

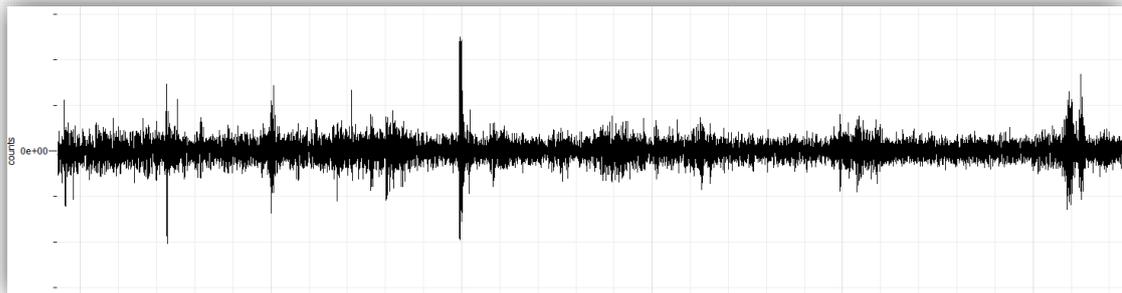


UNIVERSIDAD
DE GRANADA



TRABAJO FIN DE MÁSTER EN GEOLOGÍA APLICADA A LOS
RECURSOS MINERALES Y ENERGÉTICOS
– Especialidad en Recursos Energéticos –

Sísmica pasiva en estudios de almacenamiento geológico



Autora:

María Agustina López Ordines

Tutoras:

Beatriz Benjumea (IGME-CSIC)

Paula Fernández-Canteli Álvarez (IGME-CSIC; UGR)

Septiembre de 2023

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a Beatriz Benjumea por la excelente tutoría durante el desarrollo de todo el trabajo, siempre presente y generosa. También a Paula Fernández-Canteli Álvarez por sus consejos y guía, y por permitirme realizar el trabajo en el Instituto Geológico y Minero de España, en el marco del proyecto europeo pilotSTRATEGY.

En segundo lugar, quiero agradecer a la Universidad de Granada por darme la oportunidad de seguir creciendo profesionalmente.

Asimismo, a mis compañeros del máster por estar siempre presentes, en los buenos momentos y los no tanto.

Finalmente, agradecer a mi pareja, a mis amigos/as y mi familia, que más cerca o más lejos me han brindado su apoyo en todo momento.

A mí.

Las fronteras de la vida son sólo creaciones del yo. Vale tanto tu determinación, como tu inteligencia.

(El monje que vendió su Ferrari)

Índice

Resumen	V
Abstract.....	V
1. Introducción	1
1.1. Objetivos.....	2
1.2. Situación geográfica	2
2. Contexto Geológico	3
3. Marco Teórico	7
3.1. Método del cociente espectral H/V.....	7
3.2. Técnica de autocorrelación	9
4. Datos y Metodología	12
4.1. Método del cociente espectral H/V.....	13
4.2. Técnica de autocorrelación	17
5. Resultados	20
5.1. Método del cociente espectral H/V.....	20
5.2. Técnica de autocorrelación	24
6. Discusión.....	26
7. Conclusiones	28
8. Conclusion	29
9. Referencias bibliográficas.....	30

Resumen

Los estudios de almacenamiento geológico han ido tomando más importancia año tras año debido a la creciente necesidad de reducir las emisiones de gases de efecto invernadero a la atmósfera, sobre todo de dióxido de carbono (CO₂), en contexto del calentamiento global. Así, el centro nacional IGME-CSIC, en el marco del proyecto ALGECO2, identificó una serie de potenciales estructuras geológicas para almacenamiento de este gas entre las que se encuentra la estructura de Lopín, ubicada al sur de la cuenca del Ebro. Actualmente, en el marco del proyecto europeo PilotSTRATEGY esta estructura está siendo estudiada con mayor detalle por lo que es importante, y necesario, poder investigarla a partir de las diversas técnicas disponibles para la caracterización del subsuelo. Asimismo, el concepto de descarbonización requiere que las metodologías de trabajo empleadas sean rentables, y de baja huella de carbono. Por ello, en este trabajo se pretende demostrar que el uso de datos de sísmica pasiva, mediante el registro de ruido sísmico ambiente, es una herramienta geofísica útil, complementaria, eficiente y económica para obtener información geológica del subsuelo alineada a dicho concepto. En consecuencia, se presentan aquí dos metodologías de trabajo diferentes, pero complementarias, para el procesamiento y análisis de los datos de ruido sísmico ambiente a partir de las cuales se obtuvieron resultados coherentes con la bibliografía asociada a la zona de estudio. Estas son el método del cociente espectral H/V y la técnica de autocorrelación.

Abstract

Geological storage studies have become increasingly important year after year due to the growing need to reduce greenhouse gas emissions into the atmosphere, especially carbon dioxide (CO₂), in the context of global warming. Thus, the IGME-CSIC national centre, within the framework of the ALGECO2 project, identified a series of potential geological structures for storing this gas, including the Lopín structure, located to the south of the Ebro basin. Currently, within the framework of the European PilotSTRATEGY project, this structure is being studied in greater detail and it is therefore important, and necessary, to be able to investigate it using the various techniques available for the characterisation of the subsoil. Furthermore, the concept of decarbonisation requires that the methodologies used are cost-effective and have a low carbon footprint. Therefore, this paper aims to demonstrate that the use of passive seismic data, through the recording of ambient seismic noise, is a useful, complementary, efficient and economical geophysical tool to obtain subsurface geological information aligned with this concept. For this purpose, two different but complementary methodologies for the processing and analysis of ambient seismic noise data are presented here, with results consistent with the literature associated with the study area. These are the H/V spectral ratio method and the autocorrelation technique.

1. Introducción

El presente trabajo forma parte de la asignatura Trabajo Fin de Máster, perteneciente al Máster en Geología aplicada a los Recursos Minerales y Energéticos (GEOREC), en particular a la Especialidad en Recursos Energéticos, que brinda la Universidad de Granada. El mismo se llevó a cabo en conjunto con el Grupo de Investigación Geofísica y Geología del Subsuelo, y el de GeoEnergía, ambos pertenecientes al Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), en el marco del proyecto PilotSTRATEGY.

Este trabajo se desarrolla en torno al concepto de descarbonización, el cual está relacionado con la Captura y Almacenamiento de CO₂ (CAC) para reducir las emisiones de este gas a la atmósfera. Esta es una tecnología importante dentro del proceso de transición energética, y por lo tanto es necesaria para cumplir con los objetivos respecto del cambio climático, y así hacer frente al calentamiento global. La misma consiste en el proceso de separación y captura del CO₂ producido por fuentes industriales o energéticas, la posterior compresión del gas y el transporte al lugar de almacenamiento, como por ejemplo estructuras geológicas profundas en el subsuelo (Metz et al., 2005). El centro nacional IGME-CSIC es pionero en España en el estudio y caracterización de áreas y estructuras geológicas favorables para la CAC. Así, este centro ha desarrollado varios programas, como lo fue ALGECO2, para la identificación de potenciales estructuras para almacenamiento de CO₂ (García Lobón et al., 2010), entre ellas la estructura analizada en este trabajo, denominada Lopín, ubicada al sur de la cuenca del Ebro. Actualmente, el IGME-CSIC participa en el proyecto PilotSTRATEGY (2021-2026), el cual es de carácter europeo y tiene como objetivo la caracterización en detalle de acuíferos salinos profundos (DSA, *Deep Saline Aquifers*), para su uso como almacén CO₂ en tres regiones de Europa – en Francia, Portugal y España- y en el menor detalle en Polonia y Grecia. La estructura seleccionada en España, Lopín, está ubicada en la cercanía de la ciudad de Zaragoza.

El almacenamiento de CO₂ en estructuras geológicas consiste en inyectar CO₂ supercrítico en los acuíferos profundos, rocas porosas y permeables que contienen agua de alta salinidad. Cabe destacar, que la estructura geológica almacén debe encontrarse a una profundidad mayor o igual a 800 m (Bachu, 2003) donde las condiciones de presión y temperatura aseguran que el CO₂ se encuentra en fase supercrítica. Para servir como almacén, estos acuíferos deben estar acotados superiormente por capas de roca impermeable que actúan como sello.

La estructura de Lopín, a 1600 m de profundidad, está constituida por un alto de basamento conformado por *horst* y *grabens* limitados por fallas NO-SE. En ella, las formaciones principales de investigación son las facies detríticas Buntsandstein y las facies evaporíticas Röt, como posibles almacén y sello respectivamente. También son de interés las facies evaporíticas del Muschelkalk medio y las Keuper como potenciales sellos secundarios (Ayala et al., 2023).

1.1. Objetivos

Como objetivo general, el presente trabajo busca comprobar la viabilidad de la sísmica pasiva en la caracterización de una estructura en el subsuelo. De esta manera, mediante registros de ruido sísmico ambiente se desea obtener información esencial para el estudio de almacenamientos geológicos a través de un método geofísico complementario, eficiente y económico.

De modo particular, se pretende alcanzar el objetivo general mediante la aplicación de dos técnicas para el procesamiento y análisis de datos de ruido sísmico ambiente: el método del cociente espectral H/V (método H/V), y la técnica de autocorrelación de datos sísmicos.

1.2. Situación geográfica

El área de estudio se encuentra hacia el margen sur de la cuenca del Ebro, a 40 km al SE del área industrial de Zaragoza y a 20 km al NW de la central térmica de Escatrón, dentro de la comunidad autónoma de Aragón (Figura 1).

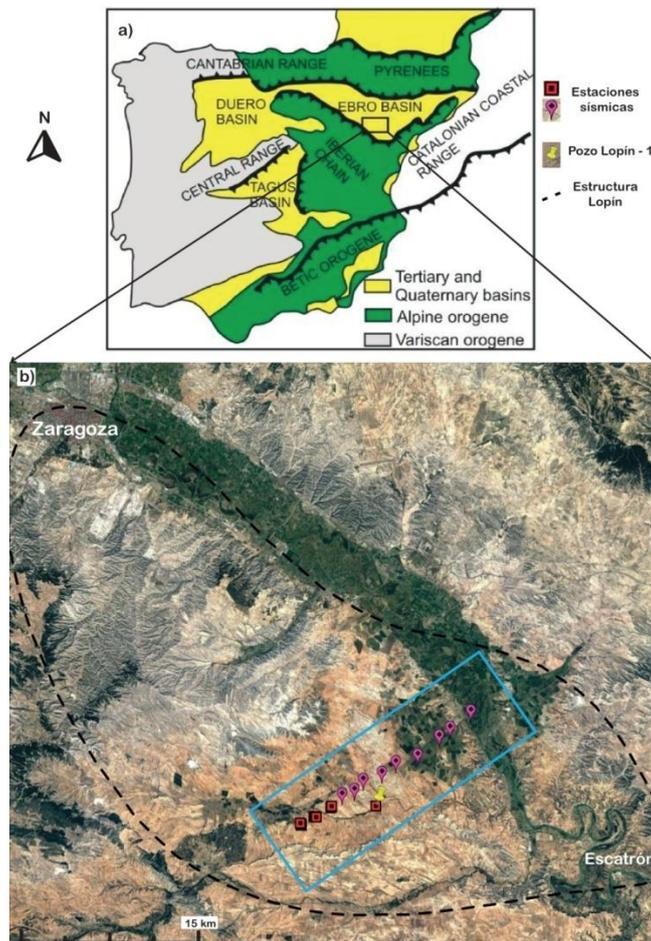


Figura 1: a) Mapa de la Península Ibérica donde se destacan los principales dominios geológicos (Modificado de Ayala et al., 2023). b) Situación geográfica de la zona de estudio (recuadro celeste). Se observan aquí también las estaciones sísmicas analizadas y la ubicación del pozo Lopín-1. La línea discontinua negra marca la forma de la estructura de Lopín en subsuelo (Imagen obtenida de Google Earth).

2. Contexto Geológico

La cuenca del Ebro es una depresión de edad terciaria que representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica. Sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo. Está caracterizada por una forma triangular, y se encuentra limitada al N por los Pirineos, al SO por la Cordillera Ibérica y al SE por las Cadenas Costero Catalanas. (Pardo et al., 2004) (Figura 2)

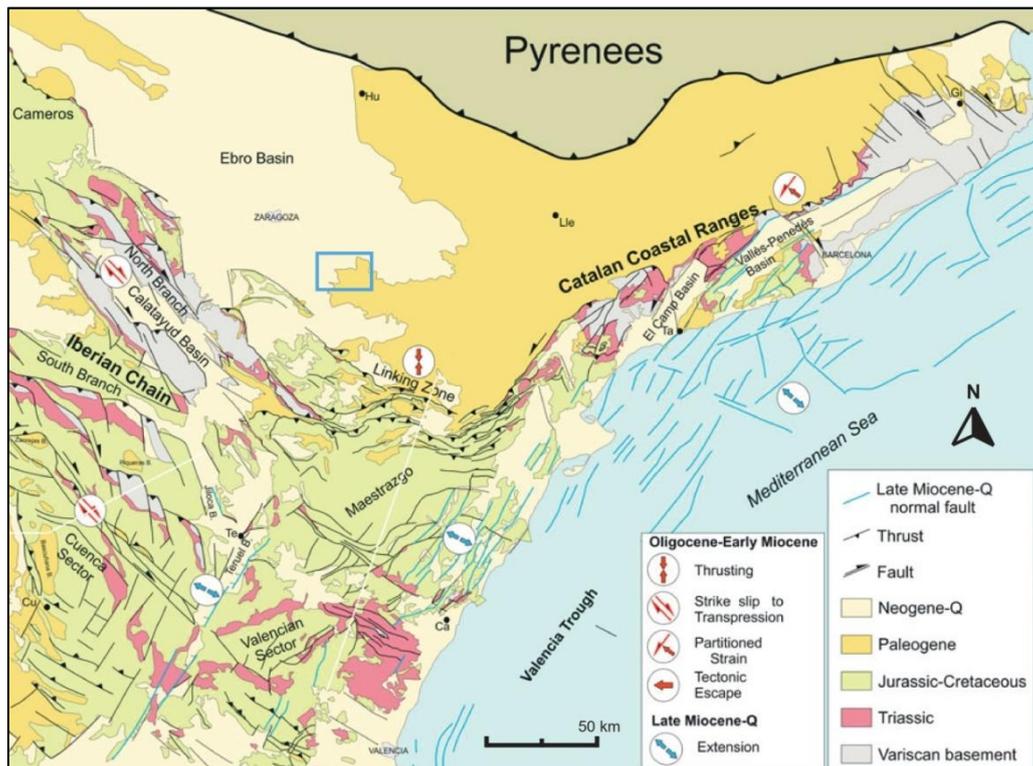


Figura 2: Contexto geológico y tectónico de la cuenca del Ebro. El recuadro celeste resalta la zona de estudio (Modificado de Vegas et al., 2019).

La estructura de la cuenca del Ebro es el resultado de una subsidencia definida por tres etapas tectónicas. La primera, en el Triásico e Infralías, y la segunda, desde el Kimmeridgiense hasta el Albiense, se caracterizan por una tectónica extensional asociada a fases de *rifting*. Mientras que la tercera etapa, en el Cretácico tardío, está caracterizada por el comportamiento flexural de la litósfera causado por la carga del orógeno pirenaico (Desegaulx & Moretti, 1988). Las fases de *rift* produjeron el desarrollo de cuencas intracontinentales mesozoicas que dieron lugar a dos líneas de depresiones separadas por el Alto del Ebro: el *Rift* Pirenaico y el *Rift* Cantábrico-Ibérico-Catalán. Posteriormente, durante el Cretácico tardío-Paleógeno, estas cuencas de *rift* fueron invertidas como consecuencia del episodio compresivo asociado con la colisión de la placa Ibérica y la placa Europea, en contexto de la denominada orogenia alpina. De esta manera, se crearon los cordones montañosos que enmarcan a la cuenca del Ebro: los Pirineos con una orientación ONO-ESE, la Cordillera Ibérica con orientación NO-SE y las Cadenas Costero Catalanas de orientación NE-SO, pasando

a ser estas áreas fuente de la futura cuenca del Ebro desde el Paleoceno (Salas et al., 2010; Pardo et al., 2004).

Así, la evolución paleogeográfica de la cuenca del Ebro estuvo controlada esencialmente por la actividad tectónica que condicionó la topografía y extensión de las áreas fuentes, la orientación de los márgenes de la cuenca y la variación de las tasas de subsidencia y aporte sedimentario a lo largo del Terciario. Por ello, la cuenca del Ebro no es uniforme en sus rasgos y puede dividirse en tres sectores en función de su estructura, de la historia de subsidencia y de la edad de los materiales aflorantes: un *Sector Occidental* que fue intensamente subsidente tanto en el Paleógeno como en el Neógeno, con espesores totales que superan los 5000 m; un *Sector Central*, más amplio y menos subsidente, con estructura prácticamente tabular. Aquí, en las proximidades del margen ibérico, el substrato pre-terciario está afectado por cabalgamientos de tendencia preferentemente NO-SE y vergencia N que condicionaron la sedimentación paleógena, e incluso neógena, a espesores totales por debajo de los 400m; y un *Sector Oriental*, donde no existe registro del relleno Neógeno, pero que fue netamente subsidente durante el Paleógeno. (Pardo et al., 2004; Campos et al., 2008)

Respecto al relleno de la cuenca (Figura 3), con excepción del sector occidental, el mismo presenta una forma de prisma abierto hacia el norte donde la base del Terciario puede encontrarse a más de 3000 m bajo el nivel del mar en el margen pirenaico. Dicha unidad cronoestratigráfica ha sido dividida en ocho Unidades Tectosedimentarias (UTSs) a partir de los materiales autóctonos aflorantes. Estas unidades se encuentran separadas por rupturas sedimentarias generadas por variaciones de la actividad tectónica en las cadenas que limitan la cuenca. Así, las tres primeras unidades son paleógenas, la cuarta se da en la transición Paleógeno-Neógeno, y las cuatro restantes son miocenas. Cada UTSs posee su propia evolución, generalmente compleja, relacionada con las variaciones en la subsidencia y en el aporte sedimentario, como también con el nivel de base para los depósitos marinos Paleoceno-Eoceno (Pardo et al., 2004), y comprenden de manera general secuencias detríticas y evaporíticas continentales (Ayala et al., 2023).

Los materiales de la cuenca de antepaís cenozoica se sitúan discordantemente sobre las unidades mesozoicas del sistema de cuencas intracontinentales que se desarrollaron en Iberia a lo largo de esta unidad cronoestratigráfica (Butillé et al., 2012), y presentan estratificación horizontal en superficie (Ayala et al., 2023). La serie mesozoica que se dispone bajo los sedimentos terciarios está constituida, en términos genéricos, por una sucesión alternante de secuencias siliciclásticas y carbonáticas y/o evaporíticas (Campos et al., 2008). Este relleno sedimentario *syn-rift* puede alcanzar espesores superiores a los 8000 m dentro de las cuencas intracontinentales debido a la actividad de las fallas, de carácter normal, que provocaron el desarrollo de estos sistemas de *rift* (Salas et al., 2010).

Los depósitos sedimentarios mesozoicos cubren rocas paleozoicas que conforman el basamento deformado y metamorfozado debido a la orogenia Varisca del Carbonífero tardío (Ábalos et al., 2002). De base a techo, estos depósitos se

caracterizan por un Triásico en facies germánicas con sus tres litotipos característicos (Jurado, 1990):

- Las facies Buntsandstein, desarrolladas durante los primeros estadios de la extensión continental (Butillé et al., 2012), se depositaron entre el Pérmico tardío y el Triásico medio y representan depósitos fluviales de areniscas, con niveles menores de conglomerados y limos (Arche & López-Gómez, 1996).

- Las facies Röt (Triásico medio), tienen entidad como unidad sedimentaria en la cuenca del Ebro (Jurado, 1989). Representan el comienzo de la sedimentación marina, y están formadas por lutitas y margas de origen estuarino (Arche & López-Gómez, 1996), además de areniscas en delgados niveles y yesos en esporádicas ocasiones (López-Gómez & Arche, 1992).

- Las facies Muschelkalk (Triásico medio-superior), presentan los tres niveles típicos: un Muschelkalk inferior (M1) carbonatado, un Muschelkalk medio (M2) arcilloso-evaporítico y un Muschelkalk superior (M3) carbonatado (Butillé et al., 2012; Jurado, 1990). Los dos niveles carbonáticos representan depósitos marino someros, mientras que el nivel arcilloso-evaporítico se corresponde con un ambiente de *sabkha* (Vargas et al., 2009).

- Las facies Keuper, desarrolladas en el Triásico superior, representan dos ciclos transgresivo-regresivo y están formadas por lutitas, margas y evaporitas en un ambiente de sedimentación marino-costera (Arche & López-Gómez, 1996).

Los tres episodios evaporíticos (Röt, Muschelkalk medio y Keuper) se desarrollaron en un área cada vez más amplia, así mientras las evaporitas de las facies Röt tienen aproximadamente 50 m de espesor, las evaporitas de M2 alcanzan potencias del orden de los 300 m y las del Keuper llegan a superar los 500 m (Jurado, 1990).

La transición al Jurásico se caracteriza por los depósitos carbonáticos marinos de la Fm. Imón (Butillé et al., 2012), que pueden alcanzar espesores mayores a 20 m y pertenecen al Triásico superior (Noriense) (Arche & López-Gómez, 1996). A estos le siguen los depósitos de un cuarto episodio evaporítico que pertenecen al Lías basal, ya en la base del Jurásico, y corresponden a una potente unidad de anhidrita con intercalaciones de dolomías. A esta unidad se la conoce como Fm. Lécera o Unidad Anhidrítica, y según sondeos la potencia puede oscilar entre los 200-400 m, o más (Jurado, 1990). A continuación, se encuentran los depósitos del Jurásico medio y superior constituidos por margas y carbonatos asociados a plataforma marina somera (Desegaulx & Moretti, 1988; Butillé et al., 2012), y presentan un espesor de unos 300 m (Ayala et al., 2023).

Finalmente, la serie mesozoica culmina con depósitos del Cretácico de distribución geográfica irregular y de litologías muy heterogéneas (García-Quintana, 1977). El Cretácico inferior está caracterizado por importantes variaciones en la sedimentación en relación a la deformación durante el periodo de *rifting* del Golfo de Vizcaya (Pueyo et al., 2010). Por otro lado, los materiales *post-rift* del Cretácico superior prácticamente no se preservaron debido a procesos de erosión previos al depósito de los sedimentos cenozoicos con la respectiva discordancia en su base (Butillé et al., 2012).

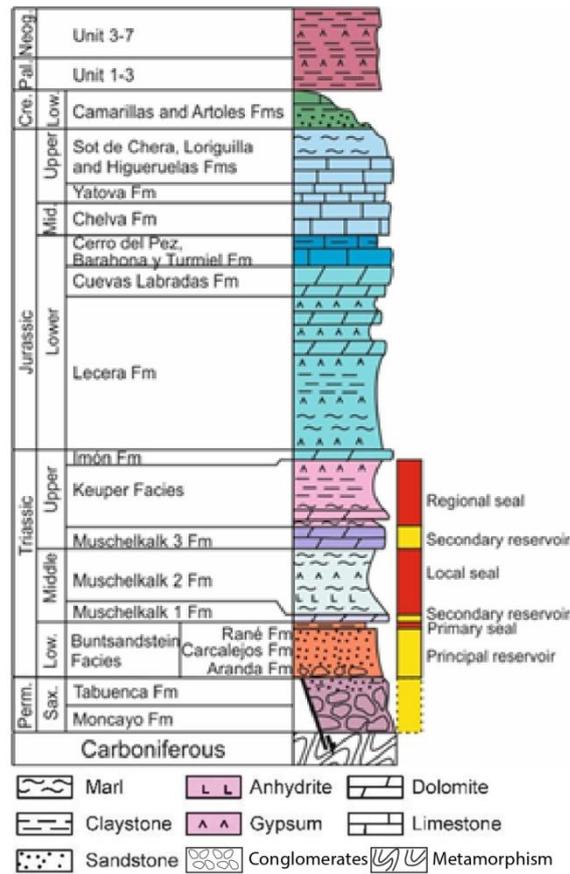


Figura 3: Columna estratigráfica general de la cuenca del Ebro. Se destacan los posibles reservorios y sellos para el almacenamiento de CO₂. Modificado de Ayala et al. 2023.

3. Marco Teórico

Como se mencionó en el apartado de objetivos, el presente trabajo consiste en analizar ruido sísmico ambiente con el fin de obtener información de subsuelo. Dicho ruido, también denominado microtremor, se refiere a vibraciones que no se deben a eventos de corta duración como los terremotos o las explosiones (Steinwachs, 1974), sino que se relacionan a vibraciones ambiente del suelo ocasionadas por diversas fuentes cercanas a la superficie, tales como: el viento, las mareas, la actividad humana, el tráfico y la industria, etc. (Bonney-Claudet, et al., 2006; García-Jerez, et al., 2016).

Debido a que se trata de una técnica geofísica que no utiliza una fuente activa para generar el campo de ondas a estudiar, se define a esta como un método de sismica pasiva.

A continuación, se explicarán brevemente cada una las técnicas utilizadas para el procesamiento e interpretación de los registros de microtremores.

3.1. Método del cociente espectral H/V

El método del cociente espectral H/V, también denominado técnica de Nakamura (Nogoshi & Igarashi, 1970; Nakamura, 1989), consiste en la relación entre los espectros de amplitud de la componente horizontal y la vertical del ruido sísmico ambiente registrado en un punto.

La adquisición de dicho ruido se realiza en una sola estación, compuesta por un sensor de 3 componentes. De esta manera, el posterior cómputo de la relación espectral de las componentes horizontal y vertical registradas en el mismo sitio eliminaría la influencia del efecto de las fuentes, dado que el espectro de ruido medido en un sitio no solo responde a la influencia del subsuelo (efecto de sitio), sino también a la de las fuentes (efecto de las fuentes) (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999). Esto ayudaría a mejorar la relación señal-ruido del dato a analizar.

La relación espectral resultante da lugar a gráficas conocidas como “curvas H/V” las cuales presentan picos de amplitud a determinadas frecuencias, que no podrían ser leídas directamente desde el espectro de ruido medido (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999), y que estarían relacionadas con la frecuencia fundamental de resonancia del sitio en cuencas con sedimentos blandos sobre basamento (Bonney-Claudet, et al., 2006; Lachet & Bard, 1995) y/o a contrastes de impedancia significativos con formaciones subyacentes más rígidas (Ayala et al., 2023; Bonney-Claudet, et al., 2006). A su vez, como ya se mencionó, estas frecuencias serían independientes de la función de la fuente, y dependerían únicamente de las características de la estructura geológica (Lachet & Bard, 1995). De esta manera, el método H/V permite mediante las curvas H/V obtener una relación espectral asociada a la función de transferencia del sitio del estudio, es decir, conectada a parámetros estructurales y geotécnicos de las capas del subsuelo como lo son espesores y velocidades de onda S (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999).

Así, varios autores han aplicado el método H/V en estudios de exploración (por ejemplo: Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999; Ayala et al., 2023; Gabàs et al., 2016) aprovechando la relación existente entre la frecuencia del pico de amplitud en las curvas H/V ($f_{H/V}$) y la profundidad (z) de un contacto con un contraste de impedancia significativo (Gabàs et al., 2016). A partir de la bibliografía se pueden destacar dos relaciones entre estas cantidades. Una, de carácter más bien teórico, involucra a la velocidad de las ondas S (V_s) (Parolai, 2012; Ayala et al., 2023):

$$f_{H/V} = \frac{\bar{V}_s}{4z} \quad (1)$$

Mientras que la otra proviene de una relación empírica determinada por Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999:

$$z = a f_{H/V}^b \quad (2)$$

Siendo a y b constantes empíricas.

Ambas ecuaciones asumen que la variación lateral de la velocidad de onda S es despreciable en la cobertera sedimentaria, y que la misma varía únicamente con la profundidad (Parolai, 2012; Ayala et al., 2023; Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999).

Sin embargo, aunque la técnica muestra una buena correlación empírica entre los picos de las curvas H/V (al menos teniendo en cuenta las frecuencias) y los espesores contrastados, las bases físicas del método son controversiales (Bonney-Claudet, et al., 2006; Lachet & Bard, 1995; Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999), sobre todo respecto al significado de la amplitud de las curvas (Pilz et al. 2009). Nakamura (1989) estableció que si la forma de las curvas H/V es controlada por la resonancia de las ondas S en los sedimentos entonces el pico de la curva H/V, tanto en frecuencia como amplitud, estaría directamente relacionado a la frecuencia fundamental y a la amplificación del sitio. Otros autores (Konno & Ohmachi 1998; Lachet & Bard, 1995) aseguraron que si la curva está controlada por la polarización de las ondas superficiales solo habría una correlación indirecta de la amplitud con la amplificación del sitio (Bonney-Claudet, et al., 2006). Así, Lachet & Bard (1995), a partir de simulaciones numéricas, demostraron que la forma de la curva está fuertemente controlada por las ondas superficiales, por lo que la relación H/V no puede usarse para definir la amplificación de las ondas de cuerpo dado que la amplitud es muy sensible a parámetros tales como el coeficiente de Poisson y la distancia de la fuente al receptor. Por otro lado, Sánchez-Sesma et al. (2011) planteó que para una comprensión física profunda el ruido sísmico debe ser considerado como un campo de ondas difusivo conteniendo todo tipo de ondas elásticas. Es por todo esto que se define al método H/V como un método experimental.

Finalmente, a pesar de las incertidumbres teóricas, el método H/V es ampliamente utilizado en el estudio del efecto de sitio, el cual está asociado a la determinación de la frecuencia de resonancia y de la amplificación de las ondas sísmicas durante un terremoto, por lo que tiene especial interés en los campos de ingeniería sísmológica, geotecnia y geología (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999; Ayala et al., 2023).

3.2. Técnica de autocorrelación

El método de autocorrelación se encuentra definido dentro del concepto de interferometría sísmica. Este se basa en la correlación cruzada de registros de ondas obtenidos en dos estaciones sísmicas separadas una cierta distancia (Romero & Schimmel, 2018).

La correlación cruzada entre dos conjuntos de datos sísmicos permite obtener una medida de la similitud entre ellos en función de un desfase temporal. Esto implica el deslizamiento progresivo de una forma de onda sobre la otra, y la suma de los productos de multiplicación cruzada sobre el intervalo de tiempo común de las formas de ondas. Así, la función de correlación cruzada resultante presentará picos en tiempos de desfase donde las formas de ondas presenten mayor similitud, y tenderá a amplitudes muy pequeñas cuando las formas de ondas sean muy diferentes (Schimmel, 1999). A su vez, la función de correlación cruzada permite estimar la función de Green, es decir, el carácter dispersivo del medio, entre los dos receptores (Romero & Schimmel, 2018; Parolai, 2012).

Cuando la distancia entre las estaciones tiende a cero, la correlación cruzada se convierte en una autocorrelación, donde se compara una traza consigo misma. De esta manera, la función de autocorrelación (autocorrelograma) correspondería a una función de Green de offset cero, brindando información de la estructura local por debajo de una única estación sísmica (Romero & Schimmel, 2018). Autores como Claerbout (1968), Frasier (1970) y Wapenaar (2003, 2004) demostraron que para un medio estratificado la respuesta de reflectividad puede ser recuperada a partir de la autocorrelación de una onda plana transmitida originada en el subsuelo, incluyendo las reflexiones primarias de las ondas de cuerpo y sus múltiples (Saygin et al., 2017; Romero & Schimmel, 2018). De esta manera, varios son los estudios que han utilizado la técnica de autocorrelación, en especial de ruido sísmico ambiente, para la recuperación de las reflexiones de la onda P de reflectores como la corteza (Ruigrok et al., 2011, 2012), el Moho (Tibuleac & von Seggern, 2012), basamentos de cuencas (Saygin et al., 2017; Romero & Schimmel, 2018), o contrastes más someros de interés para la geofísica de exploración (Benjumea et al., 2022), etc. Estos estudios demuestran que no es necesario el uso de una fuente activa o la energía de un sismo para la identificación de reflexiones a partir de la técnica de autocorrelación, sino que es suficiente con el registro continuo durante algunos días de ruido sísmico ambiente en una única estación.

Existen diferentes estrategias para calcular las funciones de autocorrelación, las cuales tienen distintos enfoques de procesamiento para mejorar o estabilizar la respuesta de reflexión, debido a la variabilidad y multitud de señales que suelen encontrarse (Romero & Schimmel, 2018). En este trabajo se utilizó el método de correlación cruzada por fase (PCC, *Phase Cross-Correlations*) el cual es independiente de las amplitudes de las trazas, y por lo tanto el resultado no se ve afectado por eventos energéticos como sismos, fallas instrumentales, ruidos puntuales, etc. Dicho método emplea el análisis de traza compleja el cual permite dividir cualquier serie de tiempo real en dos funciones, una de amplitud instantánea y

otra de fase instantánea. Considerando este análisis, el método de PCC emplea únicamente el término de fase instantánea, y lo utiliza para medir la similitud de este en las trazas analíticas dado que la fase instantánea es la misma para formas de ondas exactamente iguales, independientemente de las amplitudes. Las trazas analíticas se obtienen a través de la transformada de Hilbert de las trazas reales. Así, el método de PCC emplea los principios de la interferencia constructiva y destructiva, y arroja amplitudes que varían entre -1 y 1 para señales anticorrelacionadas o perfectamente correlacionadas según la fase instantánea, respectivamente, y valores igual a 0 cuando no hay ningún tipo de coherencia (Romero & Schimmel, 2018; Schimmel, 1999).

Otra ventaja del método de PCC es que no requiere pre-procesamiento para balancear las amplitudes de las trazas ya que, como se mencionó anteriormente, es independiente de ellas. De esta manera, la correlación cruzada por fase ayuda a preservar la forma de onda de las trazas y conduce a una mejor extracción de la señal en la función de la autocorrelación resultante (Romero & Schimmel, 2018). Esto es importante dado que se espera que las reflexiones de las ondas de cuerpo sean de baja amplitud en el ruido sísmico ambiente (Draganov et al., 2009). En consecuencia, el método de PCC permite discriminar entre formas de onda muy similares y es adecuado para detectar llegadas débiles que están ocultas en señales de mayor amplitud (Schimmel, 1999). Es importante destacar que los tiempos de desfase corresponden a tiempos dobles (TWT, two way travel-time).

Las técnicas de correlación cruzada y autocorrelación suelen utilizarse en combinación con técnicas de *stacking* para obtener una respuesta más robusta. De esta manera, la señal incoherente o ruido es atenuada mientras que la señal coherente es mejorada mediante una suma constructiva (Romero & Schimmel, 2018; Schimmel, 1999), aumentando la relación señal-ruido del dato resultante. Son varias las técnicas de *stacking* que pueden utilizarse, como por ejemplo: el *stack* lineal que consiste en una simple suma normalizada por el número de trazas apiladas (Romero & Schimmel, 2018), pero cuando se trabaja con señales débiles y poca cantidad de datos los métodos ordinarios pueden presentar dificultad para la eliminación del ruido (Schimmel, 1999). Esto lleva al uso de técnicas no lineales como el *stack* en el dominio del tiempo y la frecuencia ponderado por fase (tf-PWS, *time-frequency domain phase weighted stack*) (Schimmel & Paulssen, 1997; Schimmel & Gallart, 2007). Dicho método se define como un *stack* lineal ponderado por la coherencia de la fase instantánea dependiente del tiempo y la frecuencia (Figura 4). De esta manera, se mejora la señal coherente, atenuando la señal incoherente de forma independiente de las amplitudes (Romero & Schimmel, 2018).

En el presente trabajo se aplicaron ambas técnicas de *stacking* mencionadas con el fin de evaluar cual sería la mejor para la identificación de las reflexiones de la onda P de los reflectores de interés.

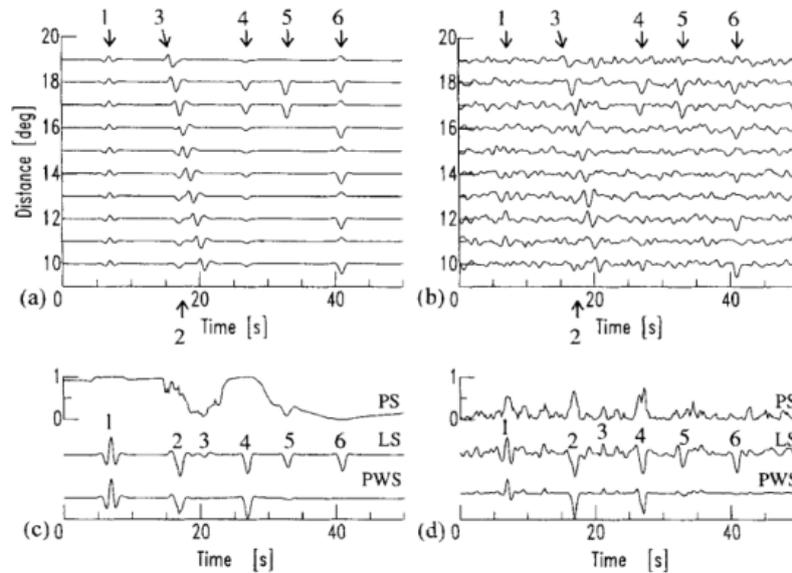


Figura 4: a) Sismogramas sintéticos que muestran arribos a diferentes tiempos. b) Los mismos sismogramas con ruido aleatorio agregado. c) *Stacks* de los sismogramas en a) mediante diferentes procesos de *stacking* (PS, *Phase Stack*; LS, *stack lineal*; PWS, *stack en el dominio del tiempo y frecuencia ponderado por fase*). d) Igual que c) pero de los sismogramas en b), es decir, con ruido aleatorio agregado. Tomado de Schimmel & Paulssen (1997).

A partir de lo expuesto en este apartado, queda claro que el análisis de ruido sísmico ambiente es una herramienta geofísica útil, complementaria, eficiente y económica para obtener información del subsuelo.

4. Datos y Metodología

En el presente trabajo se analizaron datos registrados en el año 2021 en 25 estaciones sísmicas, repartidas en 13 locaciones a lo largo de un perfil orientado SSW-NNE dentro del área de estudio (Figura 1; Figura 5). Cabe destacar que una de las estaciones analizadas (ST00) se encuentra en la ubicación del pozo Lopín-1, a 1.8 km al sur del perfil.

Las locaciones fueron espaciadas entre 1 y 2.3 km, dando lugar a un perfil de 18 km de longitud. De las 25 estaciones, 15 fueron instaladas en 3 locaciones en el extremo SW, quedando 5 estaciones sísmicas por locación separadas 50 m unas de otras. En estas se utilizaron sensores de 3 componentes y 120 s de periodo natural, los cuales estuvieron registrando por 48 horas de manera continua con un intervalo de muestro de 4 ms. Estos largos registros se obtuvieron con el objetivo de aplicar la técnica de autocorrelación a los datos resultantes, además del método H/V. Se destaca que la estación ubicada en el pozo cumple las mismas condiciones. En el caso de las estaciones restantes, se utilizaron también geófonos de 3 componentes pero con un periodo natural de 5 s y registros continuos de 2 horas, con el fin de aplicar únicamente el método H/V (Figura 5).

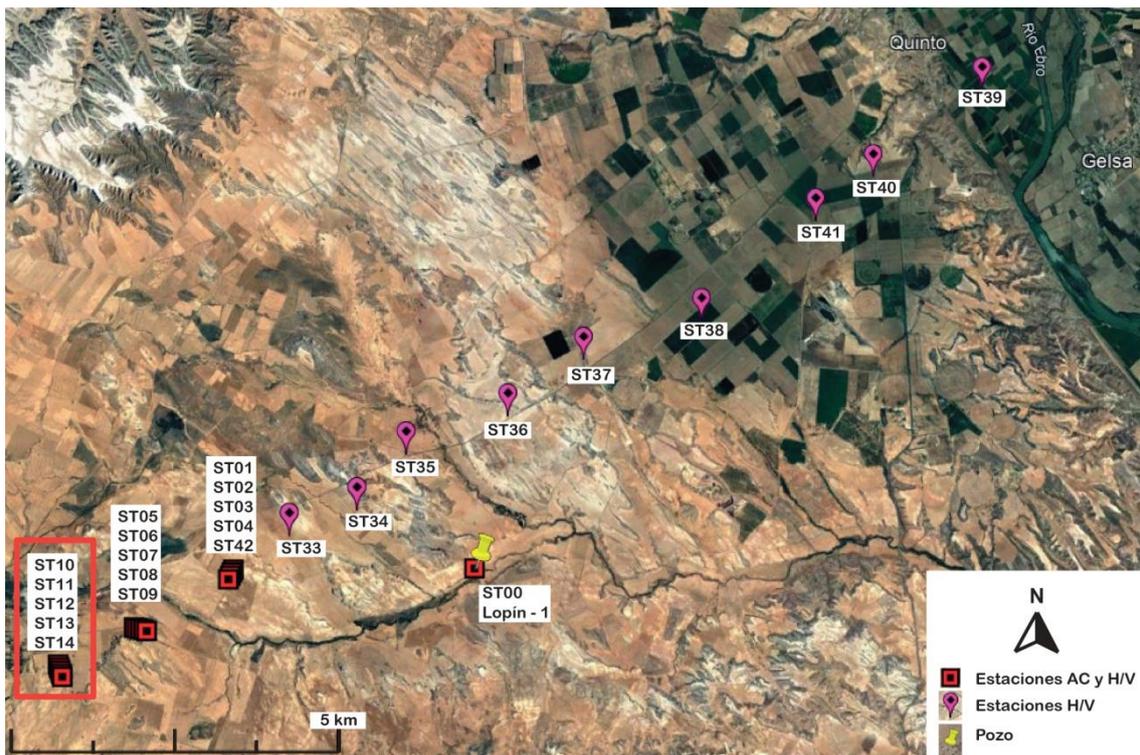


Figura 5: Ubicación de las 25 estaciones sísmicas analizadas. El pin rojo marca aquellas que fueron adquiridas con el fin de realizar la técnica de autocorrelación (AC), además del método H/V. El recuadro rojo señala las 5 estaciones analizadas mediante AC en este trabajo. El pin rosado destaca aquellas que solo se estudiaron mediante el método H/V. El pin amarillo resalta la ubicación del pozo Lopín-1 (Imagen obtenida de Google Earth).

El flujo de trabajo general en gabinete consistió en analizar y procesar los registros sísmicos de las 25 estaciones para la obtención de las curvas H/V experimentales, y su posterior modelado teniendo en cuenta la información del pozo Lopín-1 (la descripción de su litología aparece en Lanaja, 1987) (Figura 6). Luego, se llevó a cabo la técnica de autocorrelación la cual se aplicó únicamente a las 5 estaciones sísmicas ubicadas en la primera locación del extremo SW del perfil (Figura 5, recuadro rojo).

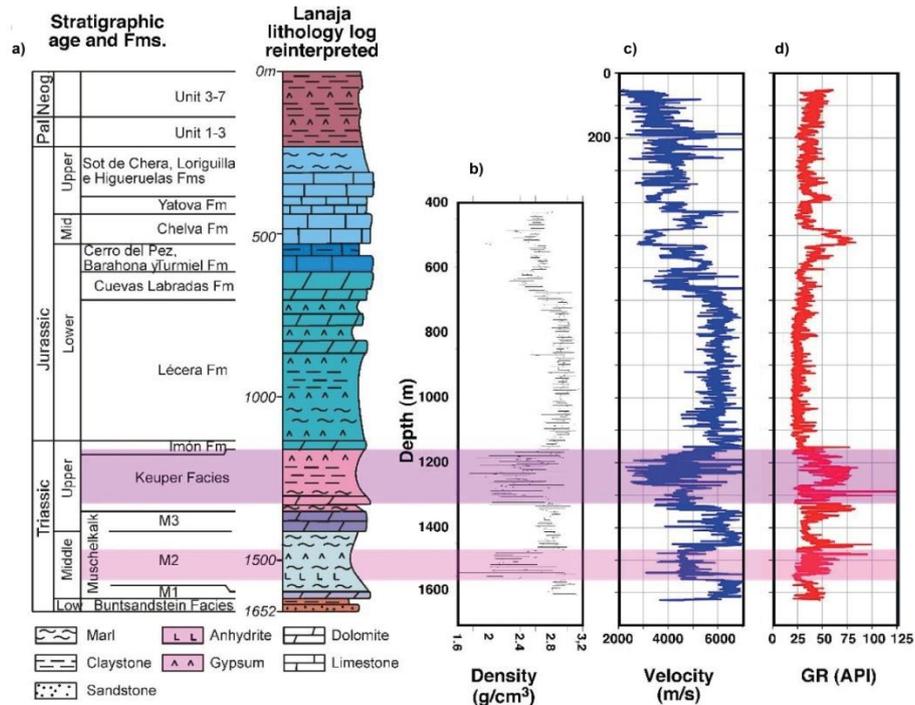


Figura 6: a) Columna estratigráfica del pozo Lopín-1. b) Registro de densidad. c) Registro de velocidad (Vp). d) Registro Gamma Ray. Modificado de Ayala et al., 2023.

4.1. Método del cociente espectral H/V

Para el tratamiento de los datos de ruido sísmico mediante el método H/V se utilizaron dos softwares libres: “Geopsy”, para el cálculo de las curvas H/V experimentales (<https://www.geopsy.org>; Wathelet et al., 2020), y “HVInv”, para el modelado de las mismas (<https://w3.ual.es/GruposInv/hv-inv/>; García-Jerez et al., 2016). Ambos funcionan en Windows.

Como se mencionó en el apartado 3.1, las frecuencias de los picos en las curvas H/V estarían relacionadas a contrastes de impedancias significativos donde las profundidades de los mismos pueden ser determinadas mediante las ecuaciones 1 y 2. Sin embargo, para obtener mayor información del subsuelo estas curvas pueden ser modeladas mediante la resolución del problema directo. En consecuencia, a partir de modelos del subsuelo se podrían obtener curvas H/V sintéticas que al ser comparadas con las experimentales permitirían explicar la morfología de estas.

El procesamiento estándar para la obtención de las curvas H/V experimentales consiste en seleccionar una ventana de tiempo estacionaria, y dividir el registro sísmico de un sensor de 3 componentes según esta ventana. Luego, se debe

computar y suavizar el espectro de amplitud de Fourier de la componente vertical y del promedio de las componentes horizontales, en cada una de las ventanas analizadas. Posteriormente, se calcula la relación espectral H/V en cada una de las ventanas. Finalmente, se consigue la curva H/V promedio (y su desviación estándar) de todas las ventanas analizadas a lo largo del registro (Ayala et al., 2023) (Figura 7). Es importante destacar, que dentro del computo del espectro, la aplicación de una función de suavizado no es obligatoria pero si muy recomendada dado que el espectro crudo de ruido contiene un gran número de frecuencias, que llevan a oscilaciones estrechas y picos que complican la lectura del registro y que pueden conducir a valores inusuales en el cálculo de la curva H/V (GeopsyWiki; https://www.geopsy.org/wiki/index.php/Welcome_to_GeopsyWiki). Además, se resalta que dado que el ruido sísmico ambiente es no periódico, en esta etapa de procesamiento se debe utilizar una función matemática tipo *Taper* para minimizar los efectos de bordes al trabajar con ventanas en el dominio de la frecuencia, y evitar así la creación de frecuencias espurias.

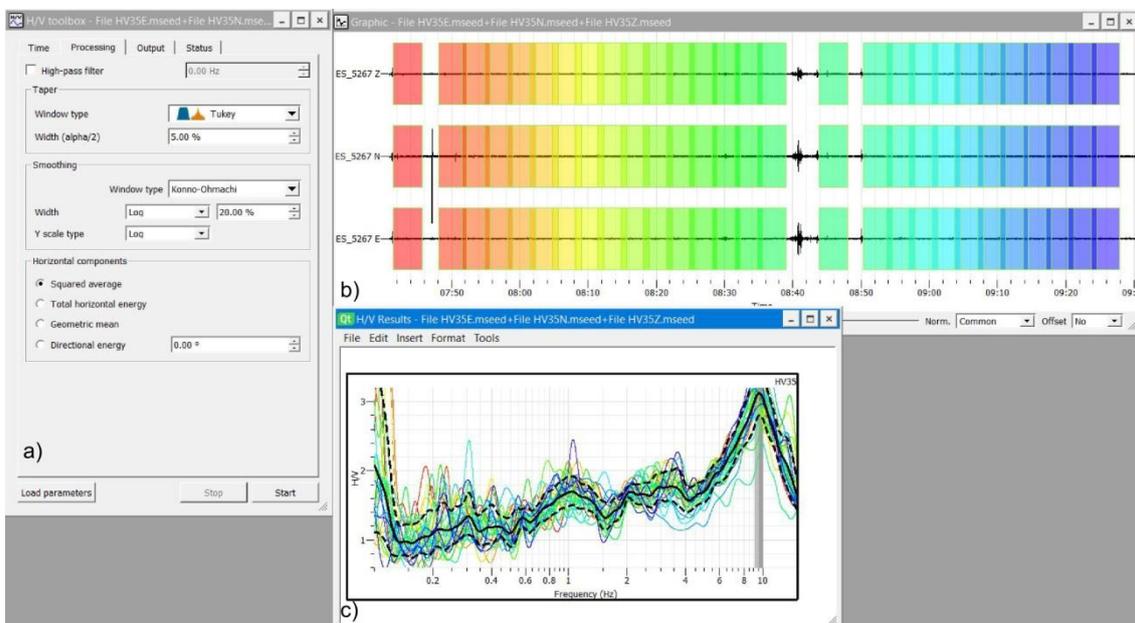


Figura 7: a) Ventana de procesamiento (*toolbox*). b) Selección de ventanas de tiempo. c) Curvas H/V experimentales (en colores, las correspondientes a las diversas ventanas; en un trazo negro continuo la curva promedio de todo el registro; y en trazos negros discontinuos las curvas correspondientes a la desviación estándar).

En el presente trabajo, se usaron ventanas de 250 s de longitud solapadas un 20%, un *Taper* tipo *Tukey* al 5 % (el cual da un buen compromiso entre el control de los efectos de bordes, el contenido de frecuencias y la atenuación de amplitudes en cada ventana), y una función de suavizado *Konno-Ohmachi* al 20 % en escala logarítmica.

Una vez computadas las curvas experimentales para cada una de las 25 estaciones sísmicas, el siguiente paso fue realizar el modelado de las mismas. Esto se llevó a cabo generando curvas H/V sintéticas y comparándolas con las curvas H/V experimentales. Las curvas H/V sintéticas se computaron como resultado de la

aplicación del problema directo, es decir, a partir de diversos modelos geológicos para las distintas locaciones, usando de base la información del pozo Lopín-1. Se probaron modelos de varias capas, pero arrojaron mejor resultado aquellos que contenían 3 capas sobre un semiespacio infinito. Es importante destacar que el modelado se realizó teniendo en cuenta el ajuste de las frecuencias y no de las amplitudes, según lo comentado en el apartado 3.1.

El modelo inicial se generó para la locación del pozo Lopín-1, y en base a su información se calcularon los valores de velocidad de onda P (V_P) y se estimaron los espesores para las capas, los cuales fueron levemente ajustados a la hora de comparar con la curva H/V experimental de la estación ST00. Las V_P para cada capa se obtuvieron a partir de la ecuación para el cálculo de la velocidad sísmica promedio (Ecuación 3), en el caso de un modelo de capas paralelas horizontales de velocidad V_i [m/s] y espesor h_i [m]:

$$\bar{V} = \frac{\sum_i h_i}{\sum_i \frac{h_i}{V_i}} \quad (3)$$

Una vez obtenidas las V_P , se calcularon las velocidades de onda S (V_S) a partir de la ecuación de Brocher (2005) (Ecuación 4). Este autor definió la relación entre V_P y V_S en función del análisis de medidas de estos parámetros en registros de pozos, VSP, laboratorio y tomografía sísmica de refracción (Ayala et al., 2023).

$$V_S = 0.7858 - 1.2344 V_P + 0.7949 V_P^2 - 0.1238 V_P^3 + 0.0064 V_P^4 \quad (4)$$

Aquí V_P y V_S deben ir en km/s.

Dado que el registro de velocidad de onda P en el pozo no comienza desde superficie, se definió un valor de 2550 m/s para el tramo superior, en función de la información de velocidad que se conoce para el Terciario en la cuenca del Ebro (Ayala et al., 2023). Respecto a los valores de densidad, los mismos fueron tomados del trabajo citado anteriormente, y se definen en 2,45 g/cm³ para las dos capas superiores, y 2,62 g/cm³ para las dos inferiores, dado que por profundidad en el pozo corresponderían a edades del Cenozoico y el Jurásico. El módulo de Poisson es calculado automáticamente por el software.

Las restantes 12 locaciones fueron modeladas utilizando modelos equivalentes al de la estación del pozo, es decir, donde los valores de V_P , V_S , y densidad se mantuvieron constantes, variando únicamente los espesores de las capas para lograr el mejor ajuste entre las curvas H/V correspondientes.

La Figura 8 muestra y describe la ventana de modelado del software HVInv.

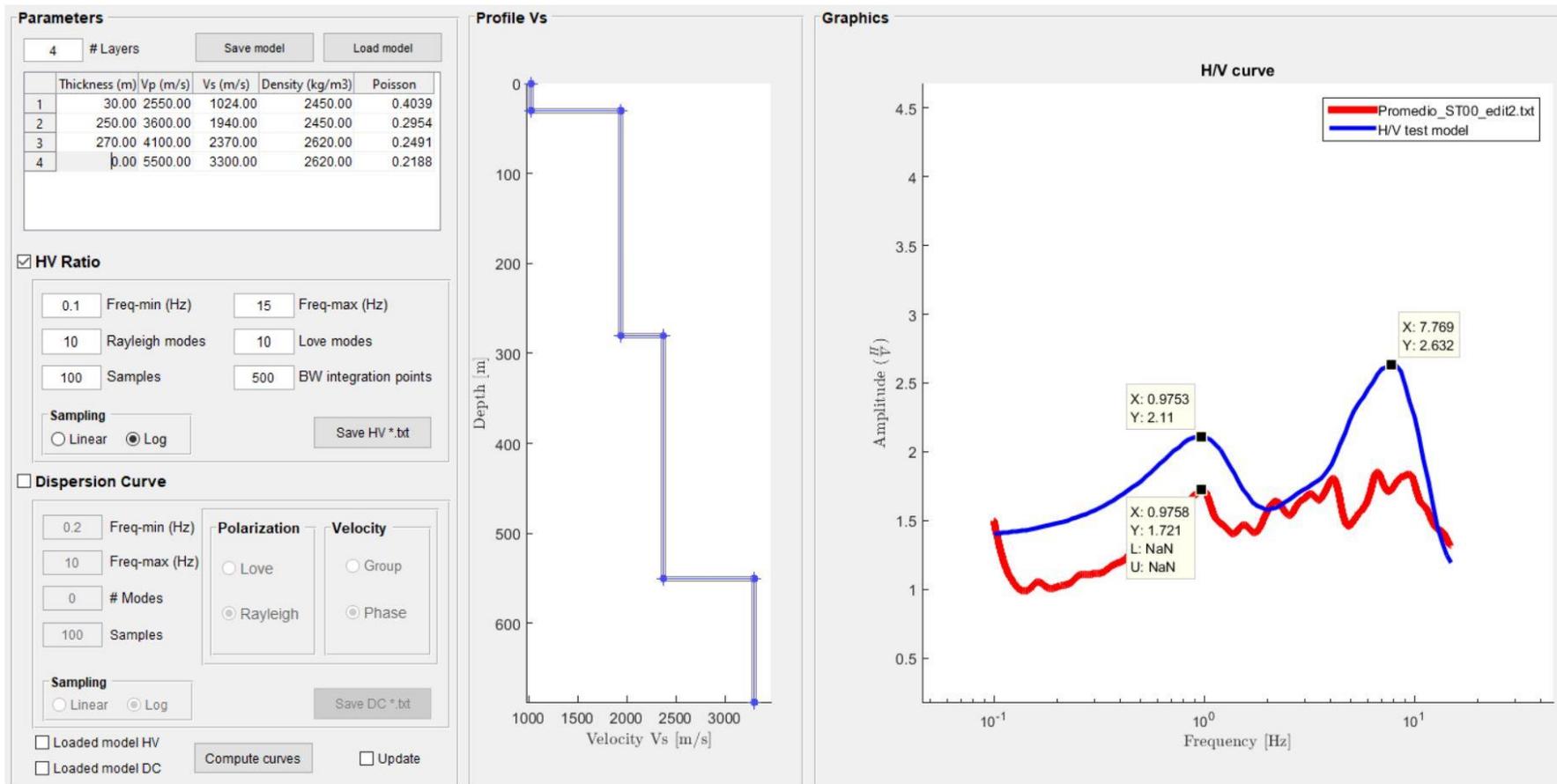


Figura 8: En el panel de la izquierda, se encuentran los parámetros para la creación de la curva H/V sintética. El del centro, muestra el modelo de V_s según el modelo de subsuelo definido a la izquierda. En el panel de la derecha, se observa el ajuste de las curvas H/V (sintética en azul, y medida en rojo).

4.2. Técnica de autocorrelación

Para el caso de la técnica de autocorrelación se trabajó en el sistema operativo Linux, e involucró dos etapas de trabajo: 1) La obtención de los *stacks* de las funciones de autocorrelación (*stack* lineal y tf-PWS) para cada estación en el extremo SW del perfil estudiado, y 2) el control de calidad (QC; *Quality Control*) de las autocorrelaciones individuales para la obtención de un nuevo *stack* con mejor relación señal-ruido a partir de la eliminación de trazas ruidosas y de la aplicación de técnicas de procesamiento para el mejoramiento de las amplitudes.

Respecto a la etapa 1, en primer lugar se llevó a cabo la ejecución de dos códigos escritos en *Python* para la obtención de las funciones de autocorrelación en ventanas de tiempo definidas. Posteriormente, se corrió el programa necesario para realizar el *stack* de las mismas. Luego se ejecutó un tercer código en *Python* para cambiar los resultados a un formato óptimo y poder graficarlos empleando el paquete de utilidades sísmicas de código abierto llamado “*Seismic Unix*” (SU) (<https://wiki.seismic-unix.org/start>; Stockwell et al., 2019). Así, las imágenes se generaron a través de la ejecución de un código escrito en programación *Shell* basado en SU.

Respecto a los dos códigos de *Python* ejecutados inicialmente, uno de ellos corresponde a la función que realiza la autocorrelación por el método PCC (https://diapiro.geo3bcn.csic.es/gt/mschi/SCIENCE/pcc2_method.py; Bonilla & Ben-Zion, 2021), el cual está basado en el trabajo de Ventosa et al. (2019). El otro, es un programa donde se leen los datos de campo de las distintas estaciones sísmicas (en formato .mseed), se dividen estos en ventanas temporales, se aplica un filtro pasa banda a cada una de ellas, y finalmente este programa llama y corre el código de Bonilla & Ben-Zion (2021) para realizar la autocorrelación de cada ventana. Este último ha sido creado por Beatriz Benjumea, investigadora del IGME-CSIC.

Así, las autocorrelaciones individuales obtenidas se guardan en formato .SAC (*Seismic Analysis Code*), el cual es óptimo para poder realizar el *stack* de las mismas a partir de las técnicas de *stack* lineal y tf-PWS, mencionadas en el apartado 3.2 del presente trabajo. La técnica de *stacking* se llevó a cabo haciendo uso del programa “tf_pws0MP”, creado por Schimmel (2020) y que puede obtenerse de manera libre en: <https://diapiro.geo3bcn.csic.es/gt/mschi/SCIENCE/tseries.html#software>.

Dicha operación arrojó dos archivos, respectivamente, también en formato .SAC, los cuales debieron ser convertidos al formato .SU para poder ser graficados. Para ello se empleó un tercer código escrito en *Python*. Finalmente, se graficaron los *stacks* resultantes para cada una de las estaciones a partir del código *Shell*. Este último arrojó a su vez otros dos archivos para cada técnica de *stacking*, uno con blanqueo espectral aplicado y otro sin (Figura 9). Ambos códigos fueron creados también por Beatriz Benjumea.

En el presente trabajo, se utilizó únicamente la componente vertical (Z) de las 5 estaciones sísmicas en la primera locación al SW del perfil, dado que se buscó analizar el arribo de la onda P. Para ello se dividieron los registros de campo en ventanas de 300 s con un solapamiento de $\frac{1}{4}$ de longitud de ventana, y se aplicó un

filtro pasa banda de fase cero entre 10-50 Hz dado que se espera detectar reflectores con profundidades menores a 2300 m. Cabe destacar que mientras más someros sean los objetivos a estudiar por la técnica de autocorrelación, mayor debe ser la banda de frecuencias analizadas, no solo para lograr resolver mejor el reflector deseado, sino también para evitar la interferencia entre la reflexión de la onda P y los lóbulos laterales del pico máximo de autocorrelación en un tiempo de desfase igual a 0 s (Romero & Schimmel, 2018).

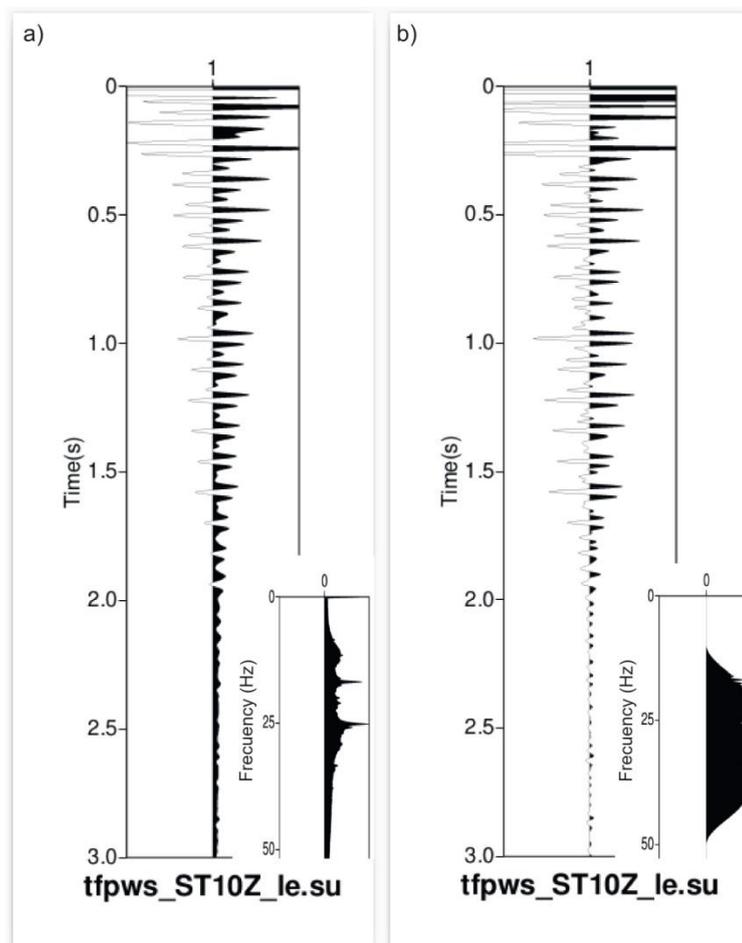


Figura 9: a) *Stacks* de las funciones de autocorrelación (tf-PWS) para la componente Z de la ST10, sin blanqueo espectral aplicado. b) Igual que a) pero con blanqueo espectral. En los vértices inferior derecho se observan los espectros de amplitud.

Una vez graficados los *stacks* de las autocorrelaciones, en sus dos versiones: lineal y tf-PWS, comenzó la etapa 2 del trabajo relacionada al control de calidad (QC) de las funciones de autocorrelación individuales. Para ello se graficaron, tanto en función de la frecuencia como en función del tiempo, los autocorrelogramas pertenecientes a cada una de las ventanas para cada estación (Figura 10), se seleccionaron las funciones que tenían menor contenido de ruido y se volvió a ejecutar el proceso de *stacking*. Estos pasos se repitieron reiteradas veces para cada una de las estaciones, agregando y quitando funciones individuales, con el fin de encontrar la traza *stack* con mejor relación señal-ruido. Los mismos pudieron ser llevados a cabo a partir de códigos en Python y Shell creados nuevamente por la investigadora del IGME-CSIC.

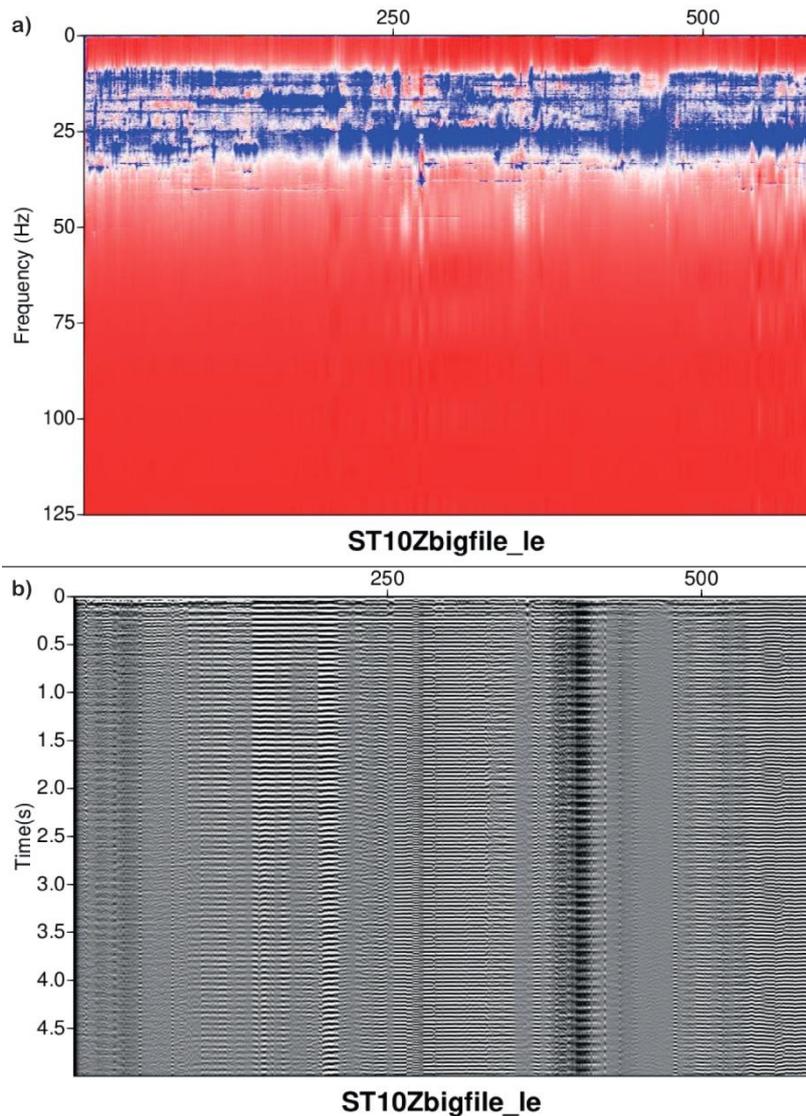


Figura 10: a) Funciones de autocorrelación en función de la frecuencia, obtenidas para cada una de las ventanas en las que se dividió el registro de la componente Z en la estación 10 (extremo SW del perfil de estudio). b) Igual que a) pero en función del tiempo.

Se pueden observar en la Figura 10 las diferencias en la calidad del dato a lo largo de todo el registro. La presencia de frecuencias individuales que se evidencian en la Figura 10a también se advierten mediante reverberaciones de este ruido monocromático en las autocorrelaciones en función del tiempo. Se destaca aquí la importancia de la aplicación de un blanqueo espectral para poder resaltar la señal que se encuentra enmascarada en el ruido monocromático.

Obtenidos los *stacks* óptimos para cada una de las estaciones, se graficaron en conjunto y se les aplicaron funciones de ganancia para corregir amplitudes y así mejorar la visualización de las trazas y favorecer a su interpretación.

5. Resultados

Se presentan aquí los resultados obtenidos a partir de ambas técnicas, los cuales serán discutidos en el apartado 6.

5.1. Método del cociente espectral H/V

La Figura 11 muestra el resultado del procesamiento realizado mediante el software Geopsy de los registros de ruido sísmico ambiente. Aquí se observan las curvas H/V experimentales promedio en conjunto con su desviación estándar para cada una de las ubicaciones estudiadas, incluida la del pozo Lopín-1. Se pueden apreciar diversos tipos de curvas, algunas con un pico marcado como la de la ST37, y otras como la de la ST34 que muestra dos picos a diferentes frecuencias. Cabe destacar que en esta figura solo se presenta un resultado para cada una de las 3 locaciones al extremo SW del perfil, dado la similitud de las curvas H/V obtenidas para las estaciones aquí ubicadas.

La Figura 12 muestra el ajuste en frecuencia entre las curvas H/V experimentales (en rojo) y las curvas H/V sintéticas (en azul), como resultado de la resolución del problema directo, para las 12 locaciones del perfil. Aquí se puede apreciar que a partir del modelado de las curvas H/V se ajustan en general dos picos de frecuencia, uno menor a 2 Hz y otro mayor a 5 Hz. Para observar dicho ajuste en la locación del pozo Lopín-1 referirse a la Figura 8. La misma, muestra además el modelo definido para la ST00.

La tabla 1 resume los modelos equivalentes obtenidos para las restantes estaciones, y muestra también las frecuencias de ajuste. Mientras que la Figura 13 esquematiza la variación de espesores modelados de las capas por debajo de cada una de las 12 locaciones.

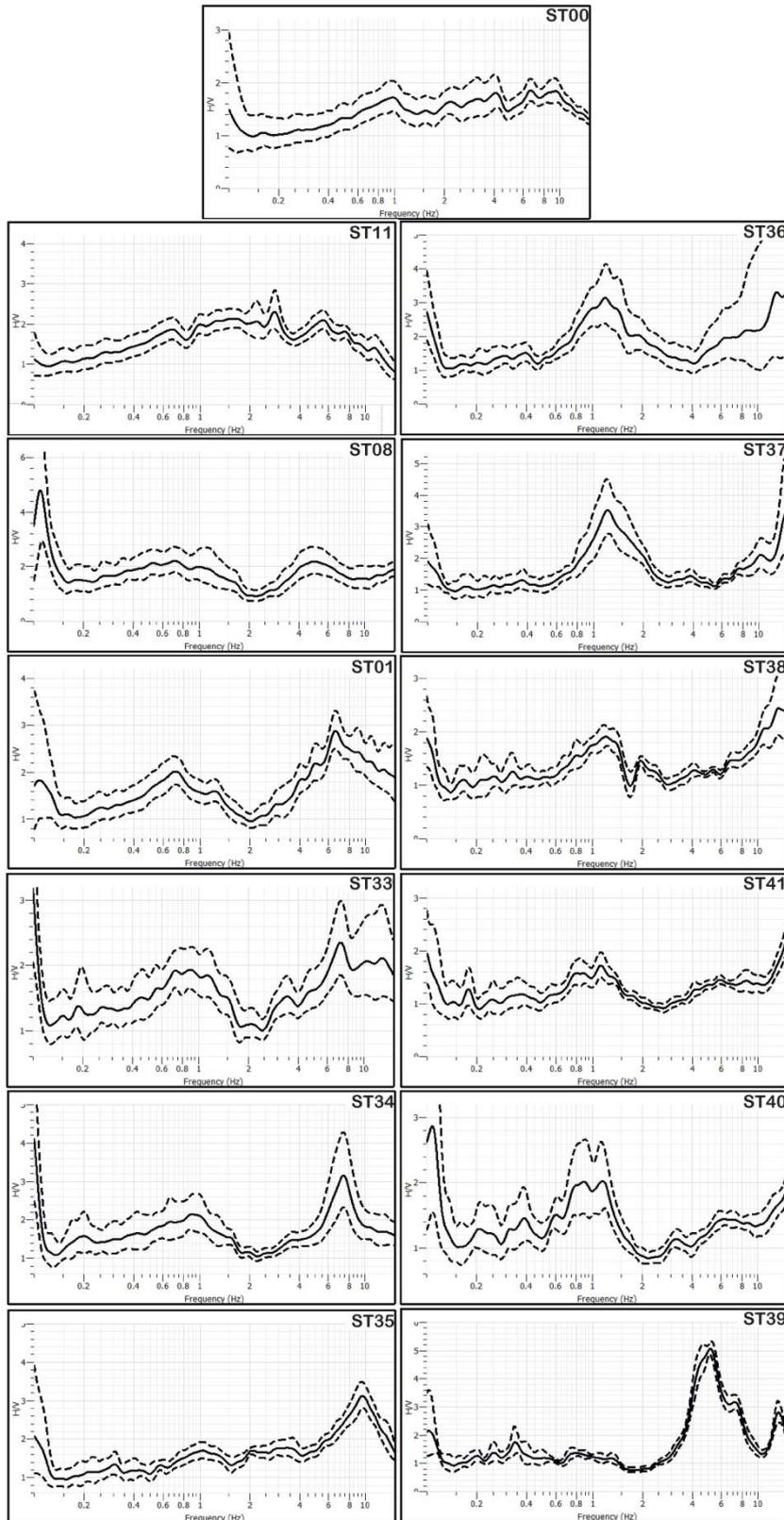


Figura 11: Curvas H/V experimentales promedio (línea negra continua) en conjunto con su desviación estándar (línea negra discontinua) para cada una de las ubicaciones estudiadas. Resultado del procesamiento mediante el software Geopsy.

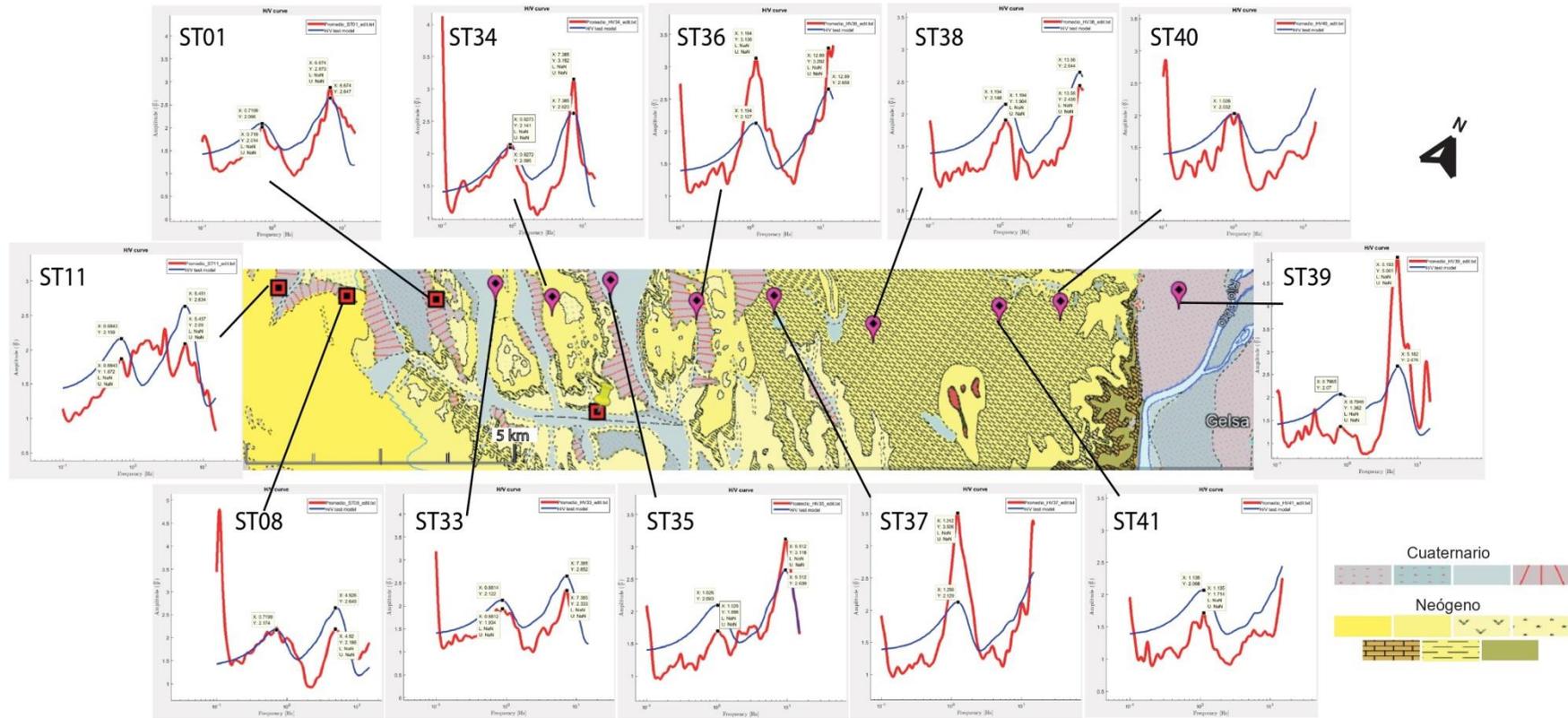


Figura 12: Mapa geológico 1:50.000 (IGME-GEODE) de la zona de estudio con la localización de las estaciones analizadas. Se muestran las curvas H/V resultantes de la modelización (azul) y las experimentales (rojo).

Tabla 1:

	ST11	ST08	ST01	ST33	ST34	ST35	ST36	ST37	ST38	ST41	ST40	ST39	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Densidad (kg/m ³)	Poisson
	Espesores (m)															
Capa 1	41	45	34	32	32	24	18	14	17	12	12	43	2550	1024	2450	0.4039
Capa 2	430	400	350	300	250	250	250	250	250	250	250	250	3600	1940	2450	0.2954
Capa 3	300	300	350	280	300	250	170	140	140	200	250	400	4100	2370	2620	0.2491
Semiespacio	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	5500	3300	2620	0.2188

Frecuencias (Hz)	0.68	0.72	0.72	0.88	0.93	1.03	1.19	1.24	1.19	1.13	1.03	0.79
	5.45	4.92	6.67	7.38	7.38	9.51	12.9	-	13.56	-	-	5.18

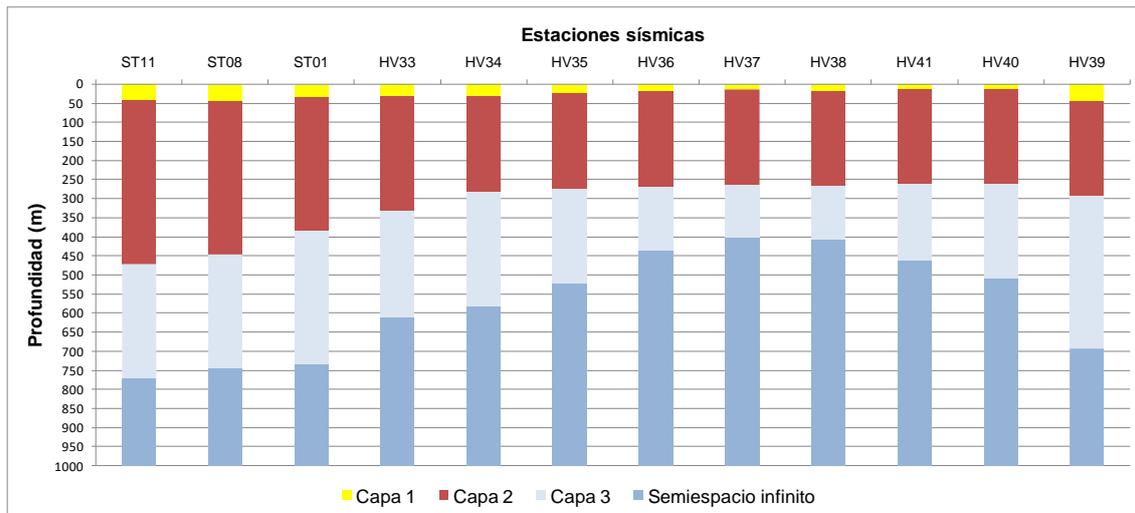


Figura 13: Esquema que muestra la variación de espesores de las capas de los modelos empleados para obtener las curvas H/V sintéticas para cada una de las 12 locaciones.

Se destaca que, como se observa en la Figura 12, para las 3 locaciones en el extremo SW del perfil (donde hay 5 estaciones en cada locación) solo se modeló una estación por cada ubicación, debido a la similitud de las curvas resultantes. Estas son la ST11, ST08 y ST01.

5.2. Técnica de autocorrelación

La Figura 14 resume la etapa 1 de trabajo en la técnica de autocorrelación, por lo que se muestran los *stacks* de las funciones de autocorrelación en sus dos versiones: lineal y tf-PWS, para las 5 estaciones analizadas en la primera locación al extremo SW del perfil.

Como se puede concluir de la Figura 9, las funciones de autocorrelación en las que el espectro de amplitud ha sido ecualizado mediante un blanqueo espectral muestran una traza más clara para la posterior interpretación de arribos de onda P. Es por esta razón que en la Figura 14 solo se grafican dichas versiones en los diferentes *stacking*.

A su vez, a partir de la Figura 14 se deduce que la técnica de *stack* tf-PWS arroja mejores resultados. Debido a esto, la segunda etapa de trabajo consistió en el análisis y procesamiento únicamente de las funciones de autocorrelación resultantes a partir de esta técnica. Así, la Figura 15 muestra las trazas *stack* tf-PWS resultantes del QC de los autocorrelogramas individuales para cada una de las estaciones.

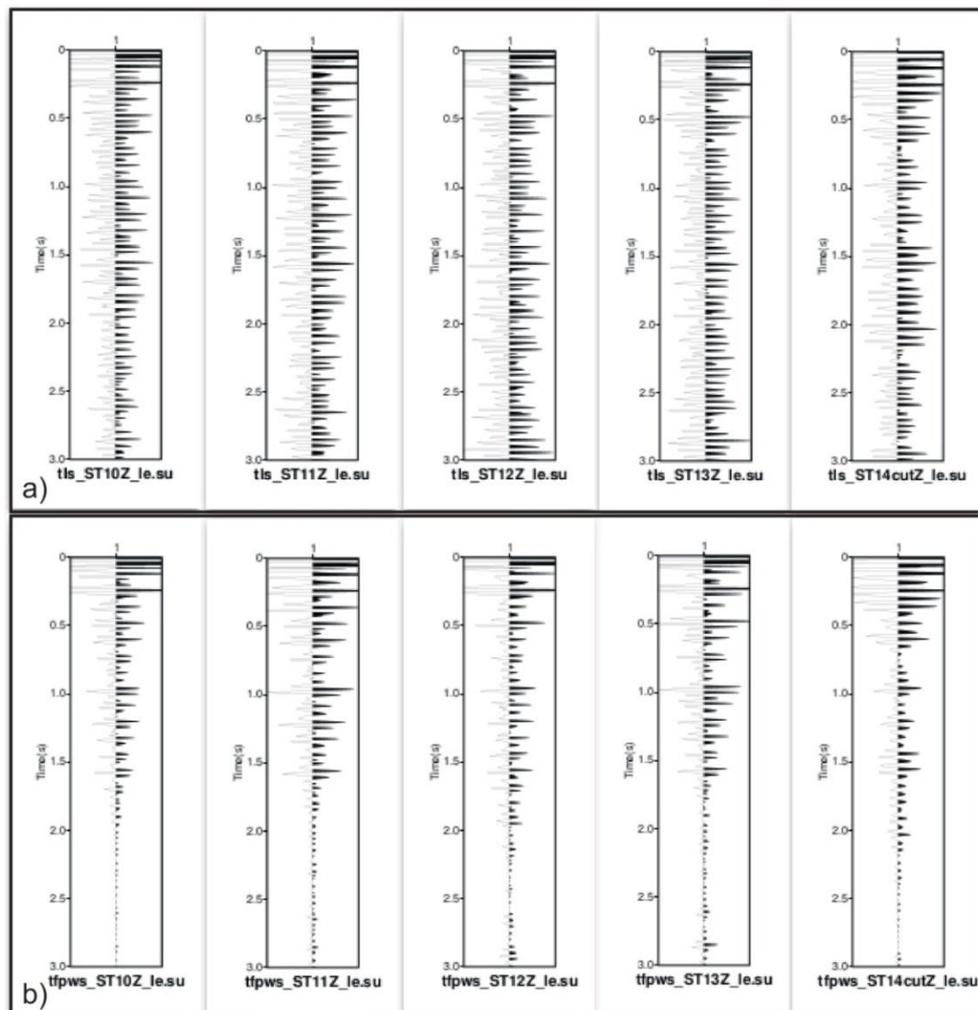


Figura 14: a) *Stack* de las autocorrelaciones mediante el método de *stack* lineal. b) *Stack* de las autocorrelaciones mediante el método de *stack* tf-PWS (*time-frequency domain phase weighted stack*). Ambos en sus versiones con blanqueo espectral.

Como se mencionó en el apartado 4.2, se aplicaron correcciones de amplitud, conocidas como ganancia, con el fin de corregir los efectos de pérdida de amplitud asociados a la expansión geométrica y a la atenuación inelástica que sufren las ondas en su viaje por el subsuelo. La Figura 15b muestra las trazas *stack* tf-PWS resultantes de la aplicación de dos funciones de ganancia disponibles en el paquete SU permitiendo mejorar las amplitudes a partir de un balanceo en tiempo de estas (con una función dependiente de una potencia del tiempo $tpow$), y posteriormente mediante una corrección de manera estadística con la función AGC (*Automatic Gain Control*).

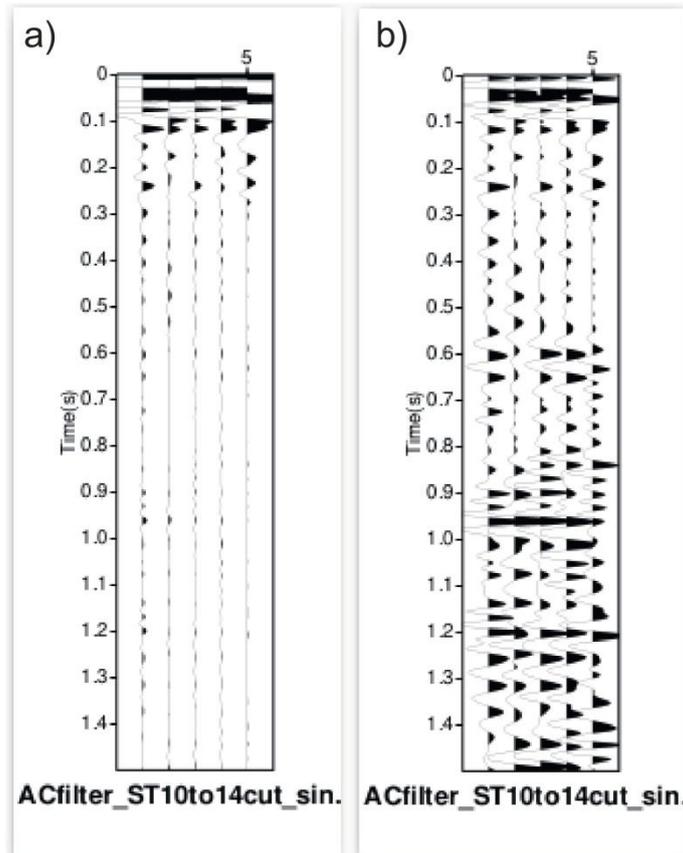


Figura 15: a) *Stack* de las autocorrelaciones resultantes del QC para cada una de las 5 estaciones analizadas. b) Igual que a) pero con ganancia aplicada (ganancia calculada en función del tiempo con potencia 1, $tpow= 1$, y ventana de AGC de 1s).

6. Discusión

A partir del método H/V, analizando la Figura 12 se deduce la presencia de dos contrastes de impedancia significativos en la zona de estudio, dados por la aparición de dos marcados picos a diferentes frecuencias.

Durante el proceso de modelado de las curvas H/V se comprobó que los picos menores a 2 Hz se correspondían al contraste entre la capa 3 y el semiespacio infinito, con profundidades mayores a 400 m, mientras que los picos mayores a 5 Hz lo hacían con el contraste entre la capa 1 y la capa 2, con profundidades menores a 50 m. Por otro lado, el contraste entre la capa 2 y la 3 no pudo ser modelado. Analizando la tabla 1, se observa que los contrastes ajustados presentan una diferencia de V_s mayor que aquel que ocurre entre las capas 2-3 (1000 m/s versus 400 m/s aproximadamente). A su vez, las figuras 8 y 12 muestran que las curvas sintéticas obtenidas como resultado del modelado son curvas suavizadas respecto a las obtenidas del procesamiento de los datos medidos, de esta manera se evidencia que el proceso de modelado tiene baja resolución, y que permite ajustar solo aquellos picos de frecuencias que respondan a contrastes de impedancia significativos.

A partir de lo mostrado en la Figura 6, donde se presenta información del subsuelo brindada por el pozo Lopín-1, el contraste más profundo se podría asociar al techo del Jurásico inferior, mientras que según se indica en Ayala et al. (2023) el contraste más somero se asociaría al contacto Cuaternario-Neógeno. Sin embargo, no se descarta que este último pudiera corresponder en algunas locaciones al contacto Neógeno-Paleógeno. En consecuencia, se puede decir que los valores modelados a bajas frecuencias estarían asociados a un contraste de impedancia más profundo que aquellos modelados a frecuencias mayores, en concordancia a lo mostrado en la bibliografía citada en el apartado 3.1 de este trabajo, como también en relación a la ecuación 1 del mismo apartado.

De la Tabla 1 y la Figura 13, se observa que el contacto capa 3-semiespacio presenta profundidades muy variables, las cuales van desde los 400 m en la zona de la ST37 y alcanzan los 770 m en el extremo SW del perfil. De esta manera, si se considera que las profundidades corresponden todas a un mismo cambio litológico, el cual sería el contacto Jurásico Medio-Inferior, esto evidenciaría la presencia de una estructura tipo anticlinal a lo largo del perfil analizado. Dicha interpretación es coherente con la información geológica que se conoce en el área de estudio, no únicamente a partir de datos del pozo Lopín-1, sino también a partir de los resultados de diversos trabajos realizados en la zona, como el de Ayala et al. (2023) en el que se ha obtenido un modelo más completo del subsuelo unificando datos de gravimetría, sísmica activa y petrofísica, además de sísmica pasiva.

Sin embargo, el modelo presentado en este trabajo se encuentra asociado a diversas fuentes de incertidumbre tales como las limitaciones intrínsecas del método H/V y el proceso de modelado, como también aquellas relacionadas a la simplificación del modelo de velocidades de onda P mediante la ecuación 3, y las asociadas al cálculo de las velocidades de onda S mediante la relación de Brocher (2005), la cual

fue obtenida a partir de un conjunto limitado de datos. Además, dado que se trabajó con un modelo de velocidades y densidades único para todas las estaciones, los resultados obtenidos pueden presentar ambigüedades respecto a los contactos interpretados. De esta manera, y en función de lo presentado en este trabajo y en el resto de la bibliografía estudiada, es evidente que el método H/V es una técnica de baja resolución. No obstante, permite identificar contrastes someros significativos del subsuelo apoyándose en información geológica de pozos, y como herramienta complementaria de otros métodos geofísicos.

Respecto a la técnica de autocorrelación, los resultados muestran una clara mejoría con los sucesivos pasos de procesamiento.

La aplicación de un blanqueo espectral a los espectros de amplitud de los *stacks* de las autocorrelaciones, como se observa en la Figura 9, permitió homogeneizar el contenido de frecuencias para evitar que aquellas con gran amplitud enmascararan a las más débiles. Seguidamente, la ejecución de la técnica de *stack* mediante un enfoque en la fase de las diversas trazas ayudó a mejorar la relación señal-ruido en las mismas (Figura 14b). Por último, las correcciones de amplitud favorecieron la visualización de los diversos arribos de onda P, según se observa en la Figura 15b.

En esta última se interpretan 4 posibles arribos de ondas P con significado geológico en función de la información de subsuelo conocida en la zona de estudio (Benjumea et al., 2022; Ayala et al., 2023). Estos estarían ubicados en 0.25 s, 0.6 s, 0.98 s y 1.2 s aproximadamente, relacionados a la base del Cenozoico, al techo de la Formación Lécera, al de la Formación Muschelkalk superior (M3) y al del basamento, respectivamente (Figura 16). Es importante destacar, que la reflexión correspondiente a la base del Cenozoico es coherente al modelo de subsuelo expuesto en la Tabla 1, del apartado 5.1, para la ST11 (extremo SW del perfil) obtenido mediante el método H/V. Los restantes arribos no pueden constatarse mediante los resultados del apartado 5.1 dada la profundidad asociada a los mismos y la baja resolución de la técnica antes mencionada.

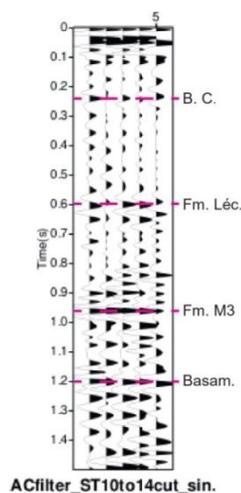


Figura 16: Posible interpretación de los arribos de onda P extraídos del dato de ruido sísmico mediante la técnica de autocorrelación (B.C.: Base del Cenozoico; Fm. Lécera; Fm. *Muschelkalk* superior (M3); Basamento).

7. Conclusiones

Como primera conclusión, se puede decir que ambos métodos aplicados en el presente trabajo, el método del cociente espectral H/V y la técnica de autocorrelación, permiten identificar contrastes de impedancia acústica en el subsuelo ya sea a partir de picos en determinadas frecuencias mediante el análisis de curvas de cocientes espectrales, o de reflexiones de onda P reveladas en *stacks* de funciones de autocorrelación. Sin embargo, el método H/V presenta menor resolución, menor profundidad de estudio y mayor nivel de incertidumbre, asociado sobre todo a la discusión respecto al origen de la energía del ruido sísmico ambiente, y al significado de las amplitudes observadas en las curvas H/V. No obstante, requiere tiempos de adquisición de datos más cortos, y menor costo computacional para su procesamiento y análisis. Por otro lado, la técnica de autocorrelación, aunque conlleva mayores tiempos de trabajo, presenta una base teórica más sólida y permite recuperar la respuesta de reflectividad del medio. Además, a partir de un enfoque de procesamiento adecuado, como el aquí aplicado respecto a la coherencia en fase (tanto para la obtención de las funciones de autocorrelación individuales como para el *stacking* de las mismas) y a la aplicación de correcciones de amplitud, la imagen sísmica del subsuelo puede ser ampliamente mejorada, facilitando la obtención de información de la estructura local mediante una interpretación más clara de los débiles arribos de la onda P.

En segundo lugar, es importante destacar el valor agregado de realizar el modelado de las curvas H/V para el entendimiento de la geología del subsuelo en una cuenca donde el relleno sedimentario tiene un comportamiento más bien rígido.

Asimismo, de lo comentado en el apartado 6, se puede concluir que ambas técnicas son coherentes dentro del rango de profundidades en las que coexisten, dado que las dos arrojan resultados con significado geológico alrededor de los 0.25 s, asociados a la base del Cenozoico. Esto las convierte en técnicas complementarias, confirmando información en donde ambas se solapan y aportando información una a la otra hacia mayores profundidades.

Finalmente, a partir de la figura 13, y en función de la bibliografía asociada a la zona de estudio, se podría interpretar una estructura tipo anticlinal a lo largo del perfil analizado.

De esta manera, según lo expuesto en el presente trabajo, se puede decir que el uso de datos de ruido sísmico ambiente para el estudio del subsuelo es una herramienta útil siempre que vaya acompañada de información complementaria, tal como datos de pozos, antecedentes geológicos, geofísicos, etc., que ayuden a reducir las incertidumbres y ambigüedades asociadas a las técnicas de estudio de registros de sísmica pasiva. Además, esta herramienta geofísica es eficiente y económica dado que no es necesario el uso de una fuente activa (disminuyendo la huella de carbono) o la energía de un sismo para generar el campo de ondas a estudiar, sino que es suficiente con el registro continuo durante algunas horas/días de ruido sísmico ambiente en una única estación de 3 componentes.

8. Conclusion

The H/V spectral ratio method and the autocorrelation technique, allow the identification of acoustic impedance contrasts in the subsoil either from peaks at certain frequencies through the analysis of spectral ratio curves, or from P-wave reflections revealed in stacks of autocorrelation functions. However, the H/V method has lower resolution, less depth of study and a higher level of uncertainty, mainly associated with the discussion regarding the origin of the ambient seismic noise energy, and the significance of the amplitudes observed in the H/V curves. Nevertheless, it requires shorter data acquisition times and lower computational cost for processing and analysis. On the other hand, the autocorrelation technique, although more time-consuming, has a more solid theoretical basis and allows the reflectivity response of the medium to be recovered. Moreover, with a suitable processing approach, such as the one applied here with respect to phase coherence (both for obtaining the individual autocorrelation functions and for stacking them) and the application of amplitude corrections, the seismic image of the subsurface can be greatly improved, facilitating the obtaining of information on the local structure through a clearer interpretation of the weak P-wave arrivals.

Secondly, it is important to highlight the added value of forward modeling of the H/V curves for the understanding of the subsurface geology in a basin where the sedimentary fill has a rather stiff behaviour.

Likewise, from the comments in section 6, it can be concluded that both techniques are coherent within the range of depths in which they coexist, given that both yield results with geological significance around 0.25 s, associated with the base of the Cenozoic.

Finally, from Figure 13, and based on the literature associated with the study area, an anticline type structure could be interpreted along the profile analysed.

Thus, according to the present work, it can be said that the use of ambient seismic noise data for the study of the subsurface is a useful tool as long as it is accompanied by complementary information, such as well data, geological and geophysical information, etc., which help to reduce the uncertainties and ambiguities associated with passive seismic techniques. In addition, this geophysical tool is efficient and economical since it is not necessary to use an active source (reducing the carbon footprint) or the energy of an earthquake to generate the wavefield to be studied, but it is sufficient to record continuously for a few hours/days of ambient seismic noise at a single 3-component station.

9. Referencias bibliográficas

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder, J., Gómez-Pugnaire, M.T., Lorenzo Álvarez, S., Quesada, C., Rodríguez-Fernández, R. & Gil-Ibarguchi J. I., 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds). *The Geology of Spain*. Geological Society, London, Special Publications, 155-183, <http://doi.org/10.1144/GOSPP.9>
- Arche, A., & López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266(1-4): 443-464. ISSN 0040-1951 [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8)
- Ayala, C., Benjumea, B., Mediato, J. F., García-Crespo, J., Clariana, P., Soto, R., Rubio, F., Rey-Moral, C., Pueyo, E. L., Martín-León, J., García, A. G., Fernández-Canteli, P., & Martínez-Orio, R., 2023. Developing a new innovative methodology to integrate geophysical techniques into characterization of potential CO₂ storage sites: Lopín structure (Southern Ebro basin, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 528(1), <https://doi.org/10.1144/SP528-2022-70>
- Bachu, S., 2003. Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change. *Environmental Geology*, 44(3): 277–289. <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0762-9>
- Benjumea, B., García-Crespo, J., Mediato, J. F., Rey-Moral, C., Ayala, C., Rubio, F., Soto, R., Clariana, P., Pueyo, E. L., & Fernández-Canteli, P., 2022. Passive seismic methods as support of the interpretation of legacy seismic profiles: CO₂. *83rd EAGE Annual Conference & Exhibition, Jun 2022, 2022*: 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202210533>
- Bonilla, L.F., & Ben-Zion, Y., 2021. Detailed space–time variations of the seismic response of the shallow crust to small earthquakes from analysis of dense array data. *Geophysical Journal International*, 225(1), 298–310. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa544>
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., & Fäh, D., 2006. H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2): 827–837. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>
- Brocher, T. M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the seismological Society of America*, 95(6): 2081-2092, <https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Butillé, M., Ferrer, O., Granado, P., Roca, E., Muñoz, J.A., Ballesteros, J.C., Gimenez, A., Vallejo, R.A., & González, P., 2012. Evidencias de deformaciones salinas en las sucesiones mesozoicas del sector sur de la Cuenca del Ebro. *VIII Congreso Geológico de España, Geo-Temas 13, 2012*: 492-495, (ISSN: 1576-5172).

- Campos, R., Perucha, M.A. & Recreo, F., 2008. Almacenamiento geológico profundo de CO₂: Selección de formaciones favorables en la Cuenca del Ebro y estimación de su capacidad. *VII Congreso Geológico de España, Geo-Temas 10, 2008*: 1121-1124 (ISSN: 1567-5172).
- Claerbout, J. F., 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33(2): 264–269. <https://doi.org/10.1190/1.1439927>
- Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A., & Wapenaar, K., 2009. Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, 74(5): A63–A67. <https://doi.org/10.1190/1.3193529>
- Desegaulx, R & Moretti, I., 1988. Subsidence history of the Ebro Basin. *Journal of Geodynamics*, 10: 9-24.
- Frasier, C. W., 1970. Discrete time solution of plane *P-Sv* waves in a plane layered medium. *Geophysics*, 35(2): 197–219.
- Gabàs, A., Macau, A., Benjumea, B., Queralt, P., Ledo, J., Figueras, S. & Marcuello, A. 2016. Joint Audio-Magnetotelluric and Passive Seismic Imaging of the Cerdanya Basin. *Surveys in Geophysics*, 37(5): 897-921. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9372-4>
- García-Jerez A., Piña-Flores J., Sánchez-Sesma F.J., Luzón F., & Pertón M., 2016. A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption. *Computers & Geosciences*, 97: 67–78. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.016>
- García Lobón, J. L., Reguera, M.I., Martín León, J., Rey Moral, C. & Berrezueta, E.R., 2010. *Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España*, Resumen ejecutivo, Fondo documental del IGME. Documento nº 64.055 (72 pp).
- García-Quintana, A., 1977. Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y noreste de la provincia de Albacete. *Seminario de Estratigrafía, Serie Monográficas*, 1: 1-334.
- Ibs-von Seht, M. & Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1): 250–259, <https://doi.org/10.1785/BSSA0890010250>
- Jurado, M J., 1989. El Triásico de subsuelo de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 259 p.
- Jurado, M J., 1990. El Triásico y Liásico basal evaporíticos del subsuelo de la cuenca del Ebro. En: Ortí, F., Salvany, J. M. (eds). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona & ENRESA, 21–28.

- Konno, K. & Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1): 228–241
- Lachet, C. & Bard, P.Y., 1995. Theoretical Investigation of the Nakamura's Technique. *International conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and soil dynamics*, 3.
<https://scholarsmine.mst.edu/icrageesd/03icrageesd/session10/3>
- Lanaja, J. M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. *Instituto Geológico y Minero de España Ed.*, 465 p.
- López-Gómez, J & Arche, A., 1992. Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios geol.*, 48: 123-143.
- Metz, B., O. Davidson, H. C. de Coninck, M. Loos, & L. A. Meyer (eds.). 2005. IPCC2005 *Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 442 p.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research*, 30: 25-33.
- Nogoshi, M., & Igarashi, T., 1970. On the propagation characteristics of microtremors. *Journal of the Seismological Society of Japan*, 23(4): 264–280.
- Pardo, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Perez-Rivarés, F.J., VázquezUrbez, M. & Villena, J., 2004. La Cuenca del Ebro. En: *Geología de España*. (J.A. Vera ed.). SGEIGME, Madrid, 533-542.
- Parolai, S., 2012. Investigation of site response in urban areas by using earthquake data and seismic noise. - En: Bormann, P. (Ed.). *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 1-38. https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch14
- Pilz, M., Parolai, S., Leyton, F., Campos, J. & Zschau, J., 2009. A comparison of site response techniques using earthquake data and ambient seismic noise analysis in the large urban areas of Santiago de Chile. *Geophysical Journal International*, 178(2): 713–728. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04195.x>
- Pueyo, E.L., Klimowitz, J. P., García-Lobón, J.L., & el equipo Ebro-Pyrenees ALGECO2 (orden alfabético: Alcolea, M., Arbués, P., Arche, A., Aurell, M., Baceta, J. I., Bastante, R., Bausá, J., Bello, D. A., Cortés, A. L., Escalante, S., Gratacos, O., Hermida, E., Juez, F. J., Larrasoaña, J. C., Mencos, J., Morante, M., Muñoz, J. A., Murelaga, X., Pardos, M., Roca, E. & Ruíz, G.), 2010. Selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO2 en España. Volúmen II-1 Cadena Pirenaica y Cuenca del Ebro – Geología (Atlas DINA2) IGME-GESSAL, 200pp.

- Romero, P., & Schimmel, M., 2018. Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123: 5052–5067. <https://doi.org/10.1029/2018JB015498>
- Ruigrok, E., Campman, X., & Wapenaar, K., 2011. Extraction of P-wave reflections from microseisms. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8–9): 512–525. <https://doi.org/10.1016/J.CRTE.2011.02.006>
- Ruigrok, E., Campman, X., & Wapenaar, K., 2012. Basin delineation with a 40-hour passive seismic record. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(5): 2165–2176. <https://doi.org/10.1785/0120110242>
- Ruigrok, E., & Wapenaar, K., 2012. Global-phase seismic interferometry unveils P wave reflectivity below the Himalayas and Tibet. *Geophysical Research Letters*, 39, L11303. <https://doi.org/10.1029/2012GL051672>
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., & Rodríguez-Castellanos, A., 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186: 221–225. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x>
- Salas, R., García-Senz, J., Guimerà, J. & Bover-Arnal, T., 2010. Opening of the Atlantic and development of the Iberian intraplate rift basins during the late Jurassic-early Cretaceous. *II Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference*, 245-248.
- Saygin, E., Cummins, P. R., & Lumley, D. E., 2017. Retrieval of the P wave reflectivity response from autocorrelation of seismic noise: Jakarta Basin, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 44(2): 792–799, <https://doi.org/10.1002/2016GL071363>
- Schimmel, M., 1999. Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5): 1366–1378.
- Schimmel, M., 2020. Corr_stack_v04: A software to cross-correlate and stack seismic ambient noise and event data: the phase coherence approach. DIGITAL.CSIC; <http://dx.doi.org/10.20350/digitalCSIC/13836>
- Schimmel, M., & Gallart, J., 2007. Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research*, 112, B04303. <https://doi.org/10.1029/2006JB004680>
- Schimmel, M., & Paulssen, H., 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130(2): 497–505. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x>

- Steinwachs, M., 1974. Systematische Untersuchungen der kurzperiodischen seismischen Bodenunruhe in der Bundesrepublik Deutschland. *Geologisches Jahrbuch Series E (Geophysik)*, 3, 59 p. Hannover 1974.
- Stockwell, J. W., & Cohen J. K., 2019. *The New SU User's Manual*. Colorado School of Mines: The Society of Exploration Geophysicist.
- Tibuleac, I. M., & von Seggern, D., 2012. Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, 189, 493–500. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05336.x>
- Vegas, R., De Vicente, G. D., Casas-Sainz, A., & Cloetingh, S. A., 2019. Alpine Orogeny: Intraplate Deformation. En: *Quesada, C., Oliveira, J. (eds). The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. 507-518. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_12
- Vargas, H., Gaspar-Escribano, J. M., López-Gómez, J., Van Wees, J. D., Cloetingh, S., De La Horra, R., & Arche, A., 2009. A comparison of the Iberian and Ebro Basins during the Permian and Triassic, eastern Spain: A quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics*, 474(1-2): 160-183.
- Ventosa, S., Schimmel, M., & Stutzmann, E., 2019. Towards the processing of large data volumes with phase cross-correlation. *Seismological Research Letters*, 90(4): 1663–1669. <https://doi.org/10.1785/0220190022>
- Wapenaar, K., 2003. Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 68(5): 1756–1759. <https://doi.org/10.1190/1.1620649>
- Wapenaar, K., 2004. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93(25): 1–4. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.254301>
- Wathelet, M., Chatelain, J.-L., Cornou, C., Di Giulio, G., Guillier, B., Ohrnberger, M. & Savvaidis, A., 2020. Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878-1889. <https://doi.org/10.1785/0220190360>