the amount of shortening onshore was estimated to be between 20 and 24 km from geological cross-sections (Alonso *et al.* 1996).

Prior to the Alpine orogeny, two major rifting episodes occurred in northern Iberia, varying in intensity and kinematics. The first episode, during late Permian–early Triassic, generated faults with a northwesterly trend. Offshore, normal faults with Permian–Triassic deposits in the hanging wall have relatively high angle (Lopez-Gomez *et al.* 2019). Between late Jurassic and early Cretaceous, a major extensional episode produced the opening of the Bay of Biscay and the current crustal structure mostly to the east of the study area, for example, the Basque–Cantabrian basin. Details on the effects on the continental margin and the nature of the extension can be found in Cadenas *et al.* (2018).

In Palaeocene times, the convergence between Iberia and Europe was initiated in the Pyrenees and migrated diachronically westwards (Teixell *et al.* 2018). The kinematics of the Alpine convergence, dominated by an overall north–south shortening, is relevant to understand how strain was accommodated during orogenesis. Previous structures favourably oriented for this stress system are likely to have been reactivated. In fact, this has been the case for the inversion of the previous normal faults oriented east–west, northwesterly directed normal faults and Variscan thrusts (e.g. Pulgar *et al.* 1999; Alonso *et al.* 2009; Llana-Fúnez & López-Fernández 2015). The crust has a constant thickness of 30–35 km in the west and increases to 45–55 under the Central part of the Cantabrian Mountains (Fernández-Viejo *et al.* 2000; Díaz *et al.* 2016). The thickening occurs preferentially in the crust that had previously been extended during the two rifting episodes (Fernández-Lozano *et al.* 2012). In fact, there is a sharp gradient in thickness that coincides partly with the trace at the surface of the Ventaniella fault (Cadenas *et al.* 2018).

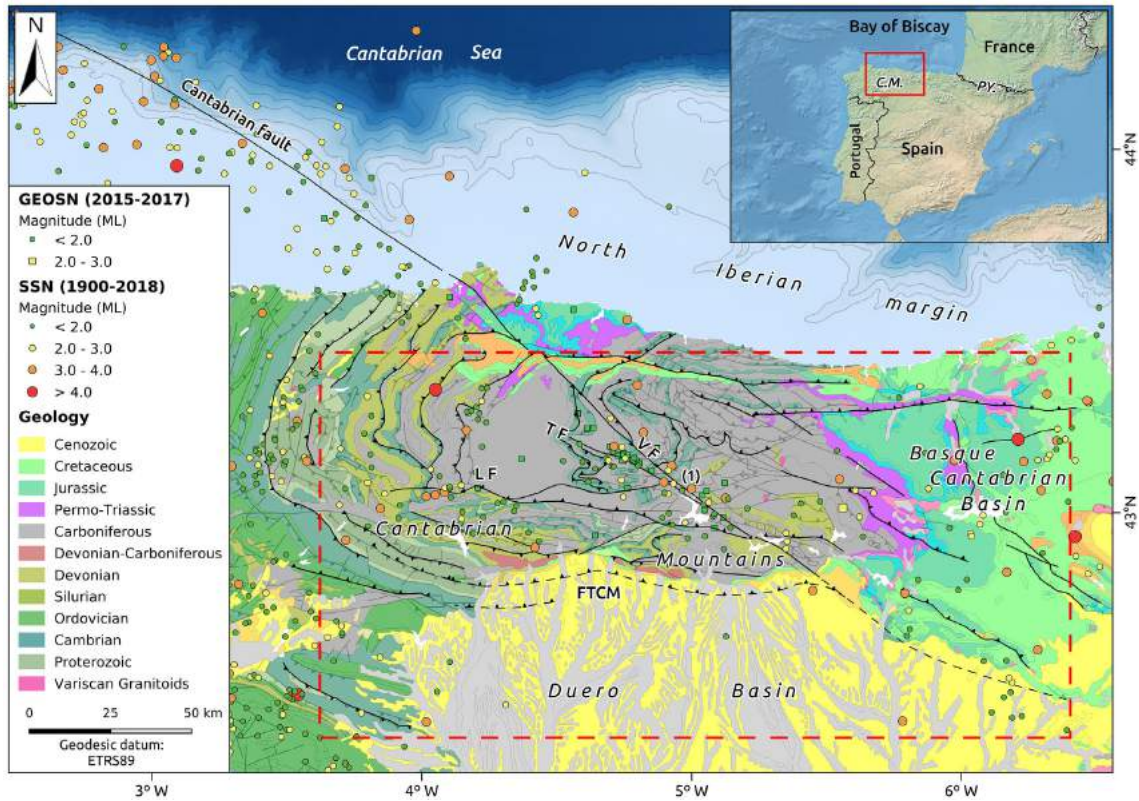


Figure 1. Geological setting of the study area (dashed red rectangle). Dots represent the seismic activity in the Cantabrian Mountains and surrounding areas in the 1900–2018 period. Seismicity data: Spanish Seismic Network (SSN) and Geocantábrica Seismic Network (GEOSN) (López-Fernández *et al.* 2018). C.M., Cantabrian Mountains; PY, Pyrenees; VF, Ventaniella fault, TF, Tarna fault; LF, León fault; FTCM, frontal thrust of the Cantabrian Mountains. (1) Epicentre location of the 1989 February 20 earthquake (3.7 m_b Lg). Geological background extracted from Geological Map of Spain 1/1 000 000 (IGME 1994).

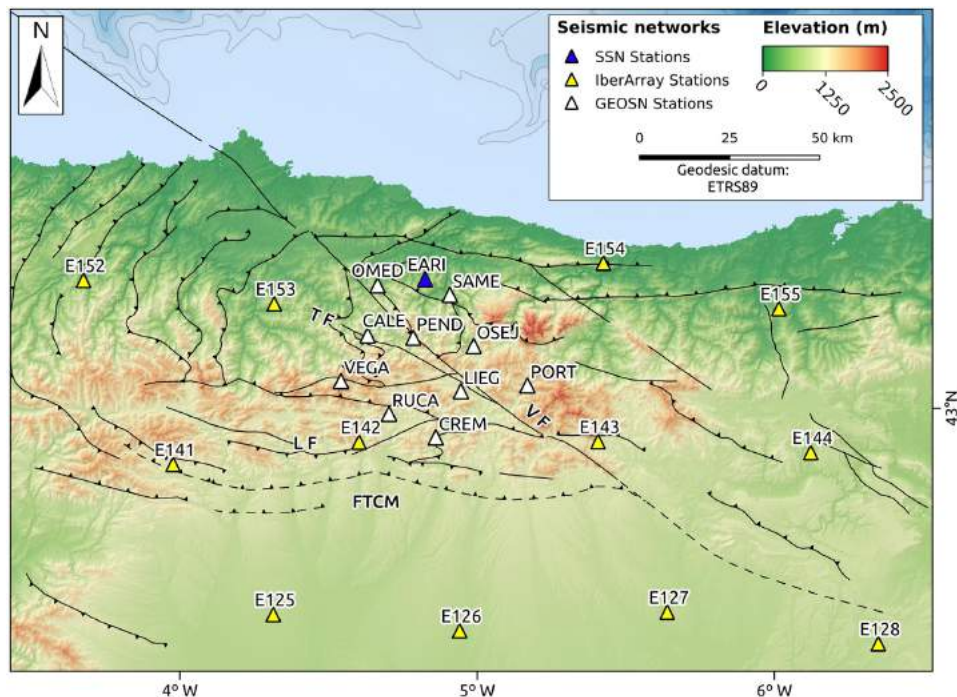


Figure 2. Topographic map of the study area. The yellow triangles are broad-band stations (plus the additional SSN broad-band station, the blue triangle). The white triangles represent short-period stations from the GEOSN experiment.

2.1 The Ventaniella fault and the frontal thrust of the Cantabrian Mountains

The Ventaniella fault is a rectilinear crustal fault 320 km long on land and extending for more than another 150 km beneath the sea within the Bay of Biscay continental platform, where it is named as the Cantabrian fault (Fernández-Viejo *et al.* 2014; Fig. 1). A significant part of its current length offshore developed as a normal fault active during the Triassic extension. During this period, normal faults with similar orientation led to a thick Mesozoic sequence in the eastern block (Espina 1997). In the Cenozoic, the Alpine shortening reactivated it as a dextral strike slip fault (Julivert *et al.* 1971). It has an associated vertical component, elevating the northeastern block, which affects how the drainage network is organized. With the final docking of Iberia in Europe and the migration of the plate boundary to the south in the Azores-Gibraltar fracture, the area began its current passive stage of erosion.

The fault, however, shows evidence of recent tectonic activity, given its seismicity record and the presence of tectonic structures in Quaternary deposits in its southeastern end (Nozal & Gracia 1990; López-Fernández *et al.* 2018). Although the fault is exposed at the surface, it is difficult to extract information at depth about its inclination and offset, given that the latter is difficult to resolve with current geophysics. Cadenas *et al.* (2018) have suggested the idea that the fault can be rooted in the lower crust. This is a working hypothesis for a number of recent studies focusing in the understanding of the structure of the fault throughout the crust.

The fault is favourably oriented for reactivation within the current stress state of NW Iberia (Andeweg *et al.* 1999; Herraiz *et al.* 2000; de Vicente *et al.* 2008; Olaiz *et al.* 2009), presenting lingering activity only at both ends, but with (historically) absent seismicity in its middle part (Fig. 1). In fact, onshore the fault constitutes a boundary between two domains, as to the east the crust in the vicinity of the fault shows sparse and low-magnitude seismicity (Fernández-Viejo *et al.* 2014; Lopez-Fernandez *et al.* 2018). The largest instrumental earthquake associated with this structure on land occurred in February 1989 with a 3.7 m_b Lg magnitude (Fig. 1).

In the most recent study, based in the observations by a detailed seismic network, a linear seismicity pattern was recorded plunging northwest, from a depth of 10 km in the south to almost 19 km depth to the northwest (cluster A in López-Fernández *et al.* 2018). The distribution of earthquakes coincides with the intersection of a secondary structure (Tarna fault), slightly oblique to the Ventaniella fault, with the frontal thrust of the Cantabrian Mountains, (Lopez-Fernandez *et al.* 2018). This important inverse Alpine structure is a major north-dipping, low angle thrust that elevates the Cantabrian Mountains over the Duero basin in the south alongside other E–W bearing inverse thrusts. It is responsible of the main shortening associated with the orogeny inland (Alonso *et al.* 1996; Fig. 1). Despite the fact that this structure is covered by modern Cenozoic sediments and it does not outcrop, it has been recognized in several seismic lines.

2.2 Surface geology

The northern half of the investigated area where stations were deployed can be divided in two parts attending to the surface geology. The northern sector is formed by a Cambro-Ordovician siliciclastic sequence at the base and Carboniferous limestones and shales at

the top. The rock sequence is repeated numerous times by thrusting, everything folded by large subvertical structures, 10–20 km in wavelength with fold axis orientations varying from E–W at the south, progressively rotating to NW–SE to the north (Álvarez-Marrón *et al.* 1989; Alonso *et al.* 2009). The Ventaniella fault traverses this area from NW to SE.

On the other hand, the southern part is characterized by a strong structural imprint. Overall, it is characterized by east–west trending kilometric upright folding of smaller wavelength, < 5 km, and the presence of several E–W subvertical faults, the main one being the León fault (Fig. 1). Some of the minor east–west faults have been reactivated during the Alpine orogeny and commonly present relatively wide damage zones associated with them.

This outcropping Palaeozoic basement has been uplifted during the Alpine cycle over two basins: the Basque-Cantabrian basin and the Duero basin. The Basque-Cantabrian basin is located in the easternmost part of the study area, and it is filled by a thick Mesozoic cover that was inverted during the convergence. Meanwhile, the Duero basin extends over the southern half of the area and it is formed by a mainly undeformed subhorizontal Cenozoic sequence.

3 SEISMIC DATA

This ambient noise study is based on data from 23 seismic stations, which are divided in two networks with different dimensions, technical characteristics and recording periods. The first seismic array is composed of 12 stations of the IberArray experiment (Díaz *et al.* 2009; Fig. 2), which covered completely the northern half of the Iberian Peninsula in its third stage (2011–2013). This network was augmented with a permanent broad-band station belonging to the Spanish Geographical Institute (IGN). All the stations were equipped with Nanometrics Taurus data loggers in combination with broad-band Nanometrics Trillium 120 s sensors. The spacing between stations was of approximately 60 km, covering an area of 120 × 250 km. In total, we have processed 12 months (entire year 2012) of broad-band data from this experiment.

In September 2015, we deployed a temporary array of 10 short-period stations (Geocantábrica Seismic Network, GEOSN) in the southeastern sector of the Cantabrian Mountains (Fig. 2). Their distribution was designed with the main objective of improving earthquake location at depth (López-Fernández *et al.* 2018), but the recovered continuous seismic data has been used to analyse and process ambient noise, adding ray paths and enhancing resolution at short-periods in the area. The portable seismic network covers the 70-km long active segment associated with the surface trend of the Ventaniella fault with a spacing between stations of approximately 15 km, covering an area of roughly 60 × 50 km. By the end of the deployment, we had collected 19 months of seismic data with 24-bit-Worldsensing-Spidernano data loggers equipped with three-component, short-period Geospace MiniSeis-Monitor with 2 Hz natural frequency. These data loggers recorded at 100 samples s⁻¹ and were time-synchronized via GPS. The equipment was powered by solar panels and operated remotely through a Transmission Control Protocol/Internet Protocol.

4 METHODOLOGY

For the 123 station pairs, we have obtained a total of 34 526 daily cross-correlations (21 011 from the IberArray network and 13 515 from the GEOSN network) by using the PCC processing technique

(Schimmel 1999). The cross-correlations of each station pair were stacked applying the tf-PWS methodology of Schimmel & Gallart (2007). The EGFs obtained were calculated from the vertical components of the seismic noise recordings, assuring the emergence of Rayleigh waves. The following step was to measure the group velocities on the cross-correlated time-series. For this task, we used the multiple filtering analysis (MFA) of Dziewonski *et al.* (1969) for periods between 2 and 12 s. Finally, tomographic maps of group velocities at different periods were computed with the *Fast Marching Surface Tomography* package (Rawlinson 2005) and inverted with the code *surf96* (Herrmann & Ammon 2002; Herrmann 2013) to obtain the *S*-wave velocity structure of the area.

4.1 Data pre-processing

The data pre-processing follows Bensen *et al.* (2007). For each station, the continuous data were cut into daily segments and decimated from 100 to 25 samples s^{-1} in order to optimize the running time of the correlation programs. The calculation of the classical cross-correlation (CCGN) began with the removal of the mean, the trend and the instrument response of the signal and the application of a band-pass filter between 0.01 and 2.0 Hz to the broad-band data and between 0.1 and 2.0 Hz to the short-period data. Then we applied a spectral whitening and a temporal normalization using the running-absolute-mean method (Bensen *et al.* 2007, 2008). With the objective of selecting the best technique to process our data, PCC was also calculated. The pre-processing of the PCC is similar to the one applied to the CCGN, except that no amplitude or frequency normalization is done. This is because PCC is amplitude unbiased, which means that the influence of high-amplitude energetic features is removed (Schimmel *et al.* 2011).

4.2 Cross-correlation, stacking and signal emergence

The daily cross-correlations were computed with the two above-mentioned techniques, PCC and CCGN, for a positive and a negative time lag of 150 s for broad-band data and 60 s for short-period data. After removing incomplete or anomalous daily traces, all station pairs were computed with a mean record length of 270 daily time-series of ambient noise recordings, ensuring the stability of the measurements. The majority of the cross-correlations show a visible asymmetry between their positive and negative components, which is generally higher in E–W oriented paths than in the N–S ones. Consistently with these observations, Chevrot *et al.* (2007) have identified the generation area of secondary microseismic noise in the north Galicia margin, in a relatively small region where waves reach the coast of Galicia at a nearly normal incidence. This zone is located to the west of our study area.

After that, the cross-correlations are stacked with the tf-PWS technique of Schimmel & Gallart (2007), a nonlinear stacking method where each sample of a linear stack is weighted by an amplitude-unbiased coherence measure (Schimmel & Paulssen 1997). Given the characteristics of the tf-PWS, the best phase coherence weight is obtained by stacking the entire positive and the time-reversed negative parts of the cross-correlograms, obtaining the so-called symmetrical Green's functions and enhancing the signal. As it can be seen in Fig. 3(a), using PCC instead of CCGN (Fig. 3b), together with tf-PWS, represents the best combination in terms of signal emergence for both broad-band and short-period data sets and, accordingly, it was the approach selected in this study.

A total of 123 EGFs are represented in Fig. 3(c) sorted by interstation distance. As far as we only worked with vertical component data, the surface waves that emerge from the background noise are mainly short-period Rayleigh waves.

4.3 Measurement of dispersion curves

The dispersive character of the Rayleigh waves allows us to construct dispersion curves that represent the group velocity of the traveling waves at different periods. From the stacked cross-correlations, we have calculated their dispersion curves by applying the MFA method of Dziewonski *et al.* (1969), as implemented in the package *Computer Programs in Seismology* (Herrmann & Ammon 2002; Herrmann 2013). Then, group velocities in their fundamental mode, the most easily identified mode in interferometrically constructed surface waves, were picked manually, extracting the group velocity measurements (Fig. 4a). As it is represented in Fig. 4(b), dispersion curves from the broad-band data have been calculated for period ranges between 3 and 12 s whereas dispersion curves from the short-period data have been obtained between 2 and 4 s. Group velocities of the last group are coherent with the tendency of the broad-band data dispersion curves (Fig. 4b), and they provide valuable information at shorter periods.

4.4 Quality control

A strict quality control of the group velocity data was executed in three steps: (1) measurement of group velocities and data selection, (2) stability of dispersion curves and (3) setting of a minimum wavelength criterion.

Our group velocities were calculated only from well-defined and reliable MFA ridges (Fig. 4a). In addition, the analysis was limited to periods with a number of group velocity measurements higher than 29 and standard deviations below 0.2. In practice, this fact restricts the usable velocity data to periods ranging from 3 to 12 s (Fig. 4b).

The stability of the dispersion curves and the EGF waveforms were checked by progressively stacking sets of 7, 30, 90 and all the station-pair available daily cross-correlations (Figs 5a and b). For both broad-band and short-period data, waveforms and dispersion measurements tend to stabilize when more than 90 cross-correlations are stacked (Figs 5a and b), a much lower number than the one used in this work. In order to estimate group velocity uncertainties, we applied a bootstrapping method used by Matos *et al.* (2015). For each interstation path, we have computed the dispersion curves of 10 stacks made with the 75 per cent of all available daily cross-correlations, which have been selected randomly. The results show, on average, group velocity uncertainties smaller than 1 per cent for broad-band signals and below 1.5 per cent for short-period data (Fig. 5c).

Finally, we have set a minimum wavelength criterion for the group velocity measurements. Given the dimensions and configuration of our networks, we have only maintained in the calculation the interstation paths whose distances are longer than two wavelengths. A stricter application of this rule (the more common three-wavelength criterion) will lead to a loss of potentially useful data at the longest periods. This two-wavelength criterion has been applied previously in ambient noise studies (e.g. Shapiro *et al.* 2005; Kang & Shin 2006; Brandmayr *et al.* 2016). Nevertheless, Luo *et al.* (2015) proved that reliable and consistent measurements can be obtained with short interstation distances, up to one wavelength.

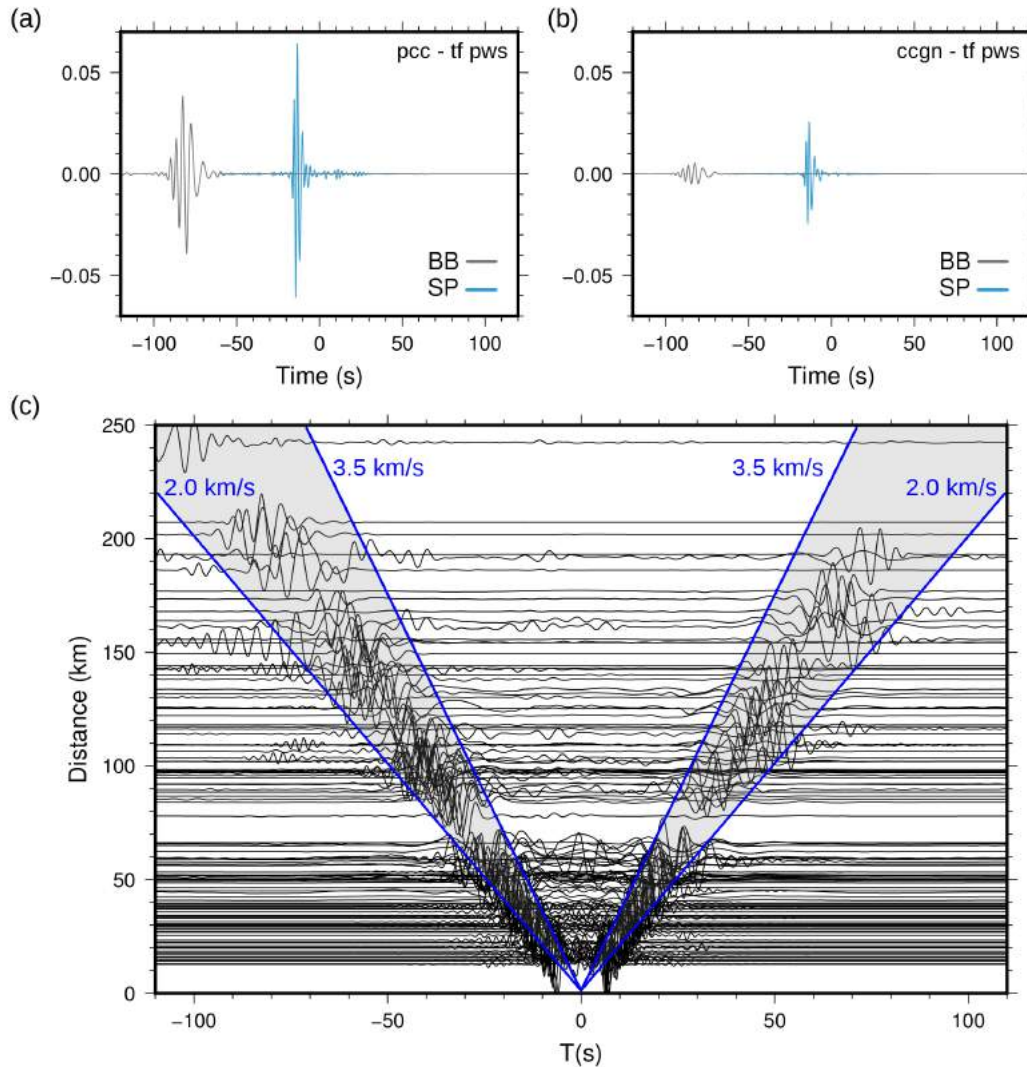


Figure 3. Examples of stacks of 260 daily ambient noise cross-correlations between two broad-band stations (BB, stations E144–E152) and two short-period stations (SP, stations LIEG–OMED) combining different techniques of cross-correlation with phase-weighted stacking. (a) PCC. (b) CCGN. Note how PCC enhances the signal amplitude in comparison with CCGN for both types of data sets. (c) Record section showing the EGFs of all station pairs plotted according to the interstation distances. Note the emergence of the Rayleigh wave in the shaded zone between propagation velocities of 2.0 and 3.5 km s⁻¹.

5 RAYLEIGH-WAVE TOMOGRAPHY AND DEPTH INVERSION

5.1 Tomographic maps and estimation of resolution: errors and limitations

Before performing the inversion with real data, we investigated the capability of the array to solve the velocity structure at different periods through the checkerboard test (e.g. Humphreys & Clayton 1988; Inoue *et al.* 1990; Zhao 2015). Fig. 6 shows three checkerboard models with cell sizes of 25 × 25, 45 × 45 and 80 × 80 km, with a 0.4 km s⁻¹ velocity perturbation and the inverted solution for 4, 8 and 12 s period. At periods up to 4 s (Fig. 6), the presence of the short-period interstation paths allows us to resolve the Ventaniella fault area with the sufficient resolution to draw features between 20 and 25 km in length scale. However, outside the dimensions of that network, the velocity structure is not well resolved for perturbations of that size. In the case of an initial model with a cell size of 45 × 45 km, the recovered models are quite accurate up to

8 s. At 12 s, the period limit of this study, signs of smearing are observed in the inverted models of all cell sizes and anomalies tend to elongate in NE–SW direction. This decay of the resolution power is explained by the decrease in the number of paths at progressively longer periods.

In general, for all cell dimensions and periods investigated, anomalies are better resolved in the northern half of our study area. This is because a higher number of interstation paths cross this area. In conclusion, the resolution seems enough to draw features over 45 km in length scale, with an enhanced resolution at shorter periods in the northern central sector of the study area, where structures up to 25 km can be recognized. The RMS misfit between traveltime observations and traveltime predictions has been in all cases close to 1 s (e.g. 1.15, 1.36 and 0.86 s for periods of 4, 8 and 12 s respectively), which ensures that the solution model fits the observed data and it is not affected by the choice of regularization parameters (Nicholson *et al.* 2012).

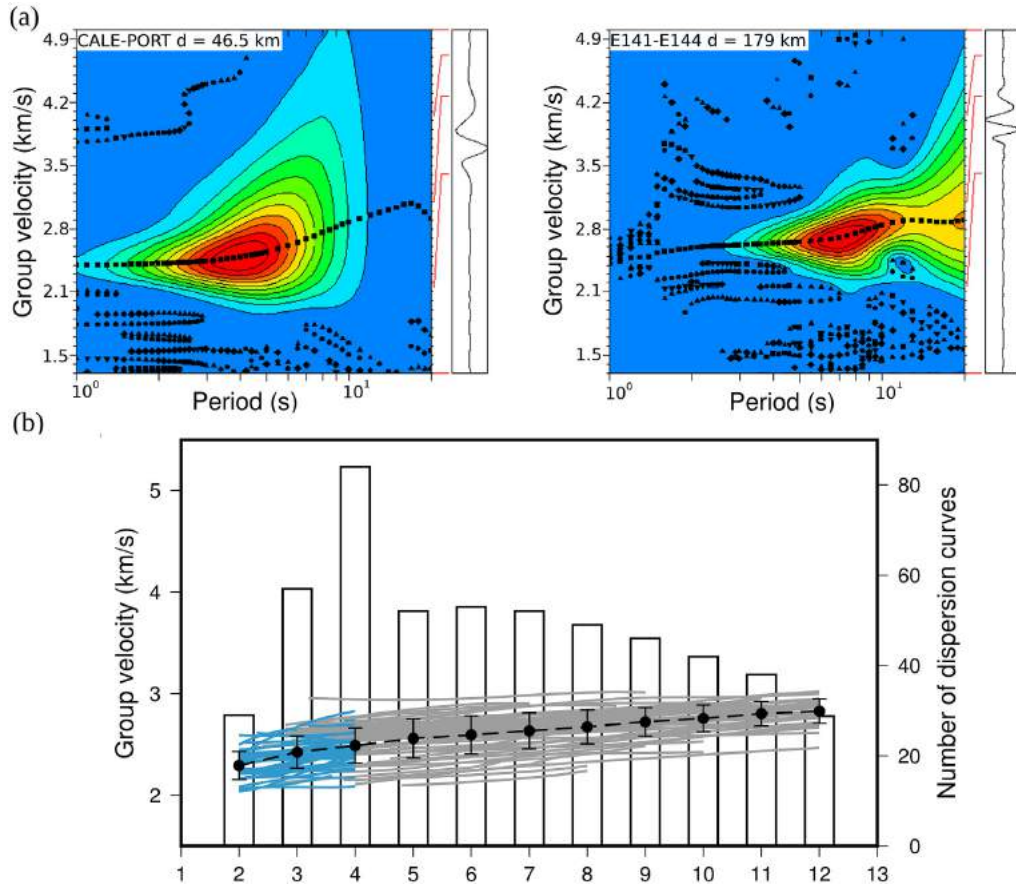


Figure 4. (a) Example of MFA surfaces for EGFs obtained between pairs of stations with different interstation distances d , showing the fundamental mode Rayleigh-wave group velocity dispersion curves. (b) Rayleigh-wave group velocity dispersion curves in the study area obtained from the GEOSN experiment (blue lines) and the IberArray experiment (grey lines). The black line shows the average velocity measurements for each period, with their respective standard deviations. Bars indicate the total number of dispersion curves as a function of signal period.

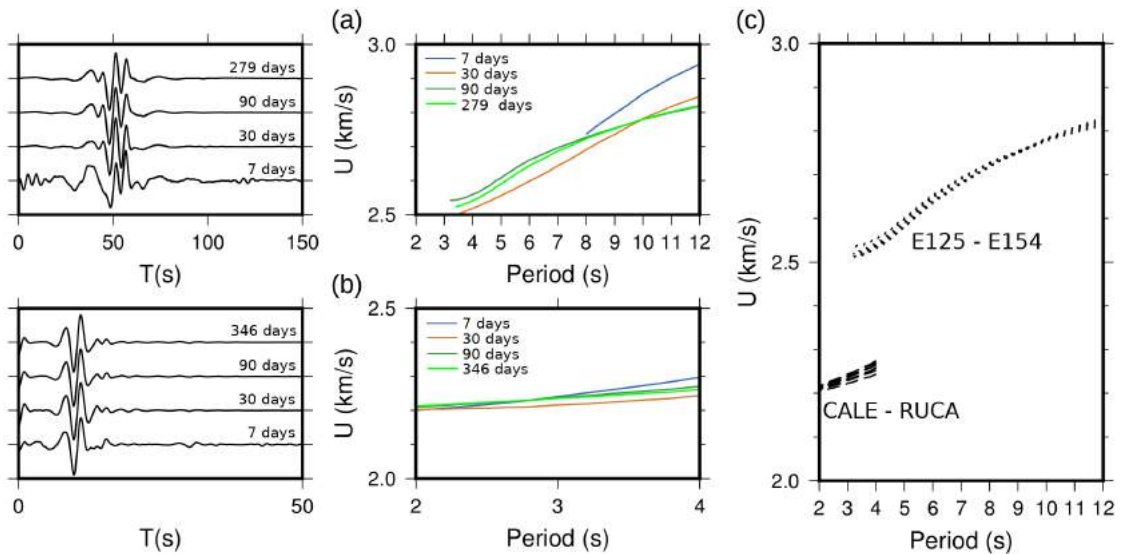


Figure 5. Example of sequential stacks of 7, 30, 90 and all-available daily cross-correlations (*left*) and corresponding dispersion curves obtained through MFA (*centre*) for the station pairs E125–E154 (a) and CALE–RUCA (b). Note the convergence of the cross-correlation stacks into the EGFs and the stability of the corresponding dispersion curves when 90 d are stacked. (c) Group velocity uncertainties for the interstation paths E125–E154 and CALE–RUCA.

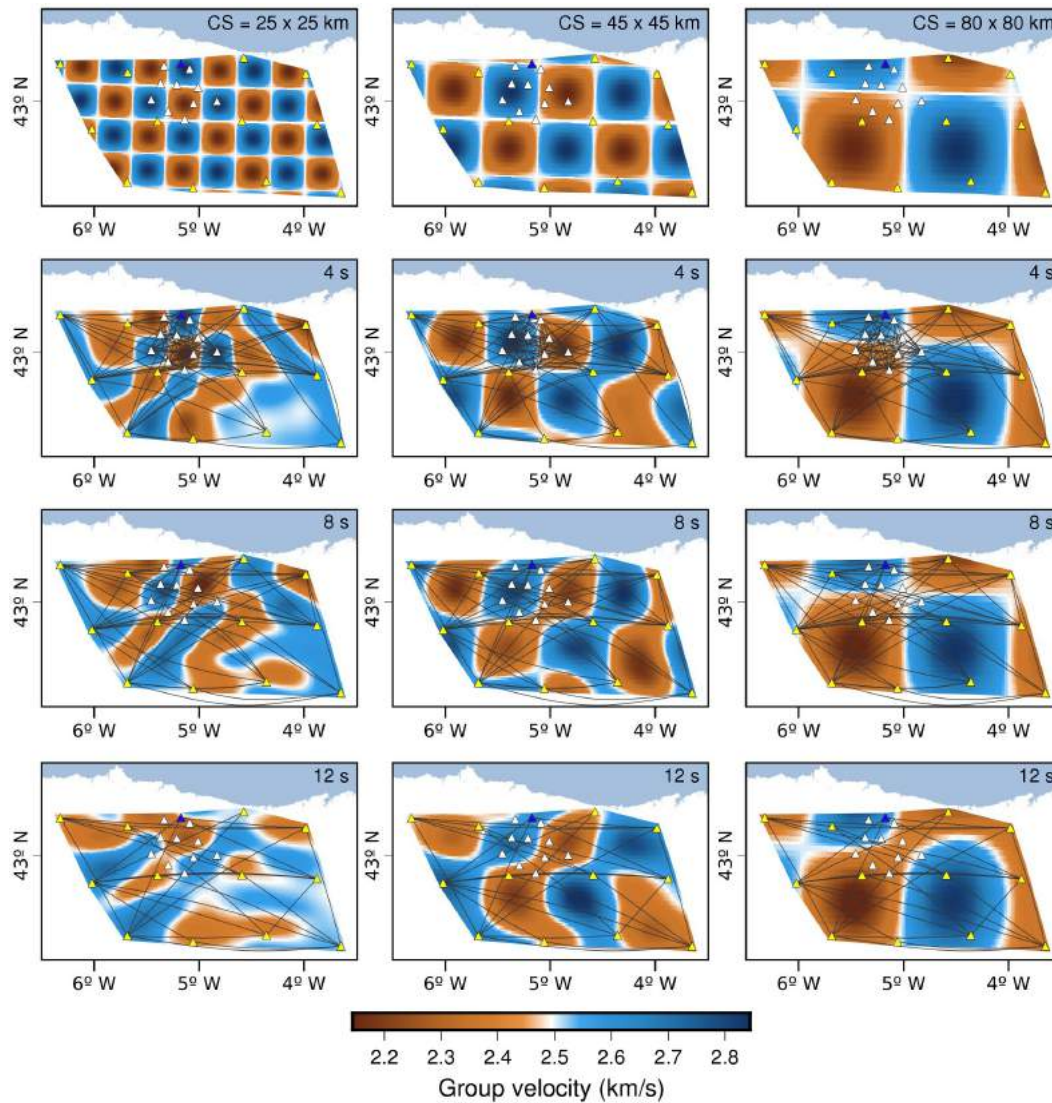


Figure 6. Synthetic checkerboard models with three different checker sizes CS and inverted noise contaminated solutions for 4, 8 and 12 s periods. Triangles represent seismic stations in Fig. 1.

5.2 Rayleigh-wave group velocity tomography

Dispersion curves of Rayleigh waves only represent the average velocity along the path between two receptors. In order to convert these data into a 2-D continuous space of velocities we employed the Fast Marching Surface Tomography Package (Rawlinson & Sambridge 2005). We have inverted traveltimes data sets from 3 to 12 s, following Rawlinson & Sambridge (2005), Saygin (2007) and Nicholson *et al.* (2012). We chose a 11×11 km grid for the inversions since it is smaller than the minimum length scale resolvable by the data, minimizing leakages of true Earth structures at length scales smaller than the resolvable feature size into our maps (Trampert & Snieder 1996; Nicholson *et al.* 2012). The velocity of the homogeneous starting model was obtained from the average measured for a period (Nicholson *et al.* 2014). After numerous tests of these parameters, we set the damping and the smoothing factors to 0.001 and 0.1 respectively. However, their influence on the inversion results was rather low. Fig. 7 presents the resulting slices at selected periods of 4, 6, 8, 10 and 12 s.

5.3 Depth inversion

From the set of group velocity maps obtained by tomography, we extracted the values of velocity for each point of our tomographic grid of 11×11 km. In practice, this represents a new local dispersion curve. The inversion of these local curves allowed us to derive 1-D S -wave velocity depth functions in each node. For this task we used the code *surf96* (Herrmann & Ammon 2002; Herrmann 2013), which performs an iterative linearized least-squares inversion. Before running the inversion for each grid point, we calculated a regional velocity model to be used as the initial S -wave velocity structure. With the objective of addressing the non-uniqueness character of the depth inversion procedure, we have included published information from previous studies in the area. The starting model has a constant density value of 2670 kg m^{-3} and a fixed S -wave velocity of 3.35 km s^{-1} . This velocity is based on body-wave velocities obtained in refraction profiles in the Cantabrian Mountains (Fernández-Viejo *et al.* 2000). The model was divided in 22 layers, the first four of them with a thickness of 0.5 km and the rest with a

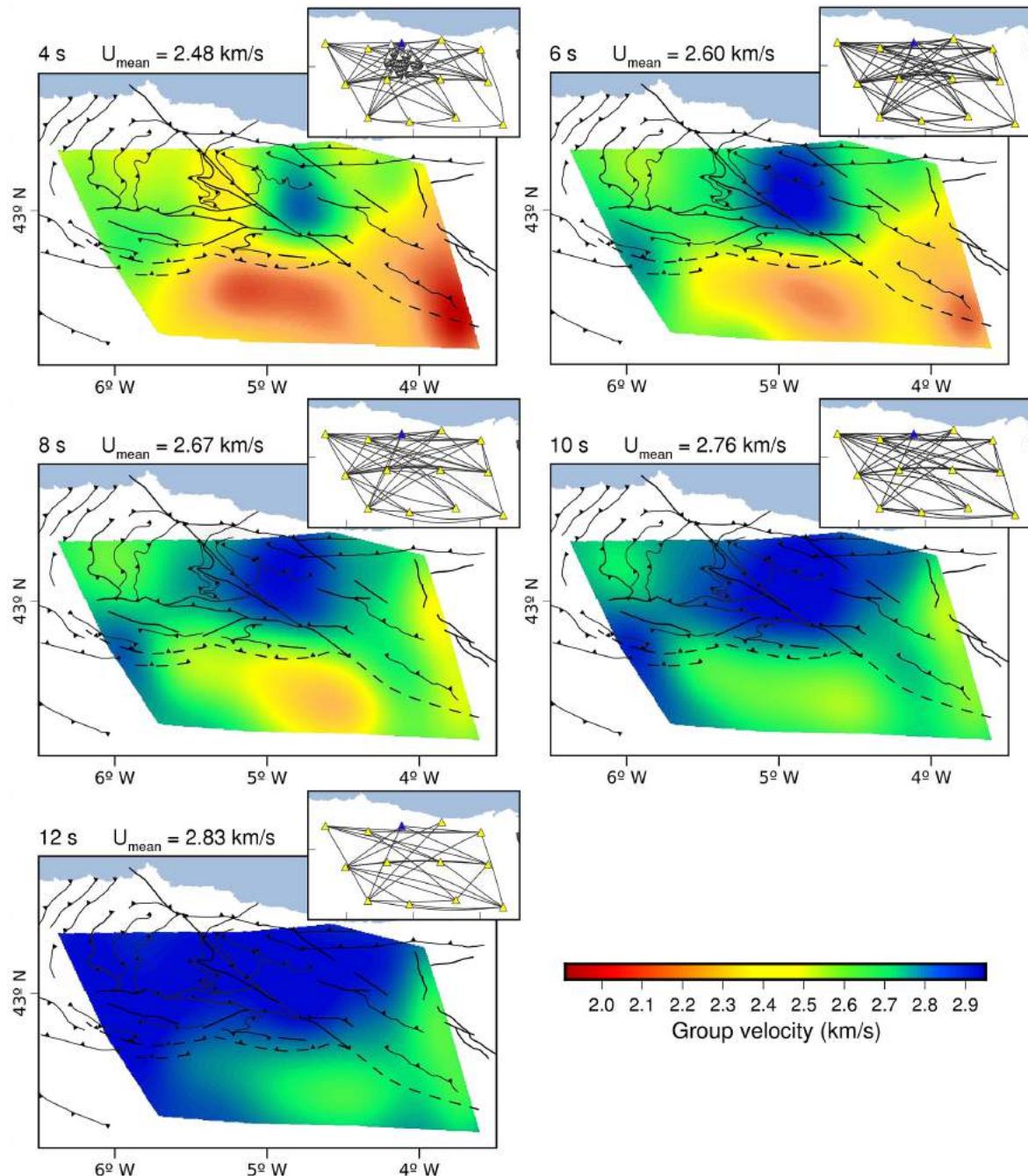


Figure 7. Rayleigh-wave group velocity anomaly maps developed for 4, 6, 8, 10 and 12 s periods. U_{mean} , mean Rayleigh-wave group velocity.

thickness of 1 km. Next, we inverted the average dispersion curve of the study area (black line in Fig. 4b). The inversion resumed in 20 iterations. The damping factor was set to 10 in the first iterations to prevent from an excessive deviation from the initial model, using a value of 0.5 for the rest. These parameters were selected after extensive trial. Fig. 8(a) (black line) shows the regional model used as the initial reference to derive the 1-D depth functions.

The result, which includes 392 local Vs models, is shown in Fig. 8(a). The rugged topography of the study area, with elevation differences of up to 2000 m, impeded the possibility of assuming a flat surface. Therefore, we applied a topographic correction by shifting each local 1-D model to the topographic elevation of the point of the grid, taking as reference the sea level (Benediktsdóttir

et al. 2017). The effect of this correction is to make deeper structures shallower, and correspondingly changing the mean velocity value of the depth slices. However, this outcome is more notable at shallow depths, where layers are thinner.

6 RESULTS

6.1 Rayleigh-wave group velocities

The maps of Fig. 7 indicate that the absolute values of Rayleigh-wave group velocities in the Ventaniella area sampled by the seismic network range between 1.9 and 3.0 km s⁻¹. For the shortest periods, up to 4 s, two distinct blocks are observed in the north Ventaniella

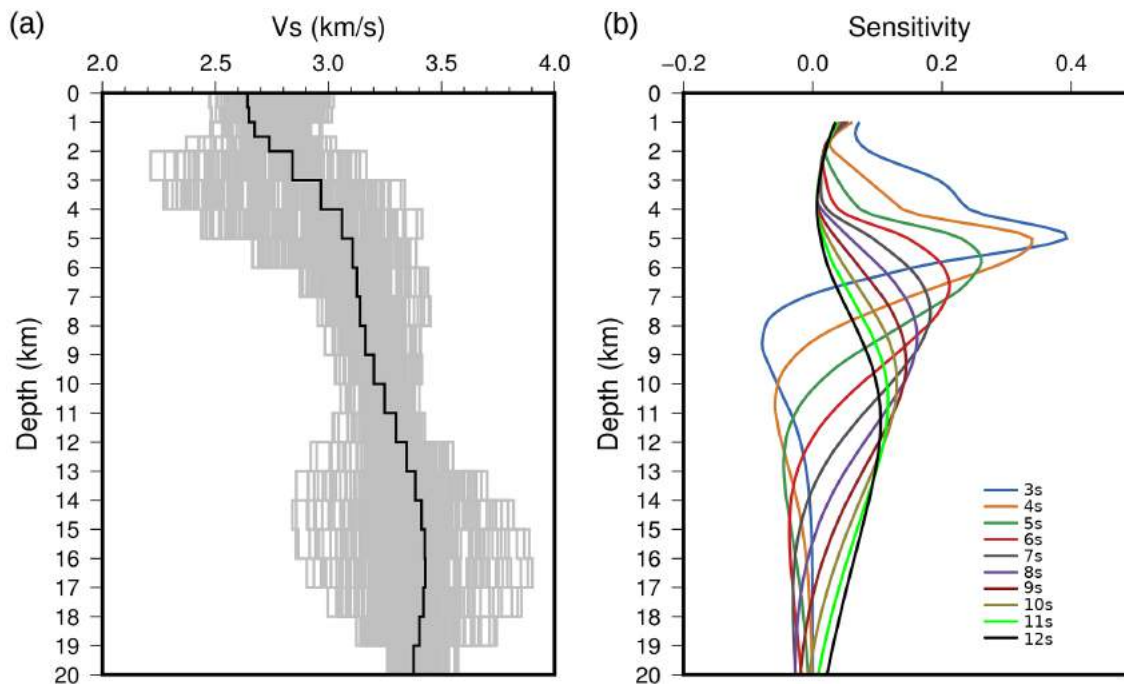


Figure 8. (a) S -wave velocity models derived for each grid node (grey lines) using as reference model the inverted regional model (black line). (b) Depth sensitivity kernels of the inversions.

fault area, a higher velocity block situated to the northeast in the hanging wall of the fault and a lower velocity area to the northwest of its trace. For periods over 6 s, the faster anomaly in the east stands out turning into a progressively bigger rounded-shape body limited to the south by the trace of the León fault. This anomaly tends to expand at progressively higher depths towards the west, where it finally joins another fast velocity anomaly developed in the southwestern limit of the study area. In the southern half, two prominent low-velocity anomalies are observed at almost all periods. However, the apparent high-velocity corridor that separates them is likely to be an artefact caused by the lack of interstation paths in that area (Figs 6 and 7). It is worth noting that while absolute values of velocities increase steadily in the case of the low-velocity anomalies, they remain similar at all periods for the high velocities in the northern half of the area.

6.2 S -wave velocities

Fig. 9 shows the V_s models at 4, 6, 8, 10 and 12 km depth in terms of S -wave velocity perturbation (percentage of deviation from the mean V_s velocity at a certain depth). The mean S -wave velocities increase from 2.98 km s^{-1} at 4 km up to 3.32 km s^{-1} at 12 km depth. At the shallowest image displayed (4 km), a sector with lower velocities appears in the south and southeast, these anomalies delineate the Mesozoic and Cenozoic cover (Fig. 9) of the Duero and Basque-Cantabrian basins. The northern half of the area shows two relatively high anomalies, separated by a subtle NW–SE running corridor. For the slice at 6 km depth both high-velocity anomalies become less prominent, while the low-velocity corridor that separates them spreads. Down to 8 km, these patterns continue and a new weak high-velocity anomaly appears, roughly separating the Duero basin and the Basque-Cantabrian basin. At 10 km depth, there is a perceivable change in the images due to the inversion of the northern high-velocity anomaly and the low-velocity corridor, which is also

evident in the 12 km slice. At this range of depths, where the majority of the seismic activity has been located (López-Fernández *et al.* 2018) and important faults intersect, the reduction of the relative velocity reaches -5 per cent in the central Ventaniella fault area. The high-velocity lobe that separates the two basins disappears at 12 km, and the high-velocity perturbation to the west stands out.

Shallower slices tend to depict the main geological units and structures of the Cantabrian Zone (Fig. 9). However, from 6 km downwards velocity perturbations become weaker and anomalies become harder to associate with geological features seen at the surface. Nonetheless, there is a general distinction between the northern sector of the study area, where high-velocity anomalies are more common, and the southern half, where low velocities are dominant. These two zones are roughly bounded by the frontal thrust of the Cantabrian Mountains and the León fault, both main E–W Alpine features of the Range.

In an attempt to visualize and illustrate the changes at depth in the area we have created two vertical cross-sections (Figs 10a and b) that intersect the main structures, extracted from the interpolation of slices of absolute S -wave velocity. Similar features can be observed in both cross-sections. The subvertical Ventaniella and León faults contrast with the dipping to the north frontal thrust of the Cantabrian Mountains, so at certain depth their interrelation is not as straightforward as the one shown at the surface. In the cross-section of Fig. 10(a), cutting perpendicularly the frontal thrust and the León fault, the lowest velocities are found in south. To the north, an elevated high-velocity block can be identified, limited by the frontal thrust. Under this block, as it was observed in the velocity perturbation maps, S -wave velocity decreases, coinciding with the area where the Ventaniella fault and the Tarna fault reach the frontal thrust of the Cantabrian Mountains.

On the other hand, the cross-section of Fig. 10(b) depicts a more elevated high-velocity block and a wider area of velocity reduction under it, where the frontal thrust of the Cantabrian Mountains and a blind thrust associated with this structure are expected to be located.

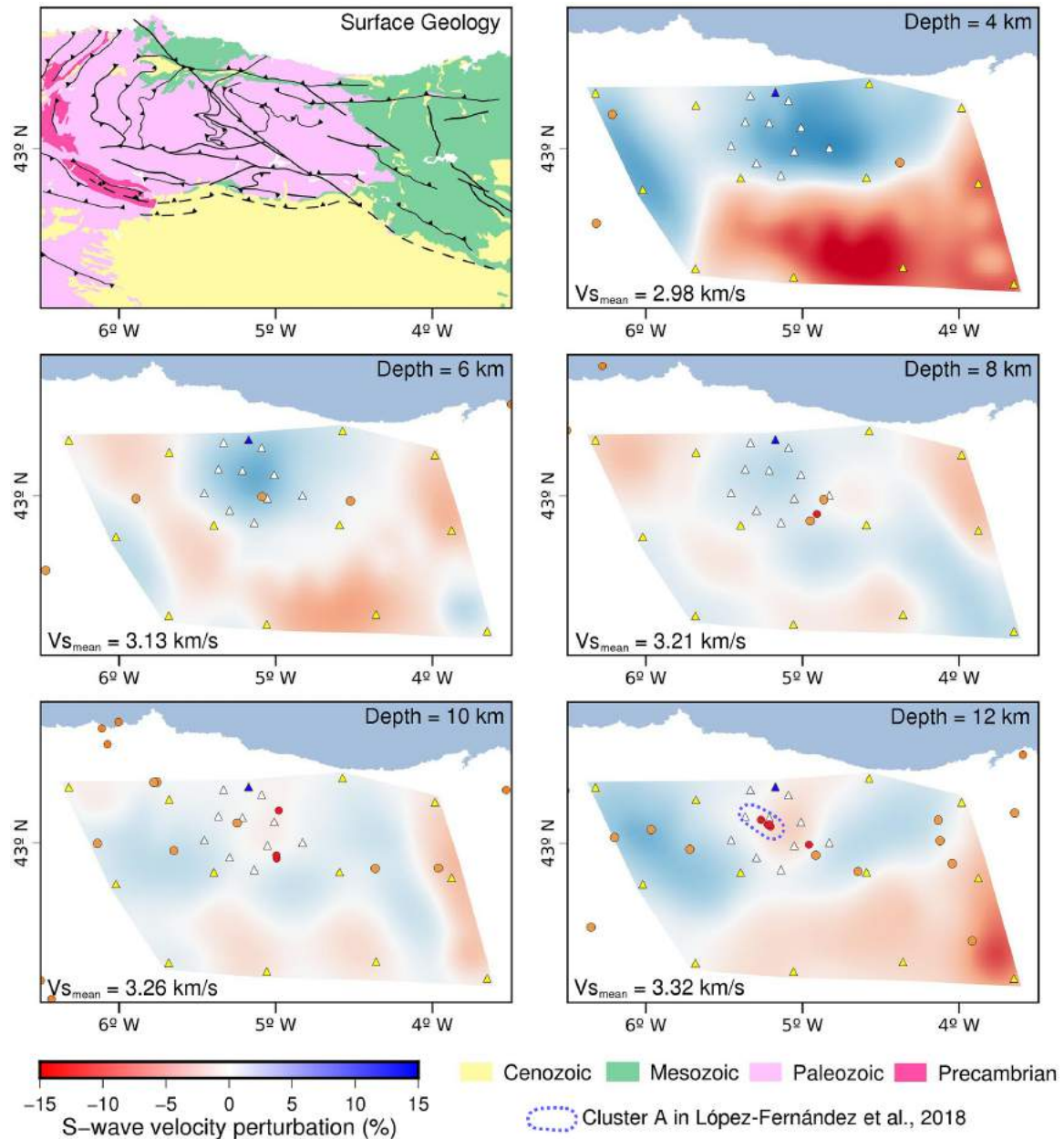


Figure 9. *S*-wave velocity maps for 4, 6, 8, 10 and 12 km and simplified geological map of NW Spain. The orange dots represent the seismic activity in the area registered by the Spanish Seismic Network (1900–2018) and the red dots represent the seismic activity in the Ventaniella fault sector between September 2015 and March 2017 (López-Fernández *et al.* 2018) at the depth of each slice. $V_{s,mean}$, mean *S*-wave velocity.

This cross-section is placed in the same location as the ESCIN-2 reflection profile (Fig. 10c) and close to the geological sketch of Fig. 10(d).

7 DISCUSSION

The results previously described in Figs 7 to 10 obtained with the analysis and study of the ambient seismic noise provide valuable insights to unravel the structure of the upper crust around seismicity clusters associated with the trace of the Ventaniella fault and its relationship with other large tectonic structures. Based on the sensitivity assessment performed (Fig. 8b) and the linear dependence of resolution with depth we must restrict the following discussion to the first 12 km of the crust, within a mechanically thick upper

crust in current intraplate conditions, given that seismicity may be as deep as 19 km (Llana-Fúnez & López-Fernández 2015).

For the shallowest slices and shorter periods obtained, a distinction is observed between the northwest (lower velocities) and northeast (higher velocities) of the study area, separated at the surface by the traces of the Ventaniella and León faults. The lowest velocities in these slices correspond to the materials of the Duero and Basque-Cantabrian basins, covering the southern and easternmost part of the investigated zone. The different velocity patterns can be related to differences in geological structure, orientation of bedding and tectonic structures and geological history. As it can be seen in the cross-sections of Figs 10(a) and (b), higher *S*-wave velocities are observed in the northern half of the study area at shallower depths than in the southern part. This high-velocity pattern

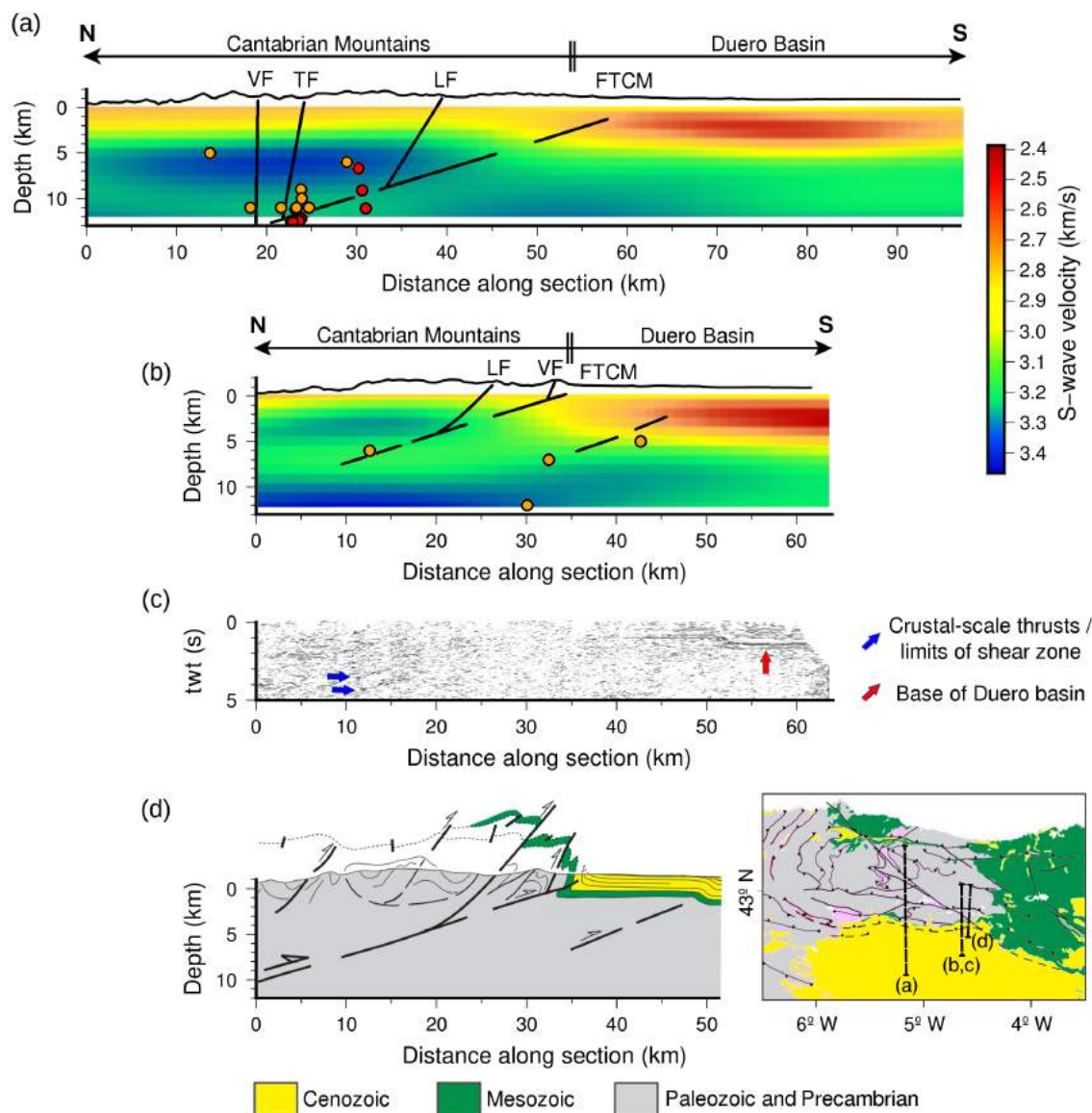


Figure 10. (a) The north–south vertical profile across the study area, showing the absolute S-wave velocity structure at depth. The location of the cross-section is shown in Fig. 8. (b) The north–south vertical profile located in the same position as the ESCIN-2 profile. (c) Coherency filtered stack section of ESCIN-2 deep seismic reflection profile (adapted from Gallastegui *et al.* 2016). The arrows signal the reflectivity associated with the frontal thrust of the Cantabrian Mountains in the north and to the base of the Duero basin in the south. (d) The north–south cross-section showing the structure of the southern termination of the Cantabrian Mountains obtained from interpretation of geological data (adapted from Alonso *et al.* 1996) and geological sketch showing the position of the cross-section.

delineates an elevated block located under the Cantabrian Mountains, which supports the interpretation of the mountain range as a Palaeozoic basement block uplifted during the Alpine cycle. The deep seismic reflection profile ESCIN-2, Fig. 10(c) (Pérez-Estaún *et al.* 1994; Pulgar *et al.* 1995, 1996; Fernández-Viejo *et al.* 2000; Gallastegui 2000; Fernández-Viejo & Gallastegui 2005; Gallastegui *et al.* 2016), located 50 km to the east from the position of the cross-section of Fig. 10(a) and in the same location as Fig. 10(b), depicts the duplication of the crust under the Cantabrian Mountains, the northern half of the study area. The elevated high-velocity block in both cross-sections can be associated with the uplifted Cantabrian margin middle crust, which is expected to be present at 4–5 km depth (Gallastegui *et al.* 2016). The limit between this block and the southern one is marked in the western cross-section (Fig. 10a) by a low-velocity corridor that dips around 20°N. The position and

dipping angle is in agreement with geological interpretations based on surface data in the area (Fig. 10d, 16°–18° in Alonso *et al.* 1996) and suggests that this low-velocity zone may correspond to the fault zone in the hanging wall associated with the frontal thrust of the Cantabrian Mountains. In the eastern cross-section (Fig. 10b), crustal blocks are separated by a wide area of reduced velocities. In the ESCIN-2 profile, this fault zone is marked by the presence of two parallel north-dipping bands of reflectors (Fig. 10c) that have been interpreted as crustal scale thrusts (Gallastegui 2000; Gallastegui *et al.* 2016). From our results, it may be estimated that the reflectivity of both bands can be associated with the limits of the shear zone of the thrust, or alternatively correspond to two different structures. In the first case scenario, the thickness of the weakness zone associated with the thrust may be as much as 4–5 km.

The east–west differentiation at shorter periods and shallow depths suggests the existence of a gradient in the elevation of the high-velocity block, sinking from east to west. This observation is coherent with the fact that the Alpine deformation migrated westwards in the study area, resulting in a higher dipping frontal thrust that accommodates more displacement in the eastern sector than in the western one (Alonso *et al.* 1996; Pulgar *et al.* 1999). The role of the León fault in the uplift of the high-velocity block (Alonso *et al.* 2007) is difficult to constrain with the current resolution, but it seems to border it at the shallowest depths (Fig. 10b). The Ventaniella and Tarna faults in turn, do not generate a perceptible vertical displacement in the high-velocity block, suggesting that both have accommodated strike-slip movements (Lopez-Fernandez *et al.* 2018). Nonetheless, the velocity patterns can also be affected by the fact that the Palaeozoic stratigraphic formations are vertically disposed in the eastern, hanging wall block, while they follow a sinuous pattern in the western block due to folding (Figs 1 and 9).

In terms of rock types, the area with the lower velocities, the Duero basin, is filled by Cenozoic sandstones and conglomerates while in the Basque–Cantabrian basin Mesozoic rocks outcrop. The northern half of the study area is dominated by much older Carboniferous shales and limestones, much more deformed and with different orientation of stratigraphic layering and structural fabric.

At intermediate periods, the group velocity pattern shows a high-velocity anomaly that expands towards the west. However, the positive velocity perturbation is more restricted to the central Ventaniella fault area and, at 10 km depth, this anomaly becomes negative. The differences between the models from group velocities and *S*-wave velocities illustrate the gradual variation of the features of the group velocity maps due to the overlap of the Rayleigh-wave depth sensitivity kernels (Yang *et al.* 2010) and highlight the convenience of performing the depth inversion step for a suitable geological interpretation.

Within the deeper slices resolved by our models, a low-velocity perturbation can be interpreted in the area of the fault intersections, where the shallowest seismicity attributed to the Ventaniella fault area arises (Fig. 9; cluster A in Lopez-Fernandez *et al.* 2018). This feature is not locally restricted to the fault trace but to a wider zone that expands from 9 km depth downwards and contains the intersection planes between the Ventaniella, Tarna and León faults with the frontal thrust of the Cantabrian Mountains (Fig. 10a). In the cross-section located to the east (Fig. 10b) the velocity reduction is more pronounced and it is observed in a wider area than in the west. In this zone the main structures are closer, increasing the fracture density, and they intersect at shallower depths (2–10 km) than in the west. This *S*-wave velocity reduction in complex fault zones has been observed in other studies (e.g. Thurber *et al.* 2003; Li *et al.* 2004; Zigone *et al.* 2015). Fracturing related to fault zones and their associated damage zones changes elastic properties of rocks and facilitates the presence of fluids (Faulkner *et al.* 2006), both phenomena consistent with the velocity reductions observed here.

Earthquake generation in intraplate settings has been described in relation to intersecting faults (e.g. Talwani 1999; Hildenbrand *et al.* 2001; Gangopadhyay & Talwani 2005; Bonini *et al.* 2016), also in this area (Lopez-Fernandez *et al.* 2018) and further to the west in the Cantabrian Mountains in relation to conjugate strike-slip faults (Llana-Fúnez & López-Fernández 2015). Intersecting faults can have strain rates 2 or 3 orders of magnitude higher than average continental crust (Talwani 1999). It is to be expected that an area where all these large structures interact will have at least a higher fracture density and therefore, prone to facilitate the presence of crustal fluids in comparison to the surrounding crust (e.g. Rice 1992;

Li *et al.* 2004). The results from the seismic noise tomography seem to corroborate this idea. Fig. 10(a) shows how most of the earthquakes located at the investigated depths were located within the low-velocity perturbation. The nucleation of earthquakes indicates that conditions for release of the stress are met. Lopez-Fernandez *et al.* (2018) already suggested that these conditions may occur at the depth where Ventaniella fault (almost vertical) or its secondary branch, the Tarna fault, intersect with the low angle north directed thrust that correspond to the front of the Cantabrian Mountains. However, the study was based on a fine relocation of seismicity and physical properties of the area were just suggested based on the seismicity clusters position. With the new models and results from the interferometric study, we can provide better constraints of the physical properties and structure of the crust above cluster A, part of the seismically active sector of Ventaniella fault. This includes the description of an uplifted crustal block in the north of the study area, the delineation through the tomographic images of the trace of the frontal thrust of the Cantabrian Mountains and other secondary faults similarly oriented and finally the identification of an *S*-wave relatively low-velocity zone in the area where the main faults intersect. Seismic swarms at the western end of the Cantabrian Mountains, in the neighbouring region of Galicia, also develop in areas of fault interaction, but in that case subvertical strike-slip faults. The intersections of such conjugate subvertical faults facilitate the ascent of crustal fluids and modify slightly crustal seismicity patterns (see Llana-Fúnez & López-Fernández 2015).

Comparing our local results with regional studies, the presence of a change of velocity contrast approximately in the direction of the Ventaniella fault has been previously reported in larger scale studies of the Iberian Peninsula at all depths. For instance, Diaz *et al.* (2016) in a receiver function study illustrated a change with the same strike as the Ventaniella fault that they report as belonging to the transition between the crust affected by the Alpine orogeny and the crust with Variscan signature. Silveira *et al.* (2013) in a study of ambient noise tomography of the whole peninsula also present a slice at 8 s period, where similar features and velocity ranges are seen. The velocity patterns around the Ventaniella fault are interpreted as the large-scale transition between the Variscan massif of the peninsula and the more recent Alpine crust to the east. In terms of *S*-wave velocities, our results are consistent with those found by Macquet *et al.* (2014) and Palomeras *et al.* (2017). At 5 km depth, they have obtained velocities in our study area that range between 2.5 and 3.5 km s⁻¹.

In this contribution, besides confirming this first order change corresponding to the age of crustal blocks of the northwestern Iberian, the resolution and distinction between both upper crustal blocks on either side of frontal thrust of the Cantabrian Mountains reveal the fault zone. The Ventaniella and Tarna faults, to the depths where earthquakes start to nucleate, show a slightly lower velocity than the surrounding crust. The presence of these subtle velocity variations between blocks separated by faults illustrate the ability of the ambient noise methodology in seismically quiet areas to characterize at depth the geological structures present at the surface.

8 CONCLUSIONS

An interferometry study within the southern area of the Cantabrian Mountains in the NW of Spain provides information about the main tectonic features of this range and its relationship with velocity variations and seismicity. The objective of the study was to discover why seismicity was restricted to the southern segment of the

Ventaniella fault and if tomography could reveal different physical properties between the area where seismicity clusters and the surrounding aseismic crust.

Regional tomographic studies already had made clear that across the fault there was a distinct change in crustal physical properties, to the NE and to the SW, related to the different tectonic and thermal histories during the extensional post-Variscan episodes and the later opening of the Bay of Biscay. The crust reflects that differential thermal and strain history. However, the underlying reason for the current seismicity pattern being only restricted to part of the fault awaited a clear explanation. The results of this local study centred in that segment have provided sufficient and robust data and models to unravel the puzzling behaviour of the fault.

In summary, on the basis of the data extracted from noise analysis the main conclusions of the study are as follows:

(1) The resulting models from the ambient noise analysis indicate that the dominant factors for the velocity variations within 2–3 km (Vs) from the surface and for the shorter periods (Rayleigh-wave group velocity) are the orientation and spatial arrangement of stratigraphic rock formations at both sides of the fault, and particularly the presence and orientation of tectonic fabric (discontinuities) at the scale of the crust. Velocities in this range of depths can be directly linked to the type, geological history and bedding of the rock formation and/or their fracturing patterns. In this sense, although traditionally seismic tomography provides important differences in deep domains of the Earth, it also serves as a useful tool to infer the position of geological features from the uppermost parts of the crust.

(2) From 3 to 4 km downwards, a velocity anomaly starts to appear in the northeastern sector. At the maximum depths resolved by the models, (12 km), the anomaly concentrates above the area where a seismic cluster was previously described.

(3) This velocity anomaly encloses the area where the Ventaniella fault, the Cantabrian frontal thrust and the Leon fault are closer based on their projection at depth from their mapped trace at the surface. Therefore, seismic tomography of ambient noise is useful to detect shear zones or weakness areas associated with geological structures mapped at the surface and whose projection at depth may have high uncertainty.

(4) Current seismicity observed along the southern segment of the fault is directly related to the crust affected by the intersection of major recent faults, where Ventaniella cuts other faults active during the Alpine convergence. The fracturing associated with all faults involved facilitates the conditions for stresses to be released producing low to moderate earthquakes recorded historically at the surface.

(5) The N–S cross-sections depict a north-dipping low-velocity (Vs) corridor interpreted as the deformation zone caused by the Alpine frontal thrust of the Cantabrian Mountains or as two parallel crustal-scale thrusts, one of them corresponding to the Cantabrian frontal thrust.

This contribution illustrates how interferometry in low-magnitude seismic areas can be very useful and complementary to other techniques to constrain structures and crustal changes at kilometric scales. An important application of these observations can be the improvement in assessing seismic hazard associated with structures whose depth prolongation is uncertain or poorly resolved.

ACKNOWLEDGEMENTS

8 ACKNOWLEDGEMENTS

The local data presented and used in this study were collected using a seismic network funded by projects MISTERIOS–GEOCANTABRICA (<https://doi.org/10.7914/SN/2M.2015>) and can be released to the public on demand at GEOCANTABRICA@ftp.geol.uniovi.es. We would like to thank the ICTJA-CSIC Seismic Laboratory (<http://labsis.ictja.csic.es>) for sharing their seismic stations. The deployment of the IberArray broad-band seismic network (<https://doi.org/10.7914/SN/IB>) was part of the CONSOLIDER CSD2006-00041 (Geosciences in Iberia: Integrated studies on Topography and 4-D Evolution) grant from the Spanish Ministry of Science and Innovation. The Instituto Geográfico Nacional (IGN, Spain) is thanked for providing seismic data from the EARI permanent station. The regional seismicity data can be obtained from the Spanish Seismic Network at www.ign.es (last accessed March 2018). Data processing used Seismic Analysis Code v101.6a (Goldstein *et al.* 2003; Goldstein & Snoko 2005) and Martin Schimmel's code Corr_stack_v04.1 (Schimmel *et al.* 2011). Tomography was performed with the Fast Marching Surface Tomography Package v1.1 (Rawlinson & Sambridge 2005). Dispersion curves and S-wave velocity depth inversion were calculated with mft96 and surf96 codes, implemented in the Computer Programs in Seismology Package v3.30, January 2018 release (Herrmann 2013). Figures were drafted using the free software GIMP 2.8.20. Maps and cross-sections were constructed with Generic Mapping Tools 5.4.2 (Wessel & Smith 1998) and QGIS 3.2. The study was funded by research grants GEOCANTABRICA (GRUPIN14-044) and MISTERIOS (MINECO-13-CGL2013-48601-C2-2-R). JA has a PhD grant 'Severo Ochoa' from the Asturias Government (PA-17-PF-BP16139). Additional support from grant CGL2017-86487-P is acknowledged. Special thanks to Martin Schimmel for guidance and support on using his software package.

REFERENCES

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. & Barba, P., 1996. Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains, in *Tertiary Basins of Spain*, pp. 19–22, eds Friend, P.F. & Dabrio, C.J., Cambridge Univ. Press.
- Alonso, J.L., Marcos, A. & Suárez, A., 2009. Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: the León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc, *Geol. Acta*, **7**, 451–473.
- Alonso, J.L., Martínez Abad, I. & García-Ramos, J.C., 2007. Nota sobre la presencia de una sucesión cretácica en el Macizo de las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). Implicaciones tectónicas y geomorfológicas, *Geogaceta*, **43**, 47–50 (in Spanish).
- Álvarez-Marrón, J., Heredia, N. & Pérez-Estaún, A., 1989. Mapa geológico de la Región del Ponga, *Trabajos Geol.*, **18**, 127–135 (in Spanish).
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. & Torne, M., 1997. Subduction-related structures in the north Iberian margin, *J. geophys. Res.*, **102**, 22 497–22 511.
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J. & Muñoz Martín, A., 1999. Local stress fields and intraplate deformation in Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources, *Tectonophysics*, **305**, 153–164.
- Benediktsdóttir, A., Gudmundsson, O., Brandsdóttir, B. & Tryggvason, A., 2017. Ambient noise tomography of Eyjafjallajökull volcano, Iceland, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **347**, 250–263.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Moschetti, M., Shapiro, N. & Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, **169**, 1239–1260.

- Bensen, G., Ritzwoller, M. & Shapiro, N., 2008. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. geophys. Res.*, **113**, 1–21.
- Berger, J., Davis, P. & Ekström, G., 2004. Ambient Earth noise: a survey of the Global Seismographic Network, *J. geophys. Res.*, **109**, B11307.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A. & Malod, J., 1979. Subduction and tectonics on the continental margin of northern Spain, *Mar. Geol.*, **32**, 53–70.
- Bonini, M. *et al.*, 2016. Seismic sources and stress transfer interaction among axial normal faults and external thrust fronts in the northern Apennines (Italy): a working hypothesis based on the 1916–1920 time-space cluster of earthquakes, *Tectonophysics*, **680**, 67–89.
- Brandmayr, E., Kuponiyi, A.P., Arroucau, P. & Vlahovic, G., 2016. Group velocity tomography of the upper crust in the eastern Tennessee seismic zone from ambient noise data, *Tectonophysics*, **688**, 148–156.
- Bussat, S. & Kugler, S., 2009. Recording noise estimating shear wave velocities: feasibility of off-shore ambient-noise surface-wave tomography on a reservoir scale, in *79th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 1627–1631.
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J.A., Tugend, J., Manatschal, G. & Minshull, T., 2018. Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: mapping rift domains in the north Iberian margin and in the Cantabrian Mountains, *Tectonics*, **37**, 758–785.
- Campillo, M. & Paul, A., 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**, 547–549.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Benahmed, S., Ponsolles, C., Lefevre, J.M. & Paradis, D., 2007. Source locations of secondary microseisms in Western Europe: evidence for both coastal and pelagic sources, *J. geophys. Res.*, **112**, B11301.
- Choukroune, R., ECORS Team, 1989. The ECORS-Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, **8**, 23–39.
- Corela, C., Silveira, G., Matias, L., Schimmel, M. & Geissler, W.H., 2017. Ambient seismic noise tomography of SW Iberia integrating seafloor- and land-based data, *Tectonophysics*, **700–701**, 131–149.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. & Fernández-Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the micro-continent Iberia: tectonic implications, *Tectonics*, **27**, TC1009.
- Dias, R.C., Julià, J. & Schimmel, M., 2015. Rayleigh-wave, group velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise, *Pure appl. Geophys.*, **172**, 1429–1449.
- Díaz, J., Gallart, J. & Carbonell, R., 2016. Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys, *Tectonophysics*, **692**, 74–95.
- Díaz, J., Villaseñor, A., Gallart, J., Morales, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J. A., García-Lobón, J. L., Harnafi, M. & Topoiberia Seismic Working Group, 2009. The IBERARRAY broadband seismic network: a new tool to investigate the deep structure beneath Iberia, *ORFEUS Newslett.*, **8**, 1–6.
- Dziewonski, A., Bloch, S. & Landisman, M., 1969. A technique for analysis of transient seismic signals, *Bull. seism. Soc. Am.*, **59**, 427–444.
- Espina, R., 1997. La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España), *PhD thesis*, University of Oviedo, Oviedo (in Spanish).
- Faulkner, D.R., Mitchell, T.M., Healy, D. & Heap, M.J., 2006. Slip on ‘weak’ faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone, *Nature*, **444**, 922–925.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Dombrádi, E., Martín, A.M., De Vicente, G. & Cloetingh, S., 2012. Integrated gravity and topography analysis in analog models: intraplate deformation in Iberia, *Tectonics*, **31**, TC6005.
- Fernández-Viejo, G. & Gallastegui, J., 2005. The ESCI-N project after a decade: a synthesis of the results and open questions, *Trabajos Geol.*, **25**, 9–25.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Gallastegui, J., Dañoibeitia, J.J. & Córdoba, D., 1998. Crustal transition between continental and oceanic domains along the north Iberian margin from wide angle seismic and gravity data, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4249–4252.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Córdoba, D. & Dañoibeitia, J.J., 2000. Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin, *J. geophys. Res.*, **105**, 3001–3018.
- Fernández-Viejo, G., López Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M.J. & Cadenas, P., 2014. How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? The Cantabrian-Fault case, *Sci. Rep.*, **4**, 3661.
- Gallastegui, J., 2000. Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N, PhD Thesis, *Trabajos de Geología*, **22**, 1–220 (in Spanish).
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A. & Gallart, J., 2016. Alpine tectonic wedging and crustal delamination in the Cantabrian Mountains (NW Spain), *Solid Earth*, **7**, 1043–1057.
- Gangopadhyay, A. & Talwani, P., 2005. Fault intersections and intraplate seismicity in Charleston, South Carolina: insights from a 2-D numerical model, *Curr. Sci.*, **88**, 1609–1616.
- Goldstein, P. & Snoke, A., 2005. SAC availability for the IRIS community, *IRIS DMC Newslett.*, **7**, 1–6.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M. & Minner, L., 2003. SAC2000: signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in *Invited Contribution to The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, eds Lee, W.H.K. *et al.*, Academic Press.
- Herráiz, M. *et al.*, 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, **19**, 762–786.
- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research, *Seismol. Res. Lett.*, **84**, 1081–1088.
- Herrmann, R.B. & Ammon, C.J., 2002. *Computer Programs in Seismology Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure*, St. Louis University.
- Hildenbrand, T.G., Stuart, W.D. & Talwani, P., 2001. Geologic structures related to New Madrid earthquakes near Memphis, Tennessee, based on gravity and magnetic interpretations, *Eng. Geol.*, **62**, 105–121.
- Hillers, G., Graham, N., Campillo, M., Kedar, S., Landès, M. & Shapiro, N., 2012. Global and oceanic sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **13**, Q011021.
- Humphreys, E. & Clayton, R.W., 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. geophys. Res.*, **93**, 1073–1085.
- IGME, 1994. *Mapa geológico de España a escala 1:1000000*, Instituto Geológico y Minero de España.
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K. & Ogata, Y., 1990. Whole mantle P wave travel time tomography, *Phys. Earth planet. Inter.*, **59**, 294–328.
- Julivert, M., Ramírez del Pozo, J. & Truyols, J., 1971. *Histoire Structurale Du Golfe De Gascogne*, Technip (in French).
- Kang, T.S. & Shin, J.S., 2006. Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L1.
- Li, P. & Lin, G., 2014. Adaptive ambient noise tomography and its application to the Garlock Fault, southern California, *Geophys. J. Int.*, **197**, 1236–1249.
- Li, Y.G., Vidale, J.E. & Cochran, E.S., 2004. Low-velocity damaged structures of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12S06.
- Lin, F., Moschetti, M. & Ritzwoller, M., 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, **173**, 281–298.
- Llana-Fúnez, S. & López Fernández, C., 2015. The seismogenic zone of the continental crust in northwest Iberia and its relation to crustal structure, *Tectonics*, **34**, 1751–1767.
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J. & Llana-Fúnez, S., 2018. Intraplate seismicity in northwest Iberia along the trace of the Ventaniella fault: a case for fault intersection at depth, *Bull. seism. Soc. Am.*, **108**, 604–618.
- Lopez-Gomez, J. *et al.*, 2019. New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the

- Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain, *Earth-Science Reviews*, **188**, 249–271.
- Luo, Y., Yang, Y., Xu, Y., Xu, H., Zhao, K. & Wang, K., 2015. On the limitations of interstation distances in ambient noise tomography, *Geophys. J. Int.*, **201**, 652–661.
- Macquet, M., Paul, A., Pedersen, H.A., Villaseñor, A., Chevrot, S., Sylvander, M. & Wolyniec, D., PYROPE Working Group, 2014. Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions: inversion for a 3D Vs model in the presence of a very heterogeneous crust, *Geophys. J. Int.*, **199**, 402–415.
- Martín-González, F. & Heredia, N., 2011. Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: the western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, **502**, 75–89.
- Matos, C., Silveira, G., Matias, L., Caldeira, R., Ribeiro, M.L., Dias, N.A., Krüger, F. & Bento dos Santos, T., 2015. Upper crustal structure of Madeira Island revealed from ambient noise tomography, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **298**, 136–145.
- McNamara, D.E. & Buland, R.P., 2004. Ambient noise levels in the Continental United States, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**, 1517–1527.
- Mottaghi, A.A., Rezapour, M. & Korn, M., 2013. Ambient noise surface wave tomography of the Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, **193**, 452–462.
- Mouthereau, F. et al., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence, *Tectonics*, **33**, 2283–2314.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in *Thrust Tectonics*, 235–246, ed. McClay, K.R., Chapman and Hall.
- Muñoz, J.A., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. Tectonic setting; the Pyrenees, in *Geology of Spain*, 370–385, eds Gibbons, W. & Moreno, T., Geological Society.
- Nicholson, H., Curtis, A. & Baptie, B., 2014. Rayleigh wave tomography of the British Isles from ambient seismic noise, *Geophys. J. Int.*, **198**, 637–655.
- Nicholson, H., Curtis, A., Baptie, B. & Galetti, E., 2012. Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles, *Proc. Geologists' Assoc.*, **123**, 74–86.
- Nozal, F. & Gracia, F. J., 1990. El piedemonte de la Sierra del Brezo (Montes Palentinos), in *Actas I Reunion Nacional de Geomorfología*, 763–772, eds Gutiérrez-Elorza, M. & Peña-Monné, J.L., Proc. I Reunion Nacional de Geomorfología (in Spanish).
- Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. & Cloetingh, S., 2009. European continuous active tectonic strain-stress map, *Tectonophysics*, **474**, 33–40.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J. & Harnafi, M., 2017. Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **18**, 1824–1840.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Banda, E. & Álvarez-Marrón, J., ESCIN Research Group, 1994. Crustal structure of the external Variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling, *Tectonophysics*, **232**, 91–118.
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D. & Strollo, A., 2009. Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography, *Geophys. J. Int.*, **176**, 164–174.
- Pulgar, J., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A. & Álvarez-Marrón, J., ESCIN Group, 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data, *Tectonophysics*, **264**, 1–19.
- Pulgar, J.A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J. & Alonso, J.L., Group ESCIN, 1995. The ESCIN-2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin, *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **8**, 383–394 (in Spanish).
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G. & Marín, J.A., 1999. La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica, *Trabajos Geol.*, **21**, 283–294, (in Spanish).
- Rawlinson, N., 2005. *FMST: Fast Marching Surface Tomography Package*, Research School of Earth Sciences, Australian National University.
- Rawlinson, N. & Sambridge, M., 2005. The fast marching method: an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media, *Explor. Geophys.*, **36**, 341–350.
- Rice, J.R., 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, 475–503, eds Evans, B. & Wong, T.F., Academic.
- Roest, W.R. & Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the north-Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, **19**, 613–616.
- Ruiz, M., 2007. Caracterització estructural i ismotectònica de la litosfera en el domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva, *PhD thesis*, University of Barcelona, Barcelona (in Catalan).
- Ryberg, T., Muksin, U. & Bauer, K., 2016. Ambient seismic noise tomography reveals a hidden caldera and its relation to the Tarutung pull-apart basin at the Sumatra Fault Zone, Indonesia, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **321**, 73–84.
- Sabra, K., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. & Fehler, M., 2005. Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14311.
- Saygin, E., 2007. Seismic receiver and noise correlation based studies in Australia, *PhD thesis*, The Australian National University, Canberra.
- Schimmel, M., 1999. Phase cross-correlations: design, comparisons and applications, *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**, 1366–1378.
- Schimmel, M. & Gallart, J., 2007. Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data, *J. geophys. Res.*, **112**, B04303.
- Schimmel, M. & Paulssen, H., 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks, *Geophys. J. Int.*, **130**, 497–505.
- Schimmel, M., Stutzmann, E. & Gallart, J., 2011. Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale, *Geophys. J. Int.*, **184**, 494–506.
- Shapiro, N. & Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, 1615–1619.
- Shapiro, N., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M., 2005. High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **307**, 1615–1618.
- Silveira, G., Dias, N.A. & Villaseñor, A., 2013. Seismic imaging of the Western Iberian crust using ambient noise: boundaries and internal structure of the Iberian Massif, *Tectonophysics*, **589**, 186–194.
- Slob, E., Draganov, D. & Wapenaar, K., 2007. Interferometric electromagnetic Green's functions representations using propagation invariants, *Geophys. J. Int.*, **169**, 60–80.
- Snieder, R., 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, **69**, 046610.1., .
- Stork, A.L., Allman, C., Curtis, A., Kendall, J.M. & White, D.J., 2018. Assessing the potential to use repeated ambient noise seismic tomography to detect CO2 leaks: application to the Aquistore storage site, *Int. J. Greenhouse Gas Control*, **71**, 20–35.
- Talwani, P., 1999. Fault geometry and earthquakes in continental interiors, *Tectonophysics*, **305**, 371–379.
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., de Saint Blanquat, M. & Lagabriele, Y., 2018. Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: a review and new interpretations from recent concepts and data, *Tectonophysics*, **724–725**, 146–170.
- Thurber, C., Roecker, S., Roberts, K., Gold, M., Powell, L. & Rittger, K., 2003. Earthquake locations and three-dimensional fault zone structure along the creeping section of the San Andreas Fault near Parkfield, CA: Preparing for SAFOD, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1112.
- Trampert, J. & Snieder, R., 1996. Model estimations biased by truncated expansions: possible artifacts in seismic tomography, *Science*, **271**, 1257–1260.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M., Michael, H. & Gallart, J., 2007. Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 1–5.

- Wang, Y., Lin, F.C., Schmandt, B. & Farrell, J., 2017. Ambient noise tomography across Mount St. Helens using a dense seismic array, *J. geophys. Res.*, **122**, 4492–4508.
- Wapenaar, K., 2003. Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, **68**, 1756–1759.
- Wapenaar, K., 2004. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary homogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. E*, **93**, 254301.
- Wapenaar, K., Ruijgrok, E., van der Neut, J. & Draganov, D., 2011. Improved surface-wave retrieval from ambient seismic noise by multi-dimensional deconvolution, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01313.
- Weaver, R.L. & Lobkis, O.I., 2001. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. acoust. Soc. Am.*, **110**, 3011–3017.
- Wessel, P. & Smith, W.H., 1998. New, improved version of generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **79**, 579–579.
- Yang, Y., Ritzwoller, M., Levshin, A. & Shapiro, N., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, **168**, 259–274.
- Yang, Y. *et al.*, 2010. Rayleigh wave phase velocity maps of Tibet and the surrounding regions from ambient seismic noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **11**, Q08010.
- Zhao, D., 2015. *Multiscale Seismic Tomography*, pp. 21–54, Springer.
- Zigone, D., Ben-Zion, Y., Campillo, M. & Roux, P., 2015. Seismic tomography of the Southern California Plate boundary region from noise-based Rayleigh and Love waves, *Pure appl. Geophys.*, **172**, 1007–1032.

CAPÍTULO 7. UPPER-CRUSTAL SEISMIC ANISOTROPY IN THE CANTABRIAN MOUNTAINS (NORTH SPAIN) FROM SHEAR-WAVE SPLITTING AND AMBIENT NOISE INTERFEROMETRY ANALYSIS

En este estudio, las velocidades de dispersión de ondas Rayleigh obtenidas en Acevedo *et al.* (2019) son analizadas en función del acimut de las trayectorias interestación para estimar la magnitud de la anisotropía acimutal y la orientación de las direcciones rápidas. Con el objetivo de comparar los resultados con los obtenidos mediante una técnica completamente independiente, se han calculado también los parámetros de la anisotropía en el entorno de las estaciones sísmicas a partir de la separación de las ondas S procedentes de terremotos locales. Las mediciones de intensidad de la anisotropía de la corteza superior (0-10 km) con ambos métodos resultaron consistentes. En general, la anisotropía oscila entre 4%-9% y presenta direcciones rápidas orientadas preferentemente en dirección este-oeste, con variaciones locales en las cercanías de algunas estructuras principales. No obstante, estas direcciones tienden a rotar hacia orientaciones norte-sur en la mitad oeste de la zona de estudio, disponiéndose paralelas a las micro- y macroestructuras Variscas. El fuerte cambio en la orientación de la anisotropía es una consecuencia directa de la deformación dominante en la corteza, esencialmente Alpina (estructuras este-oeste) en el dominio oriental y Varisca (estructuras norte-sur) en el occidental. La clara correlación entre las direcciones rápidas y la orientación de los elementos tectónicos apunta a que la anisotropía está controlada principalmente por la estructura. Aun así, la disposición del campo de esfuerzos actual de Iberia y la presencia de metamorfismo y minerales anisótropos en el dominio occidental de la región estudiada pueden contribuir también a reforzar la anisotropía en dicha zona. La referencia completa del estudio es:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (2020). **Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis.** *Seismological Research Letters*, 92(1), 421-436, doi: 10.1785/0220200103.

e incluye un documento de información suplementaria que puede consultarse en el Anexo I.

Posteriormente, un error en el mapa geológico de la primera figura del artículo fue detectado y corregido a través de un *Erratum* que se adjunta en el Anexo II. Su referencia es:

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., y Olona, J. (2020). **Erratum to Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis.** *Seismological Research Letters*, 92(1), 613-613, doi: 10.1785/0220200356.

Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis

Jorge Acevedo^{*1}, Gabriela Fernández-Viejo¹, Sergio Llana-Fúnez¹, Carlos López-Fernández¹, and Javier Olona¹

Abstract

The upper-crustal anisotropy of the Cantabrian Mountains (North Spain) has been investigated using two independent but complementary methodologies: (a) shear-wave splitting and (b) ambient seismic noise interferometry. For this purpose, we have processed and compared seismic data from two networks with different scales and recording periods. The shear-wave splitting results show delay times between 0.06 and 0.23 s and spatially variable fast-polarization directions. We calculate that the anisotropic layer has a maximum effective thickness of around 7.5 km and an average anisotropy magnitude of between 4% and 8%. Consistently, our ambient noise observations point to an anisotropy magnitude between 4% and 9% in the first 10 km of the crust. Our results show a clear correlation between the fast directions from both methods and the orientations of the local faults, suggesting that the anisotropy is mainly controlled by the structures. Furthermore, in the west of the study area, fast-polarization directions tend to align parallel to the Variscan fabric in the crust, whereas to the east, in which the Alpine imprint is stronger, many fast directions are aligned parallel to east-west-oriented Alpine features.

Cite this article as Acevedo, J., G. Fernández-Viejo, S. Llana-Fúnez, C. López-Fernández, and J. Olona (2020). Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis, *Seismol. Res. Lett.* **92**, 421–436, doi: [10.1785/0220200103](https://doi.org/10.1785/0220200103).

[Supplemental Material](#)

Introduction

The characterization of the upper-crustal anisotropy is essential to complete the understanding of the geodynamic processes that govern a region. Three types of seismic crustal anisotropy can be established according to their origin: intrinsic, structural, and stress controlled. Intrinsic anisotropy arises from the alignment of minerals or grains within the rockmass (e.g., Mainprice and Nicolas, 1989), related to both the effects of ductile deformation on the orientation patterns of rock-forming mineral lattices (e.g., Llana-Fúnez and Rutter, 2014) and/or mineral growth. Structural anisotropy depends on the orientation of discontinuities between different geological bodies such as primary (bedding planes) or secondary (e.g., fault planes) geological contacts. Stress-induced anisotropy is driven by the opening of aligned microcracks under a regional stress field (Nur, 1971; Crampin, 1991; Boness and Zoback, 2006).

A widely used method to characterize seismic anisotropy is shear-wave splitting (SWS) measurements. In the uppermost crust (<10 km), SWS is believed to be mainly caused by the presence of stress-induced, fluid-filled cracks (Crampin and Lovell, 1991; Rabbel and Mooney, 1996), and fast-polarization

directions (ϕ) tend to align subparallel to the regional compressive stress direction ($S_{H\max}$). However, in extensively fractured regions, several studies have reported a departure of the fast directions from the $S_{H\max}$ orientation toward the direction of the local faults, suggesting the prevalence of a structure-controlled anisotropy (e.g., Zinke and Zoback, 2000; Yang *et al.*, 2011; Holt *et al.*, 2013; Cochran and Kroll, 2015). In addition, the delay time (δt) has been linked to both anisotropy strength and crack density (Crampin, 1994).

Analogous to shear waves, surface waves are sensitive to the anisotropic properties of the propagating medium (Babuska and Cara, 1991). The development of the ambient noise interferometry (ANI) theory (e.g., Wapenaar, 2003, 2004; Shapiro and Campillo, 2004; Snieder, 2004) allowed the retrieval of useful short-period surface waves from passive seismic data and the extraction of their velocities along the interstation paths (e.g., Shapiro *et al.*, 2005; Villaseñor *et al.*, 2007; Lin *et al.*, 2008; Mottaghi *et al.*, 2013; Silveira *et al.*, 2013; Nicholson *et al.*,

1. Department of Geology, University of Oviedo, Oviedo, Spain

*Corresponding author: acevedojorge@uniiovi.es

© Seismological Society of America

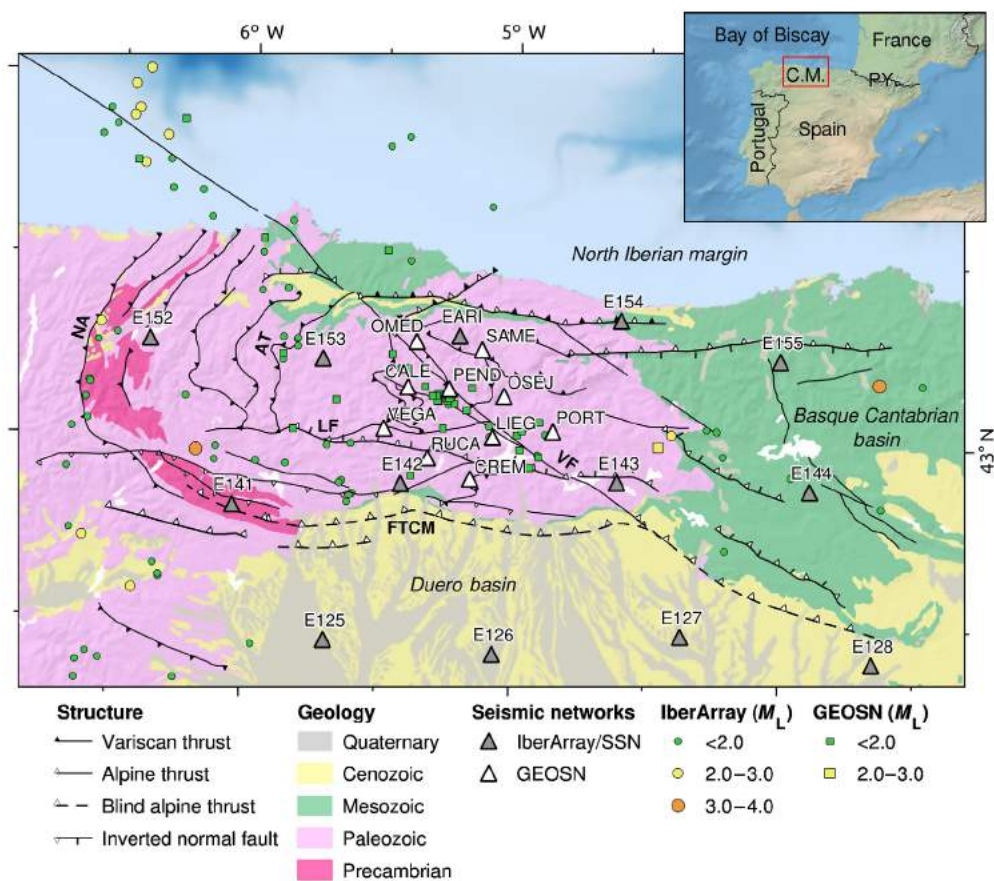


Figure 1. Geological setting of the study area. Dots and squares represent the seismic activity in the Cantabrian Mountains (CM) recorded by the IberArray (2011–2013) and the Geocantábrica Seismic Network (GEOSN), respectively. Station EARI belongs to the Spanish Seismic Network (SSN). Alpine structures after [Alonso et al. \(1996\)](#). Geological background extracted from the Geological Map of Spain (scale 1:1,000,000; [Instituto Geológico y Minero de España \[IGME\], 1994](#)). (Inset) Location of the study area in the Iberian Peninsula. AT, Aramo thrust; FTCM, frontal thrust of the CM; LF, León fault; NA, Narcea antiform; PY, Pyrenees; VF, Ventaniella fault. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

2014). Azimuthal anisotropy describes the variations of velocity as a function of the propagation direction, complementing SWS measurements. Just like SWS, the origin of ANI velocity fluctuations is related to microcrack alignment, the presence of a mineral fabric, or the influence of major discontinuities (e.g., [Polat et al., 2012](#); [Taylor et al., 2019](#)).

The aim of this study is to provide the first insight into the upper-crustal (0–10 km) anisotropy of the Cantabrian Mountains (CM, Fig. 1) using SWS measurements from local earthquakes and complementary Rayleigh-wave azimuthal anisotropy determinations.

Tectonic Setting and Seismic Activity in the CMs

The CM are an east–west-oriented Alpine chain in the north of the Iberian Peninsula that constituted, together with the Pyrenees, the plate boundary between Europe and Africa before

the Miocene (Fig. 1). The crustal architecture of the central sector, in which this study is located, is the result of a long and complex tectonic history that comprises the overlapping of two major compressional events, the Variscan (late Palaeozoic) and the Alpine (Cenozoic) orogenies, separated by several rifting episodes in the Permian–Triassic and Mesozoic. Each one of these stages left its own structural imprint on the crust in the study area.

The Variscan orogeny intensely affected the Paleozoic rock sequence that conformed the basement of the CM. In the study area, the Variscan structure shows the typical features of a foreland fold and thrust belt, accompanied locally by scarce metamorphism and magmatism ([Pérez-Estaún et al., 1988](#)). The grain of the orogenic belt depicts a megaarcuate structure with the foreland fold and thrust belt located at its core. The structure is known as the Ibero-Armorican Arc ([Matte, 1986](#)) or the Cantabrian orocline (e.g., [Gutiérrez-Alonso et al., 2012](#)). Following this pattern, the Variscan structures (thrusts and fold axis) that are dominant in

the west of the study area rotate progressively from a north–west–southeast orientation in the south, to northeast–southwest near the coast, or even to east–west farther north and east (Fig. 1). Later, a major rifting event took place in the Mesozoic. This is linked to the opening of the Bay of Biscay (e.g., [Tugend et al., 2015](#)) and the formation of the northwest–southeast Ventaniella fault (VF). The Basque–Cantabrian basin (Fig. 1), which is located in the east of the study area, mainly acquired its current crustal configuration during this latter period.

In the Cenozoic, a shift in the motion of the African plate caused a change in the geodynamic regime of the region and forced the north–south convergence between Iberia and Europe. The convergence initiated in the Pyrenees and migrated diachronically westward to form the CM. The rise of the CM was the consequence of the underthrusting of the transitional crust of the Bay of Biscay to the north, beneath the Iberian continental crust further south (e.g., [Boillot et al., 1979](#);

Alvarez-Marrón *et al.*, 1997; Fernández-Viejo *et al.*, 2000, 2012; Cadenas and Fernández-Viejo, 2016). The Alpine convergence was accommodated mainly by forming east–west-oriented faults and by the reworking of favorably oriented Variscan thrusts and Mesozoic faults, as well as the tightening of Variscan folds. There is a general tectonic vergence to the south onshore (e.g., Alonso *et al.*, 1996), which contrasts with vergence to the north offshore (Alvarez-Marrón *et al.*, 1997; Fernández-Viejo *et al.*, 2012; Gallastegui *et al.*, 2016).

The intraplate seismic activity in the central sector of the CM is sparsely distributed and presents low-magnitude events ($M_L < 3.0$), with typical focal depths between 10 and 20 km (Llana-Fúnez and López-Fernández, 2015). There is one tectonic structure that concentrates most of seismic activity in the CM. This is the VF (Fernández-Viejo *et al.*, 2014), which is an active fault according to the Quaternary Faults Database of Iberia (García-Mayordomo *et al.*, 2012). One of the main aims in establishing a detailed seismic network was to accurately determine the location of events at depth. The harvesting of earthquakes resulted in a linear clustering of seismic events dipping 20° N and closely following the surface trace of the VF and the intersection with the basal thrust of the CM (López-Fernández *et al.*, 2018).

Data and Methods

The seismic data used in this study come from two experiments (Fig. 1) with different configurations and recording periods: (1) A broadband seismic array composed of 12 stations from the IberArray experiment (Díaz *et al.*, 2009), plus an additional permanent station from the Spanish Geographical Institute (IGN). The entire network registered from 2011 to 2013 in a $120 \times 250 \text{ km}^2$ area. (2) A temporary array of 10 short-period stations (Geocantábrica Seismic Network [GEOSN], Fig. 1), deployed in 2015, and covering an area of $60 \times 50 \text{ km}^2$ close to the surface trace of the VF (López-Fernández *et al.*, 2018). The seismic data from the IberArray experiment (Díaz *et al.*, 2009) were acquired with Nanometrics Taurus data loggers and Nanometrics Trillium 120 s sensors. The seismic stations from the temporary array (GEOSN, Fig. 1) were equipped with 24-bit Worldsensing-SpiderNano data loggers, together with three-component, short-period Geospace MiniSeisMonitor sensors with 2 Hz natural frequency. Both seismic networks recorded data at a sample rate of 100 Hz and were time synchronized via Global Positioning System. Power supply was achieved by solar panels, and remote transmission of data was provided through a Transmission Control Protocol – Internet Protocol. The selected stations in the IberArray network covered the southern half of the central CM and the northern half of the undeformed Duero basin (Fig. 1). The GEOSN centered on the VF and aimed at characterizing a smaller crustal sector intensely affected by alpine deformation (Fig. 1). In both cases, the networks sampled continental crust heavily that had been

configured during the Variscan orogeny, although the intensity of the alpine structures differed at the surface.

In the period January 2011–March 2013, 56 local earthquakes were listed in the IGN catalogs. However, due to the lack of coverage of the permanent Spanish seismic network in the study area, we completed the catalog with the earthquakes detected by the application of a running short-term average (STA)/long-term average (LTA; STA length = 3 s; LTA length = 8 s) algorithm. The algorithm was applied to a simulated real-time data flow from the archived dataset. This analysis, performed with the Earthworm package, allowed us to add 22 previously unnoticed events to the processing. In addition, 40 local events between October 2015 and March 2017 were extracted from the catalog included in the study of the VF performed by López-Fernández *et al.* (2018). This study is also based in the GEOSN dataset; but, we have augmented the number of analyzed events by adding 11 additional local earthquakes that were discarded in the López-Fernández analysis, because they were localized outside the area of interest. For the hypocentral determination of the events, we manually picked the arrival times of *P* and *S* phases and inverted them using the hypocenter program (Lienert *et al.*, 1986; Lienert, 1991; Lienert and Havskov, 1995) included in the Seisan package (Havskov and Ottemoller, 1999). We used a six-layer 1D velocity model (Fig. S1, available in the supplemental material to this article) with a V_p/V_s ratio of 1.74, in accordance with previous studies (Fernández-Viejo *et al.*, 2000). More details on local earthquake detection and processing can be found in López-Fernández *et al.* (2018).

SWS analysis

The polarizations of local earthquake shear waves were determined using the automated methodology of the MFAST code (Savage *et al.*, 2010) and considering an anisotropic medium with hexagonal symmetry and a horizontal symmetry axis. To reduce seismic noise, the MFAST automatic-processing scheme for each event begins with the application of a set of 14 band-pass filters (Fig. 2a and Table S1) to a wide time window, both before and after the arrival of the *S* wave. In our case, when analyzing the GEOSN dataset, the lower corners of the filters were adapted to the frequency of the short-period sensors (2 Hz). The three best filters were selected by considering the highest signal-to-noise ratio (SNR) and the widest filter bandwidth. In this way, this method can produce up to three SWS determinations for a single event recorded at one station. The next stage consists of the determination of the measurement window. To avoid the bias that a fixed window length may introduce into the calculation, the SPLIT method (Teaby *et al.*, 2004) performs measurements for multiple windows, limits of which are determined based on the dominant frequency of the signal (Fig. 2b).

The pair of parameters (ϕ , δt) that most effectively remove the splitting of the waveform are determined when the lower

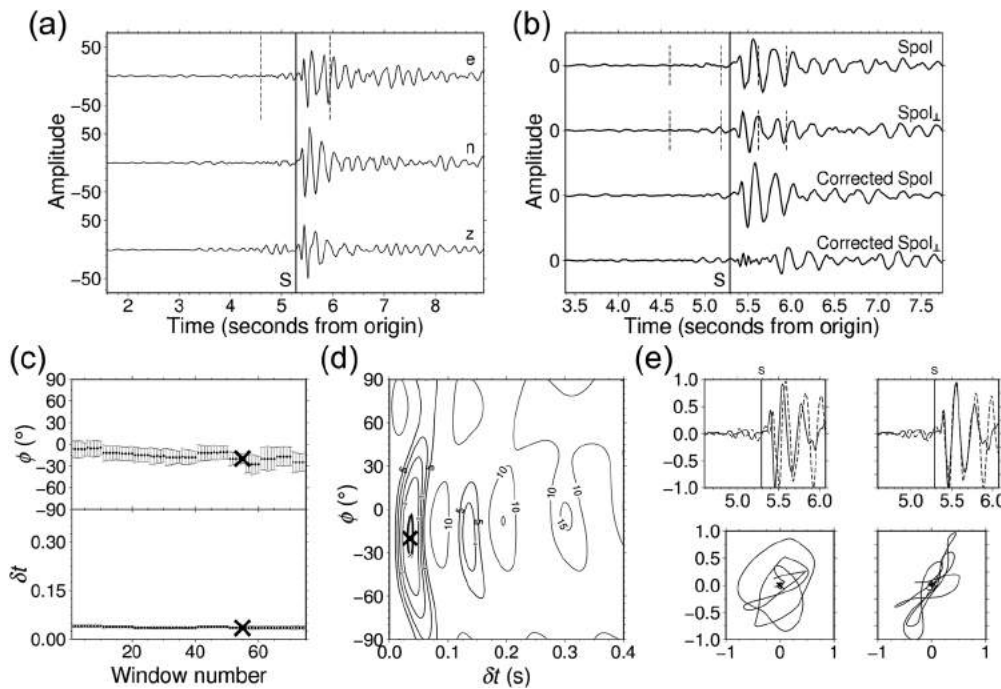


Figure 2. Example of output from MFAST of an A grade automatic shear-wave splitting (SWS) measurement for a local event (2015.275, 00:08:43 UTC, 0.7 M_L) recorded at the station PEND. (a) Band-pass filtered (3–5 Hz) east (e), north (n), and vertical (v) waveforms. The vertical black line marks the S-wave arrival time, and dashed lines represent the limits of the time window for SWS analysis. (b) Waveforms rotated into the incoming polarization direction (Spol) and its perpendicular value (Spol \perp). The bottom two waveforms are corrected for anisotropy. The two first dashed lines show the range of starting allowed for the window for SWS measurements, whereas the last two lines mark its possible endings. (c) Splitting parameters determined for each time window. (d) Contours of the smallest eigenvalue of the covariance matrix for the final estimation. (e) Waveforms (top) and particle motions (bottom) for the waveforms rotated in the fast and the slow directions (left) and corrected by the delay time (right).

eigenvalue of the covariance matrix of particle motion is reached. The most stable solution is selected by cluster analysis (Fig. 2c). To calculate the 95% confidence region and estimate errors, an F -test is performed (Walsh *et al.*, 2013; Fig. 2d). The MFAST code is capable of automatically evaluating the final results and classifying them in accordance with grading criteria, avoiding the introduction of subjective bias in the calculations. This grading process is based on a modified cluster analysis (Teaby *et al.*, 2004) that compares all clusters with event numbers above a minimum threshold to the cluster. This yields the highest number of measurements with the smallest associated errors, and this is regarded as the best cluster. Grades are then attributed by contrasting the difference between ϕ and δt of the best cluster and the rest. The final grade of each event is made based on the cluster grade, the SNR values, and the 95% confidence interval of the ϕ measurement (Wessel, 2010).

Aside from the SNR, three issues complicate the accurate measurement of SWS: the contamination of the results by local S-to-P converted phases (Nuttli, 1961; Booth and Crampin, 1985), the presence of “null” directions (Wüstefeld and

Bokelmann, 2007), and cycle skipping. The first effect is eliminated by considering only shear waves with steep angles of incidence. Nuttli (1961) demonstrated that for a homogeneous half-space with a Poisson’s ratio of 0.25, the critical angle is 35° from the vertical. However, to avoid rejecting useful data unnecessarily, we decided to extend the acceptable incidence angle to 45°, a typical cutoff value in many SWS studies (e.g., Cochran *et al.*, 2006; Araragi *et al.*, 2015; Kanaujia *et al.*, 2019), that some authors have even increased to <60° (Holt *et al.*, 2013; Savage *et al.*, 2016). The presence of converted phases will result in ϕ s oriented parallel to the direction of the ray paths as well as vertical-component waveforms with higher amplitudes than the horizontal ones. To ensure that S-to-P converted phases are not affecting the results, we checked the correspondence between back azimuths, incidence angles, and ϕ s in Figure S2 and the consistency of the waveforms in Figure S3. From this analysis,

we inferred that S-P conversion did not condition the SWS parameters systematically. The incidence angles are estimated in the MFAST package using the raytracing utility of the TauP toolkit (Crotwell *et al.*, 1999).

The null directions issue is avoided by rejecting all determinations in which the difference between the initial shear-wave polarization and the calculated fast orientation of the medium does not fall between 20° and 70°. Cycle skipping is prevented by only analyzing δt s that are below 80% of the maximum δt (0.5 s), in addition to the application of wide band filters to the waveforms. Only grade A (SNR > 4 and ϕ errors <10°) or B (SNR > 3 and ϕ errors <25°) results have been used for interpretation. Finally, we performed a visual inspection (waveform fit and linearity of the horizontal particle motion; Fig. 2e) to discard outliers. More examples of MFAST outputs can be found in Figures S4 and S5.

ANI

The processing of the seismic data to obtain Rayleigh-wave dispersion measurements follows the workflow proposed by

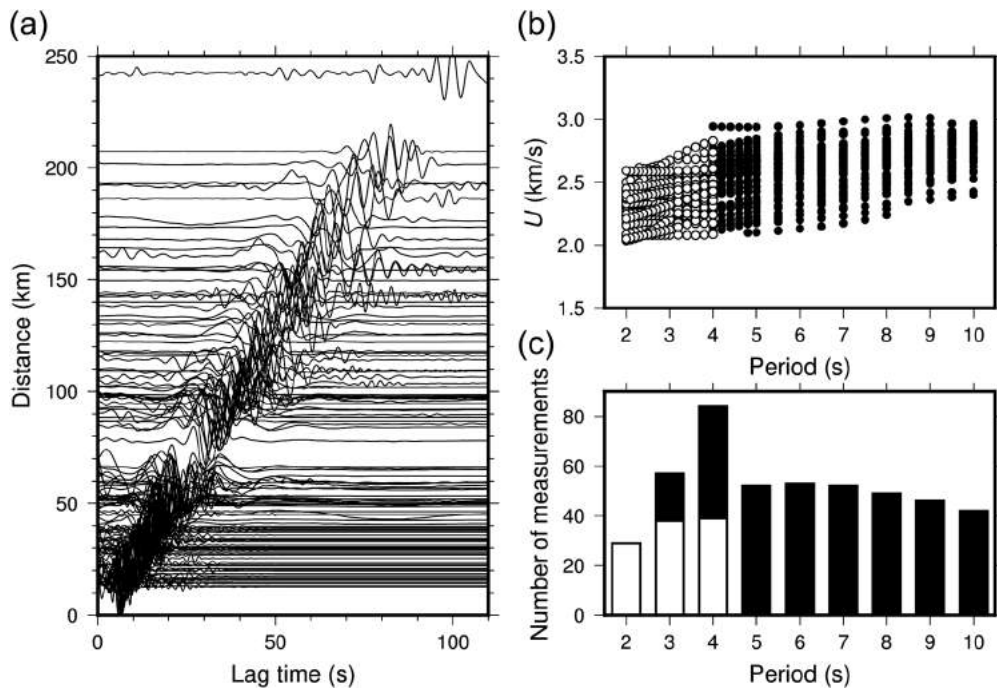


Figure 3. (a) Record section showing the symmetric empirical Green's functions of all the available station pairs. (b) Rayleigh-wave group velocity measurements from the GEOSN (white) and IberArray (black) networks. (c) Number of velocity measurements.

Bensen *et al.* (2007). In a first step, continuous vertical-component data are cut in 24 hr segments and downsampled to 25 Hz. Next, after removing the instrument response, traces are demeaned, detrended, and band-pass filtered (corner frequencies of 0.01–2.0 Hz for the broadband and 0.1–2.0 Hz for the short-period data). The second step is the computation of the cross correlations between each station pair with the phase cross-correlation technique (Schimmel, 1999). This was done for lag times of 150 s for the broadband data and 60 s for the short-period data. The positive and the time-reversed negative parts of the daily station-pair cross correlations are then stacked with the time–frequency domain phase-weighted procedure of Schimmel and Gallart (2007) to obtain the symmetrical empirical Green's functions (Fig. 3a). Given that we have only processed vertical components, the dominant short-period Rayleigh waves emerge from the background noise.

The next stage consists in the measurement of the dispersion curves and the extraction of the Rayleigh-wave group velocities (Fig. 3b). For this task, we used the multiple filter analysis method of Dziewonski *et al.* (1969), as implemented in the program *do_mft* (Herrmann and Ammon, 2002; Herrmann, 2013). The dispersion curves for each station pair are then picked manually between periods of 4 and 10 s for the broadband data and between 2 and 4 s for the short-period dataset. The estimation of the group velocity uncertainties with the bootstrapping method applied in Matos *et al.* (2015) showed that they are, on average, below 1% and 1.5% for

the broadband and the short-period traces, respectively. A more detailed description of the methodology can be found in Acevedo *et al.* (2019).

Finally, the raw group velocity measurements are represented against the azimuth of the propagation direction. The anisotropic parameters are then estimated by fitting the whole raw dispersion data at a certain period to an even-order harmonic function with 180° and 90° periodicity (Smith and Dahlen, 1973).

Results

SWS measurements from local earthquakes

In total, including only A and B quality measurements, we obtained 360 SWS estimations from local earthquakes recorded by at least one of the 23 stations that were operative

within the study area. The complete list of all the individual SWS measurements is available in Table S2. Φ s are plotted as rose diagrams in Figure 4, and the average splitting parameters at each station are summarized in Table 1. These average values, along with their standard deviations, have been calculated using the directional statistics program included in the MFAST package, and which is based on the Von Mises method (e.g., Mardia and Jupp, 2000). A test for nonrandomness (Berens, 2009) was conducted, together with the calculation of each average ϕ value. All stations with ≥ 4 individual SWS determinations show reliable mean values at the 0.05 significance level.

In general, ϕ s from the GEOSN network show main orientations close to east–west, roughly speaking, with some stations located near the VF and the León fault (LF) featuring northwest–southeast and northeast–southwest directions, respectively. These observations are in accordance with the orientations of the main geological structures in the area (Variscan, Alpine and Variscan reactivated in the Alpine). Average ϕ s of the GEOSN stations range between $83^\circ \pm 18^\circ$ and $-88^\circ \pm 32^\circ$ (degrees from north, Table 1). The IberArray stations display a higher variability of ϕ s. To the west of the study area, north–south ϕ s are dominant, following the Variscan crustal fabric. In contrast, in the central and eastern part of the CM, east–west and northwest–southeast ϕ s prevail, coincident with both Variscan and Alpine structures. The stations located in the Duero basin exhibit north–south ϕ s (Fig. 4).

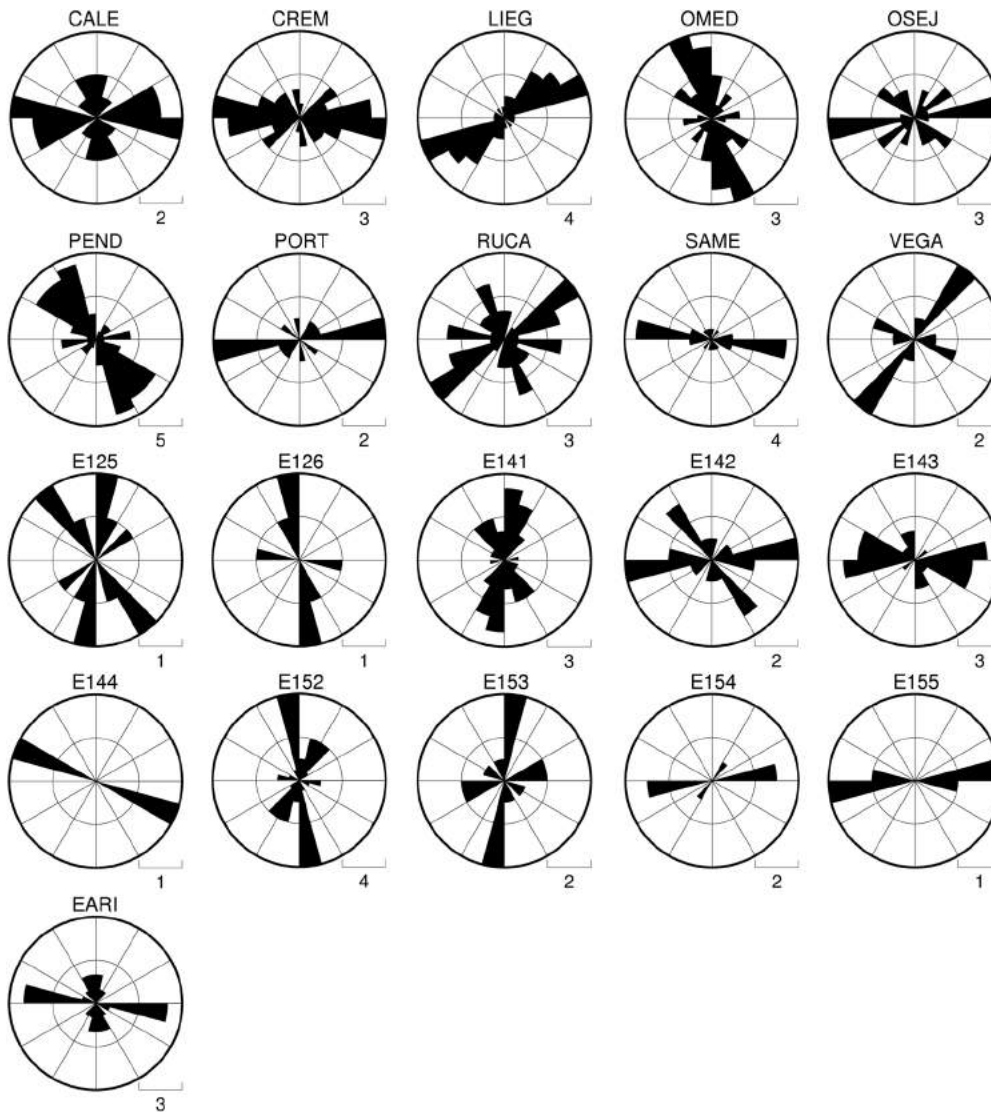


Figure 4. Rose diagrams of the fast-polarization directions measured at each station. Numbers in the bottom right indicate the number of measurements contained in each circular grid line.

The average δt s obtained from the GEOSN and the IberArray datasets are 0.11 and 0.17 s, respectively, with standard deviations of ± 0.08 and ± 0.09 s (Table 1). The divergence between these values is probably related to the difference in scale between the sampled areas; the GEOSN network is centered in a region homogeneously affected by the Alpine deformation, whereas the IberArray network comprises a Variscan basement with a spatially variable degree of Alpine deformation. Focusing on individual stations, the largest average δt s are observed at stations E142 (0.23 s), E143 (0.20 s), and E154 (0.20 s). The smallest δt s are reported in stations PEND and SAME (0.066 s). Despite the aforementioned change in the orientation of the structures and the intensity of the Alpine deformation from east to west, which together cause local variations in the anisotropic parameters, the basement of the

study area is uniformly formed by Paleozoic rocks that belong to the foreland thrust and fold belt of the Variscan orogen (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Thus, to quantify the anisotropy in the study area, we can assume a homogeneous distribution of the anisotropic volume. In that case, the magnitude of the anisotropy from SWS measurements (A_{SWS}) in the upper crust can be roughly estimated from equation (1):

$$A_{\text{SWS}} = (\delta t d) / (T d'), \quad (1)$$

in which δt , d , T , and d' represent the delay time, the depth of the hypocenter, the P -wave travel time, and the thickness of the anisotropic medium, respectively (Aragai *et al.*, 2015). Considering the seismogenic thickness (~ 20 km; Llana-Fúnez and López-Fernández, 2015) as the anisotropic volume and a mean V_P velocity of 6.2 km/s based on refraction profiles by Fernández-Viejo *et al.* (2000), the magnitude of the A_{SWS} in the GEOSN area is $\sim 3.0\%$. In contrast, from the analysis of the IberArray dataset, we have calculated an A_{SWS} magnitude in the whole study area of $\sim 1.6\%$.

The SWS parameters (ϕ , δt) are sensitive to changes in the microcrack geometry (Zatsepin and Crampin, 1997; Crampin, 1999), so the use of two datasets with different recording periods may introduce errors in the results. The intrinsic characteristics of the seismicity in the CM, in which persistent swarms of earthquakes are not observed, complicate the extraction of enough S-wave signals to precisely monitor the potential temporal variations. However, these changes are typically related to alterations in the stress regime of a region associated with the occurrence of moderate or large earthquakes (e.g., Gao and Crampin, 2006). In regions where microseismicity ($M_L < 3.0$) is dominant and sparse, like the CM, significant changes in these parameters are not expected and, if they do occur, they are usually of short duration (few days or less) and affect a small area around the epicenter (e.g., Gao and Crampin, 2004, 2008).

TABLE 1

Average Shear-Wave Splitting Parameters at Stations Measured in This Study

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Average ϕ (°)	St. Dev. ϕ	Average δt (s)	St. Dev. δt	R	Number
GEOSN.CALE	43.16	-5.40	-88	32	0.09	0.04	0.14	20
GEOSN.CREM	42.91	-5.16	-84	7	0.14	0.10	0.51	26
GEOSN.LIEG	43.02	-5.08	52	5	0.12	0.07	0.62	28
GEOSN.OMED	43.28	-5.37	-15	9	0.11	0.07	0.44	26
GEOSN.OSEJ	43.14	-5.04	83	18	0.12	0.09	0.24	21
GEOSN.PEND	43.15	-5.24	-42	7	0.06	0.05	0.44	42
GEOSN.PORT	43.04	-4.85	74	11	0.11	0.11	0.54	9
GOESN.RUCA	42.96	-5.32	68	32	0.13	0.09	0.11	29
GEOSN.SAME	43.26	-5.12	-78	10	0.06	0.04	0.49	16
GOESN.VEGA	43.04	-5.49	51	18	0.15	0.09	0.33	10
<i>All GEOSN</i>	—	—	-86	11	0.11	0.08	0.12	227
IB.E125	42.45	-5.69	-5	17	0.12	0.09	0.42	7
IB.E126	42.43	-5.06	-19	17	0.13	0.07	0.53	4
IB.E127	42.48	-4.36	—	—	—	—	—	0
IB.E128	42.41	-3.65	—	—	—	—	—	0
IB.E141	42.82	-6.05	-4	7	0.11	0.09	0.53	22
IB.E142	42.89	-5.42	-80	21	0.23	0.10	0.25	14
IB.E143	42.91	-4.61	-75	9	0.20	0.09	0.48	20
IB.E144	42.89	-3.88	—	—	—	—	—	2
IB.E152	43.27	-6.38	9	7	0.18	0.07	0.54	23
IB.E153	43.23	-5.72	11	58	0.17	0.09	0.10	12
IB.E154	43.35	-4.60	53	12	0.20	0.05	0.48	11
IB.E155	43.24	-4.00	—	—	—	—	—	3
ES.EARI	43.30	-5.21	-35	21	0.19	0.08	0.24	15
<i>All IB+SSN</i>	—	—	-9	17	0.17	0.09	0.10	133

Italicized values represent the mean values for each seismic network. Average ϕ , average fast direction; Average δt , average delay time; GEOSN, Geocantábrica Seismic Network; IB, IberArray; Number, number of measurements at each station; R , mean resultant length; SSN, Spanish Seismic Network; St. Dev. δt , standard deviation of delay time; St. Dev. ϕ , standard deviation of fast direction.

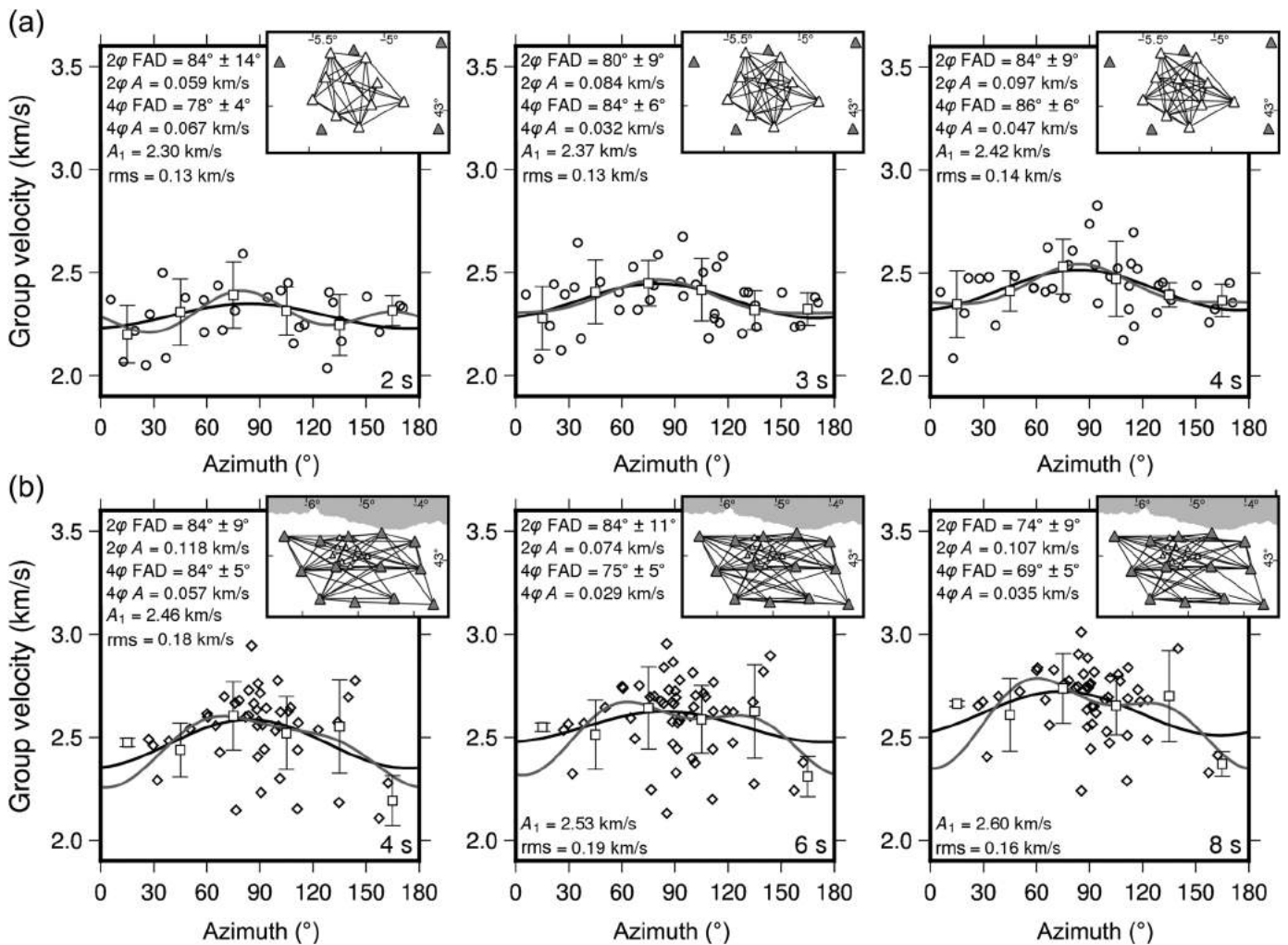
Rayleigh-wave group velocity azimuthal anisotropy

After rejecting curves offering bad quality or anomalous dispersion, we extracted group velocity measurements from 41 out of the 45 interstations paths from the GEOSN network and 100 out of the 123 paths from the IberArray network. In Figure 5a,b, we plotted each group velocity measurement at a given period as a function of the azimuth of each path connecting a virtual source and a receiver. The azimuthal velocity variations of Rayleigh waves at a given period follow the function (Smith and Dahlen, 1973):

$$U(\varphi) = A_1 + A_2 \cos 2\varphi + A_3 \sin 2\varphi + A_4 \cos 4\varphi + A_5 \sin 4\varphi, \quad (2)$$

in which A_1 represents the isotropic group velocity, and φ denotes the azimuth of the propagation direction taken positively from north to east (Babuska and Cara, 1991). The terms 2φ and 4φ describe azimuthal variations, showing a periodicity of 180° and 90° , respectively.

Figure 5a shows the azimuthal distribution of group velocities from the GEOSN dataset. To make comparisons with the fitted curves and estimate standard errors, we binned the velocity measurements in 30° increments. The fast azimuthal directions (FADs) are quite stable at all the analyzed periods, and they trend approximately east-west ($80^\circ \pm 10^\circ$). In general, the 180° periodicity is dominant at periods over 2 s. At those periods, the 2φ term is at least twice the 4φ term, as expected for



Rayleigh waves (Smith and Dahlen, 1973). Nonetheless, at periods of 2 s, the 90° component of the azimuth displays a similar amplitude to the 180° component. This variation is likely to be caused by the fact that short-period waves are more sensitive to small-scale structures close to the surface (Taylor *et al.*, 2019). The magnitude of the azimuthal anisotropy (A_{az}) is calculated from the group velocity difference between the maximum and the minimum value of the 180° periodicity curve (peak-to-peak anisotropy) and climbs from 5% at 2 s to 8% at 4 s (Fig. 6).

The azimuthal distribution of group velocity measurements at IberArray stations shows greater uncertainty than the GEOSN receivers. We suggest that this is caused by the higher scattering of the measurements and the scarcity of north-south-oriented interstation paths. These factors, along with the greater heterogeneity of the geological features in the IberArray area due to its greater extension, explain the mismatch between the best-fitting curves at the coincident period of 4 s. Nonetheless, if we consider a simpler 180° periodicity curve, the results from both datasets are consistent and show comparable amplitudes, FADs, and A_{az} magnitudes (Fig. 5b). The FADs obtained from the broadband data are east-west

Figure 5. Azimuthal variation of Rayleigh-wave group velocities at selected periods obtained from interstation paths (top right maps) of the (a) GEOSN network (white dots) and the (b) IberArray network (white diamonds). Squares show the average velocity for 30° azimuth bins along with their standard errors. Solid lines are the best-fitting curves to the raw group velocity measurements, considering a 180° (2ϕ) periodicity (black line) and a combined 180° and 90° (4ϕ) periodicity (gray line), of which amplitudes (A) are indicated. A_1 is the isotropic group velocity. Fast azimuthal directions (FADs) for the 2ϕ and 4ϕ terms of the equation (2) are displayed, and their misfit is shown in terms of root mean square (rms).

aligned up to 7 s. Above that period, a progressive rotation toward the northeast is observed, reaching $\sim 70^\circ \pm 12^\circ$. The 180° component of the A_{az} is still prevalent, but the 90° periodicity variation is significant. Finally, in terms of A_{az} magnitude, there is a sharp decrease between 4 and 7 s, reaching a minimum of 4% before increasing at 8 s and stabilizing at around 8% (Fig. 6). However, this reduction in the A_{az} magnitude is not associated with variations in the FADs, which remain close to east-west orientations at all periods. Considering the overlap

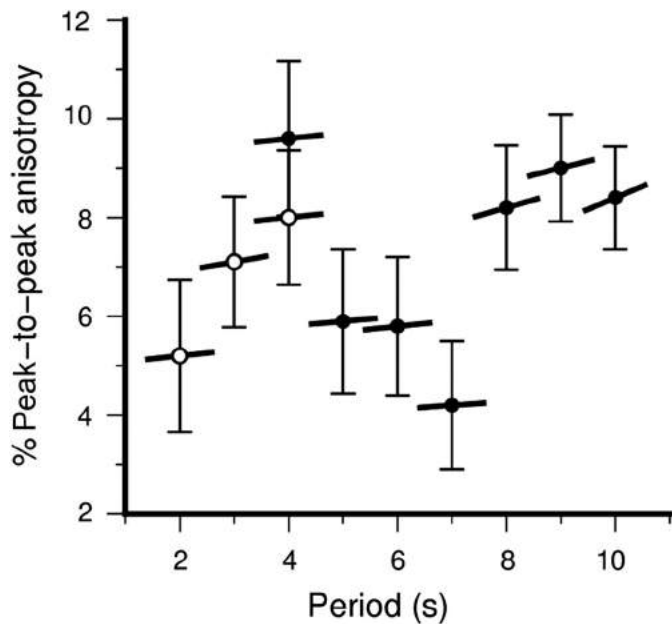


Figure 6. Anisotropy magnitude in terms of percentage of peak-to-peak anisotropy as a function of the period from GEOSN (white dots) and IberArray (black dots) ambient noise data. Thick black bars are aligned parallel to the calculated fast directions. Error bars represent two standard deviations of the anisotropy magnitude.

of the sensitivity kernels obtained (Acevedo *et al.*, 2019), period variations of 1 s correspond to depth increments of the sensitivity limits between 0.5 and 1 km. This change in the sampled rock volume seems too small to produce such a sharp drop in the A_{az} percentage at periods of 5, 6, and 7 s. Moreover, those specific measurements also display the highest determination errors (Fig. 6), so we infer that the A_{az} observations at those periods may be slightly underestimated.

Discussion

Delay times and anisotropy magnitude

The mean δt s at each station range between 0.06 and 0.23 s, whereas the average δt from all the available measurements is 0.13 s, with a standard deviation of 0.09 s. Such a large scattering in the δt s is typical in SWS studies using small earthquakes (Crampin *et al.*, 2004) and in tectonic regions (Araragi *et al.*, 2015). For example, Cochran & Kroll (2015) reported δt s values between 0.05 and 0.14 s and estimated a 8.7% A_{sws} for the upper 1.5 km of the crust in the Yuha Dessert. Another example of SWS in highly tectonized areas is the studies by Baccheschi *et al.* (2016) in the central Apennines and Kanaujia *et al.* (2019) in the Garhwal Lesser Himalaya. They obtained δt values between 0.02–0.26 and 0.01–0.29 s, respectively, and A_{sws} intensities of around 2%. Closer to our study region, Vavryčuk (1993) reported δt s up to 0.15 s and a 6% A_{sws} in the Bohemian massif, a large outcrop of

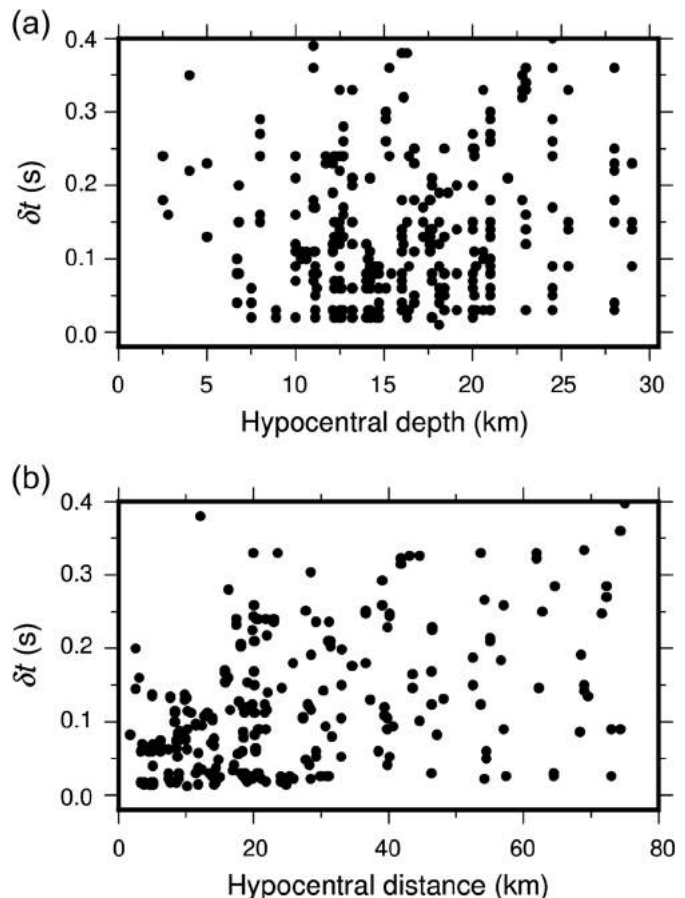


Figure 7. Delay time (δt) measurements versus (a) depth of the hypocenters and (b) hypocentral distance for both datasets.

Variscan rocks in central Europe that is genetically related to the Variscan Iberian massif.

Considering that the δt s from SWS measurements are directly linked to the anisotropy magnitude and the crack density in the rock volume (Crampin, 1994), we can transform δt s into A_{sws} magnitude using equation (1). We attempted to constrain the thickness of the anisotropic layer from the relationship between δt s and hypocentral depths (Fig. 7a) and hypocentral distances (R) (Fig. 7b). Despite this, no clear correlation is observed in the plots. The absence of a clear dependency between these variables has been recognized in many regions worldwide, such as the Apennines (Baccheschi *et al.*, 2016), northwest Turkey (Hurd and Bohnhoff, 2012), or the Loma Prieta segment of the San Andreas fault (Zhang and Schwartz, 1994). This suggests the presence of an anisotropic layer with a maximum thickness less than the minimum depth of the local earthquakes (Zhang and Schwartz, 1994; de Lorenzo and Trabace, 2011). Given that more than 95% of the events have their hypocenters located below 7.5 km, we can infer that seismic anisotropy does not originate at depths greater than this. In Figure S6, we have also compared the normalized delay times $\delta t_n = \delta t/R$ with the focal depths. Despite

the lack of measurements at shallow depths, a result of the intrinsic characteristics of the seismicity in the CM, the average δt_n at depths ≤ 7.5 km doubles (0.013 s/km) the one observed below that depth (0.006 s/km). If, as these observations suggest, we consider that the anisotropy occurs in a layer with a maximum thickness of ~ 7.5 km instead of within the entire crust, the SWS measurements yield an A_{SWS} magnitude of 8.1% in the GEOSN area and 4.2% in the IberArray area. These results are in good agreement with the range of A_{az} intensities obtained from ANI, which varies between 4% and 9% considering all periods. However, some discrepancies arise, when comparing the anisotropy results from both techniques for each individual dataset. The GEOSN and the IberArray regions yield average A_{az} of 6.8% and 7.3%, respectively, generating differences of -1.3% and 3.1% , when compared to the A_{SWS} . The higher variation in the IberArray area can be justified as a result of the higher dispersion and uncertainty of the group velocity determinations as well as the higher scatter of the δt . This translates into greater determination errors in both the methods (Fig. 6).

In general, high anisotropy intensities, even greater than 10%, are not uncommon (Crampin, 1994; Kuo-Chen *et al.*, 2013; Lin *et al.*, 2013; Lin and Schmandt, 2014) in the upper crust. In fact, they have been linked to regions with highly fractured and damaged rocks due to faulting (Mishra and Zhao, 2003). This is the case with the CM, in which previous reflection profiles (Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte-2; e.g., Fernández-Viejo *et al.*, 2000; Fernández-Viejo and Gallastegui, 2005; Gallastegui *et al.*, 2016) showed high reflectivity below the deformation front of the mountain range, along with the presence of fault intersections. According to Crampin (1994), the average anisotropy values in the CM, commonly over 4.5%, correspond to highly fractured rocks that could reach fracture criticality. In terms of the symmetry system of the sampled crust, we have not found a clear dependence between the SWS parameters and the back azimuth of the events (Fig. S7). This suggests that a simple, single-layer model with hexagonal symmetry and horizontal axis can be regarded as a suitable approximation. However, Diaz *et al.* (2006) describe a generalized azimuthal dependence of the mantle anisotropic parameters in northwest Iberia, so further studies, with a more appropriate dataset, may be needed on this matter.

Fast directions and anisotropy type

The FADs obtained from the Rayleigh-wave group velocity azimuthal analysis range between $84^\circ \pm 14^\circ$ and $70^\circ \pm 12^\circ$. Nonetheless, given that velocity observations relying on ambient noise cross correlations are probably affected by the inherent uncertainties of this methodology (e.g., the unknown distribution of the noise sources, or the averaging of the seismic velocities of the medium between the source and the receiver), we have used them to complement those from the independent SWS technique. However, ϕ s from the SWS method display a

greater variability. This can be attributed to the fact that the CM basement has a tectonically complex history, in which old lineaments from the arcuate Variscan belt (northwest–southeast directions in the south progressively rotating to northeast–southwest and east–west directions to the north) are overprinted by the mainly east–west-oriented brittle, Alpine structures (Fig. 8).

Despite the scattering of the SWS results, the east–west ϕ s are the commonest orientations for both methods. Φ s from the GEOSN dataset show an average ϕ of $-86^\circ \pm 11^\circ$, which is close to the FADs obtained in the area. Nevertheless, the IberArray dataset displays an average ϕ of $-9^\circ \pm 17^\circ$, almost perpendicular to the polarization directions derived from the azimuthal analysis. This apparent inconsistency suggests that the SWS technique is more strongly influenced by the local geological structure around the seismic stations than the ANI method, although the uncertainties in the IberArray group velocity determinations mentioned earlier may also be playing a role. Overall, except in the western limit of the study area, the majority of the ϕ s and the FADs tend to align parallel to the main Alpine lineaments (Fig. 8), and, thus, they can be regarded as orogen-parallel anisotropy, which has been observed in other mountain ranges like the Pyrenees (Vauchez and Barruol, 1996; Barruol *et al.*, 1998), the Alps (Fry *et al.*, 2010), or the Taiwan orogen (Huang *et al.*, 2015). Based on SWS estimations of SKS, SKKS, and PKS phases from distant earthquakes, Díaz *et al.* (2002, 2006, 2015) also reported east–west ϕ s (-80°) and δt values below 1 s in the upper mantle and the lower crust under the CM. Thus, our results, with the exceptions in the west noted previously, may indicate a coherent deformation between the upper and the lower crust. The present-day asthenospheric flow is invoked to explain the main ϕ s in the mantle (Faccenna *et al.*, 2014), but the possibility of a small contribution of the Alpine deformation to the anisotropy has also been proposed (Díaz *et al.*, 2015).

Several of our SWS observations depart from this general east–west trend. In most of these cases, there is a striking similarity between the average ϕ s and the trace of local structures. For example, stations PEND and OMED seem to portray the strike of the northwest–southeast-oriented VF, stations E152 and E153 depict the trend of the north–south-oriented main Variscan thrusts in the area (e.g., Aramo thrust [AT] and Narcea antiform [NA]), and stations CREM and E143 show ϕ s parallel to the frontal thrust of the CM and similarly oriented associated structures, respectively (Fig. 8). All these faults have been identified as active or potentially active structures (VF, García-Mayordomo *et al.*, 2012; López-Fernández *et al.*, 2018; AT, González-Cortina 2018; NA, frontal thrust of the CM, and LF, Villamor *et al.*, 2012). However, long and well-developed faults are not the only ones that influence the anisotropy. For example, Cochran and Kroll (2015) described structure-controlled anisotropy associated to relatively short (< 10 km) faults that have probably not experienced large

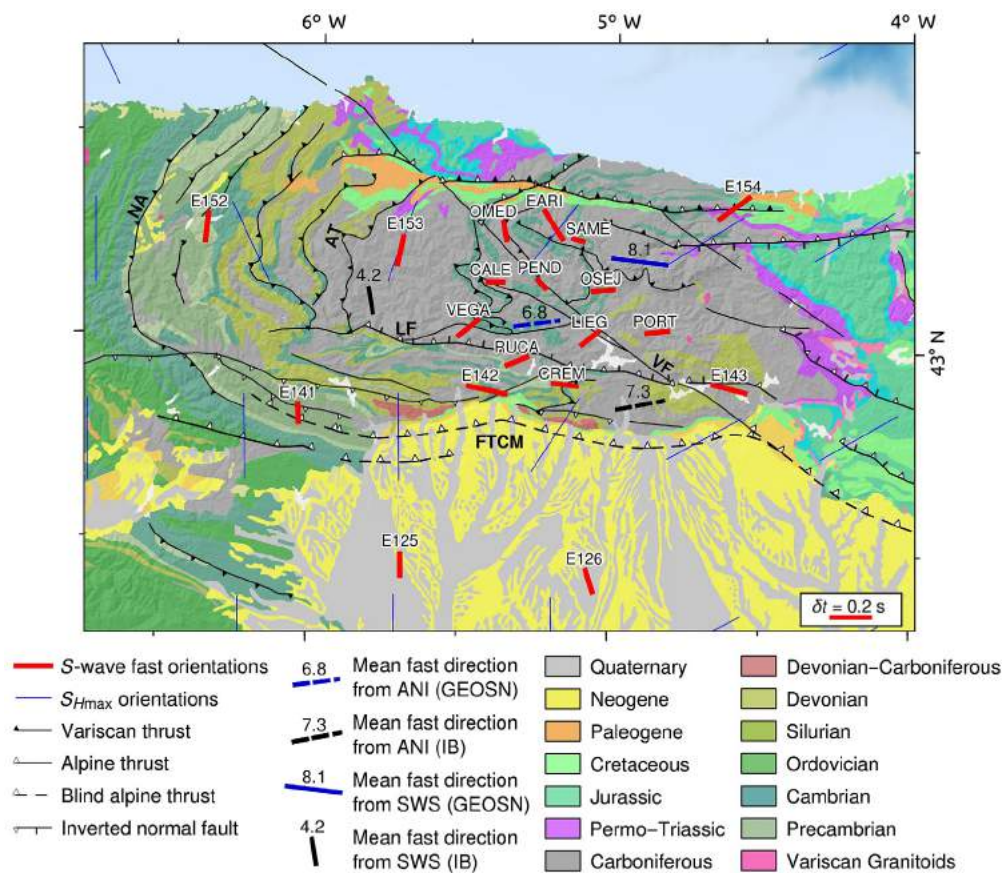


Figure 8. Anisotropic parameters at each station overprinting a geological map of the study area (IGME, 1994). Thick red bars are oriented along the fast-polarization direction from SWS, and their length is proportional to the delay time. The mean anisotropy (%), calculated from the GEOSN (blue bars) and the IberArray (IB, black bars) datasets using SWS (continuous bars) and ambient noise interferometry (ANI) (dashed bars), is indicated. S_{Hmax} orientations adapted from Carafa and Barba (2013). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

offsets. The local stress field perturbation in the vicinity of active faults (e.g., Hardebeck and Michael, 2004) due to complex fault geometry (Chester and Fletcher, 1997) or a change in the elastic properties in damage zones (Faulkner et al., 2006) is the most probable cause of the rotation of the fast directions toward the fault strike.

In general, the link observed between ϕ s and the structural fabric in the study area cannot be explained with the widely used extensive dilatancy anisotropy model (Crampin, 1978; Crampin and Peacock, 2005). In this hypothesis, stress-aligned, fluid-saturated, near-vertical microcracks are the main source of anisotropy in the upper crust, and ϕ s tends to align toward the S_{Hmax} orientation that originated those cracks. In contrast, the general anisotropy pattern in the CM is similar to a structural-controlled anisotropy model (Zinke and Zoback, 2000), which describes the anisotropy as the result of the preferential alignment of structural features at different scales. This model provides a good description of the observations of orogen-parallel, mainly east–west ϕ s in the central and eastern sector of

the study area. However, north–south ϕ s become dominant in the western sector. A possible explanation of this behavior is that, in this western area, the Alpine deformation was weaker or even absent, so the older Variscan imprint is dominant. The Variscan structures in this zone present north–south trends that coincide with the orientation of the ϕ s calculated from the seismic stations (E152–E153–E141). The stations located in the foreland Duero basin (E125–E126), which is filled with ~ 1.5 km of subhorizontal undeformed sediments, also display north–northwest–south–southeast ϕ s that run parallel to the fabric of the underlying Variscan basement (Figs. 1 and 8). However, given that S_{Hmax} orientations proposed in several studies of the stress state of the Iberian Peninsula (e.g., Andeweg et al., 1999; Herráiz et al., 2000; de Vicente et al., 2008; Carafa and Barba, 2013) show north–south directions in the study area, the presence of local fluid-filled crack systems

may be also contributing to the anisotropy in the western sector. Although the individual contribution by the structural or the stress mechanism is difficult to distinguish and to quantify, the absence of deformation and generalized stress cracks in the area and the presence of aligned fractures suggest that the structural component of the anisotropy is dominant.

It is also necessary to consider that, unlike the rest of the study area, the western domain is mainly composed of siliciclastic rocks (slates and sandstones) with cleavage plains and a low grade of metamorphism. The orientation of the cleavage is parallel to the major structures of the western area (thrusts and large folds) with which it is genetically related and describes the same rotation around the Cantabrian arc. This suggests that the existence of cleavage may be reinforcing the anisotropy of these structures. Rock-forming minerals in slates, such as phyllosilicates, are among some of the most anisotropic minerals, and oriented grains and crystal lattices tend to preserve part of their intrinsic anisotropy (e.g., Mainprice and Nicolas, 1989; Sherrington et al., 2004; Taylor et al., 2019). Their

contribution to the anisotropy is, again, difficult to quantify with the techniques used in our work. However, several studies have demonstrated that cracks (stress or structure related) are the most important source of anisotropy in the uppermost crust, in which low pressures allow them to remain open (e.g., Kern and Wenk, 1990). Thus, the contribution of aligned minerals to the observed anisotropy is expected to be small, but further field and laboratory studies are needed on this issue.

Conclusions

The anisotropic features of the upper crust (0–10 km) of the central CM are investigated independently by ANI and SWS analyses. In general, the anisotropy magnitude in the region ranges between 4% and 9%. The absence of a clear dependence between splitting times and depth allows us to establish that the maximum effective thickness of the anisotropic layer is ~7.5 km. The delay times in the study area range between 0.06 and 0.23 s, which is well within the normal range of delay time values in tectonic regions. The fast directions obtained from Rayleigh-wave group velocity azimuthal analysis display mainly orogen-parallel east–west-oriented directions. On the other hand, fast-polarization directions from SWS measurements present spatial variations that reflect the dominant trend of the older structures. In the west, fast-polarization directions tend to follow the orientation of the north–south Variscan fabric in the crust, whereas to the east, where the Alpine imprint is stronger, many fast directions are aligned parallel to the east–west-oriented Alpine structures. These results confirm that the anisotropy in the CM is largely controlled by the structure, but the existence of stress-controlled anisotropy to the west of the study area cannot be completely discarded.

Data and Resources

The local data presented and used in this study were collected using a seismic network funded by projects Monitorización Integrada del Sistema Tierra en España: Red de Investigación y Observación Sísmica (MISTERIOS) and Procesos geológicos modeladores del relieve de la Cordillera Cantábrica (GEOCANTÁBRICA; DOI: [10.7914/SN/2M_2015](https://doi.org/10.7914/SN/2M_2015)). The deployment of the IberArray broadband seismic network (DOI: [10.7914/SN/IB](https://doi.org/10.7914/SN/IB)) was part of the Geosciences in Iberia: Integrated studies on Topography and 4D Evolution (TOPOIBERIA) CSD2006-00041 (Geosciences in Iberia: Integrated studies on Topography and 4D Evolution) Grant from the Spanish Ministry of Science and Innovation. All seismic data needed to reproduce this research are available online at the Observatories and Research Facilities for European Seismology (ORFEUS) Data Center (<http://www.orfeus-eu.org/>). Data processing used the codes: Corr_stack version 0.41 (v.04.1; Schimmel *et al.*, 2011), MFAST v.2.2 (Savage *et al.*, 2010), and Computer Programs in Seismology v.3.30 (Herrmann, 2013). The supplemental material for this article includes additional information on the velocity model and the dependence of shear-wave splitting (SWS) measurements on the incidence angle, the back azimuth, and the hypocentral depth of the events; together with the complete list of all the individual SWS determinations

showing the applied filters and additional examples of MFAST outputs. Data about Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera–Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICTJA-CSIC) Seismic Laboratory are available at <http://labsis.ictja.csic.es>. All websites were last accessed on July 2020.

Acknowledgments

The authors wish to thank Allison Bent and three anonymous reviewers for their insightful and valuable reviews and comments. This study was funded by research Grants GEOCANTÁBRICA (GRUPIN14-044), GEOCANTÁBRICA-COSTA (GRUPIN18-000184), and MISTERIOS (MINECO-13-CGL2013-48601-C2-2-R). Jorge Acevedo has a Ph.D. Grant “Severo Ochoa” from the Asturias Government (PA-17-PF-BP16139). Additional support from Grant CGL2017-86487-P is acknowledged. The authors would like to thank the Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera–Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICTJA-CSIC) Seismic Laboratory (see [Data and Resources](#)) for sharing their seismic stations. The authors also thank the Instituto Geográfico Nacional (IGN, Spain) for providing seismic data from the EARI permanent station. The authors finally want to acknowledge Robin Walker for his English language revision of the article.

References

- Acevedo, J., G. Fernández-Viejo, S. Llana-Fúnez, C. López-Fernández, and J. Olona (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain, *Geophys. J. Int.* **219**, 479–495, doi: [10.1093/gji/ggz308](https://doi.org/10.1093/gji/ggz308).
- Alonso, J. L., J. A. Pulgar, J. C. García-Ramos, and P. Barba (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains, in *Tertiary Basins of Spain*, P. F. Friend and C. J. Dabrio (Editors), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 19–22, doi: [10.1017/CBO9780511524851.031](https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.031).
- Álvarez-Marrón, J., E. Rubio, and M. Torne (1997). Subduction-related structures in the north Iberian margin, *J. Geophys. Res.* **102**, 22,497–22,511, doi: [10.1029/97JB01425](https://doi.org/10.1029/97JB01425).
- Andeweg, B., G. De Vicente, S. Cloetingh, J. Giner, and A. Muñoz Martín (1999). Local stress fields and intraplate deformation in Iberia: Variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources, *Tectonophysics* **305**, 153–164, doi: [10.1016/S0040-1951\(99\)00004-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00004-9).
- Araragi, K. R., M. K. Savage, T. Ohminato, and Y. Aoki (2015). Seismic anisotropy of the upper crust around Mount Fuji, Japan, *J. Geophys. Res.* **120**, 2739–2751, doi: [10.1002/2014JB011554](https://doi.org/10.1002/2014JB011554).
- Babuska, V., and M. Cara (1991). *Seismic Anisotropy in the Earth*, Vol. 10, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Baccheschi, P., M. Pastori, L. Margheriti, and D. Piccinini (2016). Shear wave splitting of the 2009 L’Aquila seismic sequence: Fluid saturated microcracks and crustal fractures in the Abruzzi region (central Apennines, Italy), *Geophys. J. Int.* **204**, 1531–1549, doi: [10.1093/gji/ggv536](https://doi.org/10.1093/gji/ggv536).
- Barruol, G., A. Souriau, A. Vauchez, J. Díaz, J. Gallart, J. Tubia, and J. Cuevas (1998). Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear-wave splitting, *J. Geophys. Res.* **103**, 30,039–30,053.
- Bensen, G., M. Ritzwoller, M. Barmin, A. Levshin, M. Moschetti, N. Shapiro, and Y. Yang (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion

- measurements, *Geophys. J. Int.* **169**, 1239–1260, doi: [10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x).
- Berens, P. (2009). CircStat: A MATLAB toolbox for circular statistics, *J. Stat. Software* **31**, 1–21, doi: [10.18637/jss.v031.i10](https://doi.org/10.18637/jss.v031.i10).
- Boillot, G., P. A. Dupeuble, and J. Malod (1979). Subduction and tectonics on the continental margin of northern Spain, *Mar. Geol.* **32**, 53–70, doi: [10.1016/0025-3227\(79\)90146-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(79)90146-4).
- Boness, N. L., and M. D. Zoback (2006). Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California, *Geology* **34**, 825–828, doi: [10.1130/G22309.1](https://doi.org/10.1130/G22309.1).
- Booth, D. C., and S. Crampin (1985). Shear-wave polarizations on a curve wavefront at an isotropic free surface, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **83**, 31–45, doi: [10.1111/j.1365-246X.1985.tb05154.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05154.x).
- Cadenas, P., and G. Fernández-Viejo (2016). The Asturian basin within the North Iberian margin (Bay of Biscay): Seismic characterisation of its geometry and its Mesozoic and Cenozoic cover, *Basin Res.* **29**, 521–541, doi: [10.1111/bre.12187](https://doi.org/10.1111/bre.12187).
- Carafa, M. M. C., and S. Barba (2013). The stress field in Europe: Optimal orientations with confidence limits, *Geophys. J. Int.* **193**, 531–548, doi: [10.1093/gji/ggt024](https://doi.org/10.1093/gji/ggt024).
- Chester, J. S., and R. C. Fletcher (1997). Stress distribution and failure in anisotropic rock near a bend or weak fault, *J. Geophys. Res.* **102**, 693–708, doi: [10.1029/96JB02791](https://doi.org/10.1029/96JB02791).
- Cochran, E. S., and K. A. Kroll (2015). Stress- and structure-controlled anisotropy in a region of complex faulting—Yuha Desert, California, *Geophys. J. Int.* **202**, 1109–1121, doi: [10.1093/gji/ggv191](https://doi.org/10.1093/gji/ggv191).
- Cochran, E. S., Y.-G. Li, and J. E. Vidale (2006). Anisotropy in the shallow crust observed around the San Andreas fault before and after the 2004 M6.0 Parkfield earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 364–375, doi: [10.1785/0120050804](https://doi.org/10.1785/0120050804).
- Crampin, S. (1978). Seismic-wave propagation through a cracked solid: Polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **53**, 467–496, doi: [10.1111/j.1365-246X.1978.tb03754.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb03754.x).
- Crampin, S. (1991). Wave propagation through fluid filled inclusions of various shapes: Interpretation of extensive dilatancy anisotropy, *Geophys. J. Int.* **104**, 611–623, doi: [10.1111/j.1365-246X.1991.tb05705.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb05705.x).
- Crampin, S. (1994). The fracture criticality of crustal rocks, *Geophys. J. Int.* **118**, 428–438, doi: [10.1111/j.1365-246X.1994.tb03974.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03974.x).
- Crampin, S. (1999). Calculable fluid-rock interactions, *J. Geol. Soc.* **156**, 501–514, doi: [10.1144/gsjgs.156.3.0501](https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.3.0501).
- Crampin, S., and J. H. Lovell (1991). A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: What does it mean? What use can we make of it? And what should we do next? *Geophys. J. Int.* **107**, 387–407, doi: [10.1111/j.1365-246X.1991.tb01401.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb01401.x).
- Crampin, S., and S. Peacock (2005). A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth, *Wave Motion* **41**, 59–77, doi: [10.1016/j.wavemoti.2004.05.006](https://doi.org/10.1016/j.wavemoti.2004.05.006).
- Crampin, S., S. Peacock, Y. Gao, and S. Chastin (2004). The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes, *Geophys. J. Int.* **156**, 39–44, doi: [10.1111/j.1365-246X.2004.02040.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02040.x).
- Crotwell, H. P., T. J. Owens, and J. Ritsema (1999). The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismol. Res. Lett.* **70**, 154–160, doi: [10.1785/gssrl.70.2.154](https://doi.org/10.1785/gssrl.70.2.154).
- de Lorenzo, S., and M. Trabace (2011). Seismic anisotropy of the shallow crust in the Umbria–Marche (Italy) region, *Phys. Earth Planet. In.* **189**, 34–46, doi: [10.1016/j.pepi.2011.09.008](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.09.008).
- de Vicente, G., S. Cloetingh, A. Muñoz-Martín, A. Olaiz, D. Stich, R. Vegas, J. Galindo-Zaldívar, and J. Fernández-Lozano (2008). Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications, *Tectonics* **27**, TC1009, 1–22, doi: [10.1029/2006TC002093](https://doi.org/10.1029/2006TC002093).
- Díaz, J., J. Gallart, I. Morais, G. Silveira, D. Pedreira, J. A. Pulgar, N. A. Dias, M. Ruiz, and J. M. González-Cortina (2015). From the Bay of Biscay to the High Atlas: Completing the anisotropic characterization of the upper mantle beneath the westernmost Mediterranean region, *Tectonophysics* **663**, 192–202, doi: [10.1016/j.tecto.2015.03.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.007).
- Díaz, J., J. Gallart, M. Ruiz, J. A. Pulgar, C. López, and J. M. González-Cortina (2002). Anisotropic features of the Alpine lithosphere in northern Spain, *Geophys. Res. Lett.* **29**, 2225, doi: [10.1029/2002GL015997](https://doi.org/10.1029/2002GL015997).
- Díaz, J., J. Gallart, M. Ruiz, J. A. Pulgar, C. López, and J. M. González-Cortina (2006). Probing seismic anisotropy in North Iberia from shear wave splitting, *Phys. Earth Planet. In.* **158**, 210–225, doi: [10.1016/j.pepi.2005.12.011](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.12.011).
- Díaz, J., A. Villaseñor, J. Gallart, J. Morales, A. Pazos, D. Córdoba, J. Pulgar, J. L. García-Lobón, M. Harnafi, and TopoIberia Seismic Working Group (2009). The IBERARRAY broadband seismic network: A new tool to investigate the deep structure beneath Iberia, *ORFEUS Newsletter* **8**, 1–6.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman (1969). A technique for analysis of transient seismic signals, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **59**, 427–444.
- Faccenna, C., T. W. Becker, L. Auer, A. Billi, L. Boschi, J. P. Brun, F. A. Cappitani, F. Funicello, F. Horvath, L. Jolivet, et al. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean, *Rev. Geophys.* **52**, 283–332, doi: [10.1002/2013RG000444](https://doi.org/10.1002/2013RG000444).
- Faulkner, D. R., T. M. Mitchell, D. Healy, and M. J. Heap (2006). Slip on ‘weak’ faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone, *Nature* **444**, 922–925, doi: [10.1038/nature05353](https://doi.org/10.1038/nature05353).
- Fernández-Viejo, G., J. Gallart, J. A. Pulgar, D. Córdoba, and J. J. Dañoibeitia (2000). Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin, *J. Geophys. Res.* **105**, 3001–3018, doi: [10.1029/1999JB900321](https://doi.org/10.1029/1999JB900321).
- Fernández-Viejo, G., and J. Gallastegui (2005). The ESCI-N project after a decade: A synthesis of the results and open questions, *Trabajos Geol.* **25**, 9–25.
- Fernández-Viejo, G., C. López Fernández, M. J. Domínguez-Cuesta, and P. Cadenas (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? The Cantabrian-Fault case, *Sci. Rep.* **4**, 3661, doi: [10.1038/srep03661](https://doi.org/10.1038/srep03661).
- Fernández-Viejo, G., J. A. Pulgar, J. Gallastegui, and L. Quintana (2012). The fossil accretionary wedge of the Bay of Biscay: Critical wedge analysis on depth-migrated seismic sections and geodynamical implications, *J. Geol.* **120**, 315–331, doi: [10.1086/664789](https://doi.org/10.1086/664789).
- Fry, B., F. Deschamps, E. Kissling, L. Stehly, and D. Giardini (2010). Layered azimuthal anisotropy of Rayleigh wave phase velocities in the European Alpine lithosphere inferred from ambient noise,

- Earth Planet. Sci. Lett.* **297**, 95–102, doi: [10.1016/j.epsl.2010.06.008](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.008).
- Gallastegui, J., J. A. Pulgar, and J. Gallart (2016). Alpine tectonic wedging and crustal delamination in the Cantabrian Mountains (NW Spain), *Solid Earth* **7**, 1043–1057, doi: [10.5194/se-7-1043-2016](https://doi.org/10.5194/se-7-1043-2016).
- Gao, Y., and S. Crampin (2004). Observations of stress relaxation before earthquakes, *Geophys. J. Int.* **157**, 578–582, doi: [10.1111/j.1365-246X.2004.02207.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02207.x).
- Gao, Y., and S. Crampin (2006). A further stress forecast earthquake (with hindsight), where migration of source earthquakes causes anomalies in shear wave, *Tectonophysics* **426**, 253–262, doi: [10.1016/j.tecto.2006.07.013](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.013).
- Gao, Y., and S. Crampin (2008). Shear-wave splitting and earthquake forecasting, *Terra Nova* **20**, 440–448, doi: [10.1111/j.1365-3121.2008.00836.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00836.x).
- García-Mayordomo, J., J. M. Insua-Arévalo, J. J. Martínez-Díaz, A. Jiménez-Díaz, R. Martín-Banda, S. Martín-Alfageme, J. A. Álvarez-Gómez, M. Rodríguez-Peces, R. Pérez-López, M. A. Rodríguez Pascua, *et al.* (2012). The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *J. Iberian Geol.* **38**, 285–302, doi: [10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39219](https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39219).
- González-Cortina, J. M. (2018). Sismicidad inducida por minería en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias (Noroeste de España), *Ph.D. Thesis*, University of Oviedo, Oviedo, Spain, 1–308 (in Spanish).
- Gutiérrez-Alonso, G., S. T. Johnston, A. B. Weil, D. Pastor-Galán, and J. Fernández-Suárez (2012). Buckling an orogen: The Cantabrian Orocline, *GSA Today* **22**, 4–9, doi: [10.1130/GSATG141A.1](https://doi.org/10.1130/GSATG141A.1).
- Hardebeck, J. L., and A. J. Michael (2004). Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas fault, California, *J. Geophys. Res.* **109**, no. B11303, 1–16, doi: [10.1029/2004JB003239](https://doi.org/10.1029/2004JB003239).
- Havskov, J., and L. Ottemoller (1999). SeisAn earthquake analysis software, *Geophys. Res. Lett.* **70**, 532–534, doi: [10.1785/gssrl.70.5.532](https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532).
- Herraiz, M., G. De Vicente, R. Lindo, J. L. Giner, J. L. Simón, J. M. González-Casado, O. Vadillo, M. A. Rodríguez-Pascua, J. I. Cicuendez, A. Casas, *et al.* (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics* **19**, 762–786, doi: [10.1029/2000TC900006](https://doi.org/10.1029/2000TC900006).
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seismol. Res. Lett.* **84**, 1081–1088, doi: [10.1785/0220110096](https://doi.org/10.1785/0220110096).
- Herrmann, R. B., and C. J. Ammon (2002). *Computer Programs in Seismology Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure*, St. Louis University, St. Louis, Missouri.
- Holt, R. A., M. K. Savage, J. Townend, E. M. Syracuse, and C. H. Thurber (2013). Crustal stress and fault strength in the Canterbury Plains, New Zealand, *Earth Planet. Sci. Lett.* **383**, 173–181, doi: [10.1016/j.epsl.2013.09.041](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.041).
- Huang, T. Y., Y. Gung, B. Y. Kuo, L. Y. Chiao, and Y. N. Chen (2015). Layered deformation in the Taiwan orogen, *Science* **349**, 720–723, doi: [10.1126/science.aab1879](https://doi.org/10.1126/science.aab1879).
- Hurd, O., and M. Bohnhoff (2012). Stress- and structure-induced shear-wave anisotropy along the 1999 Izmit rupture, northwest Turkey, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **102**, 2177–2188, doi: [10.1785/0120110270](https://doi.org/10.1785/0120110270).
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1994). *Mapa Geológico de España (scale 1:1,000,000)*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain (in Spanish).
- Kanaujia, J., S. Mitra, S. C. Gupta, and M. L. Sharma (2019). Crustal anisotropy from shear-wave splitting of local earthquakes in the Garhwal Lesser Himalaya, *Geophys. J. Int.* **219**, 2013–2033, doi: [10.1093/gji/ggz404](https://doi.org/10.1093/gji/ggz404).
- Kern, H., and H. R. Wenk (1990). Fabric-related velocity anisotropy and shear wave splitting in rocks from the Santa Rosa mylonite zone, California, *J. Geophys. Res.* **95**, 11,213–11,223, doi: [10.1029/JB095iB07p11213](https://doi.org/10.1029/JB095iB07p11213).
- Kuo-Chen, H., P. Środa, F. Wu, C. Y. Wang, and Y. W. Kuo (2013). Seismic anisotropy of the upper crust in the mountain ranges of Taiwan from the TAIGER Explosion Experiment, *Terr. Atmos. Ocean Sci.* **24**, 963–970, doi: [10.3319/TAO.2013.07.30.01\(T\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2013.07.30.01(T)).
- Lienert, B. R. E. (1991). *Report on Modifications Made to Hypocenter*, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Lienert, B. R. E., E. Berg, and L. N. Frazer (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **76**, 771–783.
- Lienert, B. R. E., and J. Havskov (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismol. Res. Lett.* **66**, 26–36, doi: [10.1785/gssrl.66.5.26](https://doi.org/10.1785/gssrl.66.5.26).
- Lin, F., M. Moschetti, and M. Ritzwoller (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.* **173**, 281–298, doi: [10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x).
- Lin, F. C., D. Li, R. W. Clayton, and D. Hollis (2013). High-resolution 3D shallow crustal structure in Long Beach, California: Application of ambient noise tomography on a dense seismic array, *Geophysics* **78**, Q45–Q56, doi: [10.1190/geo2012-0453.1](https://doi.org/10.1190/geo2012-0453.1).
- Lin, F. C., and B. Schmandt (2014). Upper crustal azimuthal anisotropy across the contiguous U.S. determined by Rayleigh wave ellipticity, *Geophys. Res. Lett.* **41**, 8301–8307, doi: [10.1002/2014GL062362](https://doi.org/10.1002/2014GL062362).
- Llana-Fúnez, S., and C. López Fernández (2015). The seismogenic zone of the continental crust in northwest Iberia and its relation to crustal structure, *Tectonics* **34**, 1751–1767, doi: [10.1002/2015TC003877](https://doi.org/10.1002/2015TC003877).
- Llana-Fúnez, S., and E. H. Rutter (2014). Effect of strain geometry on the petrophysical properties of plastically deformed aggregates: Experiments on Solnhoden limestone, in *Deformation Structures and Processes within the Continental Crust*, S. Llana-Fúnez, A. Marcos, and F. Bastida (Editors), Geological Society Special Publication, London, United Kingdom, 167–187.
- López Fernández, C., G. Fernández-Viejo, J. Olona, and S. Llana-Fúnez (2018). Intraplate seismicity in northwest Iberia along the trace of the Ventaniella fault: A case of fault intersection at depth, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **108**, 604–618, doi: [10.1785/0120170215](https://doi.org/10.1785/0120170215).
- Mainprice, D., and A. Nicolas (1989). Development of shape and lattice preferred orientations: Application to the seismic anisotropy of the lower crust, *J. Struct. Geol.* **11**, 175–189, doi: [10.1016/0191-8141\(89\)90042-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90042-4).
- Mardia, K. V., and P. E. Jupp (2000). *Directional Statistics*, John Wiley & Sons Ltd., West Sussex, United Kingdom.

- Matos, C., G. Silveira, L. Matias, R. Caldeira, M. L. Ribeiro, N. A. Dias, F. Krüger, and T. Bento dos Santos (2015). Upper crustal structure of Madeira Island revealed from ambient noise tomography, *J. Volcanol. Geoth. Res.* **298**, 136–145, doi: [10.1016/j.jvolgeores.2015.03.017](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.017).
- Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics* **126**, 329–332, doi: [10.1016/0040-1951\(86\)90237-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90237-4).
- Mishra, O. P., and D. Zhao (2003). Crack density, saturation rate and porosity at the 2001 Bhuj, India, earthquake hypocenter: A fluid-driven earthquake? *Earth Planet. Sci. Lett.* **212**, 393–405, doi: [10.1016/S0012-821X\(03\)00285-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00285-1).
- Mottaghi, A. A., M. Rezapour, and M. Korn (2013). Ambient noise surface wave tomography of the Iranian plateau, *Geophys. J. Int.* **193**, 452–462, doi: [10.1093/gji/ggs134](https://doi.org/10.1093/gji/ggs134).
- Nicholson, H., A. Curtis, and B. Baptie (2014). Rayleigh wave tomography of the British Isles from ambient seismic noise, *Geophys. J. Int.* **198**, 637–655, doi: [10.1093/gji/ggu071](https://doi.org/10.1093/gji/ggu071).
- Nur, A. (1971). Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks, *J. Geophys. Res.* **76**, 2022–2034, doi: [10.1029/JB076i008p02022](https://doi.org/10.1029/JB076i008p02022).
- Nuttli, O. (1961). The effect of the Earth's surface on the S wave particle motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **51**, 237–246.
- Pérez-Estaún, A., F. Bastida, J. L. Alonso, J. Marquínez, J. Aller, J. Alvarez-Marrón, A. Marcos, and J. A. Pulgar (1988). A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: Cantabrian zone, *Tectonics* **7**, 517–537, doi: [10.1029/TC007i003p00517](https://doi.org/10.1029/TC007i003p00517).
- Polat, G., S. Lebedev, P. W. Readman, B. M. O'Reilly, and F. Hauser (2012). Anisotropic Rayleigh-wave tomography of Ireland's crust: Implications for crustal accretion and evolution within the Caledonian Orogen, *Geophys. Res. Lett.* **39**, L04302, 1–5, doi: [10.1029/2012GL051014](https://doi.org/10.1029/2012GL051014).
- Rabbell, W., and W. D. Mooney (1996). Seismic anisotropy of the crystalline crust: What does it tell us? *Terra Nova* **8**, 16–21, doi: [10.1111/j.1365-3121.1996.tb00721.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1996.tb00721.x).
- Savage, M. K., Y. Aoki, K. Unglert, T. Ohkura, K. Umakoshi, H. Shimizu, M. Iguchi, T. Tameguri, T. Ohminato, and J. Mori (2016). Stress, strain rate and anisotropy in Kyushu, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **439**, 129–142, doi: [10.1016/j.epsl.2016.01.005](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.01.005).
- Savage, M. K., A. Wessel, N. A. Teanby, and A. W. Hurst (2010). Automatic measurement of shear wave splitting and applications to time varying anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand, *J. Geophys. Res.* **115**, no. B12321, 1–17, doi: [10.1029/2010JB007722](https://doi.org/10.1029/2010JB007722).
- Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons and applications, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 1366–1378.
- Schimmel, M., and J. Gallart (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data, *J. Geophys. Res.* **112**, no. B04303, 1–14, doi: [10.1029/2006JB004680](https://doi.org/10.1029/2006JB004680).
- Schimmel, M., E. Stutzmann, and J. Gallart (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale, *Geophys. J. Int.* **184**, 494–506, doi: [10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x).
- Shapiro, N., and M. Campillo (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.* **31**, 1615–1619, doi: [10.1029/2004GL019491](https://doi.org/10.1029/2004GL019491).
- Shapiro, N., M. Campillo, L. Stehly, and M. Ritzwoller (2005). High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science* **307**, 1615–1618, doi: [10.1126/science.1108339](https://doi.org/10.1126/science.1108339).
- Sherrington, H. F., G. Zandt, and A. Frederiksen (2004). Crustal fabric in the Tibetan plateau based on waveform inversions for seismic anisotropy parameters, *J. Geophys. Res.* **109**, no. B02312, 1–20, doi: [10.1029/2002JB002345](https://doi.org/10.1029/2002JB002345).
- Silveira, G., N. A. Dias, and A. Villaseñor (2013). Seismic imaging of the Western Iberian crust using ambient noise: Boundaries and internal structure of the Iberian massif, *Tectonophysics* **589**, 186–194, doi: [10.1016/j.tecto.2012.12.025](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.025).
- Smith, M. L., and F. A. Dahlen (1973). The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium, *J. Geophys. Res.* **78**, 3321–3333, doi: [10.1029/JB078i017p03321](https://doi.org/10.1029/JB078i017p03321).
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E* **69**, 046610, doi: [10.1103/PhysRevE.69.046610](https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610).
- Taylor, G., S. Rost, G. A. Houseman, and G. Hillers (2019). Near-surface structure of the North Anatolian fault zone from Rayleigh and Love wave tomography using ambient seismic noise, *Solid Earth* **10**, 363–378, doi: [10.5194/se-10-363-2019](https://doi.org/10.5194/se-10-363-2019).
- Teanby, N., J. M. Kendall, and M. van der Baan (2004). Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 453–463, doi: [10.1785/0120030123](https://doi.org/10.1785/0120030123).
- Tugend, J., G. Manatschal, and N. J. Kusznir (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian–European plate boundary, *Geology* **43**, 15–18, doi: [10.1130/G36072.1](https://doi.org/10.1130/G36072.1).
- Vauchez, A., and G. Barruol (1996). Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: Importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere, *Phys. Earth Planet. Int.* **95**, 127–138, doi: [10.1016/0031-9201\(95\)03125-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03125-1).
- Vavryčuk, V. (1993). Crustal anisotropy from local observations of shear wave splitting in west Bohemia, Czech Republic, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83**, 1420–1441.
- Villamor, P., R. Capote, M. W. Stirling, M. Tsigis, K. R. Berryman, J. J. Martínez-Díaz, and F. Martín-González (2012). Contribution of active faults in the intraplate area of Iberia to seismic hazard: The Alentejo–Plasencia fault, *J. Iberian Geol.* **38**, 85–111, doi: [10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39207](https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39207).
- Villaseñor, A., Y. Yang, M. Ritzwoller, H. Michael, and J. Gallart (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.* **34**, 1–5, doi: [10.1029/2007GL030164](https://doi.org/10.1029/2007GL030164).
- Walsh, E., R. Arnold, and M. K. Savage (2013). Silver and Chan revisited, *J. Geophys. Res.* **118**, 5500–5515, doi: [10.1002/jgrb.50386](https://doi.org/10.1002/jgrb.50386).
- Wapenaar, K. (2003). Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response, *Geophysics* **68**, 1756–1759, doi: [10.1190/1.1620649](https://doi.org/10.1190/1.1620649).
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary homogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. E* **93**, 254301, doi: [10.1103/PhysRevLett.93.254301](https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.254301).
- Wessel, A. (2010). Automatic shear wave splitting measurements at Mt. Ruapehu volcano, *M.Sc. Thesis*, University of Wellington, Wellington, New Zealand, 1–209.

- Wüstefeld, A., and G. Bokelmann (2007). Null detection in shear-wave splitting measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **97**, 1204–1211, doi: [10.1785/0120060190](https://doi.org/10.1785/0120060190).
- Yang, Z., A. Sheehan, and P. Shearer (2011). Stress-induced upper crustal anisotropy in southern California, *J. Geophys. Res.* **116**, no. B02302, 1–11, doi: [10.1029/2010JB007655](https://doi.org/10.1029/2010JB007655).
- Zatsepin, S. V., and S. Crampin (1997). Modeling the compliance of crustal rock—I. Response of shear wave splitting to differential stress, *Geophys. J. Int.* **129**, 477–494, doi: [10.1111/j.1365-246X.1997.tb04488.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04488.x).
- Zhang, Z., and S. Y. Schwartz (1994). Seismic anisotropy in the shallow crust of the Loma Prieta segment of the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.* **99**, 9651–9661, doi: [10.1029/94JB00241](https://doi.org/10.1029/94JB00241).
- Zinke, J. C., and M. D. Zoback (2000). Structure-related and stress-induced shear wave velocity anisotropy: Observations from micro-earthquakes near the Calaveras fault in central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, 1305, doi: [10.1785/0119990099](https://doi.org/10.1785/0119990099).

Manuscript received 3 March 2020

Published online 2 September 2020

CAPÍTULO 8. THE CANTABRIAN FAULT AT SEA. LOW MAGNITUDE SEISMICITY AND ITS SIGNIFICANCE WITHIN A STABLE SETTING

La tercera contribución presentada comprende el procesado y análisis del nuevo conjunto de datos sísmicos adquirido por la red GEOCANTÁBRICA-COSTA (*GRUPIN18-00184*), instalada en el marco de esta tesis doctoral. El objetivo principal de este estudio fue la detección, localización y catalogación de los eventos locales ocurridos en el noroeste de la península ibérica durante el periodo de funcionamiento de la red. Este estudio se centra en la descripción y caracterización de la sismicidad en el margen noribérico, para lo que se integran los nuevos datos de sismicidad con los resultados de redes permanentes y portátiles previamente publicados. El mapa final de sismicidad permite diferenciar dos dominios separados por el sistema falla Cantábrica – falla de Ventaniella. Los terremotos localizados en el dominio occidental son de baja magnitud y se distribuyen por toda el área, mientras que el bloque oriental es fundamentalmente asísmico. En el mar, los sismos tienden a concentrarse en dos agrupaciones o clústers, denominados 1 y 2, que aparecen asociados a la intersección de la falla Cantábrica con otras estructuras corticales. El clúster 1, situado en terminación noroccidental de la falla Cantábrica, está relacionado con la confluencia de esta fractura con una estructura fosilizada generada por la subducción, ya inactiva, de la corteza oceánica del golfo de Vizcaya bajo la corteza continental ibérica en el Alpino. El clúster 2, cercano a la costa, se localiza en la zona en la que la falla Cantábrica intersecta con la prolongación bajo el mar de las estructuras Variscas en tierra. La agrupación de la mayor parte de la sismicidad en sectores específicos a lo largo de la falla Cantábrica – falla de Ventaniella indica que la nucleación de los terremotos no sólo implica la confluencia de estructuras, sino la concentración de esfuerzos en áreas específicas debido a gradientes en la resistencia del basamento y/o el espesor cortical. La referencia completa de este trabajo es:

Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Acevedo, J., y López-Fernández, C. (2021). **The Cantabrian fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting.** *Frontiers in Earth Science*, 9:645061, doi: 10.3389/feart.2021.645061.



The Cantabrian Fault at Sea. Low Magnitude Seismicity and Its Significance Within a Stable Setting

Gabriela Fernández-Viejo*, Sergio Llana-Fúnez, Jorge Acevedo and Carlos López-Fernández

Department of Geology, University of Oviedo, Oviedo, Spain

OPEN ACCESS

Edited by:

Sara Martínez-Lorienté,
Instituto de Ciencias del Mar, Consejo
Superior de Investigaciones
Científicas (CSIC), Spain

Reviewed by:

Sónia Silva,
Portuguese Institute for Sea
and Atmosphere (IPMA), Portugal
Steano Tavani,
University of Naples Federico II, Italy

*Correspondence:

Gabriela Fernández-Viejo
fernandezgabriela@uniovi.es

Specialty section:

This article was submitted to
Structural Geology and Tectonics,
a section of the journal
Frontiers in Earth Science

Received: 22 December 2020

Accepted: 01 March 2021

Published: 19 March 2021

Citation:

Fernández-Viejo G,
Llana-Fúnez S, Acevedo J and
López-Fernández C (2021) The
Cantabrian Fault at Sea. Low
Magnitude Seismicity and Its
Significance Within a Stable Setting.
Front. Earth Sci. 9:645061.
doi: 10.3389/feart.2021.645061

The Cantabrian fault (CF) is a crustal-scale structure that cuts obliquely the western North Iberian Margin (NIM) for 160 km and continues onshore transecting the Cantabrian Mountains (CM) for another 150 km as the Ventaniella fault (VF). For most of its length inland, the fault system is aseismic, except for a 70 km long segment at its southern end. Within this segment, a gently north-dipping linear arrangement of earthquakes was interpreted as related to the intersection of a slightly oblique fault to VF with the basal thrust of the CM. In addition to earthquake nucleation along parts of its length, the CF–VF also stands out regionally as a major seismotectonic boundary, separating a seismically active area to the West from an essentially aseismic region to the East. Contrasting tectonothermal evolution in the crust on either side during the Mesozoic rifting may underlie the observed differences. On the other hand, the seismicity within the subsea segment is low magnitude, persistent, and understudied. The scarcity of the permanent seismic stations distribution in the area did not allow to establish more than a generalized consensus relating the offshore events to the submarine structure. A recent local seismic network monitored the area providing the highest accuracy information on the offshore events to date. Although the location of foci is partially challenged by the lack of recording stations from northern azimuths at sea, the observed pattern shows indeed a broad linear trend in the submarine domain in relation to the crustal-scale structure. Specifically, this study shows that the distribution of foci offshore display two preferential areas along the CF–VF within its southern crustal block. Considering the basement rock types and the deep architectural disposition of the margin crust, two possible explanations for the origin of the clusters are put forward in this contribution.

Keywords: Cantabrian fault, Bay of Biscay, Ventaniella fault, intraplate seismicity, North Iberian Margin

INTRODUCTION. TECTONIC SETTING

The opening of the Atlantic Ocean initiated in the late Jurassic to early Cretaceous and had several aborted branches. The northern coast of the Iberian Peninsula constitutes the southern margin of one of these aborted rifts: the Bay of Biscay. The opening of the Bay of Biscay, progressing from West to East, produced the hyperextension of the northeastern part of the Iberian Peninsula leaving a strong thermal imprint in the crust (e.g., Tugend et al., 2014; Cadenas et al., 2018). The margin includes different rift systems which based on a tectono-stratigraphic analysis

(Cadenas et al., 2020), can be summarized into (1) an early diffuse widespread Triassic system, (2) a confined Late Jurassic to Barremian left-lateral transtensional one, and (3) a wide Aptian to Cenomanian hyperextended rift system. The inherited templates guided the subsequent events and the spatial distribution and overprint of the systems results in a complex 3D structure. However, west of the Ventaniella fault (VF)–Cantabrian fault (CF), in the area targeted in this study, the later systems were less important than to the East, and the variscan basement therefore, considerably less affected thermally and tectonically.

During the Cenozoic, the Bay of Biscay hosted the convergent plate boundary between the Iberian and the Eurasian plates (Srivastava et al., 1990). The deformation associated to this convergence stage was strongly localized in the southern margin of the rift, reversing some of the extensional movements or, in many cases, partially overprinting earlier structures (e.g., Boillot et al., 1979). The interplay of the Alpine compression with the three Mesozoic rifting systems amplified the inherited differences and segmentations providing the ample variations observed along the margin today. With compression, an accretionary wedge formed at the bottom of the slope (Álvarez-Marrón et al., 1997), representing one of the few margins in the world that preserves such a witness of early reactivation (Stern and Gerya, 2018). The wedge increases in extension and depth toward the east (Fernández-Viejo et al., 2012). The compression was halted when the plate boundary migrated to the south in the actual Azores-Gibraltar zone. This fact makes the North Iberian Margin

(NIM) one of the best examples where polyphase-multistage rifting and posterior reactivation processes can be investigated, as the later tectonic events did not obliterate completely the earlier extensional structures (Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014; Cadenas et al., 2020).

Prior to the Mesozoic extension, the basement in North Iberia was characterized by the Variscan orogenesis during the Carboniferous in this part of the ancient mountain belt (Figure 1). The structural grain of the Variscan orogen observed onshore is northerly to northwesterly oriented for most of the western half of the Peninsula turning northeasterly offshore (Pérez-Estaún et al., 1991). The latest major tectonic Variscan structure in northwestern Iberia dates from the early Permian (e.g., López-Sánchez and Llana-Fúnez, 2018). More than 50 ma later, in the Late Permian, the nascent rift cut obliquely across major variscan structures (Arche and López-Gómez, 1996) producing several northwesterly trending faults with minor basins and associated local volcanism (Martínez-García et al., 2004).

Crustal Structure

The thickness of the crust in the north-western corner of the Iberian Peninsula is fairly constant, with the Moho discontinuity located at about 32 km depth on land (Cordoba et al., 1988; Fernández Viejo et al., 2000). Within the continental platform west of VF-CF, crustal thickness reduces slightly to 27–9 km (Ayarza et al., 1998). The crust-mantle boundary remains nearly

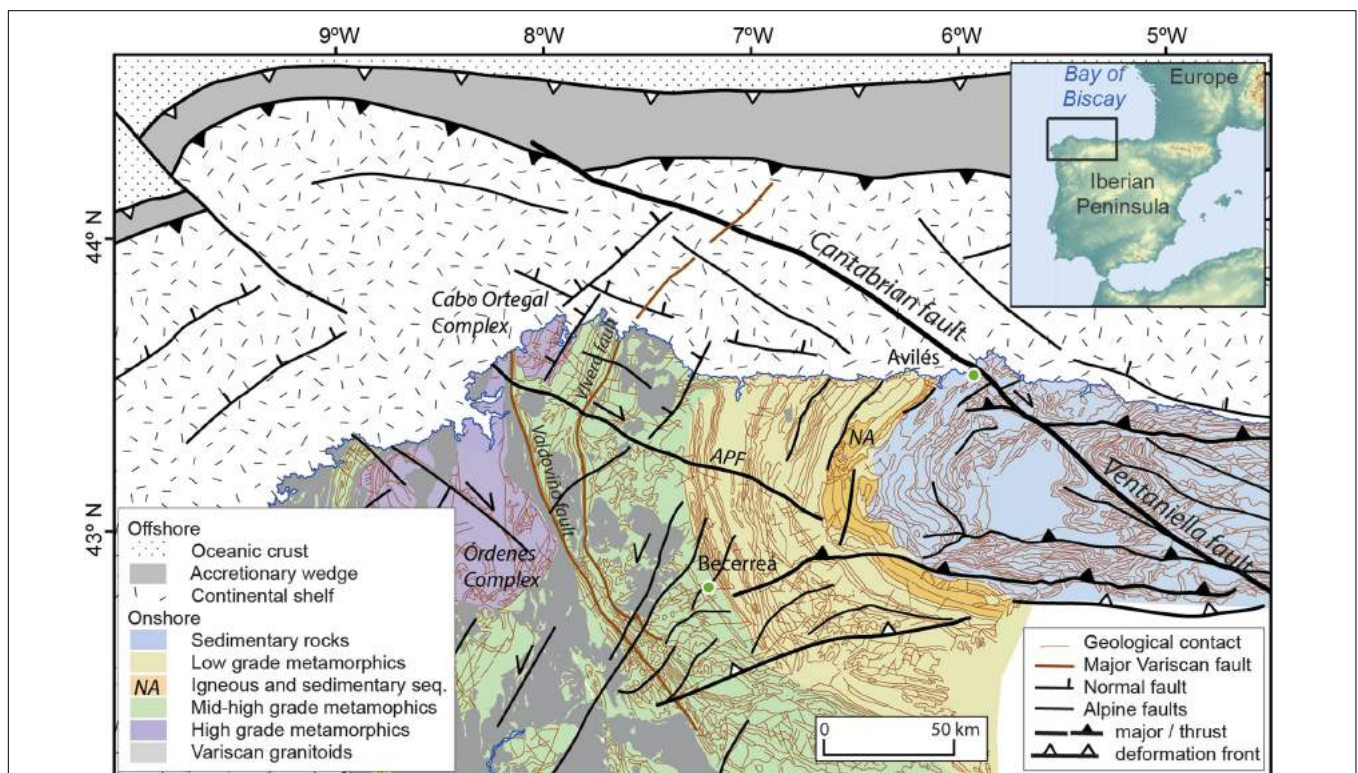


FIGURE 1 | Geological map of the Northwest Iberian Peninsula and margin. The trace of the Cantabrian fault according to Fernández-Viejo et al. (2014). APF, As Pontes Fault; NA, Narcea Antiform. Major variscan and alpine structures are depicted and the predominant rock type zonation represented in color.

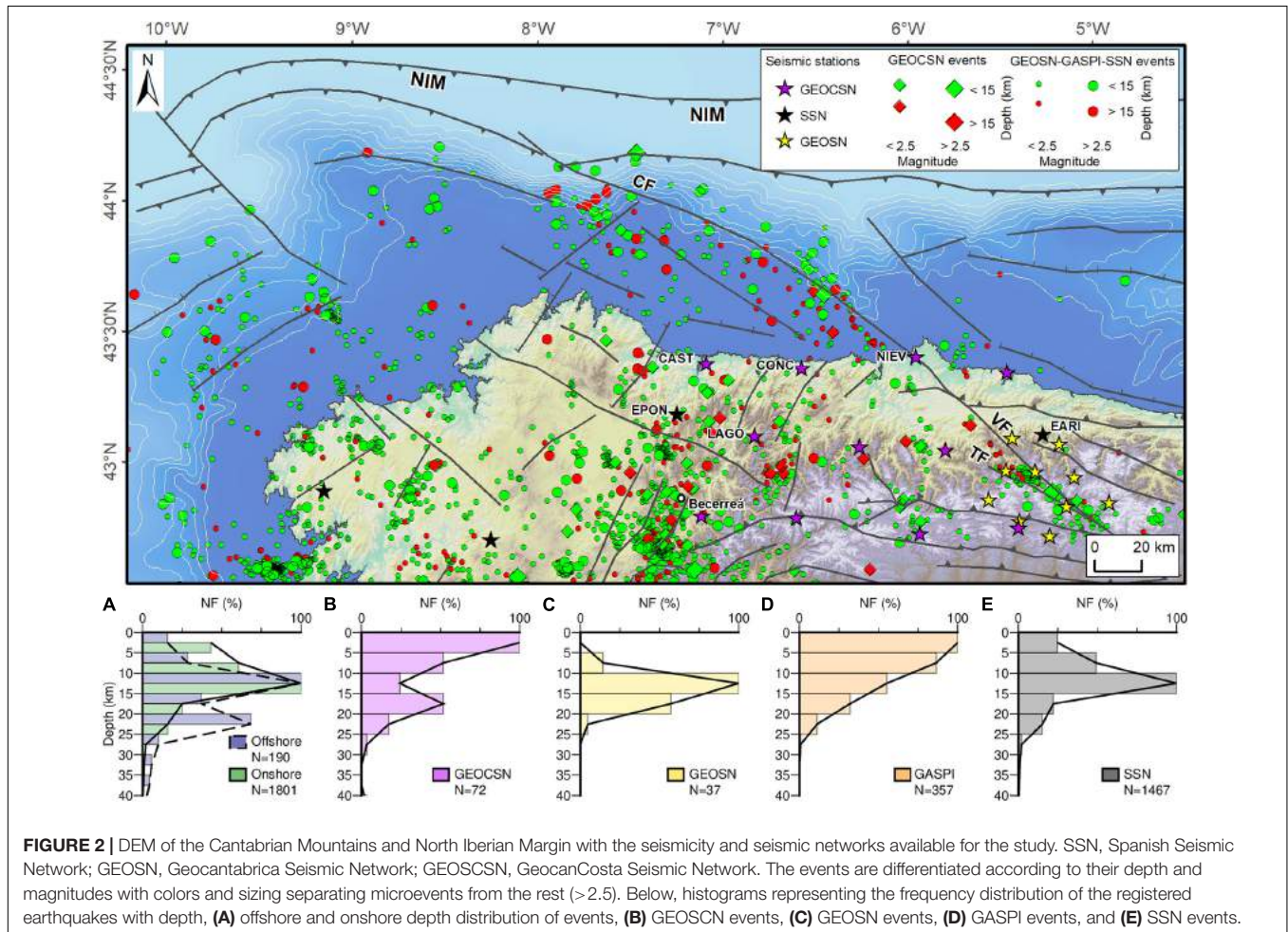
flat until the continental slope, where sharply decreases to 18 km in 40 km distance to become oceanic crust beneath the abyssal plain (Fernández-Viejo et al., 1998). The study area belongs in terms of rift domain characterization to the proximal domain, where minor lithospheric thinning was achieved and small half-graben basins are formed (Cadenas et al., 2018).

The thickness of the seismogenic zone in the continental sector is estimated in 20 km (López-Fernández and Llana-Fúnez, 2015). The seismicity pattern is divided into a western sector where earthquakes tend to cluster in swarms and an eastern sector where seismicity is distributed. This seismic domains division matches the division in the tectonic style of structures accommodating the Alpine convergence: two systems of subvertical strike-slip faults to the West, contrasting to orogenic frontal thrusts to the East. The transit between both structural domains is aligned North-South and coincides with a local increase in seismic activity (Figure 2).

The Ventaniella-Cantabrian Fault System

The VF and CF system has a surface trace in geological maps that can be followed for more than 300 km crossing the CM and NIM in a NW–SE conspicuous trend, affecting Paleozoic and Mesozoic materials (Figure 1). Tavani et al. (2011) considered

the VF as part of a 15 km wide shear zone including also the Ubierna fault in its southeastern termination, increasing further its length. Although the cartographic pattern is straightforward through the Paleozoic formations onshore, which are steeply dipping, its recognition becomes more challenging through the Mesozoic units, which are flat lying and not so well exposed. There are parts of the fault onshore that reactivate Permian extensional structures, as the main fault bounds some of the small Permian basins (Martínez-García et al., 2004), and others that reactivate earlier Variscan structures (Alonso et al., 2009). The movements and evolution along the long-stretched history are not fully understood. Nevertheless, its latest amply recognized movement corresponds to an oblique dextral fault with a reverse component, which resulting in a slight elevation of the NE block (Julivert et al., 1971; Julivert, 1976). There is also geomorphic evidence of quaternary movements, as it offsets Early Pleistocene alluvial fan deposits (Nozal and Gracia, 1990). According to these authors, the fault is sealed by younger fans, middle to upper Pleistocene in age. Its recent accumulated movement is also recorded in the coastal area, where the fault elevated 50 m a sector of the emerged wave cut platform that follows closely the North Iberian coast (López-Fernández et al., 2020). Across the mountain belt, it is also described to control the



asymmetric distribution of rivers and a secondary water shed (Jiménez-Sánchez, 1999).

Field data from the VF trace indicate a subvertical dip (Nozal and Gracia, 1990; Tavani et al., 2011). The seismicity onshore associated with its trace points to a minimum depth of 20 km for parts of the fault (**Figure 2**; López-Fernández et al., 2018). Offshore, it has been suggested that it could affect the whole crust (Cadenas et al., 2018). Regarding its activity, on the basis of seismic hazard calculations, the slip rate varies between 0.1 and 0.01 mm/year. Its dimensions make plausible the nucleation of an earthquake up to 7 magnitude, but considering the recurrence interval of more than 30 kyr, it is not regarded as a hazardous structure (Villamor et al., 2012).

Traditionally, the fault prolongation within the continental platform of the NIM followed the direction of the Aviles canyon, one of the deepest submarine valleys in the Atlantic (Gómez-Ballesteros et al., 2014). However, the study of Fernández-Viejo et al. (2014), remapped it with a strike of N60W and accompanied by a secondary branch striking N65W for at least another 80 km length. A large submarine slide was observed associated to its trace on the slope rim. This mass of material produced a bend in the trajectory of the Aviles canyon, which shows a weaker tectonic control than previously assumed.

The role of the CF–VF as a crustal domain boundary structure applies to seismicity, practically absent to the East (**Figures 2,4**), and to lithospheric and crustal thickness variations based on seismic refraction data, potential field modeling, and tomographic studies (Villaseñor et al., 2007; Torne et al., 2015; Palomeras et al., 2017; López-Fernández et al., 2018; Acevedo et al., 2020).

One striking aspect of the VF as a large-scale crustal feature is its modest accumulative apparent offsets. The strike slip 5 km offset (Julivert, 1976) or the 50 m vertical offset (López-Fernández et al., 2020), are well below 2% of its reported length and can be regarded as disproportionately low for a crustal-scale boundary. A question still to be answered is whether the fault moved in opposite senses throughout its long-lived history for longer distances, and only allows seeing the destructive interference of these movements. In summary, the transit between the drastic change in crustal properties on either side of the fault system remains enigmatic given the relatively small offset observed at the surface.

METHODS

In this contribution, we focus on the distribution of the offshore seismicity at the western NIM, and particularly that associated to the CF trace at sea, based on data from different available seismic networks. Data from the permanent Spanish seismic network, (SSN) and three portable local seismic networks have been analyzed in order to complete the offshore study. Two of these were deployed specifically to target the Ventaniella fault seismic segments (**Figure 2**):

- (1) In September 2015, we deployed a dense short-period seismic array consisting of 10 stations around the active southern sector of the Ventaniella fault (Geocantabrica seismic network, GEOSN). The seismic stations were

equipped with WorldSensing-SpiderNano data loggers in combination with three-component 2 Hz Geospace MiniSeisMonitor sensors. This deployment registered for 19 months, covering an area of 60 km × 50 km (López-Fernández et al., 2018; Acevedo et al., 2020).

- (2) Later, in May 2019, we installed a second seismic network covering a wider area in the Cantabrian Mountains (160 km × 80 km). This array (Geocantabrica-Costa seismic network, GEOCSN) was composed of 11 broadband seismic stations, 4 of which were placed along the coast in order to improve earthquake detection in the shelf. The seismic data was acquired using Nanometrics Taurus dataloggers along with Nanometrics Trillum 120 s sensors for a period of ~9 months. Our datasets were complemented with waveforms from the two broadband stations of the SSN located in the area: EPON and EARI (**Figure 2**). Both the GEOSN and the GEOCSN arrays recorded continuous data at a sample rate of 100 Hz and were time-synchronized via Global Positioning System. The power supply was provided by solar panels when the connection to a wired electricity supply was not available. Some of the stations were accessed via a gateway modem for telemetry and data transmission.

The aim was to better localize and understand the continuous seismicity. Given the higher density in these local networks, it allowed us to increment the threshold of recording the events, and therefore improve their location. For example, the SSN registered 50 events in the same period than the local networks registered 72. Apart from the recent local GEOCSN and GEOSN networks, data from an earlier local deployment GASPI (**Figure 2**) have also been included in the study

Data processing was done with SEISAN software (**Figure 3**; Havskov et al., 2020). The detection of events within the continuous recordings was performed through a STA/LTA algorithm (STA length = 0.3 s; LTA length = 60 s; min. trig. duration = 1.5 s; min. trig. interval = 15 s; filter = 2–16 Hz), selecting events that had been registered by at least three of the stations. After identifying the local events of natural origin, the seismic phases were picked manually. Two examples from two earthquakes are shown in **Figure 3**. To locate the hypocenters, we used the HYPOCENTER program (Lienert et al., 1986; Lienert, 1991; Lienert and Havskov, 1995) and obtained in each case their ML and Mw magnitudes. The velocity model used was a 1D model of seven layers with a VP/VS ratio of 1.74, based on earlier studies and crustal structure local models (López-Fernández et al., 2018). The events magnitude MD was calculated with the formula of Lee and Lahr (1975) for local earthquakes.

The average error in localization from the local networks in X (north), Y (East), and Z (depth) directions are respectively 4.6, 3.7, and 8.3 km, while values of 6.81, 3.76, and 6.51 are given by the SSN in the period 1980–2021 (**Figure 4**).

The registered local earthquakes were integrated into a database implemented in a Geographic Information System, which allows the visualization, analysis, and spatial management of all the seismic information generated.

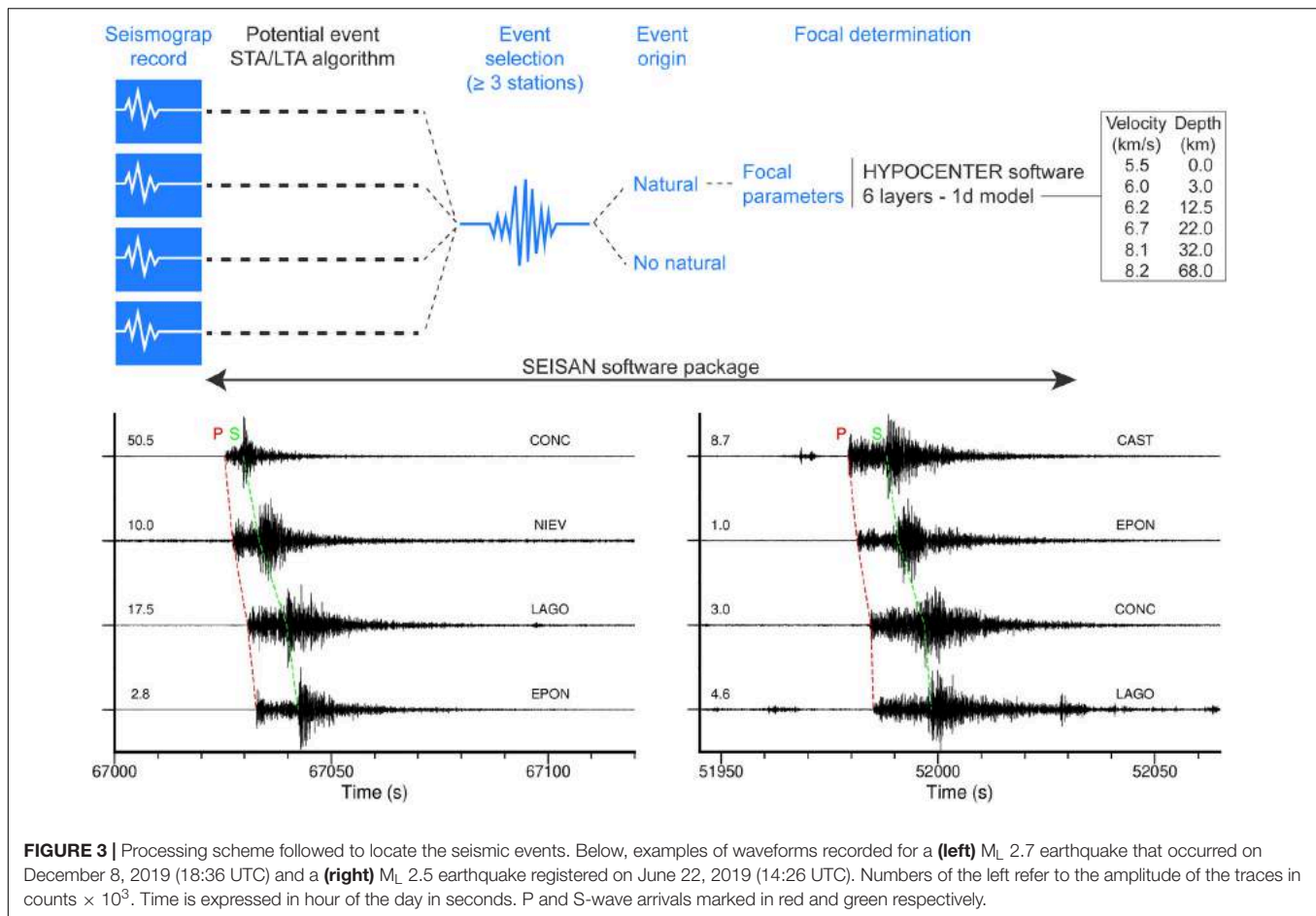


FIGURE 3 | Processing scheme followed to locate the seismic events. Below, examples of waveforms recorded for a (left) M_L 2.7 earthquake that occurred on December 8, 2019 (18:36 UTC) and a (right) M_L 2.5 earthquake registered on June 22, 2019 (14:26 UTC). Numbers of the left refer to the amplitude of the traces in counts $\times 10^3$. Time is expressed in hour of the day in seconds. P and S-wave arrivals marked in red and green respectively.

RESULTS: DISTRIBUTION OF EARTHQUAKES IN THE CONTINENTAL PLATFORM

The coastal network was deployed with the double objective of improving the accuracy of the continental platform events, and with the aim of obtaining tomographic models through interferometry of ambient noise (Acevedo et al., 2019). The number of earthquakes registered at the shelf from all networks amounts to 195 events between longitudes 5 and 9° 30' W in a period of two decades. During four of those years, the three temporary networks were deployed (GASPI, GEOSN, and GEOCSN). However, considering the scarce instrumental cover in the region it is reasonable to think that the number of events is largely underestimated.

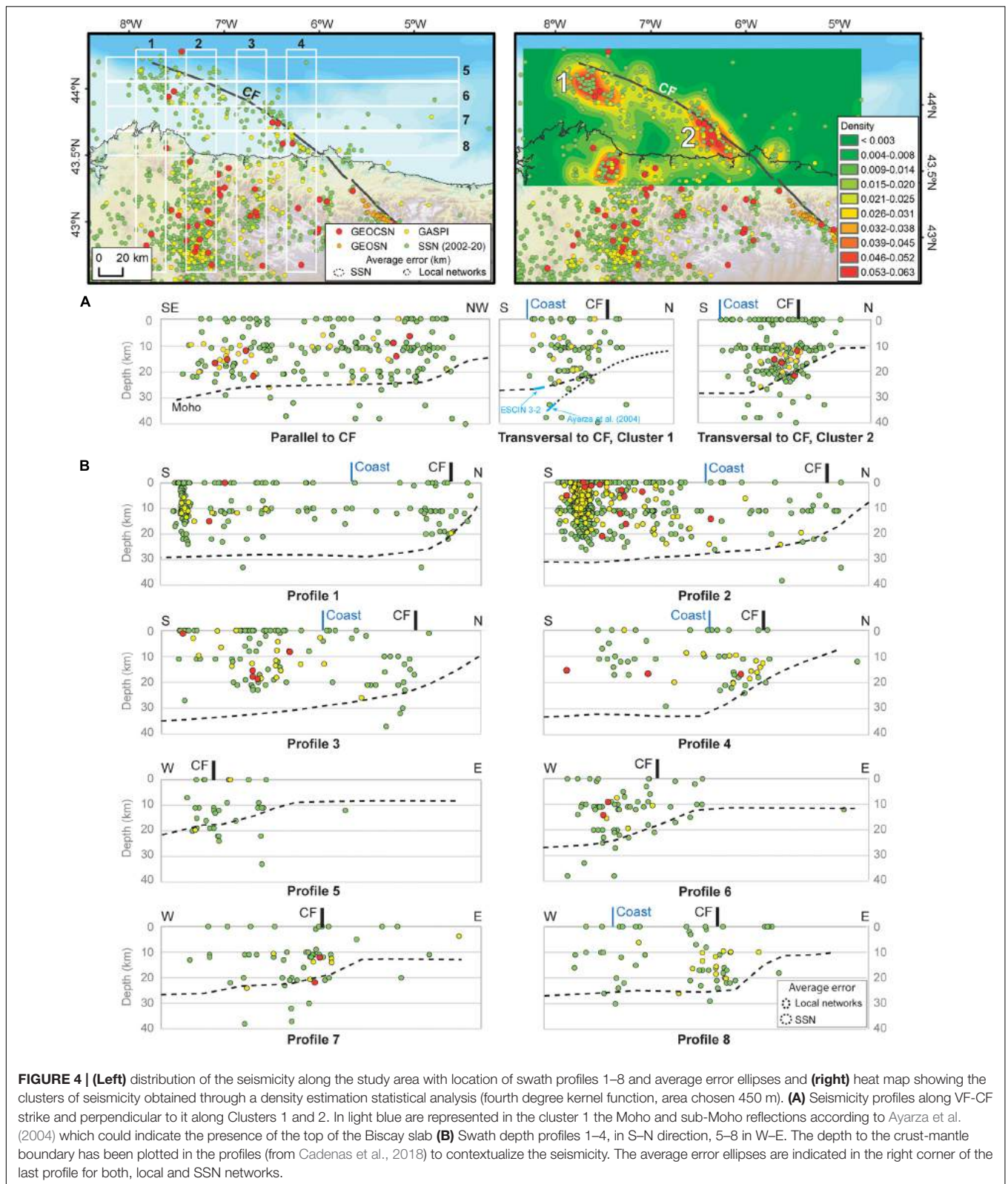
The improvement in detection of events and specially the proximity of the receiving stations from GEOCSN to the offshore areas increased the available data to depict a first map of the distribution of earthquakes in the marine segment of the fault up to date. Overall, 37 local events between September 2015 and March 2017 were extracted from the GEOSN dataset (López-Fernández et al., 2018). Due to the enhancement of the detection capability generated by the short inter-station distances of the GEOSN network, 35

of these events were not previously registered in the SSN catalogs. Later, the GEOCSN network contributed to the addition of another 73 local earthquakes, 24 of which were previously undetected. Specifically GEOCSN detected 7 offshore earthquakes between 6 and 21 km depth with magnitudes between 1.9 and 2.9.

The seismic catalog was complemented with events from the GASPI network, which operated between 1999 and 2002 (López-Fernández et al., 2012), which delivered 14 earthquakes close to Aviles, between 9 and 20 km and average magnitude 2.2. It also delivered 8 more earthquakes with a disperse distribution and average magnitude of 2.5. With respect to the SSN, we have extracted 64 events with a disperse distribution and average magnitude of 2.1 in the further offshore areas and 91 events closer to the coast with an average magnitude of 2.4.

Comparing with the inland earthquakes, the number of events offshore is lower but for some of the events, their depth seems considerably higher.

The spatial distribution of earthquakes, both offshore and onshore, is shown in map view in Figure 2 and along swath vertical profiles in Figure 4. Offshore, the epicenters show a NW–SE trend approximately coincident with the trace of the CF, all within the southern crustal block (Figures 1, 2).



The inset in **Figure 2** shows the frequency distribution of events with depth, which is a graphical proxy to deduce the seismogenic thickness of the study area (e.g., Tavani et al., 2020).

Even considering the higher error in hypocentral location, therefore trying to be cautious, the seismicity onshore and offshore presents a clear distinction: while the onshore events

are distributed along the seismogenic crust, with a maximum between 10 and 15 km depth, for the offshore events there is two maxima in the distribution pointing out to two different origins of the earthquakes. The first maxima is again located at mid crustal depths of 12, but the second one is much deeper being located at around 20–25 km depth.

A heat map of earthquakes foci along the continental platform of the western NIM portrays the presence of two preferential areas for earthquakes occurrence, one for about 40 km at the end of the continental platform in the NW (Cluster 1 in **Figure 4**) and a second one, close to the coast (Cluster 2 in **Figure 4**). The density distribution also shows a small cluster onshore at around longitude 7.5° W, coinciding with the presence of a normal fault trending northeasterly, that could potentially be the triggering structure for the observed seismicity.

Figure 4B displays the distribution of the same events with depth projected in four S–N and four W–E swath profiles whose location is given in **Figure 4**. All profiles portray the projection of the estimated Moho depth (Cordoba et al., 1988; Ayarza et al., 1998; Fernández-Viejo et al., 1998; and compiled in Cadenas et al., 2020) for a crustal depth contextualization. South to North profiles, 1–4 in **Figure 4B**, also include the onshore seismicity for reference. The denser continental clusters correspond to the ones along the As Pontes fault and the so-called Becerreá swarm inland (**Figures 1,2**; López-Fernández et al., 2012).

The effect of the CF-VF system offshore is particularly noticeable in the W–E swath profiles, numbered 5–8 in **Figure 4B**, where one can observe that events practically disappear on the northeastern crustal block. These latitudinal swath profiles illustrate clearly the boundary effect exerted by the CF–VF, separating two very contrasting crustal blocks according to the seismic record. The southernmost swath shows the influence of the continental seismicity in the southern crustal block, which is more evenly distributed and related to other local structures. The distribution follows the NW–SE trend of the fault system but clustering in two sectors. The figure also shows the distribution of seismicity in cross-section along the trace of the fault in NW–SE direction, containing most of the offshore events, and two perpendicular sections to the main fault along the two clusters.

DISCUSSION: SEISMICITY PATTERN OF THE WESTERN NIM

The drastic change in crustal thickness in the NIM from the continent toward the abyssal plain is similar to the one found in active margins, a morphological reminiscence of the short-lived subduction that took place during the Alpine convergence (e.g., Álvarez-Marrón et al., 1997). This confers to the NIM its somewhat atypical abruptness for a passive margin profile. From the vertical profiles in **Figure 4B**, it is clearly seen the constant thickness of the seismogenic zone onshore, while increasing slightly toward the N, even as the crust is getting thinner toward the abyssal plain.

The alignment of cluster 1 with the CF may be caused in the same way as in the 70 km long seismic segment of the VF inland (López-Fernández et al., 2018), that is, as an intersection

between two structures, the CF, and a south-dipping, East-West trending one. The existence of an inherited weak interface at the foot of the continental margin, in favorable orientation to interact with other structures in the crust above, is therefore a strong candidate to help nucleate part of the seismicity recorded around the CF. A potential candidate for such structure is the arrested subduction plane of the Bay of Biscay (Álvarez-Marrón et al., 1997; Ayarza et al., 2004). The regional context provides this alternative scenario as it is assumed that a plane of underthrusting was created when the Bay of Biscay oceanic crust, due to the collision of Iberia and Europe, started to be consumed beneath the NIM. The depth of this interface is poorly constrained, but Ayarza et al. (2004), interpreted a series of sub-Moho arrivals in a deep seismic reflection profile as out of the plane reflections from the top of the presumed subducted slab situated at 40 km depth near the coastline and dipping 45° (**Figure 4A**, transversal to CF, cluster1). At the latitude of cluster 1, if we extrapolate from that depth and dip, the top of this plane should be encountered at around 25 km depth, which agrees with the depth of some of the cluster 1 earthquakes. In fact, these events correspond to the second maxima in the frequency distribution inset (**Figure 2**). Thus, there is scope in the future to constrain better this particular area of structural intersection, pending on an improvement in earthquake location to support this hypothesis.

Profile 8 in **Figure 4B** portrays a second elongated cluster near the coast, strongly following the CF on its southern crustal block. The seismogenic zone involves the full thickness of the crust, suggesting that the whole crust would be locally behaving in a brittle manner. Nevertheless, close to the cluster 2 onland, the area around the Narcea Antiform (NA) localizes deep seismicity (**Figure 1**). The NA constitutes the boundary between the external and internal zones of the Variscan orogen and it is characterized by involving the crystalline basement during the Variscan thrusting (Pérez-Estaún et al., 1991). The presence at or near the surface of gneisses and various pre-Variscan igneous rocks (Rubio-Ordóñez et al., 2015) points to its role as a rigid body with respect to surrounding relatively softer materials: a slate belt to the West, and a sedimentary rock sequence to the East in the Variscan foreland-fold-and-thrust belt. The lateral continuation of the NA toward the NE intersecting the CF coincides broadly with the more populated cluster 2 in the NIM.

We have so far seen that the two offshore clusters identified in this contribution have three things in common: (a) they are aligned with the CF, a crustal-scale structure given the range of depths at which activity occurs, (b) they appear where other crustal scale structures intersect the trace of the CF, and (c) they mostly nucleate in the southern block. The structure of the crust in this block is characterized by the strong imprint imposed during the Variscan orogeny and the minimum tectonothermal imprint during the alpine cycle (Cadenas et al., 2018). On the one hand, the grain of the orogen, which may be regarded as a crustal fabric, is orthogonal to the CF. On the other hand, the nature of the rocks in the vicinity of the clusters is dominated by either high grade metamorphic rocks (cluster 1) or by old crystalline igneous rocks (cluster 2). The conjunction of the two factors, crustal fabric and rock type, suggests a stronger basement. This

lateral gradient in crustal strength, would favor the concentration and amplification of stresses in the western sector, stresses that would be released on a bounding pre-existing and relatively weak structure, such as the CF–VF system may be regarded.

In summary, the intersection of the NW–SE trending major structure whether with W–E trending compressional structures or with inherited variscan discontinuities, together with the stronger basement provides a favorable setting where the concentration of stress may accumulate sufficient energy in an intraplate scenario to be released rapidly producing the observed seismicity patterns.

CONCLUSION

Based on the seismological study of events recorded on local seismic networks focused on the VF–CF system complemented with earlier available data, a map of earthquake activity along the western continental platform of the NIM is presented. The location and distribution of earthquakes confirm their origin as linked to the presence of the fault at sea. However, there are several contributing factors as to why this structure nucleates the observed seismicity only around some segments of its trace. As suggested onshore, the intersection of the CF with other crustal scale structures, is one possible scenario for the offshore earthquakes. In the vicinity of the abyssal plain at the NW end, the seismicity cluster could be related to the arrested subduction during the Alpine convergence, while closer to the coast, it could be the interaction with reactivated Variscan structures oriented favorably for the current state of stress.

The offshore study reinforces the onshore observation that the CF–VF system is an important barrier separating two crustal blocks according to their seismicity: a western block, with moderate, low-magnitude but persistent seismicity, and an eastern block where is practically absent. This is possibly the result of the different types of crust at one side and another, with different tectonothermal regimes through the Mesozoic and contrasting degrees of deformation during the Cenozoic convergence. The presence of crystalline Variscan basement barely affected by the Mesozoic extensions and posterior convergence makes an outstanding candidate to produce a sharp contrast in the mechanical behavior of the crusts on either side of the fault. The brittle behavior of the Western crustal block may be envisaged as reflecting its stronger mechanical strength, in contrast with the weaker ductile Eastern crustal block.

REFERENCES

- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., and Olona, J. (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian mountains, NW. Spain. *Geophys. J. Int.* 219, 479–495. doi: 10.1093/gji/ggz308
- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., and Olona, J. (2020). Upper crustal seismic anisotropy in the Cantabrian mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. *Seism. Res. Lett.* 9, 421–436. doi: 10.1785/0220200103
- Alonso, J. L., Marcos, A., and Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts; the Leon fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). a new picture of the external variscan thrust belt in the Ibero Armorican. *Arc. Geol. Acta* 7, 451–473.
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E., and Torne, M. (1997). Subduction related structures in the north iberian Margin. *J. Geophys. Res.* 102, 22497–22511. doi: 10.1029/97jb01425
- Arche, A., and López-Gómez, J. (1996). Origin of the permian-triassic iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443–464. doi: 10.1016/s0040-1951(96)00202-8
- Ayarza, P., Catalán, J. R. M., Álvarez-Marrón, J., Zeyen, H., and Juhlin, C. (2004). Geophysical constraints on the deep structure of a limited ocean-continent subduction zone at the North Iberian Margin. *Tectonics* 23:TC1010.

The VF–CF system behaves as a full crustal scale discontinuity that when encountering other crustal heterogeneities concentrates and amplifies the mechanical contrast, due to its favorable position within the actual stress state of the Northwest Iberian Peninsula. Our analysis reinforces the need for seismological studies constraining better the north azimuths to test the various hypothesis proposed here. Any future improvement in the resolution of events location will eventually translate into major constrains of the details of structures nucleating seismicity

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The GEOSN dataset (2M, doi: 10.7914/SN/2M_2015) analyzed for this study is available online at the Observatories and Research Facilities for European Seismology (ORFEUS) Data Center (<http://www.orfeus-eu.org/>). The GEOCSN dataset (YR, doi: 10.7914/SN/YR_2019) analyzed for this study can be released to the public on demand at GEOCANTABRICA@ftp.geol.uniovi.es. Additional data from stations EARI and EPON are courtesy of the Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es).

AUTHOR CONTRIBUTIONS

All authors listed have made a substantial, direct and intellectual contribution to the work, and approved it for publication.

FUNDING

This work was financed through projects: GRUPIN14-044, GRUPIN18-00184, and CGL2017-86487-P. JA holds a *Severo Ochoa* predoctoral Grant from the Government of Asturias (PA-17-PF-BP-16139).

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the local people and institutions that helped to install the seismic networks in Asturias, Galicia and León. Mario Ruiz and Jordi Díaz from the Labsys in Geo3bcn for providing instruments and support during the recordings. We also thank the IGN for sharing the datasets of stations EARI and EPON.

- Ayarza, P., Catalán, J. R. M., Gallart, J., Pulgar, J. A., and Dañoheitia, J. J. (1998). Estudio sísmico de la Corteza Ibérica Norte 3.3. a seismic image of the variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif. *Tectonics* 17, 171–181. doi: 10.1029/97tc03411
- Boillot, G., Dupeuble, P. A., and Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Mar. Geol.* 32, 53–70. doi: 10.1016/0025-3227(79)90146-4
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Tugend, J., and Manatschal, G. (2018). Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: mapping rift domains in the North Iberian margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics* 37, 758–785. doi: 10.1002/2016tc004454
- Cadenas, P., Manatschal, G., and Fernández-Viejo, G. (2020). Unravelling the architecture and evolution of the inverted multi-stage North Iberian–bay of biscay rift. *Gond. Res.* 88, 67–87. doi: 10.1016/j.gr.2020.06.026
- Cordoba, D., Banda, E., and Anson, J. (1988). P-wave velocity depth distribution in the Hercynian crust of northwest Spain. *Phys. Earth Planer. Int.* 51, 235–248. doi: 10.1016/0031-9201(88)90050-7
- Fernández Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Córdoba, D., and Dañoheitia, J. J. (2000). Seismic signature of Variscan and alpine tectonics in NW Iberia: crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero Basin. *J. Geophys. Res.* 105, 3001–3018. doi: 10.1029/1999jb900321
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Dañoheitia, J. J., and Cordoba, D. (1998). Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian Margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Lett.* 25, 4249–4252. doi: 10.1029/1998gl900149
- Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M. J., and Cadenas, P. (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? the Cantabrian fault case. *Sci. Rep.* 4:3661.
- Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., and Quintana, L. (2012). The fossil accretionary wedge of the Bay of Biscay: critical wedge analysis on depth migrated seismic sections and geodynamical implications. *J. Geol.* 120, 315–331. doi: 10.1086/664789
- Gómez-Ballesteros, M., Druet, M., Muñoz, A., Arrese, B., Rivera, J., Sánchez, F., et al. (2014). Geomorphology of the Aviles canyon system, Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Deepsea Res. Part II* 106, 99–117. doi: 10.1016/j.dsr2.2013.09.031
- Havskov, J., Voss, P. H., and Ottemoller, L. (2020). Seismological observatory software: 30 yr of SEISAN. *Seism. Res. Lett.* 91, 1846–1852. doi: 10.1785/0220190313
- Jiménez-Sánchez, M. (1999). Geomorfología fluvial en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). *Trab. Geol.* 21, 189–200.
- Julivert, M. (1976). La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. *Trab. Geol.* 1, 59–76.
- Julivert, M., Ramírez, del Pozo, J., and Truyols, J. (1971). *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Paris: Technip.
- Lee, W. H. K., and Lehr, J. C. (1975). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. *Geol. Surv. OFR* 75–311, 1–116.
- Lienert, B. R. E. (1991). *Report on Modifications Made to Hypocenter, Institute of Solid Earth Geophysics*. Norway: University Bergen.
- Lienert, B. R. E., and Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett.* 66, 26–36. doi: 10.1785/gssrl.66.5.26
- Lienert, B. R. E., Berg, E., and Fraser, L. N. (1986). HYPOCENTER: and earthquake location method using centered, scales, and adaptively damped least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 771–783.
- López-Fernández, C., and Llana-Fúnez, S. (2015). The seismogenic zone of the continental crust in Northwest Iberia and its relation to crustal structure. *Tectonics* 34, 1751–1767. doi: 10.1002/2015tc003877
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J., and Llana-Fúnez, S. (2018). Intraplate seismicity in Northwest Iberia along the trace of the ventaniella fault: a case for fault intersection at depth. *Bull. Seism. Soc. Am.* 108, 604–618. doi: 10.1785/0120170215
- López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M., and Díaz-Díaz, L. M. (2020). Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the North Iberian Margin: a new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. *Geomorphology* 364:107242. doi: 10.1016/j.geomorph.2020.107242
- López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Díaz, J., Gallart, J., González-Cortina, J. M., and Ruiz, M. (2012). Seismotectonic characterization of the Becerreá área (NWSpain). *Geol. Acta* 10, 71–80.
- López-Sánchez, M., and Llana-Fúnez, S. (2018). A cavitation–seal mechanism for ultramylonite formation in quartzofeldspathic rocks within the semibrittle field (Vivero fault, NW Spain). *Tectonophysics* 745, 132–153. doi: 10.1016/j.tecto.2018.07.026
- Martínez-García, E., Anotania, J. F., García-Sánchez, A., and Quiroga de la Vega, J. L. (2004). Tectonic and metallogenic significance of sedimentary manganese deposits in the eastern cantabrian domain Asturias, Northwestern Spain. *Int. Geol. Rev.* 46, 273–288. doi: 10.2747/0020-6814.46.3.273
- Nozal, F., and Gracia, F. J. (1990). El Piedemonte de la Sierra del Brezo (Montes Palentinos). *Actas I.ª Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel, 763–772.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J., and Harnafi, M. (2017). Lithospheric structure of Iberia using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. *Geochem. Geophys. Geosys.* 18, 1824–1840. doi: 10.1002/2016gc006657
- Pérez-Estaún, A., Catalán, J. R. M., and Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics* 191, 243–253. doi: 10.1016/0040-1951(91)90060-6
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O., and Ellouz, N. (2011). The role of the bay of biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogeny: constraints from the Marconi deep seismic reflection survey. *Tectonics* 30:TC2001.
- Rubio-Ordóñez, A., Gutiérrez-Alonso, G., Valverde-Vaquero, P., Cuesta, A., Gallastegui, G., and Gerdes, A. (2015). Arc-related ediacaran magmatism along the northern margin of Gondwana: geochronology and isotopic geochemistry from northern Iberia. *Gond. Res.* 27, 216–227. doi: 10.1016/j.gr.2013.09.016
- Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W. R., Klitgord, K. D., Kovacs, L. C., Verhoef, J., et al. (1990). Iberian plate kinematics. a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756–759. doi: 10.1038/344756a0
- Stern, R. J., and Gerya, T. (2018). Subduction initiation in nature and models: a review. *Tectonophysics* 746, 173–198. doi: 10.1016/j.tecto.2017.10.014
- Tavani, S., Camanni, G., Nappo, M., Snidero, M., Ascione, A., Valente, E., et al. (2020). The mountain front flexure in the Luresan región of the Zagros belt: crustal architecture and role of structural inheritances. *J. Struct. Geol.* 135:104022. doi: 10.1016/j.jsg.2020.104022
- Tavani, S., Quinta, A., and Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): the Ubierna fault system. *Tectonophysics* 509, 238–253. doi: 10.1016/j.tecto.2011.06.013
- Torne, M., Fernández, M., Verges, J., Ayala, C., Salas, M. C., Jimenez-Munt, I., et al. (2015). Crust and mantle lithospheric structure of the Iberian Peninsula deduced from potential field modelling and thermal analysis. *Tectonophysics* 663, 419–433. doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.003
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuznir, N. J., Masinsi, E., Mohn, G., and Thion, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics* 33, 1239–1276. doi: 10.1002/2014tc003529
- Villamor, P., Capote, R., Stirling, M. W., Tsige, M., Berryman, K. R., Martínez-Díaz, J. J., et al. (2012). Contribution of active faults in the intraplate area of Iberia to seismic hazard: the Alentejo-Plasencia fault. *J. Iberian Geol.* 38, 85–111.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M. H., and Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: implications for shallow seismic structure. *Geophys. Res. Lett.* 34:L11304.

Conflict of Interest: The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Copyright © 2021 Fernández-Viejo, Llana-Fúnez, Acevedo and López-Fernández. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

CAPÍTULO 9. IMAGING THE TRANSITION FROM INTERNAL TO EXTERNAL ZONES OF THE VARISCAN OROGEN (NW SPAIN): UPPER CRUSTAL SHEAR-WAVE VELOCITY STRUCTURE AND RADIAL ANISOTROPY FROM AMBIENT NOISE INTERFEROMETRY

En este estudio se continúan y extienden hacia el oeste los modelos de velocidad de grupo de ondas superficiales y de ondas S del sector meridional de la cordillera Cantábrica presentados en Acevedo *et al.* (2019). Para ello, se han utilizado datos sísmicos de banda ancha antiguos procedentes de la red IberArray (2011-2013) en conjunción con los datos recién adquiridos por la red GEOCANTÁBRICA-COSTA (2019-2020). El procesado con métodos interferométricos de registros de ruido sísmico en las componentes vertical y horizontal permitió reconstruir las ondas Rayleigh y Love a partir de las funciones de Green empíricas y derivar modelos 3D independientes de velocidad de ondas S polarizadas vertical (V_{sv}) y horizontalmente (V_{sh}) en los primeros 14 km de la corteza. La discrepancia entre ambas velocidades en la mayor parte de la cordillera Cantábrica sugiere que la corteza presenta anisotropía radial. Los mapas de variación de velocidad de ondas S y los perfiles realizados a partir de ellos delimitan de manera precisa la transición entre los dominios externos e internos del orógeno Varisco ibérico (macizo Ibérico), así como otros elementos de primer orden como la profundidad del basamento pre-Varisco. Además, se ha elaborado por primera vez en la zona un modelo 3D de distribución de la anisotropía, que tiene implicaciones desde el punto de vista de la inclinación de las estructuras en profundidad y de la influencia de la fracturación en la anisotropía. El manuscrito aquí presentado está en un estado de preparación muy avanzado, pero por el momento no ha sido enviado a ninguna revista para su publicación.

Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (en preparación). **Imaging the transition from internal to external zones of the Variscan orogen (Cantabrian Mountains, NW Spain): upper crustal shear-wave velocity structure and radial anisotropy from ambient noise interferometry.**

Este trabajo incluye un documento de información suplementaria que puede consultarse en el Anexo III.

Imaging the transition from internal to external zones of the Variscan orogen (Cantabrian Mountains, NW Spain): upper crustal shear-wave velocity structure and radial anisotropy from ambient noise interferometry.

Jorge Acevedo¹, Gabriela Fernández-Viejo¹, Sergio Llana-Fúnez¹, Carlos López-Fernández¹, Javier Olona² and Diego Pérez-Millán¹.

¹ *Department of Geology, University of Oviedo. Arias de Velasco st., 33005, Oviedo, Spain*

² *TerraDat España, 113 Cristo de las Cadenas Av., 33006, Oviedo, Spain*

Abstract

Based on 2- to 14-s-period Rayleigh and Love dispersion data from the seismic ambient noise registered by two different temporary seismic networks, we present the first i) upper crustal (1-14 km) high-resolution shear wave velocity and ii) radial anisotropy variation models of the continental crust in NW Iberia. The area of study represents one of the best exposed cross-sections along the Variscan orogen of western Europe, showing the transition between the external eastern zones towards the internal areas in the west. Both the 2-D maps and an E-W transect reveal a close correspondence with the main geological domains of the Variscan orogen. The foreland-fold and thrust-belt of the orogen, the Cantabrian Zone (CZ), is revealed by a zone of relatively low shear wave velocities (2.3 - 3.0 km/s), while the internal zones generally display higher homogeneous velocities (> 3.1km/s). The boundary between both zones is clearly delineated in the models, depicting the arcuate shape of the orogen grain. The velocity patterns also reveal variations of the bulk properties of the rocks that can be linked to major Variscan structures, such as the basal detachment of the Cantabrian Zone or the stack of nappes in the Narcea antiform involving pre-Variscan basement; or sedimentary features such as the presence of thick syn-orogenic siliciclastic wedges. Overall, the radial anisotropy magnitude varies between -5 and 15 % and increases with depth. The depth pattern suggests that the alignment of cracks is the main source of anisotropy at < 8 km depths, although the intrinsic anisotropy seems to be significant in the West-Asturian Leonese Zone (WALZ), the low grade slate belt adjacent to the CZ. At depths > 8 km, widespread high and positive radial anisotropies are observed, caused by the presence of subhorizontal alignments of grains and minerals in relation to the internal deformation of rocks either during the Variscan orogeny or prior to it.

1. Introduction

Seismic anisotropy is a ubiquitous feature within the Earth's interior that can be investigated through laboratory tests on rock samples (e.g. Godfrey *et al.*, 2000; Ji *et al.*, 2015) or estimated indirectly from the direction-dependent velocity variation of the seismic waves travelling across a rock formation (e.g., Luo *et al.*, 2013, Shapiro *et al.*, 2004; Moschetti *et al.*, 2010). Its analysis provides valuable information about the fabric of the geological materials and the tectonic and geodynamic processes causing it (Dreiling *et al.* 2018). Vertically (V_{sv}) and horizontally (V_{sh}) polarized shear waves can be extracted from Rayleigh and Love dispersion measurements, respectively. When $V_{sh} > V_{sv}$, the anisotropy is considered to be positive, whereas when $V_{sv} > V_{sh}$ the anisotropy is negative. Within an isotropic medium, V_{sv} and V_{sh} are equal. However, numerous studies in several locations worldwide have observed the so-called 'Rayleigh-Love discrepancy' (Anderson, 1961), which implies that the Rayleigh and Love wave dispersion curves cannot be simultaneously fitted under the assumption of isotropic wave velocities. Following Anderson (1961), this mismatch indicates that the medium is radially anisotropic.

Crustal radial anisotropy (RA) is originated by a variety of source mechanisms whose importance varies with depth. In the shallow crust (<5-10 km) the RA is believed to be caused by crack networks and fractures linked to the regional stress-field (e.g. Crampin *et al.*, 2015). The presence of structure-oriented cracks, bedding planes or grain boundary alignments within the rockmass (e.g. Almqvist and Mainprice, 2017; Boness and Zoback, 2006; Zinke and Zoback, 2000) can also play an important role in the anisotropy from shape-preferred orientation or mineral grains. At pressures higher than 150-200 MPa, equivalent to 6-8 km depth, the increasing lithostatic pressure forces the closure of the cracks and texture-related anisotropy becomes dominant (e.g. Ji *et al.*, 2015; Kern, 1990; Christensen 1985). This type of anisotropy arises from the alignment of minerals with a crystallographic preferred orientation, due to deformation associated to faults and shear zones (Barruol and Kern, 1996). Thus, the effect of this progressive shift in the features that govern the anisotropy is expected to be observed by geophysical methods targeting the upper 10 km of the crust, considering that the shallowest part is sensitive to the properties of the fractures within the rock massif, while the deepest sectors are more susceptible to mineral orientation in the rocks. The strongest crustal shear wave anisotropies, up to 20%, have been reported in recent orogenic belts, such as the Himalayas (e.g., Xie *et al.*, 2013) or the Andean Cordillera (Lynner *et al.*, 2018). Nonetheless, high RAs (10%-16%) have also been in many other parts of the world with very different tectonic histories, even in sedimentary basins (Dreiling *et al.*, 2018), ancient orogenic belts

(Wang *et al.*, 2020) or areas with intra-plate volcanism (Ojo *et al.*, 2017). Besides, lateral variations in the crustal anisotropy have been related to a wide catalogue of geological features: microcracks and metamorphic foliations (Guo *et al.* 2012), fault systems (e.g. Shirzad and Shomali, 2014; Shirzad, *et al.*, 2017), geological boundaries (e.g., Naghavi *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2020) or lateral crustal flow (e.g. Lynner *et al.*, 2018).

In this work, the first 3D crustal radial anisotropy model of NW Iberia is derived from the inversion of surface wave group velocities obtained from ambient noise interferometry (ANI) (e.g., Wapenaar, 2003, 2004; Shapiro and Campillo, 2004; Snieder, 2004). The NW of Iberia (Fig. 1a) is a geologically complex region with a long and well-established tectonic history that comprises the overlapping structural imprint of two major compressional events: the Variscan orogeny, in the Late Paleozoic; and the Alpine Orogeny, in Cenozoic times, separated by several rifting episodes in the Mesozoic. The structure of the study area was mainly configured during the Variscan orogeny, although the Alpine orogeny reworked some of the structures and originated a widespread pervasive fracturing, particularly in the upper crust. Overall, the part of the Variscan belt that crops out in the Cantabrian Mountains (CM) represents one of the most complete sections of this orogen in Europe, illustrating the transition from the internal zones of an orogenic system, in the West, to the external zone, to the East (Fig. 1b). From the early 90's, extensive seismic surveys, such as the ESCI-N and MARCONI projects, were carried out in the area. These programs focused in the unveiling of the deep crustal structure of the CM from deep seismic reflection and refraction/wide angle data (Pérez-Estaún *et al.*, 1994; Pulgar *et al.*, 1995, 1996; Álvarez-Marrón *et al.*, 1996, 1997; Gallastegui *et al.*, 1997, 2002; Ayarza *et al.*, 1998; Fernández-Viejo *et al.*, 1998, 2000; Fernández-Viejo and Gallastegui, 2005; Fernández-Viejo *et al.*, 2011 2012) and helped to broaden the knowledge about the multiorogenic crustal architecture. In order to increase the resolution in the structure of the crust, several temporary seismic arrays with different specifications and dimensions were deployed in the CM (e.g. López-Fernández *et al.*, 2012; 2018), the most recent of which is featured for the first time in this study.

Unlike active seismic methods, which can provide direct signals from faults or other discontinuities, the ANI reflects the variation of the seismic velocities of the bulk rock, which is controlled by their elastic parameters. However, in orogenic belts, where lithologies with different properties are placed in contact by structural features, ANI can also help to infer indirectly the presence of structures at depth and thus it can be valuable for the unraveling of the upper crustal structure at regional or even local scale (e.g Acevedo *et al.*, 2019; Sammarco *et al.*, 2017; Gu *et al.*,

2019; Green *et al.*, 2017; Olivar *et al.*, 2020). Up to the date, there is limited knowledge on the seismic anisotropy signature of NW Iberia. Díaz *et al.* (2002, 2006, 2015) studied the upper mantle and lower crust anisotropy from distant earthquake shear wave splitting measurements and Acevedo *et al.* (2020) used local earthquake shear wave splitting and ANI analysis to infer the anisotropic properties of the upper crust in the central part of the CM (N Iberia). Both studies consistently reported an average E-W fast direction, but the rotation of the fast orientations in the vicinity of major Alpine structures suggest that the contribution of the Alpine deformation to the anisotropy can be significant (Acevedo *et al.*, 2020).

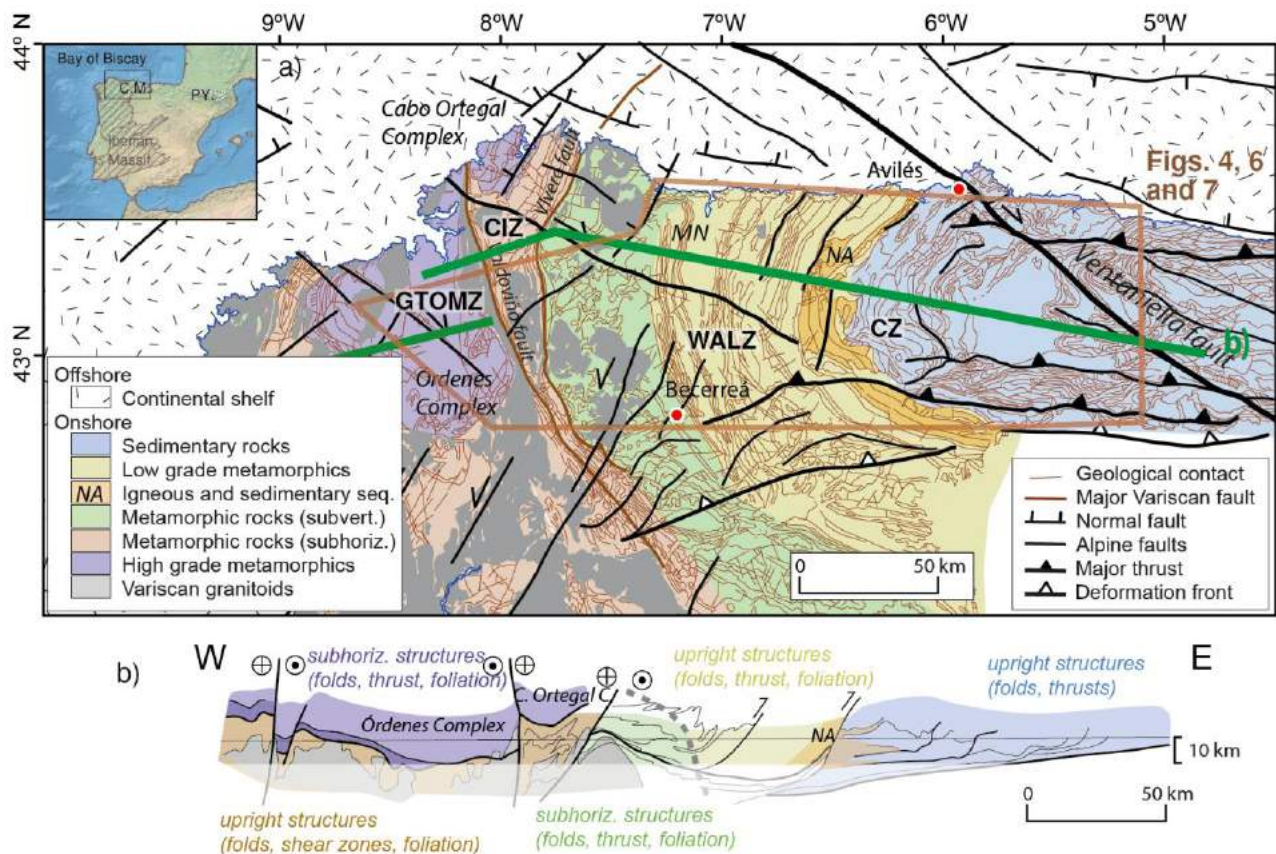


Figure 1. Simplified geological map of the study area showing a lithological zonation of the Iberian Variscan Orogen in NW Spain. The green line marks the position of the cross-sections in Figs. 1b, 8 and 9. (Inset) Location of the investigated area within the Iberian Peninsula and the Variscan Iberian Massif. CZ: Cantabrian Zone, WALZ: West-Asturian Leonese Zone, CIZ: Central-Iberian Zone, GTOMZ: Galicia-Trás-os-Montes Zone. APF: As Pontes fault, NA: Narcea antiform, VF: Ventaniella fault, PY: Pyrenees, CM: Cantabrian Mountains. Background geology onshore is taken from the continuous geological map of Spain at 1:1000000 (IGME).

Here we make use of the ambient noise recordings from a new temporary seismic network in NW Iberia to complete to the North and the West the tomographic S-wave velocity model of the CM and to further determine the 3-D distribution of the crustal radial anisotropy. The continental

crust in the eastern sector of the CM, which was mostly affected by the Alpine deformation, and the boundary between the CM and the Duero basin both at the surface and at depth were the geological targets of an earlier study (Acevedo *et al.*, 2019). From a subsequent work (Acevedo *et al.*, 2020), we learnt that the crustal fabric controlled the orientation of fastest seismic velocities, sometimes in accordance with Variscan structures, others with Alpine structures. However, there was coincidence in the orientation of Variscan and Alpine structures, mostly by reworking during the youngest convergence. The aim of the new seismic array was two-fold, building on our previous experience. Firstly, to investigate the ANI method to learn differences in architecture in relation to two orogenic events with contrasting kinematics (therefore orientation of structures). For this reason, we extended the area of observations to include parts of the Iberian crust with stronger Variscan imprint, incorporating domains with strong tectonic fabric susceptible to produce seismic anisotropy (Cárdenes *et al.*, 2021) and with contrasting orientation to Alpine structures (Figs. 1a and b). Secondly, to constrain in the upper crust the contribution to seismic anisotropy by internally deformed rocks versus tectonically fractured rocks.

2. Geological Setting

2.1. Tectonic history

The crustal architecture of the study area is mainly defined by the Variscan orogeny, which affected the continental crust of western Europe and the northwest of Africa between the Late Devonian and the Early Permian (e.g. Matte *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 2007; Martínez-Catalán *et al.*, 2009; Pastor-Galán *et al.*, 2013). Subsequently to the denudation of the Variscan orogen, several rifting episodes affected the crust in NW Iberia, first in the Permian-Triassic, then in the Mesozoic where the crust was completely dismembered with the final opening of the Atlantic. The most important episode occurred between the Late Jurassic and the early Cretaceous and was related to the opening of the Bay of Biscay (e.g. Cadenas *et al.*, 2018; Tugend *et al.*, 2015). This event configured the crustal structure of the eastern part of the study area, beyond the Ventaniella fault (Fig. 1a).

In Cenozoic times, the dominant geodynamic regime of the region shifted again and caused the North-South convergence between Europe and Africa, producing the onset of the Alpine orogeny. The compression started along the northern edge of the Iberian Peninsula in the Pyrenees and migrated to the West to form the Cantabrian Mountains (CM) (e.g. Teixell *et al.*, 2018). During the

convergence, the transitional crust of the Bay of Biscay was underthrust southwards beneath the Iberian continental crust (e.g. Boillot *et al.*, 1979; Fernández-Viejo *et al.*, 2012; Cadenas and Fernández-Viejo; 2017). The bulk of the deformation was mainly accommodated by East-West oriented reverse faults and thrusts, but there are numerous examples of the reworking and retightening of favourably oriented earlier Variscan thrusts and folds, with a different degree of development across the study area (e.g. Alonso *et al.*, 1996). Currently, in the North Iberian crust, Alpine structures are dominant in the eastern half of the CZ, but they decrease their importance towards the West (Alonso *et al.*, 1996; Martín-González *et al.*, 2012; Llana-Fúnez and López-Fernández, 2015).

2.2. Crustal structure

Numerous works have contributed to broaden the knowledge about the Variscan imprint in the crust prior to the rise of the CM (e.g. Julivert, 1971; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Alonso *et al.*, 2009) and, more recently, its evolution during the Alpine convergence (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1996, 1999; Gallastegui *et al.*, 2002, Martín-González *et al.*, 2012; Pedreira *et al.*, 2015). From the early 90's, extensive seismic surveys were carried out in the area. These programs focused in the unveiling of the deep crustal structure of the CM from deep seismic reflection and refraction/wide angle data (Pérez-Estaún *et al.*, 1994; Pulgar *et al.*, 1995, 1996; Álvarez-Marrón *et al.*, 1996, 1997; Gallastegui *et al.*, 1997; Ayarza *et al.*, 1998; Fernández-Viejo *et al.*, 1998, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002; Fernández-Viejo and Gallastegui, 2005; Fernández-Viejo *et al.*, 2011, 2012) and led to significant findings that improved decisively the geological and geodynamical models of the area. For example, the E-W oriented profiles ESCIN-1 and ESCIN-3 imaged for the first time the Variscan structures of the crust under the CM and their progressive loss of importance compared to the Alpine structures towards the East. Later, the ESCIN-2 profile was performed with the goal of sampling the Alpine features in the transition between the eastern sector of the CM and the Cenozoic Duero basin. Both profiles revealed the presence of an important crustal root beneath the CM. In order to complement the active geophysical surveys, several temporary seismic arrays with different specifications and coverage were deployed in the CM. Besides the seismotectonic characterization of the region (e.g. Llana-Fúnez and López-Fernández, 2015; López-Fernández *et al.*, 2012; 2018) the recorded passive seismic data allowed the study of the crustal configuration of North Iberia using receiver function analysis (Díaz *et al.*, 2003, 2009a, Mancilla and Díaz, 2015) and validated many of the ESCIN observations. The use of ambient noise interferometry is also

beginning to provide knowledge about the structure of the upper crust in the study area (e.g. Acevedo *et al.*, 2019, 2020; Olivar *et al.*, 2020).

2.3. Upper crustal domains in the study area

In the central sector of the CM the erosion of the Mesozoic sedimentary cover during the mountain building led to the exposure of the underlying Paleozoic basement. Overall, the part of the Variscan Belt that crops out in the CM represents one of the most complete sections of this orogen in Europe, illustrating the transition from the internal zones of an orogenic system, in the West, to the external ones, to the East. The physical properties of large parts of the upper crust targeted in this study with ambient noise tomography can be predefined according to the nature of the rocks and the structures, based on surface geology. As it has already been mentioned, a major part of the crustal architecture was shaped during the development of the Variscan orogeny and for that reason, the crustal domains that will be defined below follow partially the subdivision established for the Variscan orogeny (Julivert *et al.*, 1971). However, subsequent tectonic events, although did not produced a significant change in the nature of rocks, did have an impact on their structure. In most cases, producing a tendency to upright structures by increasing the dip of cartographic units and structures (e.g. Alonso, 1989).

The first crustal domain to the East of the study area is the foreland-fold-and-thrust belt of the Variscan orogen, the external part of the orogenic belt, corresponding to the Cantabrian Zone (CZ) in the literature (e.g. Alonso *et al.*, 2009). It is composed by sedimentary rocks that bear no tectonic or any other type of fabric orienting rock-forming minerals. However, the arrangement of tectonic units during the Variscan orogeny led in the final stages of the orogeny to the upright attitude of thrust sheets (e.g. Merino-Tomé *et al.*, 2009). Folding of syn-orogenic sediments not involved in earlier Variscan thrusting also led to the upright position of lithostratigraphic units (e.g. Alonso y Pulgar, 1989; Aller and Gallastegui, 1995).

To the W of the Variscan foreland-fold-and-thrust belt in the basement lies the hinterland of the orogen, showing an approximate N-S arrangement in the study area (Fig. 1a). In terms of the rock types, their fabric, and their attitude we could distinguish four domains: a linear slate belt wrapping around the external part of the Variscan orogen, a subhorizontal slate belt coinciding partly with the Mondoñedo nappe (Bastida *et al.*, 1986), a subvertical high grade metamorphic domain pervasively

intruded by Variscan granitoids, and the allochthonous nappes of high-grade rocks sitting on top of the previous domain.

The linear slate belt is a domain that can be defined ahead of the Mondoñedo nappe, over the Navia-Alto Sil domain (Marcos, 1973). From the structural point of view, most of the structures are steeply dipping (Marcos, 1973) and they coincide with an area with a N-S lineation fabric (Matte, 1968). The rocks present a tectonic fabric developed at low-grade metamorphic conditions, which imposes a strong mostly planar mechanical anisotropy to the propagation of seismic waves (Cárdenes *et al.*, 2021).

The subhorizontal slate belt coincides with the mid and rear part of the Mondoñedo nappe (Fig. 1). The overall structure in the upper crust, as deep as 10 km in current crust, is dominated by the presence of large recumbent folds (Matte, 1968; Bastida *et al.*, 1986). This isoclinal folding is accompanied by a tectonic fabric equilibrated in medium to high grade conditions that strengthens the subhorizontal anisotropy imposed by the orientation of the layers. Altogether, the linear and the subhorizontal slate belts constitute the West-Asturian Leonese Zone (WALZ).

The high-grade domain W of the Vivero fault (Fig. 1a) corresponds to the Central-Iberian Zone (CIZ). It is constituted by a rock sequence similar to that of the WALZ, but at higher grade given the pervasive intrusion of Variscan granitoids throughout the history of the orogenic belt over millions of years. The recognition of large recumbent folds is hindered by the large amount of granitoids, exceeding 50 % of current exposure locally, and by the development of subvertical structures in the late stages of the Variscan orogen, mostly upright folds and subvertical shear zones (e.g. Llana-Fúnez and Marcos, 2007). The folding is accompanied in several locations by the development of a locally strong crenulation fabric (e.g. Bastida *et al.*, 2010). Subvertical corridors of foliated rocks in relation to large shear zones are common and often affect several kilometers on either side of the crustal scale structures (e.g. Llana-Fúnez and Marcos, 2001).

The last domain corresponds to the allochthonous nappes, which are thrust sheets of exotic provenance thrust over the CIZ (e.g. Martínez-Catalán *et al.*, 1997). The presence of these allochthonous complexes defines the Galicia-Trás-os-Montes Zone (GTOMZ). Several units have been differentiated within them, the essential features are that are mostly made of high-grade high-pressure rocks, bearing a strong tectonic fabric and showing a subhorizontal attitude (see e.g. Marcos *et al.*, 2002 for Cabo Ortegal complex and Martínez Catalán, *et al.*, 2012 for the Órdenes

complex). Geological sections based on surface geology show that they extend several kilometers at depth in the current continental crust.

The upper crustal domains presented have been defined by the types of rocks and structures formed during the Variscan orogeny. Subsequent tectonic events in the study area lack the intensity and the pervasive character shown during the Variscan orogeny. No tectonic fabric at regional scale has been reported in relation to either the several extensional episodes leading to the opening of the Atlantic neither during the more recent Alpine convergence. Faults are also more spaced in between.

It is only in the first of the domains defined, in the Cantabrian Zone, that it has been reported a somehow widespread effect of Alpine deformation over previous rocks and structures, dominated by the tightening of previously steep Variscan structures (e.g. Alonso and Pulgar, 1989). Locally in this domain, there are reports of evidence of post-Variscan fracturing. Although no systematic study of Alpine fracturing has been carried out in the study area, however, separate observations in post-Permian rocks in the confines of the Cantabrian Zone show the development of subvertical N-S set of joints (e.g. Lepvrier and Martínez García, 1990; Pastor-Galán *et al.*, 2011; Uzkeda *et al.*, 2013).

3. Data and methods

3.1 Seismic data

This study used continuous broadband seismic data from 13 portable seismic stations located in the western CM. 11 stations were deployed in the framework of the Geocantábrica-Costa (Geocantábrica-Costa Seismic Network, GEOCSN) experiment, while the other two stations belong to the permanent Spanish Seismological Network (SSN) of the Spanish Geographical Institute (Fig. 3a). The seismic array served the dual purpose of enhancing the location of the intraplate seismicity in the West of the CM and the close continental shelf and acquiring new passive data for ambient noise analysis. The experiment covered an area of $\sim 12500 \text{ km}^2$ with inter-station distances of ~ 40 km. Seismic stations were equipped with Nanometrics Taurus data loggers and broad-band Trillium 120 s sensors recording 3-component seismic data at a sample rate of 100 Hz. Most of the stations were installed in isolated chapels and sheds with connection to the electricity network, although solar power supply was required in some locations. A few stations were also mounted directly in the field, buried in ~ 0.5 m pits. The network operated for 9 months between June 2019 and February

2020 with an average data recovery of 96% due to occasional power cuts caused by thunderstorms. To extend our observations to the West, we also processed a year of continuous seismic data registered by 7 stations of the northern IberArray deployment (Díaz *et al.*, 2009b) plus the station EPON of the SSN (Fig. 3a). The seismic recording equipment and their technical configuration were the same as in the GEOCSN, except that all the seismic stations were mounted outdoors. The station spacing was also larger, around 60 km, covering an area of $\sim 10000 \text{ km}^2$ with a 26% of overlap with the GEOCSN.

3.2 Ambient noise interferometry

The treatment of the seismic ambient noise data to obtain Rayleigh- and Love-wave dispersion velocities was based on the widely used processing scheme described by Bensen *et al.* (2007), with a few modifications. Our processing began with the splitting of the continuous dataset in 24-hour long segments and the removal of all the traces with gaps. The records were downsampled to 25 Hz and the instrument responses were removed. Next, the mean and the trend were also removed from the traces and a band-pass filter with corner frequencies between 0.01-2.0 Hz was applied. The described pre-processing benefited from the use of the phase cross-correlation technique (PCC, Schimmel, 1999) for the calculation of the cross correlations. Given that PCC is amplitude unbiased (Schimmel *et al.*, 2011), we did not perform any temporal or spectral normalization, thus avoiding the potential introduction of artifacts and shortening the processing time. The next step consisted in the cross correlation of the 24-hour traces recorded simultaneously by each pair of stations with the aforementioned PCC procedure. In this way, we obtained the daily cross-correlation functions (DCCF) for lag times of 100 s. The observation of the cross-correlograms revealed a noticeable asymmetry between the causal and the acausal parts of the signal. Since we ignore which of these parts contain more useful information, the causal and the time reversed acausal parts of each station-pair DCCF were stacked using the time-frequency domain phase-weighted (tf-PWS) procedure of Schimmel and Gallart (2007). This stacking method enhances the coherent signal and cancels incoherent noise, allowing the extraction of the symmetrical EGFs of the medium between each station pair. In this study, we processed the vertical (Z) and the horizontal components (E, N) to obtain the Z-Z (Fig. 2a), E-E and N-N EGFs. Then, the horizontal components were rotated along the azimuth of the inter-station path to provide the radial (R-R, Fig. 2b) and transverse (T-T, Fig. 2c) correlation functions. The vertical and the radial components are dominated by Rayleigh waves (Figs. 3b and 3a), whereas Love (Figs. 3c and 3a) waves emerged from the transverse component.

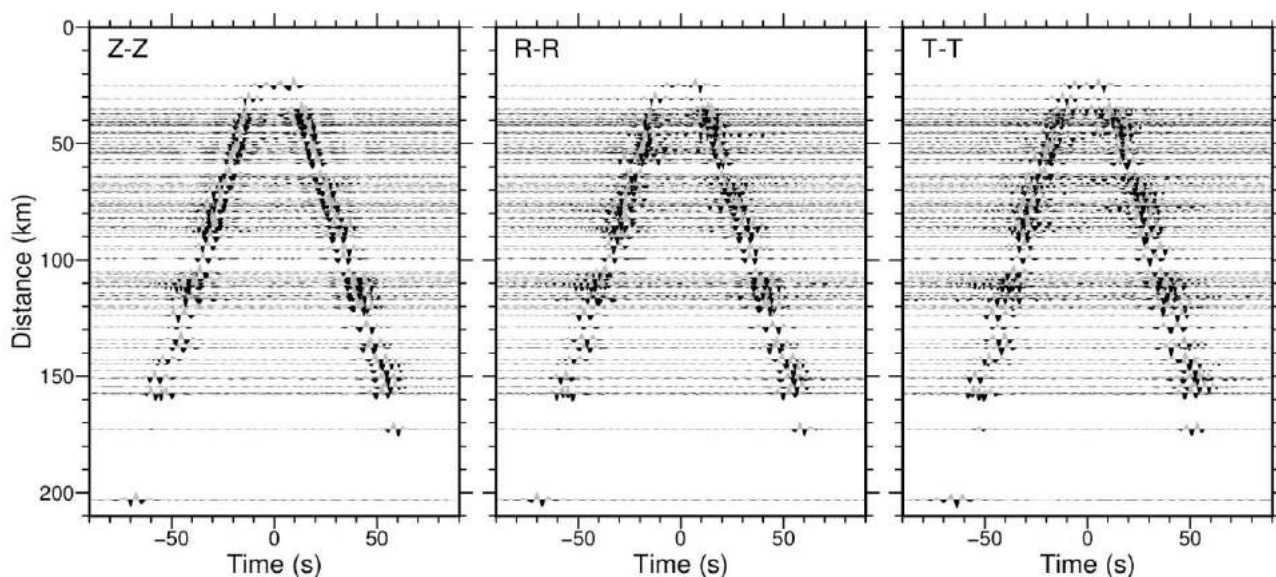


Figure 2. Record sections showing the EGFs of all the available station pairs obtained from the cross-correlation of the a) vertical (Z-Z), b) radial (R-R) and c) transverse (T-T) components.

The measurement of the Rayleigh and Love group velocity dispersion curves was performed by using the multiple filter analysis method (MFA) of Dziewonski *et al.* (1969). In this technique, a narrow-band Gaussian filter is applied over different periods to isolate the wave package around the central period of each filter (Fig. 3d). The group velocities in their fundamental mode were then manually picked to construct dispersion curves. According to Bensen *et al.* (2007), dispersion curves are limited at the longer periods by the fact that velocity measurements are only reliable for inter-station distances greater than three wavelengths. Given the dimensions of our network, the strict compliance of this criterion results in a loss of measurements that affects the resolution of the group velocity maps at periods > 10 s. However, Luo *et al.* (2015) demonstrated that consistent measurements can also be obtained using a cut-off of one wavelength.

In order to avoid discarding useful data without relaxing the constraints to a point at which the velocity determinations become unreliable, we adopted a two-wavelength criterion in this work. This cut-off has been proven to be a suitable compromise solution in other studies (e.g. Sammarco *et al.*, 2017; Brandmayr *et al.*, 2016, Shapiro *et al.*, 2005). To ensure the quality of the results, our analysis was limited to velocity measurements within two standard deviations from the mean and with more than 60 measurements at each period. The stability of the dispersion curves was also investigated by stacking sets of 30, 60, 90 and the available DCCFs for all the inter-station paths (Fig. S1). Overall, Love wave dispersion curves are slightly less stable than Rayleigh wave dispersion measurements. Waveforms and dispersion curves for the GEOCSN paths stabilize at a

lower number of days (approximately 60 days) than IberArray paths (approx. 90 days) but, in both cases, the stabilization is reached at a much lower number of days than the available for each interstation path (Fig. S1). We decided not to extract phase velocities due to the difficulty of resolving the 2- π phase ambiguity without long period data, due to the small aperture of our seismic network and the complexity of the CM crust. Thus, the estimation of the velocity uncertainties is vital to warrant the trustworthiness of the results. For this task, we have checked the group velocity mismatch between the dispersion curves obtained from 10 stacks made with the randomly selected 75% of all the available DCCF (Fig. S1). The results show, in general, uncertainties well below 1% for the Rayleigh and Love wave group velocity determinations. In relative terms, Love waves display higher velocity uncertainties than Rayleigh waves, so as the IberArray dataset when compared with the GEOCSN measurements.

3.3 Group velocity tomography and depth inversion

Reliable dispersion measurements of Rayleigh and Love waves were obtained at periods between 2-14 s (Figs. 3e and 3f). The transformation of the dispersion velocities between the stations into continuous Rayleigh and Love group velocity surfaces was performed with the Fast-Marching Surface Tomography scheme (Rawlinson, 2005). The FMST is an iterative non-linear method that is implemented in two steps: a) the forward prediction of travel-times with the fast-marching method (Sethian, 1996; Rawlinson and Sambridge, 2004a; Rawlinson and Sambridge, 2004b) and b) the modification of the model parameters to explain the data observations, for which a subspace inversion scheme is used (Kennett *et al.*, 1988). The resulting models are controlled by a grid of nodes with cubic B-spline interpolation that generates a smooth and continuous velocity medium. We selected a grid size of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ for the inversion of a homogeneous starting model that was created from the average velocity measured for a certain period (Nicolson *et al.*, 2014). After extensive tests, the smoothing and damping parameters were set to 0.001 and 0.1, respectively, but their change only had a minor influence in the resulting models.

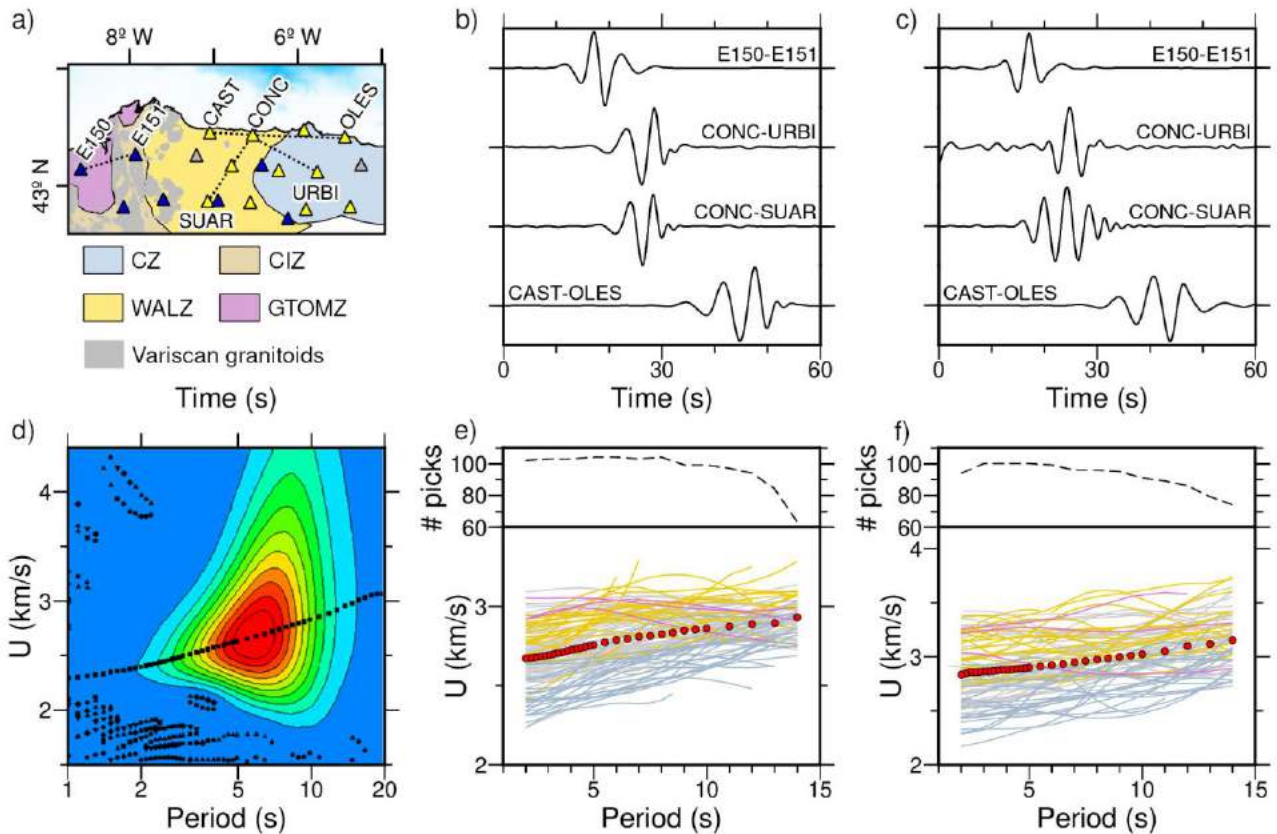


Figure 3. (a) Location of the displayed interstation paths. Triangles represent the position of the seismic stations that were used in this study, belonging to the GEOCSN (yellow triangles), SSN (grey triangles) and IberArray networks (blue triangles). (b) Examples of stacked vertical and (c) transverse component symmetric EGFs. Rayleigh and Love waves are the dominant phases, respectively. (d) Example of MFA surface for the CONC-URBI (vertical component) station pair, showing the fundamental mode Rayleigh-wave group velocity dispersion curve. (e) Rayleigh- and (f) Love-wave group velocity dispersion curves showing the number of velocity estimations used in the inversion as a function of the period. Dispersion curves obtained for paths fully contained within the main geological domains are highlighted using the colors in Fig. 3a, except for paths crossing the CIZ, GTOMZ or both, which are indistinctly marked in yellow. Grey dispersion curves represent mixed paths that span through more than one region. Red circles illustrate the average dispersion values used in the computation of the initial regional S-wave velocity models.

Based on the set of tomographic group velocity maps, we created new pseudo-dispersion curves by extracting the Rayleigh and Love velocity values for each point of a $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid. The independent inversion of these curves with the CPS surface inversion codes (Herrmann, 2013) allowed us to reconstruct the variation of the V_{sv} and the V_{sh} with depth in each grid node. In order to address the non-uniqueness nature of the inversions, we calculated two initial regional S-wave velocity model to be used as input in each of the subsequent computations. These models were obtained in a previous step from the separate inversion of the average Rayleigh and Love dispersion curves in the whole study area (Figs. 3e and 3f). We started in all cases from a homogeneous 22-

layer model, the first four layers with a thickness of 0.5 km and the rest with a thickness of 1 km. Based on published studies in the area (Fernández-Viejo *et al.*, 2000), we defined a constant S-wave velocity of 3.35 km/s, with a fixed V_p/V_s ratio of 1.74 and a density of 2600 kg/m³. The mismatch between the S-wave estimations from Rayleigh and Love waves allowed us to assess the intensity and distribution of the RA using the expression:

Equation 1.
$$RA (\%) = 2(V_{sh} - V_{sv}) / (V_{sh} + V_{sv}) \times 100$$

(Yanovskaya *et al.*, 1998; Savage, 1998; Ojo *et al.*, 2017). All the inversions were performed with a damping factor of 10 in the first iterations to avoid an excessive shift from the initial model, whereas a value of 0.5 was used for the remaining iterations.

4. Results

4.1 Rayleigh and Love wave group velocities

In total, we extracted Rayleigh and Love dispersion measurements of 78 station pairs from the GEOCSN network and 28 additional station pairs from the IberArray network. The 2-D tomographic maps displaying examples at selected periods of Rayleigh and Love group velocity variations can be observed in Fig. 4. Considering the Rayleigh waves (Fig. 4, left panels), the absolute group velocities range between 2.3 and 3.1 km/s. On the other hand, Love waves (Fig. 4, right panels) show slightly faster velocities, varying between 2.3 and 3.4 km/s. At all periods, both Rayleigh and Love derived maps image two clear blocks: a high velocity zone occupying the western half of the study area and a relative low velocity zone in the eastern half. Both anomalies are separated by a narrow C-shaped transition sector which follows the boundary between the CZ and the WALZ and the surface trace of the main structures. The western anomaly presents high and moderately stable group velocities in the entire period range. On the contrary, group velocities in the eastern anomaly zone raise constantly as the period increases. The most noticeable difference between Rayleigh and Love maps lies in the shape of the western anomaly at the highest periods. At those periods, Rayleigh group velocities display a light decrease and the high velocities tend to concentrate in the South. However, Love group velocities keep delineating a large high velocity surface in the western sector, while the low velocity anomaly migrates towards the South.

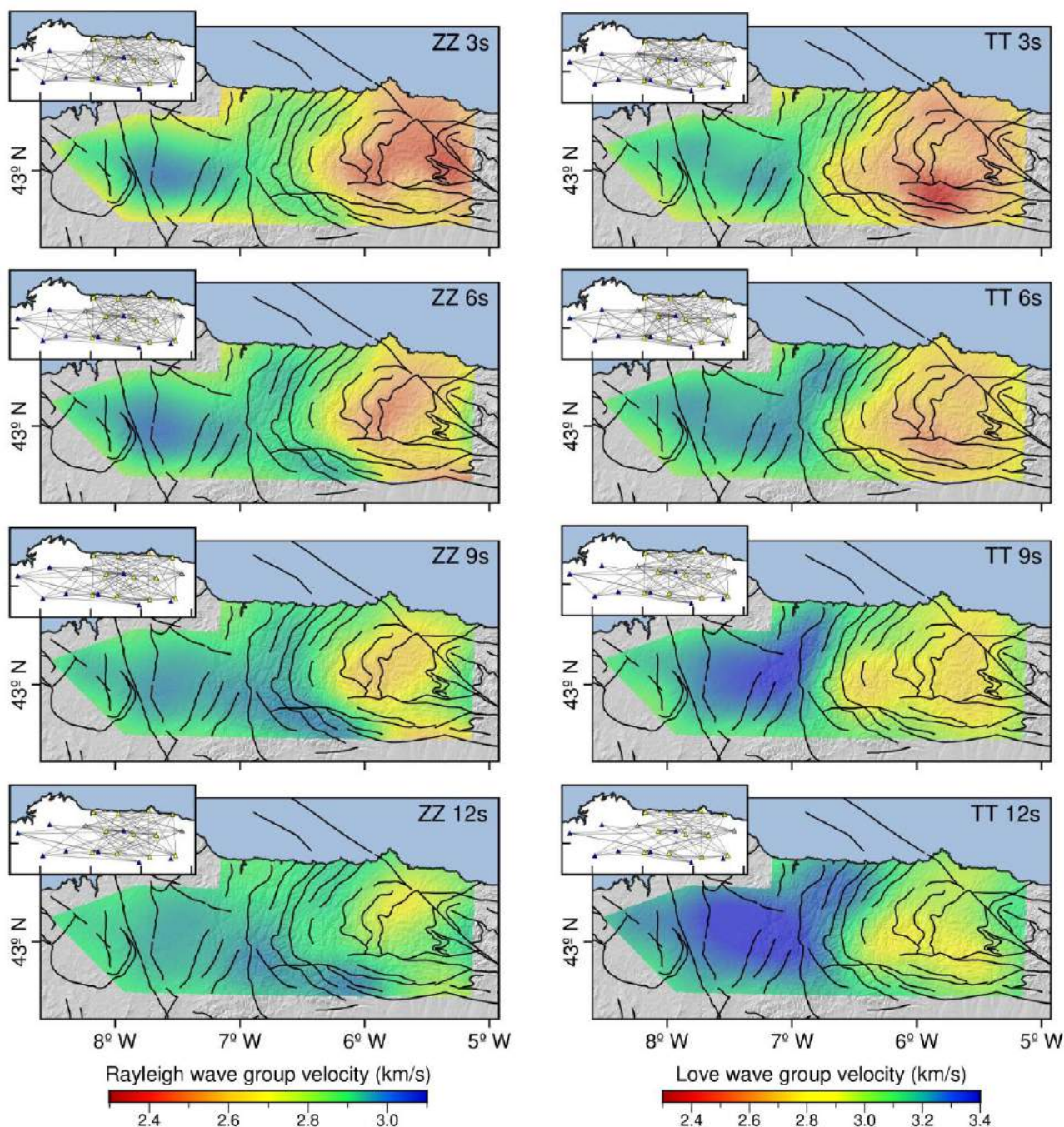


Figure 4. Rayleigh (left panels) and Love (right panels) group velocity tomographic maps for 3, 6, 9 and 12 s periods. Insets depict the interstation paths used in each inversion.

The resolution of the final velocity slices was investigated by performing synthetic checkerboard tests (Figs. S2 and S3). We used as reference three models with small (20 x 20 km), medium (30 x 30 km) and large (40 x 40 km) anomaly sizes and velocity perturbations of ± 0.4 km/s. Then, we evaluated the performance of our array for recovering this previously known velocity structure at periods of 4, 8 and 12 s. For both Rayleigh and Love waves, at periods up to 8

s, the resolution is sufficient to resolve anomalies of ~20 km, in the central and eastern sectors of the study area, and ~30 km in the westernmost zone. At periods longer than 8 s, the resolution decays due to the progressive decrease of the number of inter-station paths and signs of smearing arise in the models. The average size of the recovered features increases to ~30 km. At those long periods, the Rayleigh paths recovered more accurate models than the Love paths. The RMS misfit between observed and predicted travel times ranged between 0.3 - 0.8 s, and 0.7 – 1.2 s for the Rayleigh and Love waves respectively, which indicates that the inverted models fit the observations and they are not affected by the selection of the regularization parameters (Nicolson *et al.*, 2012).

4.2 Shear wave velocities

Figure 5 show examples of the S-wave inversion results in specific grid points located in the CZ (Fig. 5a), the WALZ (Fig. 5b) and the CIZ+GTOMZ (Fig. 5c). All the inversions display a good fit between the observed and the inverted data. The models and the anisotropy characteristics from the WALZ and the CIZ+GTOMZ show similar patterns, whereas the CZ presents some peculiarities, such as a constantly increasing V_{sv} and V_{sh} velocity with depth and a pronounced negative radial anisotropy anomaly near the surface. Figure 6 shows examples of the variation of V_{sv} (Fig. 6, left panels) and V_{sh} (Fig. 6, right panels) at depths of 3, 6, 9 and 12 km. Within that depth range, the average V_{sv} increases from 3.0 to 3.4 km/s, while average V_{sh} oscillates between 3.1 and 3.5 km/s. Similarly to the group velocity maps, the presence of a low velocity anomaly to the East of the study area stands out both in V_{sv} and V_{sh} maps and its limit runs parallel to the curved boundary between the external and the internal zones, between the CZ and the WALZ. However, this anomaly attenuates at depth and finally disappears below ~6 km. At higher depths (>9 km) the correspondence between the features depicted in the V_{sv} and the V_{sh} maps begins to fade away. In the V_{sv} surfaces, two new high velocity anomalies emerge in the South. However, the V_{sh} maps depict high velocities in the western/central sector and in the northeastern corner.

4.3 Radial anisotropy

The spatial distribution of the radial anisotropy (Fig. 7) was calculated from the discrepancies between V_{sv} and V_{sh} in each node of the tomographic grid (Figs. 5a, 5b and 5c). In absolute values, the whole study area shows a significant anisotropy that reaches 10%-15% in certain areas. Nevertheless, there is a clear differentiation with depth. At depths shallower than ~8 km the anisotropy strength keeps within the $\pm 6\%$ range. Beneath those depths, the anisotropy starts to rise

up to ~15%. In terms of the anisotropy style, negative anomalies ($V_{sv} > V_{sh}$) are dominant at shallow depths in the eastern half and the southwestern limit of the study area, with a weak positive corridor separating them. As greater depths, the negative anomalies become positive ($V_{sv} < V_{sh}$) at ~6 km and ~8 km, respectively.

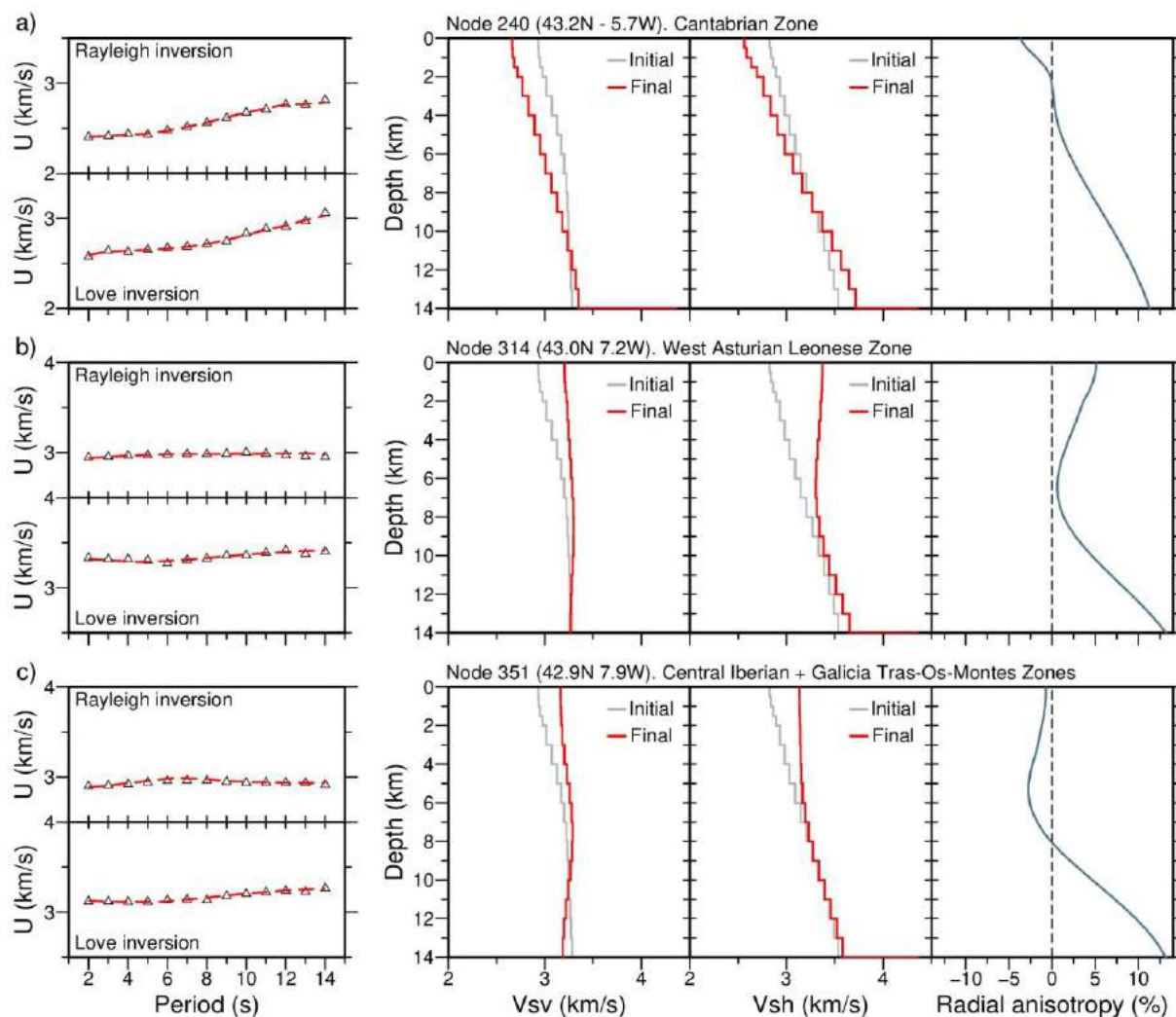


Figure 5. Depth inversion results in three nodes (a-c) of the grid located in different geological domains of the Iberian Variscan orogen. The first panels display the observed group velocity data (triangles) and the inverted model fit to the dispersion (dashed red line). Second and third panels show the initial and final S-wave velocity models from Rayleigh and Love waves, respectively. The fourth column depicts the radial anisotropy magnitude calculated with Equation 1.

In order to represent the velocity variations within the context of the Variscan structure of the CM, we constructed an E-W cross section that runs perpendicularly to the main Variscan elements (Figs. 1 and 8). The most striking feature of the V_{sv} (Fig. 8a) and the V_{sh} (Fig. 8b) cross sections is the low velocity anomaly located in the East. The V_{sh} section shows a more extensive anomaly that coincides with the CZ. In the case of the V_{sv} section, the anomaly is more localized towards the

sector where the syn-orogenic deposits of the Central Coal Basin are present. The previous S-wave tomography in Acevedo *et al.*, 2019 allowed us to extend the V_{sv} section until the transition between the CZ and the Basque Cantabrian basin. The higher velocities in both sections show a good correlation with the expected distribution of the Precambrian basement. In general, the internal zones show a more homogeneous velocity pattern, although V_{sv} is quite constant and V_{sh} depicts a velocity increase with depth. The latter type of waves also register a slight reduction of velocity in the GTOMZ and CIZ domains in comparison with the WALZ. The anisotropy E-W section (Figures 8c and 9) also shows a strong correlation with the main geological domains (Figs. 1 and 8c). The mentioned positive corridor roughly coincides with the WALZ, while the negative patches are limited by the Vivero fault, that marks the beginning of the CIZ, and the Narcea antiform. To the East of the latter structure, the negative anisotropy is only observed in the part of the CZ where syn-orogenic deposits are absent. On the other hand, the high positive anisotropies are roughly consistent with the presence of the lower Paleozoic and Precambrian basement rocks at depth.

5. Discussion

Tomographic maps in Figure 6 depict the first high-resolution S-wave models of the transition between the internal and the external parts of the Variscan orogen in NW Spain. Considering the sensitivity of the method (Fig. S4), the discussion of the results is restricted to the first 12 km of the crust. In addition, at the investigated periods (<14s) Love waves are primarily sensitive to the uppermost crust, while the sensitivity peak of Rayleigh waves deepens as the period increases. The following discussions are only focused on well-resolved areas from the checkerboard tests (Figs. S2 and S3).

5.1 Velocity structure in the upper crust

In previous ambient noise regional studies on the Iberian Peninsula, Macquet *et al.* (2014) and Palomeras *et al.* (2017) reported S-wave velocity values at 5 km depths ranging between 2.5 km/s and 3.5 km/s in the study area. Likewise, a recent work centered in the Basque Cantabrian basin (BCB) also obtained this velocity range for the upper crust in the eastern termination of the CZ (Olivar *et al.*, 2020). Silveira (2013) and Palomeras (2017) identified a first order anomaly which corresponds with the Iberian Massif and recognized some of the tectonic units that constitute it. However, due to resolution limitations, the transition between the internal and external zones was

poorly constrained. In contrast, the most striking element of our models, both the surface- and the shear-wave ones, is the precise delineation of the boundary between these domains by a sharp velocity change (Figs. 4 and 6).

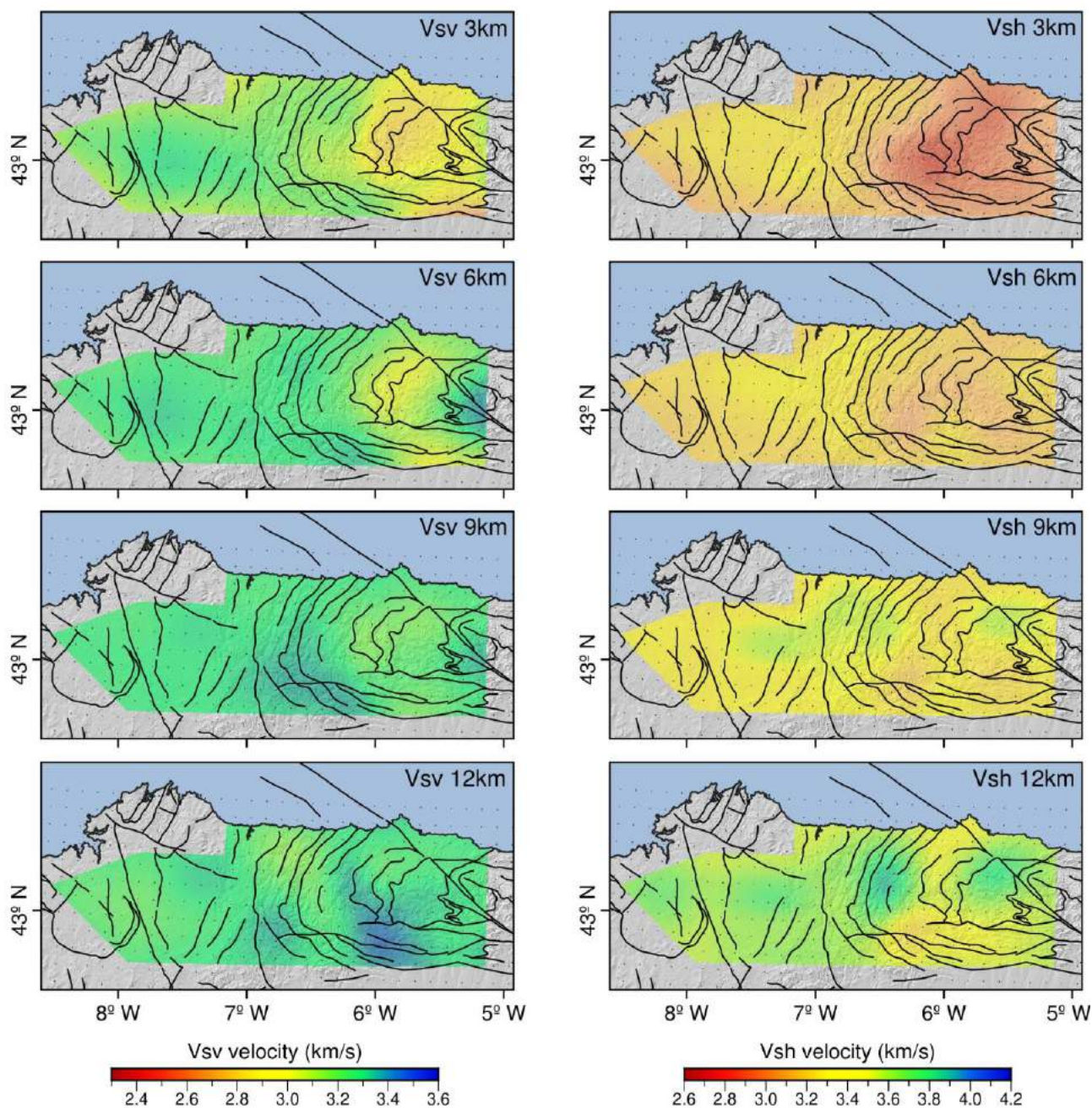


Figure 6. Inverted V_{sv} (left panels) and V_{sh} (right panels) velocity tomographic maps for depths of 3, 6, 9 and 12 km.

The contour of this limit depicts a clear convex-to-the-west shape with the CZ located at its core. The contact between the high velocity anomaly, to the West, and the low velocity anomaly, to the East, is parallel to the Narcea antiform (NA), which is the structure that marks the boundary

between the hinterland and the external zones of the Variscan orogen (Fig. 1) (Gutiérrez-Alonso, 1992; Pérez-Estaún *et al.*, 1994). The presence of rocks with completely different physical properties at both sides of the eastern boundary of the NA justifies the observed velocity contrast. The CZ is constituted by a sedimentary sequence that forms the foreland fold and thrust belt of the Variscan orogen, in a thin-skinned deformation context. On the other hand, the slate belt to the West, is a relatively homogeneous domain mainly composed by siliciclastic rocks affected by a low grade of metamorphism. In summary, the upper crust in the CZ is essentially made of sedimentary rocks without metamorphism while the upper crust in the NA and the WALZ slate belt is composed by igneous and volcanic rocks in the NA and low grade metamorphics towards the West, generating a clear contrast in physical properties as reflected in the velocity patterns.

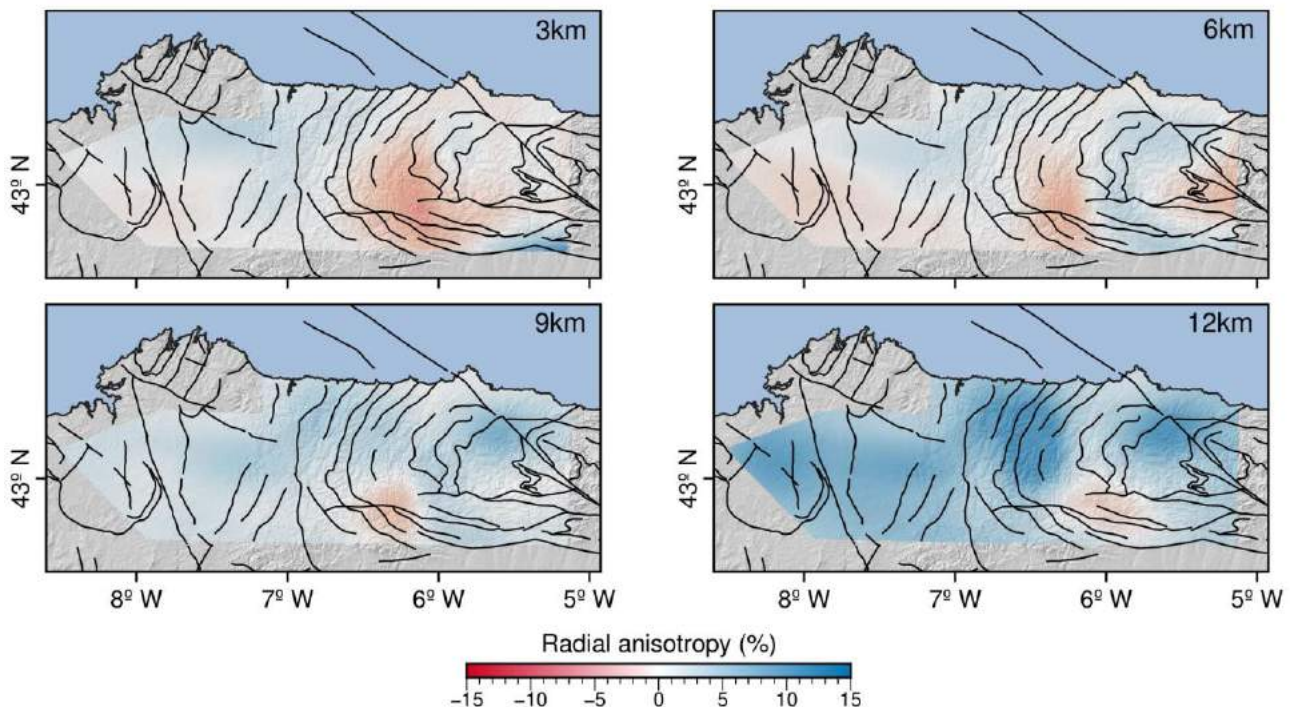


Figure 7. Radial anisotropy maps for depths of 3, 6, 9 and 12 km.

The sedimentary rocks of the CZ display relatively low S-wave velocities, typically under 3.0 km/s in the V_{sv} models or 3.2 km/s in the V_{sh} estimations. The profile of Figure 8a display a good correspondence between the lower velocities and the location of the siliciclastic wedges of syn-orogenic sediments. In fact, the low velocity anomaly reaches its greater thickness, around 5 km, in the Central Coal basin, the largest of these wedges. The depth estimation in the Central Coal basin is consistent with previous interpretations (Aller and Gallastegui, 1995). Towards the West, both the V_{sv} and the V_{sh} models depict high velocities. V_{sv} remain constant about 3.3 km/s, while V_{sh}

increases steadily with depth (Fig. 6). The rock sequences in the WALZ are quite homogeneous, although in the cross-section of Fig. 8a some high velocity patches can be identified between 5-9 km depth. The anomaly located close to the orogenic boundary is related with the stack and thrusting of rigid lower Paleozoic and pre-Variscan basement rocks from the NA (Pérez-Estaún *et al.*, 1994) and the exhumation of basement rocks, gneiss and pre-Variscan igneous rocks between the NA and the Allande fault (Marcos y Pulgar, 1982; Rubio-Ordóñez *et al.*, 2015). A smaller high velocity anomaly, in the West, is located near the Vivero fault (Fig. 8a) (López-Sánchez *et al.*, 2015). High velocities were expected in this area due to the presence of mafic rocks and Variscan granitoids. However, the V_{sh} profile (Fig. 8b) registers a velocity reduction in this domain, maybe caused by the fact that the resolution in the edges of the models decays and velocities are less well constrained. The basement rocks at the surface also show pervasive fracturing and weathering, strongly affecting velocities.

5.2 Thickness of the sedimentary layer and basement depth

A significant result from S-wave models is the estimation of the thickness of the sedimentary layer. In Macquet *et al.* (2014), a S-wave velocity value of 2.9 km/s is proposed to indicate the limit between the basement and the sedimentary cover. In our case, this velocity defines quite well the position of the syn-orogenic sequence in the CZ, the presence of small Permo-Triassic basins in the CZ - BCB transition and the presence of Mesozoic sediments in the BCB but fails in recovering the depth of the basement. The main detachment of the CZ is believed to be located near the Precambrian-Cambrian boundary (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Taking into account that the pre-Variscan basement rocks are exposed in the NA and show velocities around 3.1 km/s in Figure 8a, we considered that this can be a more appropriate value to estimate the depth of the basement-cover surface in our study area and infer the position of the detachment. The 3.1 km/s iso-velocity line initiates in the NA area. It stretches towards the East for 20 km at shallow depths and then it sinks almost vertically until reaching 8 km. This deepening coincides with the maximum eastern extension of the pre-Variscan rocks at depth. Continuing to the East, the surface dips smoothly to the West and alternates ramps and flats until reaching depths of 1 km to the West of the Ventaniella fault. In the extension of Fig. 8a, based on the V_{sv} model of Acevedo *et al.* (2019), the iso-velocity line deepens again, showing an apparent dip towards the East. This change is related with the different structure of the CZ-BCB transition, which was mainly configured by the Alpine inversion of Mesozoic extensional faults (e.g. Espina, 1997; Tavani *et al.*, 2011). If we consider that the 3.1 km/s surface depicts the location of the base detachment of the CZ, its greatest depth ranges around

8-9 km. This observation agrees with the studies of Pérez-Estaún *et al.* (1988; 1991; 1994) and it is slightly shallower than the estimations of Gallastegui *et al.* (1997, 2000).

5.3 Radial Anisotropy

From the relation between V_{sv} and V_{sh} in Eq. 1 we have obtained the first model of RA in the continental crust in NW Spain (Figs. 7, 8c and 9). Overall, the RA patterns display a fair correspondence with the main Variscan tectonic units, at least in the shallowest crust (<7 km). At those depths, the distribution of the RA negative anomalies bound the GTOMZ-CIZ and the CZ, whereas in the WALZ a constant positive anisotropy is observed (Fig 8c). The RA style is related with the inclination of the anisotropic features (Dreiling *et al.*, 2018, Xie *et al.*, 2013). Thereby a negative RA implies the presence of steeply dipping to subvertical structures (60-90°) while a positive RA suggest gently dipping to horizontal features (0-30°). Thus, in the CZ, the negative anomaly can be explained by the verticalization of Variscan nappes and other structures, and the retightening of folds caused by the Alpine convergence, which was more intense in this domain than in any other. Moreover, the presence of a N-S oriented pervasive Alpine fracture system with subvertical dip has been recognized in the area and may play a significant role in the development of the anisotropy.

As the depth increases, the thrusts reduce their dip as they approach to their imbrication with the CZ basal detachment (Pérez-Estaún *et al.*, 1991), which is reflected in the progressive shift to a positive anomaly (Fig. 9). There are two factors that suggest that this change can be provoked by the presence of a basal detachment at those depths. First, the positive RA points towards the presence of smoothly dipping anisotropic features. Second, the RA style inversion occurs at shallower depths beneath the CZ than the CIZ-GTOMZ, implying a possible structure with a general dip towards the West. Coherently, in the Eastern area of the CZ, the positive anomaly gets close to the surface. Laterally, RA style variations are also present, as in the transition between the CZ and the WALZ. From the Narcea antiform to the Mondoñedo thrust, subvertical structures are dominant, but the existence of an Alpine horizontal foliation parallel to the fold axis may compensate their effect and explain the slightly positive anomaly instead of the expected negative anisotropy. To the West of the MT, in the internal zones of the orogen, the structures and foliation are mainly gently dipping. Despite that the CIZ and the GTOMZ are the less well constrained zones of our model, a negative RA anomaly is depicted up to 8 km depth. This observation contrasts with the subhorizontal structure in the rocks and units that characterize those domains. The anomaly can

be justified by the presence at the surface of a strong subvertical deformation fabric related to late Variscan shear zones and folds (Llana-Fúnez and Marcos, 2007) or, more likely, by N-S fracture systems associated to the Alpine convergence.

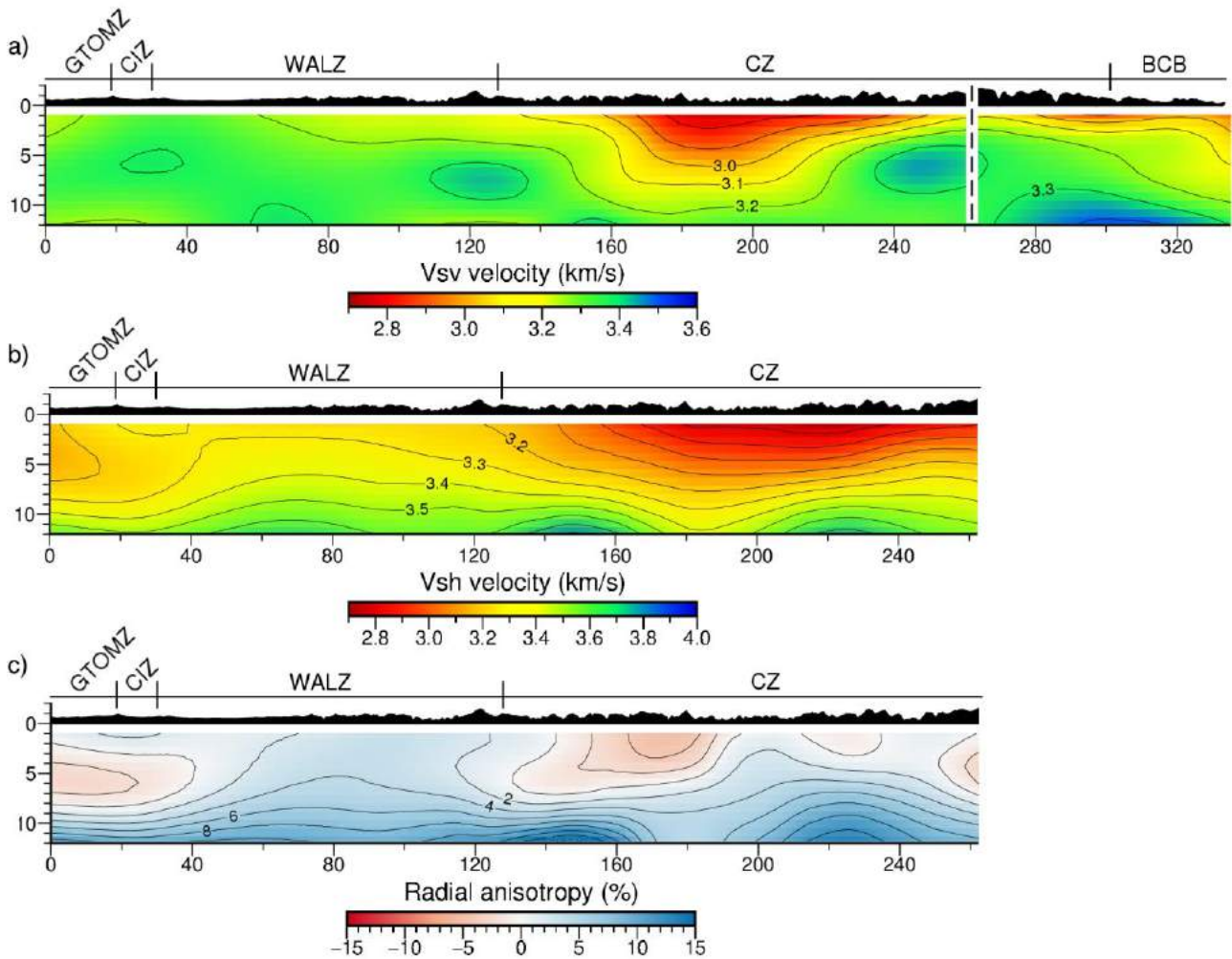


Figure 8. Cross-section through the a) V_{sv} , b) V_{sh} and c) radial anisotropy models. The V_{sv} cross-section has been extended to the East using the model in Acevedo *et al.* (2019).

In general, the magnitude of the RA is low, around 4%, at shallow depths (< 8 km). Considering the entire range of investigated depths, except for the WALZ, where the RA magnitude increases almost steadily, a progressive decrease followed by a rapid increment of the RA anisotropy magnitude is observed in the CZ and the CIZ/GTOMZ (Fig. 8c). A similar magnitude pattern was described in a previous study of the azimuthal anisotropy in the CM based on ambient noise interferometry (Acevedo *et al.*, 2020). In this work, a sharp decline of the anisotropy magnitude was reported at periods between 4 and 7 s (~3 to ~6 km depth). At higher periods, the anisotropy rises again until it reaches magnitudes about 9% at 10 s, in agreement with our estimations. Nonetheless,

the RA magnitudes at depths < 3 km yield greater discrepancies, as they are generally inferior to those obtained by azimuthal analysis.

At shallow depths (<5 – 10 km), the RA is believed to be caused by the alignment of stress- (Crampin, 1978; Crampin and Peacock, 2005) or structure-induced fluid saturated cracks (Zinke and Zoback, 2000). The fast anisotropic directions obtained from shear-wave splitting in Acevedo *et al.* (2020) favor a structure-controlled anisotropy model for the CZ. What is more, although the Alpine deformation did not produce pervasive deformation in NW Iberia, it generated shallow fracture systems that can affect decisively the physical properties of the rocks near the surface, especially in the CZ and the CIZ/GTOMZ. Whatever the dominant mechanism is, the progressive closure of the open cracks due to the increment of the lithostatic pressure can explain the observed RA magnitude reduction at shallow depths. In crystalline low porosity rocks, the complete closure of microcracks at grain boundaries is observed in laboratory experiments at about ~200 MPa, which is equivalent to depths around 8 km (e.g. Christensen, 1985; Guo *et al.*, 2014). In the case of slates from the WALZ, recent laboratory data have shown that the magnitude of the anisotropy increases with the decrease of confining pressure, as the orientation of the microcracks is strongly controlled by the shape fabric in very well foliated slates (Cárdenes *et al.*, 2021). However, this means that another origin must be invoked to produce the RA magnitude increment at higher depths. As it is depicted in Fig. 1, the crystalline basement rock outcrops in the WALZ, showing an anisotropy that increases from 2% to 15% in depth. These Precambrian rocks, as well as the Lower-Paleozoic pre-Variscan siliciclastic sequences that form the WALZ, are affected by low-grade metamorphism and the development of a widespread tectonic foliation. Anisotropic minerals, such as phyllosilicates, are common in the composition of these rocks, so the alignment of minerals and grains (Wenk *et al.*, 2020; Cárdenes *et al.*, 2021) seems to be the most likely mechanism controlling the anisotropy in the WALZ and at depths > 8 km.

Many studies have tried to establish the linkage between tectonic regimes and RA patterns (e.g. Luo *et al.*, 2013; Dreilling *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2020). Generally, compressional and extensional regimes are associated to the vertical and horizontal alignment of cracks and minerals, respectively. However, the specific geodynamic setting of each location must be considered, given that both regimes can produce very different anisotropy signatures. The presence of negative RA at shallow depths in foreland fold-and-thrust belts has been observed in orogens worldwide. For example, Chen *et al.*, (2009) and Guo *et al.*, (2012) reported negative RAs in the Himalayan fold-thrust belt. Recently, Wang *et al.* (2020) described a widespread negative anomaly of ~5% below

the Foreland belt of the Canadian Cordillera that turns into a positive anomaly in the Omineca Belt, the hinterland of the orogen. These authors suggest that the RA in the foreland fold and thrust belts is caused by the horizontal contraction of the upper crust, which creates subvertical faults and/or preferentially alignments of minerals under convergent regimes. The continuity of the negative anomaly at depths up to 20 km allowed them to infer a “thick-skinned” Cordillera-Craton transition. Contrarily, in our model, the negative anomaly in the CZ is distinctly limited at depth (Fig. 9), pointing to a “thin-skinned” style of deformation, in accordance with previous studies (e.g. Pérez-Estaún *et al.*, 1994). On the other hand, positive anisotropy in the hinterland is usually associated to horizontally sheared fabrics, which in the case of the Variscan orogen could either be caused during pervasive deformation associated to plate duplication in convergence (e.g. Martínez-Catalán *et al.*, 1997), or by syn- or post-collisional localized crustal extension, as reported for the Mondoñedo thrust (Marcos, 2013). Ductile crustal flow has also been invoked as the origin of positive RA anomalies, mostly in the middle and lower crust (Lynner *et al.*, 2018), and this has also been suggested to occur at the late stages of the Variscan orogeny for a significant part of the hinterland of the Variscan orogeny in NW Iberia (Llana-Fúnez and Marcos, 2007).

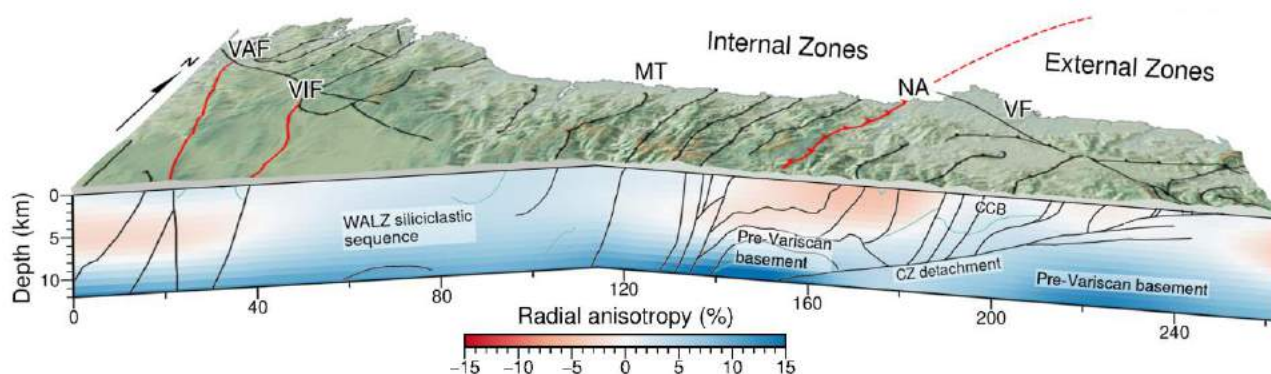


Figure 9. Schematic 3D block showing the upper-crustal radial anisotropy variation across an E-W transect of the upper crust in NW Iberia. The main structural features are superimposed, based on Pérez-Estaún *et al.* (1991). Red lines indicate the structures that bound the main Variscan domains displayed in Fig. 1. The location of the cross-section is highlighted in Fig. 1a. CCB: Central Coal basin, VF: Ventaniella fault, MT: Mondoñedo thrust, VIF: Vivero fault, VAF: Valdoviño fault.

6. Conclusions

In this study, we used group velocity measurements from Rayleigh and Love waves to derive the first S-wave velocity model of the continental crust in NW Iberia. The observed discrepancy between the measurements from Rayleigh and Love waves impeded the possibility of performing a joint inversion of the dispersion curves and suggested the existence of crustal radial anisotropy.

Instead, an independent inversion of the Rayleigh and the Love group velocity estimations was done to create a vertically polarized S-wave model and a horizontally polarized S-wave model, respectively. The first model displayed velocities between 2.3 and 3.6 km/s, while the velocities of the latter ranged between 2.6 and 4.2 km/s. Both models clearly depict the contrast in physical properties between the rocks located in the external (CZ) and the internal (WALZ, CIZ and GTOMZ) zones of the Iberian Variscan orogen, delineating the core of the large Western European Variscan belt: the core of the Ibero-Armorican arc at the Cantabrian Zone. Moreover, the high resolution of the models and the good geological knowledge of the area allowed us to associate the observed velocity changes to the variation of the bulk properties of the rocks caused by other first-order orogenic structures, such as the basal detachment of the CZ or the presence of a pre-Variscan basement in the NA, or sedimentary features such as the presence of syn-orogenic wedges in the CZ.

The crustal radial anisotropy 3-D model has been proved useful to identify and characterize the different terrains and units that form an orogenic belt and show a good correspondence with the dip of the main structures. The anisotropy pattern can also be associated to the deformation history of the orogen. A negative anomaly is found in the foreland fold-and-thrust belt, which can be related to the stack of thrusts and vertical fabrics caused by compression. In the internal areas, widespread positive anisotropy is accounted. The radial anisotropy magnitude oscillates between -4 and 15 % and increases with depth. Analyzing the depth pattern, we concluded that, at < 8 km depths, the alignment of Alpine fracture systems controls the anisotropy. At depths > 8 km, high and positive radial anisotropies are observed, caused by the presence of subhorizontal alignments of grains and minerals, possibly in relation with shearing in the basal detachment of the CZ and/or other shear zones formed during the development of the Variscan orogeny.

Data and Resources

The datasets presented and used in this study were collected using a seismic network funded by project GEOCANTABRICA-COSTA (https://doi.org/10.7914/SN/YR_2019) and it can be released to the public on demand at GEOCANTABRICA@ftp.geol.uniovi.es. The deployment of the IberArray broadband seismic network (<https://doi.org/10.7914/SN/IB>) was part of the CONSOLIDER CSD2006-00041 (Geosciences in Iberia: Integrated studies on Topography and 4-D Evolution) grant from the Spanish Ministry of Science and Innovation. This dataset is available online at the ORFEUS Data Center (<http://www.orfeus-eu.org/>). Data processing used the codes:

Corr_stack_v04.1 (Schimmel *et al.*, 2011) and Computer Programs in Seismology v3.30 (Herrmann, 2013). Figures were drafted using Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) and QGIS 3.10.

Acknowledgments

This study was funded by research grants GEOCANTABRICA (GRUPIN14-044) and GEOCANTABRICA-COSTA (GRUPIN18-000184). J .A. has a PhD grant “Severo Ochoa” from the Asturias Government. (PA-17-PF-BP16139). Additional support from grant CGL2017-86487-P is acknowledged. We thank the local people and institutions that helped to install the seismic networks in Asturias, Galicia and León and the GEO3BCN-CSIC Seismic Laboratory (<http://labsis.ictja.csic.es>) for sharing their seismic stations. We also thank the Instituto Geográfico Nacional (IGN, Spain) for providing seismic data from the EARI and EPON permanent stations.

References

- Acevedo J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. and Olona, J., (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW. Spain, *Geophysical Journal International*, **219**, 479-495
- Acevedo, J., Fernández-viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. and Olona, J., (2020). Upper crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. *Seismological Research Letters*, **92**, 421-436.
- Aller J. and Gallastegui, J. (1995). Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, **17**, 961-969.
- Almqvist, B. S. and Mainprice, D. (2017). Seismic properties and anisotropy of the continental crust: Predictions based on mineral texture and rock microstructure. *Reviews of Geophysics*, **55(2)**, 367-433.
- Alonso, J. L., Marcos, A. and Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica acta*, **7(4)**, 0451-473.
- Alonso, J. L. and Pulgar, J. A. (1989). Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, **18**, 145-155.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. and Barba, P (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian 5 Mountains (NW Spain), in: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Friend, P. F. and Dabrio, C. J. (Eds.), Cambridge University Press, 214-227.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Danñobeitia, J. J., Pulgar, J. A., Martínez, J. R., Marcos, A., Bastida, F., Ayarza, P., Aller, J., González-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, D. and Córdoba, D. (1996). Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, **264(1-4)**, 153-174.

- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. and Torné, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102(B10)**, 22497-22511.
- Anderson, D. L. (1961). Elastic wave propagation in layered anisotropic media. *Journal of Geophysical Research*, **66(9)**, 2953-2963.
- Ayarza, P., Catalán, J. R. M., Gallart, J., Pulgar, J. A. and Dañobeitia, J. J. (1998). Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte 3.3: A seismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif. *Tectonics*, **17(2)**, 171-186.
- Barruol, G. and Kern, H. (1996). Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea Zone -experimental and calculated data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95(3-4)**, 175-194.
- Bastida, F., Aller, J., Pulgar, J. A., Toimil, N. C., Fernández, F. J., Bobillo-Ares, N. C. and Menéndez, C. O. (2010). Folding in orogens: a case study in the northern Iberian Variscan Belt. *Geological Journal*, **45(5-6)**, 597-622.
- Bastida, F., Martínez-Catalán, J. R. and Pulgar, J. A. (1986). Structural, metamorphic, and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, **8(3-4)**, 415-430.
- 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.
- Boillot, G., Dupeuble, P. A. and Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, **32(1-2)**, 53-70.
- Boness, N. L. and Zoback, M. D. (2006). Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California. *Geology*, **34(10)**, 825-828.
- Brandmayr, E., Kuponiyi, A. P., Arroucau, P. and Vlahovic, G. (2016). Group velocity tomography of the upper crust in the eastern Tennessee seismic zone from ambient noise data. *Tectonophysics*, **688**, 148-156.
- Cadenas, P. and Fernández-Viejo, G. (2017). The Asturian Basin within the North Iberian margin (Bay of Biscay): seismic characterisation of its geometry and its Mesozoic and Cenozoic cover. *Basin Research*, **29(4)**, 521-541.
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Tugend, J., Manatschal, G. and Minshull, T. A. (2018). Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: Mapping rift domains in the North Iberian margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics*, **37(3)**, 758-785.
- Cárdenes, V., Lopez-Sanchez, M. A., Barou, F., Olona, J. and Llana-Fúnez, S. (2021). Crystallographic preferred orientation, seismic velocity and anisotropy in roofing slates. *Tectonophysics*, **808**, 228815.
- Chen, Y., Badal, J. and Zhang, Z. (2009). Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions. *Journal of Asian Earth Sciences*, **36(4-5)**, 289-302.
- Christensen, N.I. (1985). Measurement of dynamic properties of rock at elevated temperatures and pressures. American Society of Testing and Materials (ASTM). **869**, 93-107.
- Crampin, S., Gao, Y. and Bukits, J. (2015). A review of retrospective stress-forecasts of earthquakes and eruptions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **245**, 76-87.
- Crampin, S. (1978). Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophysical Journal International*, **53(3)**, 467-496.
- Crampin, S. and Peacock, S. (2005). A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth. *Wave motion*, **41(1)**, 59-77.

- Díaz, J., Gallart, J., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Ruiz, M., López, C. and González-Cortina, J. M. (2003). Teleseismic imaging of alpine crustal underthrusting beneath N Iberia. *Geophysical Research Letters*, 30(11).
- Díaz, J., Gallart, J., Ruiz, M., Pulgar, J. A., López-Fernández, C. and González-Cortina, J. M. (2006). Probing seismic anisotropy in North Iberia from shear wave splitting. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **158(2-4)**, 210-225.
- Díaz, J., Gallart, J., Morais, I., Silveira, G., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Dias, N. A., Ruiz, M. and González-Cortina, J. M. (2015). From the Bay of Biscay to the High Atlas: Completing the anisotropic characterization of the upper mantle beneath the westernmost Mediterranean region. *Tectonophysics*, 663, 192-202.
- Díaz, J., Gallart, J., Ruiz, M., Pulgar, J. A. and López-Fernández, C. (2002). Anisotropic features of the Alpine lithosphere in Northern Spain. *Geophysical Research Letters*, 29(24), 2225.
- Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J. A., Ruiz, M. and Pedreira, D. (2009a). Crustal structure beneath North-West Iberia imaged using receiver functions. *Tectonophysics*, **478(3-4)**, 175-183.
- Díaz, J., Villaseñor, A., Gallart, J., Morales, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J. A., Garcia-Lobon, J. L., Harnafi, M. and Topoiberia Seismic Working Group (2009b). The IBERARRAY broadband seismic network: A new tool to investigate the deep structure beneath Iberia. *Orfeus Newsletter*, **8(2)**, 1-6.
- Dreiling, J., Tilmann, F., Yuan, X., Giese, J., Rindraharisaona, E. J., Rümpler, G. and Wysession, M. E. (2018). Crustal radial anisotropy and linkage to geodynamic processes: a study based on seismic ambient noise in southern Madagascar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **123(6)**, 5130-5146.
- Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America*, **59(1)**, 427-444.
- Espina, R. (1997). La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España), PhD. Thesis, University of Oviedo. 230 pp
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Dañobeitia, J. J. and Córdoba, D. (1998). Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophysical Research Letters*, **25(23)**, 4249-4252.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Córdoba, D. and Dañobeitia, J. J. (2000). Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105(B2)**, 3001-3018.
- Fernández-Viejo, G. and Gallastegui, J. (2005). The ESCI-N Project after a decade: a synthesis of the results and open questions. *Trabajos de geología*, **(25)**, 9-27.
- Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Pulgar, J. A. and Gallart, J. (2011). The MARCONI project: a seismic view into the eastern part of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*. **508**, 342-356.
- Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Gallastegui, J. and Quintana, L. (2012). The fossil accretionary wedge of the Bay of Biscay: critical wedge analysis on depth-migrated seismic sections and geodynamical implications. *The Journal of Geology*, **120(3)**, 315-331.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, **22**, 3-234.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. and Alvarez-Marrón, J. (1997). 2-D seismic modeling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data. *Tectonophysics*, **269(1-2)**, 21-32.

- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. and Gallart, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, **21**(4), 15-1.
- Godfrey, N. J., Christensen, N. I. and Okaya, D. A. (2000). Anisotropy of schists: Contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B12), 27991-28007.
- Guo, Z., Gao, X., Wang, W. and Yao, Z. (2012). Upper-and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, **189**(2), 1169-1182.
- Guo, B.B., Wang, H.C., Zhao, W.H., Ji, S.C., Sun, D.S., Li, A.W. and Long, C.X. (2014). Analysis of Seismic Anisotropy of the Typical Slate from the Gaoligong Mountains, Yunnan Province, China. *Chinese Journal of Geophysics*, **57**(2), 154-165.
- Green, R. G., Priestley, K. F. and White, R. S. (2017). Ambient noise tomography reveals upper crustal structure of Icelandic rifts. *Earth and Planetary Science Letters*, **466**, 20-31.
- Gu, N., Wang, K., Gao, J., Ding, N., Yao, H. and Zhang, H. (2019). Shallow crustal structure of the Tanlu Fault Zone near Chao Lake in eastern China by direct surface wave tomography from local dense array ambient noise analysis. *Pure and Applied Geophysics*, **176**(3), 1193-1206.
- Gutiérrez-Alonso, G. (1992). El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica. Phd thesis. University of Oviedo (Spain). 312p.
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, **84**(6), 1081-1088.
- Ji, S., Shao, T., Michibayashi, K., Oya, S., Satsukawa, T., Wang, Q., Zhao, W. and Salisbury, M. H. (2015). Magnitude and symmetry of seismic anisotropy in mica-and amphibole-bearing metamorphic rocks and implications for tectonic interpretation of seismic data from the southeast Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, **120**(9), 6404-6430.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain. *American Journal of Science*, **270**(1), 1-29.
- Kennett, B. L. N., Sambridge, M. S. and Williamson, P. R. (1988). Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal International*, **94**(2), 237-247.
- Kern, H. (1990). Laboratory seismic measurements: an aid in the interpretation of seismic field data. *Terra Nova*, **2**(6), 617-628.
- Lepvrier, C. and Martínez-García, E. (1990). Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, **184**(3-4), 345-356.
- Llana-Fúnez, S. and López-Fernández, C. (2015). The seismogenic zone of the continental crust in Northwest Iberia and its relation to crustal structure, *Tectonics*, **34**, 1751– 1767.
- Llana-Fúnez, S. and Marcos, A. (2001). The Malpica–Lamego Line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology*, **23**(6-7), 1015-1030.
- Llana-Fúnez, S. and Marcos, A. (2007). Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, **19**, 393-400.

- López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J. and Llana-Fúnez, S. (2018). Intraplate Seismicity in Northwest Iberia along the Trace of the Ventaniella Fault: A Case for Fault Intersection at Depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **108** (2), 604–618.
- López-Fernández, C., J. A. Pulgar, J. Díaz, J. Gallart, J. M. González-Cortina and M. Ruiz (2012), Seismotectonic characterization of the Becerreá area (NW Spain), *Geological Acta*, **10**, 71– 80.
- López-Sánchez, M. A., Marcos, A., Martínez, F. J., Iriondo, A. and Llana-Fúnez, S. (2015). Setting new constrains on the age of crustal-scale extensional shear zone (Vivero fault): implications for the evolution of Variscan orogeny in the Iberian massif. *International Journal of Earth Sciences*, **104**(4), 927-962.
- Luo, Y., Xu, Y. and Yang, Y. (2013). Crustal radial anisotropy beneath the Dabie orogenic belt from ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, **195**(2), 1149-1164.
- Luo, Y., Yang, Y., Xu, Y., Xu, H., Zhao, K. and Wang, K. (2015). On the limitations of interstation distances in ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, **201**(2), 652-661.
- Lynner, C., Beck, S. L., Zandt, G., Porritt, R. W., Lin, F. C. and Eilon, Z. C. (2018). Midcrustal deformation in the Central Andes constrained by radial anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **123**(6), 4798-4813.
- 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.
- Mancilla, F. and Diaz, J. (2015). High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis. *Tectonophysics*, **663**, 203-211.
- Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología*, **6**(6), 3-113.
- Marcos, A. (2013). Un nuevo mapa geológico de la parte septentrional del Domo de Lugo (Galicia oriental, NO de España): Implicaciones sobre la estratigrafía, estructura y evolución tectónica del Manto de Mondoñedo. *Trabajos de Geología*, **33**, 171-200.
- Marcos, A., Farias, P., Galán, G., Fernández, F. J. and Llana-Fúnez, S. (2002). Tectonic framework of the Cabo Ortegal Complex: A slab of lower crust exhumed in the Variscan orogen (northwestern Iberian Peninsula). *Geological Society of America Special Papers*, **364**, 143-162.
- Marcos, A., and Pulgar, J. A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, **163**(2), 256-260.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz-García, F., Fernández-Suárez, J., González-Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez-Barreiro, J., Díez-Montes, A., González-Clavijo, E., Rubio-Pascual, F. J., Andonaegui P., Jeffries, T. E., Alcock, J. E., Díez-Fernández, R. and López-Carmona, A. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geosciences*, **341**, 114–126.
- Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F. and Abati, J. (1997). Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, **25**(12), 1103-1106.

- Martínez-Catalán, J. R., Álvarez-Lobato, F., Pinto, V., Gómez-Barreiro, J., Ayarza, P., Villalaín, J. J. and Casas, A. (2012). Gravity and magnetic anomalies in the allochthonous Órdenes Complex (Variscan belt, northwest Spain): Assessing its internal structure and thickness. *Tectonics*, **31**, TC5007.
- Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N. and Gallastegui, G. (2012). Interaction of two successive Alpine deformation fronts: constraints from low temperature thermochronology and structural mapping (NW Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences*, **101(5)**, 1331-1342.
- Matte, P. (1968). *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Allier, Grenoble, 128 p.
- Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126(2-4)**, 329-374.
- Merino-Tomé, O. A., Bahamonde, J. R., Colmenero, J. R., Heredia, N., Villa, E. and Farias, P. (2009). Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Iberian-Armorican arc (Cantabrian zone, north Spain): New precisions concerning the timing of arc closure, Emplacement of the Cuera Unit and the Picos de Europa. *GSA Bulletin*, **121(5-6)**, 729-751.
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., Lin, F. and Yang, Y. (2010). Seismic evidence for widespread western-US deep-crustal deformation caused by extension. *Nature*, **464(7290)**, 885-889.
- Naghavi, M., Hatami, M., Shirzad, T. and Rahimi, H. (2019). Radial anisotropy in the Upper Crust beneath the Tehran Basin and surrounding regions. *Pure and Applied Geophysics*, **176(2)**, 787-800.
- Nicolson, H., Curtis, A. and Baptie, B. (2014). Rayleigh wave tomography of the British Isles from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, **198(2)**, 637-655.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B. and Galetti, E. (2012). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, **123(1)**, 74-86.
- Ojo, A. O., Ni, S. and Li, Z. (2017). Crustal radial anisotropy beneath Cameroon from ambient noise tomography. *Tectonophysics*, **696**, 37-51.
- Olivar-Castaño, A., Pilz, M., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Díaz-González, A. and González-Cortina, J. M. (2020). Regional Crustal Imaging by Inversion of Multimode Rayleigh Wave Dispersion Curves Measured from Seismic Noise: Application to the Basque-Cantabrian Zone (N Spain). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **125(12)**, e2020JB019559.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J. and Harnafi, M. (2017). Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **18(5)**, 1824-1840.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Hofmann, M. and Linnemann, U. (2013). Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development. *Gondwana Research*, **23(3)**, 1089-1103.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G. and Weil, A. B. (2011). Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, **507(1-4)**, 31-46.
- Pedreira, D., Afonso, J. C., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Carballo, A., Fernandez, M., García-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Semprich, J. and Garcia-Moreno, O. (2015). Geophysical-petrological modeling of the lithosphere beneath the Cantabrian Mountains and the North-Iberian margin: Geodynamic implications. *Lithos*, **230**, 46-68.

- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. and Pulgar, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, **7(3)**, 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. and Bastida, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, **191**: 243-253.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J., and Esci-N Research Group. (1994). Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, **232(1-4)**, 91-118.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. and Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de geología*, **21**, 283-294.
- Pulgar, J. A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. and Escin Group. (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, **264(1-4)**, 1-19.
- Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J. and Gallastegui, J. (1995). The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the. *Revista Sociedad Geológica de España*, **8**, 4.
- Rawlinson, N. (2005). FMST: fast marching surface tomography package—Instructions. *Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra*, 29, 47.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M. (2004a). Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast-marching method. *Geophysical Journal International*, **156(3)**, 631-647.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M. (2004b). Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *Geophysics*, **69(5)**, 1338-1350.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereire, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C. and Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides, *Tectonics*, **26**, TC6009.
- Rubio-Ordóñez, A., Gutiérrez-Alonso, G., Valverde-Vaquero, P., Cuesta, A., Gallastegui, G., Gerdes, A. and Cárdenes, V. (2015). Arc-related Ediacaran magmatism along the northern margin of Gondwana: Geochronology and isotopic geochemistry from northern Iberia. *Gondwana Research*, **27(1)**, 216-227.
- Sammarco, C., Cornwell, D. G. and Rawlinson, N. (2017). Ambient noise tomography reveals basalt and sub-basalt velocity structure beneath the Faroe Islands, North Atlantic. *Tectonophysics*, **721**, 1-11.
- Savage, M. K. (1998). Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103(B7)**, 15069-15087.
- Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89(5)**, 1366-1378.
- Schimmel, M. and Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112(B4)**.
- Schimmel, M., Stutzmann, E. and Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, **184(1)**, 494-506.
- Sethian, J. A. (1996). A fast-marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **93(4)**, 1591-1595.

- Shapiro, N. M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, **31**(7), L07614.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. and Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, **307**(5715), 1615-1618.
- Shirzad, T. and Shomali, Z. H. (2014). Shallow crustal radial anisotropy beneath the Tehran basin of Iran from seismic ambient noise tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **231**, 16-29.
- Shirzad, T., Shomali, Z. H., Riahi, M. A. and Jarrahi, M. (2017). Near surface radial anisotropy in the Rigan area/SE Iran. *Tectonophysics*, **694**, 23-34.
- Silveira, G., Dias, N. A. and Villaseñor, A. (2013). Seismic imaging of the western Iberian crust using ambient noise: Boundaries and internal structure of the Iberian Massif. *Tectonophysics*, **589**, 186-194.
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, **69**(4), 046610.
- Tavani, S., Quintà, A. and Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): the Ubierna Fault System. *Tectonophysics*, **509**(3-4), 238-253.
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. and Lagabrielle, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, **724**, 146-170.
- Tugend, J., Manatschal, G. and Kusznir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, **43**(1), 15-18.
- Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., García-Ramos, J. C. and Piñuela, L. (2013). Buttressing and reverse reactivation of a normal fault in the Jurassic rocks of the Asturian Basin, NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **599**, 117-134.
- Wang, J., Gu, Y. J. and Chen, Y. (2020). Shear velocity and radial anisotropy beneath southwestern Canada: Evidence for crustal extension and thick-skinned tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **125**(2), e2019JB018310.
- Wapenaar, K. (2003). Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **68**(5), 1756-1759.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical review letters*, **93**(25), 254301.
- Wenk, H. R., Yu, R., Cárdenes, V., Lopez-Sanchez, M. A. and Sintubin, M. (2020). Fabric and anisotropy of slates: From classical studies to new results. *Journal of Structural Geology*, 104066.
- Wessel, P. and Smith, W. H. (1998). New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **79**(47), 579-579.
- Xie, J., Ritzwoller, M. H., Shen, W., Yang, Y., Zheng, Y. and Zhou, L. (2013). Crustal radial anisotropy across eastern Tibet and the western Yangtze craton. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(8), 4226-4252.
- Yanovskaya, T. B., Kizima, E. S. and Antonova, L. M. (1998). Structure of the crust in the Black Sea and adjoining regions from surface wave data. *Journal of Seismology*, **2**(4), 303-316.
- Zinke, J. C. and Zoback, M. D. (2000). Structure-related and stress-induced shear-wave velocity anisotropy: observations from microearthquakes near the Calaveras Fault in Central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**(5), 1305-1312.

CAPÍTULO 10. IMAGING THE CRUSTAL ROOT OF THE WESTERN CANTABRIAN MOUNTAINS USING AMBIENT NOISE AUTOCORRELATIONS

En el siguiente capítulo se describe en detalle el procedimiento seguido para la elaboración del primer mapa del límite corteza-manto del sector occidental de la cordillera Cantábrica a partir de autocorrelaciones de ruido sísmico ambiental. La motivación de este trabajo es la de aportar nuevos datos acerca de la profundidad del Moho en el área, puesto que los perfiles de reflexión/refracción de gran ángulo y los estudios de interferometría de ruido sísmico identifican una importante raíz cortical bajo el bloque este de la falla de Ventaniella, mientras que trabajos basados en funciones receptoras reportan una corteza no engrosada en el área. En total, se han procesado datos sísmicos procedentes de 35 estaciones pertenecientes a las redes IberArray, GEOSN, GEOCSN y RSN. El método utilizado produce resultados robustos tanto con datos sísmicos de banda ancha como de periodo corto sin necesidad de modificar el procesado. Nuestros resultados son similares a los obtenidos a partir de perfiles sísmicos y confirman la existencia de un fuerte engrosamiento de la corteza al noreste de la falla de Ventaniella, entre 4.5° y 5° de latitud oeste. Estos resultados parciales forman parte de un artículo recientemente aceptado en el que se utiliza la técnica de las autocorrelaciones, en conjunción con el reanálisis de los datos de campañas sísmicas previas, para evaluar la continuidad de la raíz cortical identificada en la cordillera Cantábrica y los Pirineos bajo la región Vasco-Cantábrica, donde los datos han sido hasta ahora más escasos. La referencia de este artículo es la que sigue:

Fernández-Viejo, G., Cadenas, P., Acevedo, J. y Llana-Fúnez, S. (accepted). **The unevenness of the North Iberian crustal root, a snapshot of an elusive stage in margin reactivation.** *Geology*.

Aceptado con fecha 9 de Junio de 2021, doi: 10.1130/G49341.1

Imaging the crustal root of the western Cantabrian Mountains using seismic ambient noise autocorrelations

Gabriela Fernández-Viejo¹, Patricia Cadenas², Jorge Acevedo¹ and Sergio Llana-Fúnez¹

¹ *Department of Geology, University of Oviedo. Jesús Arias de Velasco, 33005, Oviedo, Spain*

² *BCSI, ICM, CSIC, Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49, 08003, Barcelona, Spain*

Autocorrelations of ambient seismic noise can be used to image lithospheric discontinuities below single seismic stations. The strategies to calculate these autocorrelations are quite diverse and a different data processing is applied in accordance with the dataset characteristics. The main differences are the length of the time windows to autocorrelate, the pre- and/or post-correlation time or frequency normalization and the limits of the applied band-pass filter (Becker and Knapmeyer-Endrun 2018; Andrés *et al.* 2020). Our processing workflow follows the ambient noise cross-correlation procedure of Bensen *et al.*, (2007) with several modifications based on the tests performed by Romero and Schimmel (2018). Overall, it can be divided in four stages: preprocessing, construction of the stacked autocorrelograms (ACs), quality control and crustal depth determination. Here we show an example of AC calculation for station LIEG.

1. Pre-processing

Vertical component data were downsampled to 25 Hz and cut into non-overlapping 3-hour fragments. Then the mean, the trend and the instrument response were removed. A crucial step is the application of a zero-phase band-pass filter to enhance the frequency band at which we expect to find the target information. In general, higher frequencies are used to extract the shallow subsurface response (e.g. 3-18 Hz in Romero and Schimmel, 2018), whereas lower frequency bands are employed to resolve deeper discontinuities. After several tests with different frequency bands, we found that the 2-4 Hz range recovered the main reflections and showed a good daily consistency (Fig. 1a). This frequency band has also been used in other autocorrelation studies (e.g. Gorvatov *et al.*, 2013; Kennett *et al.*, 2015; Romero and Schimmel, 2018).

2. Construction of the stacked autocorrelograms

We calculated the ACs using the phase cross-correlation (PCC) technique of Schimmel (1999). This method is amplitude unbiased, which effectively avoids the necessity of applying a time or

spectral normalization that may deteriorate the waveforms. The phase AC were computed for each 3-hour fragments with 25 s time lags and stacked using the time-frequency phase weighted stack (Schimmel and Gallart, 2007), a linear stacking procedure that enhances coherent arrivals and attenuates incoherent signals. The final ACs are obtained from the stacking of all the individual 3-hour autocorrelograms. 3-hour segments from the same day have also been stacked to create daily ACs, which are useful for testing the performance of the method.

3. Quality control

The quality of the final ACs has been tested in three steps. First, the stability at different frequency bands was investigated and coherent reflectors have been observed (Fig. 1a). Next, stacks of randomly selected sets of 60, 90, 120 and all the available daily ACs have been computed in order to assess their temporal consistency and check if coherent arrivals can be identified. As shown in Fig. 1b, Moho related reflectors can be retrieved using as less as ~2 month of data, a much lower number than the one used in this work. Finally, daily autocorrelation plots (Fig. 2a) facilitate the recognition of anomalous signals that can be removed from the calculations.

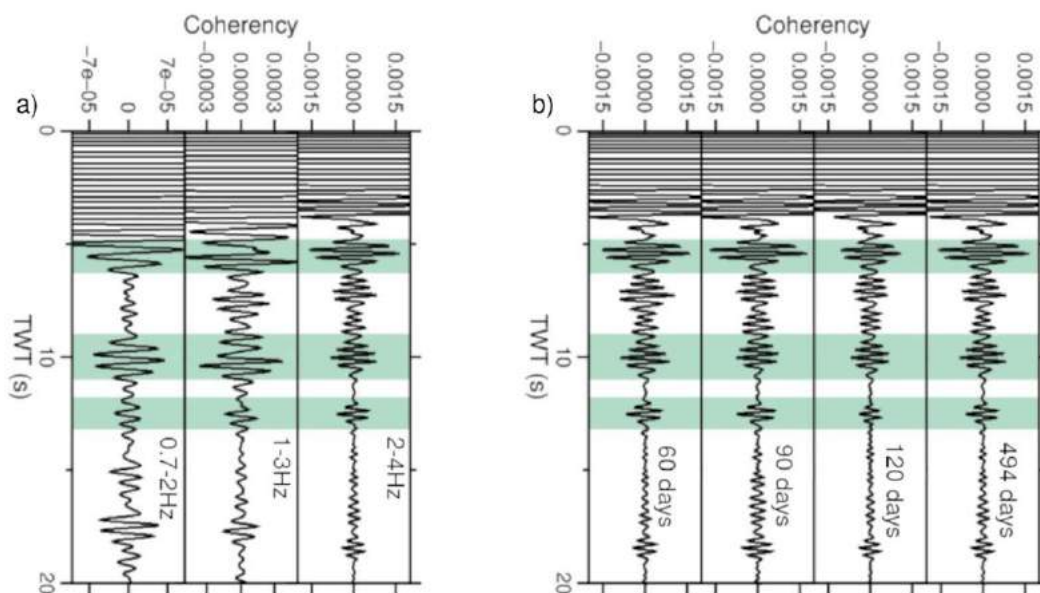


Figure 1. Quality tests and crustal depth determination for station LIEG (location in Chapter 4). (a) Example of autocorrelogram stacks computed at frequency bands between 0.7-2Hz (left), 1-3Hz (center) and 2-4Hz (right). Green rectangles highlight coherent identified reflections. TWT: two-way-time. (b) Sequential stacks of 60, 90 120 and 494 daily autocorrelograms. Note how the same reflections of Fig. 1a (green surfaces) are retrieved.

4. Crustal depth determination

In order to determine the Moho depth, the lag time of the maximum amplitude of the crust-mantle boundary originated reflection (Tibuleac and von Seggern, 2012) is picked in the autocorrelograms. However, due to the presence of several reflections, the unique identification of this specific signal can be problematic. To reduce this uncertainty, we applied the automatic approach of Becker and Knapmeyer-Endrun (2018) with a few modifications. This method begins with the filtering of the stacked autocorrelograms between 2 and 4 Hz with a four-order Butterworth filter (Fig. 2b). Next, the second derivative of the envelope of the resulting AC signal is calculated. Finally, an amplitude normalization using an automatic gain control is performed to emphasize the amplitude variations of the signal (Fig. 2b). The greatest changes are linked to the largest fluctuations in the slope of the envelope. At this point, Becker and Knapmeyer-Endrun (2018) select the local maxima of the second derivative within a time window for expected Moho reflections based on prior information from the study area. However, we have observed that picking the local minima instead of the local maxima yields better results for our datasets, because it tends to correlate with the maximum amplitude of an identifiable reflectivity change in the autocorrelogram's waveform (Fig. 2b).

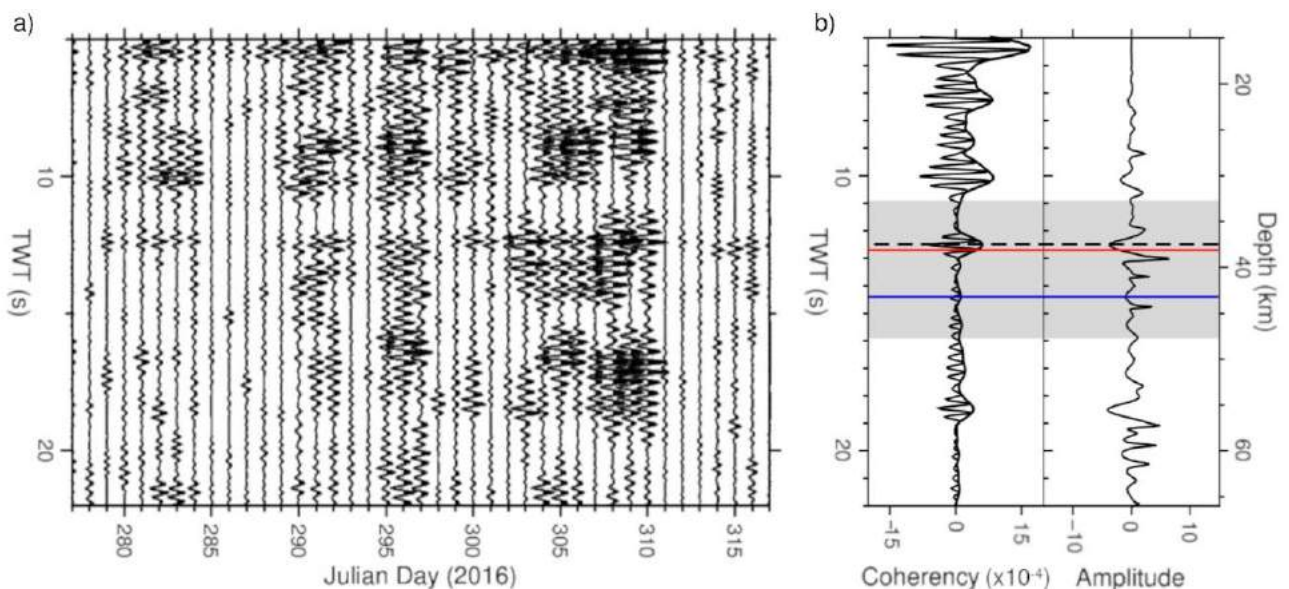


Figure 2. (a) Daily autocorrelation section for station LIEG showing a consistent reflection at ~ 12.5 s. (b) Automatic picking of the Moho lag time by selecting the local minima of the second derivative of the envelope (right) of the total autocorrelogram stack (left). Note how this minima coincides with the maximum amplitude of a coherent reflection that can also be observed in the daily autocorrelation section. The grey surface represents the expected time window for Moho reflections based on the calculated lag times from previous receiver function (RF, red) and seismic data (R/WAR, blue) determinations (Table 1, Díaz et al., 2016) extended with a ± 1.5 s lag time uncertainty. The black dashed line highlights the AC measurement.

Our lag time windows for retrieving Moho reflections are based on the crustal thickness maps derived from deep seismic sounding studies and receiver function determinations (Table 1, Diaz *et al.*, 2016) plus a ± 1.5 s lag time uncertainty (Fig. 2b). Considering the large differences between the crust-mantle boundary topography obtained from each of these techniques, up to 15 km below the Cantabrian Mountains, time windows for each station are long enough to ensure that the selected Moho lag time is picked with a sufficient degree of freedom. Lag times, which are expressed in two-way-time, are converted to depth using an average crustal P-wave velocity of 6 km/s based on V_p velocities obtained in refraction profiles through the study area by Fernández-Viejo *et al.* (2000). The P-wave velocity for depth conversion can be a source of error in the measurements, so it is recommended to assume a 5% velocity uncertainty. In practice, this results in an average error of ± 2.1 km for the Moho depth determinations.

Moho depth estimations are then inverted to elaborate a crustal thickness map of the study area (Figs. 3a and b). The crustal root is constrained to an area of 350 km² between 5.5° and 4.5° W and from the coastline to 43° N, clearly limited by the trace of the Ventaniella fault. In this area, the Moho attains locally a depth of more than 50 km. The thickening wanes in a different pattern towards the west, the east, and the south. To the west, Moho depths diminish in a sharper way near the coast, until reaching normal Variscan crust thicknesses of 30-32 km (Fig. 3a). Nonetheless, the fading of the crustal root is weaker to the southwest, where a 40 km thickness corridor can be observed (Fig. 3a). Towards the Duero basin, in the south, Moho depths decrease abruptly, from 50 to 34 km in only 50 km in horizontal distance (Figs. 3a and b). Finally, to the east, a thinner crust of around 40 km is identified in the western part of the Basque-Cantabrian region (Fig. 3a). Individual measurements from autocorrelations and previous studies can be seen in Table 1.

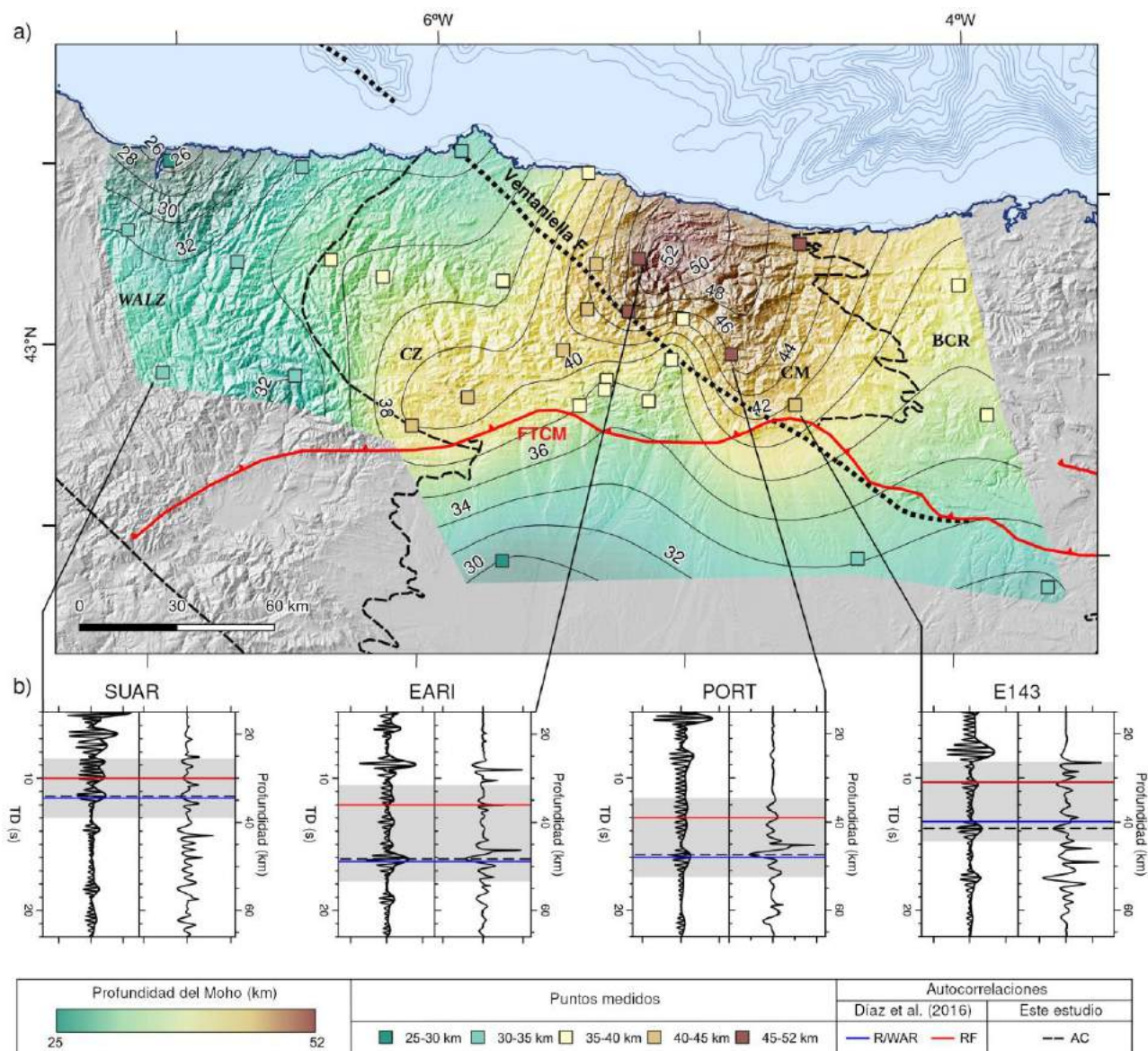


Figure 2. (a) Moho topography from the AC results. Squares indicate seismic stations. The black dashed limits indicate the boundaries of the Iberian Variscan domains, the West-Asturian Leonese Zone (WALZ) and the Cantabrian Zone (CZ). FTCM, frontal thrust of the Cantabrian Mountains; CM, Cantabrian Mountains; BCR, Basque-Cantabrian Region. (b) Example of ACs in four stations. Left panels: ACs filtered (2–4 Hz) and their envelopes. Right panels: amplitude normalized second derivative of the envelope. The grey surface represents the expected time window for Moho reflections based on the calculated lag times from previous receiver function (RF, red) and seismic data (R/WAR, blue) determinations (Díaz et al, 2016) ± 1.5 s lag time uncertainty. The new identified Moho reflections are indicated with dashed black lines (AC).

Table 1. Overview of Moho depths from ACs and R/WAR. Moho depths obtained by Díaz *et al.* (2016) from receiver functions (RF) and R/WAR used to determine AC lag time windows. Lag times corresponding to Moho depths are shown in brackets. They are expressed in two-way-time and calculated using $V_p=6$ km/s.

Network	Station	Díaz <i>et al.</i> 2016		This study	
		Moho depth RF (km)	Moho depth R/WAR (km)	Moho depth AC (km)	AC Moho depth error \pm (km)
GEOSN	CALE	35 (11.7)	42 (14)	43.5 (14.5)	2.18
GEOSN	CREM	37 (12.3)	40 (13.3)	37.8 (12.6)	1.89
GEOSN	LIEG	38 (12.7)	43 (14.3)	37.6 (12.5)	1.88
GEOSN	OMED	35 (11.7)	48 (16)	44.6 (14.9)	2.23
GEOSN	OSEJ	39 (13)	49 (16.3)	39.2 (13.1)	1.96
GEOSN	PEND	35 (11.7)	49 (16.3)	47.5 (15.8)	2.38
GEOSN	PORT	39 (13)	48 (16)	47.6 (15.9)	2.38
GEOSN	RUCA	35 (11.7)	39 (13)	38.1 (12.7)	1.91
GEOSN	SAME	-	-	-	-
GEOSN	VEGA	35 (11.7)	39 (13)	41.4 (13.8)	2.07
GEOCSN	CAST	29 (9.7)	27 (9)	25 (8.3)	1.25
GEOCSN	CONC	33 (11)	30 (10)	32.7 (10.9)	1.64
GEOCSN	NIEV	33 (11)	36 (12)	33.3 (11.1)	1.67
GEOCSN	OLES	35 (11.7)	46 (15.3)	39.8 (13.3)	1.99
GEOCSN	LAGO	33 (11)	30 (10)	33.5 (11.2)	1.68
GEOCSN	TOLI	35 (11.7)	34 (11.3)	36.6 (12.2)	1.83
GEOCSN	URBI	33 (11)	38 (12.7)	37.8 (12.6)	1.89
GEOCSN	SUAR	30 (10)	34 (11.3)	33.9 (11.3)	1.7
GEOCSN	DEGA	34 (11.3)	35 (11.7)	32.1 (10.7)	1.61
GEOCSN	ARAL	38 (12.7)	35 (11.7)	41.4 (13.8)	2.07
GEOCSN	VALD	38 (12.7)	40 (13.3)	36.9 (12.3)	1.85
RSN	EARI	36 (12)	49 (16.3)	48.3 (16.1)	2.42
RSN	EPON	26 (8.7)	30 (10)	32.1 (10.7)	1.61
IberArray	E152	35 (11.7)	35 (11.7)	36.3 (12.1)	1.8
IberArray	E153	33 (11)	38 (12.7)	36.2 (12.1)	1.82
IberArray	E154	35 (11.7)	49 (16.3)	45.8 (15.3)	2.29
IberArray	E155	40 (13.3)	42 (14)	38.7 (12.9)	1.94
IberArray	E141	38 (12.7)	35 (11.7)	40.5 (13.5)	2.03
IberArray	E142	34 (11.3)	38 (12.7)	38.2 (12.7)	1.91

IberArray	E143	31 (10.3)	40 (13.3)	41.4 (13.8)	2.07
IberArray	E144	37 (12.3)	38 (12.7)	37.2 (12.4)	1.86
IberArray	E125	32 (10.7)	38 (12.7)	29.5 (9.8)	1.48
IberArray	E126	-	-	-	-
IberArray	E127	34 (11.3)	38 (12.7)	34.2 (11.4)	1.71
IberArray	E128	37 (12.3)	33 (11)	31.5 (10.5)	1.58

References

- Andrés, J., Ayarza, P., Schimmel, M., Palomeras, I., Ruiz, M. and Carbonell, R. (2020). What can seismic noise tell us about the Alpine reactivation of the Iberian Massif? An example in the Iberian Central System. *Solid Earth*, **11(6)**, 2499-2513.
- Becker, G. and Knapmeyer-Endrun, B. (2018). Crustal thickness across the Trans-European Suture Zone from ambient noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, **212(2)**, 1237-1254.
- 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.
- Diaz, J., Gallart, J. and Carbonell, R. (2016). Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. *Tectonophysics*, **692**, 74-85.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Córdoba, D. and Dañobeitia, J. J. (2000) Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin, *Journal of Geophysical Research*, **105**, 3001–3018.
- Gorbatov, A., Saygin, E. and Kennett, B. L. N. (2013). Crustal properties from seismic station autocorrelograms. *Geophysical Journal International*, **192(2)**, 861-870.
- Kennett, B. L. N., Saygin, E. and Salmon, M. (2015). Stacking autocorrelograms to map Moho depth with high spatial resolution in southeastern Australia. *Geophysical Research Letters*, **42(18)**, 7490-7497.
- Romero, P. and Schimmel, M. (2018). Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **123(6)**, 5052-5067.
- Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89(5)**, 1366-1378.
- Schimmel, M., and Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**, B04303.
- Tibuleac, I. M. and von Seggern, D. (2012). Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, **189(1)**, 493-500.

CAPÍTULO 11. DISCUSIÓN

El interés despertado por el descubrimiento a principios de los 2000 de la inesperada actividad sísmica alrededor de la falla de Ventaniella y las regiones colindantes llevó a la instalación de numerosas redes sísmicas temporales de distintas escalas en los años posteriores, con el objetivo de recabar nuevos datos en un área escasamente cubierta por la red sísmica permanente. El resultado es la disponibilidad de una gran cantidad de datos sísmicos continuos de alta calidad adquiridos en el área de estudio en los periodos 2011-2013 (red IberArray), 2015-2017 (red GEOSN) y 2019-2020 (red GEOCSN). El más reciente de estos experimentos fue desplegado en el marco de esta tesis y tenía un doble objetivo: obtener nuevos datos de sismicidad en Asturias y las zonas vecinas, poniendo especial énfasis en la detección de eventos en la plataforma continental; y la realización de estudios corticales basados en la interferometría de ruido sísmico.

El desarrollo de la técnica de la interferometría de ruido sísmico (e.g. Campillo y Paul 2003; Wapenaar 2003, 2004; Shapiro *et al.* 2005; Weaver 2005) supuso un cambio de paradigma en la investigación geofísica, puesto que permite reconstruir la propagación de las ondas superficiales por el subsuelo a partir del ruido sísmico ambiental registrado en las estaciones. Gracias a este hecho, en este trabajo se han analizado por primera vez en el noroeste de España los datos sísmicos disponibles desde dos perspectivas, maximizando su aprovechamiento y la cantidad de información que se puede extraer de ellos. En primer lugar, se ha analizado la sismicidad del área de estudio y en especial la relacionada con la falla Cantábrica (Fernández-Viejo *et al.*, 2021). Para esta tarea se han compilado los catálogos de actividad sísmica previos y se han procesado los datos sísmicos de la red GEOCSN para elaborar un nuevo catálogo. Asimismo, se ha empleado la interferometría de ruido sísmico con datos de redes antiguas (IberArray y GEOSN) y modernas (GEOCSN) para obtener medidas de velocidad de ondas Rayleigh y Love en el sector central y occidental de la cordillera Cantábrica. Estas medidas han constituido la base común para la realización de estudios tomográficos (Acevedo *et al.*, 2019 y Acevedo *et al.*, en preparación), de anisotropía de la corteza superior (Acevedo *et al.*, 2020), y para realizar estimaciones del espesor de la corteza (Fernández-Viejo *et al.*, aceptado).

11.1. El sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica

La falla de Ventaniella es una estructura de más de 300 km de longitud que atraviesa la cordillera Cantábrica en dirección noroeste-sureste. Su trazado continúa otros 150 km en la plataforma

continental, donde recibe el nombre de falla Cantábrica (Fernández-Viejo *et al.*, 2014). En tierra, esta falla ha sido interpretada como una estructura polifásica que se remonta a la reorganización post-Varisca del macizo Ibérico (Julivert *et al.*, 1971; Matte, 1991, Ache y Gómez, 1996). Estudios más recientes (Tugend *et al.*, 2015; Cadenas *et al.*, 2018) apuntan a un origen como una falla normal de borde de rift durante la extensión triásica. De hecho, esta estructura separa dos dominios corticales diferenciados: el occidental, con una sismicidad moderada y una corteza fundamentalmente Varisca no afectada por los procesos de rifting mesozoicos; y el oriental, con escasa sismicidad y una corteza alterada térmica y tectónicamente por diferentes episodios de extensión. De la misma manera, la falla de Ventaniella marca el límite occidental de la raíz cortical Alpina de la cordillera Cantábrica (Díaz *et al.*, 2016).

11.1.1. Sismicidad y sismotectónica en el margen noribérico

Los resultados del análisis de los datos de la red GEOCSN han dado lugar a la elaboración de un nuevo catálogo de sismicidad para el área comprendida entre 7.5°-5° de longitud oeste y 44.3°-42.5° de latitud norte. En total se han detectado 73 eventos sísmicos locales (Fig. 11.1), 24 de los cuales no habían sido registrados por la RSN. La principal novedad aportada por esta red es la detección de 7 sismos en la plataforma continental localizados con la mayor precisión hasta la fecha, gracias a la presencia de cuatro estaciones en las cercanías de la costa.

La compilación de los epicentros de los eventos registrados a lo largo de las últimas cuatro décadas por la RSN y la red temporal GASPI reveló la existencia de una importante alineación de terremotos a lo largo de la plataforma continental (Fig. 11.1). En total, en ese periodo se han contabilizado 195 terremotos en dicha zona, aunque la reducida capacidad de detección en el área y la elevada magnitud media de los eventos (~2.5 M_L) hace sospechar que su número puede haber sido infraestimado. El análisis de la distribución espacial del conjunto de la sismicidad revela que ésta se concentra fundamentalmente en el bloque suroccidental de la falla Cantábrica, mientras que el nororiental presenta una actividad mínima. Asimismo, destaca la presencia de dos agrupaciones o clústers de sismos: el primero (clúster 1) situado en la terminación noroeste de la falla Cantábrica, entre 8°O y 7.4°O; y el segundo (clúster 2) localizado al este, cerca de la costa, y alargado en dirección noroeste-sureste siguiendo el trazado de la falla (Fig. 11.1).

La disposición de los focos en el bloque sur y su distribución de profundidades apuntan a que el clúster 1 (Fig. 11.1) tiene su origen en la intersección de la falla Cantábrica con una estructura de

rumbo aproximado este-oeste e inclinación sur. Precisamente en esta zona, al pie del margen continental, se ha deducido la existencia de un plano de cabalgamiento con estas características que se forma por la subducción parcial de la corteza oceánica del golfo de Vizcaya bajo el margen noribérico durante la etapa de compresión Alpina (Álvarez-Marrón *et al.* 1997, Ayarza *et al.*, 2004; Teixell *et al.*, 2018). En base a los reflectores profundos reconocidos en los perfiles ESCIN-3.2 y 3.3, Ayarza *et al.* (2004) interpretan la existencia de una cuña de corteza oceánica situada a ~40 km de profundidad en las cercanías de la costa y con un buzamiento de ~45°. En el área del clúster 1, esta cuña se situaría a ~25 km de profundidad, coincidiendo con la posición de algunos de los focos analizados.

Por su parte, el clúster 2 (Fig. 11.1) se localiza en el entorno del área que se corresponde en tierra con la transición entre las partes externas e internas del orógeno Varisco, el antifforme del Narcea. La zona donde se sitúa esta estructura se caracteriza por el apilamiento de láminas de basamento cristalino pre-Varisco y la presencia de gneises y rocas ígneas asociadas a un arco de islas ordovícico (Rubio-Ordóñez *et al.*, 2015). Por tanto, los materiales que conforman el antifforme del Narcea son más rígidos que los situados al oeste -un cinturón pizarroso- y que los situados al este, una secuencia sedimentaria en el cinturón de pliegues y cabalgamientos Varisco. Esta diferencia en las propiedades elásticas de los materiales que componen la corteza tiene su reflejo tanto en los modelos de velocidad de grupo de ondas Rayleigh como en los de velocidad de ondas S derivados de ellos. En los primeros, las velocidades de grupo oscilan entre 2.8 y 3.0 km/s a medida que aumenta el periodo, mientras que en los segundos se observa una anomalía de velocidad positiva que se mantiene constante a todas las profundidades en el entorno de la estación E141, situada sobre rocas precámbricas de basamento (Fig. 11.2). Al noroeste, el cinturón de pliegues y cabalgamientos Varisco presenta, al menos a periodos cortos y profundidades bajas, velocidades relativas inferiores a las del extremo occidental.

La prolongación de esta zona rígida del antifforme del Narcea por el margen continental en dirección noreste intercepta la falla Cantábrica en la posición en la que se sitúa el clúster 2. Además de su posición, otros dos factores sugieren que el origen de esta agrupación de sismos está relacionada con la intersección de las estructuras mencionadas. En primer lugar, la profundidad de los hipocentros del clúster 2 engloba todo el espesor de la corteza (Fig. 11.1), lo que apunta a la presencia de una corteza rígida que se comporta de manera frágil en todo su volumen. En segundo lugar, la existencia de sismicidad profunda en tierra en relación con el antifforme del Narcea ha sido también constatada en los catálogos sísmicos (López-Fernández *et al.*, 2012). La importancia de la

estructuración Varisca de la corteza en la mitad occidental del área de estudio ha sido confirmada mediante el estudio de la anisotropía. Por una parte, las magnitudes medias de la anisotropía acimutal, radial y de la calculada a partir del análisis de la separación de ondas S de terremotos locales arrojan valores entre 4%-9% (Fig. 11.2), dentro del rango que caracteriza las regiones tectonizadas con abundancia de rocas fracturadas y afectadas por fallas (e.g. Crampin, 1994; Araragi *et al.*, 2015; Cochran y Kroll, 2015). En cuanto a las direcciones preferentes de la onda S rápida, las orientaciones medidas en las estaciones situadas en la mitad oeste muestran orientaciones fundamentalmente norte-sur, con ligeras variaciones que van reflejando la rotación progresiva de las estructuras en la transición entre zonas internas y externas del orógeno Varisco (Fig. 11.2). En la plataforma continental, los elementos Variscos se disponen en dirección noreste-suroeste, intersectando ortogonalmente el trazado de la falla Cantábrica.

11.1.2. Sismicidad y sismotectónica en tierra

En tierra, la mayor parte del trazado de la falla de Ventaniella es asísmico y solo presenta un segmento activo, de unos 70 km de longitud, alrededor de su terminación suroriental (Figs. 11.1 y 2). El despliegue de la red GEOSN, centrada en esta zona activa, permitió identificar 37 terremotos locales entre septiembre de 2015 y marzo de 2017 (López-Fernández *et al.*, 2018), 35 de los cuales no habían sido registrados por la RSN. Según López-Fernández *et al.*, (2018), los eventos detectados se agruparon en dos clústers -A y B- relacionados, al igual que en el mar, con la intersección de la falla de Ventaniella con otras estructuras. Por su parte, la red GEOCSN fue situada al oeste de esta zona, por lo que la capacidad de detección de eventos relacionados con este sector de la falla de Ventaniella se vio reducida. En total, durante el periodo de registro de esta red fueron identificados únicamente dos sismos en el área. La localización y la profundidad (10.4 km) de uno de estos terremotos permite asociarlo al clúster B definido por López-Fernández *et al.* (2018), que se origina por la intersección de la falla de Ventaniella y la falla de León (Alonso *et al.*, 2009), una estructura de dirección este-oeste con una elevada inclinación hacia el norte. La posición del otro evento localizado en esta zona apunta a su pertenencia al clúster A, definido por una alineación de sismos en la intersección entre la falla de Ventaniella o una de sus ramas secundarias - falla de Tarna- con el cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica.

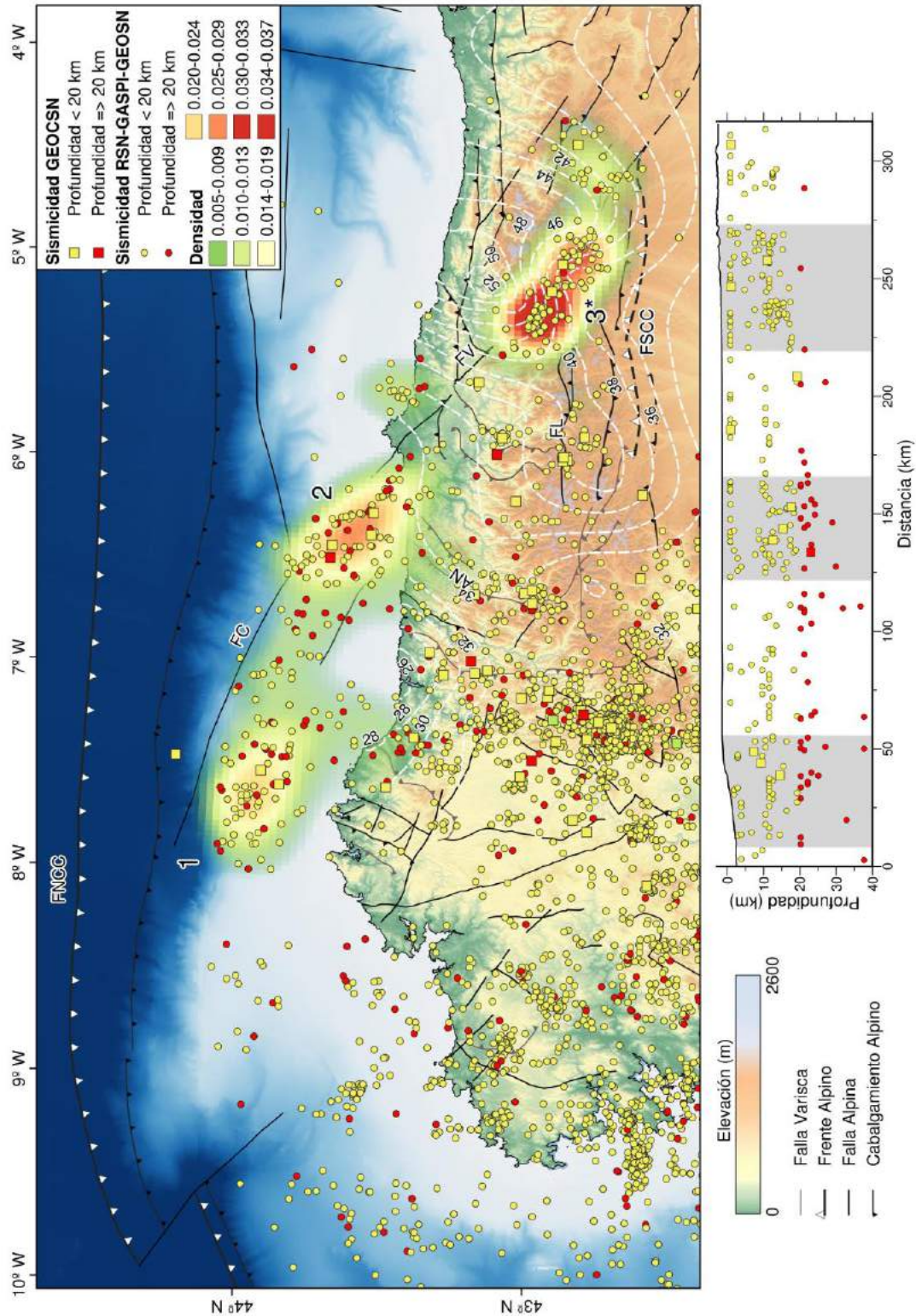


Figura 11. 1. Mapa topográfico mostrando la distribución de la sismicidad registrada por las redes RSN (1980-2021), GASPI (1999-2002), GEOSN (2015-2017) y GEOCSN (2019-2020) en la cordillera Cantábrica y el margen noribérico. Las líneas blancas discontinuas indican la profundidad del Moho calculada con autocorrelaciones. (Abajo) Distribución en profundidad de la sismicidad registrada a lo largo de la traza de la falla Cantábrica (FC) - falla de Ventaniella (FV). Las bandas grises representan la proyección de los clústers 1, 2 y 3* (clústers A y B definidos por López-Fernández et al., 2018). AN, antiforme del Narcea; FL, falla de León; FSCC, frente sur de la cordillera Cantábrica; FNCC, frente norte de la cordillera Cantábrica.

11.1.3. Velocidades sísmicas

Los mapas 2D de velocidad de ondas S muestran a profundidades de entre 9 y 12 km una inversión de la velocidad alrededor del sector activo en tierra de la falla de Ventaniella, pasando de una anomalía ligeramente positiva a una reducción de la V_s en el entorno del 5% (Fig. 11.2). En los cortes norte-sur elaborados (Figs. 11.3a, 3b y 3c) se observa que esta disminución se solapa con la zona en la que la falla de Ventaniella y una de sus ramas asociadas, la falla de Tarna, intersectan con el cabalgamiento frontal de la Cordillera (Fig. 11.3a). Es precisamente a partir de los 9 km de profundidad donde López-Fernández *et al.* (2018) identifica el comienzo de la nucleación de los clústers de terremotos, interpretados como el resultado de la liberación de esfuerzos en zonas de intersección de fallas. El incremento de la fracturación en estas zonas altera las propiedades elásticas de las rocas y facilita la circulación de fluidos, dos factores que contribuyen a la reducción de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. A profundidades inferiores, a pesar de haber desarrollado en algunos tramos una banda de fracturación identificada en observaciones de campo, la falla de Ventaniella no presenta una signatura clara en los modelos ni en las secciones. Este hecho puede justificarse por la inexistencia de un cambio en las propiedades del macizo a un lado y a otro de la falla o porque este no sea de la magnitud y el volumen necesarios para superar los umbrales de sensibilidad y resolución del método.

Las secciones norte-sur, construidas perpendicularmente a las estructuras Alpinas principales de la cordillera Cantábrica y a su vez paralelas al perfil de reflexión ESCIN-2 (Fig. 11.3b, Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2016) facilitan la interpretación del patrón de V_s recuperado. Las altas velocidades que se observan en los perfiles, en el entorno de 3.4 km/s delimitan un bloque elevado en el norte con respecto a otro situado al sur (Fig. 11.3a). La falla de Ventaniella, situada en el bloque norte, no da lugar a una elevación apreciable en este bloque, lo que refuerza su interpretación como una falla de desgarre. El límite entre los dominios norte y sur coincide con la terminación meridional de la cordillera Cantábrica, en concordancia con la interpretación de esta cadena montañosa como un bloque de basamento paleozoico elevado por la compresión Alpina. Dicho límite aparece también asociado a una banda de 4-5 km de espesor con una inclinación de aproximadamente 20° hacia el norte que, por su posición y buzamiento, parece estar asociada al cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica (Fig. 11.3a). De hecho, a partir de la geología de superficie, se estima una inclinación de 16°-18° para esta estructura (Alonso *et al.*, 1996). Por su parte, el perfil ESCIN-2 refleja en esta zona dos bandas paralelas de reflectores buzando hacia el

norte (Fig. 11.3b) que han sido interpretados como cabalgamientos corticales (Gallastegui *et al.*, 2016). En base a estos nuevos resultados, se puede añadir que estos dos reflectores corresponden a los límites de la zona de cizalla asociada al cabalgamiento frontal. La deformación asociada al frente cantábrico está en general muy poco localizada, y solo en el sector central del borde sur de la cordillera, en torno al río Cea, se ha podido reconocer una superficie de cabalgamiento con su orientación y dirección de movimiento (Pulgar *et al.*, 1999), a pesar de tratarse de una estructura cuyas dimensiones que exceden las decenas de kilómetros de longitud.

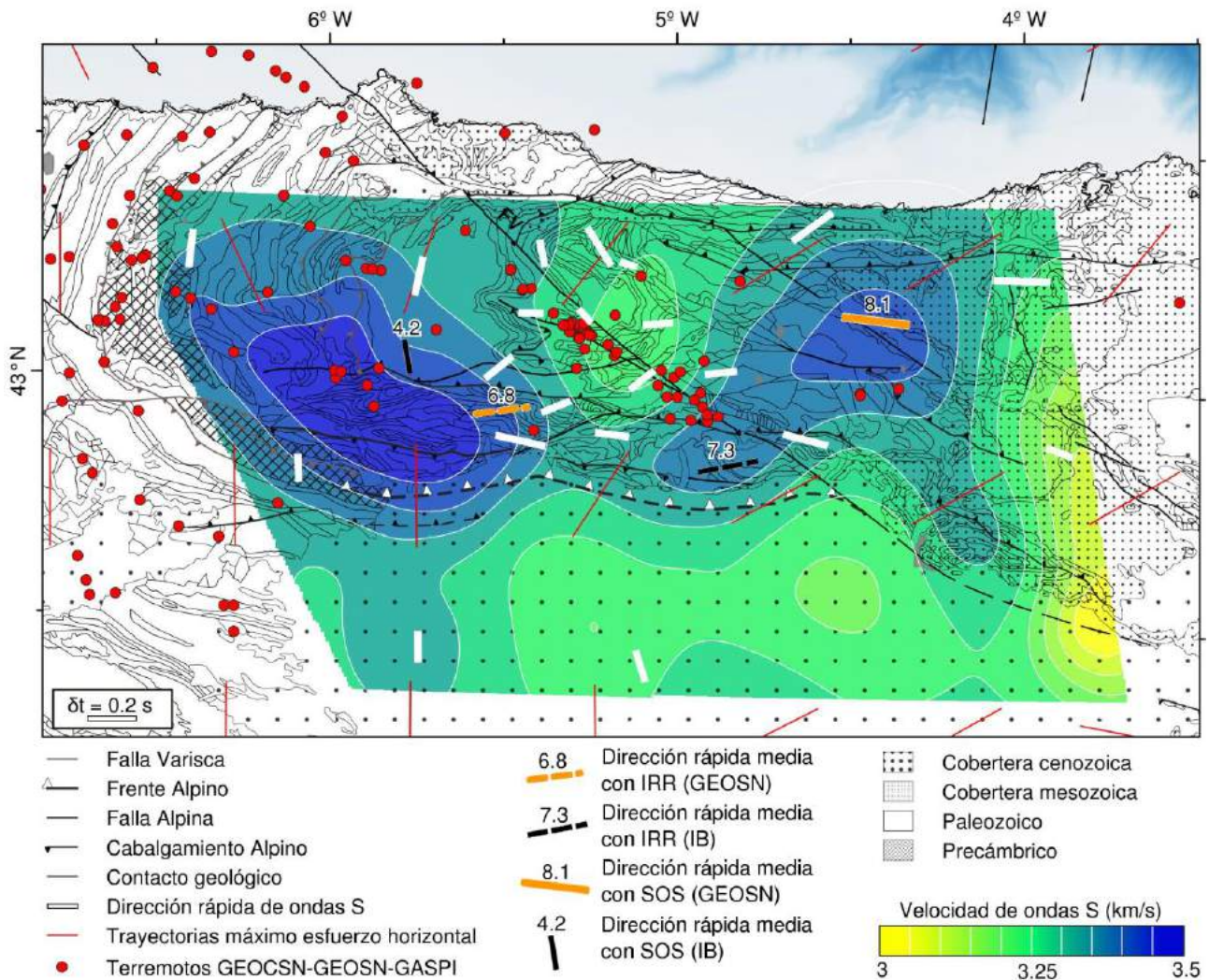


Figura 11. 2. Parámetros de la anisotropía en la cordillera Cantábrica sobre un mapa 2D de velocidad de ondas S a 11 km de profundidad. Las barras blancas gruesas están orientadas según la dirección rápida de ondas S calculada en cada estación a partir del método de separación de ondas S. La anisotropía promedio se indica en función de las redes (GEOSN, barras naranjas; IberArray, barras negras) y la técnica empleada (Separación de ondas S, SOS, barras continuas; interferometría de ruido sísmico, IRR, barras discontinuas). La orientación del campo de esfuerzos actual en el noroeste de la península ibérica (líneas rojas) ha sido adaptado de Carafa y Barba (2013). Los puntos rojos representan la sismicidad registrada en la zona por las redes temporales de alta precisión GASPI, GEOSN y GEOCSN. Nótese la reducción de las velocidades sísmicas en el entorno del segmento activo de la falla de Ventaniella.

11.1.4. *Anisotropía*

Los parámetros de la anisotropía en la mitad este del área de estudio, especialmente en el entorno de la parte activa de la falla de Ventaniella, presentan importantes diferencias con respecto a las observaciones de la mitad occidental. Por una parte, la anisotropía estimada con las dos técnicas utilizadas a partir de datos de la red GEOSN muestra valores más elevados, 8.1% y 6.8%, y una menor discrepancia entre sí. Sin embargo, la diferencia principal radica en la orientación de las direcciones rápidas, fundamentalmente este-oeste (Fig. 11.2). Esta dirección es paralela a las principales estructuras Alpinas del área, por lo que puede interpretarse como una anisotropía paralela al orógeno (*orogen parallel anisotropy*), previamente reportada en cordilleras montañosas como los Pirineos (Vauchez y Barruol, 1996; Barruol *et al.*, 1998), los Alpes (Fry *et al.*, 2010) o las montañas de Taiwan (Huang *et al.*, 2015). Existen algunas observaciones puntuales en la zona que se alejan de la orientación este-oeste general y reflejan, en la mayoría de los casos, la dirección de las estructuras locales del entorno. Dos ejemplos de esto son las medidas de la dirección rápida en las estaciones de la red GEOSN situadas más al norte, que revelan la dirección noroeste-sureste de la falla de Ventaniella. Los cambios en el campo de esfuerzos local generados en el entorno de fallas activas pueden ser causados por una geometría compleja (Hardebeck y Michael, 2004) o por el cambio de las propiedades elásticas del macizo en las zonas de debilidad, cizalla o daño (e.g. Cowie y Scholz, 1992; McGrath y Davison, 1995; Kim *et al.*, 2004; Faulkner *et al.*, 2006).

La anisotropía radial, obtenida a partir de la relación entre la velocidad de las ondas S polarizadas perpendicularmente, muestra valores de magnitud medios similares a los aportados por los otros métodos, variando entre 3% y 9%. En el entorno del sector sur de la falla de Ventaniella, a las profundidades más superficiales, el modelo tridimensional de anisotropía generado presenta valores ligeramente negativos. El signo de la anisotropía radial ha sido relacionado con la inclinación de las estructuras dominantes en el área en varios estudios (e.g. Dreiling *et al.*, 2018, Xie *et al.*, 2013). De esta manera, una anisotropía radial positiva indicaría la presencia de estructuras de inclinación baja u horizontal (0-30°), mientras que un signo negativo indica que las estructuras tienen buzamientos elevados o son subverticales (60-90°). Según Tavani *et al.* (2011), la inclinación de la falla de Ventaniella ronda los 85°, por lo que una anomalía negativa es esperable en la zona. Dicha anomalía puede ser además reforzada por la presencia en la zona de una fracturación Alpina subvertical generalizada. En profundidad, la anisotropía tiende a volverse positiva, posiblemente por la influencia creciente de estructuras de bajo ángulo como el

cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica o el cabalgamiento basal del cinturón de pliegues y cabalgamientos Varisco.

11.1.5. Origen de la sismicidad en la falla de Ventaniella – falla Cantábrica

A lo largo del trazado de la falla de Ventaniella – falla Cantábrica se producen importantes variaciones en la resistencia mecánica del basamento. Por ejemplo, en la parte submarina, los clústers identificados se localizan en el entorno de rocas metamórficas de alto grado asociadas a los complejos alóctonos Variscos (clúster 1) y a rocas ígneas cristalinas pre-Variscas (clúster 2). En tierra, los modelos tomográficos también reflejan velocidades relativamente altas a profundidades someras, indicando posiblemente la presencia del basamento cristalino paleozoico. Además, la estructura interna del orógeno Varisco, que tal y como demuestra la orientación de la anisotropía en la mitad oeste del área estudio puede ser considerada una fábrica cortical, es perpendicular a la falla Cantábrica. En la mitad este, la fábrica estructural Alpina este-oeste pasa a ser dominante e intersecta con la falla de Ventaniella a $\sim 45^\circ$. Estas fábricas, en combinación con la existencia de rocas cristalinas, sugiere la presencia de un basamento muy competente. El contraste de competencias se alimenta por la diferente naturaleza de las rocas, pero también por la estructura. Considerando el conjunto del sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica, se observa que la sismicidad se concentra casi exclusivamente en el bloque sur, de estructura fundamentalmente Varisca y con una huella tectonotérmica asociada a los episodios extensivos mesozoicos menor que la del bloque este.

El mapa de topografía del Moho a partir de autocorrelaciones de ruido sísmico realizado en esta tesis (Fernández-Viejo *et al.*, aceptado) muestra que la traza en superficie de la falla de Ventaniella coincide aproximadamente con el límite occidental de la raíz cortical de la cordillera Cantábrica. En el entorno del sector activo de la estructura se produce un pronunciado cambio en el espesor de la corteza (Fig. 11.1), alcanzando ~ 52 km en el bloque oriental frente a 32-40 km en el occidental. Esta importante variación vertical (12-20 km) en tan sólo ~ 50 km en horizontal está en consonancia con los resultados de algunos trabajos previos basados en perfiles sísmicos (Fernández-Viejo *et al.*, 2012; Díaz *et al.*, 2016; Cadenas *et al.*, 2018), y ruido sísmico (Palomeras *et al.*, 2017; Olivar *et al.*, 2020) mientras que los realizados con funciones receptoras no identifican este engrosamiento (Mancilla y Díaz, 2015). Varios estudios (e.g. Thurber *et al.*, 2009; Mandal y Pandey, 2011; Mooney *et al.*, 2012) han concluido que este tipo de variaciones abruptas pueden concentrar los

esfuerzos a los que está sometida la corteza y facilitar, en conjunción con otros factores locales, las condiciones para que se produzca actividad sísmica intraplaca (Thomas y Powell, 2017).

El factor que parece favorecer la nucleación de la sismicidad y la liberación de los esfuerzos acumulados es la presencia de intersecciones de estructuras. Como se ha observado en diversas partes del mundo (e.g. Talwani 1999; Hildenbrand *et al.* 2001; Gangopadhyay y Talwani 2005; Walters *et al.*, 2018), estas zonas se caracterizan por presentar una intensa fracturación, lo que incrementa la permeabilidad y favorece la circulación de fluidos. Además, estos puntos pueden presentar ángulos de fricción reducidos (Cloetingh *et al.*, 2005) y tasas de deformación hasta tres órdenes de magnitud superiores a las de la corteza no fracturada (Talwani 1999). La fracturación y la presencia de fluidos son dos factores que reducen la velocidad de las ondas sísmicas (Figs 11.2 y 11.3a).

En resumen, los gradientes laterales en la resistencia de materiales en la corteza y las diferencias de espesor favorecen la concentración y amplificación de esfuerzos en el sector occidental de la cordillera Cantábrica, especialmente en el entorno de una estructura preexistente, relativamente débil, y que representa un límite entre dos dominios de propiedades mecánicas diferentes como la falla de Ventaniella – falla Cantábrica. Las zonas de intersección entre este sistema y estructuras compresionales de dirección este-oeste o discontinuidades Variscas heredadas también favorecen la concentración de esfuerzos, que finalmente se liberan a lo largo de las discontinuidades dando lugar a una sismicidad intraplaca organizada preferentemente en clústers de eventos (Fig. 11.1). La separación por parte de la falla de Ventaniella de dos bloques formados por corteza con una diferente evolución tectónica y termal, así como la existencia de zonas de fracturación intensa que nuclean la sismicidad, debe tener su reflejo en la velocidad de las ondas sísmicas que se propagan por el área de estudio y en la anisotropía del área, fundamentalmente controlada por la estructura.

11.2. Observaciones generales en el contexto de la cordillera Cantábrica

Los resultados obtenidos en esta tesis no sólo aportan nueva información acerca del sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica, sino que permiten mejorar el conocimiento general de la cordillera Cantábrica en su conjunto. En particular, la unión de las dos tomografías de ruido sísmico realizadas ha dado lugar a la creación de un extenso modelo 3D de variación de velocidad de las ondas S para toda la Cordillera que muestrea tanto la estructura fundamentalmente Alpina de su mitad oriental como las zonas de estructura Varisca de la parte occidental. Sumado a esto, se ha analizado por primera vez en la zona la anisotropía de la corteza superior y se ha ampliado el

catálogo de terremotos detectados en Asturias y zonas colindantes gracias a los nuevos datos aportados por la red GEOCSN.

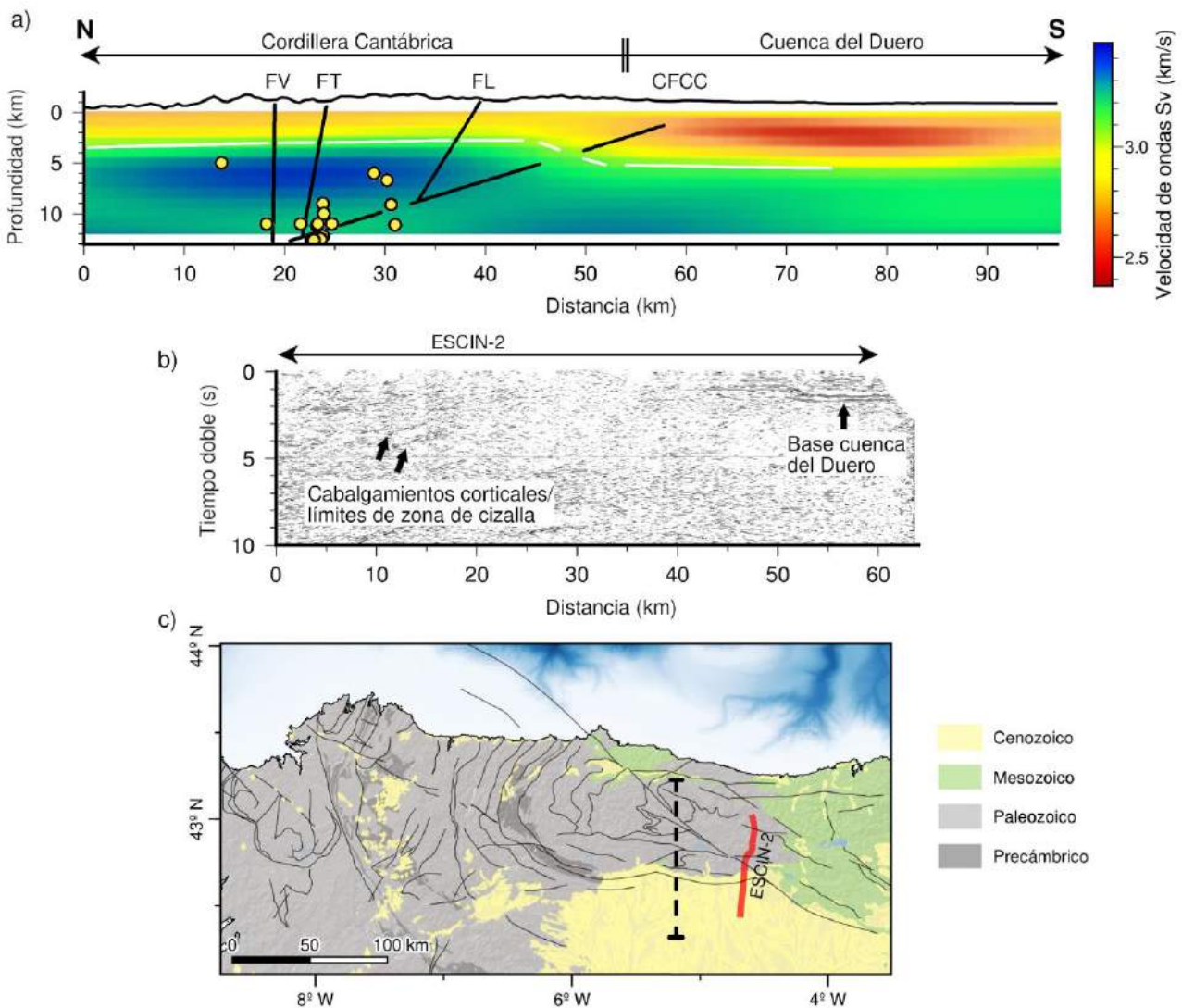


Figura 11. 3. a) Corte norte-sur perpendicular a las principales estructuras Alpinas de la cordillera Cantábrica, mostrando la estructura de velocidad de ondas S en profundidad. La línea blanca representa una velocidad de ondas S de ~3 km/s. FV, falla de Ventaniella; FT, falla de Tarna; FL, falla de León, CFCC, cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica. b) Perfil de reflexión profunda ESCIN-2, adaptado de Gallastegui et al. (2016). Las flechas situadas al norte indican los reflectores asociados al cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica y la localizada al sur señala la base de la cuenca del Duero. (c) Posición del perfil de velocidad de ondas S y del perfil sísmico ESCIN-2 sobre un mapa geológico simplificado de la cordillera Cantábrica.

11.2.1. Sismicidad

La sismicidad en tierra catalogada con datos de la red GEOCSN sigue los patrones observados en los catálogos de otras redes, con un aumento general de la actividad (Fig. 11.1) y de la magnitud de los eventos de este a oeste. En el extremo oeste de la red destaca una alineación aparente de

sismos de dirección nornoreste-sursuroeste que se extiende entre Becerreá (Lugo) y la costa asturiana. Hacia el este, se ha observado una agrupación de sismos que sobresalen por su elevada profundidad, superior a 15 km, en materiales del antifirme del Narcea. Hacia el sureste se ha detectado otra agrupación de terremotos en el sur de la cordillera Cantábrica que, a falta de un análisis más exhaustivo, presenta una distribución geográfica y en profundidad compatible con un origen relacionado con la intersección entre el cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica y la falla de León o alguna otra estructura este-oeste del sector meridional de la cordillera. Por último, cabe destacar la presencia de dos eventos en la cuenca carbonífera central de Asturias, concretamente en la Vega de Riosa, que se localizan en un área en la que se ha descrito recientemente la existencia de sismicidad inducida por actividad minera (González-Cortina, 2015).

Una diferencia importante entre la actividad registrada en la plataforma continental y la observada en tierra es su distribución en profundidad, aunque el error en las determinaciones de los hipocentros de los terremotos en la plataforma es superior al de los ocurridos en tierra y deben ser tomados con precaución. Con datos de todos los catálogos disponibles, la profundidad de los terremotos localizados en el mar muestra una distribución bimodal, con dos máximos de eventos a profundidades entre 10 y 15 km y entre 20 y 25 km (Fig. 11.1). Por el contrario, las profundidades más frecuentes para los sismos en tierra oscilan entre 10 y 15 km. La presencia de terremotos en ambas áreas a profundidades superiores a las de la transición frágil-dúctil (13-18km) apunta a un engrosamiento general de la zona sismogénica en el noroeste de Iberia, en concordancia con las observaciones de Llana-Fúnez y López-Fernández (2015) y Fernández-Lozano *et al.* (2021). Por su parte, la existencia de terremotos de mayor profundidad en la plataforma indica también un engrosamiento de la zona sismogénica en el margen noribérico.

11.2.2. Velocidades sísmicas

Tanto los modelos de velocidad de grupo de ondas Rayleigh como los de velocidad de ondas S derivados de ellos proporcionan información de las propiedades y la estructura de los doce primeros kilómetros de la corteza (Figs. 11.4a y b). A periodos de hasta ~10 s, los primeros muestran un brusco cambio de velocidades entre los bloques corticales a ambos lados de la falla de Ventaniella (Fig. 11.4a). El bloque este, situado en el *hanging wall* de la falla, presenta altas velocidades (~3.0 km/s), mientras que el oeste muestra velocidades más bajas (2.6-2.7 km/s). Este patrón de velocidades resulta en cierta medida contradictorio con lo esperado, puesto que el bloque oriental presenta una corteza de rasgos fundamentalmente Alpinos afectada por procesos extensionales y

alterada térmicamente, frente a un bloque oeste más rígido con dominancia de elementos Variscos. Sin embargo, puede explicarse si se entiende que esas altas velocidades están asociadas al basamento pre-Varisco de la Cordillera. Tres factores respaldan esta interpretación. En primer lugar, a los periodos más altos investigados, en los que se modelizan profundidades a las que se sitúa el basamento, las velocidades en el entorno de 3 km/s son dominantes. En segundo lugar, teniendo en cuenta la inclinación hacia el oeste de la rampa del cabalgamiento basal del cinturón de pliegues y cabalgamientos Varisco (Pérez-Estaún *et al.*, 1991), la posición de la zona en la que el basamento se encuentra a profundidades más superficiales (< 5 km) coincidiría con la anomalía de alta velocidad identificada (Fig. 11.5a). Por último, la progresión de dicha anomalía hacia el este a medida que aumenta el periodo refleja la profundización del basamento hacia el oeste.

La posición del basamento y del cabalgamiento basal de las zonas externas Variscas son unos de los elementos más destacados del corte este-oeste (velocidad de ondas S_{vs}) realizado perpendicularmente a las estructuras principales del orógeno Varisco (Fig. 11.5a). Los materiales de las zonas externas presentan velocidades en el entorno de 3.0 km/s, e incluso inferiores en la zona en la que se sitúa la cuenca carbonífera central, la más extensa y espesa de las cuñas sinorogénicas de la región. El límite entre esta secuencia y el basamento, de velocidades que oscilan entre 3.2 y 3.6 km/s, es una banda que profundiza hacia el oeste y que puede interpretarse como el cabalgamiento basal de la zona Cantábrica, identificado también en los perfiles de reflexión realizados en el área (Figs. 11.5b y c, Pérez-Estaún *et al.*, 1991; Ayarza *et al.*, en revisión). En las zonas internas del orógeno, las velocidades se mantienen constantes entre 3.4-3.5 km/s, probablemente debido a la presencia de una secuencia monótona de rocas siliciclásticas afectadas por cabalgamientos Variscos, metamorfizadas e intruidas por granitoides, más comunes hacia el oeste (Figs. 11.5a, b y c). En el límite entre zonas internas y externas aparece en profundidad (5-8 km) un cuerpo de mayor velocidad que se interpreta como la imbricación de rocas precámbricas y paleozoicas de basamento y que da lugar a reflexiones en el perfil ESCIN-1 (Figs. 11.5a, b y c). En superficie se produce el afloramiento de estas rocas, gneisses y rocas ígenas pre-Variscas entre el antiforme del Narcea y la falla de Allande.

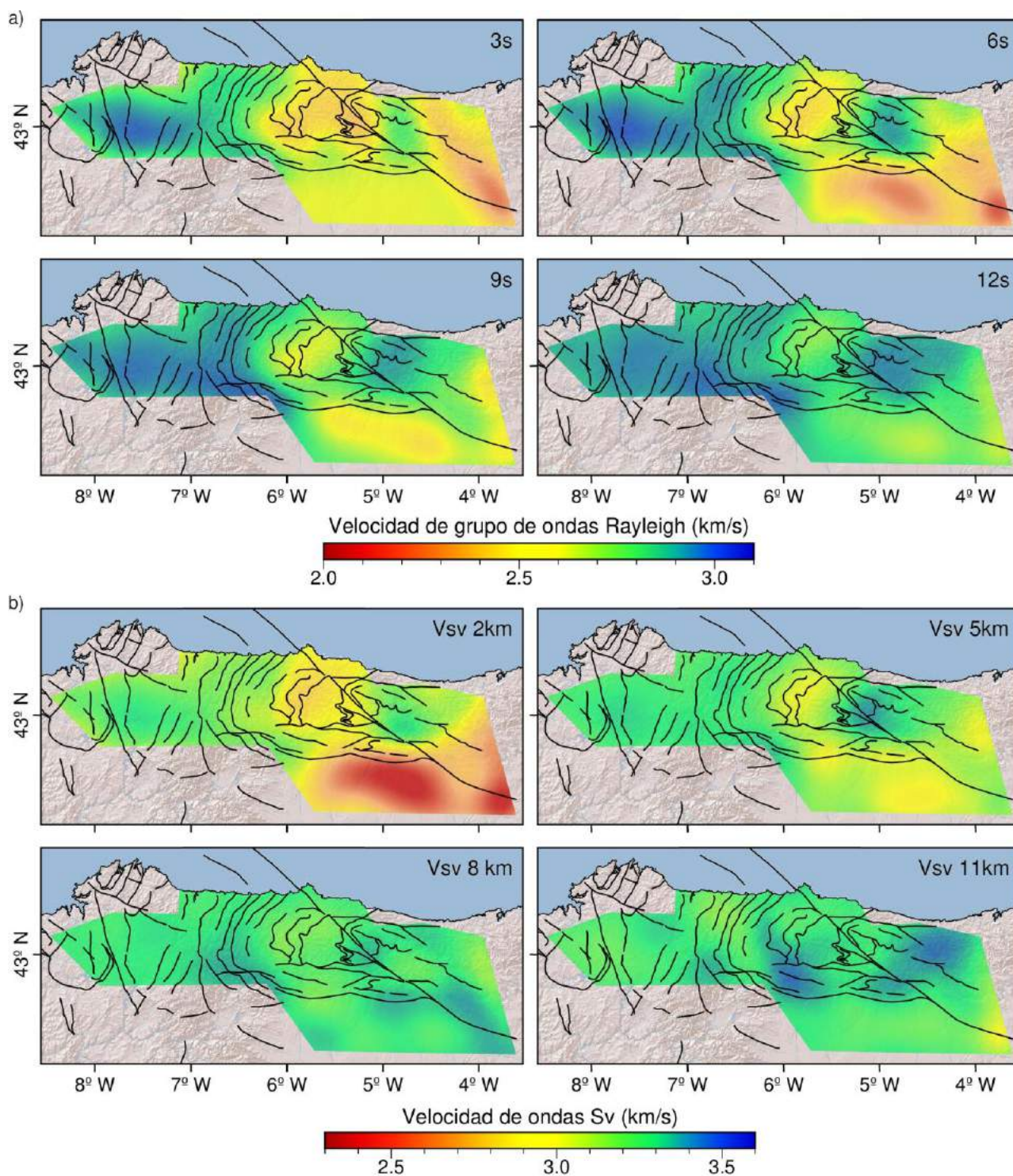


Figura 11. 4. a) Modelos de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a periodos de 3, 6, 9 y 12 s. b) Modelos de velocidad de ondas S verticalmente polarizadas (V_{sv}) a profundidades de 2, 5, 8, y 11 km. Los modelos mostrados son el resultado de la unión de los obtenidos en Acevedo et al. (2019) y Acevedo et al. (en preparación).

De modo general, las variaciones de velocidad en los modelos de ondas Rayleigh y en los de ondas S, a periodos cortos y profundidades bajas, muestran una evidente correlación con la geología superficial (Figs. 11.4a y b). Destaca en ambos la presencia de anomalías de baja velocidad en el sur

y en el noreste del área de estudio, delineando el contacto entre las rocas del macizo Ibérico y los materiales cenozoicos y mesozoicos que rellenan la cuenca Vasco-Cantábrica y la cuenca del Duero, respectivamente. En el centro de la Cordillera se aprecia también una ligera reducción de velocidad en el entorno de la cuenca carbonífera central (Figs. 11.4a y b). Por su parte, en la mitad oeste del área de estudio, los modelos muestran un abrupto cambio de velocidades que coincide con el límite entre las zonas internas (zona Asturoccidental-Leonesa) y el cinturón de pliegues y cabalgamientos (zona Cantábrica) del orógeno Varisco. El contorno de este límite presenta una forma convexa hacia el oeste paralela a la estructura que marca esta transición, el antiforme del Narcea. El importante contraste de velocidades se justifica por la presencia de una secuencia sedimentaria no afectada por metamorfismo en la zona Cantábrica, mientras que la zona Asturoccidental-Leonesa está compuesta fundamentalmente por rocas siliciclásticas afectadas por un bajo grado de metamorfismo (Figs. 11.4a y b).

11.2.3. Anisotropía

En general, la intensidad de la anisotropía observada en la cordillera Cantábrica varía entre 4% y 10%, con ligeras variaciones entre los resultados del análisis de anisotropía acimutal, radial y de separación de ondas S de terremotos locales. La distribución en profundidad de la magnitud de la anisotropía acimutal muestra una bajada en el rango de periodos entre 4 y 7 s que podría estar relacionada con el cierre de fracturas por efecto de la presión litostática por encima de 200 MPa, equivalente a profundidades de 7-8 km (Christensen, 1989; Kern y Wenk, 1990). De acuerdo con estos datos, la anisotropía radial muestra valores mínimos a profundidades entre 5-9 km. Considerando las dos redes, la separación media en tiempo entre ondas S lentas y rápidas (tiempo de retardo) osciló entre 0.09 y 0.23s (Fig. 11.2), con una media de 0.13 ± 0.09 s. Este tipo de valores, relativamente elevados y con una importante dispersión, son típicos de estudios que utilizan terremotos de intensidad baja en regiones tectonizadas, como muestran diversos ejemplos alrededor del mundo (e.g. Vavryčuk, 1993; Araragi *et al.*, 2015; Cochran y Kroll, 2015).

Las orientaciones rápidas obtenidas de medidas de anisotropía acimutal muestran fundamentalmente direcciones este-oeste paralelas a las estructuras Alpinas, y presentan la particularidad de que caracterizan de manera general el conjunto de la zona en la que se localiza la red sísmica. Este hecho se traduce en una mayor dificultad a la hora distinguir e identificar dominios con propiedades diferentes de la anisotropía, especialmente si no se dispone de una gran cantidad de trayectorias interestación que permitan individualizar e investigar subzonas. Por su

parte, las medidas de las propiedades de la anisotropía con el método de la birrefringencia de ondas S a partir de terremotos locales muestran una mayor resolución espacial y permiten realizar observaciones en el entorno de las estaciones sísmicas. En base a ellas pueden distinguirse dos dominios principales: un dominio occidental en el que las direcciones principales siguen la orientación norte-sur de la fábrica Varisca de la corteza; y un dominio oriental de direcciones rápidas este-oeste, en concordancia con la mayor fortaleza de la signatura Alpina en la zona (Fig. 11.2). Esta preponderancia de la fracturación Alpina en la zona oriental ha sido confirmada en el modelo de anisotropía radial, que muestra en la zona anomalías negativas típicamente generadas por el desarrollo de sistemas de fracturas subverticales. La presencia de anisotropías negativas en cinturones de pliegues y cabalgamientos ha sido reportada en orógenos de todo el mundo (e.g. Guo *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2020), puesto que la generación de alineaciones verticales de fracturas y minerales suele asociarse a contextos compresivos. No obstante, anomalías similares se observan a bajas profundidades en las zonas más internas del orógeno Varisco, como la zona de Galicia-Trás-os-Montes y la zona Centro-Ibérica, indicando la posible presencia de fracturación Alpina superficial.

En general, el patrón de orientaciones rápidas puede ser explicado según un modelo de anisotropía controlado por la alineación preferente de elementos estructurales a diferentes escalas (modelo de anisotropía controlada por estructura; Zinke y Zoback, 2000), en contraposición con el modelo más utilizado que explica la anisotropía de la corteza superior como el resultado de la presencia de grietas subverticales saturadas de fluidos y alineadas con el campo de esfuerzos regional (modelo de anisotropía por dilatación extensiva de Crampin, 1978). No obstante, en el dominio occidental, las trayectorias de máximo esfuerzo horizontal presentan una alineación norte-sur (e.g., de Vicente *et al.*, 2008; Carafa y Barba, 2013), por lo que la contribución a la anisotropía de este sector de sistemas de fracturas inducidas por esfuerzo no es descartable. También se debe considerar que este dominio está fundamentalmente formado por rocas siliclásticas con clivaje y un bajo grado de metamorfismo (e.g. Cárdenes *et al.*, 2021). Este clivaje está genéticamente relacionado y se dispone paralelo a las estructuras mayores del área, describiendo la rotación del arco Cantábrico. A la presencia de granos orientados y lineaciones minerales hay que sumar que algunos de los minerales que forman las rocas del dominio occidental, como los filosilicatos, se encuentran entre los minerales más anisótropos (e.g. Mainprince y Nicholas, 1989; Sherrington *et al.*, 2004) La contribución de la anisotropía de origen intrínseco y de la relacionada con el campo de esfuerzos a la general no ha podido ser cuantificada con las técnicas utilizadas en este trabajo y, aunque ambas parecen estar supeditadas a la anisotropía de origen estructural, son necesarios más

estudios de campo y laboratorio al respecto. Los estudios de laboratorio existentes sobre este tipo de materiales y con medidas directas de velocidades en muestras sin confinar, destacan el efecto amplificador de la anisotropía que tiene la orientación de formas de los granos, que, en el caso de las pizarras, con una fuerte fábrica de orientación, no hace sino aumentar la anisotropía (Cárdenes *et al.*, 2021).

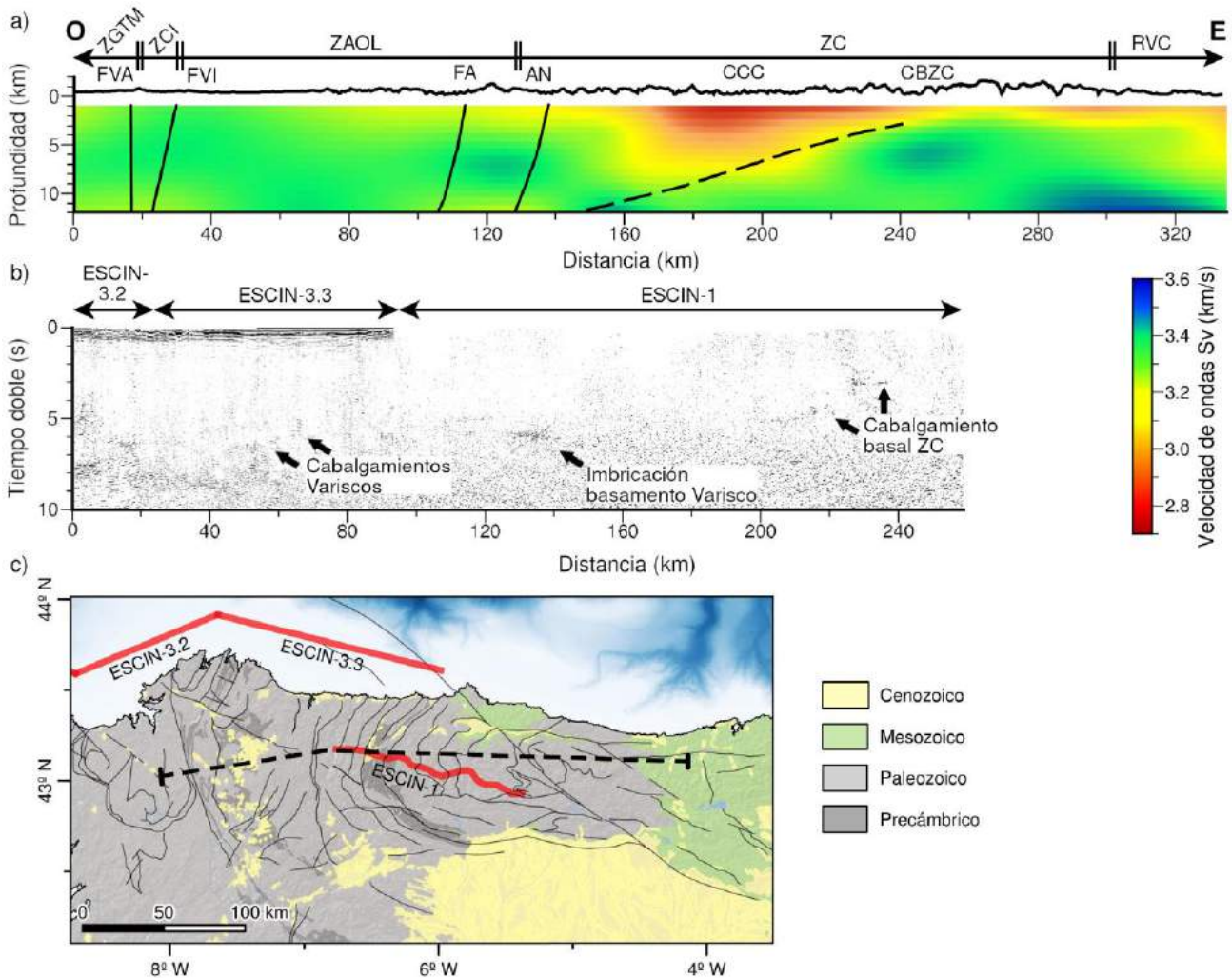


Figura 11. 5. a) Corte este-oeste perpendicular a las principales estructuras Variscas de la cordillera Cantábrica, mostrando la estructura de velocidad de ondas S en profundidad. ZGTM, zona de Galicia-Trás-os-Montes; ZCI, zona Centro-Ibérica; ZAOL, zona Asturoccidental-Leonesa; ZC, zona Cantábrica; RVC, región Vasco-Cantábrica. FVA, falla de Valdoviño; FVI, falla de Viveiro; FA, falla de Allande, AN, antiformal del Narcea; CCC, cuenca carbonífera central; CBZC, cabalgamiento basal de la zona Cantábrica. b) Perfiles de reflexión profunda ESCIN-3.2, ESCIN-3.3 y ESCIN-1, adaptados de Ayarza *et al.* (en revisión). Las flechas negras indican los reflectores más destacados y su interpretación. c) Posición del perfil de velocidad de ondas S y de los perfiles sísmicos mostrados sobre un mapa geológico simplificado de la cordillera Cantábrica.

CAPÍTULO 12. CONCLUSIONES

Este trabajo presenta los resultados del estudio con diversos métodos geofísicos-sismológicos de la corteza del noroeste de la península ibérica, en general, y de una de sus estructuras tectónicas más importantes, el sistema falla de Ventaniella - falla Cantábrica. Para ello se han adquirido nuevos datos sísmicos de alta calidad en el área y se han recopilado datos antiguos para investigar la sismicidad, la estructura y la anisotropía de la corteza superior de la zona de estudio. Las principales conclusiones extraídas se resumen a continuación:

12.1. Sismicidad en el sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica

1) La integración de catálogos de sismicidad previamente publicados y el análisis de los nuevos datos sísmicos procedentes de la red GEOCSN, que aportan nuevos eventos localizados con el mayor grado de precisión hasta la fecha, permiten elaborar un **mapa detallado de la sismicidad en el margen noribérico**.

2) La gran mayoría de **los epicentros se concentran en dos áreas concretas o clústers en el entorno de la falla Cantábrica, lo que confirma su importancia en la nucleación de la sismicidad**. La profundidad de los focos sugiere que la estructura afecta a toda la corteza. De hecho, la distribución de las profundidades de los sismos en el mar es bimodal, con máximos entre 20-25 km y 10-15 km, mientras que la distribución en tierra es unimodal con un único máximo en 10-15 km.

3) De manera análoga a las observaciones realizadas en tierra, **los clústers se sitúan en zonas en las que la falla Cantábrica interseca con otras estructuras de escala cortical**. El clúster más alejado de la costa (clúster 1) es originado por la interacción con el plano de subducción de la corteza oceánica del golfo de Vizcaya durante la compresión Alpina, mientras que el más cercano a la costa (clúster 2) se forma por la intersección con estructuras Variscas del antiformal del Narcea.

4) El estudio de los terremotos del margen noribérico refuerza lo observado en tierra: **el sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica constituye una barrera que separa dos bloques con una sismicidad de diferentes características**: el bloque oeste muestra una actividad sísmica moderada pero persistente y de baja magnitud, mientras que el bloque este es prácticamente asísmico.

5) **Los gradientes laterales en la dureza de la corteza y su espesor favorecen la concentración y amplificación de esfuerzos** en el sector occidental de la cordillera Cantábrica, especialmente en una discontinuidad cortical preexistente, relativamente débil, y que representa el límite entre un dominio occidental frágil y uno oriental de comportamiento más dúctil: el sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica. **Sin embargo, la concentración de esfuerzos en la falla Cantábrica-falla de Ventaniella no basta por sí misma para genera la sismicidad. Para la nucleación de los terremotos es necesario que los esfuerzos sean liberados en las zonas de intersección de estructuras.**

12.2. Estructura cortical del noroeste de la península ibérica a partir de ruido sísmico ambiental

6) **La abrupta variación lateral en el espesor de la corteza en el entorno de la falla de Ventaniella ha sido confirmada mediante la elaboración de un mapa de topografía del Moho realizado a partir de autocorrelaciones** de ruido sísmico. En el bloque oriental de la estructura, la raíz cortical de la Cordillera alcanza un máximo de 52 km, mientras que en el bloque occidental disminuye hasta 34-40 km en apenas 50 km en la horizontal.

7) **A profundidades superiores a 9 km, a las que la sismicidad detectada en el tramo activo en tierra de la falla de Ventaniella comienza a manifestarse, se observa en los modelos de Vs una reducción de velocidad (-5%)** coincidente con la zona en la que se produce la intersección de las estructuras más importantes del sector meridional de la cordillera Cantábrica: la falla de Ventaniella, con su rama secundaria la falla de Tarna, la falla de León y el cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica. **La disminución de velocidad observada es coherente con un incremento de la fracturación y, por consiguiente, de la circulación de fluidos en el área afectada, favoreciendo el desencadenamiento de la sismicidad.**

8) **En el bloque noreste de la falla de Ventaniella se identifica en los mapas de velocidad de grupo una anomalía de alta velocidad ($U=2.9-3.0$ km/s) debida a la presencia a profundidades bajas del basamento pre-Varisco.** La anomalía se extiende hacia el oeste a medida que aumenta el periodo reflejando la inclinación hacia el oeste del cabalgamiento basal del cinturón de pliegues y cabalgamientos Varisco.

9) A escala regional, **las variaciones de velocidad observadas a bajas profundidades (2-3km) y periodos cortos reflejan fundamentalmente la geología superficial del área de estudio**, con velocidades bajas asociadas a las cuencas mesozoicas y cenozoicas ($U=1.9-2.2$ km/s, $V_{sv}=2.4-2.6$ km/s) y velocidades elevadas en el bloque norte, correspondiente a la cordillera Cantábrica ($U=2.4-2.8$ km/s, $V_{sv}=2.8-2.9$ km/s). En este bloque, las velocidades observadas son ligeramente superiores ($U=3.0-3.1$ km/s, $V_{sv}=3.3$ km/s) en la mitad oeste, ocupada por las zonas internas del orógeno Varisco. Por tanto, **las velocidades en este rango de profundidades y periodos pueden relacionarse con el tipo, historia geológica, estratificación y/o fracturación de las formaciones rocosas, parámetros que influyen en sus propiedades.**

10) Los cortes de dirección norte-sur realizados a partir del modelo 3D de velocidad de ondas S muestran un bloque de alta velocidad ($V_{sv}=3.2-3.3$ km/s) elevado en el norte con respecto a otro bloque situado al sur, bajo la zona de bajas velocidades correspondiente a los materiales de la cuenca del Duero. **Separando ambos dominios se distingue una banda de baja velocidad relativa de inclinación $\sim 20^\circ$ y anchura ~ 5 km que ha sido interpretada como la zona de deformación generada por el cabalgamiento frontal de la cordillera Cantábrica.**

11) Tanto los modelos de velocidad de ondas Rayleigh como los de velocidad de ondas S del conjunto de la cordillera evidencian el fuerte contraste entre las propiedades físicas de las rocas situadas en las zonas externas (zona Cantábrica) e internas (zona Asturoccidental-Leonesa, zona Centro-Ibérica, zona de Galicia-Trás-os-Montes). **El abrupto cambio de velocidades sísmicas ($U \sim 0.5$ km/s, $V_{sv} \sim 0.4$ km/s) entre ambas delinea el núcleo del cinturón Varisco de Europa occidental: el Oroclinal Cantábrico.**

12) Los perfiles de V_{sv} realizados en dirección este-oeste, perpendiculares a la estructura Varisca, muestran variaciones de velocidad que pueden ser relacionadas con estructuras orogénicas de primer orden, como el cabalgamiento basal del cinturón de pliegues y cabalgamientos de las zonas externas, la imbricación y afloramiento de rocas sedimentarias e ígneas pre-Variscas en el antiforme del Narcea o la presencia de cuñas siliciclásticas en la zona Cantábrica. **Las zonas internas muestran, en general, velocidades de ondas S constantes en profundidad ($V_{sv}=3.3-3.4$ km/s).**

12.3. Anisotropía de la corteza superior

13) Las medidas de velocidad de grupo calculadas por interferometría de ruido sísmico pueden ser utilizadas directamente para realizar estimaciones regionales de la magnitud de la anisotropía y su dirección preferente a distintos periodos. **Los resultados de las redes IberArray y GEOSN muestran anisotropías de la corteza superior (0-10 km) que varían entre 4% y 9% y orientaciones rápidas de dirección este-oeste, paralelas a la traza Alpina de la cordillera Cantábrica.**

14) La inversión independiente de medidas de velocidad de dispersión de ondas Rayleigh y Love permite derivar la velocidad de las ondas S con polarización vertical (V_{sv}) y horizontal (V_{sh}), respectivamente. **La discrepancia generalizada entre los resultados indica que la corteza de la cordillera Cantábrica presenta anisotropía radial. La magnitud de esta anisotropía en los 10 primeros kilómetros de la corteza varía entre 4% y 10%, con máximos locales del 15%.**

15) El estudio de la birrefringencia de ondas S a partir de sismos locales del área de estudio resulta útil para establecer una comparación entre los resultados de la anisotropía acimutal y radial con los de una técnica independiente que posibilita la estimación de los parámetros de la anisotropía en el entorno de las estaciones sísmicas. **El rango de diferencias de tiempos entre las ondas S rápidas y lentas varía entre 0.06 y 0.23 s, valores propios de áreas tectonizadas.** La ausencia de una correlación clara entre los tiempos de retardo y la profundidad sugiere que **el espesor efectivo de la capa que genera la anisotropía es de ~7.5 km.**

16) **Las direcciones rápidas reportadas con este método individualizan el área de estudio en dos regiones: un dominio occidental en el que las direcciones principales siguen la orientación norte-sur de la fábrica Varisca de la corteza; y un dominio oriental de direcciones rápidas este-oeste, en concordancia con la mayor fortaleza de la signatura Alpina en la zona.** La importancia de las estructuras que originan la sismicidad en relación con el sistema falla de Ventaniella – falla Cantábrica se confirma por su influencia en las propiedades de la anisotropía: las estaciones en el entorno del cabalgamiento frontal de la Cordillera muestran invariablemente direcciones rápidas este-oeste, mientras que en el antifirme del Narcea, cuya continuación en la plataforma da lugar a un clúster sísmico, las orientaciones rápidas se alinean paralelas a las estructuras Variscas y a la estructura interna del orógeno.

17) Como señala la orientación de las direcciones rápidas, **la anisotropía de la corteza superior de la cordillera Cantábrica puede asimilarse a un modelo de anisotropía de control estructural**. Sin embargo, en el dominio occidental, la coincidencia de las orientaciones del campo de esfuerzos regional con las orientaciones preferentes, así como la presencia de rocas con minerales anisótropos en su composición y desarrollo de clivaje, hace **que no sea descartable una cierta contribución de las grietas inducidas por esfuerzos y de los factores intrínsecos a la anisotropía** observada.

18) **En profundidad, la variación de la anisotropía confirma la importante influencia de los sistemas de fracturas Alpinas, especialmente en la zona Cantábrica y en las zonas más internas**. Hasta los 7–8 km, coincidiendo con el cierre teórico de las fracturas por efecto de la presión litostática, se observa una disminución de la anisotropía. A profundidades superiores ésta tiende a incrementarse de nuevo, posiblemente en relación con la alineación de granos y minerales causada por las estructuras basales.

19) **La interferometría de ruido sísmico ambiental es una técnica relativamente potente, versátil y económica para el análisis y caracterización de la corteza superior en zonas de baja sismicidad**. No obstante, factores como la geometría de las redes sísmicas empleadas, la resolución del método y su sensibilidad limitan las capacidades de la técnica para proporcionar información acerca de discontinuidades de pequeño tamaño o de estructuras que no generan cambios de suficiente entidad en las propiedades elásticas de las rocas. Por ello, **es altamente recomendable la complementación de los estudios de ruido sísmico ambiental con otras técnicas geofísicas basadas en registros sísmicos y su integración con la mayor cantidad posible de datos geológicos**.

En resumen, en el marco de esta tesis se ha investigado, con el mayor grado de detalle conseguido hasta la fecha, la corteza de la cordillera Cantábrica utilizando registros de ruido sísmico ambiental. El empleo de novedosas estrategias de procesado posibilita el estudio integral de diversas propiedades de la corteza partiendo de unos mismos datos, desde sus velocidades sísmicas a sus propiedades anisótropas, pasando por la determinación de su espesor. De manera complementaria, los nuevos datos sísmicos han permitido caracterizar por primera vez la sismicidad en la prolongación bajo la plataforma de la falla de Ventaniella. La mayor parte de los resultados obtenidos han sido publicados en revistas geofísicas internacionales de reconocido prestigio, con

otra publicación ya aceptada y una más en preparación, y la presente memoria ha merecido la valoración positiva de dos expertos internacionales. Además, la experiencia adquirida durante la realización de esta tesis contribuye a poner las bases de investigaciones futuras. Por ejemplo, el posible despliegue de una red conjunta de sismómetros terrestres y de fondo marino en la costa y el margen cantábricos permitiría completar y extender los modelos tomográficos de ruido ambiente hacia la parte sumergida de la Cordillera, un área todavía relativamente inexplorada en la que aspectos como el espesor cortical, las propiedades de la corteza, o la estructura de la transición continente-océano continúan siendo objeto de debate.

CAPÍTULO 13. CONCLUSIONS

This work presents a comprehensive geophysical-seismological study of the crust in the northwest of the Iberian Peninsula, focusing on one of its most outstanding tectonic structures: the Ventaniella – Cantabrian fault system. In order to investigate the seismicity, the structure and the anisotropy of the upper crust, we acquired new high quality seismic data and compiled old seismic datasets within the study area. The main results of our study are summarized in the following conclusions:

13.1. Seismicity along the Ventaniella-Cantabrian fault system

1) **A detailed map of the seismicity in the North-Iberian margin is presented.** This map was created from the integration of previously published seismicity catalogues combined with the analysis of the GEOCSN seismic data, which provides new highly accurate hypocenters.

2) **Most of the epicenters tend to cluster within two specific areas located in the vicinity of the trace of the Cantabrian fault, confirming the important role that this structure plays in earthquake nucleation.** The focal depths of the events suggest that the Cantabrian fault affects the entire crust. In fact, the depth distribution of the offshore seismic activity is bimodal, showing maxima at 20-25 km and 10-15 km, while depth distribution onshore is unimodal, with a unique maximum at 10-15 km.

3) Mirroring the onshore observations (López-Fernández *et al.*, 2018), **earthquake clusters tend to arise in areas where the Cantabrian fault intersects other crustal-scale features.** To the northwest, the furthest cluster (cluster 1) is originated by the encounter of the fault with the plane of underthrusting that was created by the partial subduction of the Bay of Biscay's oceanic crust in the Alpine. The closer to the coast cluster 2 is caused by the interaction of the Cantabrian fault and Variscan structures from the Narcea antiform.

4) **The Ventaniella-Cantabrian fault system constitutes a seismic barrier that separates two crustal blocks with different characteristics.** The western block shows a moderate but pervasive seismicity, while the eastern block is mainly aseismic.

5) **Lateral gradients in crustal strength and thickness favor the concentration and amplification of stresses in the western sector of the Cantabrian Mountains**, especially in a preexisting crustal discontinuity that represents the limit between a fragile western block and a more ductile eastern block: the Ventaniella-Cantabrian fault system. **However, stress concentration in this system is not sufficient to produce seismicity. Earthquake nucleation requires this accumulated stress to be released in structure intersection zones.**

13.2. Crustal structure of the northwest of the Iberian Peninsula from ambient seismic noise

6) **The abrupt variation of the crustal thickness in the vicinity of the Ventaniella fault was confirmed by the creation of a new Moho topography map from ambient noise autocorrelations.** In the eastern block of the fault, the crustal root of the Cantabrian Mountains shows a maximum depth of 52 km, thinning towards the west until reaching 34-40 km in a horizontal distance of only ~50 km.

7) At depths greater than 9 km, **coinciding with the shallowest focal depths of the Ventaniella fault earthquakes, V_s models depict a velocity reduction (-5%) located in the area where the main tectonic features of the southern sector of the Cantabrian Mountains intersect:** the Ventaniella fault and its secondary branch the Tarna fault, the León fault and the frontal thrust of the Cantabrian range. **The increase in density fracture and fluid circulation in the intersection zone is invoked to explain the velocity reduction and the triggering of the seismicity.**

8) **A high Rayleigh and Love group velocity anomaly ($U=2.9-3.0$ km/s) is observed in the eastern block of the Ventaniella fault. These high velocities are caused by the presence at shallow depths of the pre-Variscan basement.** The anomaly stretches towards west as the period increases, reflecting the position of the dipping-to-the-west basal thrust of the Variscan foreland fold and thrust belt.

9) At a regional scale, **velocity changes at shallow depths and short periods tend to mirror the surface geology of the study area**, showing low velocities associated to the Mesozoic and Cenozoic basins ($U=1.9-2.2$ km/s, $V_{sv}=2.4-2.6$ km/s). On the other hand, high velocities are mainly observed in the northern half of the area, corresponding to the Paleozoic rocks that form the Cantabrian Mountains ($U=2.4-2.8$ km/s, $V_{sv}=2.8-2.9$ km/s). Here, seismic velocities are slightly

higher in the western sector, coinciding with the internal zones of the Variscan orogen. **Thus, velocities at these depth and period ranges are closely related to the type, geological history, and bedding of the rock formation and/or their fracturing patterns.**

10) **The north-south cross-sections from the 3D S wave velocity model depict a norther high velocity block ($V_{sv}=3.2-3.3$ km/s) elevated over a southern block** which is located beneath the low velocities of the Duero basin sediments. **Both blocks are separated by a relative ~5km thickness low velocity corridor that dips ~20° towards the north.** This band has been interpreted as deformation of damage zone caused by the activity of the frontal thrust of the Cantabrian Mountains.

11) Both the Rayleigh wave and the S wave velocity models feature the strong contrast between the elastic properties of the rocks from the external (Cantabrian zone) and the internal zones (West-Asturian Leonese Zone, Central-Iberian Zone and Galicia-Trás-os-Montes Zone) of the Variscan orogen. The sharp change of seismic velocities between both areas delineates the core of the western European Variscan belt: the Cantabrian orocline.

12) The east-west oriented profiles, which are perpendicular to the Variscan structures, depict velocity variations that can be associated to first-order orogenic structures, such as the basal detachment of the foreland fold and thrust belt, the stacking and outcropping of pre-Variscan igneous and sedimentary rocks in the Narcea antiform or the siliciclastic wedges of the Cantabrian zone. Overall, internal zones show constant velocities at depth ($V_{sv}=3.3-3.4$ km/s).

13.3. Upper-crustal anisotropy

13) Group velocity measurements obtained from ambient noise interferometry are useful to estimate the regional anisotropy strength and direction at different periods. **Our results from the IberArray and GEOSN datasets suggest that the anisotropy in the upper-crust (0-10 km) of the Cantabrian Mountains ranges between 4% and 9%, featuring east-west oriented fast directions, which are parallel to the main Alpine structures.**

14) The independent inversion of Rayleigh and Love dispersion velocities allowed us to derive vertically (V_{sv}) and horizontally (V_{sh}) polarized S wave velocities. **The generalized discrepancy between the perpendicularly polarized velocities suggests that the upper crust of the**

Cantabrian Mountains is radially anisotropic. The strength of this anisotropy varies between 4% and 10%, showing local maxima of around 15%.

15) A S wave splitting analysis using local earthquakes in the study area was performed. Its main objective was to compare the results from the radial and the azimuthal anisotropy observations with the results of an independent technique that enables to retrieve the anisotropic parameters in the vicinity of the seismic stations. **The calculated lag times between fast and slow S waves ranges between 0.06 and 0.23 s, normal values in highly tectonized areas.** The absence of a clear correlation between lag times and event depths means that **the effective thickness of the anisotropic layer is ~7.5 km.**

16) **The distribution and orientation of fast directions from shear wave splitting allowed us to identify two regions within the study area: a western domain, where fast directions follow the north-south orientation of the Variscan features of the crust; and an eastern domain showing east-west fast directions agreeing with the stronger Alpine imprint in the area.** The Ventaniella-Cantabrian fault system and other earthquake generating structures have a major influence in the anisotropic properties of the crust: those seismic stations located near the frontal thrust of the Cantabrian Mountains show east-west oriented fast directions, while in the Narcea antiform fast directions align parallel to the Variscan structures and the grain of the orogen.

17) Based on the orientation of the fast directions, we conclude that **the anisotropy of the upper-crust of the Cantabrian Mountains can be assigned to a structural-controlled anisotropy model. However,** in the western domain, the coincidence between the orientation of the current stress field and the fast directions and the presence of rocks with highly anisotropic minerals and cleavage suggest that **the observed anisotropy may be reinforced by stress induced cracks and intrinsic factors.**

18) **As the depth increases, anisotropy magnitude patterns confirm the importance of the Alpine fracture systems in the Cantabrian zone and the most internal areas.** Moreover, a magnitude decrease is observed from the surface to 7-8 km depth, coinciding with the theoretical closure of cracks due to the effect of the lithostatic pressure. At greater depths, anisotropy raises again. This increase is probably related to the alignment of grains and minerals caused by the activity of basal structures.

19) **Ambient noise interferometry is a cost-effective, powerful, and flexible tool to study and characterize several properties of the upper-crust in low-seismicity areas.** Nonetheless, factors such as the geometry of the seismic networks, the resolution and the sensitivity of the method limit its capability to provide information about small structures or discontinuities that do not produce significant variations in the elastic properties of the bulk rock. Thus, **it is advisable to complement ambient noise based studies with other geophysical techniques and geological observations.**

To sum up, in this thesis we investigated the crust of the Cantabrian Mountains with the greatest detail to date from ambient noise registers. The usage of novel processing strategies allowed us to perform a comprehensive study of different crustal properties, such as the seismic velocities or the anisotropic properties; or even to determine the crustal thickness based on a seismic dataset. Additionally, a newly acquired high quality seismic dataset enabled the characterization for the first time of the seismicity in the offshore prolongation of the Ventaniella fault. Most of our results were published in high-impact international geophysical journals. Another study has been accepted for publication and we are preparing another manuscript for submission.

The experience gained during the elaboration of this thesis lays the foundation for further studies. For example, the potential deployment of a joint network of inland seismic stations and ocean bottom seismometers in the Cantabrian coast and continental margin would contribute to extend and complete the ambient noise tomographic models towards the submerged sector of the Cantabrian Mountains, a relatively unexplored area where features like the crustal thickness, the crustal properties, or the nature and structure of the transition between continental and oceanic crust remain enigmatic.

BIBLIOGRAFÍA

- Acevedo, J. (2015). *Actividad sísmica en la región vasco-cantábrica: nuevos datos aportados por la red temporal Topoiberia (2011-2013)*. Trabajo fin de máster, Universidad de Oviedo, 101 p.
- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geophysical Journal International*, **219**(1), 479-495.
- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (2020). Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian mountains (north Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis. *Seismological Society of America*, **92**(1), 421-436.
- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (2020). Erratum to Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis. *Seismological Society of America*, **92**(1), 613-613.
- Aller, J., Zeyen, H. J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A. y Parés, J. M. (1994). A 2.5 D interpretation of the eastern Galicia magnetic anomaly (northwestern Spain): geodynamical implications. *Tectonophysics*, **237**(3-4), 201-213.
- Almela, A. y Rios, J. M. (1962). Investigación del hullero bajo los terrenos mesozoicos de la Costa Cantábrica:(zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto). Mapa estratigráfico escala 1:50000. Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, Madrid.
- Alonso, J. L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica acta*, **7**(4), 451-473.
- Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1989). Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, **18**, 145-155.
- Alonso, J. L., y Pulgar, J. A. (1993). La deformación alpina en el basamento hercínico de la zona Cantábrica. Resúmenes de la XV Reunión de Xeoloxia e Minería do NO Peninsular. Laboratorio Xeoloxico de Laxe, 69-71.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. and Barba, P. (1996) Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains, NW Spain. En: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Editado por: Friend, P. F., Dabrio, C. J., Cambridge University Press, Cambridge, 214-227.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A. y Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **15**(2), 151-163.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobeitia, J. J., Pulgar, J.A., Martínez Catalán, J. R. Marcos, A., Bastida, F., Ayarza, P., Arribas, J., Aller, J., Gallart, J., González-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M. C. y Córdoba,

- D. (1996). Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles, *Tectonophysics*, **264**, 153–174.
- Alvarez-Marron, J., Rubio, E. y Torné, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian margin. *Journal of Geophysical Research*, **102(B10)**, 22497-22511.
- Andrés, J., Ayarza, P., Schimmel, M., Palomeras, I., Ruiz, M. y Carbonell, R. (2020). What can seismic noise tell us about the Alpine reactivation of the Iberian Massif? An example in the Iberian Central System. *Solid Earth*, **11(6)**, 2499-2513.
- Andrés, J., Marzán, I., Ayarza, P., Martí, D., Palomeras, I., Torné, M., Campbell, S. y Carbonell, R. (2018). Curie point depth of the Iberian Peninsula and surrounding margins. A thermal and tectonic perspective of its evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **123(3)**, 2049-2068.
- Araragi, K. R., Savage, M. K., Ohminato, T. y Aoki, Y. (2015). Seismic anisotropy of the upper crust around Mount Fuji, Japan. *Journal of Geophysical Research*, **120(4)**, 2739-2751.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (1996). Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, **266(1-4)**, 443-464.
- Ardizzone, J., Mezcuca, J. y Socias, I. (1989). Mapa aeromagnético de España Peninsular, Escala 1: 1000000. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Arenas, R., Ibarra, J. G., González Lodeiro, F., Klein, E. y Martínez Catalán, J. R. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, **2(2)**, 87-110.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, **88(9)**, 1305-1320.
- Ayarza, P. (1995). *Procesado, interpretación y modelado del perfil de reflexión profunda ESCIN-3.3. (Zonas Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 354 pp.
- Ayarza, P., Martínez-Catalán, J. R., Alvarez-Marrón, J., Zeyen, H. y Juhlin, C. (2004). Geophysical constraints on the deep structure of a limited ocean-continent subduction zone at the North Iberian Margin. *Tectonics*, **23(1)**, TC1010.
- Ayarza, P., Martínez-Catalán, J. R., Gallart, J., Pulgar, J. A. y Dañobeitia, J. J. (1998) Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte3.3: A seismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif, *Tectonics*, **18**, 171–186.
- Ayarza, P., Villalaín, J. J., Martínez-Catalán, J. R., Lobato, F. Á., Oreja, M. D., Calvín, P., Recio, C., Suárez-Barrios, M. y Gómez-Martín, E. (2021). Characterizing the source of the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (NW Spain): the role of extension in the origin of magnetization at the Central Iberian Arc. *Tectonics*, **40(3)**, e2020TC006120.

- Ayarza, P., Martínez Catalán, J. R., Martínez García, A., Alcalde, J., Andrés, J., Simancas, J. F., Palomeras, I., Martí, D., DeFelipe, I., Juhlin, C. y Carbonell, R. (en revisión). Evolution of the Iberian Massif as deduced from its crustal thickness and geometry of a mid-crustal (Conrad) discontinuity, *Solid Earth*.
- Babuska, V. y Cara, M. (1991). *Seismic anisotropy in the Earth* (Vol. 10). Springer Netherlands, Dordrecht.
- Backus, G. E. (1965). Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Journal of Geophysical Research*, **70(14)**, 3429-3439.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Serón, F. J., Canas, J. A. y Pujades, L. (1992). Deep structure of the Iberian Peninsula determined by Rayleigh wave velocity inversion. *Geophysical journal international*, **108(1)**, 71-88.
- Badal, J., Chen, Y. y Zhang, Z. (2011). Modeling of Rayleigh wave dispersion in Iberia. *Geoscience Frontiers*, **2(1)**, 35-48.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Pujades, L. y Canas, J. A. (1996). Imaging of shear-wave velocity structure beneath Iberia. *Geophysical Journal International*, **124(2)**, 591-611.
- Banda, E. y Ansorge, J. (1980). Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophysical Journal International*, **63(2)**, 515-532.
- Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M. y Maus, S. (2016). Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*, **35(8)**, 1843-1862.
- Barruol, G., Souriau, A., Vauchez, A., Diaz, J., Gallart, J., Tubia, J. y Cuevas, J. (1998). Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103(B12)**, 30039-30053.
- Bastida, F., Martínez-Catalán, J. R. y Pulgar, J. A. (1986). Structural, metamorphic, and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, **8(3-4)**, 415-430.
- Bayer, R. y Matte, P. (1979). Is the mafic/ultramafic massif of Cabo-Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, **57(2-4)**, 9-18.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. y Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, **18(2)**, 163-184.
- Becker, G. y Knapmeyer-Endrun, B. (2018). Crustal thickness across the Trans-European Suture Zone from ambient noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, **212(2)**, 1237-1254.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N.M. y Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, **169(3)**, 1239-1260.
- Berger, J., Davis, P. y Ekström, G. (2004). Ambient earth noise: a survey of the global seismographic network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **109**, B11307.

- Boese, C. M., Wotherspoon, L., Alvarez, M. y Malin, P. (2015). Analysis of anthropogenic and natural noise from multilevel borehole seismometers in an urban environment, Auckland, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **105**(1), 285-299.
- Boillot, G., Dupeuble, P. A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. y Lepretre, J. P. (1973). Carte géologique de plateau continental nord-espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**(3-4), 367-391.
- Bonnin, M., Chevrot, S., Gaudot, I., Haugmard, M. y PYROPE working group. (2017). Upper-mantle deformation beneath the Pyrenean domain inferred from SKS splitting in northern Spain and southern France. *Geophysical Journal International*, **210**(2), 898-910.
- Bormann, P. (2012). *IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice*. GFZ, German Research Centre for Geosciences. Disponible online: https://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/item_245421.
- Brandmayr, E., Kuponiyi, A. P., Arroucau, P. y Vlahovic, G. (2016). Group velocity tomography of the upper crust in the eastern Tennessee seismic zone from ambient noise data. *Tectonophysics*, **688**, 148-156.
- Buontempo, L. (2008). *Seismic anisotropy in the Iberian Peninsula*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 280 p.
- Cadenas, P. (2017). *Modelización 3D del margen continental cantábrico entre 3ºO y 8ºO de longitud. Implicaciones geodinámicas*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo, 212 p.
- Cadenas, P. y Fernández-Viejo, G. (2017). The Asturian Basin within the North Iberian margin (Bay of Biscay): seismic characterisation of its geometry and its Mesozoic and Cenozoic cover. *Basin Research*, **29**(4), 521-541.
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Tugend, J., Manatschal, G. y Minshull, T. A. (2018). Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: Mapping rift domains in the North Iberian margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics*, **37**(3), 758-785.
- Cadenas, P., Manatschal, G. y Fernández-Viejo, G. (2020). Unravelling the architecture and evolution of the inverted multi-stage North Iberian-Bay of Biscay rift. *Gondwana Research*, **88**, 67-87.
- Campillo, M. y Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, **299**(5606), 547-549.
- Campillo, M. y Roux, P. (2015). Crust and lithospheric structure seismic imaging and monitoring with ambient noise correlations. En: *Treatise on Geophysics*. Editado por: Schubert, G., Elsevier, Ámsterdam, 391-417 p.
- Capote, R., Martínez-Díaz, J. J., Tsige, M. y Villamor, P. (1999). El marco tectónico de la sismicidad en el área de Sarria-Triacastela-Becerreá (provincia de Lugo). I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Almería.
- Carafa, M. M. C. y Barba, S. (2013). The stress field in Europe: optimal orientations with confidence limits. *Geophysical Journal International*, **193**(2), 531-548.

- Cárdenes, V., Lopez-Sanchez, M. A., Barou, F., Olona, J. y Llana-Fúnez, S. (2021). Crystallographic preferred orientation, seismic velocity, and anisotropy in roofing slates. *Tectonophysics*, **808**, 228815.
- Carreño, E., López, C., Bravo, B., Expósito, P., Gurría, E. y García, O. (2003). Instrumental Period: 1985-2002. *Revista Física de la Tierra*, **73(15)**, 73-91.
- Chevrot, S., Sylvander, M. y Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics*, **510(1-2)**, 239-251.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Benahmed, S., Ponsolles, C., Lefèvre, J. M. y Paradis, D. (2007). Source locations of secondary microseisms in western Europe: Evidence for both coastal and pelagic sources. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B11301.
- Choukroune, P. (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, **8(1)**, 23-39.
- Christensen, N. I. (1989). Pore pressure, seismic velocities, and crustal structure. *Geological Society of America Memoirs*, **172**, 783-798.
- Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **33(2)**, 264-269.
- Cloetingh, S. A. P. L., Ziegler, P. A., Beekman, F., Andriessen, P. A. M., Matenco, L., Bada, G., García-Castellanos, D., Hardebol, N., Dèzes, P. y Sokoutis, D. (2005). Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews*, **24(3-4)**, 241-304.
- Cochran, E. S. y Kroll, K. A. (2015). Stress-and structure-controlled anisotropy in a region of complex faulting—Yuha Desert, California. *Geophysical Journal International*, **202(2)**, 1109-1121.
- Cole, P. B., Minshull, T. A. y Whitmarsh, R. B. (2002). Azimuthal seismic anisotropy in a zone of exhumed continental mantle, West Iberia margin. *Geophysical Journal International*, **151(2)**, 517-533.
- Corchete, V., Badal, J., Serón, F. J. y Soria, A. (1995). Tomographic images of the Iberian subcrustal lithosphere and asthenosphere. *Journal of Geophysical Research*, **100(B12)**, 24133-24146.
- Corchete, V., Payo, G., Canas, J. y Pujades, L. (1993). Shear wave velocity structure below the Iberian Peninsula as obtained by a detailed analysis of surface waves. *Tectonophysics*, **225(3)**, 167-190.
- Córdoba, D., Banda, E. y Ansorge, J. (1987). The Hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey. *Tectonophysics*, **132(4)**, 321-333.
- Córdoba, D., Banda, E. y Ansorge, J. (1988). P-wave velocity-depth distribution in the Hercynian crust of northwest Spain. *Physics of the earth and planetary interiors*, **51(1-3)**, 235-248.
- Cowie, P. A. y Scholz, C. H. (1992). Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology*, **14(10)**, 1149-1156.

- Crampin, S. (1978). Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophysical Journal International*, **53**(3), 467-496.
- Crampin, S. (1994). The fracture criticality of crustal rocks. *Geophysical Journal International*, **118**(2), 428-438.
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F. y Lozano, G. (2018). Revisión y ampliación del catálogo sísmico del noroeste de la Península Ibérica previo a 1755 y sus implicaciones en la actividad intraplaca. *Estudios Geológicos*, **74**(2), e085.
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F., Yazdi, P., Hainzl, S. y Rincón, M. (2021). Time dependent and spatiotemporal statistical analysis of intraplate anomalous seismicity: Sarria-Triacastela-Becerreá (NW Iberian Peninsula, Spain). *Geophysical Journal International*, **225**(1), 477-493.
- De Vicente, G. D., Cloetingh, S. A. P. L., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, **27**(1), TC1009.
- DeMets, C., Gordon, R. G. y Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, **181**(1), 1-80.
- Dias, R. C., Julià, J. y Schimmel, M. (2015). Rayleigh-wave, group-velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise. *Pure and Applied Geophysics*, **172**(6), 1429-1449.
- Díaz, J., Gallart, J. y Carbonell, R. (2016). Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. *Tectonophysics*, **692**, 74-85.
- Díaz, J., Gallart, J., Morais, I., Silveira, G., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Días, N. A., Ruiz, M. y González-Cortina, J. M. (2015). From the Bay of Biscay to the High Atlas: Completing the anisotropic characterization of the upper mantle beneath the westernmost Mediterranean region. *Tectonophysics*, **663**, 192-202.
- Díaz, J., Gallart, J., Ruiz, M., Pulgar, J. A. y López-Fernández, C. (2002). Anisotropic features of the Alpine lithosphere in Northern Spain. *Geophysical Research Letters*, **29**(24), 2225.
- Díaz, J., Gallart, J., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Ruiz, M., López, C. y González-Cortina, J. M. (2003). Teleseismic imaging of alpine crustal underthrusting beneath N Iberia. *Geophysical Research Letters*, **30**(11), 1554.
- Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J. A., Ruiz, M. y Pedreira, D. (2009a). Crustal structure beneath North-West Iberia imaged using receiver functions. *Tectonophysics*, **478**(3-4), 175-183.
- Díaz, J., Hirn, A., Gallart, J. y Senos, L. (1993). Evidence for azimuthal anisotropy in southwest Iberia from deep seismic sounding data. *Physics of the earth and planetary interiors*, **78**(3-4), 193-206.
- Díaz, J., Ruiz, M. y Jara, J. A. (2021). Seismic monitoring of urban activity in Barcelona during the COVID-19 lockdown. *Solid Earth*, **12**(3), 725-739.
- Díaz, J., Ruiz, M., Sánchez-Pastor, P. S. y Romero, P. (2017). Urban seismology: On the origin of earth vibrations within a city. *Scientific reports*, **7**(1), 1-11.

- Díaz, J., Villaseñor, A., Gallart, J., Morales, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J. A., García-Lobón, J. L. y Harnafi, M. (2009b). The IBERARRAY broadband seismic network: A new tool to investigate the deep structure beneath Iberia. *Orfeus Newsletter*, **8(2)**, 1-6.
- Dreiling, J., Tilmann, F., Yuan, X., Giese, J., Rindraharisaona, E. J., Rumpker, G. y Wyssession, M. E. (2018). Crustal radial anisotropy and linkage to geodynamic processes: a study based on seismic ambient noise in southern Madagascar. *Journal of Geophysical Research*, **123(6)**, 5130-5146.
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America*, **59(1)**, 427-444.
- Ermert, L., Villasenor, A. y Fichtner, A. (2016). Cross-correlation imaging of ambient noise sources. *Geophysical Journal International*, **204(1)**, 347-364.
- Espina, R. (1997). *La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la cuenca vasco-cantábrica (Cordillera Cantábrica NO de España)*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo: 230p.
- Evans, M. S., Kendall, J. M. y Willemann, R. J. (2006). Automated SKS splitting and upper-mantle anisotropy beneath Canadian seismic stations. *Geophysical Journal International*, **165(3)**, 931-942.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., Capitano, F. A., Funicello, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Rossetti, F., Serpelloni, E., Horvarth, F. y Royden, L. H. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, **52(3)**, 283-332.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez-Catalán, J. R., Pablo-Macia, J. G. y Rodríguez-Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, **1**, 411-431.
- Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Healy, D. y Heap, M. J. (2006). Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature*, **444(7121)**, 922-925.
- Feng, L. (en revisión). Mapping Crustal and Uppermost Mantle Deformation in the Westernmost Mediterranean by Radial Anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **291(1-4)**, 29-53.
- Fernández-Lozano, J., Martín-González, F. y De Vicente, G. (2021). New Insights into the Lateral-Strength Variations and Depth to the Brittle Ductile Transition Zone in NW Iberia. *Tectonics*, **40(2)**, e2020TC006493.
- Fernández-Viejo, G. (1997). *Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 319 p.

- Fernández-Viejo, G., Cadenas, P., Acevedo, J. y Llana-Fúnez, S. (Aceptado). The unevenness of the North Iberian crustal root, a snapshot of an elusive stage in margin reactivation. *Geology*.
- Fernández-Viejo, G. y Gallastegui, J. (2005) The ESCI-N Project after a decade: A synthesis of the results and open questions. *Trabajos de Geología*, **25**, 9–25.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Dañobeitia, J. J. y Córdoba, D. (1998). Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data, *Geophysical Research Letters*, **25**, 4249–4252.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Córdoba, D. y Dañobeitia, J. J. (2000) Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin, *Journal of Geophysical Research*, **105**, 3001–3018.
- Fernández-Viejo, G., Gallastegui, G., Pulgar, J. A. y Gallart, J. (2011) The MARCONI reflection seismic data: A view into the eastern part of the Bay of Biscay, *Tectonophysics*, **508**, 34–41.
- Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Acevedo, J. y Lopez-Fernandez, C. (2021). The Cantabrian Fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting. *Frontiers in Earth Science*, **9**, 180.
- Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M. J. y Cadenas, P. (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? the Cantabrian fault case. *Scientific Reports*, **4**, 3661.
- Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Gallastegui, J. y Quintana, L. (2012) The fossil accretionary wedge of the Bay of Biscay: critical wedge analysis on depth-migrated seismic sections and geodynamical implications, *The Journal of Geology*, **120(3)**, 315–331.
- Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J. A., Ellouz, N. y MARCONI Team, (2008). The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology*, **25(8)**, 714–730.
- Frizon de Lamotte, D, Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernandez, M., Zeyen, H., Ayarza, P., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixell, A., Arboleya, M. L., Álvarez-Lobato, F., Julivert, M. y Michard, A. (2004). TRANSMED Transect I: Iberian Meseta–Guadalquivir Basin–Betic Cordillera–Alboran Sea–Rif–Moroccan Meseta–High Atlas–Sahara Platform. En: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Editado por: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M. y Ziegler, P. A. Springer, Berlin, 141 p.
- Fry, B., Deschamps, F., Kissling, E., Stehly, L. y Giardini, D. (2010). Layered azimuthal anisotropy of Rayleigh wave phase velocities in the European Alpine lithosphere inferred from ambient noise. *Earth and Planetary Science Letters*, **297(1-2)**, 95-102.
- Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Díaz, J., Vidal, N. y Pulgar, J. A. (1995). Deep structure of the transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide-angle ESCI-N data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8(4)**, 365-382.

- Gallastegui, J. (2000) *Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 220 p.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. y Alvarez-Marrón, J. (1997). 2-D seismic modeling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data. *Tectonophysics*, **269(1-2)**, 21-32.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. y Gallart, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition, *Tectonics*, **21**, 1–14.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. y Gallart, J. (2016). Alpine tectonic wedging and crustal delamination in the Cantabrian Mountains (NW Spain), *Solid Earth*, **7**, 1043–1057.
- Gangopadhyay, A. y Talwani, P. (2005). Fault intersections and intraplate seismicity in Charleston, South Carolina: Insights from a 2-D numerical model. *Current Science*, **10**, 1609-1616.
- Gárate, J., Martín-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverria, A., Asensio, E., Gil, A. J., Lacy-Pérez de los Cobos, M. C., Armenteros, J. A., Ruiz, M., Gallastegui, J., Álvarez-Lobato, F., Ayala, C., Rodríguez-Caderot, G., Galindo-Zaldívar, J., Rimi, A. y Harnafi, M. (2015). Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, **19(2)**, 287-295.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Martínez-Díaz, J. J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J. A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E. S., Cabral J. y QAFI compilers working group (2012). The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v. 2.0). *Journal of Iberian Geology*, **38(1)**, 285-302.
- Goldstein, P. A. U. L. y Snoke, A. (2005). SAC availability for the IRIS community. *Incorporated Research Institutions for Seismology Newsletter*, **7(1)**.
- Gonzalez, A. (2017). The Spanish national earthquake catalogue: evolution, precision, and completeness. *Journal of Seismology*, **21(3)**, 435-471.
- González-Casado, J.M. y Giner-Robles, J. (2000). Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, **28**, 71-74.
- González-Cortina, J. M. (2015). *Sismicidad inducida por minería en la cuenca carbonífera central de Asturias (noroeste de España)*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo, 308 p.
- González-Cortina, J. M., Pulgar, J. A., López-Fernández, C., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M. (2008). Terremoto de 19 de febrero de 2001 (mb 2.6, IGN) al E de La Vega de Riosa (Asturias): ¿un caso de sismicidad inducida en una mina española registrado instrumentalmente?, VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria, 272-274.
- González-Fernández, B., Menéndez-Casares, E., Vicedo, V., Aramburu, C. y Caus, E. (2014). New insights about the Upper Jurassic–Lower Cretaceous sedimentary successions from Asturias (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, **40(3)**, 409-430.

- Groos, J. C. y Ritter, J. R. R. (2009). Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophysical Journal International*, **179(2)**, 1213-1231.
- Grünthal, G. (1998). *European macroseismic scale 1998*. European Seismological Commission (ESC).
- Guo, Z., Gao, X., Wang, W. y Yao, Z. (2012). Upper-and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, **189(2)**, 1169-1182.
- Hardebeck, J. L. y Michael, A. J. (2004). Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas Fault, California. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B11303.
- Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*, **1(2)**, 177-210.
- Havskov, J. y Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, **70(5)**, 532-534.
- Helmholtz-Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences y Gempa GmbH (2008). *The SeisComP seismological software package*. Disponible online: www.seiscomp.de.
- Herrero, A., Alonso-Gavilán, G. y Colmenero, J. R. (2010). Depositional sequences in a foreland basin (north-western domain of the continental Duero basin, Spain). *Sedimentary geology*, **223(3-4)**, 235-264.
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, **84(6)**, 1081-1088.
- Herrmann, R. B. y Ammon, C. J. (2002). *Computer programs in seismology: Surface waves, receiver functions and crustal structure*. Universidad de San Luis, 110 p.
- Hildenbrand, T. G., Stuart, W. D., & Talwani, P. (2001). Geologic structures related to New Madrid earthquakes near Memphis, Tennessee, based on gravity and magnetic interpretations. *Engineering Geology*, **62(1-3)**, 105-121.
- Hillers, G., Graham, N., Campillo, M., Kedar, S., Landès, M. y Shapiro, N. (2012). Global oceanic microseism sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **13(1)**, Q01021.
- Huang, T. Y., Gung, Y., Kuo, B. Y., Chiao, L. Y. y Chen, Y. N. (2015). Layered deformation in the Taiwan orogen. *Science*, **349(6249)**, 720-723.
- Humphreys, E. y Clayton, R. W. (1988). Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. *Journal of Geophysical Research*, **93(B2)**, 1073-1085.
- Hutton, L. K. y Boore, D. M. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77(6)**, 2074-2094.
- IGME y ENRESA (1998). *Mapas Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:1.000.000. Vol. I y Vol. II*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 237 p.

- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K. y Ogata, Y. (1990). Whole mantle P-wave travel time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **59(4)**, 294-328.
- Iyer, H. M. y Healy, J. H. (1972). Evidence for the existence of locally generated body waves in the short-period noise at the Large Aperture Seismic Array, Montana. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **62(1)**, 13-29.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. y Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, **28(4)**, TC4012.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Torne, M. y Bird, P. (2001). The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores–Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth and Planetary Science Letters*, **192(2)**, 175-189.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain. *American Journal of Science*, **270(1)**, 1-29.
- Kennett, B. L. N., Sambridge, M. S. y Williamson, P. R. (1988). Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal International*, **94(2)**, 237-247.
- Kennett, B. L. N., Saygin, E. y Salmon, M. (2015). Stacking autocorrelograms to map Moho depth with high spatial resolution in southeastern Australia. *Geophysical Research Letters*, **42(18)**, 7490-7497.
- Kern, H., & Wenk, H. R. (1990). Fabric-related velocity anisotropy and shear wave splitting in rocks from the Santa Rosa Mylonite Zone, California. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 11213-11223.
- Kim, Y. S., Peacock, D. C. y Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of structural geology*, **26(3)**, 503-517.
- Lay, T. y Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press, San Diego, 521 p.
- Lienert, B. R. E. (1991). *Report on modifications made to Hypocenter*. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.
- Lienert, B. R., Berg, E. y Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **76(3)**, 771-783.
- Lienert, B. R. y Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, **66(5)**, 26-36.
- Lin, F. C., Moschetti, M. P. y Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, **173(1)**, 281-298.
- Llana-Fúnez, S. y López-Fernández, C. (2015). The seismogenic zone of the continental crust in Northwest Iberia and its relation to crustal structure. *Tectonics*, **34(8)**, 1751-1767.

- Llana-Fúnez, S. y Marcos, A. (2001). The Malpica–Lamego Line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology*, **23(6-7)**, 1015-1030.
- Llana-Fúnez, S. y Marcos, A. (2007). Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, **19(6)**, 393-400.
- Fúnez, S. L., Marcos, A., Alonso, J. L. y Viejo, G. F. (2019). Interpretación tectónica de la sección cortical del orógeno Varisco en el noroeste de la península Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **27(3)**, 293-300.
- López-Fernández, C. (2008). *Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la península ibérica*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 267 p.
- López-Fernández, C., J. A. Pulgar, J. Díaz, J. Gallart, J. M. González-Cortina, y M. Ruiz (2012). Seismotectonic characterization of the Becerreá area (NW Spain), *Geological Acta*, **10**, 71–80.
- López-Fernández, C., Pulgar, J. A., González-Cortina, J. M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M. (2004). Actividad sísmica en el Noroeste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999–2002). *Trabajos de geología*, **24**, 91-106.
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J., y Llana-Fúnez, S. (2018). Intraplate Seismicity in Northwest Iberia along the Trace of the Ventaniella Fault: A Case for Fault Intersection at Depth Intraplate Seismicity in Northwest Iberia along the Trace of the Ventaniella Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **108(2)**, 604-618.
- López-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J. F., Cadenas, P., Juncal, M., Díez, J. B., Borruel-Abadía, V., Pedreira, D., García-Sansegundo, J., Farias, P., Galé, C., Lago, M., Ubide, T., Fernández-Viejo, G. y Gand, G. (2019). New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, **188**, 249-271.
- López-Sánchez, M. A., Iriondo, A., Marcos, A. y Martínez, F. J. (2015). AU–Pb zircon age (479 ± 5 Ma) from the uppermost layers of the Ollo de Sapo Formation near Viveiro (NW Spain): implications for the duration of rifting-related Cambro-Ordovician volcanism in Iberia. *Geological Magazine*, **152(2)**, 341-350.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forschung*, **6**, 78-92.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics (Segunda edición)*. Cambridge university press, Cambridge, 375 p.
- Luo, Y., Yang, Y., Xu, Y., Xu, H., Zhao, K. y Wang, K. (2015). On the limitations of interstation distances in ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, **201(2)**, 652-661.
- Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernández, M., Turco, E., Casciello, E., Torné, M., Pierantoni, P. P. y Tunini, L. (2017). A new southern North Atlantic isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, **122(12)**, 9603-9626.

- Macquet, M., Paul, A., Pedersen, H. A., Villaseñor, A., Chevrot, S., Sylvander, M., Wolyniec, D. y 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.
- Mainprice, D. y Nicolas, A. (1989). Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journal of Structural Geology*, **11**(1-2), 175-189.
- Mancilla, F. y Diaz, J. (2015). High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis. *Tectonophysics*, **663**, 203-211.
- Mandal, P. y Pandey, O. P. (2011). Seismogenesis of the lower crustal intraplate earthquakes occurring in Kachchh, Gujarat, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, **42**(3), 479-491.
- Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología*, **6**(6), 3-113.
- Marcos, A., Farias, P., Galán, G., Fernández, F. J. y Llana-Fúnez, S. (2002). Tectonic framework of the Cabo Ortegal Complex: A slab of lower crust exhumed in the Variscan orogen (northwestern Iberian Peninsula). *Geological Society of America Special Papers*, **364**, 143-162.
- Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, **163**(2), 256-260.
- Mardia, K. V. (2014). *Statistics of directional data*. Academic press, Londres, 357 p.
- Martín-González, F. (2005). *Tectónica alpina, neotectónica y sismotectónica en la terminación occidental de los relieves cantábricos (Macizo Ibérico)*. Marco tectónico de las crisis sísmicas de Lugo. Tesis doctoral. Universidad Complutense Madrid. 313 p.
- Martín-González, F., Antón, L., Insua, J. M., de Vicente, G., Martínez-Díaz, J. J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N. y Olaiz, A. (2012). Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula, *Journal of Iberian Geology*, **38**, 31-5.
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2011). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **502**(1-2), 75-89.
- Martínez-Catalán, J. R., Álvarez-Lobato, F., Pinto, V., Gómez-Barreiro, J., Ayarza, P., Villalaín, J. J., y Casas, A. (2012). Gravity and magnetic anomalies in the allochthonous Órdenes Complex (Variscan belt, northwest Spain): Assessing its internal structure and thickness. *Tectonics*, **31**, TC5007.
- Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Martínez, S. S., García, F. D., Suárez, J. F., González-Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez-Barreiro, J., Díez-Montes, A., González-Clavijo, E., Rubio-Pascual, F. J., Andonaegui, P., Jeffries, T. E., Alcock, J. E., Díez-Fernández, R y Carmona, A. L. (2009). A rootless

suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, **341(2-3)**, 114-126.

Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (1997). Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, **25(12)**, 1103-1106.

Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., García, F. D., Cuadra, P. G., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez-Martínez, S., Andonaegui, P., González-Clavijo, E., Díez-Montes, A., Rubio-Pascual, F. J. y Valle-Aguado (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. En: *4-D framework of continental crust*. Editado por: Hatcher, R. D., Carlson, M. P., McBride, J. H. y Martínez-Catalán, J. R., Geological Society of America, Boulder, Colorado, 403-423.

Martínez-Catalán, J. R., Arribas, M. P. A., Pulgar, F. J. Á., Estaún, A. P., Gallart, J., Vallaure, A. M., Bastida, F., Álvarez-Marrón, J., González-Lodeiro, F., Aller, J., Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., Comas, M.M. y Banda, E. (1995). Results from the ESCI-N3. 3 marine deep seismic profile along the Cantabrian continental margin. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8(4)**, 341-354.

Martínez-Díaz, J. J., Capote, R., Tsige, M., Villamor, P., Martín-González, F. y Insua-Arévalo, J. M. (2006). Seismic triggering in a stable continental area: the Lugo 1995–1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics*, **41(4)**, 440-449.

Martínez-Díaz, J. J., Capote, R., Tsige-Aga, M., Martín-González, F., Villamor, P. y Insúa-Arévalo, J. M. (2002). Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): un caso de triggering en una zona continental estable. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **15(3-4)**, 201-215.

Martínez-García, E. (1983). El Pérmico de la región Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. Editado por: Martínez-García, C., Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 391-402.

Matte, P. (1968). *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Allier, Grenoble, 128 p.

Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126(2-4)**, 329-374.

Matte, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, **196(3-4)**, 309-337.

Maupin, V. y Cara, M. (1992). Love-Rayleigh wave incompatibility and possible deep upper mantle anisotropy in the Iberian Peninsula. *Pure and applied geophysics*, **138(3)**, 429-444

McGrath, A. G. y Davison, I. (1995). Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, **17(7)**, 1011-1024.

Mezcua, J. y Rueda, J. (2006). Sismicidad, sismotectónica y evolución geodinámica de la Península Ibérica. *Revista Física de la Tierra*, **18**, 137-155.

- Mezcua, J. y Martínez-Solares, J. M. (1983). *Sismicidad del Area Ibero-Magrebí*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 313 p.
- Montagner, J. P. y Nataf, H. C. (1986). A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **91**, 511-520.
- Mooney, W. D., Ritsema, J. y Hwang, Y. K. (2012). Crustal seismicity and the earthquake catalog maximum moment magnitude (M_{cmax}) in stable continental regions (SCRs): Correlation with the seismic velocity of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **357**, 78-83.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust tectonics*. Editado por: McClay, K. R., Springer, Dordrecht, 235-246.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Olaiz, A. J., Antón-López, L., Vegas, R. y Granja-Bruña, J. L. (2012). Mapa de esfuerzos activos en línea de la Península Ibérica a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico. *Geotemas*, **13**, 1-4.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B. y Galetti, E. (2012). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, **123(1)**, 74-86.
- Nicolson, H., Curtis, A. y Baptie, B. (2014). Rayleigh wave tomography of the British Isles from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, **198(2)**, 637-655.
- Olivar, A., Pilz, M., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Díaz-González, A. y González-Cortina, J. M. (2020). Regional Crustal Imaging by Inversion of Multimode Rayleigh Wave Dispersion Curves Measured from Seismic Noise: Application to the Basque-Cantabrian Zone (N Spain). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **125(12)**, e2020JB019559.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J. y Harnafi, M. (2017). Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **18(5)**, 1824-1840.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Hofmann, M. y Linnemann, U. (2013). Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development. *Gondwana Research*, **23(3)**, 1089-1103.
- Paulssen, H. (1990). The Iberian Peninsula and the ILIHA Project: Report of the ILIHA, Madrid.
- Payo, G. (1970). Structure of the crust and upper mantle in the Iberian shield by means of a long period triangular array. *Geophysical Journal International*, **20(5)**, 493-508.
- Payo, G., Corchete, V., Badal, J., Seron, F., Canas, J. A. y Pujades, L. (1992). First two-station Rayleigh-wave velocity measurements for the northern Iberian region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82(3)**, 1434-1452.
- Pedreira, D. (2004). *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 364p.

- Pedreira, D., Afonso, J. C., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Carballo, A., Fernández, M., García-Castellanos, D., Jiménez-Munt, M., Semprich, J. y García-Moreno, O. (2015). Geophysical-petrological modeling of the lithosphere beneath the Cantabrian Mountains and the North-Iberian margin: Geodynamic implications. *Lithos*, **230**, 46-68.
- Pedreira, D., Ebbing, J. y Pulgar, J.A. (2010). Lithospheric structure of the Western Pyrenees-Cantabrian Mountains based on 3D modelling of gravity anomalies and geoid undulations: preliminary results. *Trabajos de Geología*, **30**, 121-127.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J. y Díaz, J. (2003). Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**, B42204.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J. y Torné, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**, B12405.
- Pedreira, A., García-Senz, J., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Rodríguez-Fernández, L. R., Robador, A. y González Menéndez, L. (2017). Reconstruction of the exhumed mantle across the North Iberian Margin by crustal-scale 3-D gravity inversion and geological cross section. *Tectonics*, **36(12)**, 3155-3177.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, **7(3)**, 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Martínez-Catalán, J. R. y Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, **191(3-4)**, 243-253.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J. y ESCI-N Research Group. (1994). Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, **232(1-4)**, 91-118.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Álvarez-Marrón, J. Á., Marcos, A., Ibáñez, F. B., Manrique, J. A., Marquínez, J., Fariás, P., Alonso, J. L., Gutiérrez-Alonso, J. R., Gallastegui, J., Rodríguez-Fernández, L. R. Heredia, N., Bulnes, M., Banda, E., Martínez-Catalán, J. R., Córdoba, D., Dañobeitia, J. J. y Minondo, C. C. (1995). Crustal structure of the Cantabrian Zone: seismic image of a Variscan foreland thrust and fold belt (NW Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8(4)**, 307-319.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A. y Sawyer, D. S. (2007). Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, **26(2)**, TC2011.
- Pitman, W. C. y Talwani, M. (1972). Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **83(3)**, 619-646.
- Pous, J., Queralt, P. y Marcuello, A. (2001). Magnetotelluric signature of the western Cantabrian Mountains. *Geophysical research letters*, **28(9)**, 1795-1798.

- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G., y Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, **21**, 283-294.
- Pulgar, J. A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y Escin Group. (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, **264(1-4)**, 1-19.
- Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J. y Gallastegui, J. (1995). The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the. *Revista Sociedad Geológica de España*, **8**, 4.
- Quintana, L. (2012). *Extensión e inversión tectónica en el sector central de la Región Vasco-Cantábrica*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 560 p.
- Quintana, L., Pulgar, J. A. y Alonso, J. L. (2015). Displacement transfer from borders to interior of a plate: A crustal transect of Iberia. *Tectonophysics*, **663**, 378-398.
- Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems. *Revista de la Sociedad geológica de España*, **1(3)**, 327-348.
- Rawlinson, N. (2005). *FMST: fast marching surface tomography package—Instructions*. Research School of Earth Sciences, Australian National University, 47 p.
- Rawlinson, N., Reading, A. M. y Kennett, B. L. (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**, B02301.
- Rawlinson, N. y Sambridge, M. (2005). The fast marching method: an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, **36(4)**, 341-350.
- Reid, H. F. (1910). The California earthquake of April 18, 1906. *Report of the state earthquake investigation commission*, **2**, 16-18.
- Rhie, J. y Romanowicz, B. (2004). Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling. *Nature*, **431(7008)**, 552-556.
- Riaza, C. (1996). Inversión estructural en la cuenca mesozoica del off-shore asturiano. Revisión de un modelo exploratorio. *Geogaceta*, **20(1)**, 169-171.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romao, J., Chaminé, H., Coke, C. y Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, **26(6)**, TC6009.
- Ribeiro, A., Pereira, E. y Dias, R. (1990). Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. Pre-mesozoic geology of Iberia. En: *Pre-Mesozoic geology of the Iberian Peninsula*. Editado por: Dallmeyer, D. y Martínez-García, Springer, Berlín, 220-236.
- Roest, W. R. y Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, **19(6)**, 613-616.

- Rosenbaum, G., Lister, G. S. y Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, **359(1-2)**, 117-129.
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O. y Ellouz, N. (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. *Tectonics*, **30(2)**, TC2001.
- Romero, P. y Schimmel, M. (2018). Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations. *Journal of Geophysical Research*, **123(6)**, 5052-5067.
- Rubio-Ordóñez, A., Gutiérrez-Alonso, G., Valverde-Vaquero, P., Cuesta, A., Gallastegui, G., Gerdes, A., and Cárdenes, V. (2015). Arc-related Ediacaran magmatism along the northern margin of Gondwana: Geochronology and isotopic geochemistry from northern Iberia. *Gondwana Research*, **27(1)**, 216-227.
- Rueda, J. y Mezcuá, J., 2001. *Sismicidad, Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en Galicia*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 64pp.
- Ruiz, M. (2007). *Caracterització estructural i sismotectònica de la litosfera en el domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona. 354 p.
- Ruiz, M., Gaspà, O., Gallart, J., Díaz, J., Pulgar, J. A., García-Sanseguendo, J., López-Fernández, C. y González-Cortina, J. M. (2006a). Aftershocks series monitoring of the September 18, 2004 M= 4.6 earthquake at the western Pyrenees: A case of reservoir-triggered seismicity?, *Tectonophysics*, **424(3-4)**, 223-243.
- Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J. A., González-Cortina, J. M. y López, C. (2006b). Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees: aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake. *Geophysical Journal International*, **166(1)**, 238-252.
- Ruiz, M., Díaz, J., Pedreira, D., Gallart, J. y Pulgar, J.A. (2017). Crustal structure of the North Iberian continental margin from seismic refraction/wide angle reflection profiles. *Tectonophysics*, **717**, 65-82.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A. y Fehler, M. C. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, **32(3)**, L03310.
- Salah, M. K. (2012). A seismological evidence for the northwestward movement of Africa with respect to Iberia from shear-wave splitting. *Geoscience Frontiers*, **3(5)**, 681-696.
- Sammarco, C., Cornwell, D. G. y Rawlinson, N. (2017). Ambient noise tomography reveals basalt and sub-basalt velocity structure beneath the Faroe Islands, North Atlantic. *Tectonophysics*, **721**, 1-11.
- Santanach, P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**, 57-71.
- Sarrate, J., Canas, J. A., Pujades, L., Badal, J., Corchete, V. y Payo, G. (1993). Shallow structure of part of northwestern Iberia from short-period Rayleigh-wave observations. *Tectonophysics*, **221(1)**, 95-105.

- Savage, M. K., Wessel, A., Teanby, N. A. y Hurst, A. W. (2010). Automatic measurement of shear wave splitting and applications to time varying anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**, B12321.
- Saygin, E. y Kennett, B. L. (2010). Ambient seismic noise tomography of Australian continent. *Tectonophysics*, **481(1-4)**, 116-125.
- Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89(5)**, 1366-1378.
- Schimmel, M. y Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**, B4303.
- Schimmel, M. y Gallart, J. (2005). The inverse S-transform in filters with time-frequency localization. *IEEE Transactions on signal processing*, **53(11)**, 4417-4422.
- Schimmel, M. y Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, **130(2)**, 497-505.
- Schimmel, M., Stutzmann, E. y Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, **184(1)**, 494-506.
- Schuster, G. (2009). *Seismic interferometry*. Cambridge University Press, Cambridge, 279 p.
- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **93(4)**, 1591-1595.
- Sethian, J. A. y Popovici, A. M. (1999). 3-D traveltimes computation using the fast marching method. *Geophysics*, **64(2)**, 516-523.
- Shapiro, N. M. y Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, **31**, L07614.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. y Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, **307(5715)**, 1615-1618.
- Shapiro, N. M., Ritzwoller, M. H. y Bensen, G. D. (2006). Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, **33**, L18310.
- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press, Cambridge, 442 p.
- Sherrington, H. F., Zandt, G. y Frederiksen, A. (2004). Crustal fabric in the Tibetan Plateau based on waveform inversions for seismic anisotropy parameters. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B02312.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. y Manatschal, G. (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**, B06105.

- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P. y Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B08104.
- Silveira, G., Dias, N. A. y Villaseñor, A. (2013). Seismic imaging of the western Iberian crust using ambient noise: Boundaries and internal structure of the Iberian Massif. *Tectonophysics*, **589**, 186-194.
- Silver, P. G. y Chan, W. W. (1991). Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 16429-16454.
- Simon, C., Ventosa, S., Schimmel, M., Heldring, A., Dañobeitia, J. J., Gallart, J. y Månuel, A. (2007). The S-transform and its inverses: Side effects of discretizing and filtering. *IEEE transactions on signal processing*, **55(10)**, 4928-4937.
- Slob, E., Draganov, D. y Wapenaar, K. (2007). Interferometric electromagnetic Green's functions representations using propagation invariants. *Geophysical Journal International*, **169(1)**, 60-80.
- Smith, M. L. y Dahlen, F. A. (1973). The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium. *Journal of Geophysical Research*, **78(17)**, 3321-3333.
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, **69(4)**, 046610.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J. F., Douchain, J. M. y Ponsolles, C. (2001). Sismotectonique des Pyrenees; principales contraintes sismologiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172(1)**, 25-39.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184(3-4)**, 229-260.
- Srivastava, S. P. Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R. y Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, **182(1)**, 61-76.
- Stampfli, G. M. y Hochard, C. (2009). Plate tectonics of the Alpine realm. *Geological Society of London, Special Publications*, **327(1)**, 89-111.
- Stampfli, G. M. y Kozur, H. W. (2006). Europe from the Variscan to the Alpine cycles. *Geological Society of London, Memoirs*, **32**, 57-82.
- Stockwell, R. G., Mansinha, L. y Lowe, R. P. (1996). Localization of the complex spectrum: the S transform. *IEEE transactions on signal processing*, **44(4)**, 998-1001.
- Stein, S. y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons, Oxford, 512 p.
- Street, R., Bollinger, G. A. y Woolery, E. (2002). Blasting and other mining-related activities in Kentucky: A source of earthquake misidentification. *Seismological Research Letters*, **73(5)**, 739-750.

- Suárez-Rodríguez, A. (1988). Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, **17**, 87-101.
- Talwani, P. (1999). Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics*, **305(1-3)**, 371-379.
- Tavani, S., Quintà, A. y Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): the Ubierna Fault System. *Tectonophysics*, **509(3-4)**, 238-253.
- Teanby, N. A., Kendall, J. M. y Van der Baan, M. (2004). Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94(2)**, 453-463.
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. y Lagabrielle, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, **724**, 146-170.
- Télliez, J., Matias, L. M., Córdoba, D. y Mendes-Victor, L. A. (1993). Structure of the crust in the schistose domain of Galicia-Tras-os-Montes (NW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **221(1)**, 81-93.
- Télliez, J. y Córdoba, D. (1998). Crustal shear-wave velocity and Poisson's ratio distribution in northwest Spain. *Journal of Geodynamics*, **25(1-2)**, 35-45.
- Thomas, W. A. y Powell, C. A. (2017). Necessary conditions for intraplate seismic zones in North America. *Tectonics*, **36(12)**, 2903-2917.
- Thurber, C., Zhang, H., Brocher, T. y Langenheim, V. (2009). Regional three-dimensional seismic velocity model of the crust and uppermost mantle of northern California. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01304.
- Torné, M., Fernández, M., Vergés, J., Ayala, C., Salas, M. C., Jimenez-Munt, I., Buffett, G. y Díaz, J. (2015). Crust and mantle lithospheric structure of the Iberian Peninsula deduced from potential field modeling and thermal analysis. *Tectonophysics*, **663**, 419-433.
- Torsvik, T. H. (1998). Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint. *GFF*, **120(2)**, 109-118.
- Trampert, J. y Snieder, R. (1996). Model estimations biased by truncated expansions: possible artifacts in seismic tomography. *Science*, **271(5253)**, 1257-1260.
- Tugend, J., Manatschal, G. y Kuszniir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, **43(1)**, 15-18.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J., Masini, E., Mohn, G. y 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.
- van Manen, D. J., Curtis, A. y Robertsson, J. O. (2006). Interferometric modeling of wave propagation in inhomogeneous elastic media using time reversal and reciprocity. *Geophysics*, **71(4)**, SI47-SI60.

- Vassallo, M., Festa, G., Bobbio, A. y Serra, M. (2016). Low shear velocity in a normal fault system imaged by ambient noise cross correlation: The case of the Irpinia fault zone, Southern Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121(6)**, 4290-4305.
- Vauchez, A. y Barruol, G. (1996). Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95(3-4)**, 127-138.
- Vavryčuk, V. (1993). Crustal anisotropy from local observations of shear-wave splitting in West Bohemia, Czech Republic. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83(5)**, 1420-1441.
- Villamor, M. P., Stirling, M. W., Tsige Aga, M., Berryman, K. R., Martínez Díaz, J. J. y Martín-González, F. (2012). Contribution of active faults in the intraplate area of Iberia to seismic hazard: The Alentejo-Plasencia Fault. *Journal of Iberian Geology*, **38(1)**, 85-111.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M. H. y Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, **34(11)**.
- Vinnik, L. P. (1973). Sources of microseismic P waves. *Pure and Applied Geophysics*, **103(1)**, 282-289.
- Vissers, R. L. M. y Meijer, P. T. (2012). Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, **114(1-2)**, 61-83.
- Wang, J., Gu, Y. J. y Chen, Y. (2020). Shear velocity and radial anisotropy beneath southwestern Canada: Evidence for crustal extension and thick-skinned tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **125(2)**, e2019JB018310.
- Wapenaar, K. (2003). Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **68(5)**, 1756-1759.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical review letters*, **93(25)**, 254301.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. y Verdel, A. (2010a). Tutorial on seismic interferometry: Part 1—Basic principles and applications. *Geophysics*, **75(5)**, 75A195-75A209.
- Wapenaar, K. y Fokkema, J. (2006). Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, **71(4)**, SI33-SI46.
- Wapenaar, K., Slob, E., Snieder, R. y Curtis, A. (2010b). Tutorial on seismic interferometry: Part 2—Underlying theory and new advances. *Geophysics*, **75(5)**, 75A211-75A227.
- Wapenaar, K., Ruigrok, E., van der Neut, J. y Draganov, D. (2011). Improved surface-wave retrieval from ambient seismic noise by multi-dimensional deconvolution. *Geophysical Research Letters*, **38**, L01313.
- Weaver, R. L. (2005). Information from seismic noise. *Science*, **307(5715)**, 1568-1569.
- Weaver, R. y Lobkis, O. (2002). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field: pulse-echo using thermal phonons. *Ultrasonics*, **40(1-8)**, 435-439.

- Walters, R. J., Gregory, L. C., Wedmore, L. N., Craig, T. J., McCaffrey, K., Wilkinson, M., Chen, J., Li, Z., Elliott, J. R., Goodall, H., Iezzi, F., Livio, F., Michetti, A. M., Roberts, G, y Vittori, E. (2018). Dual control of fault intersections on stop-start rupture in the 2016 Central Italy seismic sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, **500**, 1-14.
- Wüstefeld, A. y Bokelmann, G. (2007). Null detection in shear-wave splitting measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97(4)**, 1204-1211.
- Xie, J., Ritzwoller, M. H., Shen, W., Yang, Y., Zheng, Y. y Zhou, L. (2013). Crustal radial anisotropy across eastern Tibet and the western Yangtze craton. *Journal of Geophysical Research*, **118(8)**, 4226-4252.
- Zhao, D. (2015). *Multiscale seismic tomography*. Springer, Tokio, 304 p.
- Ziegler, A. M. (1990). Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. *Geological Society, London, Memoirs*, **12(1)**, 363-379.
- Ziegler, P. A. y Stampfli, G. M. (2001). Late Paleozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. En: *Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations*. Editado por: Cassinnis, G., Museo Civico di Science Naturali di Brescia, 17-34.
- Zinke, J. C. y Zoback, M. D. (2000). Structure-related and stress-induced shear-wave velocity anisotropy: observations from microearthquakes near the Calaveras Fault in Central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90(5)**, 1305-1312.

ANEXO I. SUPPLEMENTAL INFORMATION FOR: UPPER CRUSTAL SEISMIC ANISOTROPY IN THE CANTABRIAN MOUNTAINS (N SPAIN) FROM SHEAR WAVE SPLITTING AND AMBIENT NOISE INTERFEROMETRY ANALYSIS.

SUPPLEMENTAL INFORMATION FOR:

Upper crustal seismic anisotropy in the Cantabrian Mountains (N Spain) from shear wave splitting and ambient noise interferometry analysis.

Description

Figure S1 shows the velocity model that has been used both in earthquake hypocentral determination and shear wave splitting calculation. Figure S2 represents the relationship between fast polarization directions, direction of the raypath and angle of incidence. Figure S3 comprises several examples of local events measured in this study. Figure S4 depicts the graphical output of two automatic shear wave splitting measurements performed with the *MFAST* package for two local earthquakes recorded by stations of the IberArray network. Figure S5 is analogous to Figure S2, but the shear wave splitting measurements have been obtained from events detected by GEOSN seismic stations. Figure S6 is a plot of the normalized δt_s versus the hypocentral depths of the earthquakes. Figure S7 portrays the relationship between the shear wave splitting anisotropic parameters and the backazimuth of the events.

Table S1 provides the 14 filters that are evaluated by *MFAST* in each shear wave splitting determination. Table 2 gathers all the individual shear wave splitting parameters considered in this study.

List of figure captions

Figure S1. 1D local velocity model used for hypocentral calculation and shear wave splitting determinations. The model is based on seismic velocities obtained in refraction profiles through the study area by Fernández-Viejo *et al.* (2000), converted to S-wave velocities using a V_p/V_s ratio of 1.74 (López-Fernández *et al.* 2018).

Figure S2. Equal area projections showing segments aligned parallel to the fast directions obtained from the a) GEOSN and b) IberArray datasets. Inner circles represent a 22.5° increment of the incidence angle (i_c). The outer circle indicate a $i_c = 45^\circ$. c) Fast polarization measurements from raypaths with $35^\circ > i_c < 45^\circ$ versus backazimuth from the GEOSN dataset and the d) IberArray dataset.

Figure S3. Example of three-component waveforms from processed events. a) CALE, 2017.008, 12:22:27 UTC, 1.5 M_L , 3-5 Hz. b) LIEG, 2016.015, 03:46:52 UTC, 1.1 M_L , 3-5 Hz. c) VEGA, 2016.182, 09:37:24 UTC, 1.2 M_L , 2-6 Hz. d) E125, 2013.112, 23:06:28 UTC, 1.9 M_L , 1-3 Hz. e) E152, 2013.122, 16:36:10 UTC, 2.1 M_L , 4-10 Hz. f) E155, 2013.189, 04:23:20 UTC, 3.1 M_L , 3-8 Hz.

Figure S4. Example of outputs from *MFAST* of automatic SWS measurements for two local events recorded at IberArray stations: a) E141 (2012.266, 16:28:51 UTC, 3.2 M_L , 2-6 Hz filter bandwidth) and b) E143 (2011.189, 18:53:17 UTC, 2.0 M_L , 0.4-4 Hz filter bandwidth). A description of each panel can be found in Fig. 2 in the manuscript.

Figure S5. Example of outputs from *MFAST* of automatic SWS measurements for two local events recorded at GEOSN stations: a) CREM (2016.081, 01:56:08 UTC, 0.7 M_L , 2-10 Hz filter bandwidth) and b) RUCA (2016.182, 09:37:24 UTC, 1.2 M_L , 5-10 filter bandwidth). A description of each panel can be found in Fig. 2 in the manuscript.

Figure S6. Normalized δt s versus hypocentral depths of the events. Squares represent the average normalized δt s for depths over (left) and below (right) the estimated anisotropic thickness (~ 7.5 km, gray dashed line).

Figure S7. Fast polarization directions (ϕ) and delay times (δt) plotted as a function of the backazimuth of the events for stations a) E152, b) EARI, c) RUCA and d) PEND.

List of table captions

Table S1. Filters used in *MFAST* to calculate shear wave splitting parameters for each dataset.

Table S2. List of the complete SWS measurements.

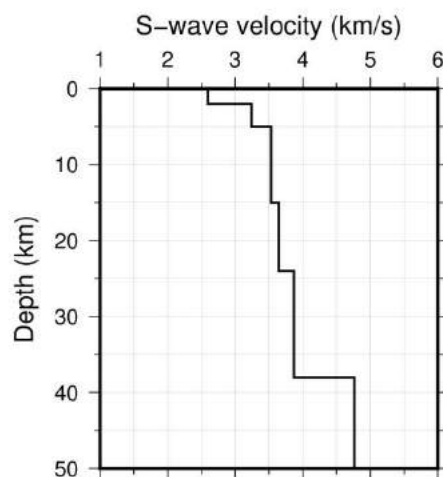


Figure S1. 1D local velocity model used for hypocentral calculation and shear wave splitting determinations. The model is based on P-wave velocities obtained in refraction profiles through the study area by Fernández-Viejo *et al.* (2000), converted to S-wave velocities using a V_p/V_s ratio of 1.74 (López-Fernández *et al.* 2018).

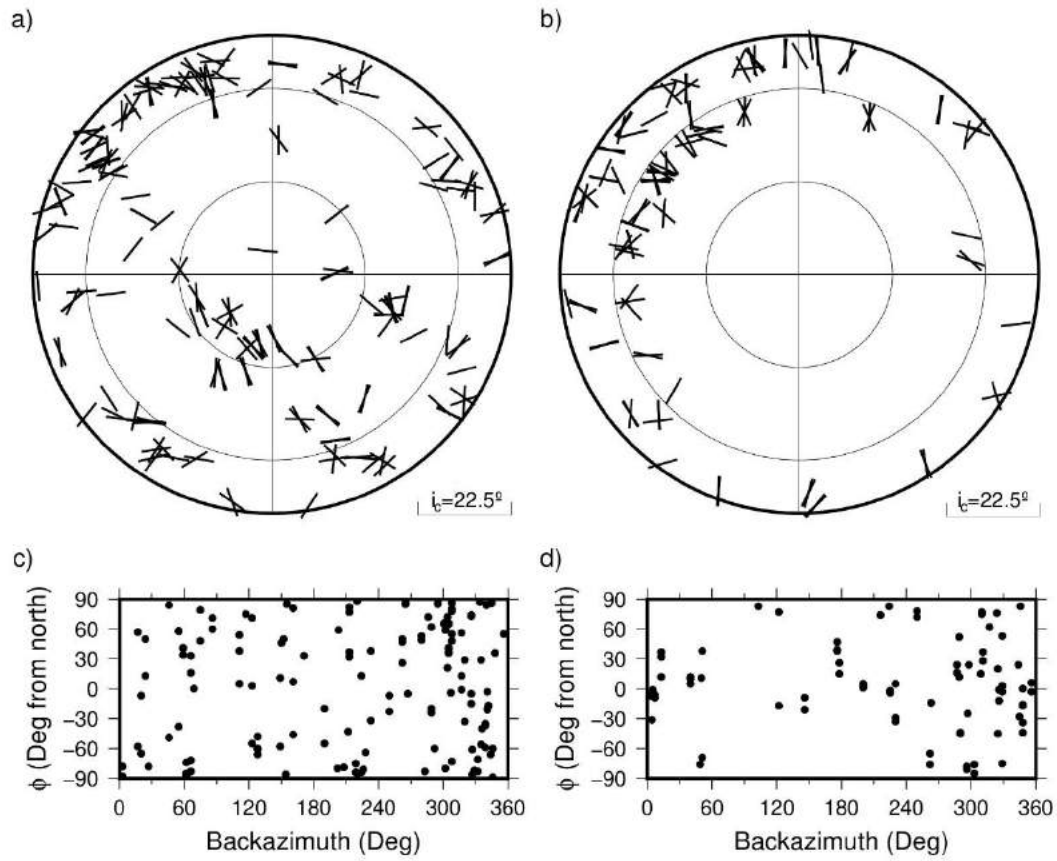


Figure S2. Equal area projections showing segments aligned parallel to the fast directions obtained from the a) GEOSN and b) IberArray datasets. Inner circles represent a 22.5° increment of the incidence angle (i_c). The outer circle indicate a $i_c = 45^\circ$. c) Fast polarization measurements from raypaths with $35^\circ > i_c < 45^\circ$ versus backazimuth from the GEOSN dataset and the d) IberArray dataset.

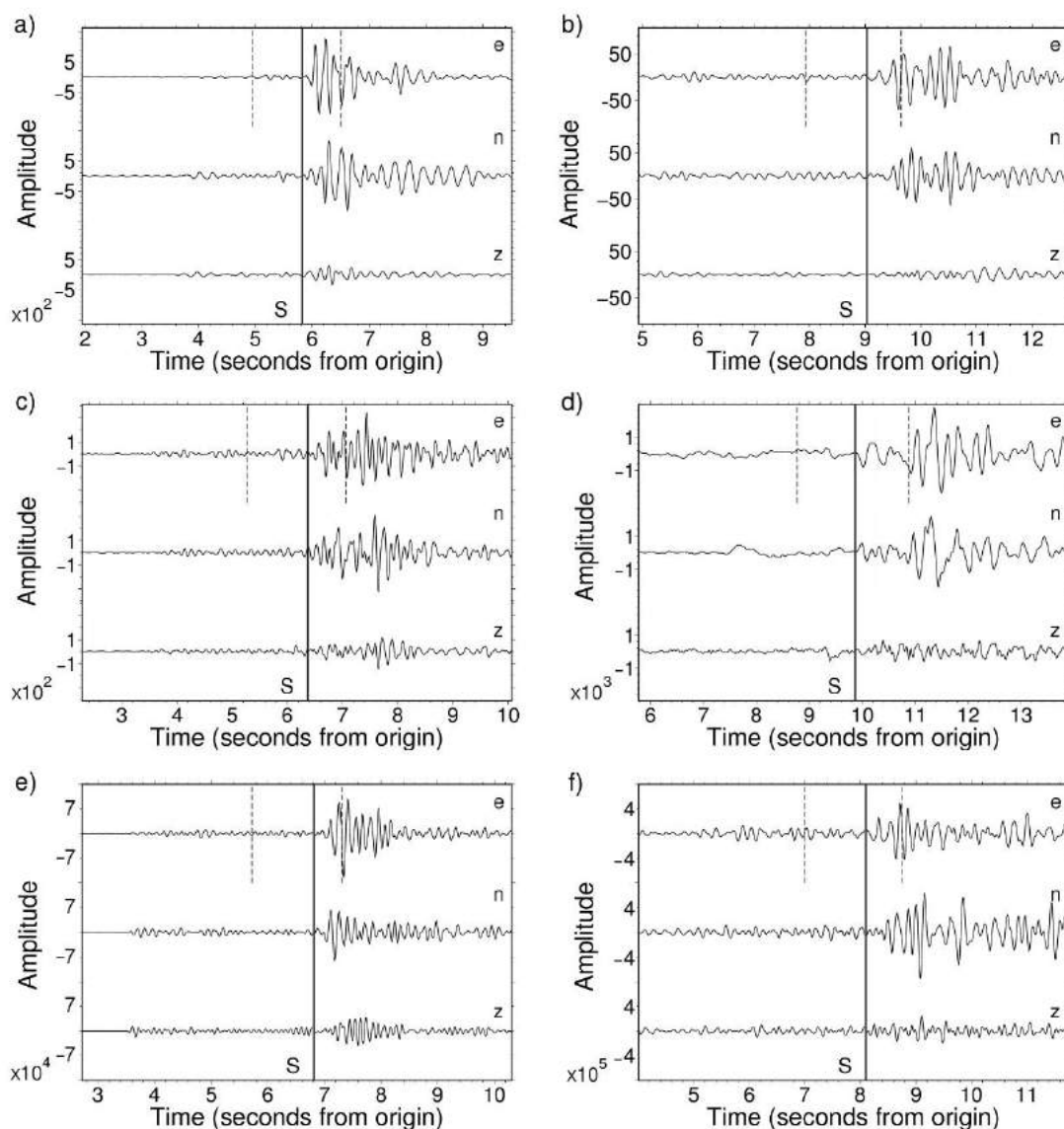


Figure S3. Example of three-component waveforms from processed events. a) CALE, 2017.008, 12:22:27 UTC, 1.5 M_L , 3-5 Hz. b) LIEG, 2016.015, 03:46:52 UTC, 1.1 M_L , 3-5 Hz. c) VEGA, 2016.182, 09:37:24 UTC, 1.2 M_L , 2-6 Hz. d) E125, 2013.112, 23:06:28 UTC, 1.9 M_L , 1-3 Hz. e) E152, 2013.122, 16:36:10 UTC, 2.1 M_L , 4-10 Hz. f) E155, 2013.189, 04:23:20 UTC, 3.1 M_L , 3-8 Hz.

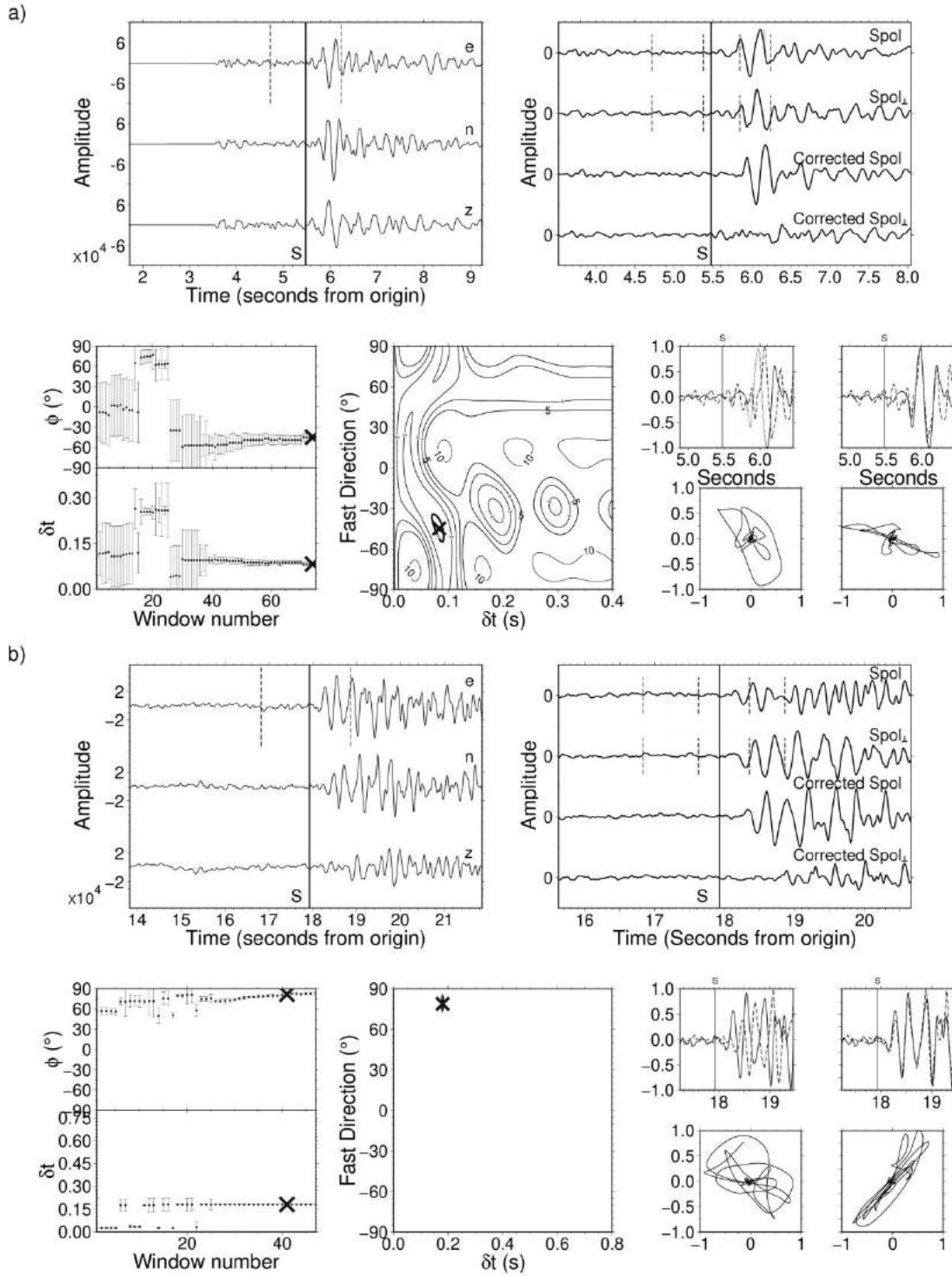


Figure S4. Example of outputs from *MFAST* of automatic SWS measurements for two grade A local events recorded at IberArray stations: a) E141 (2012.266, 16:28:51 UTC, 3.2 M_L , 2-6 Hz filter bandwidth) and b) E143 (2011.189, 18:53:17 UTC, 2.0 M_L , 0.4-4 Hz filter bandwidth). A description of each panel can be found in Fig. 2 in the manuscript.

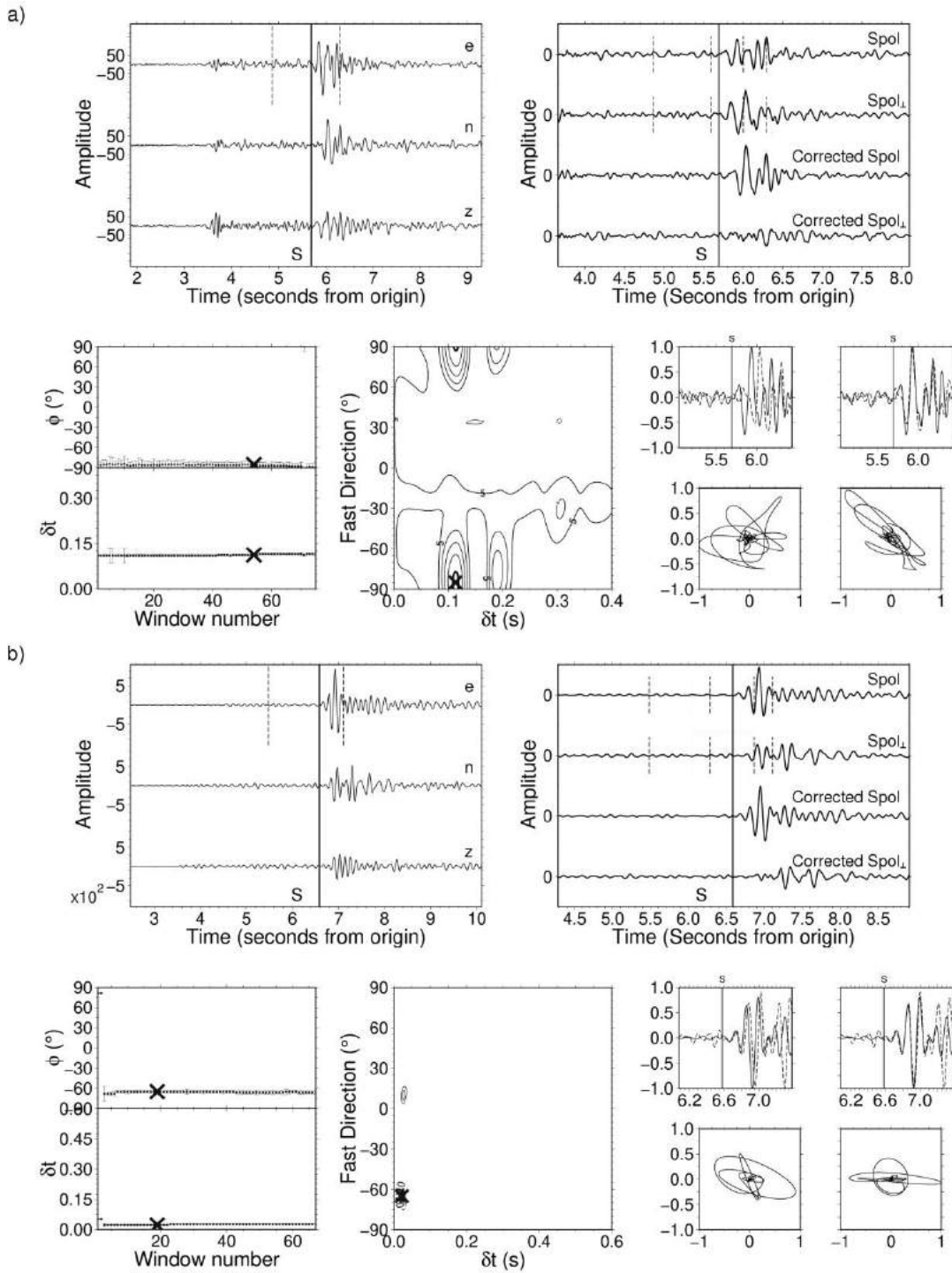


Figure S5. Example of outputs from *MFAST* of automatic SWS measurements for two grade A local events recorded at GEOSN stations: a) CREM (2016.081, 01:56:08 UTC, 0.7 M_L , 2-10 Hz filter bandwidth) and b) RUCA (2016.182, 09:37:24 UTC, 1.2 M_L , 5-10 filter bandwidth). A description of each panel can be found in Fig. 2 in the manuscript.

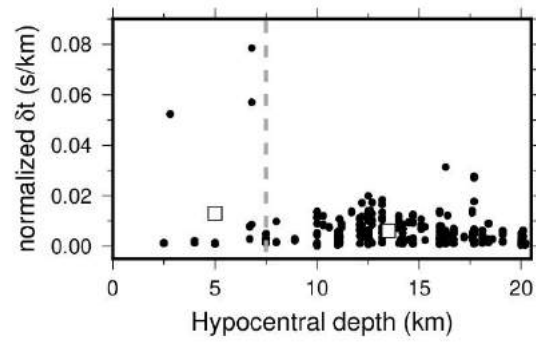


Figure S6. Normalized δts versus hypocentral depths of the events. Squares represent the average normalized δts for depths over (left) and below (right) the estimated anisotropic thickness (~ 7.5 km, gray dashed line).

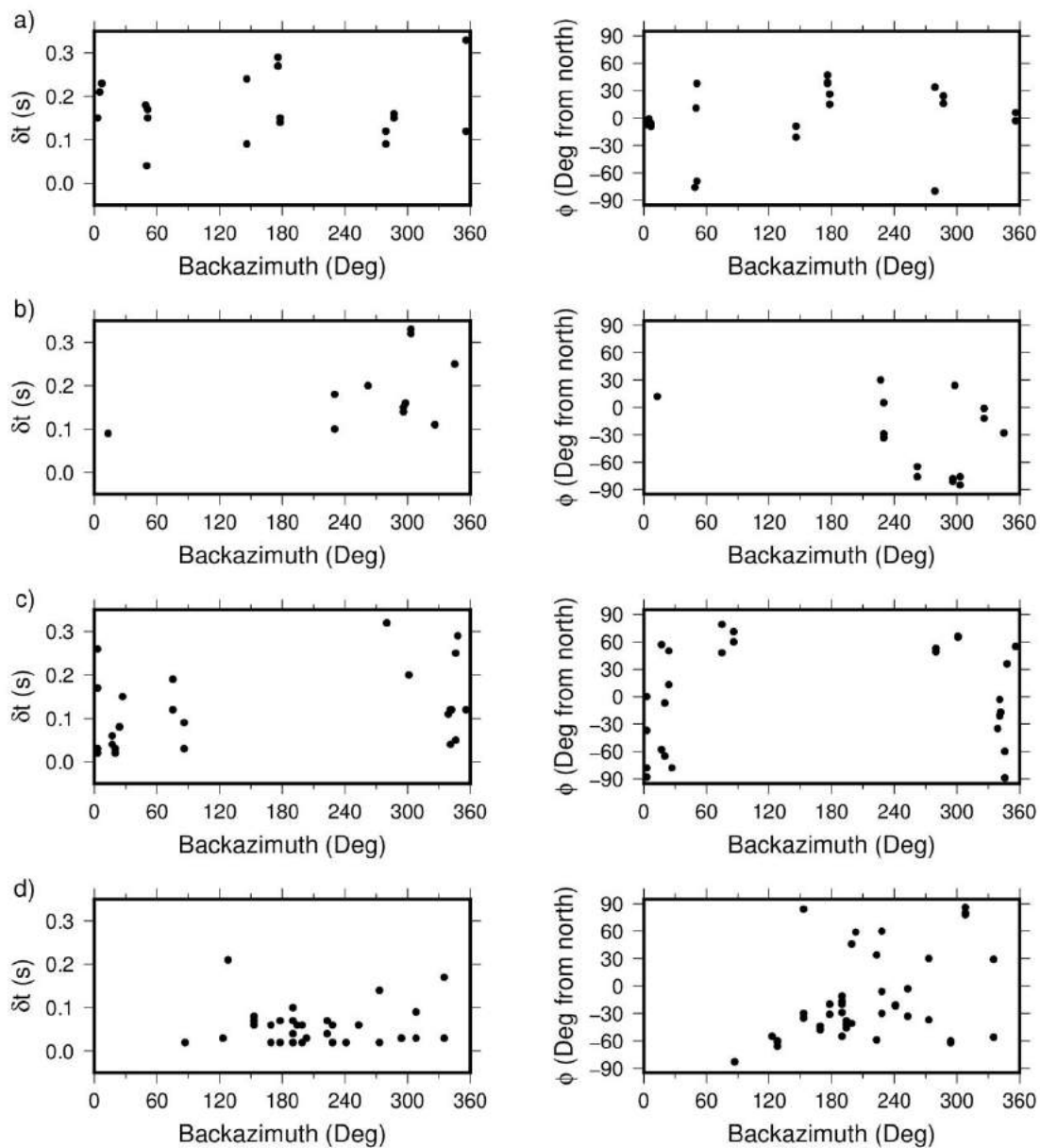


Figure S7. Fast polarization directions (ϕ) and delay times (δt) plotted as a function of the backazimuth of the events for stations a) E152, b) EARI, c) RUCA and d) PEND.

Table S1. Filters used in *MFAST* to calculate shear wave splitting parameters for each dataset.

Filter	GEO SN		IberArray	
	Low pass (Hz)	High pass (Hz)	Low pass (Hz)	High pass (Hz)
1	2	6	0.2	3
2	2	8	0.3	3
3	2	10	0.4	4
4	2	15	0.5	4
5	2	30	0.5	5
6	3	5	0.6	3
7	3	15	0.8	6
8	3	30	1	3
9	5	10	1	5
10	5	15	1	8
11	5	30	2	3
12	5	45	2	6
13	10	20	3	8
14	10	45	4	10

Table S2. List of the complete SWS measurements.

Station	Event (year-julian day-hh:mm:ss)	Lat. (°N)	Lon. (°W)	Depth (km)	Fil. Lo (Hz)	Fil. Hi (Hz)	Ang. inc. (°)	Baz. (°)	δt (s)	Err. δt (s)	ϕ (°)	Err. Φ (°)	Grade
CALE	2016-230-17:41:25	43.143	-5.297	12.6	5	15	26.0	101	0.02	0.00	11	9.3	B
CALE	2016-230-17:41:25	43.143	-5.297	12.6	5	30	26.0	101	0.02	0.00	15	8.0	A
CALE	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	2	8	12.0	89	0.14	0.00	69	5.5	A
CALE	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	3	15	12.0	89	0.14	0.00	64	4.5	A
CALE	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	2	10	12.0	89	0.14	0.00	65	5.0	A
CALE	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	5	15	23.7	109	0.07	0.00	88	3.0	A
CALE	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	10	45	23.7	109	0.08	0.00	-86	9.8	A
CALE	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	5	10	23.7	109	0.07	0.00	87	1.3	A
CALE	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	3	15	23.7	101	0.13	0.00	80	5.3	A
CALE	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	5	10	39.2	154	0.17	0.00	-86	0.5	B
CALE	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	3	5	39.2	154	0.17	0.00	-86	5.0	A
CALE	2017-014-05:46:42	43.172	-5.408	15.4	5	10	4.9	339	0.08	0.01	-84	7.3	A
CALE	2017-015-16:33:34	43.105	-5.210	14.0	2	10	35.9	111	0.12	0.02	5	7.0	A
CALE	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	3	5	24.1	114	0.13	0.00	37	2.8	A
CALE	2017-061-05:06:05	43.136	-5.293	14.7	2	6	23.9	105	0.09	0.00	-11	4.8	A
CALE	2017-061-05:06:05	43.136	-5.293	14.7	5	30	23.9	105	0.08	0.00	-15	4.5	A
CALE	2017-063-18:00:27	43.135	-5.296	14.5	2	6	23.8	106	0.02	0.01	-43	10.8	A
CALE	2017-063-18:00:27	43.135	-5.296	14.5	5	15	23.8	106	0.08	0.00	-21	4.3	A
CALE	2017-063-18:00:27	43.135	-5.296	14.5	5	10	23.8	106	0.09	0.00	-27	3.0	A
CALE	2017-071-09:18:46	43.138	-5.313	15.1	5	15	19.9	107	0.06	0.00	-50	6.0	A
CREM	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	3	5	40.9	46	0.23	0.00	-49	4.0	A
CREM	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	5	15	40.9	46	0.12	0.00	84	5.0	A
CREM	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	2	10	40.4	340	0.03	0.00	84	5.0	A
CREM	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	2	8	40.4	340	0.02	0.00	84	5.0	A

Anexo I

CREM	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	2	6	42.3	345	0.33	0.00	86	3.5	A
CREM	2016-051-19:20:39	43.241	-5.465	20.6	3	5	42.2	326	0.10	0.01	-15	16.8	A
CREM	2016-051-19:20:39	43.241	-5.465	20.6	5	10	42.2	326	0.33	0.00	-5	5.8	A
CREM	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	5	10	42.0	339	0.36	0.02	-59	11.8	A
CREM	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	5	15	42.0	339	0.09	0.01	-37	10.5	A
CREM	2016-081-01:56:08	42.964	-5.017	10.3	2	10	37.9	62	0.11	0.00	-85	4.0	A
CREM	2016-081-01:56:08	42.964	-5.017	10.3	2	8	37.9	62	0.11	0.00	-87	4.5	A
CREM	2016-081-01:56:08	42.964	-5.017	10.3	2	6	37.9	62	0.11	0.00	-85	7.0	A
CREM	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	2	30	42.2	329	0.06	0.00	-82	4.8	B
CREM	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	2	6	42.8	344	0.02	0.02	-66	9.5	A
CREM	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	3	5	40.7	332	0.20	0.00	-83	3.0	A
CREM	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	5	10	40.7	332	0.21	0.00	-71	7.5	A
CREM	2016-365-20:55:01	42.979	-5.019	10.6	2	8	38.2	55	0.11	0.00	58	4.8	A
CREM	2016-365-20:55:01	42.979	-5.019	10.6	2	10	38.2	55	0.10	0.00	58	5.3	A
CREM	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	3	15	41.4	317	0.11	0.00	56	4.8	A
CREM	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	2	8	41.4	317	0.03	0.01	13	18.8	B
CREM	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	5	15	42.6	326	0.09	0.00	73	5.0	A
CREM	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	5	30	42.6	326	0.09	0.00	74	4.3	A
CREM	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	3	5	42.9	327	0.11	0.00	-61	7.5	A
CREM	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	2	6	42.9	327	0.12	0.01	-86	8.0	A
CREM	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	10	20	40.0	336	0.18	0.00	-40	12.3	A
CREM	2017-071-09:18:46	43.138	-5.313	15.1	3	5	42.0	334	0.30	0.00	87	3.3	A
LIEG	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	2	6	43.5	308	0.11	0.00	48	3.8	B
LIEG	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	3	5	43.5	308	0.23	0.00	55	3.0	A
LIEG	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	10	45	43.5	308	0.04	0.01	-73	12.8	A
LIEG	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	5	15	36.1	303	0.06	0.00	65	4.5	A
LIEG	2016-072-07:19:44	43.040	-5.047	2.8	3	15	42.3	55	0.16	0.03	-38	9.3	B
LIEG	2016-081-01:56:08	42.964	-5.017	10.3	10	45	29.7	143	0.10	0.00	14	5.0	A
LIEG	2016-081-01:56:08	42.964	-5.017	10.3	5	15	29.7	143	0.10	0.00	23	5.5	A

Sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas

LIEG	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	2	6	39.4	307	0.13	0.00	-4	4.5	A
LIEG	2016-216-07:28:56	42.982	-4.945	14.2	3	15	29.6	113	0.02	0.00	63	6.0	A
LIEG	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	10	20	38.3	304	0.03	0.01	21	24.5	A
LIEG	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	5	10	38.3	304	0.21	0.00	72	3.0	A
LIEG	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	5	15	38.3	304	0.20	0.02	67	3.8	B
LIEG	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	5	15	38.4	305	0.02	0.00	41	10.0	A
LIEG	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	10	20	39.7	304	0.11	0.02	66	8.3	A
LIEG	2016-284-23:17:30	42.976	-4.909	11.1	2	6	38.3	111	0.05	0.00	54	7.8	A
LIEG	2016-284-23:17:30	42.976	-4.909	11.1	3	5	38.3	111	0.05	0.00	38	5.5	A
LIEG	2016-290-18:03:32	42.986	-4.975	6.8	10	20	40.8	117	0.08	0.00	75	9.0	A
LIEG	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	5	15	41.9	305	0.24	0.00	66	2.8	A
LIEG	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	3	15	41.9	305	0.24	0.00	65	2.5	A
LIEG	2016-345-11:40:44	43.040	-5.055	6.8	5	15	16.9	47	0.20	0.02	52	7.5	A
LIEG	2016-345-11:40:44	43.040	-5.055	6.8	2	8	16.9	47	0.15	0.00	52	4.0	A
LIEG	2016-351-20:54:40	42.953	-4.930	7.5	2	10	44.1	123	0.04	0.02	3	10.3	A
LIEG	2016-351-20:54:40	42.953	-4.930	7.5	5	30	44.1	123	0.02	0.00	71	6.0	A
LIEG	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	2	8	41.8	305	0.18	0.00	37	5.3	A
LIEG	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	2	10	41.8	305	0.18	0.00	36	4.0	A
LIEG	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	5	30	41.8	305	0.18	0.00	41	5.0	A
LIEG	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	2	30	36.5	302	0.11	0.00	59	5.0	A
LIEG	2017-050-21:21:08	43.120	-5.286	16.4	3	5	36.0	302	0.24	0.00	-80	5.3	A
OMED	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	3	5	20.8	240	0.05	0.00	-52	8.5	A
OMED	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	10	45	38.8	155	0.02	0.00	85	10.3	A
OMED	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	2	6	41.6	149	0.12	0.00	11	8.3	A
OMED	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	5	10	41.6	149	0.22	0.00	-58	5.0	A
OMED	2016-051-19:20:39	43.241	-5.465	20.6	2	30	17.4	238	0.03	0.00	-20	4.8	A
OMED	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	10	45	34.6	341	0.24	0.01	-4	7.8	A
OMED	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	2	6	34.6	341	0.06	0.00	-17	6.3	A
OMED	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	5	15	34.6	341	0.05	0.00	-10	6.5	A

Anexo I

OMED	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	10	20	19.3	195	0.08	0.00	-13	4.5	A
OMED	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	3	30	19.3	195	0.08	0.00	-25	6.3	A
OMED	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	2	30	19.3	195	0.08	0.00	-23	5.5	A
OMED	2016-148-03:09:18	43.249	-6.214	18.6	2	10	44.9	267	0.19	0.01	-5	9.5	A
OMED	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	5	10	41.1	152	0.24	0.00	50	3.0	A
OMED	2016-184-20:31:22	43.030	-5.825	16.1	2	8	44.6	233	0.12	0.00	38	4.8	A
OMED	2016-234-21:31:14	43.117	-5.668	19.1	2	8	39.3	233	0.14	0.00	-32	7.0	A
OMED	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	2	10	28.3	169	0.07	0.00	-28	5.8	A
OMED	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	10	20	28.3	169	0.08	0.00	-88	8.0	A
OMED	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	2	30	28.3	169	0.02	0.00	-44	6.3	A
OMED	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	10	20	36.8	161	0.06	0.01	-46	9.8	A
OMED	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	5	15	37.4	161	0.28	0.00	7	9.3	A
OMED	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	2	30	37.4	161	0.16	0.00	81	5.8	A
OMED	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	5	10	44.9	171	0.02	0.00	33	10.0	A
OMED	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	5	15	21.8	210	0.06	0.00	18	6.5	A
OMED	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	5	10	21.8	210	0.01	0.00	4	1.8	A
OMED	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	2	30	21.8	206	0.14	0.00	-12	8.5	A
OMED	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	5	10	21.8	206	0.13	0.00	-19	4.8	A
OSEJ	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	5	10	34.1	159	0.11	0.00	85	3.5	A
OSEJ	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	2	30	34.1	159	0.11	0.00	80	2.3	A
OSEJ	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	3	30	34.1	159	0.11	0.00	81	2.3	A
OSEJ	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	2	8	42.9	289	0.25	0.00	-24	8.5	A
OSEJ	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	2	10	42.9	289	0.25	0.01	-20	8.8	A
OSEJ	2016-015-03:46:52	43.244	-5.465	16.7	5	30	42.9	289	0.18	0.01	62	12.3	B
OSEJ	2016-056-19:01:42	43.063	-4.908	8.9	5	15	40.8	128	0.03	0.00	-48	11.0	A
OSEJ	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	5	15	41.8	320	0.09	0.02	29	10.3	A
OSEJ	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	2	6	41.8	320	0.26	0.01	-33	13.8	A
OSEJ	2016-220-19:56:17	43.157	-5.185	16.3	3	5	27.1	280	0.38	0.00	38	4.3	A
OSEJ	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	3	15	38.6	262	0.03	0.00	47	6.5	A

Sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas

OSEJ	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	2	10	38.6	262	0.03	0.00	50	6.0	A
OSEJ	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	5	30	38.6	262	0.12	0.00	26	6.3	A
OSEJ	2016-284-23:17:30	42.976	-4.909	11.1	2	30	42.6	150	0.09	0.00	46	6.0	A
OSEJ	2016-318-06:35:21	43.042	-4.987	14.1	5	15	29.1	159	0.10	0.00	-45	5.3	A
OSEJ	2016-318-06:35:21	43.042	-4.987	14.1	5	10	29.1	159	0.10	0.00	-49	2.8	A
OSEJ	2016-318-06:35:21	43.042	-4.987	14.1	2	30	29.1	159	0.03	0.00	-54	7.0	A
OSEJ	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	2	8	41.0	283	0.05	0.01	-83	24.5	A
OSEJ	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	3	15	36.7	265	0.06	0.00	85	9.0	A
OSEJ	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	2	8	36.7	265	0.06	0.01	86	10.0	A
OSEJ	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	2	10	36.7	265	0.06	0.00	85	9.0	A
PEND	2015-275-00:08:43	43.045	-5.271	6.7	3	5	44.3	190	0.04	0.00	-20	7.0	A
PEND	2015-275-00:08:43	43.045	-5.271	6.7	10	45	44.3	190	0.10	0.00	-55	6.5	A
PEND	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	5	15	43.4	123	0.03	0.00	-55	4.5	A
PEND	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	2	30	14.5	194	0.06	0.00	-42	5.3	A
PEND	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	5	10	14.5	194	0.06	0.00	-38	3.8	A
PEND	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	10	20	14.5	194	0.06	0.00	-46	5.0	A
PEND	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	5	15	16.0	169	0.06	0.00	-48	6.0	A
PEND	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	5	10	16.0	169	0.02	0.00	-44	5.3	A
PEND	2016-062-20:45:32	43.556	-5.958	20.2	3	15	44.7	308	0.09	0.00	78	5.8	A
PEND	2016-062-20:45:32	43.556	-5.958	20.2	2	8	44.7	308	0.03	0.01	86	8.0	A
PEND	2016-062-20:45:32	43.556	-5.958	20.2	2	10	44.7	308	0.09	0.00	80	5.3	A
PEND	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	5	15	40.4	335	0.03	0.00	29	9.8	A
PEND	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	3	5	40.4	335	0.17	0.00	-56	1.0	A
PEND	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	5	10	27.1	294	0.03	0.00	-62	10.3	A
PEND	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	2	10	27.1	294	0.03	0.00	-60	9.0	A
PEND	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	2	30	13.5	190	0.07	0.00	-29	7.3	A
PEND	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	3	5	13.5	190	0.02	0.00	-17	12.8	A
PEND	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	5	10	13.5	190	0.02	0.00	-11	7.0	A
PEND	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	10	20	12.3	178	0.07	0.00	-31	1.5	A

Anexo I

PEND	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	5	10	12.3	178	0.02	0.02	-20	12.5	A
PEND	2016-216-07:28:56	42.982	-4.945	14.2	3	15	43.4	128	0.21	0.00	-60	7.8	A
PEND	2016-216-07:28:56	42.982	-4.945	14.2	5	15	43.4	128	0.21	0.00	-61	7.3	A
PEND	2016-216-07:28:56	42.982	-4.945	14.2	2	10	43.4	128	0.21	0.00	-66	7.0	A
PEND	2016-220-19:56:17	43.157	-5.185	16.3	5	10	12.7	87	0.02	0.00	-83	8.3	A
PEND	2016-230-17:41:25	43.143	-5.297	12.6	5	15	15.1	253	0.06	0.00	-3	7.5	A
PEND	2016-230-17:41:25	43.143	-5.297	12.6	10	20	15.1	253	0.06	0.00	-33	6.8	A
PEND	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	5	15	15.0	199	0.02	0.00	-41	1.3	A
PEND	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	3	5	15.0	199	0.06	0.00	46	7.0	A
PEND	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	3	30	17.7	273	0.02	0.00	30	7.0	A
PEND	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	10	20	17.7	273	0.14	0.00	-37	4.5	A
PEND	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	3	30	15.3	241	0.02	0.00	-22	2.3	A
PEND	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	2	15	15.3	241	0.02	0.00	-21	2.3	A
PEND	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	5	45	15.3	241	0.02	0.00	-21	2.3	A
PEND	2016-304-14:07:09	43.135	-5.275	13.2	2	30	10.9	228	0.06	0.00	-6	14.3	A
PEND	2016-304-14:07:09	43.135	-5.275	13.2	5	10	10.9	228	0.02	0.00	-30	6.3	A
PEND	2016-304-14:07:09	43.135	-5.275	13.2	10	20	10.9	228	0.02	0.00	60	4.8	A
PEND	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	10	45	38.5	203	0.03	0.01	59	8.5	A
PEND	2017-015-16:33:34	43.105	-5.210	14.0	10	45	18.3	153	0.08	0.01	84	17.0	B
PEND	2017-015-16:33:34	43.105	-5.210	14.0	5	15	18.3	153	0.06	0.00	-35	6.0	A
PEND	2017-015-16:33:34	43.105	-5.210	14.0	2	8	18.3	153	0.07	0.00	-30	8.5	A
PEND	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	5	15	13.5	223	0.04	0.00	34	10.3	A
PEND	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	2	6	13.5	223	0.07	0.01	-59	17.8	A
PORT	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	2	6	31.1	263	0.11	0.00	83	7.3	A
PORT	2016-056-19:01:42	43.063	-4.908	8.9	5	15	23.4	296	0.02	0.01	51	13	B
PORT	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	2	6	42.0	317	0.40	0.02	-1	8.8	A
PORT	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	2	6	43.7	292	0.13	0.00	-60	6.3	A
PORT	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	2	8	44.9	286	0.15	0.00	72	9	B
PORT	2016-220-19:56:17	43.157	-5.185	16.3	2	8	41.4	295	0.03	0.00	85	4.5	A

Sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas

PORT	2016-220-19:56:17	43.157	-5.185	16.3	2	6	41.4	295	0.03	0.00	86	5.3	A
PORT	2016-351-20:54:40	42.953	-4.930	7.5	5	15	42.0	213	0.06	0.00	37	4.8	A
PORT	2016-351-20:54:40	42.953	-4.930	7.5	10	45	42.0	213	0.04	0.00	77	5.8	B
RUCA	2015-275-00:08:43	43.045	-5.271	6.7	5	15	41.8	24	0.08	0.00	50	7.0	B
RUCA	2015-275-00:08:43	43.045	-5.271	6.7	2	6	41.8	24	0.08	0.00	13	5.8	A
RUCA	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	3	15	44.2	75	0.19	0.00	79	9.0	A
RUCA	2016-010-09:07:04	43.031	-4.983	12.1	5	15	44.2	75	0.12	0.00	48	11.8	A
RUCA	2016-027-07:17:25	43.111	-5.260	14.7	2	6	35.5	17	0.04	0.00	-58	5.3	B
RUCA	2016-051-19:20:39	43.241	-5.465	20.6	2	8	39.2	339	0.11	0.00	-35	3.3	A
RUCA	2016-080-08:41:19	43.532	-5.489	24.5	3	5	42.0	348	0.29	0.01	36	6.0	A
RUCA	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	3	5	38.7	346	0.25	0.00	-60	1.3	A
RUCA	2016-085-03:23:16	43.206	-5.400	18.4	10	20	38.7	346	0.05	0.01	-89	9.3	A
RUCA	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	3	15	39.8	17	0.06	0.00	57	8.5	A
RUCA	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	5	10	39.7	20	0.02	0.00	-65	0.8	A
RUCA	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	3	5	39.7	20	0.03	0.00	-7	4.0	A
RUCA	2016-184-20:31:22	43.030	-5.825	16.1	2	6	44.1	280	0.32	0.00	49	4.5	A
RUCA	2016-184-20:31:22	43.030	-5.825	16.1	3	5	44.1	280	0.32	0.00	53	5.5	A
RUCA	2016-216-07:28:56	42.982	-4.945	14.2	5	15	43.3	86	0.03	0.00	60	14.8	A
RUCA	2016-216-07:28:56	42.982	-4.945	14.2	3	15	43.3	86	0.09	0.02	71	13.0	A
RUCA	2016-220-19:56:17	43.157	-5.185	16.3	5	10	38.8	27	0.15	0.03	-78	16.8	A
RUCA	2016-234-21:31:14	43.117	-5.668	19.1	2	8	40.3	301	0.20	0.01	65	4.0	A
RUCA	2016-234-21:31:14	43.117	-5.668	19.1	2	10	40.3	301	0.20	0.01	66	4.0	A
RUCA	2016-246-21:34:14	43.158	-5.339	17.7	2	8	35.8	356	0.12	0.01	55	5.5	A
RUCA	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	2	6	40.3	3	0.26	0.00	-88	4.8	A
RUCA	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	5	15	40.3	3	0.17	0.00	-78	2.5	A
RUCA	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	2	30	25.8	3	0.03	0.01	0	8.3	A
RUCA	2017-008-12:22:27	43.030	-5.316	11.1	5	10	25.8	3	0.02	0.00	-37	3.3	A
RUCA	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	5	10	39.2	341	0.12	0.00	-20	7.3	A
RUCA	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	5	15	39.2	341	0.12	0.00	-21	7.8	A

Anexo I

RUCA	2017-028-03:34:02	43.204	-5.434	18.1	3	5	39.2	341	0.04	0.01	-3	10.3	A
RUCA	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	3	15	39.5	342	0.12	0.00	-17	4.3	A
RUCA	2017-028-12:05:10	43.204	-5.425	17.6	2	10	39.5	342	0.12	0.00	-17	4.8	A
SAME	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	3	5	39.9	208	0.02	0.00	-79	1.5	A
SAME	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	5	15	40.3	213	0.15	0.00	32	8.0	A
SAME	2016-157-08:49:11	43.121	-5.253	12.2	5	10	40.3	213	0.12	0.02	82	8.8	A
SAME	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	5	15	39.5	212	0.09	0.00	-43	5.3	A
SAME	2016-230-17:41:25	43.143	-5.297	12.6	5	15	40.1	226	0.03	0.00	-81	5.3	A
SAME	2016-234-21:31:14	43.117	-5.668	19.1	3	5	43.3	250	0.08	0.00	-7	6.3	A
SAME	2016-234-21:31:14	43.117	-5.668	19.1	2	6	43.3	250	0.08	0.00	-23	5.8	A
SAME	2016-271-04:58:30	43.132	-5.300	14.2	2	30	38.9	224	0.03	0.00	-84	2.5	A
SAME	2016-303-22:58:25	43.144	-5.308	12.7	5	10	40.3	228	0.03	0.00	-64	4.8	A
SAME	2017-015-16:33:34	43.105	-5.210	14.0	2	6	38.1	202	0.02	0.00	-80	7.3	A
SAME	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	5	10	37.0	220	0.03	0.00	-85	5.3	A
SAME	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	2	6	37.0	220	0.03	0.00	90	5.3	A
SAME	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	2	8	37.0	220	0.03	0.00	88	6.0	A
SAME	2017-050-21:21:08	43.120	-5.286	16.4	2	6	36.5	219	0.03	0.00	-84	4.8	A
SAME	2017-050-21:21:08	43.120	-5.286	16.4	5	15	36.5	219	0.09	0.00	-75	5.8	A
SAME	2017-061-05:06:05	43.136	-5.293	14.7	5	10	37.8	224	0.02	0.00	13	2.5	A
VEGA	2016-049-11:37:36	43.113	-5.234	12.5	5	10	41.7	69	0.14	0.02	0	14.3	A
VEGA	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	10	20	41.5	66	0.02	0.00	33	8.3	A
VEGA	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	2	6	41.5	66	0.24	0.00	-72	5.8	A
VEGA	2016-182-09:37:24	43.123	-5.243	12.5	10	45	41.5	66	0.09	0.00	16	7.5	A
VEGA	2016-234-21:31:14	43.117	-5.668	19.1	3	5	30.1	300	0.03	0.01	81	10.0	A
VEGA	2016-239-00:44:40	43.115	-5.263	13.2	2	8	39.7	66	0.33	0.02	-83	9.8	A
VEGA	2016-304-14:07:09	43.135	-5.275	13.2	5	30	39.8	59	0.21	0.00	34	11.0	A
VEGA	2016-304-14:07:09	43.135	-5.275	13.2	5	15	39.8	59	0.21	0.02	41	11.5	A
VEGA	2016-304-14:07:09	43.135	-5.275	13.2	2	8	39.8	59	0.15	0.02	41	9.3	A

Sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas

VEGA	2017-042-06:03:11	43.121	-5.287	16.0	10	45	35.2	62	0.08	0.00	-74	6.5	A
E125	2012-288-07:39:04	42.615	-6.315	20.0	1	5	43.7	289	0.27	0.01	52	5.8	A
E125	2012-288-07:39:04	42.615	-6.315	20.0	3	8	43.7	289	0.02	0.00	12	12.5	A
E125	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	3	8	32.9	341	0.08	0.01	-26	16.5	A
E125	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	1	3	32.9	341	0.26	0.01	27	10.0	A
E125	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	2	6	32.9	341	0.08	0.01	3	7.5	A
E125	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	1	8	43.3	290	0.06	0.00	-45	5.5	A
E125	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	1	3	43.3	290	0.05	0.01	-44	6.3	A
E126	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	3	8	32.9	303	0.07	0.01	-13	16.3	A
E126	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	2	6	32.9	303	0.15	0.01	-85	12.8	A
E126	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	4	10	32.9	303	0.06	0.01	-19	21.0	A
E126	2013-122-16:36:10	43.311	-6.563	8.0	4	10	32.9	309	0.24	0.00	-2	6.0	A
E141	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	3	8	32.9	24	0.03	0.01	24	9.3	A
E141	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	1	5	32.9	24	0.15	0.01	4	10.0	A
E141	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	1	3	32.9	24	0.36	0.01	-25	7.5	A
E141	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	2	6	42.0	344	0.14	0.00	24	4.3	A
E141	2011-231-14:48:39	42.924	-3.956	2.5	2	6	32.9	85	0.24	0.00	-69	6.0	A
E141	2011-231-14:48:39	42.924	-3.956	2.5	3	8	32.9	85	0.18	0.02	-47	13.5	A
E141	2011-287-01:42:25	43.420	-5.862	25.4	3	8	41.8	13	0.09	0.00	37	10.0	B
E141	2011-287-01:42:25	43.420	-5.862	25.4	4	10	41.8	13	0.09	0.00	32	10.8	A
E141	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	3	8	44.0	309	0.03	0.00	15	9.0	A
E141	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	4	10	41.7	348	0.09	0.04	-17	8.3	A
E141	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	3	8	41.7	348	0.14	0.03	-16	9.3	A
E141	2012-266-16:28:51	42.968	-6.191	11.0	2	6	42.4	325	0.08	0.01	-45	5.0	A
E141	2012-266-16:28:51	42.968	-6.191	11.0	4	10	42.4	325	0.11	0.00	20	6.0	A
E141	2012-288-07:39:04	42.615	-6.315	20.0	2	3	39.1	224	0.08	0.05	83	14.0	A
E141	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	1	3	42.0	348	0.26	0.01	-34	6.5	A

Anexo I

E141	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	2	6	42.0	348	0.26	0.00	-44	7.0	A
E141	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	3	8	42.0	348	0.03	0.02	0	10.8	A
E141	2013-064-00:51:41	42.276	-6.321	20.0	3	8	44.4	200	0.03	0.00	5	9.8	A
E141	2013-064-00:51:41	42.276	-6.321	20.0	4	10	44.4	200	0.03	0.00	1	10.0	A
E141	2013-064-00:51:41	42.276	-6.321	20.0	2	6	44.4	200	0.03	0.00	3	11.3	A
E141	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	2	6	38.1	225	0.03	0.00	-2	8.5	A
E141	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	3	8	38.1	225	0.03	0.00	-4	5.3	A
E142	2011-031-17:52:54	43.827	-6.584	16.0	1	5	32.9	318	0.38	0.01	-43	8.3	A
E142	2011-031-17:52:54	43.827	-6.584	16.0	2	6	32.9	318	0.38	0.01	-41	8.8	A
E142	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	2	6	41.9	0	0.25	0.01	-31	8.0	A
E142	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	2	6	32.9	320	0.03	0.01	-28	19.8	A
E142	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	1	3	32.9	320	0.34	0.02	75	11.3	B
E142	2011-213-15:27:11	44.013	-6.411	10.0	0.2	3	32.9	328	0.16	0.02	-78	5.5	A
E142	2011-287-01:42:25	43.420	-5.862	25.4	2	6	41.8	329	0.33	0.02	53	8.3	B
E142	2011-287-01:42:25	43.420	-5.862	25.4	4	10	41.8	329	0.15	0.01	3	13.8	A
E142	2011-287-01:42:25	43.420	-5.862	25.4	3	8	41.8	329	0.14	0.01	-3	12.0	A
E142	2012-262-01:27:28	42.837	-5.620	11.7	1	3	39.8	250	0.24	0.01	78	6.5	A
E142	2012-262-01:27:28	42.837	-5.620	11.7	0.8	6	39.8	250	0.23	0.00	72	4.3	A
E142	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	3	8	32.9	325	0.13	0.00	79	6.8	A
E142	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	2	6	32.9	325	0.14	0.00	76	9.0	A
E142	2013-189-04:03:20	43.181	-3.625	15.3	1	5	32.9	77	0.36	0.01	-77	9.5	A
E143	2011-031-17:52:54	43.827	-6.584	16.0	1	5	32.9	303	0.14	0.01	82	9.3	A
E143	2011-031-17:52:54	43.827	-6.584	16.0	2	6	32.9	303	0.14	0.01	-89	10.8	A
E143	2011-031-17:52:54	43.827	-6.584	16.0	3	8	32.9	303	0.13	0.00	-86	7.5	A
E143	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	0.5	4	32.9	328	0.18	0.00	79	0.5	A
E143	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	0.5	5	32.9	328	0.18	0.00	82	0.2	A
E143	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	0.4	4	32.9	328	0.18	0.00	82	0.2	A
E143	2011-201-02:46:02	43.606	-5.850	22.8	2	6	32.9	308	0.35	0.00	-66	2.8	A

Sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas

E143	2011-202-02:42:17	43.149	-6.599	5.0	4	10	32.9	280	0.13	0.00	-13	4.8	A
E143	2011-202-02:42:17	43.149	-6.599	5.0	3	8	32.9	280	0.13	0.00	-15	6.5	A
E143	2011-202-02:42:17	43.149	-6.599	5.0	2	6	32.9	280	0.23	0.01	47	3.8	A
E143	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	2	6	32.9	303	0.36	0.01	-18	6.3	A
E143	2011-213-15:27:11	44.013	-6.411	10.0	3	8	32.9	311	0.02	0.01	-37	20.8	A
E143	2013-061-19:46:42	42.721	-4.202	15.1	3	8	44.4	122	0.26	0.00	77	7.5	A
E143	2013-061-19:46:42	42.721	-4.202	15.1	1	5	44.4	122	0.29	0.01	-17	9.8	A
E143	2013-122-16:36:10	43.311	-6.563	8.0	1	3	32.9	286	0.27	0.00	-68	1.8	B
E143	2013-122-16:36:10	43.311	-6.563	8.0	3	8	32.9	286	0.29	0.00	-72	5.5	A
E143	2013-122-16:36:10	43.311	-6.563	8.0	0.6	3	32.9	286	0.27	0.00	-69	3.0	A
E143	2013-224-20:51:51	43.881	-6.466	11.0	2	6	32.9	306	0.07	0.01	-78	22.5	A
E143	2013-224-20:51:51	43.881	-6.466	11.0	3	8	32.9	306	0.17	0.00	-88	10.8	A
E143	2013-224-20:51:51	43.881	-6.466	11.0	4	10	32.9	306	0.18	0.02	-58	11.8	A
E144	2012-190-01:53:16	42.950	-3.941	10.0	4	10	30.5	327	0.12	0.00	-71	5.3	A
E144	2012-190-01:53:16	42.950	-3.941	10.0	3	8	30.5	327	0.11	0.00	-70	5.8	A
E152	2011-107-05:14:09	43.284	-6.501	10.0	2	3	34.1	279	0.12	0.00	34	5.8	A
E152	2011-107-05:14:09	43.284	-6.501	10.0	4	10	34.1	279	0.09	0.00	-80	4.0	A
E152	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	1	5	41.8	50	0.04	0.01	11	9.8	A
E152	2011-201-02:46:02	43.606	-5.850	22.8	3	8	42.9	49	0.18	0.00	-76	8.8	A
E152	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	2	6	42.5	356	0.12	0.00	6	9.5	A
E152	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	3	8	42.5	356	0.33	0.00	-3	10.5	A
E152	2012-091-01:57:04	43.517	-5.959	17.2	2	3	43.7	51	0.17	0.00	-69	4.8	A
E152	2012-091-01:57:04	43.517	-5.959	17.2	1	3	43.7	51	0.15	0.00	38	3.0	A
E152	2012-112-13:32:18	43.764	-6.322	22.0	2	6	43.0	5	0.21	0.01	-1	5.0	A
E152	2012-112-13:32:18	43.764	-6.322	22.0	3	8	43.0	5	0.21	0.01	-8	6.0	A
E152	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	1	5	37.7	7	0.23	0.00	-9	7.0	A
E152	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	3	8	37.7	7	0.23	0.02	-6	8.8	A
E152	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	2	6	37.7	7	0.23	0.00	-9	5.8	A

Anexo I

E152	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	3	8	44.0	3	0.15	0.03	-7	9.8	A
E152	2013-064-00:51:41	42.276	-6.321	20.0	2	6	42.0	178	0.15	0.00	15	8.5	A
E152	2013-064-00:51:41	42.276	-6.321	20.0	3	8	42.0	178	0.14	0.00	26	5.0	A
E152	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	1	5	44.5	176	0.27	0.00	47	6.8	A
E152	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	2	6	44.5	176	0.27	0.00	39	5.5	A
E152	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	1	3	44.5	176	0.29	0.01	38	4.3	A
E152	2013-122-16:36:10	43.311	-6.563	8.0	2	3	44.0	287	0.16	0.00	16	5.3	A
E152	2013-122-16:36:10	43.311	-6.563	8.0	4	10	44.0	287	0.15	0.00	24	5.5	A
E152	2013-183-01:57:10	43.115	-6.236	10.0	4	10	43.7	146	0.09	0.00	-21	3.0	A
E152	2013-183-01:57:10	43.115	-6.236	10.0	2	6	43.7	146	0.24	0.00	-9	5.0	A
E153	2011-201-02:46:02	43.606	-5.850	22.8	2	6	40.7	346	0.33	0.05	83	15.5	A
E153	2011-240-03:11:55	43.286	-5.873	10.0	2	6	39.1	297	0.07	0.00	-25	4.5	A
E153	2011-240-03:14:14	43.261	-5.819	11.2	2	3	28.5	294	0.06	0.01	-48	16.0	A
E153	2011-240-03:14:14	43.261	-5.819	11.2	2	6	28.5	294	0.08	0.01	5	17.8	A
E153	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	2	6	44.7	263	0.25	0.01	-14	9.3	A
E153	2012-091-01:57:04	43.517	-5.959	17.2	2	3	42.7	329	0.13	0.02	-75	9.5	A
E153	2012-194-01:37:42	43.504	-5.401	20.1	2	6	41.5	40	0.25	0.00	12	2.8	A
E153	2012-194-01:37:42	43.504	-5.401	20.1	3	8	41.5	40	0.24	0.01	10	5.0	A
E153	2012-194-01:37:42	43.504	-5.401	20.1	4	10	41.5	40	0.05	0.01	5	9.8	A
E153	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	1	5	40.8	317	0.14	0.00	62	5.0	A
E153	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	4	10	44.8	324	0.09	0.01	76	11.0	A
E153	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	4	10	44.8	216	0.30	0.00	74	6.0	A
E154	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	2	6	41.7	310	0.23	0.00	77	5.5	A
E154	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	3	8	41.7	310	0.22	0.01	75	8.5	A
E154	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	4	10	32.9	263	0.15	0.00	36	5.5	A
E154	2012-075-21:22:17	42.652	-6.339	4.0	2	6	32.9	242	0.22	0.01	87	6.8	A
E154	2012-075-21:22:17	42.652	-6.339	4.0	3	8	32.9	242	0.35	0.01	-78	8.5	A
E154	2012-131-02:32:14	43.021	-6.659	10.0	2	6	32.9	258	0.16	0.01	-42	12.8	A

Sismicidad asociada a la falla de Ventaniella: interferometría sísmica e implicaciones geodinámicas

E154	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	1	5	32.9	291	0.18	0.01	45	7.3	B
E154	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	2	6	32.9	291	0.18	0.03	31	7.3	B
E154	2012-310-00:14:18	43.830	-6.337	21.0	3	8	32.9	291	0.18	0.00	29	7.3	A
E154	2013-072-11:26:39	43.658	-5.096	18.1	3	8	44.3	311	0.19	0.04	28	12.8	A
E154	2013-072-11:26:39	43.658	-5.096	18.1	4	10	44.3	311	0.15	0.00	37	9.3	A
E155	2011-276-13:23:56	43.412	-5.959	10.0	0.6	3	32.9	277	0.21	0.01	-76	4.8	A
E155	2012-266-16:28:51	42.968	-6.191	11.0	1	3	32.9	261	0.39	0.01	81	7.3	A
E155	2013-189-04:03:20	43.181	-3.625	15.3	3	8	42.6	103	0.24	0.00	83	7.8	A
EARI	2011-189-18:53:17	43.846	-5.416	28.0	1	3	40.7	345	0.25	0.01	-28	5.3	A
EARI	2011-201-02:46:02	43.606	-5.850	22.8	4	10	43.4	303	0.33	0.00	-85	6.5	A
EARI	2011-201-02:46:02	43.606	-5.850	22.8	3	8	43.4	303	0.32	0.00	-76	6.5	A
EARI	2011-209-05:00:56	43.752	-6.419	23.0	3	8	42.0	298	0.16	0.01	24	5.8	A
EARI	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	3	8	42.0	262	0.20	0.01	-76	6.8	A
EARI	2011-321-02:25:03	43.144	-6.596	20.0	2	6	42.0	262	0.20	0.00	-65	4.0	A
EARI	2011-359-11:25:46	42.386	-6.529	11.0	4	10	32.9	227	0.36	0.00	30	6.0	A
EARI	2012-194-01:37:42	43.504	-5.401	20.1	1	3	37.0	326	0.11	0.01	-1	8.3	A
EARI	2012-194-01:37:42	43.504	-5.401	20.1	2	3	37.0	326	0.11	0.01	-12	5.3	A
EARI	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	4	10	41.7	296	0.15	0.01	-81	6.0	A
EARI	2012-225-18:02:52	43.685	-6.311	29.0	3	8	41.7	296	0.14	0.00	-78	3.3	A
EARI	2013-072-11:26:39	43.658	-5.096	18.1	2	6	42.8	13	0.09	0.00	12	10.8	A
EARI	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	2	6	42.0	230	0.18	0.00	-33	4.0	A
EARI	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	4	10	42.0	230	0.10	0.03	5	13.8	B
EARI	2013-112-23:06:28	42.621	-6.316	21.0	3	8	42.0	230	0.18	0.01	-29	8.5	A

*Note. **Lat**: latitude. **Lon**: longitude. **Fil. Hi**: Higher corner frequency of the filter. **Fil. Lo.**: Lower corner frequency of the filter. **Ang. Inc.**: Angle of incidence. **Baz.**: Backazimuth. **δt** : Delay time. **Err. δt** : Delay time determination uncertainty. **ϕ** : Fast polarization direction. **Err. ϕ** : Fast direction determination uncertainty.

References

- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Córdoba, D. and J.J. Dañobeitia (2000). *Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin*, *J. Geophys. Res.*, **105**, 3001-3018. <https://doi.org/10.1029/1999JB900321>.
- López Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J. and S. Llana-Fúnez (2018). *Intraplate seismicity in northwest Iberia along the trace of the Ventaniella fault: a case of fault intersection at depth*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **108**, 604-618. <https://doi.org/10.1785/0120170215>.

**ANEXO II. ERRATUM TO UPPER-CRUSTAL SEISMIC ANISOTROPY IN THE
CANTABRIAN MOUNTAINS (NORTH SPAIN) FROM SHEAR-WAVE SPLITTING AND
AMBIENT NOISE INTERFEROMETRY ANALYSIS**

Erratum to Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis

Jorge Acevedo^{*1}, Gabriela Fernández-Viejo¹, Sergio Llana-Fúnez¹, Carlos López-Fernández¹, and Javier Olona¹

When originally published online on 2 September 2020, Figures 1 and 8 in [Acevedo et al. \(2020\)](#) contained errors, as described in the following. The original Figures 1 and 8 contained have been replaced in the online version (both HTML and PDF) and the printed version of the article, which will be available alongside this erratum. The caption of Figure 1 has been modified to include the reference [Pulgar et al. \(1999\)](#), whereas Figure 8 is shown along its original caption. The corrections are made on the geological background but do not affect the results nor the interpretations of the article. The authors regret the errors.

- Figure 1 displayed errors in the symbols that indicate the trace and the dip direction of the Llanera fault (east–west structure located below the E154 seismic station) and the thrust located to the south of the E141 station. In addition, the Quaternary sediments should be included in the geological map.
- Some of the selected Alpine structures depicted in Figure 1 were first published in [Pulgar et al. \(1999\)](#). The complete reference is provided below.

- Figure 8 contained the same errors in the structure symbols as those noted in Figure 1, and the Paleogene period should be added to the geological legend.

References

- Acevedo, J., G. Fernández-Viejo, S. Llana-Fúnez, C. López-Fernández, and J. Olona (2020). Upper-crustal seismic anisotropy in the Cantabrian mountains (north Spain) from shear-wave splitting and ambient noise interferometry analysis, *Seismol. Res. Lett.*, doi: [10.1785/0220200103](#).
- Pulgar, J. A., J. L. Alonso, R. G. Espina, and J. A. Marín (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica, *Trabajos Geol.* **21**, 283–294 (in Spanish).

Manuscript received 2 October 2020

Published online 18 November 2020

1. Department of Geology, University of Oviedo, Oviedo, Spain

*Corresponding author: acevedojorge@uniovi.es

Cite this erratum as Acevedo, J., G. Fernández-Viejo, S. Llana-Fúnez, C. López-Fernández, and J. Olona (2020). *Erratum to Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis*, *Seismol. Res. Lett.* **92**, 613–613, doi: [10.1785/0220200356](#).

© Seismological Society of America

**ANEXO III. SUPPLEMENTAL INFORMATION FOR: IMAGING THE TRANSITION
FROM INTERNAL TO EXTERNAL ZONES OF THE VARISCAN OROGEN (NW
SPAIN): UPPER CRUSTAL SHEAR-WAVE VELOCITY STRUCTURE AND RADIAL
ANISOTROPY USING SEISMIC AMBIENT NOISE**

Supplemental information for:

Imaging the transition from internal to external zones of the Variscan Orogen (NW Spain): upper crustal shear-wave velocity structure and radial anisotropy using seismic ambient noise.

Description

Figure S1 shows examples of sequential stacks of DCCFs and illustrates the stabilization of the dispersion measurements as the number of stacked DCCFs increase and the uncertainty of the velocity determinations. Figure S2 and S3 exemplify the recovery of three synthetic chequerboard models by the Rayleigh and Love inter-station raypaths, respectively. Figure S3 displays all the S-wave inverted models at each grid node and the sensitivity kernels of the inversions.

List of figure captions

Figure S1. Examples of stacks of sets of 30, 60, 90 and all the available daily cross-correlation functions for the CAST-OLES and E150-E151 inter-station paths (first column). The second column displays the dispersion curves computed from the stacks of the first column. The third column shows the dispersion measurements obtained from 10 stacks calculated from the randomly selected 75 per cent of all the available DCCFs for a inter-station path.

Figure S2. Recovery of synthetic chequerboard models with three different cell sizes (20x20 km, 30x30 km and 40x40 km) from the Z-Z inter-station raypaths at 4, 8 and 12 s periods. Triangles symbolize the location of seismic stations in Fig. 1.

Figure S3. Recovery of synthetic chequerboard models with three different cell sizes (20x20 km, 30x30 km and 40x40 km) from the T-T inter-station raypaths at 4, 8 and 12 s periods. Triangles symbolize the location of seismic stations in Fig. 1.

Figure S4. V_{sv} and V_{sh} velocity models (first column) inverted for each node of the grid (grey lines) and reference velocity models (black lines) obtained from the inversion of the average dispersion curves of the entire study area (Figs. 3e and 3f). Rayleigh and Love wave depth sensitivity kernels of the inversions (second column).

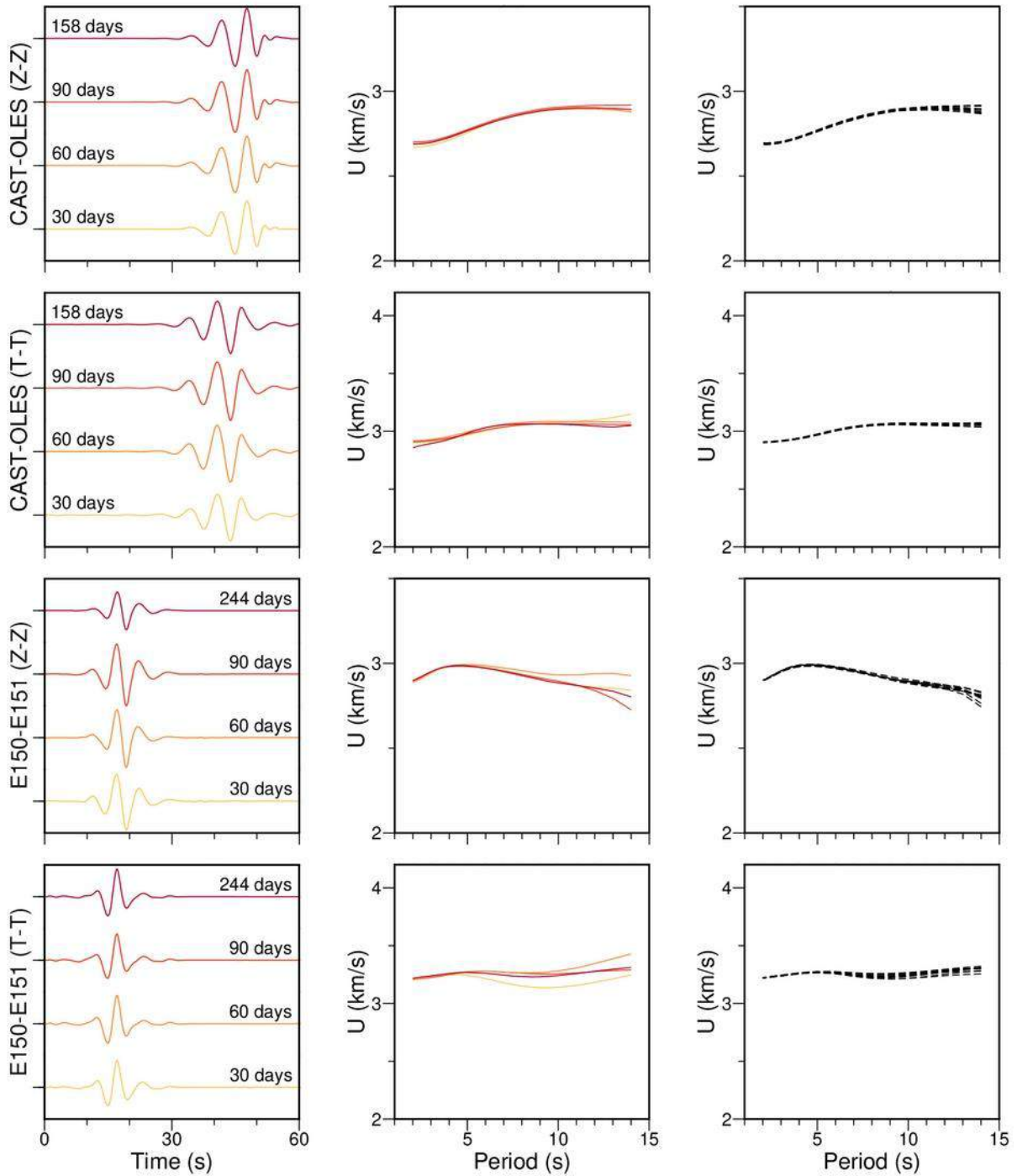


Figure S1. Examples of stacks of sets of 30, 60, 90 and all the available daily cross-correlation functions for the CAST-OLES and E150-E151 inter-station paths (first column). The second column displays the dispersion curves computed from the stacks of the first column. The third column shows the dispersion measurements obtained from 10 stacks calculated from the randomly selected 75 per cent of all the available DCCFs for a inter-station path.

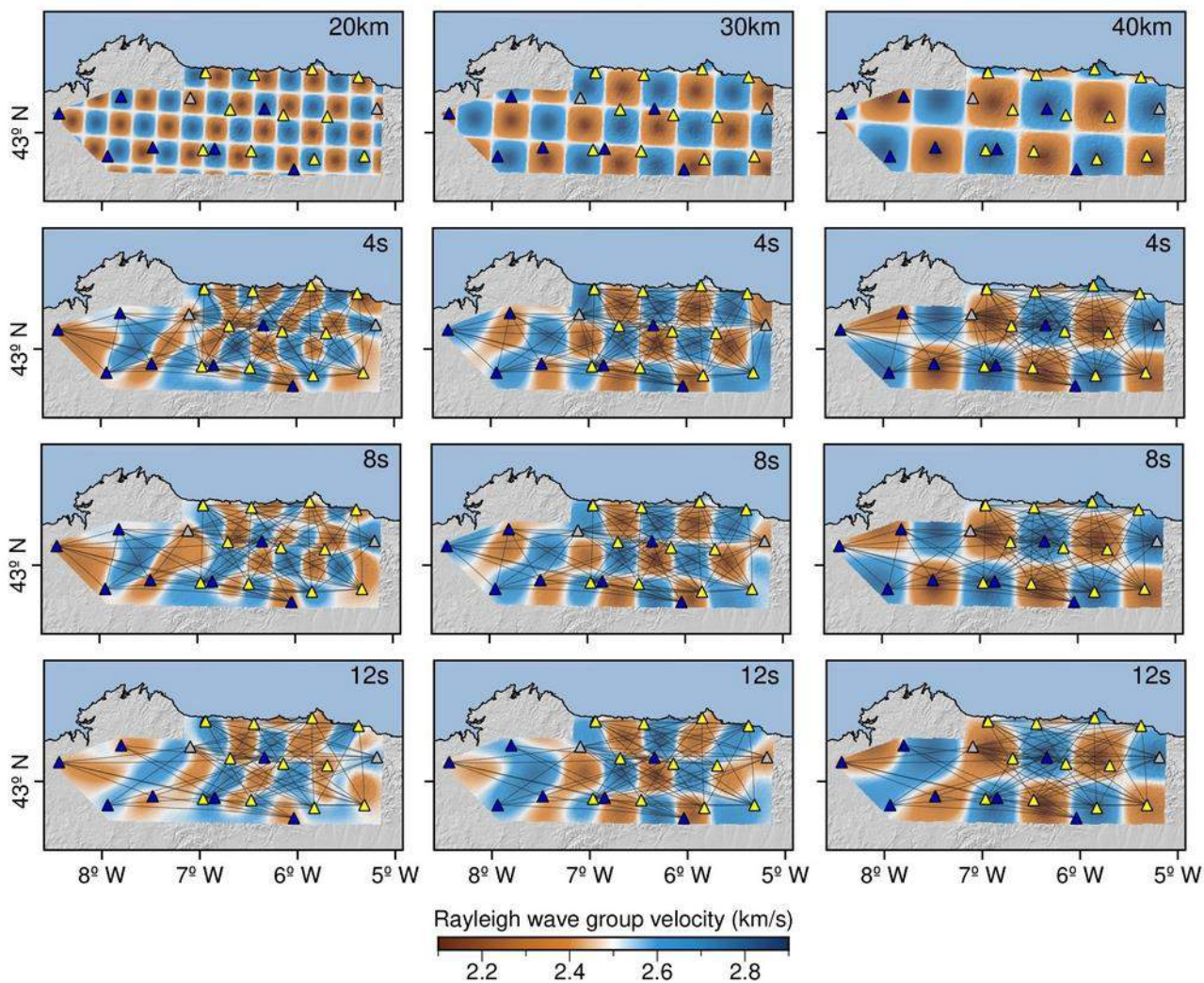


Figure S2. Recovery of synthetic chequerboard models with three different cell sizes (20x20 km, 30x30 km and 40x40 km) from the Z-Z inter-station raypaths at 4, 8 and 12 s periods. Triangles symbolize the location of seismic stations in Fig. 1.

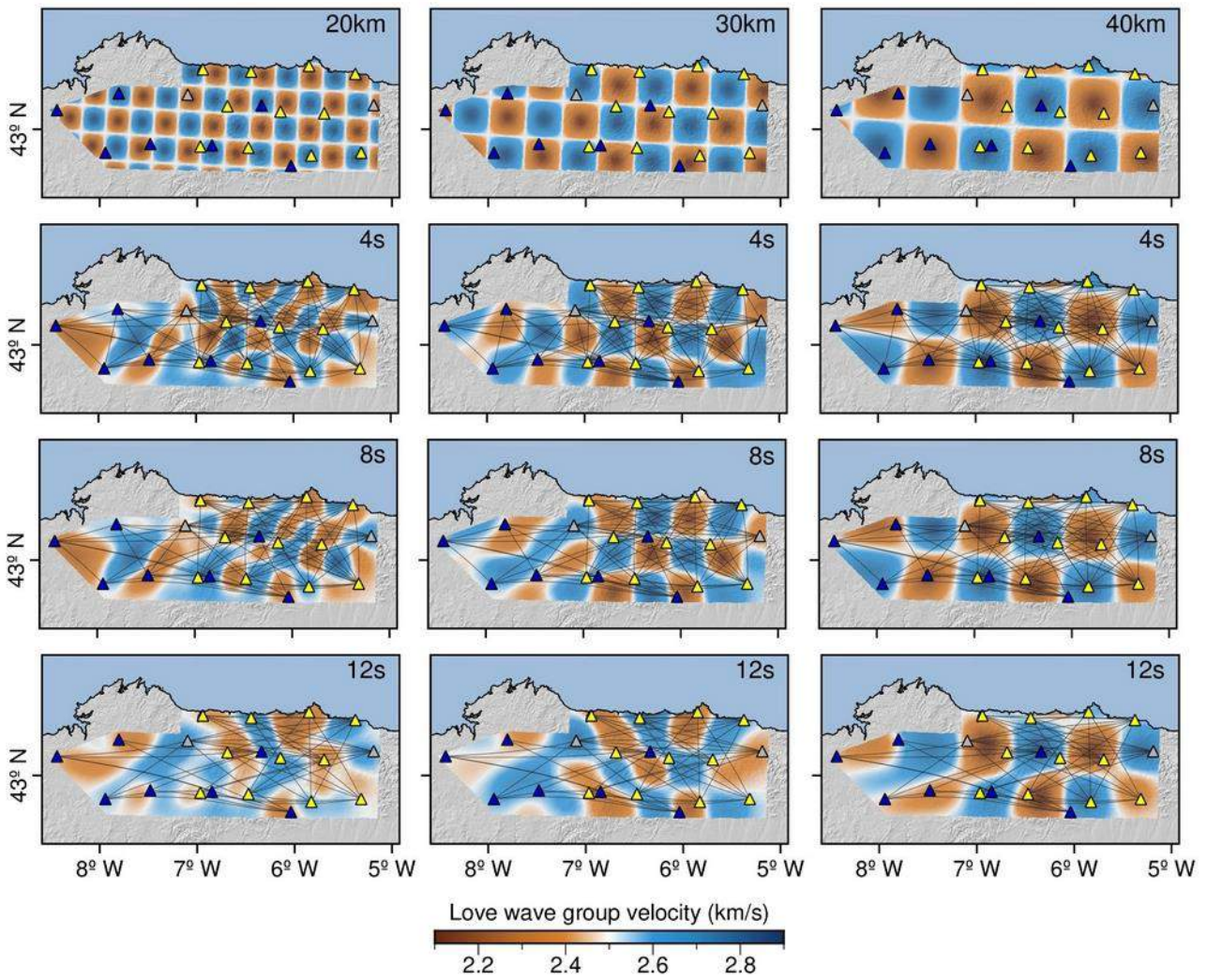


Figure S3. Recovery of synthetic chequerboard models with three different cell sizes (20x20 km, 30x30 km and 40x40 km) from the T-T inter-station raypaths at 4, 8 and 12 s periods. Triangles symbolize the location of seismic stations in Fig. 1.

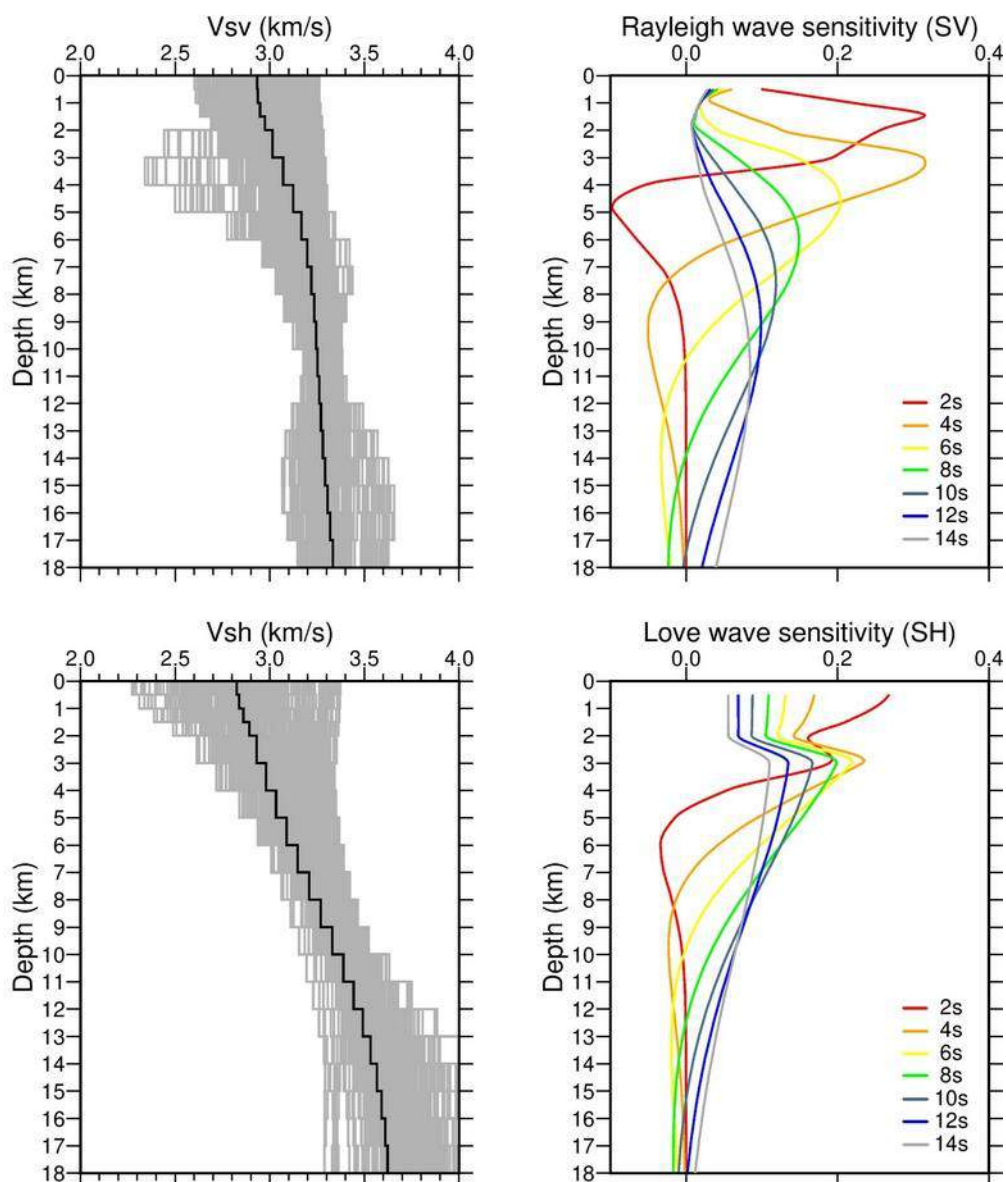
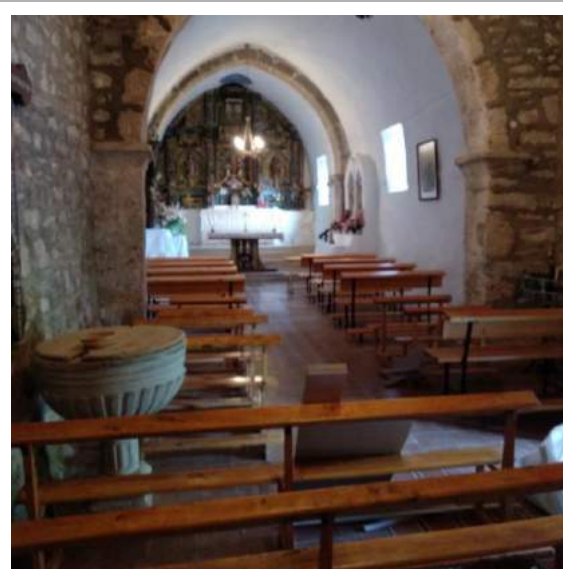
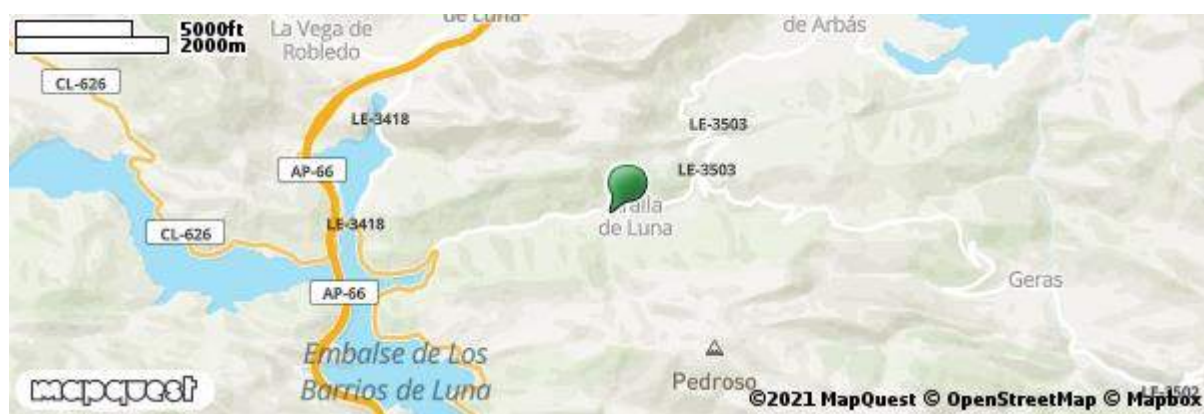


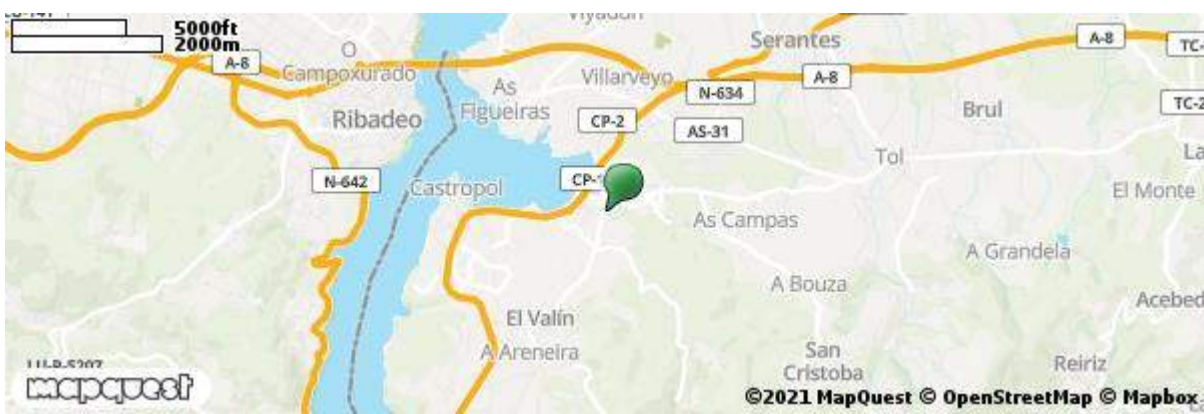
Figure S4. V_{sv} and V_{sh} velocity models (first column) inverted for each node of the grid (grey lines) and reference velocity models (black lines) obtained from the inversion of the average dispersion curves of the entire study area (Figs. 3e and 3f). Rayleigh and Love wave depth sensitivity kernels of the inversions (second column).

**ANEXO IV. FICHAS DE ESTACIONES DE LA RED GEOCANTÁBRICA-COSTA
(GEOCSN)**

Estación	ARAL
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Iglesia de Aralla de Luna (León)
Coordenadas:	42.903255°N, -5.841562°O, 1236 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento con baldosa cerámica
GPS:	Ventana elevada al N
Red de telefonía:	Cobertura baja (-104 dBm). Red HSPA
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Medio
Notas de mantenimiento:	Instalación: 22/05/2019 Cambio a disco: 17/06/2019 Cambio a tarjeta: 07/08/2019 Visita de mantenimiento: 20/09/2019



Estación	CAST
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Iglesia de Piñera (Castropol)
Coordenadas:	43.524352°N, -7.004546°O, 33 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento
GPS:	Por ventana al S
Red de telefonía:	Sin módem
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Bajo - Rural
Notas de mantenimiento:	Fecha de instalación: 12/06/2019 Visita de mantenimiento: 28/08/2019



Estación	CONC
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Ermita de San Antonio de Concilleiro (Valdés)
Coordenadas:	43.523200°N, -6.500136°O, 384 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento con baldosa cerámica
GPS:	Ventana al E
Red de telefonía:	Cobertura baja (-97 dBm). Red 2G/3G
Alimentación:	Panel solar. Batería 100 Ah
Nivel de ruido:	Bajo
Notas de mantenimiento:	Fecha de instalación: 14/05/2019 Cambio a disco: 12/06/2019 Visita de mantenimiento: 28/08/2019



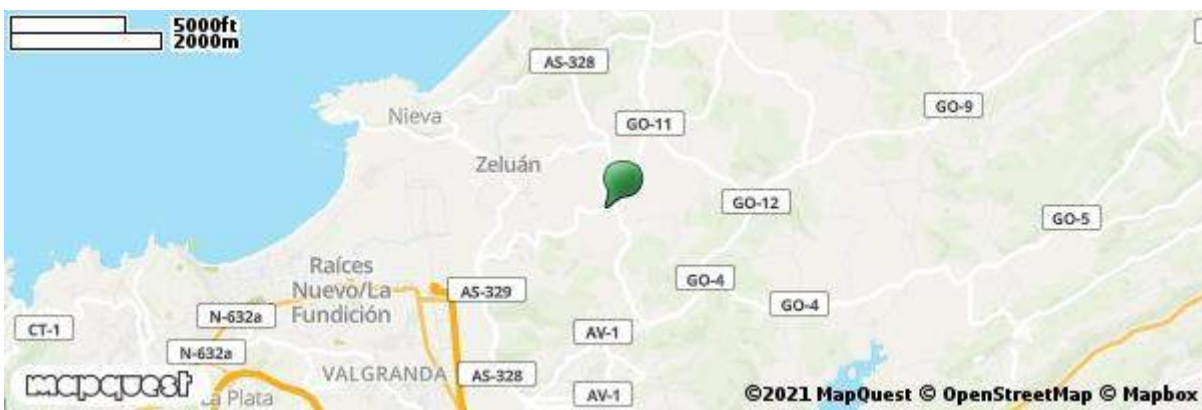
Estación	DEGA
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	C.P.E.B de Cerredo, edificio de infantil (Degaña)
Coordenadas:	42.944660°N, -6.495016°O, 1011 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento con baldosa cerámica
GPS:	Ventana elevada al N
Red de telefonía:	Cobertura baja-media (-83 dBm). Red HSPA
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Alto
Notas de mantenimiento:	Instalación: 21/05/2019 Cambio a disco: 19/06/2019 Avería de GPS: del 07/09/2019 al 20/09/2019 Visita de mantenimiento: 20/09/2019 Cambio a disco: 18/10/2019



Estación	LAGO
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Iglesia de Lago (Pola de Allande)
Coordenadas:	43.253136°N, -6.730556°O, 868 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento con baldosa cerámica
GPS:	Ventana al S
Red de telefonía:	Cobertura baja (-102 dBm). Red HSPA
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Medio-Bajo
Notas de mantenimiento:	Instalación: 23/05/2019 Cambio a disco: 16/07/2019 Visita de mantenimiento: 20/09/2019 Cambio a disco: 18/10/2019



Estación	NIEV
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Cuadra anexa a casa en Barredo (Gozón)
Coordenadas:	43.584169°N, -5.896784°O, 42 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de hormigón
GPS:	Ventana al S
Red de telefonía:	HSPA
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Medio-Alto
Notas de mantenimiento:	Fecha de instalación: 17/06/2019 Instalación de módem: 04/07/2019 Cambio a disco: 18/10/2019



Estación	OLES
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Finca en Oles (Villaviciosa)
Coordenadas:	43.534875°N, -5.410282°O, 126 m
Emplazamiento del geófono:	En arqueta con base de cemento y losa de granito
GPS:	Soporte de panel
Red de telefonía:	Sin módem
Alimentación:	Panel solar. Batería de 100 Ah
Nivel de ruido:	Bajo - Rural
Notas de mantenimiento:	Fecha de instalación: 31/05/2019 Visita de mantenimiento: 29/08/2019



Estación	SUAR
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Ermita de Virigo (Concello de Navia de Suarna)
Coordenadas:	42.937931°N, -6.991544°O, 581 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento
GPS:	Ventana elevada al O
Red de telefonía:	Cobertura baja-media (-86 dBm). Red 3G
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Medio
Notas de mantenimiento:	Instalación: 20/05/2019 Cambio a disco: 13/06/2019 Avería de disco, cambio a tarjeta: 17/06/2019 Avería de cargador de baterías. Cambio de cargador, batería, tarjeta CF y disco IDE: 04/07/2019 Visita de mantenimiento: 28/08/2019 Cambio a disco: 18/10/2019



Estación	TOLI
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Iglesia de Tolinas (Grado)
Coordenadas:	43.228544°N, -6.177636°O, 660 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento con baldosa cerámica
GPS:	Por ventana al S a tejado
Red de telefonía:	Cobertura media/baja (-86 dBm). Red 3G
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Bajo - Rural
Notas de mantenimiento:	Fecha de instalación: 16/05/2019



Estación	URBI
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Pico Polio (Mieres)
Coordenadas:	43.227154°N, -5.722695°O, 842 m
Emplazamiento del geófono:	Arqueta con base de cemento y losa de granito
GPS:	Soporte de panel
Red de telefonía:	Sin módem
Alimentación:	Panel solar. Batería de 100 Ah
Nivel de ruido:	Bajo
Notas de mantenimiento:	Instalación: 29/05/2019 Sustitución de sensor y regulador por avería: 05/06/2019 Visita de mantenimiento: 29/08/2019



Estación	VALD
Modelo:	Nanometrics Taurus
Geófono:	Nanometrics Trillium 120PA
Almacenamiento:	Tarjeta CF 16Gb + Disco IDE 32Gb
Situación:	Iglesia de Valdehuesa (León)
Coordenadas:	42.936175°N, -5.326557°O, 1120 m
Emplazamiento del geófono:	Suelo de cemento con baldosa cerámica
GPS:	Por ventana al S a tejado
Red de telefonía:	Sin módem Red HSPA
Alimentación:	Corriente eléctrica
Nivel de ruido:	Bajo - Rural
Notas de mantenimiento:	Instalación: 29/05/2019



ANEXO V. CATÁLOGO DE EVENTOS REGISTRADOS POR LA RED GEOCSN

Tabla 1. Localización de los eventos registrados por la red GEOCSN. Las filas sombreadas indican eventos catalogados por el IGN. Las filas sin datos pertenecen a eventos observables en las estaciones de la red pero localizados fuera del área de interés. Lat.: Latitud; Lon.: Longitud; Err. X: error en longitud; Err. Y: error en latitud; Est.: número de estaciones utilizadas en el cálculo hipocentral; GAP: cobertura acimutal; Mag: magnitud.

Fecha	Hora	Lat. (°N)	Lon. (°O)	Prof. (km)	RMS (s)	Err. X (km)	Err. Y (km)	Err. Z (km)	Est.	GAP	Mag. (ML)	Zona geográfica
6/12/2019	23:12	42.818	-7.203	1.7	0.38	5	3.9	4.7	9	287	2.4	Triacastela (LU)
6/22/2019	14:26	43.960	-7.553	14.1	0.25	8.1	5.1	3.1	7	320	2.5	NE Estaca de Bares
6/23/2019	11:23	43.111	-6.634	14.7	0.26	2	1.8	5.6	6	157	1.1	Cangas de Narcea-Ibias (AS)
6/27/2019	7:32	43.009	-5.950	8.7	0.23	3.3	2.4	9.6	5	180	0.9	Peña Ubiña (AS)
6/28/2019	20:57	43.025	-5.954	0	0.33	3.3	2.1	6.8	5	176	0.9	Peña Ubiña (AS)
6/28/2019	20:58	43.023	-5.936	3.1	0.27	2.4	1.3	4.8	7	109	1.5	Peña Ubiña (AS)
6/30/2019	4:02	43.043	-7.075	16	0.17	3.4	2	2.6	7	263	1.7	S Fonsagrada (LU)
7/1/2019	1:05	42.219	-7.925	1	-	-	-	-	-	-	2.4	A Merca (OU)
7/11/2019	4:55	42.744	-6.102	4.2	0.27	2.3	4.9	11.2	7	235	1.6	N Murias de Ponjos (LE)
7/13/2019	9:05	44.025	-7.492	8.6	0.13	6.6	3.7	4.7	6	312	2.1	NE Estaca de Bares
7/15/2019	14:44	42.953	-5.839	6	0.71	1.5	2	3.3	7	90	1.4	N Barrios de Luna (LE)
7/16/2019	23:38	42.220	-7.941	1	-	-	-	-	-	-	1	A Merca (OU)
7/17/2019	1:42	43.134	-7.085	3.1	0.13	3.3	1.34		3	139	0.4	Fonsagrada (LU)
7/21/2019	23:06	43.676	-6.234	17.3	0.32	1.7	2.8	2.7	12	219	2.5	N Cabo Vidio
7/24/2019	16:24	43.681	-6.341	14.9	0.37	2.3	3.7	4.6	9	220	1.9	N Cabo Vidio
7/29/2019	0:52	42.926	-7.128	1.6	0.5	10.2	6.5	10.9	4	267	1.3	N Becerreá (LU)
7/30/2019	15:45	42.900	-7.264	0.4	0.33	4.9	3.2	3.6	9	282	2.3	Baralla (LU)
7/30/2019	13:56	42.208	-7.944	5	-	-	-	-	-	-	2.9	A Merca (OU)
7/30/2019	1:59	42.232	-7.998	15	-	-	-	-	-	-	3.2	Cartelle (OU)
8/2/2019	6:17	43.820	-6.455	22.9	0.25	2.7	4	4.3	7	244	1.3	N Cabo Busto
8/3/2019	17:23	42.229	-7.969	2	-	-	-	-	-	-	2.4	Cartelle (OU)
8/4/2019	8:27	42.537	-6.624	5.4	0.43	4.5	5.4	7.4	7	277	1.6	O Pontferrada (LE)
8/5/2019	5:31	43.501	-7.297	14.1	0.32	6.4	5.2	2.9	7	289	2.1	E Alfoz (LU)
8/6/2019	5:45	42.863	-7.179	1.5	0.33	4.8	3.9	4.5	8	276	1.7	NE Triacastela (LU)
8/6/2019	18:28	43.409	-6.992	7.8	0.17	2.3	2	7.5	6	198	1.3	E Taramundi (AS)
8/8/2019	4:43	42.527	-6.216	3	0.4	2.5	7.2	16.1	10	248	2.3	S Manzanal del Puerto (LE)
8/10/2019	4:08	42.188	-7.942	3	-	-	-	-	-	-	3.4	Celanova (OU)
8/10/2019	20:00	42.587	-7.261	2.9	0.28	6.9	5.4	5.2	8	294	2.2	O Folgoso do Caurel (LU)
8/12/2019	18:36	43.815	-6.396	12.1	0.42	2.8	3.8	4.7	12	243	2.7	NO Cabo Busto
8/13/2019	7:11	42.884	-7.701	14.3	0.41	11.8	9.3	6.3	5	312	2.2	Guntín (LU)
8/17/2019	5:15	43.460	-6.889	13.1	0.38	3.2	3.3	8.3	8	2020	1.5	NO Boal (AS)
8/19/2019	5:11	42.232	-8.341	19	-	-	-	-	-	-	2.3	E Covelo (PO)
8/19/2019	6:52	42.225	-8.365	21	-	-	-	-	-	-	2.4	E Covelo (PO)
8/19/2019	21:55	42.203	-7.898	0	-	-	-	-	-	-	2.7	A Merca (OU)
8/20/2019	13:32	44.323	-7.436	6.6	0.48	12.4	6.8	6.8	8	309	2.9	NE Estaca de Bares
8/26/2019	21:50	42.212	-7.974	-	-	-	-	-	-	-	2.6	Cartelle (OU)
8/27/2019	0:33	42.219	-7.966	7	-	-	-	-	-	-	2.4	Cartelle (OU)
8/29/2019	18:22	43.126	-7.457	2.5	0.27	6.7	2.3	9.6	8	281	2	NE Lugo (LU)
8/29/2019	3:26	42.665	-7.937	9	-	-	-	-	-	-	2.7	NE Rodeiro (PON)
8/31/2019	2:27	43.255	-5.934	27.1	0.16	7	3	11.3	4	183	1.7	NO Vega de Riosa (AS)

Anexo V

8/31/2019	1:42	43.239	-5.856	0	0.55	2.3	2.2	7.5	12	60	2.2	NE Vega de Riosa (AS)
9/3/2019	23:27	42.238	-7.951	3	-	-	-	-	-	-	1.8	A Merca (OU)
9/4/2019	6:07	43.315	-6.920	23.5	0.15	1.9	1.6	3.4	5	115	1.2	E Villanueva de Oscos (AS)
9/4/2019	22:33	42.224	-7.972	19	-	-	-	-	-	-	3.3	Cartelle (OU)
9/5/2019	4:13	42.216	-7.937	5	-	-	-	-	-	-	2.5	A Merca (OU)
9/6/2019	3:28	42.419	-6.870	3.2	0.43	4.2	4.4	4	12	284	3.5	E Barco de Valdeorras (OU)
9/9/2019	1:29	43.257	-6.962	15.1	0.21	3.9	1.8	8.3	4	113	1.1	S San Martín de Oscos (AS)
9/9/2019	6:55	43.045	-5.023	10.5	0.31	6.6	2.6	10.4	5	272	1.3	N Riaño (LE)
9/11/2019	22:03	43.203	-3.547	15	-	-	-	-	-	-	2	Asón (CA)
9/19/2019	19:54	42.915	-7.149	20.8	0.48	14.4	9.8	6.3	3	281	1.6	Baralla (LU)
9/24/2019	10:40	42.728	-7.014	5	0.36	3.6	3.4	4.3	13	271	3	Piedrafita do Cebreiro (LU)
10/5/2019	23:37	43.001	-4.455	0	0.42	10.6	9.3	10.2	5	326	-	S Piedrasluengas (PA)
10/6/2019	5:28	43.313	-6.604	8.2	0.36	2.3	1.8	7	9	74	1.7	N Pola de Allande (AS)
10/7/2019	22:05	41.068	-6.864	10	-	-	-	-	-	-	2.3	Poiares (PO)
10/8/2019	14:53	43.300	-6.978	0	0.02	1.4	4.2	75	3	178	1.1	S Villanueva de Oscos (AS)
10/18/2019	12:20	43.590	-7.541		-	-	-	-	-	-	1.9	E Oroul (LU)
10/27/2019	3:56	43.140	-6.586	18.7	0.21	3	1.7	4.6	5	152	1.5	SO Cangas del Narcea (AS)
10/27/2019	3:53	43.114	-6.571	17.8	0.23	1.3	1.2	2	13	79	2.1	S Cangas del Narcea (AS)
10/31/2019	16:38	43.326	-5.594	19	0	2.5	2.5	4.2	3	231	0.8	O Martimporra (AS)
11/1/2019	7:20	42.219	-7.944	5	-	-	-	-	-	-	2.4	A Merca (OU)
11/4/2019	7:07	42.935	-7.649	0	0.03	-	-	-	3	301	2.2	O Corgo (LU)
12/1/2019	2:14	43.008	-7.282	12.1	0.17	6.1	2.9	3.8	4	269	1.9	SE Castroverde (LU)
12/10/2019	5:55	43.081	-5.152	0.1	0.32	5.2	2.3	5.1	9	247	2.7	NE Maraña (LE)
12/15/2019	12:08	42.415	-7.057	0	0.35	6.9	4.6	8.9	9	295	2.8	O Barco de Valdeorras (OU)
12/28/2019	2:00	43.020	-7.182	2.9	0.17	4.1	2.8	7.4	8	268	2.2	E Castroverde (LU)
1/4/2020	19:32	42.109	-7.187	3	-	-	-	-	-	-	2.2	Vilariño de Conso (OU)
1/9/2020	0:08	42.260	-7.707	-	-	-	-	-	-	-	2.4	Baños de Molgas (OU)
1/14/2020	1:07	43.183	-6.153	16.6	0.19	2	2.2	3.5	6	112	1.4	O Entrago (AS)
1/23/2020	21:04	43.040	-7.042	5.5	0.21	3	4.4	38.2	5	272	1.2	S Fonsagrada (LU)
1/27/2020	7:04	42.739	-6.493	1.1	0.41	3.1	3.9	5.7	10	244	1.8	S Páramo del Sil (LE)
1/30/2020	22:01	43.088	-7.379	22.3	0.15	4.5	3.3	3.2	5	315	1.5	NE Lugo (LU)

En esta tesis doctoral se presenta un detallado estudio sismológico-geológico de la corteza de la cordillera Cantábrica, basado en el análisis de registros sísmicos antiguos y actuales adquiridos en el área. Este estudio tiene dos objetivos principales. El primero de ellos consiste en la determinación de las propiedades sísmicas de la corteza superior de un amplio sector del noroeste de la península ibérica, especialmente en el área en torno a la falla de Ventaniella, una gran estructura que atraviesa de manera oblicua la cordillera Cantábrica y que ha jugado un importante papel en la historia geológica reciente de la región. El segundo objetivo es la monitorización y análisis de la sismicidad asociada a las principales estructuras tectónicas de la cordillera y del margen continental.

This PhD thesis presents a detailed seismological and geological study of the crust under the Cantabrian Mountains, based on the analysis of both old and current continuous seismic recordings in the area. The main objectives of this work were twofold. The first goal was to study the seismic properties of the upper crust in a large sector of the NW of the Iberian Peninsula, especially in the area around the Ventaniella fault, a major structure that cuts obliquely the Cantabrian Mountains and has played an important role in the recent geological history. The second objective consisted in the monitoring and analysis of the seismic activity associated to the most significant tectonic structures within the mountain chain and the continental shelf.