



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

TOMOGRAFÍA DE RUIDO SÍSMICO PARA LA PENÍNSULA DE MEJILLONES

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

KELLEN MOREEN AZUA QUEZADA

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MATTHEW MILLER
EDUARDO CONTRERAS REYES
CÉSAR PASTÉN PUCHI
FRANCISCO PASTÉN ARAYA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por INSUD

SANTIAGO DE CHILE
2021

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: KELLEN MOREEN AZUA QUEZADA
FECHA: 2021
PROF. GUÍA: SERGIO RUIZ TAPIA

TOMOGRAFÍA DE RUIDO SÍSMICO PARA LA PENÍNSULA DE MEJILLONES

La Península de Mejillones (PM) se encuentra ubicada en el norte de Chile a los -23.28° , -70.5° y corresponde a un bloque geomorfológico atípico levantado de la plataforma continental de 60 km de longitud y 40 km de ancho. Esta estructura ha sido propuesta como un segmento límite para grandes terremotos de subducción, como el caso de los eventos Mw 8.1 Antofagasta (1995) y Mw 7.7 Tocopilla (2007). Además, la Península presenta una capa amplia y profunda de sedimentos que podría potenciar los efectos de ampliación dinámica del sitio. Por esta razón, en este trabajo se estudia la estructura sísmica de la cuenca de la PM. Desplegamos una densa red sísmica temporal en la PM, que registró en tiempo continuo desde julio de 2013 hasta septiembre de 2015. A partir de los registros continuos, construimos una tomografía local utilizando el ruido sísmico ambiental espectral. Utilizamos la componente vertical de los sismogramas para obtener la función de Green a partir de la correlación cruzada entre los pares de estaciones. El método en el dominio de la frecuencia permite determinar la velocidad de fase relacionando al cruce por cero de la parte real del espectro de correlación cruzada con el cruce por cero de la función de Bessel de primer orden. Las velocidades de fase de la onda de Rayleigh se invierten mediante una técnica tomográfica 2-D iterativa no lineal. Finalmente recuperamos los mapas de velocidad de fase a diferentes frecuencias e invertimos perfiles 1-D de velocidad de onda de corte, que son interpolados para obtener un modelo de velocidad de onda de corte 3-D válido entre 1 y 5 km. Los mapas tomográficos presentan características significativas que se correlacionan con la geología observada en superficie. Por ejemplo, encontramos en la parte occidental de la PM velocidades más bajas que en la zona oriental, con una velocidad de corte cercana a los 2,0 km/s. Podemos asociar esto con roca metamórfica fracturada del Precámbrico-Ordovícico. Las velocidades de corte más altas (>3.0 km/s) en la parte este de la península están asociadas con la presencia de rocas intrusivas del Jurásico Superior. La diferencia de velocidad de estas dos anomalías se mantiene en profundidad. Estos resultados podrían ser utilizados en el futuro para entender la ampliación de sitio de la PM durante terremotos que afecten a la zona norte de Chile.

ABSTRACT OF THE THESIS FOR
THE DEGREE OF MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
AUTHOR: KELLEN MOREEN AZUA QUEZADA
DATE: 2021
ADVISOR: SERGIO RUIZ TAPIA

TOMOGRAPHY OF MEJILLONES PENINSULA USING AMBIENT SEISMIC NOISE

The Mejillones Peninsula (MP) is located in northern Chile at -23.28° , -70.5° . MP is a geomorphological atypical uplifted block of the continental shelf of 60 km length and 40 km wide. This structure has been proposed as a seismic barrier for large subduction earthquakes, such as the Mw 8.1 Antofagasta (1995) and Mw 7.7 Tocopilla (2007) events. Additionally, the Peninsula presents a wide and thick layer of sediments that could enhance site effects. Thereby, in this work we study the shallow structure of MP basin. We deployed a dense temporary seismic network in the MP, which registered in continuous time from July 2013 to September 2015. From the continuous records, we built a local tomography using the spectral ambient seismic noise. We use vertical component of seismograms to obtain the Green function from cross-correlation between station pairs. The frequency domain method allows determining the phase velocity relating the zero-crossing of the real part of cross-correlation spectrum with the zero crossing of the zero-order Bessel function of the first order. The Rayleigh wave phase velocities are inverted by means of a non-linear iterative 2-D tomographic technique; finally we recover phase velocity maps at different frequencies and we invert 1-D shear wave velocity profiles, which were interpolated to obtain a 3-D shear wave velocity model valid from 1 to 5 km. The tomographic maps present significant features that correlate with the surface geology. We found in the western part of the MP lower velocities than the eastern zone, with shear wave velocity around 1.6 km/s. We can associate this with fractured metamorphic rock. Higher velocities ($V_s > 3.0$ km/s) in the eastern part of the peninsula are associated with the presence of intrusive rocks from Upper Jurassic. The difference in velocity of this two anomalies remains with increasing depth. These results could be used in the future to understand the MP site amplification during earthquakes that affect northern Chile.

Sí que puedes Juan. Porque has aprendido. Una etapa ha terminado, y ha llegado la hora de que empiece otra.
Richard Bach
Para Agustín.

Agradecimientos

Este estudio fue financiado gracias al proyecto "The interplay between subduction processes and natural disasters in Chile"(INSUD), Conicyt Pia/Anillo de Investigación en Ciencias y Tecnología ACT172002 (2018-2019).

Quisiera agradecer en primer lugar a Sergio Ruiz, que me dio un espacio en su team y tuvo una infinita paciencia conmigo. Gracias profe por el apoyo entregado todo este tiempo, las oportunidades de salir a presentar este trabajo a diferentes congresos, la disposición para responder cualquier duda y la preocupación constante por nosotros.

A mis padres, Angélica y Eduardo, que siempre han creído en mi a pesar de todo. A mi hermano y cuñada, Robert y Paulina, que me acogieron en su hogar los primeros años de mi vida en Santiago y me apoyaron todo este tiempo. Gracias por siempre estar preocupados por mi. También quiero darle gracias a Agustín, nuestro integrante más pequeño, por haber llegado a nuestra vida en el momento preciso. Tus risas y regalones llenan de paz nuestras vidas. A mi familia en general, que siempre me brindan su apoyo y preocupación a pesar de la distancia.

A Charlie, por impulsarme a terminar luego este documento y tenerme una paciencia única cuando estaba estresada. Gracias por tu apoyo, cuidado, cariño, comidas ricas, terremotos y memes de gatitos que alegran mi día. Por pasarme a buscar para salir a dar una vuelta cuando ya no podía más de estrés o darme un abrazo de apoyo.

A mis amigos de conce y ya compañeros de vida, Vale, Eric, Hermann (compañeros por siempre!), Franz, Ariel, Yiyo. Gracias por estar ahí, siempre.

A mi team Ruiz, Efra, Panchito, Migue-San, Javiel-San, Christian F., Leo, Roger, Cristian O. Gracias por acogerme en el team, por las risas y peleas constantes entre oficinas. Por las conversaciones científicas y las no tanto, por los asados y discadas. Y por tantas enseñanzas de sismología y de vida. Son el mejor equipo al que pude llegar.

A mis amigos y compañeros, Cali, Majo, Jose, Natalia, Vicente y todos los demás integrantes del DGF, gracias por las risas, los asados, las conversaciones, las clases de zumba y en general por tantos buenos momentos que hemos pasado en los últimos años. Gracias por hacer más fácil este camino.

A José Salomón, por su orientación al comienzo de este trabajo y ayuda cada vez que la necesitaba.

Agradecer a los miembros de la comisión, Dr. Matthew Miller, Dr. Eduardo Contreras Reyes, Dr César Pastén y Dr Francisco Pastén-Araya.

Finalmente agradecer a la Universidad de Chile y su programa de becas para pasantías cortas de investigación en el extranjero, por la oportunidad de viajar a la Universidad de Tokio durante el año 2019.

Muchas gracias a todos!

Tabla de Contenido

Introducción	1
1. Marco Sismotectónico y Geológico	4
1.1. La Península de Mejillones	4
1.1.1. Sismos históricos en Mejillones	5
1.1.2. Geomorfología	7
1.1.3. Litoestratigrafía	9
1.1.4. Estructuras en los dominios morfoestructurales	10
1.1.5. Península de Mejillones	10
1.1.6. Franja Costera - Cordillera de la Costa	12
2. Metodología espectral	14
2.1. Introducción	14
2.2. Red de estaciones	17
2.3. Fuentes de ruido	17
2.4. Metodología espectral	21
2.4.1. Cálculo espectro de correlación	21
2.4.2. Cálculo velocidad de fase	21
2.4.3. Rango de validez	24
2.5. Curva de dispersión	26
3. Tomografía de tiempos de viaje	28
3.1. Tomografía	28
3.1.1. Inversión Tomografía	29
3.1.2. Fast Marching Method	31
3.2. Inversión 2-D	32
3.2.1. Cobertura de Rayos y Test de resolución	32
3.2.2. Parámetros de inversión tomográfica y modelos de velocidad	35
3.3. Inversión 3-D velocidad de onda de corte	36
3.3.1. Inversión curvas de dispersión	41
3.3.2. Modelos 3-D de velocidad de onda de corte	44
4. Análisis de resultados e Interpretación	45
4.1. Análisis de resultados	45
4.1.1. Análisis espectral	45
4.1.2. Tomografía 3-D de onda de corte	49

Conclusión	55
Bibliografía	56
A.	65
A.1. Estaciones red MEJIPE	65
A.2. Respuesta instrumental	66
A.3. Correlaciones Temporales	66
A.4. Orientación pares exitosos	67
A.5. Estimación error	69

Índice de Tablas

3.1. Frecuencias consideradas para la inversión, junto al número de rayos correspondiente a cada una y la velocidad promedio obtenida para cada frecuencia.	33
A.1. Ubicación de las estaciones utilizadas en este estudio	65
A.2. Tabla con la distancia entre pares de estaciones, correspondientes a la red MEJIPE	77

Índice de Ilustraciones

1.	Mapa de la Península de Mejillones	2
1.1.	Mapa esquemático de la PM durante el mioceno y pleistoceno	5
1.2.	Perfil esquemático de la PM que muestra el alzamiento en la PM	6
1.3.	Terremotos históricos en el norte de Chile	8
1.4.	Mapa geológico simplificado de la Península de Mejillones	11
1.5.	Dominios morfoestructurales en la Península de Mejillones	11
2.1.	Figura esquemática del cálculo de correlación entre dos estaciones	14
2.2.	Red de estaciones MEJIPE utilizadas en este estudio.	17
2.3.	Convención del cálculo del ángulo, azimut, entre pares de estaciones correlacionadas. Donde i es la estación al este y j la estación al oeste.	19
2.4.	Distribución azimutal del la RSR para la correlación temporal de 15 días	19
2.5.	Correlaciones temporales para 15 días de datos de 2014	20
2.6.	Espectro de correlación para un par de estaciones	22
2.7.	Ejemplo de familia de curvas de dispersión	23
2.8.	Histograma con distancia entre pares de estaciones	24
2.9.	Rango de frecuencias consideradas para este estudio	25
2.10.	Histograma de pares de estaciones correlacionadas con información en función de la frecuencia	26
2.11.	Pares de estaciones sin correlación	27
2.12.	Curvas de dispersión finalmente obtenidas para este estudio	27
3.1.	Análisis de resolución de la inversión tomográfica para 0.2 y 0.8 Hz	34
3.2.	Curva L para la elección apropiada de el valor de <i>damping</i> ε	35
3.3.	Resultado de la inversión completa 2-D no lineal de velocidad de fase para 0.2 Hz.	36
3.4.	Resultados de la inversión 2-D no lineal	37
3.5.	Resultados de la inversión 2-D no lineal	38
3.6.	Curvas de dispersión recuperadas luego de la inversión no lineal 2-D	39
3.7.	Curvas representativas y su ubicación en el mapa.	40
3.8.	Inversión de curvas representativas	41
3.9.	Modelos de velocidades de ondas de corte 1-D	42
3.10.	Modelos de velocidades de ondas de corte 1-D	43
3.11.	Modelos de velocidad de onda de corte para diferentes profundidades	44
4.1.	División de la región en tres sectores a analizar	46

4.2. Curvas de dispersión calculadas entre pares de estaciones ubicadas en la Península de Mejillones.	47
4.3. Curvas de dispersión calculadas entre pares de estaciones ubicadas entre la Península de Mejillones y Cordillera de la Costa.	48
4.4. Curvas de dispersión calculadas entre pares de estaciones ubicadas en la Cordillera de la Costa.	48
4.5. Modelos velocidades de onda de corte (1), junto a las fallas	50
4.6. Modelos velocidades de onda de corte (2), junto a las fallas	51
4.7. Modelo de Vs junto a la geología en superficie.	52
4.8. Imagen esquemática de las fallas bajo la PM.	54
A.1. Total de correlaciones temporales calculadas. Se muestran por distancia entre pares de estaciones	66
A.2. Cálculo correlación temporal par de estaciones 5-12. Se prueba cuánto varia el cálculo de la correlación temporal al considerar diferente cantidad de días en común.	67
A.3. Correlaciones exitosas calculadas para 0.3 Hz y su orientación.	68
A.4. Correlaciones exitosas calculadas para 0.8 Hz y su orientación.	68
A.5. Ejemplo estimación de la varianza de los tiempos de viaje para 0.3 Hz	70
A.6. Ejemplo estimación de la varianza de los tiempos de viaje para 0.8 Hz. . . .	71
A.7. Análisis de resolución de la inversión tomográfica para 0.2 y 0.8 Hz	72
A.8. Inversión curvas representativas	73

Introducción

Caracterizar las zonas más someras de las cuencas es de gran importancia para entender su respuesta dinámica durante terremotos. En esta tesis estudiamos la cuenca de la Península de Mejillones (PM), que ha sido afectada por terremotos y mega-terremotos (Ruiz & Madariaga, 2018), como el de Iquique M_w 8.7, 1877 (Comte & Pardo, 1991), Antofagasta M_w 8.1, 1995 (Delouis *et al.*, 1997), Tocopilla M_w 7.7, 2007 (Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010) y el de Tocopilla M_w 7.4, 1967 (Malgrange & Madariaga, 1983; Tichelaar & Ruff, 1991). En la figura 1 se muestran las áreas de ruptura para los terremotos de Antofagasta y Tocopilla que se detuvieron bajo la PM (Pasten-Araya *et al.*, 2018).

El 30 de julio de 1995 un terremoto M_w 8.1 ocurrió en Antofagasta, con epicentro bajo la península de Mejillones. La ruptura se propagó hacia el sur del epicentro. Por otra parte, el terremoto de Tocopilla M_w 7.7 del 14 de noviembre de 2007, rompió la interfaz sísmica inmediatamente al norte del segmento de Antofagasta, con epicentro bajo la ciudad de Tocopilla y la zona sur de la ruptura se ubicó bajo la PM (Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010). Dado que ambos planos de ruptura se encuentran bajo la península, se ha propuesto que esta actúa como una barrera sísmica (Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Victor *et al.*, 2011). La PM, desde un punto de vista geomorfológico, corresponde a un bloque alzado de la plataforma continental de 60 km de largo. Presenta extensión E-W y es afectada por grandes fallas normales (Armijo & Thiele, 1990). Bajo ella subduce la zona de fractura de Mejillones (MFZ), que corresponde a un lineamiento magnético con una discontinuidad en la edad de la placa oceánica de Nazca (Maksymowicz, 2015; Pasten-Araya *et al.*, 2018).

En los últimos años, diversos estudios se han llevado a cabo en las cercanías de la península (Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Fuenzalida *et al.*, 2013; González-Alfaro *et al.*, 2018; Nippres & Rietbrock, 2007; Pasten-Araya *et al.*, 2021, 2018; Victor *et al.*, 2011; Ward *et al.*, 2013), pero ninguno de ellos describe estructuras intermedias para evaluación de efectos de sitio sísmicos. Maringue *et al.* (2018) y Araneda *et al.* (2017), muestran estudios locales en la ciudad de Mejillones para establecer la profundidad de la cuenca en esa zona. Ellos obtienen que se tendría una potencia sedimentaria de 720 m y 1200 m, respectivamente, pero no hay estudios que abarquen la PM completa. Además, los estudios realizados en la zona, al ser regionales o muy superficiales, no dan cuenta de cómo la gran cantidad de fallas que se encuentran en la PM, afecta la litología en profundidad. No se tiene conocimiento aún de la profundidad de las fallas, ni de las diferentes formaciones que se observan en superficie.

La respuesta sísmica de los depósitos del suelo dependen del perfil de velocidad de la onda de corte, la cual puede ser medida mediante las características dispersivas de las ondas

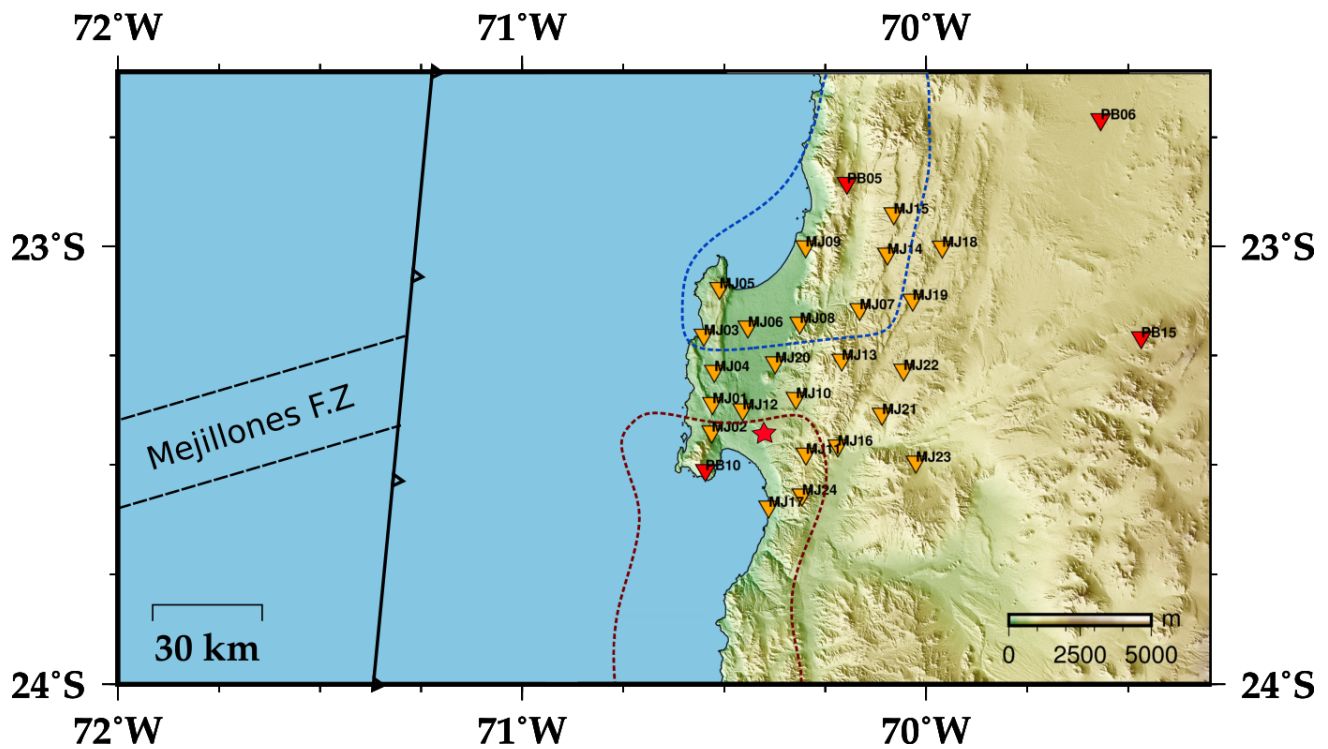


Figura 1: Mapa de la Península de Mejillones, junto con las estaciones, de periodo corto, utilizadas para este estudio. Líneas segmentadas marcan las áreas de ruptura del terremoto de Antofagasta de 1995 (línea azul) y Tocopilla de 2007 (en color rojo). Estrella roja marca el epicentro del terremoto de Antofagasta (Delouis *et al.*, 1997, 2009). Se marca, además, la ubicación de la fosa y la ubicación de Mejillones F.Z.

superficiales que pasan a través del suelo. De ahí que toma gran importancia determinar y comprender las características que controlan la parte más superficial de la corteza en la PM.

Es por esto que por medio de la técnica conocida como Tomografía de Ruido Sísmico (ANT) (Bensen *et al.*, 2009; Ekström *et al.*, 2009; Fang *et al.*, 2015; Shapiro *et al.*, 2005), se busca desarrollar un modelo 3-D de velocidad de onda de corte que logre describir la respuesta sísmica de la cuenca de la PM y que permita inferir variaciones laterales y en profundidad en la estructura.

Objetivos

- **Objetivo principal**

- Definir la estructura somera de la corteza en torno a la Península de Mejillones

- **Objetivos secundarios**

- Entender la tectónica que controla la cuenca de la península de Mejillones en el norte de Chile.
- Comprender las estructuras geológicas que controlan la geografía somera de la península.
- Identificar posibles estructuras presentes bajo la cuenca de la PM, que generen cambios laterales de velocidad de onda de corte.

Hipótesis

- La cuenca de Mejillones tiene un espesor mayor a 1 km de profundidad por acción tectónica. Existe variación lateral de velocidad de onda de corte, dado la compleja geología presente en la zona.

Capítulo 1

Marco Sismotectónico y Geológico

1.1. La Península de Mejillones

La Península de Mejillones (PM) se encuentra ubicada entre los 23°S y 23.5°S en la costa Chilena y corresponde a un bloque alzado de la plataforma continental cercano a los 60 km de largo y 40 km de ancho, que interrumpe la morfología relativamente lineal del litoral del norte de Chile. En ella es posible observar secuencias sedimentarias que guardan un completo registro de la sedimentación marina Cenozoica.

En el norte de Chile, donde está emplazada la PM, la sismotectónica está controlada por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana con una convergencia de 66 mm/a y una orientación N77°E (Angermann *et al.*, 1999). Con un ángulo de subducción de $\sim 10^\circ$ en los primeros 20 km y luego cercano a los $\sim 22^\circ$ (Contreras-Reyes *et al.*, 2012). La edad de la placa oceánica cambia a lo largo de la PM, desde los 23° hasta los 23.25° la placa subductada tiene 50 Ma y desde los 23.25° hasta los 24° 49 Ma (Müller *et al.*, 2008). Frente a las costas de la PM subduce la zona de Fractura de Mejillones, lo que aporta una mayor presencia de fluidos en el área norte (Maksymowicz, 2015; Pasten-Araya *et al.*, 2021, 2018).

Dadas las condiciones climáticas de nuestro país, el margen convergente en el norte predomina la erosión tectónica activa desde el Jurásico, por lo que la fosa cuenta con un bajo espesor sedimentario (Contreras-Reyes & Carrizo, 2011; Maksymowicz, 2015).

Al encontrarse en un margen erosivo, la PM experimentó durante el Mioceno extensión este-oeste (Armijo & Thiele, 1990; Delouis *et al.*, 1998; Di Celma *et al.*, 2014) y luego extensión y alzamiento desde el Plioceno (Victor *et al.*, 2011). Terrazas marinas formadas durante el Plioceno y Pleistoceno dan cuenta que la península se ha estado alzado en los últimos 3.8 ma (Marquardt, 2005). De acuerdo a lo descrito por Di Celma *et al.* (2014); Victor *et al.* (2011) durante la etapa de extensión, las fallas de Mejillones (FM), Caleta Herradura (FCH) y La Rinconada (FR), comenzaron a propagarse lateralmente hacia el interior de la PM, controlando la paleografía de la PM (figura 1.1 (a)). Estas fallas generaron la formación de tres *hemi-grabens* principales, Pampa de Mejillones, Caleta Herradura y Aeropuerto (Binnie

et al., 2016; Cortés A *et al.*, 2012; Di Celma *et al.*, 2014; Marquardt, 2005; Victor *et al.*, 2011). Durante el Plioceno la PM fue cubriéndose de sedimentos marinos, dada la entrada del mar, formando lo que hoy conocemos como Formación La Portada. Dado la acción y unión de las FCH y FR, Morro Mejillones, Cerro Moreno y Cerro Bandurrias formaron islas, quedando sobre el nivel mar (figura 1.1 (b)). Es posible que la parte central de la PM, cerca de la Cuenca del Tiburón, haya tenido una mayor altura respecto a lo que hoy es la pampa de Mejillones y Aeropuerto. De ahí que se pueda observar en superficie andesitas y sedimentos de la Formación Caleta Coloso (Jurásico) rodeados por la Formación La Portada (Cortés *et al.*, 2007). Es posible que la acreción de material en el centro de la PM haya restringido el flujo libre del mar, comenzando así la unión de la PM (figura 1.1 (c)). Durante el Pleistoceno la PM comenzó a alzarse sobre el nivel del mar (figura 1.1 (d)) en la zona centro descrita anteriormente, uniendo los extremos de PM y dándole la forma característica que observamos hoy (figura 1.1 (e)). En la figura 1.2, se puede ver un perfil de norte a sur en el centro de la PM, donde se muestra la geometría del anticlinal anti-simétrico que se ha formado por el alzamiento progresivo entre las cuencas. Se observa la diferencia en edad de los depósitos sedimentarios en las cuencas.

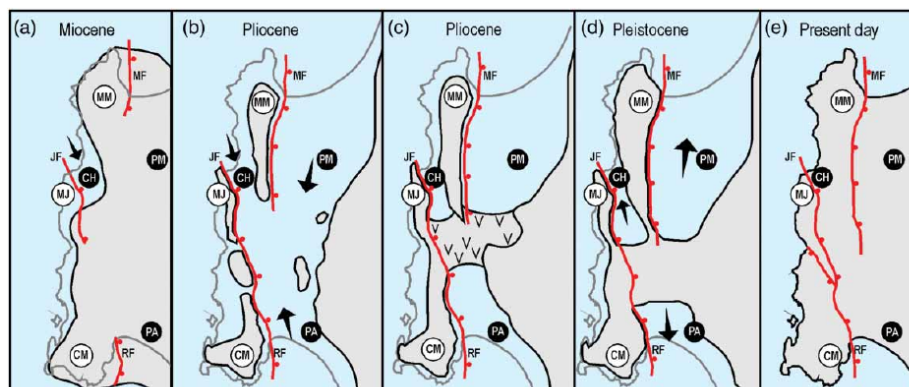


Figura 1.1: Mapa esquemático de la historia de la PM desde el Mioceno hasta el Pleistoceno (Di Celma *et al.*, 2014)

A continuación se detalla la historia sísmica en en las cercanías a la PM, junto con las características geológicas que se presentan en la zona de estudio.

1.1.1. Sismos históricos en Mejillones

A lo largo de la historia y producto de la subducción altamente activa en nuestro país, han ocurrido numerosos terremotos y mega-terremotos (Ruiz & Madariaga, 2018). Dada las características de la subducción entre las placas, podemos encontrar diferentes tipos de terremotos, los cuales incluyen: sismos intraplaca outer-rise, sismos interplacas, sismos intraplaca de profundidad intermedia y sismos superficiales o corticales. Como se puede ver en la figura 1.3, la PM ha sufrido grandes terremotos, como son el de Iquique M_w 8.7, en 1877 (Comte & Pardo, 1991), Antofagasta M_w 8.1, 1995 (Delouis *et al.*, 1997), Tocopilla M_w 7.7, 2007 (Delouis *et al.*, 2009; Fuenzalida *et al.*, 2013; Peyrat *et al.*, 2010) y Tocopilla M_w 7.4, 1967 (Malgrange & Madariaga, 1983; Tichelaar & Ruff, 1991).

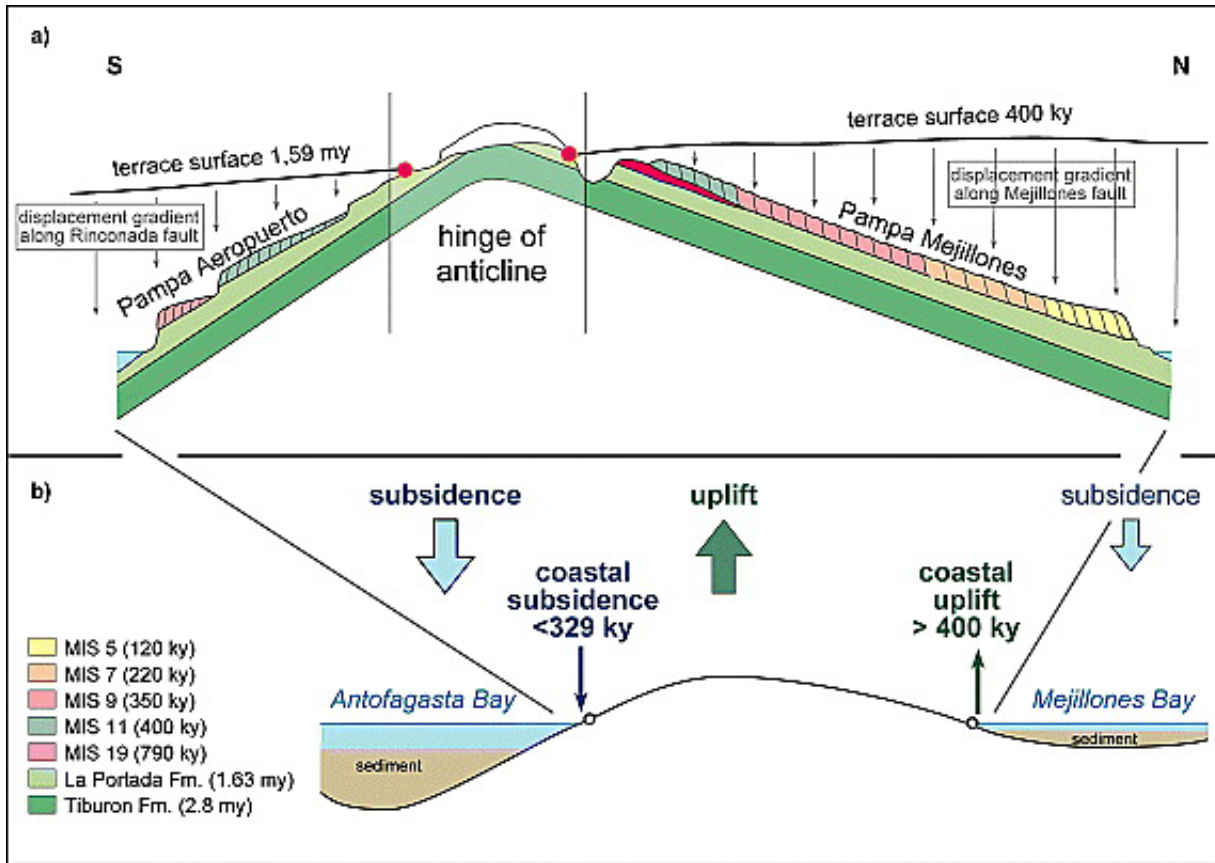


Figura 1.2: Perfil esquemático de n-s de la PM que muestra el anticlinal anti-simétrico entre las cuencas de Mejillones y Aeropuerto (Victor *et al.*, 2011)

- Terremoto Iquique 1877 (histórico): Fue un gran terremoto que ocurrió en las cercanías de Iquique, 11 años después del mega-terremoto de 1868 al sur del Perú. Producto de este terremoto, se generó un gran tsunami a lo largo de las costas Chilenas y que fue capaz de cruzar el Océano Pacífico. Gran parte de la información de este evento fue recolectada y descrita por Montessus (1911). Kausel (1986) propuso un mapa isosísmico para definir la longitud de la ruptura sísmica, proponiendo una magnitud M_w 8.9. Finalmente Comte & Pardo (1991) proponen una magnitud de 8.7.
- Terremoto Antofagasta 1995: Fue un terremoto interplaca de magnitud de momento de 8.1 que afectó el norte de Chile el 30 de julio de 1995, con una profundidad hipocentral de 36 km (Delouis *et al.*, 1997). El evento rompió un segmento de 180 km de largo, desde el centro de la Península de Mejillones hacia el sur a lo largo de la costa. El área de ruptura limita con el norte de la PM y con el Ridge de Tal-Tal al sur, por lo que autores como Contreras-Reyes & Carrizo (2011) señalan que estos rasgos pueden actuar como barreras sísmicas. El terremoto de Antofagasta fue precedido por un incremento en la sismicidad local cerca del área del epicentro en la PM; esta actividad comenzó con un evento M_w 6.2 el 12 de Octubre de 1994 (Ruiz & Madariaga, 2018).
- Terremoto de Tocopilla 2007: Al igual que el terremoto de Antofagasta, fue un terremoto interplaca. Ocurrió el 14 de noviembre de 2007 con M_w 7.7 a 35 km de profundidad (Delouis *et al.*, 2009). La distribución del deslizamiento estuvo controlado por dos parches principales; la ruptura comenzó en el parche del norte y se propagó hacia el sur rompiendo el segundo segmento, sin romper hacia el mar. El área de ruptura se extendió cerca de 130 km y terminó al sur, en la parte norte de la PM (Peyrat *et al.*, 2010), como se puede observar en la figura 1.
- Terremoto de Michilla (2007): Fue un terremoto intraplaca de profundidad intermedia con magnitud M_w 6.7 (Ruiz & Madariaga, 2011) que ocurrió el 16 de diciembre de 2007. Este evento ocurrió dentro de la placa de Nazca a una profundidad de 45 km. Presentó un mecanismo inverso de *Slab-Push* caracterizado por una compresión en el slab subductante.

1.1.2. Geomorfología

La corteza superior del norte de Chile, se puede dividir en tres dominios mayores: Trasarco, Arco volcánico y Antearco. Nuestra zona de estudio se encuentra ubicada en el Antearco Externo. Este presenta marcados rasgos morfo-estructurales de escala regional como el Talud Continental, Plataforma Costera y Cordillera de la Costa. La Península de Mejillones constituye una parte alzada de la plataforma continental. En ella es posible observar una compleja morfología dominada por *horst* (bloque alzado) y *hemigraben* (bloques deprimidos) asociados a fallas normales (Armijo & Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996). En la Península de Mejillones es posible observar dos *horst* principales: el *horst* de morro Mejillones y el *horst* de morro Jorgino. Por otra parte, se observan diferentes superficies planas de origen marino asociados a depósitos sedimentarios marinos del Neógeno-Cuaternario. Las de mayor extensión son las Pampa de Mejillones, Caleta Herradura y Aeropuerto (Binnie *et al.*, 2016).

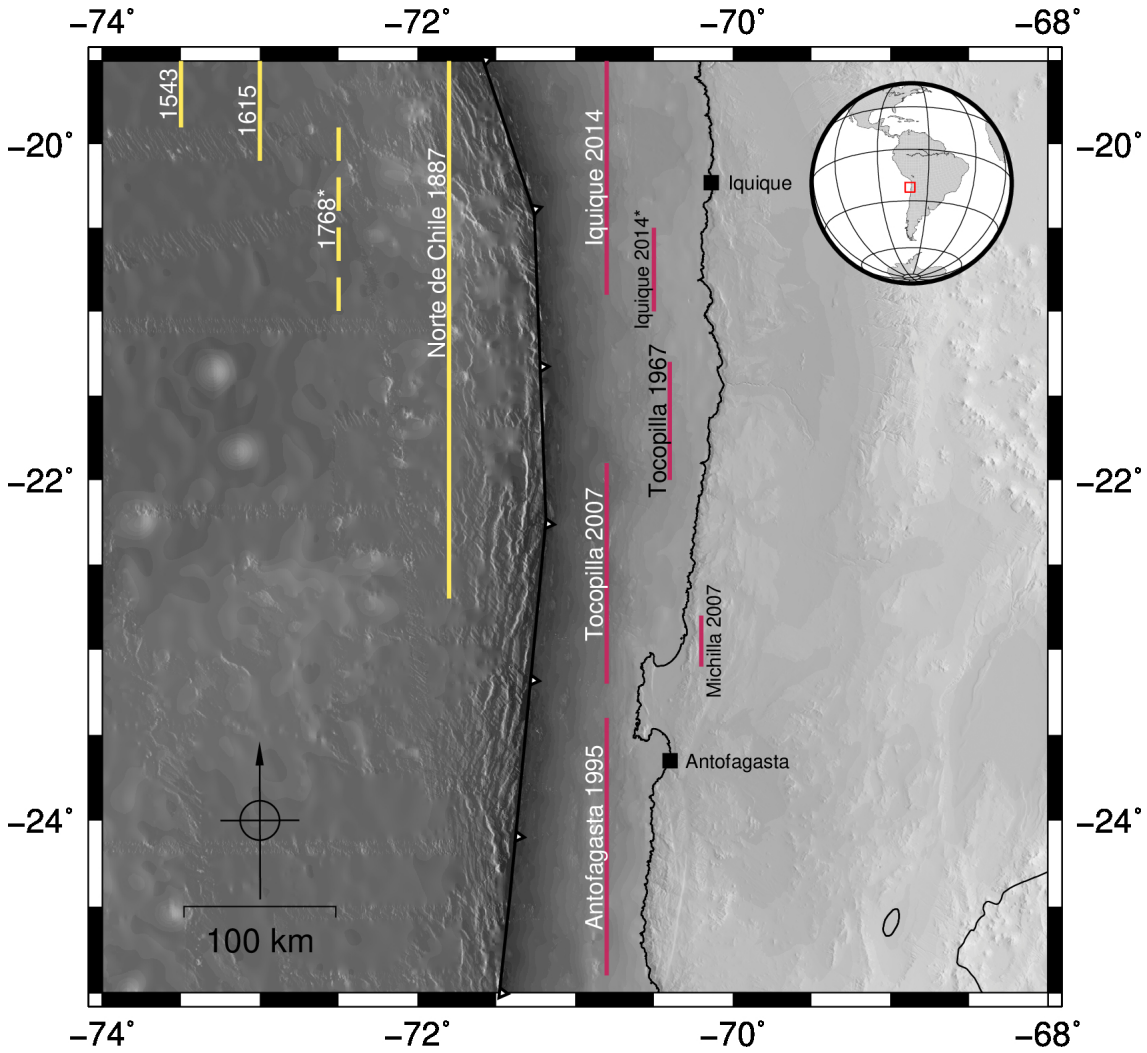


Figura 1.3: Terremotos históricos (lineas amarillas) y grandes terremotos recientes (lineas rosadas) en el norte de Chile. Terremoto de 1768 sería probablemente un terremoto intraplaca profundidad intermedia. Iquique 2014*, corresponde a réplica M_w 7.7 del terremoto de Iquique de 2014.

Una de las principales características que presenta la Península de Mejillones, es su historia de alzamiento en el largo plazo. Esto ha quedado evidenciado por las numerosas terrazas, paleo-costas y paleo-acantilados, que dado la hiperaridez del norte del país se han conservado a lo largo del tiempo geológico. Estas morfoestructuras, muestran la evolución que ha tenido la PM desde el Mioceno hasta el presente (Di Celma *et al.*, 2014; González-Alfaro *et al.*, 2018).

1.1.3. Litoestratigrafía

Dentro de la plataforma costera y la cordillera de la costa entre los 23°S y 23.5°S se encuentra una gran variedad de unidades litoestratigráficas. A continuación se detallan brevemente las principales unidades litológicas que se observan en este estudio. En la figura 1.4, se puede observar el mapa geológico simplificado de la carta geológica de Mejillones y la PM a una escala de 1:1.000.000 por Cortés *et al.* (2007).

Rocas metamórficas

- **Complejo Metamórfico de Mejillones:** Se encuentra ubicado al noroeste de la PM y constituye una topografía accidentada con alturas sobre los 1000 m sobre el nivel del mar (Calderón *et al.*, 2017).

El complejo metamórfico de Mejillones aflora en dos diferentes áreas al oeste de la Península, cada una con facies metamórficas contrastantes. El bloque al norte, donde se ubica el Morro de Mejillones (figura 1.1, está limitado al este por la falla de Mejillones que tiene orientación norte-sur. En el segundo bloque, podemos encontrar el Morro Jorgiño y está limitado por la falla Caleta Herradura que tiene una orientación NW.

El afloramiento en el Morro de Mejillones está compuesto principalmente por turbiditas, que son facies sedimentarias que se deposita durante una avalancha submarina, que en la Península presentan un bajo grado de metamorfismo. Al este, el complejo está limitado por plutones del triásico tardío (Casquet *et al.*, 2014; Cortés *et al.*, 2007). También es posible observar aureolas de metamorfismo de contacto superpuesta a las meta-tubiditas y gneiss que restringen en contacto con granitoides del triásico tardío.

En Morro Jorgiño, se encuentran exhumadas esquistos, gneiss, anfíbolitas y cuarcitas plegadas. Las rocas metamórficas están delimitadas al sur por el complejo Punta Tetás. El metamorfismo del complejo metamórfico de Mejillones tendría una edad de Precámbrico-Ordovícico (González, 2013).

Rocas Igneas

- **Tonalita Mejillones:** Formada por tonalitas de biotitas y anfíbol del Triásico Superior (Calderón *et al.*, 2017; González, 2013). Intruyen al complejo metamórfico de Mejillones y afloran en la parte noroeste de la Península, desde el Morro Mejillones hasta Cerro Bandurrias, cubriendo aproximadamente 120 km². Al este se encuentran la Falla de

Mejillones. Calderón *et al.* (2017), obtuvieron una edad 208 Ma para la intrusión de Plutones tonalíticos en el Morro de Mejillones.

- **Complejo Punta Tetas:** Este complejo está ubicado al sur de la PM, donde se encuentra el Morro Moreno . Está conformado principalmente por gabros, dioritas y anfibolitas (Calderón *et al.*, 2017; González, 2013). Los plutones del complejo corresponderían al Jurásico Temprano (ca. 184 Ma) y habrían sido intruidos como respuesta al régimen tectónico extensional en un ambiente de un arco naciente.

- **Complejo Plutónico Fortuna-Naguayán:** Este complejo se encuentra dividido en dos sectores, producto de una falla regional de rumbo NNE-NS del sistema de Fallas de Atacama. En el sector occidental, se encuentra el Cerro Fortuna y consiste en gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos. Estos afloran entre la Falla Mititus y Falla Cerro Gordo .

En el sector Oriental, podemos encontrar el cerro Naguayan. El complejo está conformado por una asociación de dioritas, monzodioritas, monzonitas y granitos (Arias *et al.*, 1991). La edad estimada para estas rocas es del Triásico superior. Cortés *et al.* (2007) obtiene edades de 155 Ma para los dioritoides de Cerro Fortuna y 154 Ma para el complejo Plutónico Naguayan.

- **Formación La Negra:** Es una sucesión continua volcánica, constituida por andesitas y tobas, con intercalaciones de rocas epiclásticas de composición andesíticas. Tendría una potencia de 3000 m (González, 2013). Afloran en la parte centro-sur de la Península y en la cordillera de la costa. Estas secuencias volcánicas serían del Jurásico Inferior al Jurásico Superior (Cortés *et al.*, 2007).

Rocas sedimentarias

- **Formación La Portada:** Tendría edades del Mioceno Inferior-Plioceno. De acuerdo a Cortés *et al.* (2007), estaría conformada por coquinas, conglomerados, areniscas, margas, fangolitas y cenizas retrabajadas. Esta aflora en Caleta Herradura, acantilados costeros de la Bahía Antofagasta, en el borde costero de la Bahía de Mejillones y en depresiones de las pampas de la PM (Valdebenito, 1979). Estudios gravimétricos realizados al norte de la Península de Mejillones muestran que el espesor sedimentario sería de hasta 1200 m (Araneda *et al.*, 2017).

1.1.4. Estructuras en los dominios morfoestructurales

1.1.5. Península de Mejillones

El dominio estructural de la plataforma costera está caracterizado por un típico campo de fallas normales, que han presentado actividad entre el Mioceno y el Holoceno. La dirección de

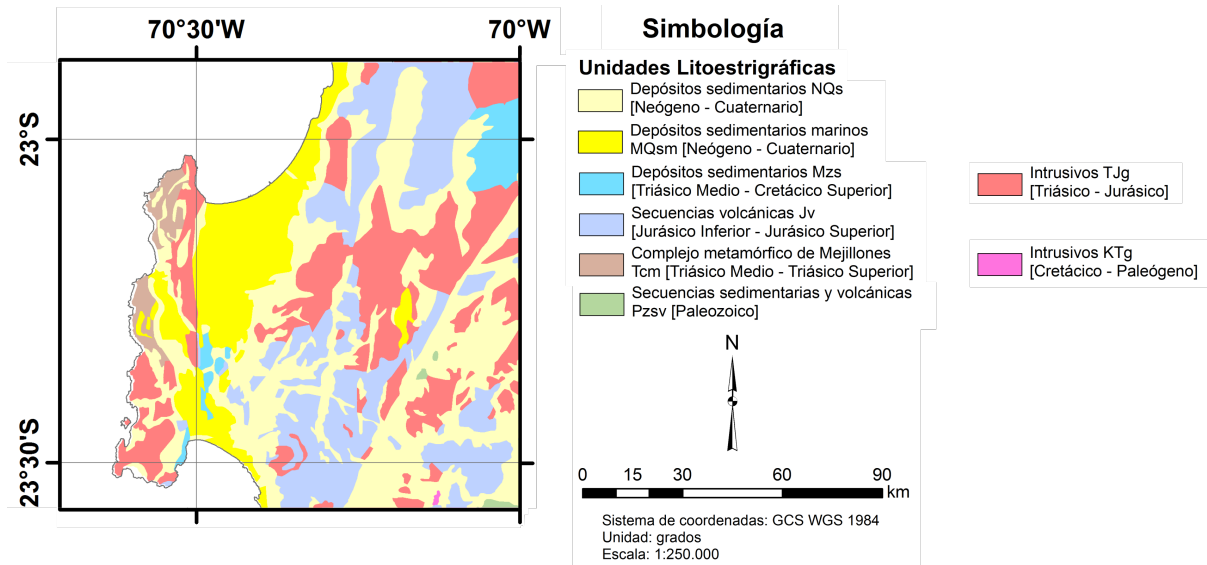


Figura 1.4: Mapa geológico simplificado de la Península de Mejillones, modificado de las cartas Mejillones y Península de Mejillones (Cortés *et al.*, 2007). Felipe Reyes, comunicación personal, 2019.

DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES

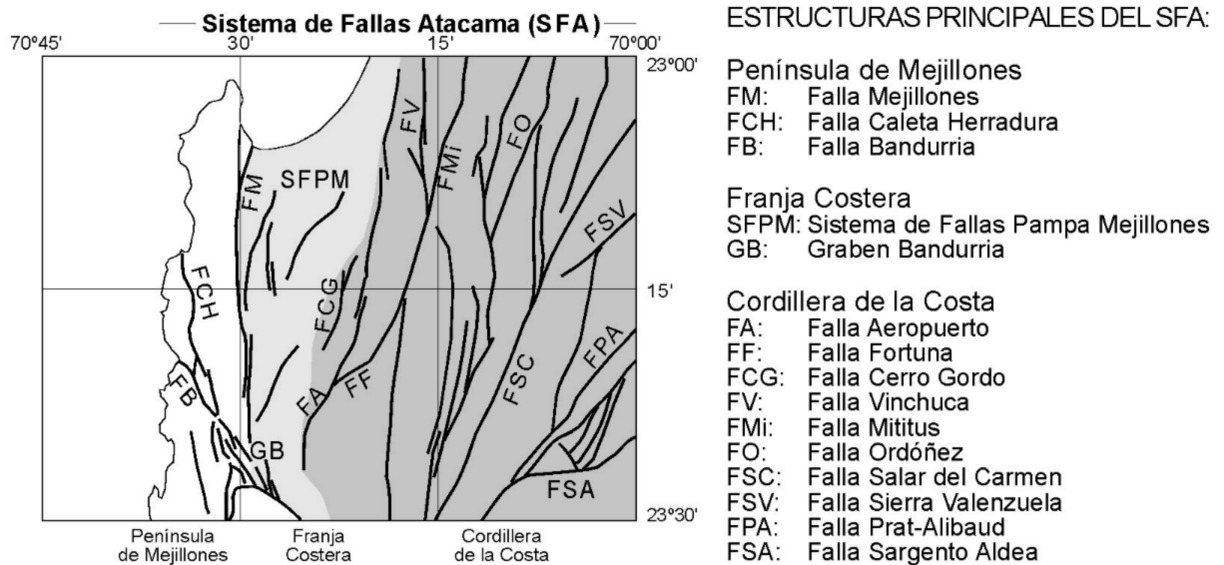


Figura 1.5: Dominios morfoestructurales en la Península de Mejillones, junto a las estructuras principales del Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Modificado de la cartas Mejillones y Península de Mejillones (Cortés *et al.*, 2007).

las fallas es principalmente NS y con manteo al este, ha excepción de la falla Bandurrias que presenta manteo hacia el oeste. Se ha planteado que estas fallas tienen una geometría listrica con suaves líneas de giro en los bloques colgantes (Allmendinger & González, 2010). Las estructuras más importantes en el dominio son las fallas de Mejillones y Caleta Herradura, véase figura 1.5.

- **Falla de Mejillones:** Corresponde a una falla normal activa con orientación NS, ubicada en la parte oriental de la PM (véase figura 1.5). Su largo alcanzaría los 40 km y su extensión sería mayor a la de Falla Caleta Herradura y se volvería horizontal a profundidades mayores, dado que el *hemigraben* de Mejillones es mucho más amplio que el *hemigraben* de Caleta Herradura. La Falla de Mejillones, constituye el límite entre el *horst* de Morro Mejillones, ubicado al oeste y el *hemigraben* de Mejillones (Pampa Mejillones), localizado al este. De acuerdo a Niemeyer *et al.* (1996) esta falla tendría actividad desde fines del Mioceno hasta el presente.
- **Falla Caleta Herradura:** Corresponde a una falla normal activa, ubicada entre la bahía homónima y la playa La Rinconada con una extensión de 30 km (véase figura 1.5). Esta exhibe una actividad continua a partir del Mioceno. En una primera etapa controló la creación y subsidencia de una cuenca sedimentaria. Desde fines del Mioceno y comienzos del Plioceno hasta el presente, esta estructura tuvo movimiento episódicos. Esto controló la evolución sedimentaria de cuencas entrampadas en la parte central y oriental de la PM (Niemeyer *et al.*, 1996). De acuerdo a Allmendinger & González (2010), se trataría de una falla listrica que debería volverse horizontal cercano a los 2 km de profundidad, mientras que Pelz (2000) discute que sería a los 3.7 km.

1.1.6. Franja Costera - Cordillera de la Costa

Las fallas que ocurren al interior de este dominio son parte del sistema de Fallas de Atacama, que tendría una extensión aproximada a los 1000 km (Arabasz Jr, 1971). Dentro de las principales fallas que se encuentran en la cordillera de la Costa, se encuentran las grandes fallas del Salar del Carmen y Mititus, además de Falla Aeropuerto, Cerro Fortuna y Cerro Gordo. Ellas constituyen el límite occidental de estrechas cuencas sedimentarias activas (Niemeyer *et al.*, 1996), véase figura 1.5. En el sector comprendido entre Salar del Carmen y Falla Mititus, muestran que las cuencas sedimentarias parecen haber sido originadas por una extensión, a lo ancho de toda la Cordillera de la Costa. Dicha extensión generó una geometría tipo *hemigraben*. Aunque los movimientos más recientes estarían dominados por desplazamientos de rumbo.

- **Falla Salar del Carmen:** Esta estructura se encuentra al límite este de la cordillera de la costa y corresponde a una falla normal. Los primeros movimientos de esta falla fueron paralelos a la fosa, sinestrales, como consecuencia de la convergencia oblicua de las placas Farallón y Sudamericana (Scheuber & Andriessen, 1990). Luego de la migración de arco magmático pasó a formar parte del antearco, donde el régimen de esta estructura se volvió extensional, como se describió anteriormente (González *et al.*, 2006).

- **Falla Mititus:** Descrita por Villalobos (2014), tiene una longitud de 26,8 km de largo y una orientación variable entre NS y N12°E. Correspondería a una falla normal con una leve componente sinistral, con un manteo que varía entre 60 y 88°.
- **Falla Naguayán:** Es un lineamiento estructural que se extiende al sur de la Falla Mititus y tendría una extensión cercana a los 55 km. Villalobos (2014) la describe con una cinemática aparentemente normal. Los valores para el manteo de la falla, varían entre los 72 y 80° hacia el este.
- **Falla Aeropuerto:** Esta falla Normal se ubica en el extremo occidente de la Cordillera de la Costa. Tiene una longitud aproximada de 60 km de largo, manteo 60°E y orientación NNE (Santibañez *et al.*, 2015).

Capítulo 2

Metodología espectral

2.1. Introducción

La tomografía de ruido ambiental (Bensen *et al.*, 2007) es una técnica bien establecida hoy en día, que utiliza la correlación cruzada de campos de ondas sísmicas ambientales producidos por el mar, viento, entre otras fuentes, para estimar la función empírica de Green (EGFs, en su siglas en inglés) entre un par de estaciones. En la figura 2.1, se muestra de forma esquemática como a partir de señales aleatorias en la superficie de un medio, es posible calcular una función de correlación entre dos pares de estaciones que registran en forma simultánea.

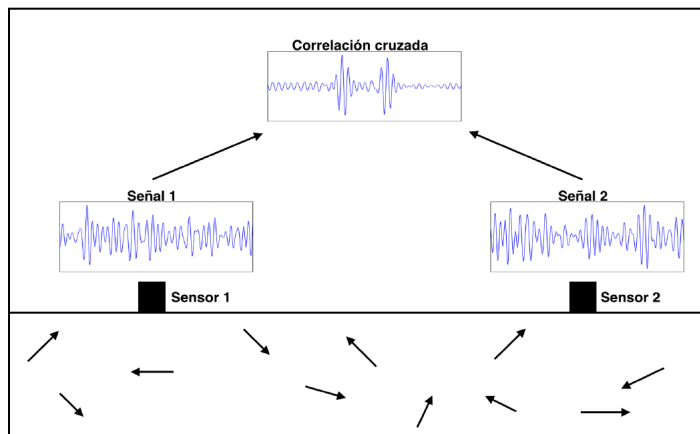


Figura 2.1: Figura esquemática de el cálculo de correlación entre dos estaciones a partir de señales aleatorias en el medio (Sáez *et al.*, 2016).

A partir del cálculo de la función de Green, es posible obtener estimaciones de la dispersión de ondas superficiales y con esto calcular velocidades de fase y grupo, que luego pueden ser utilizadas en inversiones tomográficas para estudiar la estructura superficial de la tierra (Bensen *et al.*, 2007; Moschetti *et al.*, 2007; Shapiro *et al.*, 2005).

Para este estudio utilizamos la metodología espectral para calcular la velocidad de fase,

siguiendo los trabajos de Ekström (2014); Ekström *et al.* (2009); Pastén *et al.* (2016); Salomón (2017). Se considera la técnica espectral considerando que la velocidad de fase, presente algunas ventajas sobre la velocidad de grupo, como se detalla en Hawkins & Sambridge (2019):

- La velocidad de grupo puede ser determinada de la velocidad de fase. El caso contrario requiere constantes de integración desconocidas.
- El procedimiento para extraer la velocidad de grupo desde la función empírica de Green es imprecisa debido a que el ancho del filtrado de pasa banda es una compensación entre la resolución temporal y la frecuencia.
- La técnica utilizada para el cálculo de la velocidad de grupo usa una aproximación de campo lejano. Esto porque fue originalmente creado para estudio de ondas superficiales impulsadas por terremotos. Esta aproximación limita el rango de frecuencia usado entre estaciones cercanas, ya que son descartadas pares de estaciones dentro de tres longitudes de onda.

El desarrollo de las propiedades de la correlación de señales aleatorias fue iniciado en sismología por Aki (1957) con el estudio de microsismicidad.

Aki en 1957, consideró la correlación entre ondas estocásticas con propagación horizontal registradas entre dos estaciones y las expresiones derivadas de los espectros promediados de forma azimutal para ondas dispersivas y polarizadas. Con esto estuvo la relación (2.1), donde la componente real de la correlación tiene la forma de una función de Bessel de primera clase de orden cero.

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0 \left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \right) \quad (2.1)$$

Donde $\bar{\rho}$ es la componente real de la Transformada de Fourier de la función de correlación del ruido (NCF, en sus siglas en inglés), ω es la frecuencia angular del modo fundamental, $c(\omega)$ es la velocidad de fase que depende de la frecuencia y r es la distancia entre estaciones.

Ekström *et al.* (2009) utiliza los cruces por cero de la componente real del espectro de la NCF para construir familias de curvas directamente. Ekström realiza esta aproximación dado que el espectro de correlación se asemeja a una función de Bessel en su comportamiento oscilatorio, pero la amplitud de los picks no decrecen de forma monótona con la frecuencia, como la función de Bessel. Esto porque la amplitud del espectro real depende tanto del espectro de ruido de fondo como de los efectos no lineales del procesamiento de datos. Por otra parte, la ubicación de los cruces por ceros son insensibles a las variaciones del espectro de ruido de fondo.

Ekström *et al.* (2009), siguiendo la aproximación de Aki (1957), determina la velocidad de fase como:

$$c(\omega_n) = \frac{\omega_n r}{z_n} \quad (2.2)$$

Donde ω_n es la frecuencia correspondiente al n-ésimo cruce por cero observable y z_n es el n-ésimo cero de J_0 .

La asociación entre los ceros observados en el espectro y los ceros de la función de Bessel puede resultar difícil, dado que el ruido en el espectro puede causar más o menos cruces por cero. Para esto, Ekström estima un set de velocidad de fase $c_m(\omega_n)$ basado en la ecuación 2.1:

$$c_m(\omega_n) = \frac{\omega_n^r}{z_{n+2m}} \quad (2.3)$$

Donde m toma el valor de $\pm 1, \pm 2, \pm 3..$ indicando el número extra o menor de cruces por cero. La curva final elegida, es la que tenga mayor relación a la información que se tenga de la región en estudio.

2.2. Red de estaciones

La red de estaciones MEJIPE cuenta con 24 sismómetros de periodo corto con tres componentes (1 Hz MARK L4-3-D con un registrador de datos EDPR6-24) con una tasa de muestreo de 200 Hz. Fue instalada durante Julio de 2013 y registró de manera continua hasta Septiembre de 2015 (Pasten-Araya *et al.*, 2018). En la figura 2.2 se puede observar la distribución de estaciones pertenecientes a la red MEJIPE.

Las trazas fueron almacenadas en formato miniSEED, en archivos de ventanas de 30 min y 1 hora, dependiendo de la estación. Estas fueron convertidas a formato SAC, luego se unieron en archivos de un día y se quitaron los registros que no contaran con el registro continuo de datos.

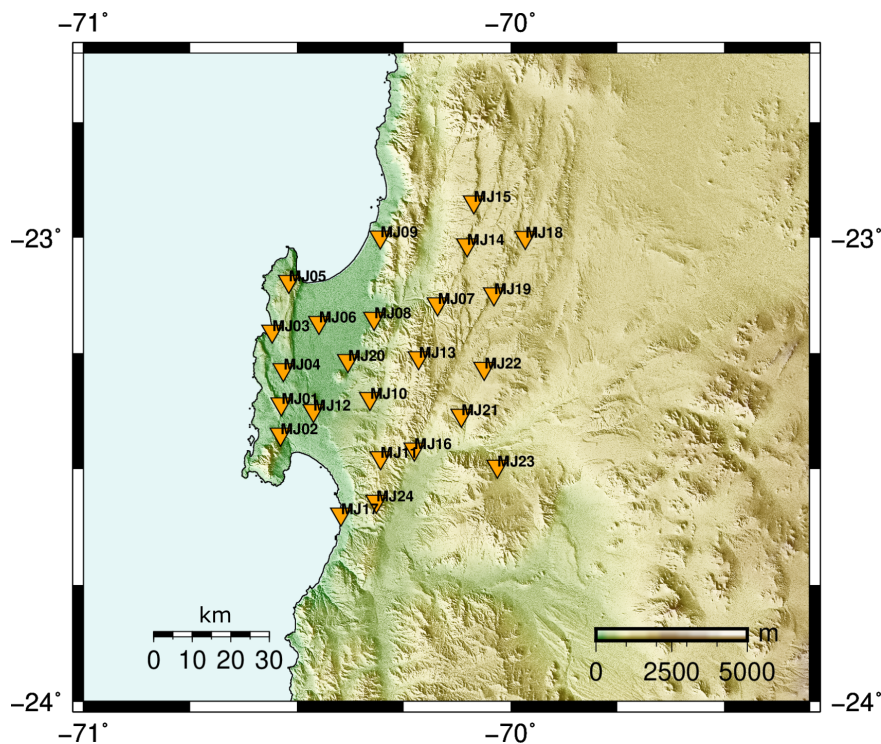


Figura 2.2: Red de estaciones MEJIPE utilizadas en este estudio.

2.3. Fuentes de ruido

En sismología, se consideran dos tipos de señales que conforman el campo de ondas aleatorias usados en la interferometría sísmica pasiva. La primera es la coda sísmica, obtenida de la forma de terremotos y la segunda es el ruido sísmico ambiental (Obermann & Hillers, 2019; Wapenaar *et al.*, 2010). Como se mencionó antes, en este trabajo realizaremos una tomografía considerando esta última señal. La ventaja del ruido sísmico ambiental sobre la coda es que no depende de la ocurrencia de terremotos y puede ser registrado en cualquier momento y ubicación (Yang & Ritzwoller, 2008).

El origen del campo ambiental dependerá del rango de frecuencia y la ubicación geográfica donde se instalen las estaciones (Bonney-Claudet *et al.*, 2006). Se han realizado varios trabajos para caracterizar el ruido sísmico ambiental (Friedrich *et al.*, 1998; Nishida *et al.*, 2002; Stehly *et al.*, 2006; Yang & Ritzwoller, 2008). Gutenberg (1936) señala que, la intensidad del ruido sísmico sigue la actividad atmosférica y el movimiento del mar. Esta observación implica que el ruido es generado en la superficie terrestre y esto explica porqué la parte dominante de la energía de la señal se propaga como ondas superficiales (Friedrich *et al.*, 1998).

Los microsismos, guardan relación con el ruido sísmico de periodo corto (<20 s) y está relacionado principalmente con la interacción del oleaje oceánico con el suelo marino cerca de las costas. El espectro de ruido en esta frecuencia, está dominado por 2 *peaks*. El primario, se observa típicamente entre los 10-20 s, exactamente cercano a los 14 s. El segundo *peak* ocurre entre los 5-10 s, específicamente al rededor de los 7 s (Obermann & Hillers, 2019; Yang & Ritzwoller, 2008).

La microsismicidad primaria involucra la interacción directa del oleaje con la batimetría superficial (Hasselman, 1963) y la secundaria resulta de la interacción no-lineal entre dos ondas primarias de frecuencia similar que se propagan en direcciones opuestas (Longuet-Higgins, 1950).

A frecuencias sobre los 1 Hz, mecanismos naturales y antropogénicos contribuyen al campo de ruido ambiental. Fenómenos naturales pueden ser el viento y la irregularidad en la topografía, así como las precipitaciones (Hillers & Ben-Zion, 2011; Withers *et al.*, 1996). El ruido antropogénico está asociado a la actividad industrial y al tránsito vehicular (Obermann & Hillers, 2019).

Entender el origen del ruido ambiental y su distribución temporal y espacial es necesario para un desarrollo correcto de la tomografía de ruido sísmico. Por este motivo, se realizó el cálculo de correlaciones entre estaciones de forma temporal y espectral para comprender el origen del ruido que se estaba registrando. Dada la escala de la zona de estudio y su posición geográfica, se observa que la fuente del ruido sería producto del ruido oceánico. En Chile se tiene que las ondas se propagan principalmente de oeste a este. En la figura 2.4 se muestra la relación señal ruido (RSR) en la PM, obtenida como se muestra en Sáez *et al.* (2016) y Yang & Ritzwoller (2008) respecto al ángulo azimutal entre estaciones, para 15 días de datos. La figura 2.3 muestra la convención del ángulo α_{ij} , donde i es la estación al este, de forma que se observara con mayor facilidad que el frente de ondas provenía desde el oeste.

Puntos azules representan correlaciones anti-simétricas y puntos rojos muestran correlaciones simétricas. Se observa que estaciones orientadas norte-sur tendrían correlaciones simétricas. Esto se puede explicar por la forma de la península. Las bahías al norte (Mejillones) y sur (Escondida) permitirían la entrada del oleaje en esas direcciones, obteniendo así, correlaciones simétricas perpendiculares al frente de onda esperado oeste-este.

En la figura 2.5 (a) se muestran ejemplos de correlaciones temporales exitosas entre estaciones orientadas oeste-este. La figura 2.5 (b) muestra correlaciones entre estaciones con orientación norte-sur entre la Península de Mejillones y la franja costera (véase figura 2.2).

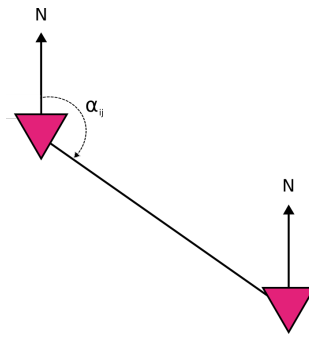


Figura 2.3: Convención del cálculo del ángulo, azimut, entre pares de estaciones correlacionadas. Donde i es la estación al este y j la estación al oeste.

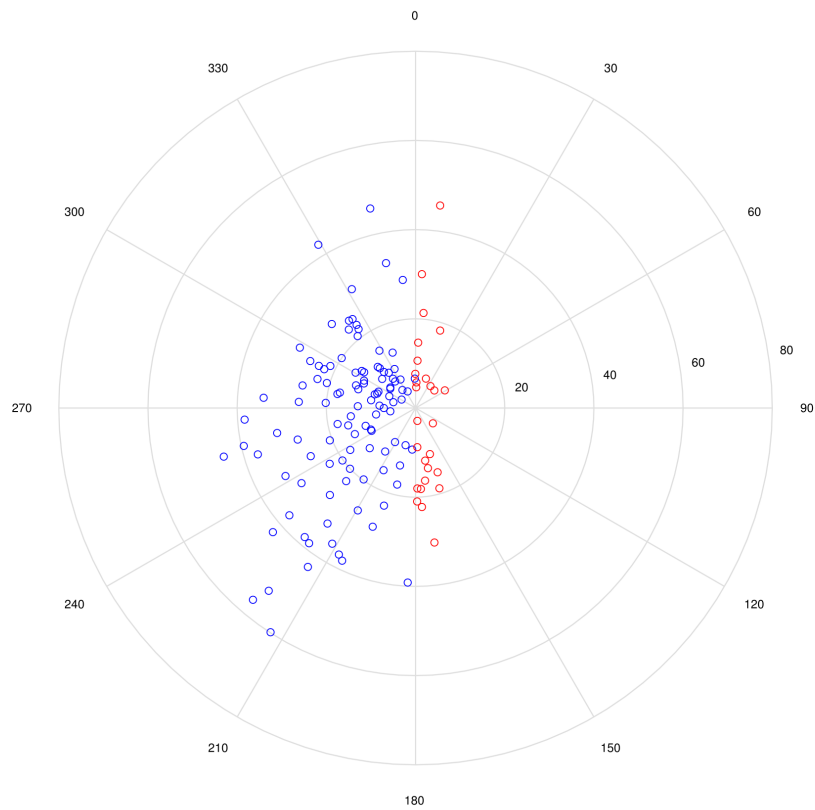


Figura 2.4: Distribución azimutal del la RSR para la correlación temporal de 15 días entre estaciones de la PM. Puntos azules marcan las correlaciones anti-simétricas y puntos rojos muestran correlaciones simétricas. Convención del ángulo azimutal se muestra en la figura 2.3

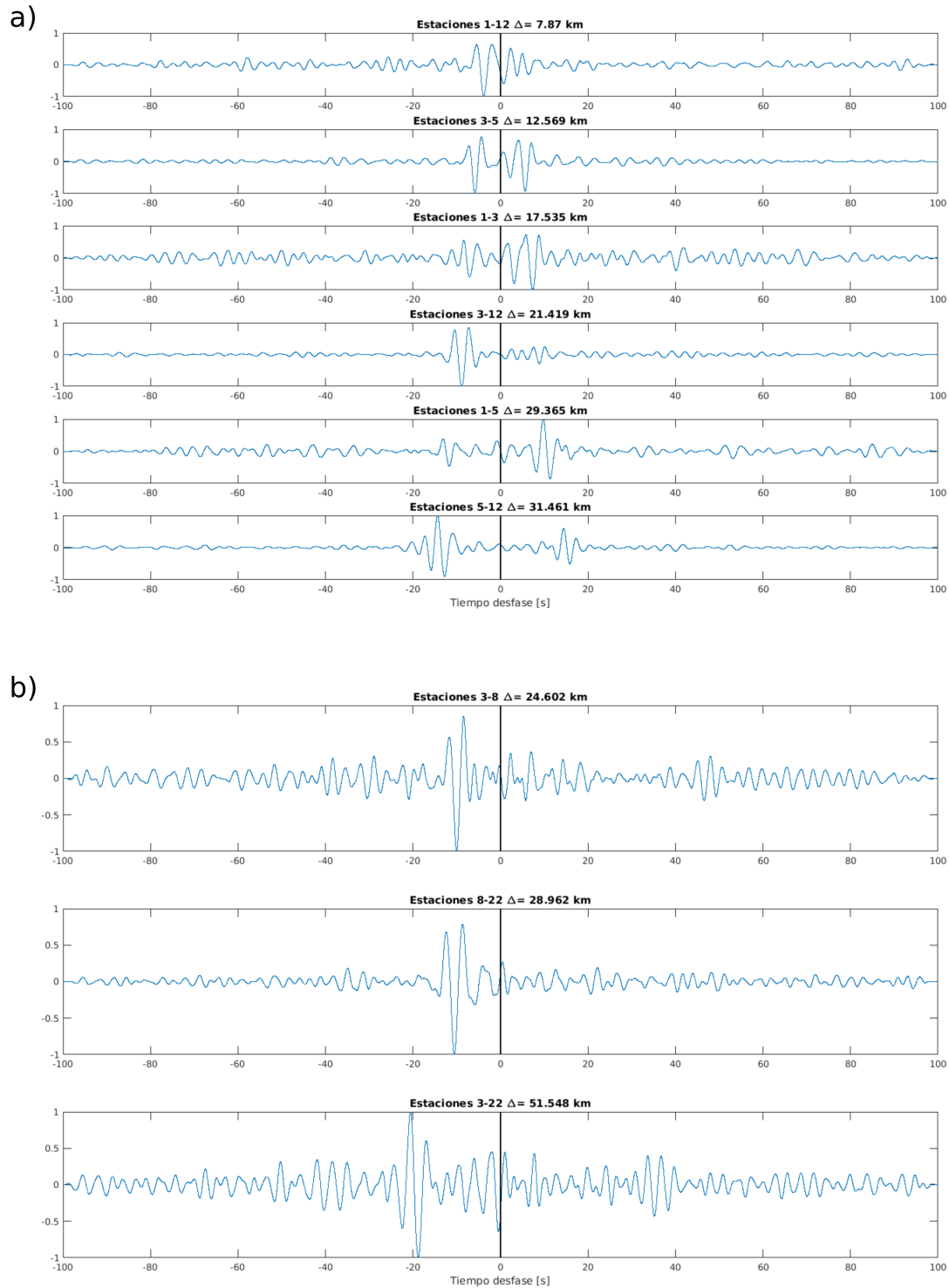


Figura 2.5: Correlaciones temporales para 15 días de datos de 2014. (a) Correlaciones entre estaciones ubicadas en la península de Mejillones y Franja costera. Se observan correlaciones simétricas producto de la forma de la península. (b) Correlaciones entre estaciones con orientación oeste-este. Se observa una clara correlación anti-simétrica producto del ruido oceánico.

2.4. Metodología espectral

2.4.1. Cálculo espectro de correlación

Los registros verticales continuos, separados por día, son visualmente inspeccionados. Esto para asegurar que no hubiese problemas con las estaciones y los tiempos de llegada. A estos, se les remueve la respuesta instrumental y se aplica un filtro pasa-alto con un filtro Butterworth de cuarto orden con una frecuencia de corte de 0.01 y 20 [Hz]. Además, se debe remover la tendencia y la media. Finalmente los registros son divididos en ventanas de 2 minutos para realizar la correlación cruzada.

Posterior a esto, se seleccionan dos estaciones y se procede a calcular la transformada de Fourier de cada una y luego se hace el cálculo de la correlación cruzada entre ellas, para cada ventana, por cada día en común. Considerando un par de estaciones i y j , una ventana k , se puede construir el espectro de correlación como:

$$\rho_{ijk}(\omega) = \frac{u_{ik}(\omega)u_{jk}^*(\omega)}{\sqrt{(u_{ik}(\omega)u_{ik}^*(\omega))}\sqrt{(u_{jk}(\omega)u_{jk}^*(\omega))}} \quad (2.4)$$

Para realizar el cálculo de la correlación cruzada de manera ordenada entre todas las estaciones de la red, estas deben ser ordenadas de norte a sur y de oeste a este.

La componente real del espectro de correlación es normalizada por su valor máximo absoluto y cada espectro individual se suma para obtener espectro apilado final,

$$\rho_{ij}^s(\omega) = \sum_{k=1}^{N_{ij}} \rho_{ijk}(\omega) \quad (2.5)$$

Donde $\rho_{ij}^s(\omega)$ (stacking) reemplaza a $\bar{\rho}(r, \omega_0)$ (Aki, 1957). El apilar los registros permite eliminar las señales anómalas, es decir, que no pertenezcan al ruido sísmico, eg. sismos.

2.4.2. Cálculo velocidad de fase

Luego del cálculo del espectro de correlación final, se procede a la siguiente etapa que es la identificación de los cruces por cero. La asociación de los ceros observados con los ceros de J_0 permite la estimación de la velocidad de fase y con esto la construcción de las curvas de dispersión, siguiendo el procedimiento detallado anteriormente. Para determinar la posición de los cruces por el origen, se aplica una media móvil para evitar la detección anómala de ceros por ruido transiente y la baja amplitud del espectro de correlación a frecuencias altas. Además, se eliminaron los ceros que se encontraban espaciados a una distancia menor a 0.01 [Hz].

En la figura 2.6 (a) se observa el espectro de correlación cruzada normalizado entre dos estaciones para cada día de datos en común y la ubicación de los cruces por ceros, figura 2.6 (c) en el espectro final de correlación.

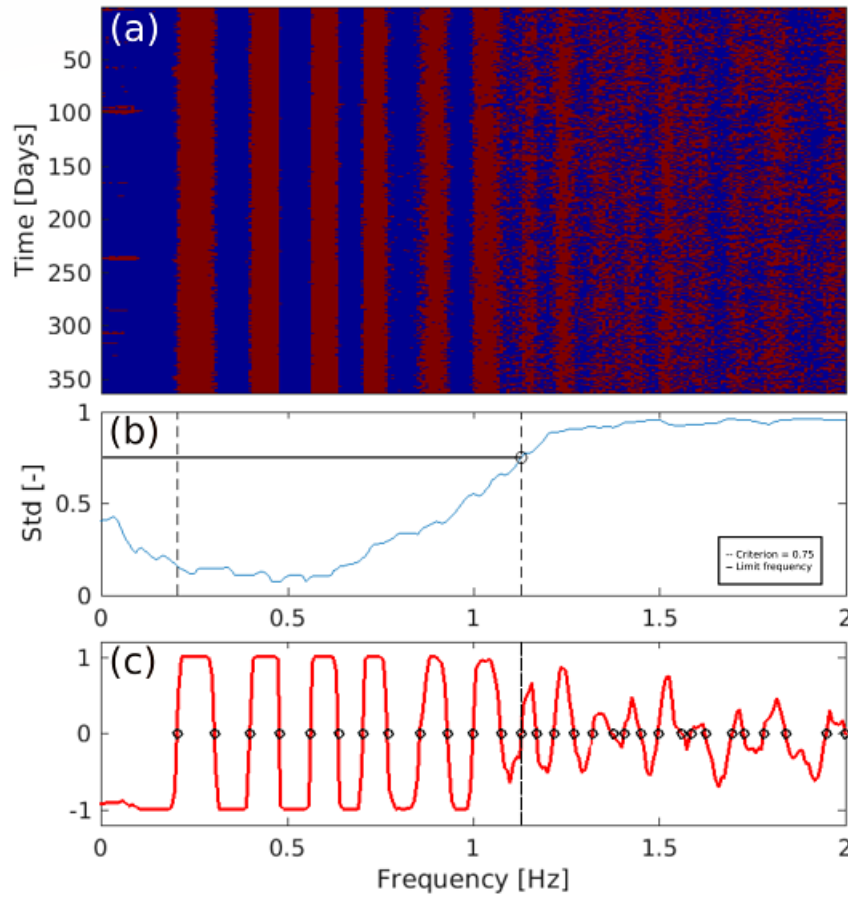


Figura 2.6: Espectro de correlación para un par de estaciones. (a) Espectro de correlación normalizado one-bit para los días en común entre un par de estaciones. (b) Cálculo de la desviación estándar (STD) del espectro de correlación apilado, donde se determina f_{max} considerando un valor máximo de 0.75. (c) Identificación de los cruces por cero.

El cálculo de la velocidad de fase $c(\omega)$ se realiza a partir de los cruces por cero ω_n determinados previamente y la ecuación 2.1. Donde r representa la distancia entre las estaciones Δ_{ij} , la cual es calculada mediante geometría y las coordenadas UTM de la localización de las estaciones. El k -ésimo cruce por el origen de la función de Bessel z_k se estima mediante la expresión:

$$z_k = \pi \left(k - \frac{1}{4} \right) \quad (2.6)$$

En la figura 2.7 se muestra la familia de curvas de dispersión como función de m . La línea continua representa la curva de dispersión seleccionada. Esta es escogida a partir de la geología y estudios previos en la zona de estudio, y trabajos similares como el de Pastén *et al.* (2016); Salomón (2017) en la cuenca de Santiago. Ellos encuentran valores similares de velocidad de fase a bajas frecuencias. Una vez obtenida la velocidad de fase, es posible calcular el tiempo de viaje (t_{ij}) de una onda de Rayleigh entre dos estaciones i, j para una frecuencia en particular, f , asumiendo una trayectoria rectilínea entre las estaciones. Así, t_{ij} está dado por:

$$t_{ij}(f) = \frac{\Delta_{ij}}{c(f)} \quad (2.7)$$

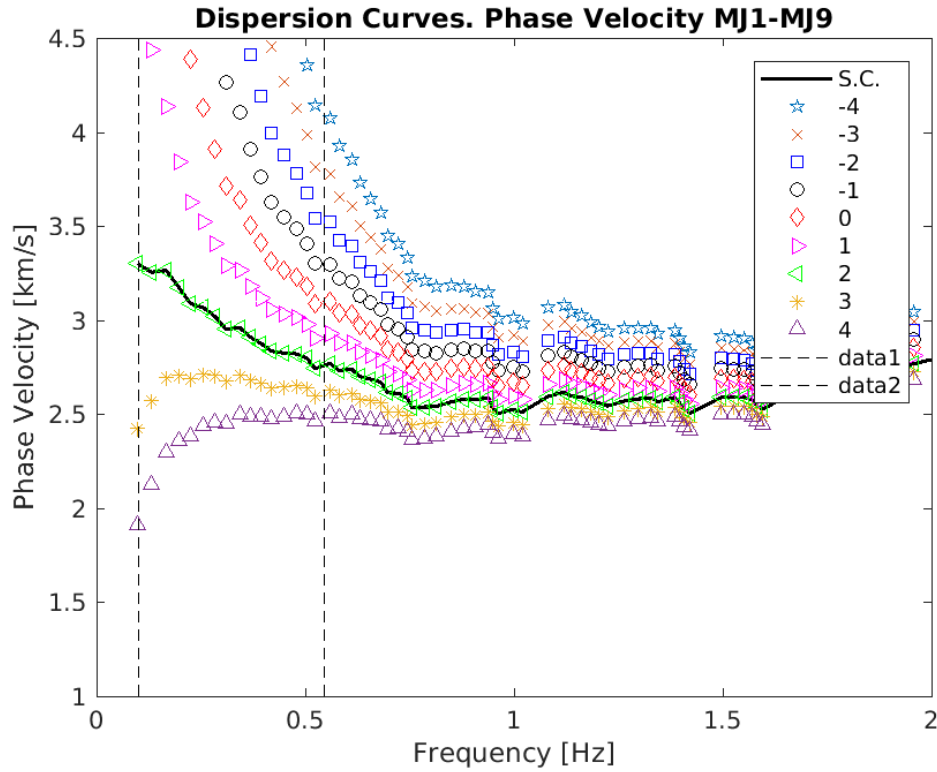


Figura 2.7: Ejemplo de familia de curvas de dispersión. Valores de m van desde -4 a 4. Línea negra marca la curva seleccionada de forma manual, considerando la geología y estudios previos. Líneas segmentadas marcan el rango de frecuencia a considerar.

2.4.3. Rango de validez

El rango de validez de la curva de dispersión depende del rango de frecuencias observables $[f_{min}, f_{max}]$, que están condicionadas por la distancia entre estaciones, además de la ubicación de las fuentes de ruido y la cantidad de días comunes.

Para este estudio, se tiene una distribución heterogénea de las estaciones en la Península de Mejillones. Por lo que la distancia entre estaciones varía considerablemente, alcanzado una distancia mínima de 5 [km] hasta una distancia de 80 [km]. En la figura 2.8 se puede observar el histograma con la distancia entre todos los pares de estaciones instaladas en la PM, en el anexo se da el detalle de la distancia para cada par.

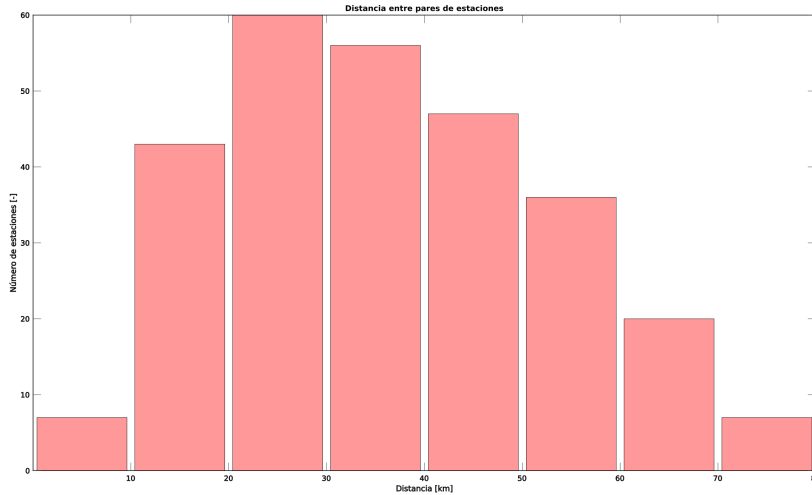


Figura 2.8: Histograma con la distancia entre todos los pares de estaciones. Intervalos cada 10 km. Se cuenta con un total de 276 pares.

Para definir un rango válido de frecuencia, primero se calcula la desviación estándar (STD) por frecuencia para obtener la frecuencia máxima observable. La frecuencia mínima se define como el valor máximo entre la máxima longitud de onda entre estaciones (f_{λ}), la frecuencia del primer cruce por cero (f_{ω}) y la frecuencia mínima entregada por el cálculo de la STD (f_{σ}^{min}), véase figuras 2.6 y 2.9. Siguiendo la metodología de Salomón (2017), se define que las frecuencias con un valor de desviación estándar menor a 0.75 encuentran sin error los cruces por cero. Sobre ese valor, la ubicación de los cruces por cero no es exacta. El cálculo de f_{λ} se realiza de acuerdo a Luo *et al.* (2015):

$$f_{\lambda} = \frac{c(f_{\lambda}=\Delta)}{\Delta} \quad (2.8)$$

Curva de dispersión y rango de frecuencias factible para estaciones MJ5 y MJ8

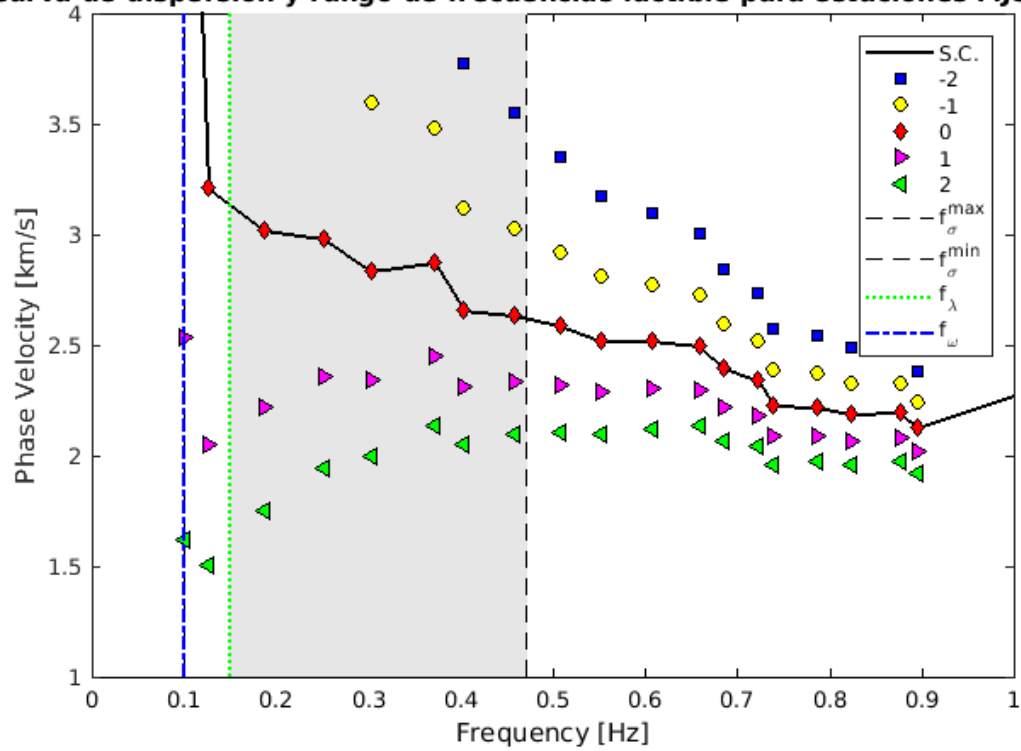


Figura 2.9: Rango de frecuencias consideradas para este estudio. Línea segmentada negra marca límite superior y línea punteada verde marca el límite inferior de frecuencia. Zona gris marca el rango de frecuencias a considerar para la inversión. Línea negra marca la curva seleccionada entre la familia de curvas de dispersión obtenidas para el par MJ5-MJ8.

2.5. Curva de dispersión

Una vez calculada las correlaciones, se obtuvieron 234 pares de estaciones correlacionadas como se puede observar en el histograma de la figura 2.10. Luego, cada curva y correlación

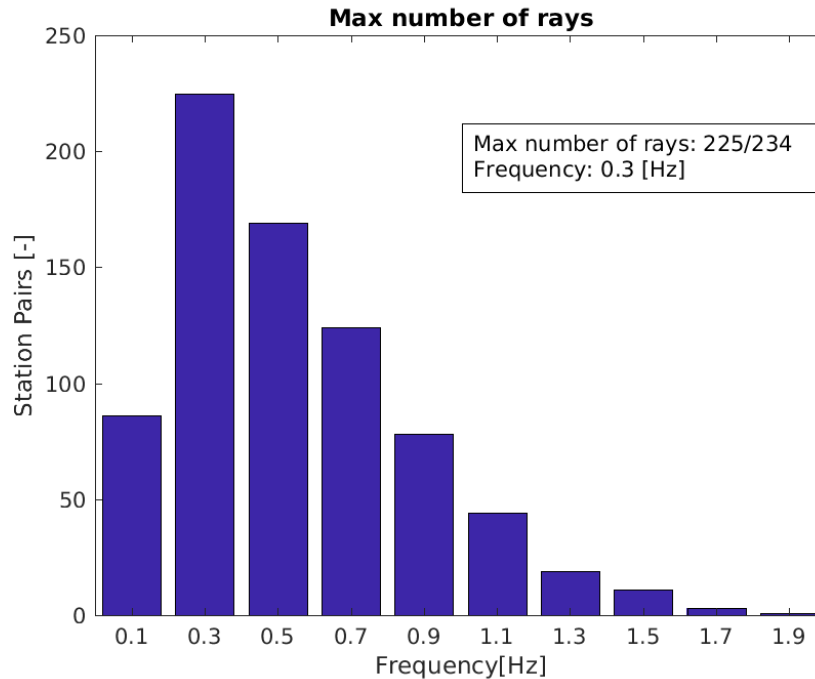


Figura 2.10: Histograma de pares de estaciones correlacionadas con información en función de la frecuencia. Se observa que a los 0.3 Hz se tiene un máximo de pares correlacionados.

es revisada de forma manual, realizando una inspección visual. Se descartan pares con mala correlación, como se muestra en el ejemplo de la figura 2.11. Hay ocasiones en las que no es posible detectar de forma correcta algún cero (cruce por el origen) y esto entrega curvas de velocidad de fase erróneas, por lo que es necesario re-ajustar algunos parámetros de suavizamiento para una mejor detección de estos. En otros casos es necesario ajustar de forma manual la ubicación del cero. La detección anómala puede ser producto de la baja amplitud del espectro a altas frecuencias y la presencia de ruido transitorio. Una vez que ese proceso se ha realizado para todas las curvas, es necesario asignarle un factor de calidad a las curvas, dependiendo de la correlación de los pares. Se define, de acuerdo a lo realizado por Salomón (2017), un rango de 1 a 3 como factor de calidad, donde 1 es una buena correlación y 3 es una muy mala. Los que tengan un índice 3 de calidad son descartadas finalmente, al igual que las que abarcan un rango muy acotado de frecuencias. De un total de 234 pares iniciales, luego del proceso de filtrado, se obtuvieron 164 curvas finales. Por ende, hubo un descarte del 30 %.

Las curvas de dispersión obtenidas finalmente, se observan en la figura 2.12. Se observa que para frecuencias sobre los 0.4 Hz, hay una separación del grupo de curvas. Se observan curvas con tendencia a mantener altas velocidades, a diferencia de otro grupo que muestran velocidades considerablemente menores.

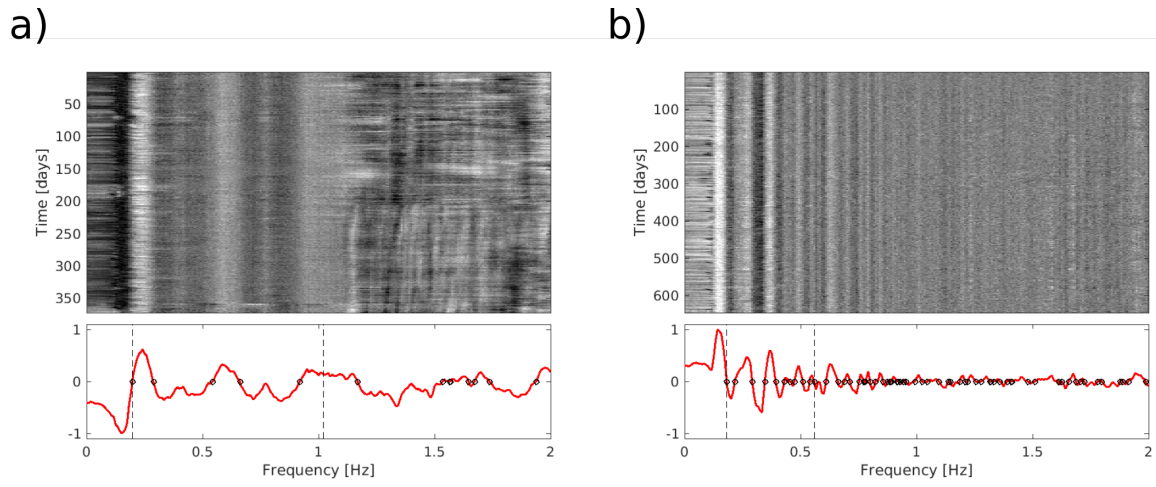


Figura 2.11: Pares de estaciones sin correlación. a) Par MJ21-MJ23. b) Par MJ05-MJ20.

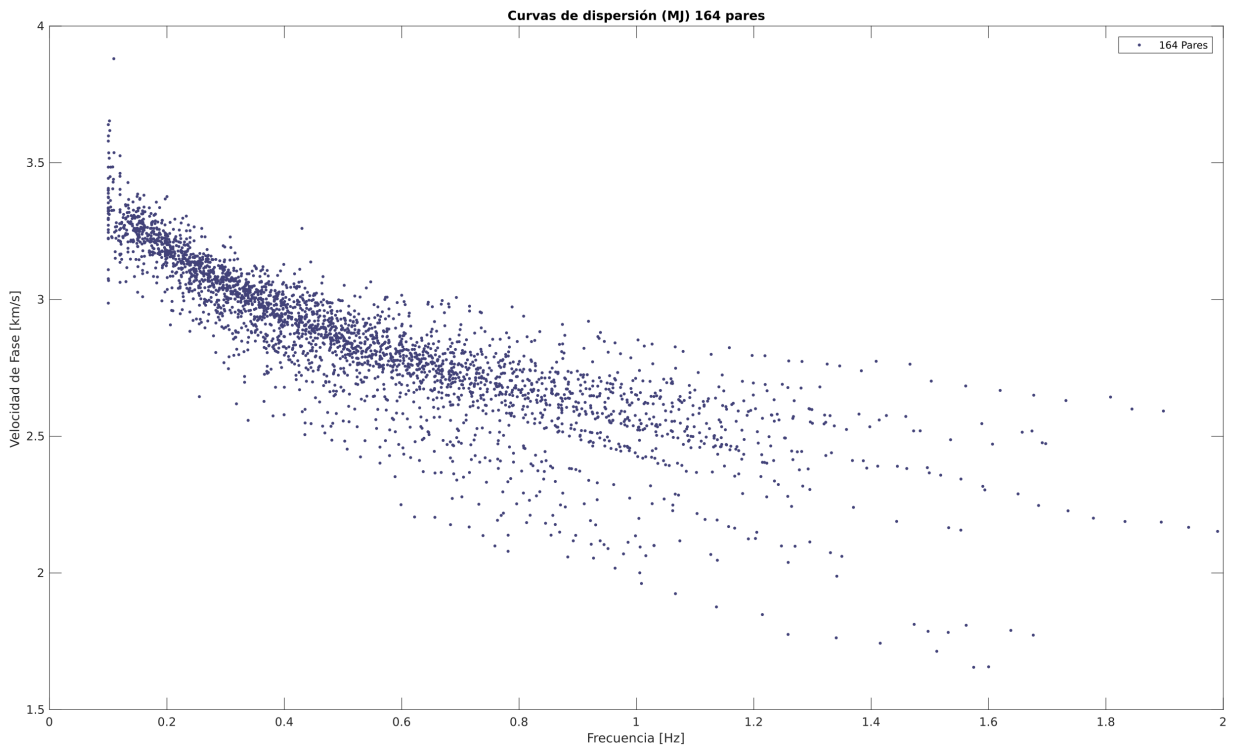


Figura 2.12: Curvas de dispersión finalmente obtenidas para este estudio.

Capítulo 3

Tomografía de tiempos de viaje

3.1. Tomografía

La tomografía sísmica permite usar las ondas sísmicas para poder determinar la estructura interna 3-D de la Tierra. Esta técnica depende del contraste en las propiedades sísmicas del medio. El camino de los rayos sísmicos depende de estructuras de velocidad resultando en un problema no lineal. A través de modelos directos y matrices de inversión, usando los tiempos de viaje y el cálculo de la geometría en la trayectoria de los rayos, es posible inferir la geometría ubicación y las propiedades sísmicas de estructuras heterogéneas. Las diferencias en las estructuras tienen influencia directa en los tiempos de llegada de las fases sísmicas, su forma y amplitud. Por esta razón es posible utilizar los tiempos de viaje para construir un modelo 3-D. Así la tomografía sísmica se basa en encontrar un modelo de velocidades 3-D que minimice los residuos de los tiempos de viajes. El desarrollo de la técnica de inversión simultánea en sismología se le atribuye a Crosson (1976), Aki y Lee (1976). La tomografía sísmica en principio es parecida la tomografía médica. Es posible utilizarla para todo tipo de escala, ya sea local, regional o global.

En este caso particular, utilizamos la tomografía de ruido sísmico (ANT, por sus siglas en inglés) para estudiar la Península de Mejillones. La ANT es una técnica que exploración que permite inferir la estructura interna del subsuelo mediante el registro de ruido sísmico ambiental en superficie. Al igual que la tomografía que utiliza formas de ondas, se pueden reconstruir estructuras 3-D del medio a través de modelos de velocidades 2-D para diferentes profundidades o frecuencias.

El tiempo de viaje t de una onda de Rayleigh entre en un par de estaciones, a cierta frecuencia, se determina como la integral del recíproco de la velocidad de fase del medio ($v(x)$) a lo largo de su trayectoria de propagación L . Siguiendo la formulación de Rawlinson & Sambridge (2003) se tiene que:

$$t = \int_{L(v)} \frac{1}{v(x)} dl \quad (3.1)$$

Se tiene que la expresión 3.1 es una ecuación no lineal, dado que la ruta de integración depende de la velocidad. Existen diferentes aproximaciones para resolver problemas no lineales. Uno de ellos es el supuesto de linealización, denominado Tomografía lineal. Para este método, la relación entre el tiempo de viaje residual y la perturbación de la velocidad se linealiza alrededor de un modelo de referencia y las correcciones al campo de velocidad se hacen bajo este supuesto. Por lo tanto, las trayectorias de los rayos se determinan una sola vez (a través del modelo inicial o de referencia) y no se vuelven a trazar.

Si se considera el tiempo de llegada observado como el resultado de una perturbación del campo de velocidad de referencia $v_0(x)$, entonces se puede escribir la ecuación 3.1 como:

$$t = \int_{L_0 + \delta L} \frac{1}{v_0 + \delta v} dl \quad (3.2)$$

Donde L es la nueva trayectoria y $t = t_0 + \delta t$ es el tiempo de viaje del rayo debido a la perturbación en el campo de velocidades $v(x)$. Expandiendo los términos de la ecuación 3.2 usando series geométricas e ignorando los términos de segundo orden se puede representar el tiempo de viaje como:

$$t = \int_{L_0} \left[\frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} \right] dl + \int_{\delta L} \left[\frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} \right] dl + \mathcal{O}(\delta v^2) \quad (3.3)$$

Utilizando el principio de Fermat sobre la estacionariedad del tiempo de viaje a lo largo del trayecto del rayo debido a las perturbaciones, la segunda integral puede ser 0 en la ecuación 3.3. Como $t = t_0 + \delta t$, la perturbación en el tiempo de viaje resultante de la perturbación al campo de velocidad está dada por:

$$\delta t = - \int_{L_0} \frac{\delta v}{v_0^2} dl + \mathcal{O}(\delta v^2) \quad (3.4)$$

3.1.1. Inversión Tomografía

Cada perturbación del tiempo de viaje es asociado a un rayo que conecta la fuente y el receptor; en general son necesarias muchas fuentes y receptores para recuperar los cuerpos heterogéneos presentes en la zona de estudio y mejorar la resolución de las imágenes. El medio puede ser dividido en celdas 2-D o bloques 3-D para crear un problema inverso que reconstruya el campo de lentitudes de interés. Luego se debe encontrar el tiempo de viaje a

través de todos los bloques que cruza el rayo. La perturbación total en el tiempo de viaje es la suma de los tiempos de viajes en los bloques por la perturbación relativa de velocidad dentro del bloque.

Si la integral del tiempo de viaje es discretizada para un sólo rayo y un bloque j , entonces

$$\delta t = \sum_j l_j \Delta u_j \quad (3.5)$$

Donde Δu_j es la lentitud en el bloque j y l_j es el largo del camino en el bloque correspondiente. Para múltiples rayos con índice i , la relación se define como:

$$\delta t_i = \sum_j l_{ij} \Delta u_j \quad (3.6)$$

Para resolver la ecuación 3.6 se considera la inversa generalizada como:

$$\mathbf{d} = G\mathbf{m} \quad (3.7)$$

$$\mathbf{m}_{est} = [G^T G]^{-1} G^T G \mathbf{d} \quad (3.8)$$

Donde d son las variables observadas, \mathbf{m} son los parámetros del modelo, G es la matriz de derivadas parciales de los datos con respecto a los parámetros del modelo y \mathbf{m}_{est} son los parámetros del modelo estimado después de la inversión. Sin embargo, esta solución no garantiza una única solución, dado que una parte del problema esta sub-determinado. Información *a priori* relacionada con los parámetros del modelo pueden ser introducidos al problema inverso. como:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - G\mathbf{m})^T (\mathbf{d} - G\mathbf{m}) + \varepsilon (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (3.9)$$

donde ε es el factor de *damping* que controla la contribución de la parte sub-determinada en la solución y \mathbf{m}_0 es la información *a priori* acerca del modelo de referencia.

En la práctica, los datos no están medidos de forma perfecta, lo que genera un grado de incertidumbre. Una medida de incertidumbre es introducida al problema inverso por medio de una matriz de peso inversa W_d^{-1} . Adicional a esto, se debe considerar que una parte de la información *a priori* (de los parámetros del modelo) pueden tener mayor importancia que otros; un peso relativo se le puede dar a los parámetros por una matriz de covarianza de modelo inversa W_m^{-1} . Finalmente, se puede imponer que nuestro espacio de solución deba ser suavizado por medio de una matriz de suavizamiento D para controlar el resultado de las variaciones de los parámetros del modelo. La ecuación final a minimizar se puede escribir como:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - G\mathbf{m})^T W_d^{-1} (\mathbf{d} - G\mathbf{m}) + \varepsilon (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T W_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{m}^T D^T D \mathbf{m} \quad (3.10)$$

Resolviendo la ecuación 3.10, se puede obtener la función de lentitud para cada bloque y con esto construir imágenes relacionadas con la región de interés. El desarrollo detallado se puede ver en Rawlinson & Sambridge (2003).

3.1.2. Fast Marching Method

Fast marching method (FMM) fue desarrollado por Sethian (1996) para el seguimiento de interfaces avanzadas. Rawlinson & Sambridge (2004a) descubrieron una aplicación en sismología para modelar propagación de frentes de ondas en medios heterogéneos para problemas de tomografía (Rawlinson & Sambridge, 2004a,b, 2005). FMM es un esquema numérico basado en cuadrículas recientemente desarrollado para seguir la evolución de las interfaces monotónicas, a través de la solución de diferencias finitas de la ecuación Eikonal.

En mayor detalle, el FMM es un algoritmo numérico basado en una cuadrícula que sigue una interfaz en desarrollo a lo largo de una banda estrecha de nodos que se actualizan resolviendo la ecuación Eikonal, utilizando entropía que satisface las aproximaciones de diferencia finita al vector de gradiente. El esquema se distingue de otros métodos de resolución Eikonal por la combinación de estabilidad incondicional con computación rápida. La estabilidad incondicional de la FMM proviene de abordar adecuadamente el desarrollo y la propagación de discontinuidades de gradiente en el frente de onda

La ecuación Eikonal establece que la magnitud del gradiente del tiempo de viaje en cualquier punto a lo largo del frente de onda es igual al inverso de la velocidad en ese punto. Se puede escribir como:

$$|\nabla_x T| = s(x) \quad (3.11)$$

Donde ∇_x es el operador del gradiente, T es el tiempo de viaje y $s(x)$ es la lentitud en la posición x . Una importante limitación del esquema de diferencias finitas es que no se puede resolver la ecuación Eikonal en la presencia de discontinuidades en el gradiente. Esta limitación puede ser superada con la búsqueda de soluciones débiles que resulte en un T_x continuo pero no necesariamente en un ∇_x continuo. Una forma de obtener una solución débil es resolver la versión "viscosa" de la ecuación Eikonal.

$$|\nabla_x T| = s(x) + \varepsilon \nabla_x^2 T \quad (3.12)$$

Donde ε controla el suavizamiento de la solución. La aproximación del FMM se puede relacionar con el avance de un frente de incendio bajo la influencia del viento. El FMM impone una condición de entropía para la propagación del primer arribo del frente de onda, como *una vez que un punto se quema, permanece quemado*: la información sólo puede perderse a medida que avanza el frente de onda, ya que sólo puede pasar por un punto una vez. La estabilidad incondicional de el FMM proviene de la aplicación estricta de estas condiciones.

Inversión sub-espacial

La inversión tomográfica es utilizada para encontrar un modelo que satisfaga los datos en el problema directo que es resuelto vía FMM. A diferencia de la tomografía convencional, que utiliza los tiempos de las llegadas de las ondas de cuerpo como datos para resolver el problema, en este trabajo se utiliza los tiempos de propagación de ondas de Rayleigh entre dos estaciones donde una estación sirve de fuente y la otra de receptor. Como resultado de la inversión, el gradiente de velocidad se encuentra utilizando muchas combinaciones de fuentes y receptores en el área de estudio.

Un esquema iterativo no-lineal es usado para invertir los tiempos de viaje y resolver el problema. El método subespacial resuelve el modelo inverso linealizado sucesivamente, hasta que la diferencia entre los tiempos de viajes observados y calculados sea suficientemente pequeña. El método subespacial se basa en la proyección de problemas de n dimensiones en sistemas más pequeños para reducir el costo computacional. Mayor detalle en método subespacial se entrega en Kennett *et al.* (1988); Rawlinson & Sambridge (2003). La combinación del FMM para el problema directo y la inversión subespacial ofrece una imagen tomográfica robusta y estable.

3.2. Inversión 2-D

Los mapas tomográficos de velocidad de fase fueron obtenidos a partir de la diferencia de tiempos entre estaciones a diferentes frecuencias (entre 0.2 a 1.0 Hz con un paso de 0.05) utilizando los métodos de inversión 2-D no lineal explicados anteriormente, con el cual se busca la perturbación de los parámetros del modelo que mejor ajuste a la velocidad de fase. Cuando se ajusta esa perturbación, el modelo es actualizado y las trayectorias de propagación son reconstruidos usando el esquema del FMM.

Para este paso, se utilizó el código Fast Marching Surface (wave) Tomography (FMST) Rawlinson *et al.* (2008). La inversión se llevó a cabo con un modelo inicial de velocidad constante igual al promedio de la velocidad de fase para cada frecuencia. Primero se realizaron modelos sintéticos para estudiar la resolución del modelo a través de test del tablero del ajedrez para todas las frecuencias y así definir un área con una buena cobertura. Posterior a esto, se realiza la inversión 2-D utilizando los datos de tiempo de viaje reales, obtenidos a partir de la distancia entre estaciones y la velocidad de fase a diferentes frecuencias.

3.2.1. Cobertura de Rayos y Test de resolución

Los tests de tablero de ajedrez consisten en definir perturbaciones de velocidad horizontales/verticales de baja y alta frecuencia, para luego recuperarlas de acuerdo a la cobertura de rayos que se tiene. Tiene como fin, evaluar como se recuperan los modelos sintéticos de perturbación de velocidad a partir de los datos reales de distribución de rayos.

Es importante notar, sin embargo, que aunque la prueba de resolución del tablero de ajedrez es una forma importante de evaluar la fiabilidad de la inversión, se debe tener en cuenta que este sólo representa la resolución de cierta anomalía. Se puede recuperar una estructura a pequeña escala utilizando la cobertura de rayos, pero quizás esta no sea capaz de resolver una anomalía a mayor escala.

Siguiendo los procedimientos descritos por Saygin (2007) y Spica *et al.* (2015), a cada modelo sintético con una velocidad constante igual al promedio de la velocidad de fase, se le asignó una perturbación de velocidad alterna de ± 0.8 km/s y un ruido Gaussiano para los rayos, con una desviación estándar de 0.8 s. Con esto se obtuvieron modelos sintéticos recuperados para todas las frecuencias consideradas, que permitieron definir una caja con resolución confiable. Además, se hicieron test para estudiar la resolución espacial con tamaños del tablero de ajedrez $N \times N$ de 2×2 y 1×1 . El programa, en este caso, ajusta el tamaño de $N \times N$ de acuerdo a la cantidad de puntos que se tenga en la grilla, por lo que el tamaño del cada cuadro del test de tablero de ajedrez dependerá de esos valores. Se tiene que para el modelo recuperado para una grilla de 2×2 , estructuras menores a ~ 16 km, no pueden ser detectadas, véase figura 3.1. Para una grilla más fina, se obtiene de igual forma una buena recuperación del modelo inicial donde existe una alta cobertura de rayos, principalmente en la zona de la Cordillera de la Costa. Estos resultados muestran que es posible observar estructuras cercanas a los 10 km. El rango final de frecuencia que se consideró con una resolución aceptable va de los 0.2 a los 0.8 Hz. Frecuencias más altas no poseen una alta cobertura de rayos, por lo que la recuperación del modelo no es adecuada. En la figura 3.1 se puede observar el test de ajedrez de 2×2 inicial y el recuperado para las frecuencias de 0.2 y 0.8 Hz, junto con la cobertura de rayos correspondiente. En la tabla 3.1, se tienen el número de rayos considerados para la inversión para cada frecuencia considerada en este estudio.

Frecuencia [Hz]	Número de Rayos [-]	C_{prom} [km/s]
0.20	134	3.18
0.25	148	3.10
0.30	154	3.03
0.35	152	3.97
0.40	151	2.92
0.45	144	2.87
0.50	133	2.83
0.55	124	2.79
0.60	118	2.75
0.65	117	2.72
0.70	101	2.68
0.75	91	2.64
0.80	83	2.62

Tabla 3.1: Frecuencias consideradas para la inversión, junto al número de rayos correspondiente a cada una y la velocidad promedio obtenida para cada frecuencia.

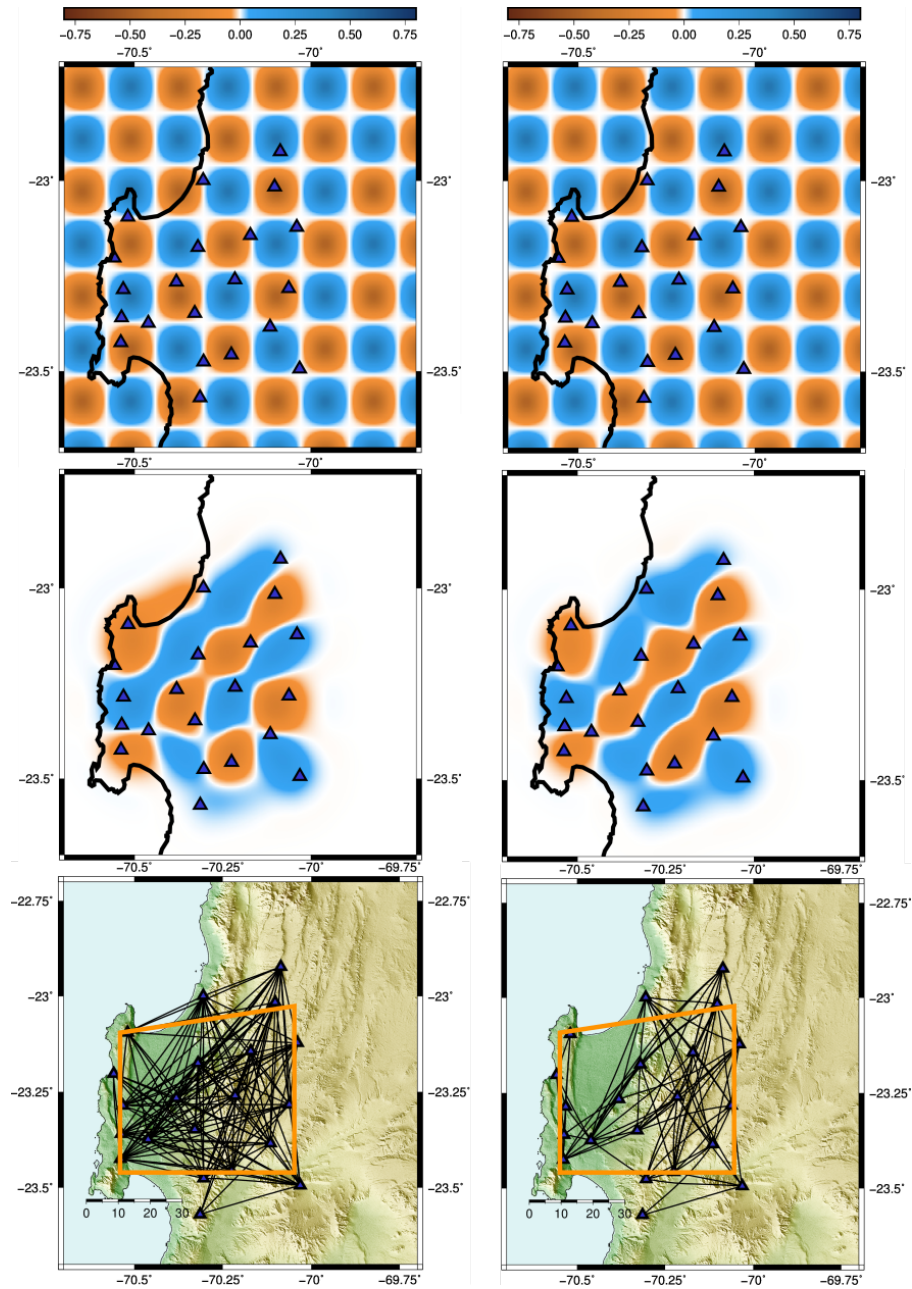


Figura 3.1: Análisis de resolución de la inversión tomográfica para 0.2 Hz (columna izquierda) y 0.8 Hz (columna derecha). Primera fila muestra los modelos iniciales para un modelo de velocidad con grilla 2x2. Segunda fila se observan los modelos recuperados y en tercera fila, la densidad de rayos para cada frecuencia junto con el área que se tiene una mayor confianza de resolución de la inversión (líneas naranjas). En el anexo se muestra la solución para una grilla 1x1.

3.2.2. Parámetros de inversión tomográfica y modelos de velocidad

Una vez analizada la resolución del problema, se procede a realizar la inversión con los datos obtenidos previamente. Para esto, fue necesario realizar una serie de pruebas para analizar la relación entre los datos y la regularización del problema inverso. Así, se tuvo que invertir los datos considerando diferentes valores de *damping* ε y *suavizamiento* η , para la frecuencia con una mayor cobertura de rayos (0.3 Hz, ver tabla 3.1). Finalmente, se consideró que los mejores valores de ε y η eran 10 y 10, respectivamente. Estos son consistentes con los obtenidos por Rawlinson *et al.* (2006). Los valores escogidos fueron estimados a partir del análisis de curva L, como se detalla en Rawlinson & Sambridge (2003) y Rawlinson *et al.* (2006). La curva L es utilizada ampliamente en este tipo de estudios por su simplicidad. En ella, se relaciona el término del ajuste de las observaciones y la regularización del problema inverso, donde el valor óptimo se encuentra en la máxima curvatura o esquina; es decir, se busca el valor de suavizamiento que mejor relacione el modelo usado con el ajuste de los datos.

En la figura 3.2 se puede observar el gráfico de la curva L para la elección del valor de *damping* ε para 0.3 Hz, donde se tiene la máxima cobertura de rayos. En general, se puede observar al igual que Saygin (2007), que las imágenes obtenidas para diferentes valores de *damping* ε y *suavizamiento* η no muestran una mayor diferencia entre ellas, por lo que la solución tiende a ser estable.

La inversión se realizó con una grilla discretizada de $0.023 \times 0.023^\circ$ ($\sim 2.6 \times \sim 2.6$ km) para las frecuencia entre 0.2 y 0.8 Hz, lo cual entregaba un balance óptimo entre recuperación y resolución, similar a lo descrito por Spica *et al.* (2015).

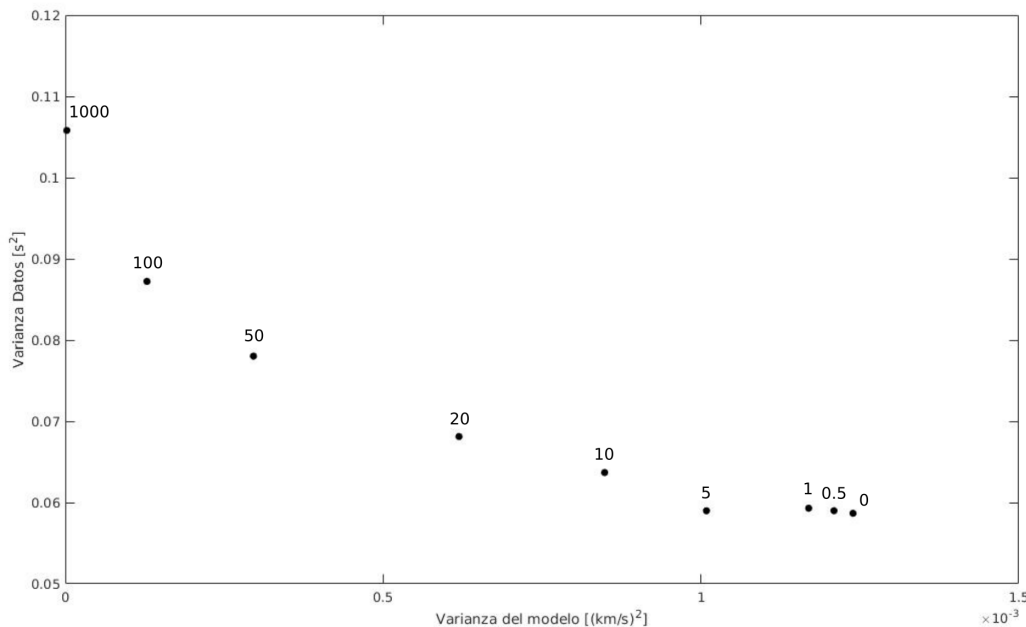


Figura 3.2: Curva L para la elección apropiada de el valor de *damping* ε para una frecuencia de 0.3 Hz, donde se tiene una mayor cantidad de rayos.

En la figura 3.3, se puede observar el mapa 2-D de velocidad de fase para la frecuencia de 0.2 Hz luego de la inversión completa, junto con la cobertura de rayos correspondiente y los residuales de los tiempos de viaje obtenidos. Se puede ver que los rayos no son rectos, dado la inversión no lineal. En general, los rayos tienden a evitar pasar por zonas de baja velocidad.

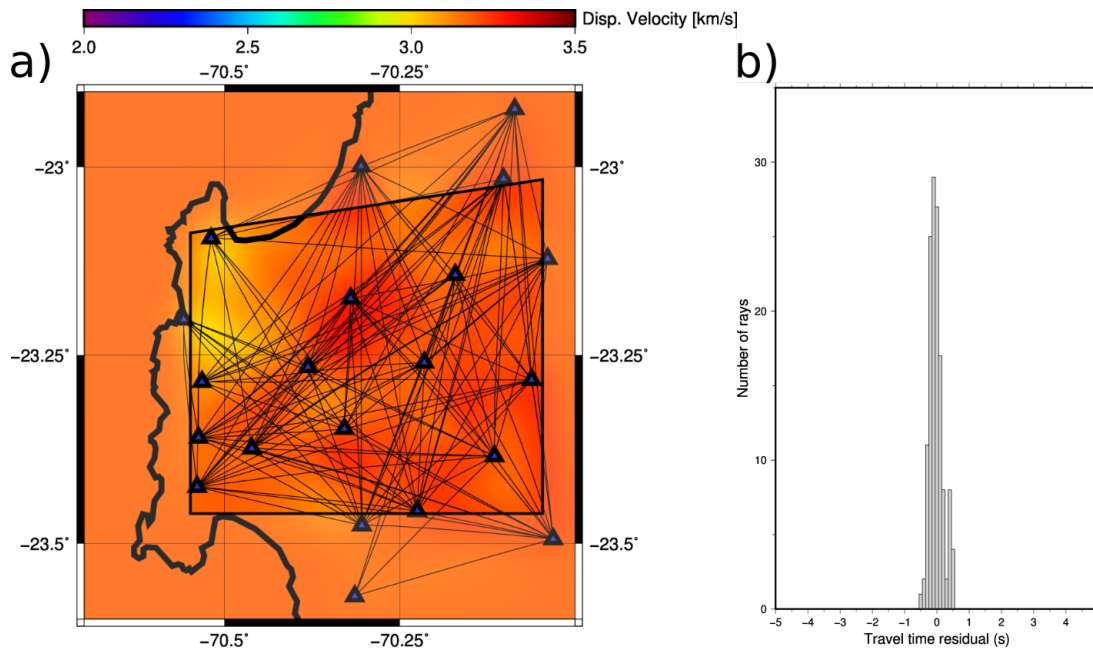


Figura 3.3: Resultado de la inversión completa 2-D no lineal de velocidad de fase para 0.2 Hz. a) Modelo de velocidad obtenido junto con la distribución de rayos y estaciones usadas (triángulos azules). Líneas negras, marcan el área donde se tiene una buena resolución del modelo. b) Residuos de tiempos de viajes, obtenidos después de la inversión.

En la figura 3.4, se puede observar los resultados de la inversión 2-D, junto con los residuales de los tiempos de viaje para la frecuencia con mayor cobertura de rayos (0.3 Hz) y la con menor cantidad de rayos (0.8 Hz). Se puede ver que a pesar de la diferencia en cobertura, los residuales tienden a ser bajos, para ambos casos.

La figura 3.5, muestra los resultados obtenidos para otras frecuencias. Cabe mencionar, que menores frecuencias se asocian a velocidades de mayor profundidad. En el anexo se muestran los rayos para cada frecuencia.

A partir de los modelos obtenidos, se reconstruyen curvas de dispersión para cada punto de información, ver figura 3.6. Para analizar si es posible hacer una inversión conjunta de todas las curvas de dispersión analizadas, se escogieron 3 curvas representativas por sector y se invirtieron para ver las diferencias en los modelos 1-D de onda de corta (figura 3.7).

3.3. Inversión 3-D velocidad de onda de corte

Luego de la elaboración de mapas 2-D de velocidad de fase por frecuencia (figuras 3.3, 3.4 y 3.5) y reconstruir las curvas de dispersión (figura 3.6), se procede a generar un modelo 3-D de

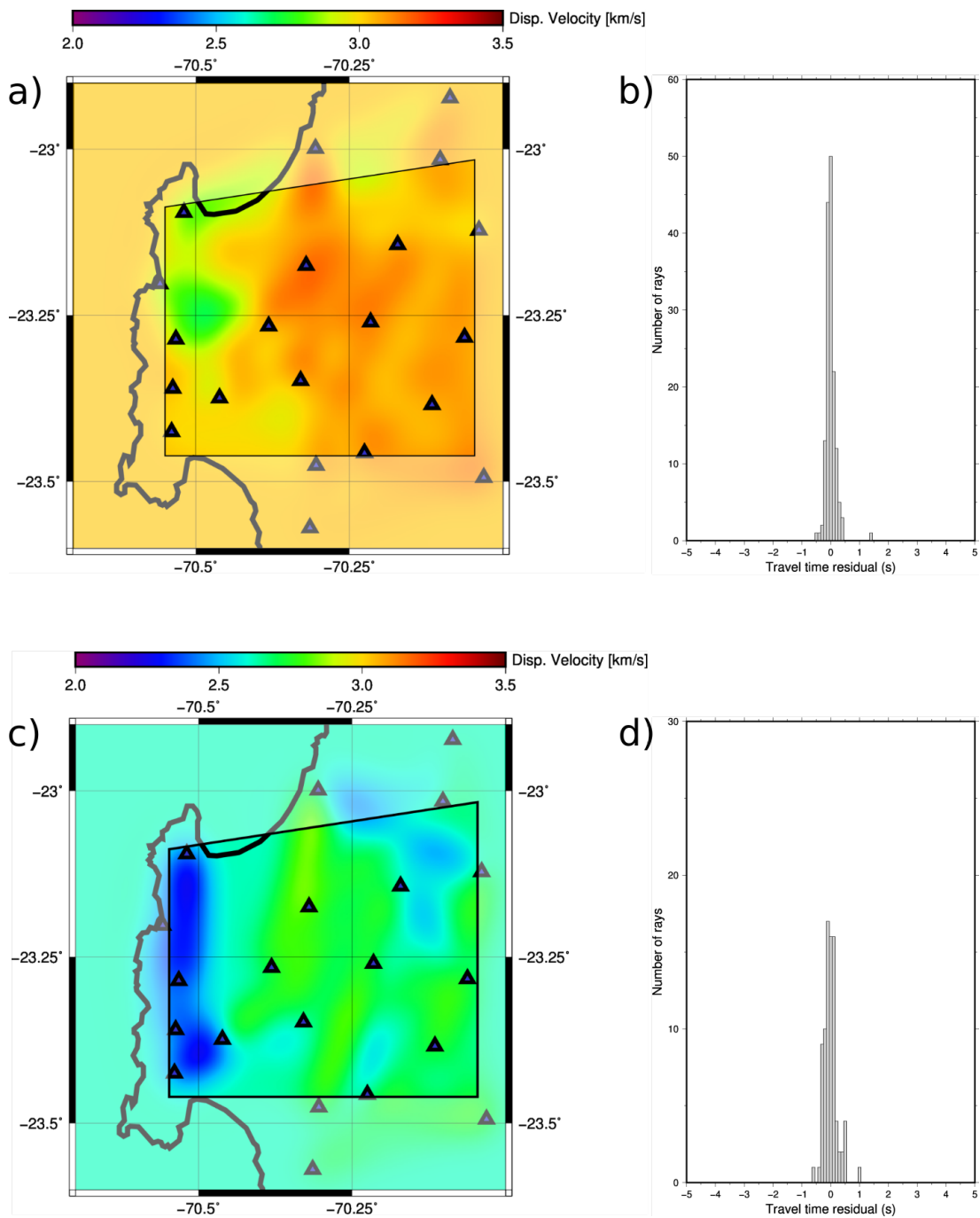


Figura 3.4: Resultados de la inversión 2-D no lineal. Triángulos azules representan las estaciones y las líneas negras marcan el área con mejor resolución. a) Mapa 2-D de velocidad de fase para una frecuencia de 0.3 Hz. b) Residuales de tiempo de viaje para frecuencia de 0.3 Hz. c) Mapa 2-D de velocidad de fase para los 0.8 Hz. d) Residuales de tiempos de viaje para los 0.8 Hz.

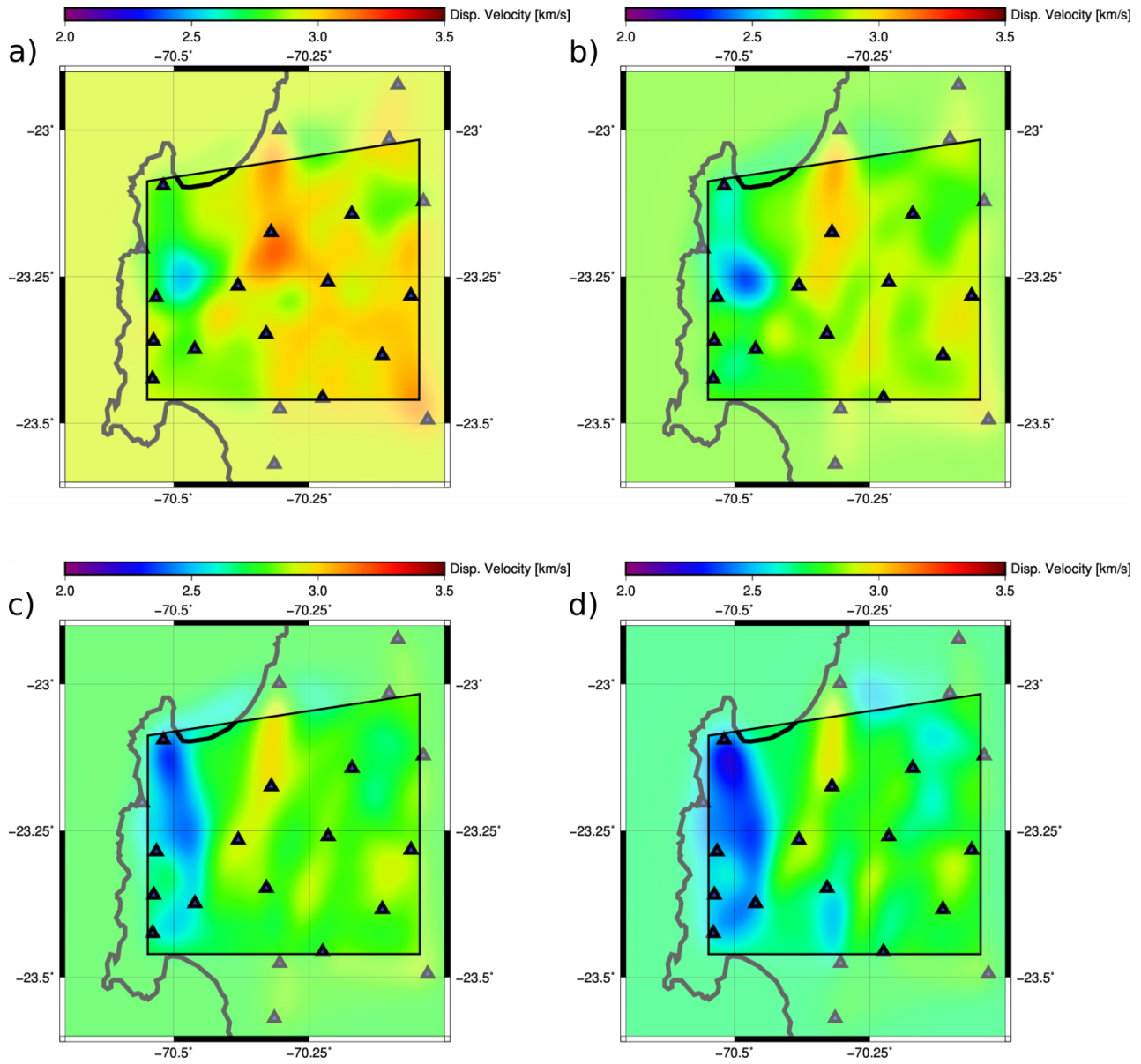


Figura 3.5: Resultados de la inversión 2-D no lineal. Triángulos azules representan las estaciones y las líneas negras marcan el área con mejor resolución. a) Modelo estimado 2-D de velocidad de fase para una frecuencia de 0.4 Hz. b) 0.5 Hz. c) 0.6 Hz. d) 0.7 Hz.

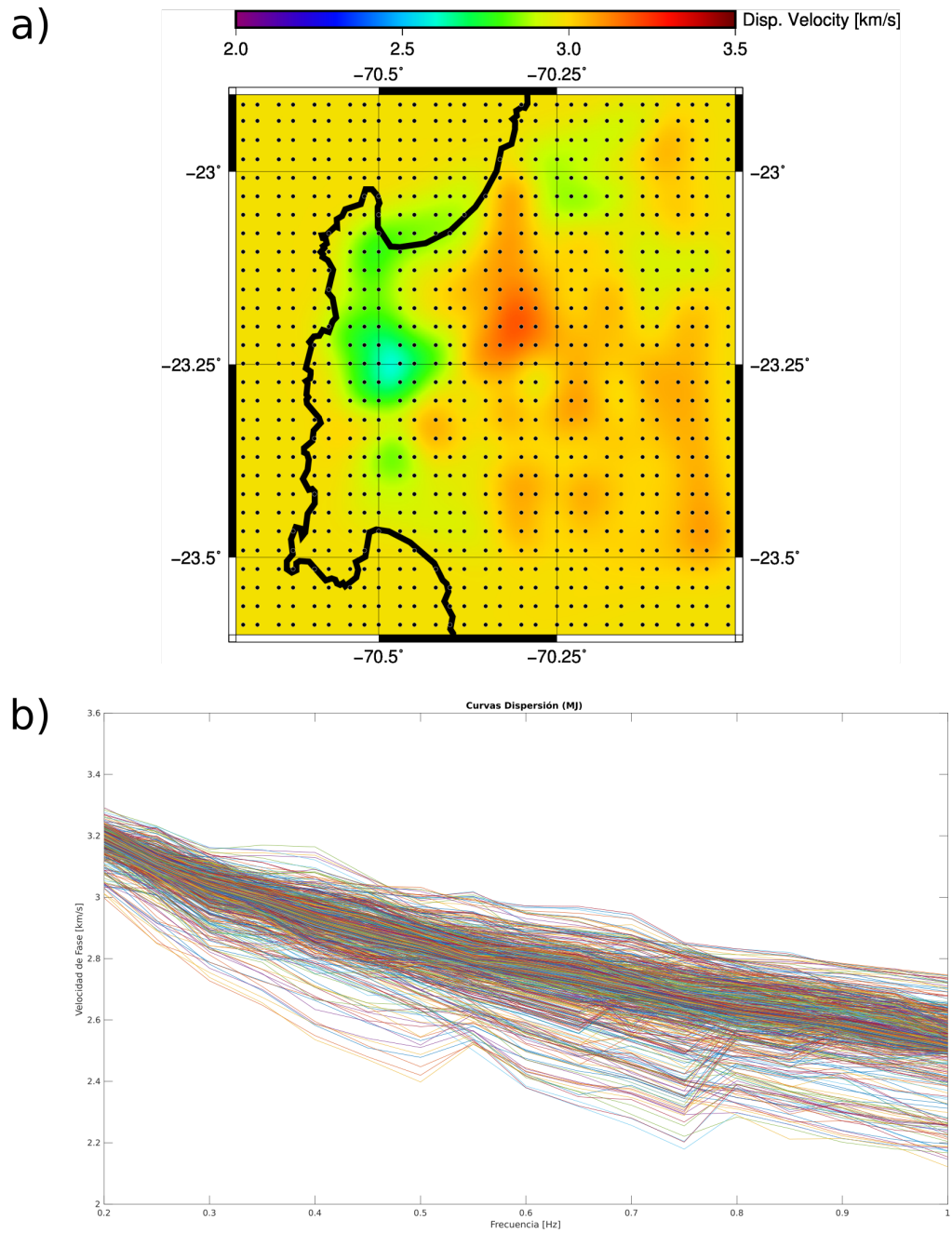


Figura 3.6: Curvas de dispersión recuperadas luego de la inversión no lineal 2-D. a) Modelo de velocidad de fase a los 0.35 Hz. Puntos negros representan la ubicación de las curvas recuperadas. b) Curvas recuperadas entre los 0.2 y 1 Hz. Para la inversión 1-D para obtener perfiles de velocidad de onda de corte, se consideró hasta una frecuencia de 0.8 Hz.

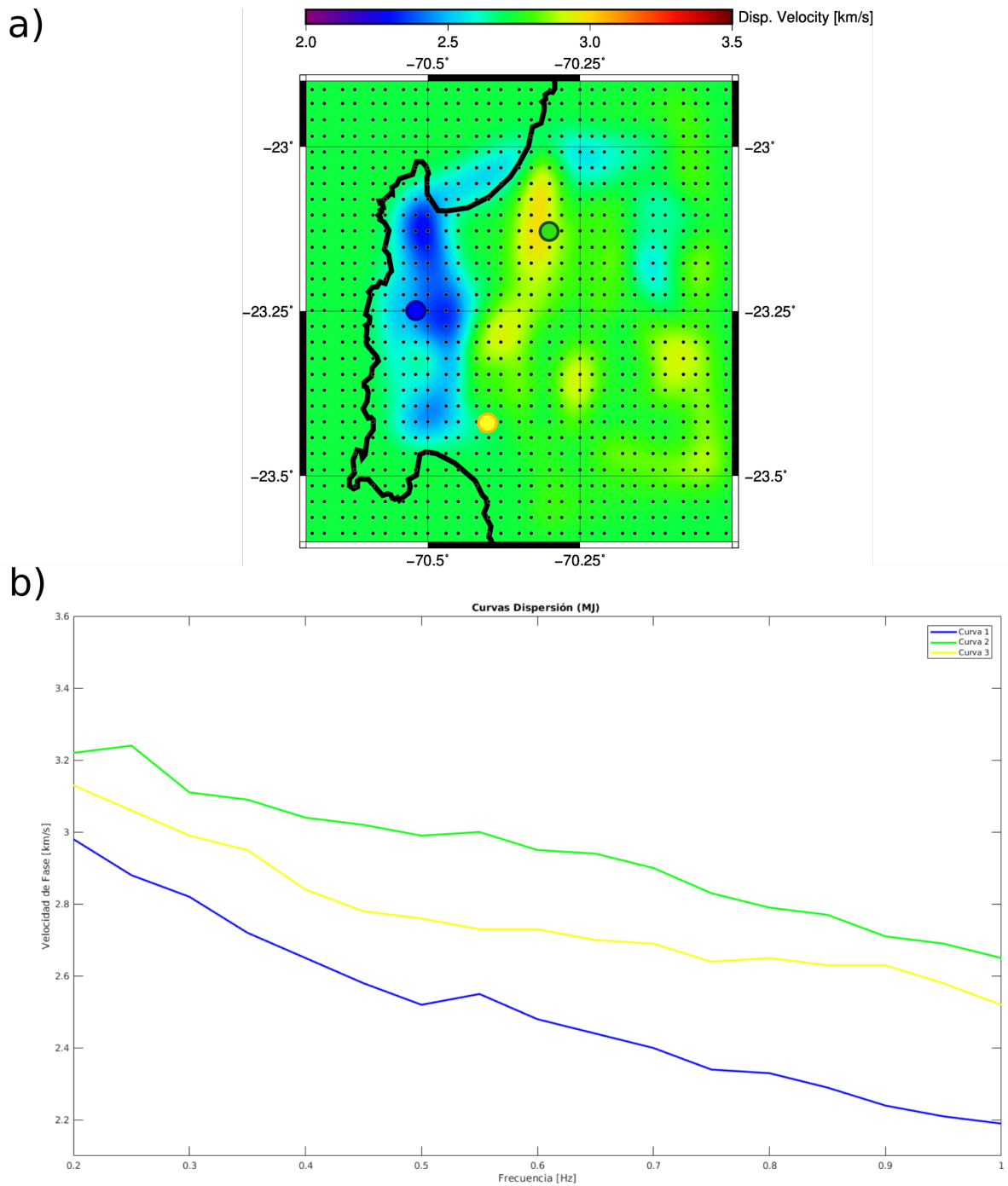


Figura 3.7: Curvas representativas y su ubicación en el mapa. a) Modelo de velocidad de fase a los 0.65 Hz. Puntos negros representan la ubicación de las curvas recuperadas para la inversión 1-D. Circulo azul, verde y amarillo, representan la localización de las curvas representativas 1, 2 y 3 respectivamente. b) Curvas de dispersión representativas para analizar diferencias en modelos 1-D de velocidad de onda de corte.

velocidad de onda de corte. El proceso para generar estos modelos, se explica a continuación.

3.3.1. Inversión curvas de dispersión

Antes de invertir las curvas de dispersión reconstruidas, se debe analizar si se usará un modelo de inversión igual para todas las curvas o si es necesario dividir las curvas por sector. Para esto se tomaron tres curvas representativas (véase figura 3.7) de diferentes sectores de la Península de Mejillones. Se probaron diferentes modelos de capas, hasta que se concluyó que un mismo modelo de velocidad inicial ajustaba bien los diferentes sectores de la Península. Por lo que finalmente, se comprobó que sólo un modelo de velocidades era necesario para llevar a cabo la inversión de todas las curvas recuperadas (véase figura 3.8).

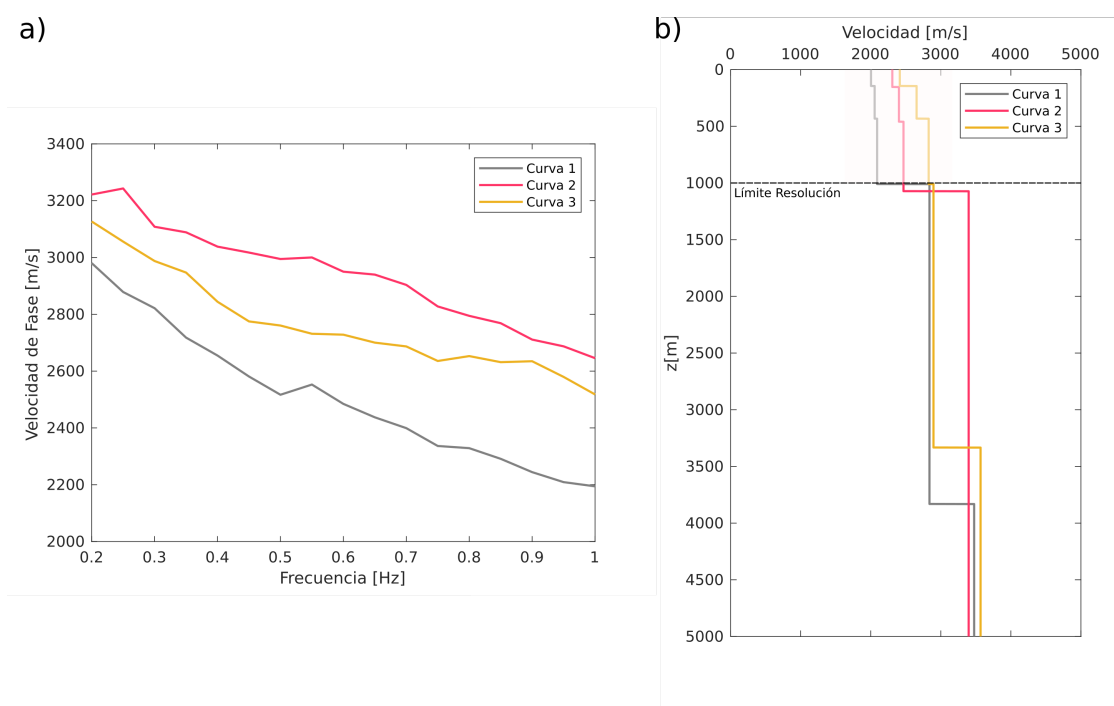


Figura 3.8: Inversión de curvas representativas. a) Curvas representativas que se muestran en la figura 3.7. b) Modelos 1-D de velocidad de onda de corte obtenidos para las 3 curvas. Los límites de resolución se encuentran entre 1 y 5 km, como se explica en la sección 3.3.2. El ajuste de las curvas de velocidad de fase se pueden en el anexo.

Para realizar la inversión, se utilizó el software Dinver, desarrollado por Wathélet (2005), siguiendo la metodología detalla por Pastén *et al.* (2016) y Salomón (2017). Dinver utiliza el método del vecindario y en particular el método de Monte Carlo para realizar la inversión. Estos métodos consisten en explorar el espacio de parámetros generando modelos que siguen cierta secuencia o distribución de probabilidades (modelos 1-D de velocidad) hasta encontrar una solución con mejor ajuste para cierto número de iteraciones. El programa entrega, para cada modelo generado, la raíz del error cuadrático medio (RMSE) o misfit con respecto a las observaciones y se escoge el modelo con menor misfit o una familia de modelos de acuerdo a su significancia estadísticas.

El modelo de capas utilizado consiste en dos estratos y un semi-espacio. El primer estrato consta con una profundidad entre los 1000 [m] y 6000 [m]. Las velocidades de onda de corte para la parte superficial del estrato pueden variar entre los 1500 [m/s] y 2500 [m/s] y decae según la ley de potencia en 3 subcapas (permite variar la velocidad dentro de la capa, (Wathelet, 2005)). La parte inferior varía entre los 1500 [m/s] y los 5000 [m/s]. En el segundo estrato, la velocidad de corte puede variar entre los 1500 y 5000 [m/s] y la profundidad está unida a V_p . El semiespacio puede fluctuar entre los 2000 y 5000 [m/s]. V_p , la densidad (2000 kg/m³) y el coeficiente de Poisson (entre 0.2 a 0.5) se consideran constantes y en profundidad, debido a la poca injerencia que tienen en el proceso de inversión (Wathelet, 2005).

Se reconstruyeron un total de 841 curvas de dispersión, pero de estas, se escogieron 497 para invertir, filtrando en primera instancia por ubicación (se acotó el área a las cercanías de la zona con buena resolución). Esto porque cada curva debía ser revisada de forma manual para descartar curvas que no cumplieran con ciertos parámetros, como longitud y velocidades que fueran decrecientes con la frecuencia. Finalmente se invirtieron 336 curvas. En la figura 3.9 se grafican todos los modelos de velocidad obtenidos, junto con el modelo promedio en línea roja; en líneas verdes se gráfica la desviación estándar calculada para el valor promedio. En la figura 3.10, se muestran tres curvas y sus respectivos perfiles de velocidad de onda corte obtenidos luego de la inversión. Se considera en los gráficos 1,5 veces el valor del mínimo misfit obtenido, para un 10 % de confianza (Pastén *et al.*, 2016; Socco & Boiero, 2008).

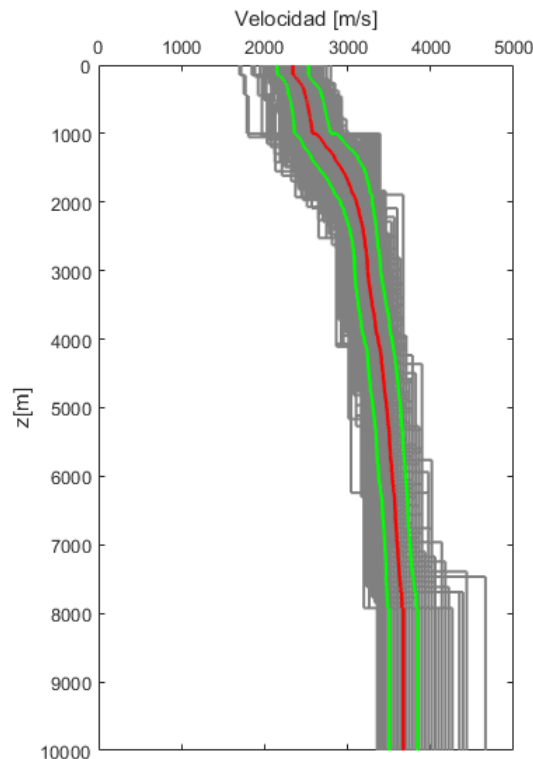


Figura 3.9: Modelos de velocidades de ondas de corte 1-D obtenidos luego de invertir 336 curvas de dispersión. Línea roja muestra el modelo promedio y líneas verdes muestran su desviación estándar.

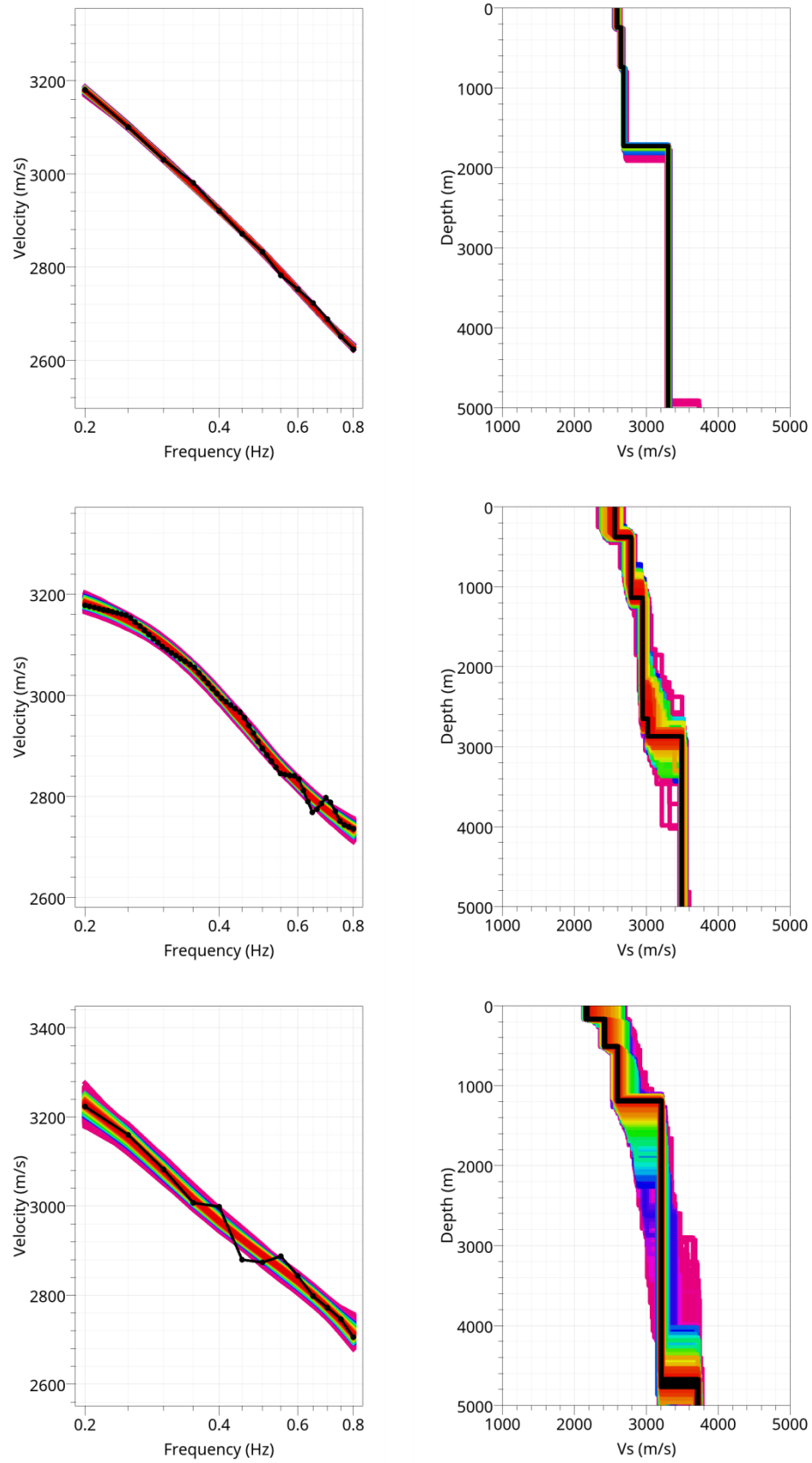


Figura 3.10: Ejemplos de curvas de dispersión invertidos, junto a sus respectivos modelos de velocidad 1-D de onda de corte. Los misfit se encuentran entre los 0.003 y 0.006 representados por la escala de colores.

3.3.2. Modelos 3-D de velocidad de onda de corte

Una vez invertidas las curvas, se generaron 336 modelos de velocidad de onda de corte. Estos fueron interpolados a través de una interpolación biarmónica spline.

Con esto se generaron imágenes a diferentes profundidades entre ≈ 1 y 5 km, con un paso de 0.5 km. Los rangos se establecieron considerando la frecuencia máxima y mínima (0.8 Hz y 0.2 Hz) y la velocidad de fase promedio para cada frecuencia correspondiente para establecer la longitud de onda (λ). Luego se consideró $z_{lim} = \lambda/2$ a $\lambda/3$ para establecer una profundidad mínima y máxima. Esto considerando que las ondas de Rayleigh muestran un máximo de sensibilidad para profundidades entre un tercio y media longitud de onda (Hannemann *et al.*, 2014).

En la figura se puede observar los modelos de velocidad de onda de corte para las profundidades de 1, 2, 3, y 5 km. A esas profundidades se tienen velocidades promedio de 2.62, 3.10, 3.24, 3.36 y 3.47 km/s, respectivamente.

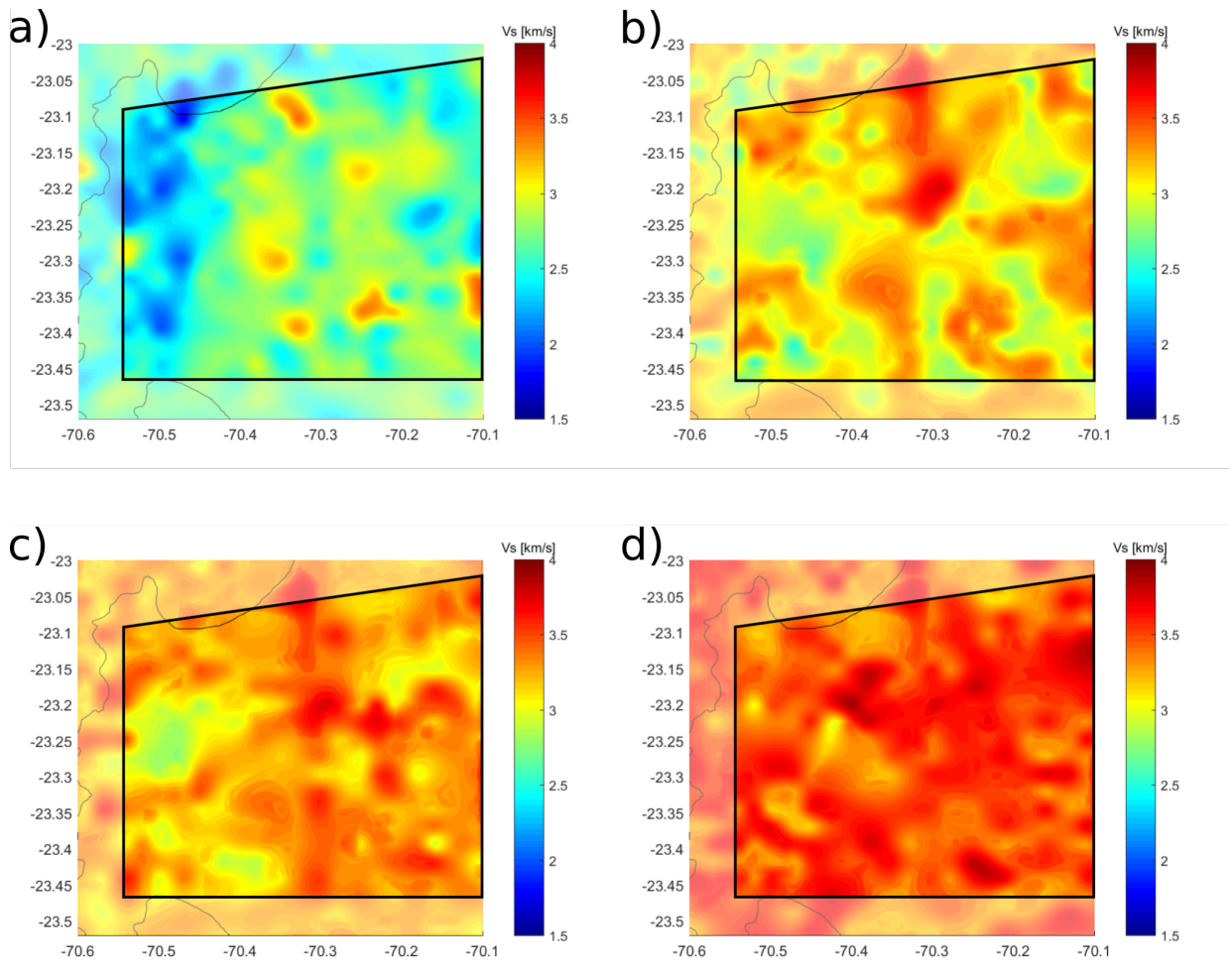


Figura 3.11: Modelos de velocidad de onda de corte para diferentes profundidades. Líneas negras delimitan la zona con mayor resolución. Profundidades de a) 1.0 [km], b) 2.0 [km], c) 3.0 [km], d) 5 [km]

Capítulo 4

Análisis de resultados e Interpretación

4.1. Análisis de resultados

Basado en los resultados anteriores, se divide la discusión en dos partes. La primera, en el análisis espectral y la segunda, en los resultados obtenidos por la tomografía de velocidad de ondas de corte. Para facilitar el análisis de los resultados, la Península de Mejillones se dividió en tres sectores, representados en la figura 4.1. Estos fueron seleccionados de acuerdo a distintas características que presentaban en común. Como rangos de velocidad, ubicación y grado de correlación. Los colores de los cuadros guardan relación con los resultados mostrados en la figura 3.8.

- Sector Oeste, Península de Mejillones (cuadro gris)
- Sector Central, Franja costera (cuadro amarillo)
- Sector Este, Cordillera de la Costa (cuadro rosa)

4.1.1. Análisis espectral

Los rangos de velocidad de fase promedio obtenidos para este estudio, se encuentran entre los 3.18 [km/s] a 0.20 [Hz] y 2.62 [km/s] a una frecuencia de 0.8 [Hz]. Se obtuvieron finalmente 164 pares exitosos de correlación, luego de un exhaustivo análisis de las funciones de correlación, donde cerca del 30 % de los pares iniciales fueron descartados.

Si se observan las correlaciones y velocidades de fase obtenidas en el sector oeste (figura 4.2), delimitado por un cuadro gris en la figura 4.1, es posible notar que representan un medio similar bajo las estaciones ubicadas en esa área. Las velocidades de fase obtenidas van desde los 0.1 hasta los 1 Hz, aunque algunos pares alcanzan hasta los 1.5 Hz. Todas las curvas de dispersión en ese sector son similares y se mueven en el mismo rango de velocidad (entre los 3.25 a 1.9 km/s).

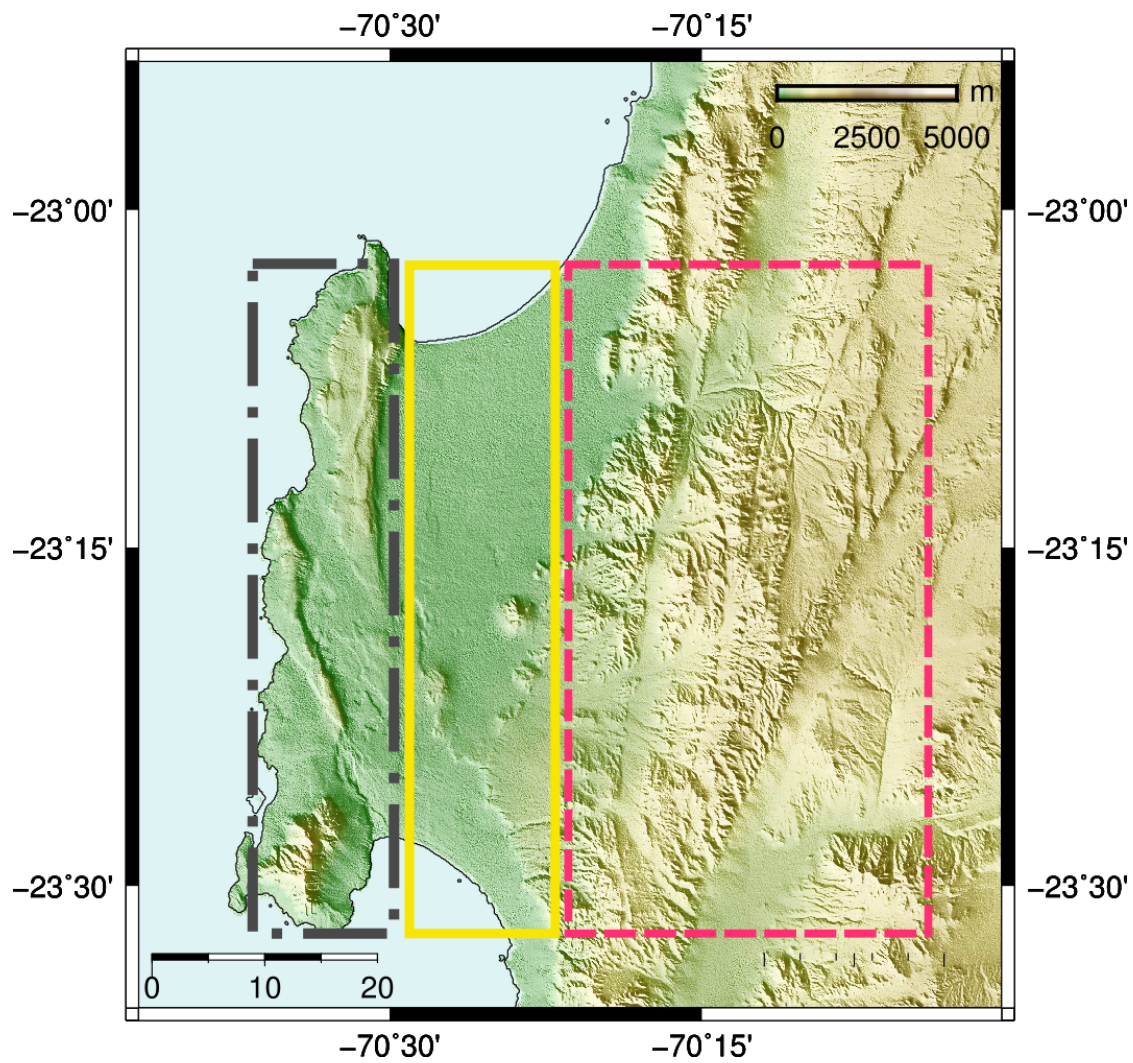


Figura 4.1: Zona de estudio. División de la región en tres sectores a analizar. Cuadro gris representa al sector Oeste, cuadro amarillo, sector central y cuadro rosa, sector este.

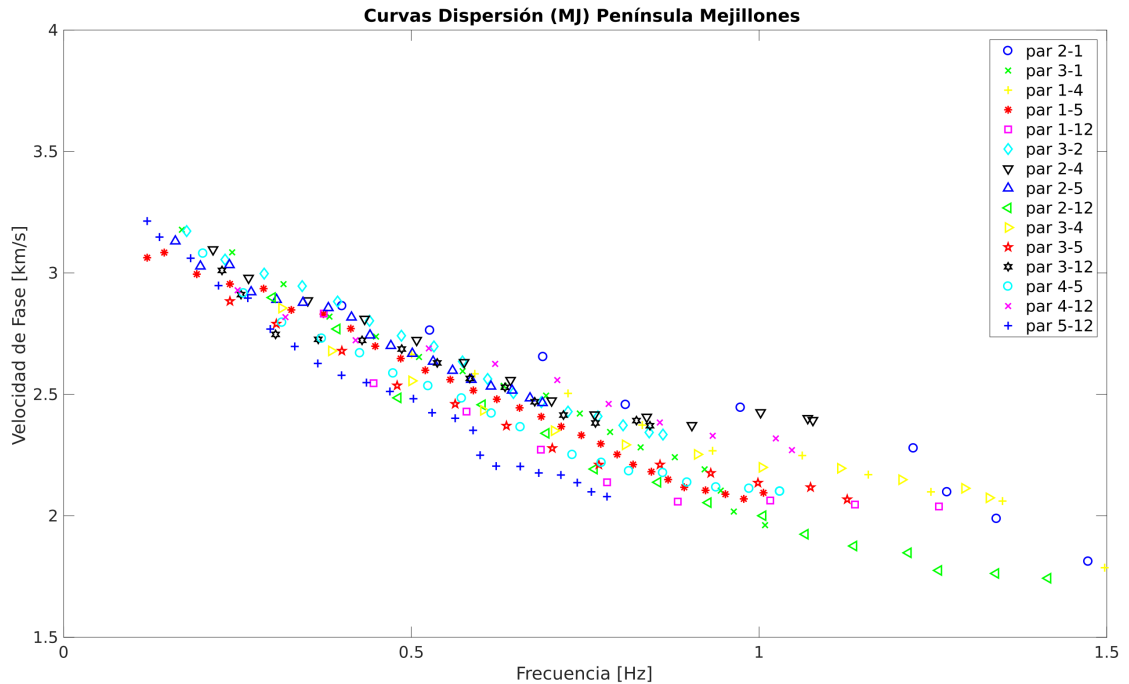


Figura 4.2: Curvas de dispersión calculadas entre pares de estaciones ubicadas en la Península de Mejillones.

Si se analiza lo que ocurre entre las estaciones ubicadas en la PM y la Cordillera de la Costa, por ende, los rayos que viajan a través de la franja costera (rectángulo amarillo) se puede ver que las correlaciones y las velocidades cambian respecto al oeste, figura 4.3. El espectro de correlación en gran parte de los casos no supera los 0.5 Hz en promedio y las velocidades varían entre los 3.4 (0.1 Hz) y 2.6 km/s (0.5 Hz). Esto muestra un cambio importante en la velocidad en un rango acotado de frecuencias. El hecho de presentar una baja o nula correlación en frecuencias sobre los 0.5 Hz, podrían indicar un fuerte contraste en el medio más somero entre los tres sectores mencionados anteriormente (véase figura 4.1). Pero, a mayor profundidad, esto cambiaría y el medio sería homogéneo permitiendo de esta forma la propagación de la onda.

Por último, al observar los resultados obtenidos en la Cordillera de la Costa (rectángulo rosa), se tiene que las velocidades de fase son mayores y se mantienen constantes a lo largo del rango de frecuencias (figura 4.4). Este rango es mucho más amplio que el caso anterior, superando los 0.8 Hz en promedio. La velocidad de fase se encuentra entre los 3.3 (0.1 Hz) y los 2.7 km/s (1 Hz). A los 0.5 Hz se tiene una velocidad ponderada de ~ 3 km/s, un valor considerablemente más alto a lo visto en las curvas de dispersión de la figura 4.3. Los pares 10-9 y 8-9 muestran velocidades mayores al resto a las otras curvas. Esto puede estar relacionado con que en esa zona afloran rocas intrusivas del Jurásico.

Una vez realizada la inversión 2-D de las curvas de dispersión, es posible observar con mayor claridad las zonas que presentan altas variaciones de velocidad. Se observa en las

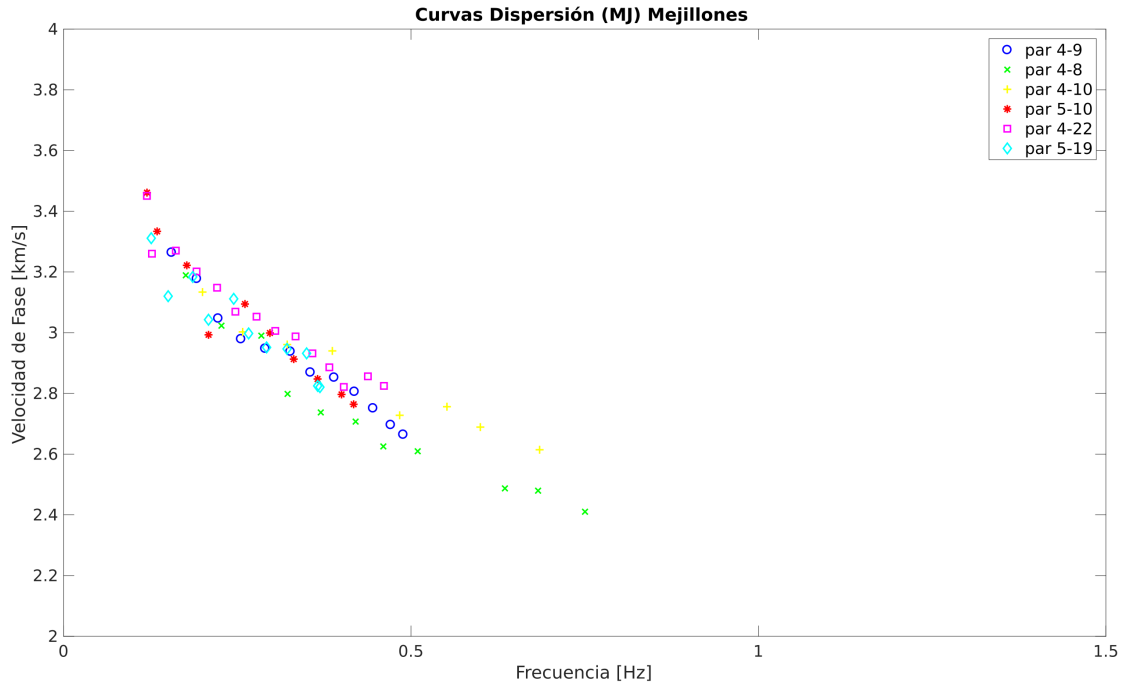


Figura 4.3: Curvas de dispersión calculadas entre pares de estaciones ubicadas entre la Península de Mejillones y Cordillera de la Costa.

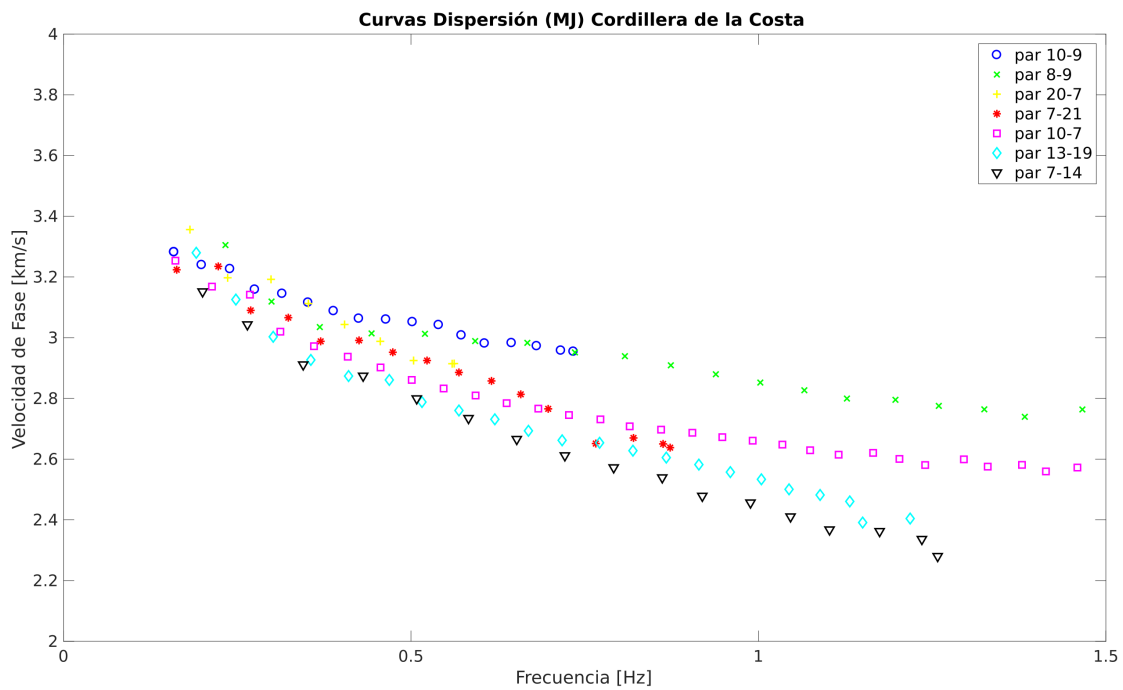


Figura 4.4: Curvas de dispersión calculadas entre pares de estaciones ubicadas en la Cordillera de la Costa.

figuras 3.4 y 3.5 que en la zona de la PM existe una baja velocidad que se mantiene en el rango de frecuencias calculadas. En el sector central, se tiene una zona de transición entre las velocidades de los sectores oeste y este. Hacia la Cordillera de la Costa se puede distinguir un claro aumento de velocidad. En las frecuencias entre los 0.5 y 0.8 Hz, se puede apreciar una mayor variación de las velocidades en este sector. Con altas velocidades persistentes en profundidad en las cercanías de las estaciones 20, 8 y 9. Estos resultados muestran lo complejo que es la geología de la zona en estudio. Donde se presentan grandes contrastes de estructuras a menores profundidades, lo que genera un alto contraste en las velocidades obtenidas.

Para un análisis más detallado en profundidad, fue necesario realizar la inversión desde las curvas de dispersión a velocidades de onda de corte. En la figura 3.6, se muestran las curvas recuperadas del modelo de velocidades de fase 2-D. Del total de curvas recuperadas sólo un 40 % fue invertido, por las razones descritas en la sección 3.3.

Cabe mencionar que al realizar la tomografía, no se consideró la variación en la topografía. Wang *et al.* (2017), realizan una tomografía de ruido sísmico en el Monte Santa Helena y estudian cuánto afecta el no considerar la topografía presente en la zona. Ellos obtienen que existe una diferencia del 3.2 % en los caminos de los rayos obtenidos, al considerar una topografía plana contra una topografía suavizada (similar a la real). Esta variación es significativamente menor, comparada con la variación en las velocidades que ellos encuentran. Para este estudio consideramos longitudes de ondas entre 3 a 15 km, por lo que la variación en altura (cercana a los 1000 m) tendría un efecto mínimo en las ondas.

Fast Marching Method (FMM), resulta un algoritmo numérico eficiente y rápido para el desarrollo de tomografías 2-D de velocidades de fase. Pese a tener un medio altamente heterogéneo, con cambios abruptos de estructuras, el programa es capaz de generar rápidamente modelos de velocidades.

4.1.2. Tomografía 3-D de onda de corte

En las figuras 4.5 y 4.6 se muestran los modelos de velocidades de onda de corte para profundidades que van desde 1 hasta 4 km, junto con las principales fallas presentes en la zona. Se observa que en el sector oeste, donde es posible observar las fallas de Caleta Herradura y Mejillones, una baja velocidad de ondas de corte, persistentes en profundidad. Estas variarían entre los ~ 2 y 2.5 km/s en los primeros 1.5 km de profundidad. Estas bajas velocidades, se correlacionan de buena manera con el Complejo Metamórfico de Mejillones, descrito por Calderón *et al.* (2017), la Falla de Mejillones (FM) y Caleta Herradura. En la figura 4.7 se observa con mayor claridad como se correlaciona V_s (a 1.0 km de profundidad) con la topografía y geología de la zona. Como se mencionó antes, bajas velocidades al oeste de la FM estarían asociadas al complejo metamórfico de Mejillones, que tendrían edades del Precámbrico-Ordovícico. Estas rocas serían menos competentes (menor calidad) dado el grado de metamorfismo que presentan, su composición y a su antigüedad (Sjogren, 2013; Sjogren *et al.*, 1979). En el bloque ubicado al este de la FM (al norte de la PM, cuadro gris), perteneciente al *hemigraben* de Mejillones, los sedimentos han sido basculados producto de la actividad de la FM y es posible observar bajas velocidades hasta esa profundidad. Esto se correlaciona de buena manera con los resultados obtenidos por Araneda *et al.* (2017), que

con estudios de gravedad, estima que la potencia sedimentaria en las cercanías de la falla llegaría a los 1200 m de profundidad.

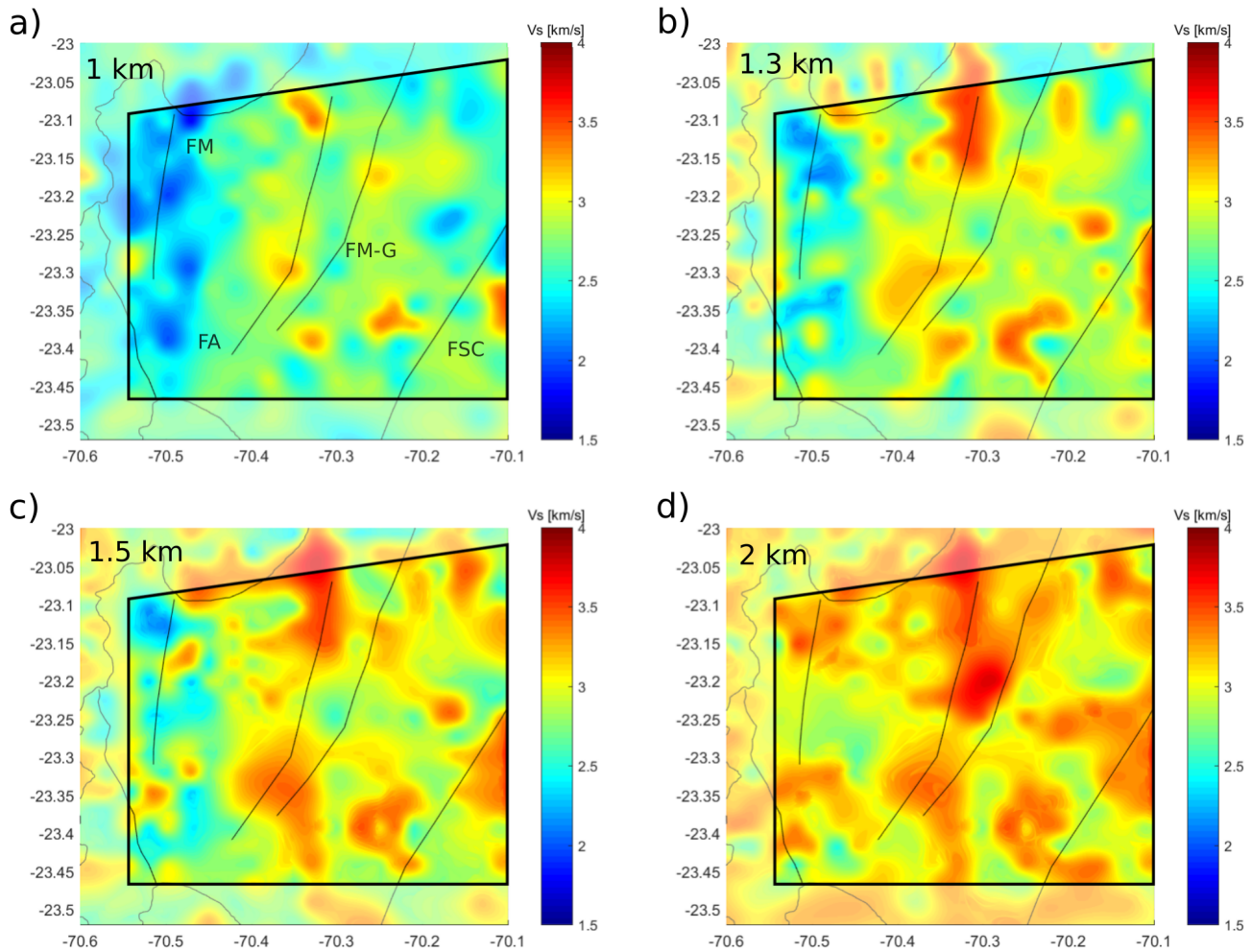


Figura 4.5: Modelos de velocidad de onda de corte para diferentes profundidades. Líneas negras (gruesas) delimitan la zona con mejor resolución y líneas delgadas muestran una aproximación de la ubicación de las diferentes fallas presentes en la PM. De Oeste a Este: Falla Caleta Herradura, Falla Mejillones, Falla Aeropuerto, Falla Mititus-Naguayán y Falla Salar del Carmen. Modificado de Cortés *et al.* (2007); Villalobos (2014). a) 1 km b) 1.3 km c) 1.5 km d) 2 km.

Velocidades medias, entre 2.5 y 3.1 km/s, que se observan hasta los 2.5 km, con excepción de una zona persistente en profundidad, se asocian a la formación la Negra (andesitas y tobas) que se condice con lo observado en superficie y la potencia estimada para ella (Cortés *et al.*, 2007). De acuerdo al trabajo de (Christensen, 1996), la velocidad de onda S a 200 MPa para la andesita es de 3.03 km/s. Dada la edad de la formación La Negra y la gran cantidad de fallas, es posible que se observe una menor velocidad para estas rocas ígneas en los primeros kilómetros. Altas velocidades (>3.1 km/s) estarían asociados a rocas intrusivas pertenecientes al Jurásico superior del completo Plutónico Fortuna-Naguayán, que intruyen a la formación la Negra (Arias *et al.*, 1991; Cortés *et al.*, 2007). Estas altas velocidades en el sector este

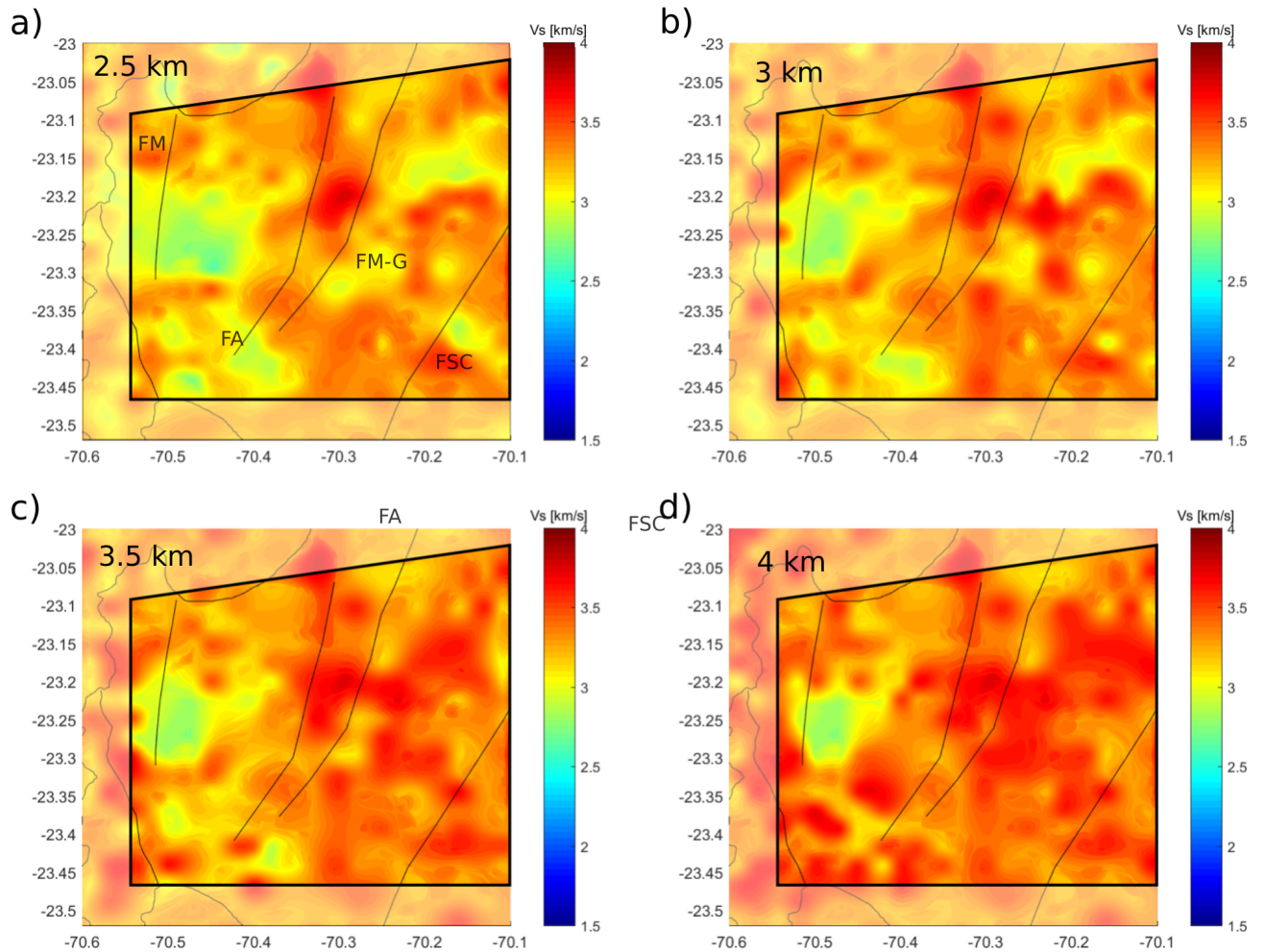


Figura 4.6: Modelos de velocidad de onda de corte para diferentes profundidades. Líneas negras (gruesas) marcan la zona con mejor resolución y líneas delgadas muestran una aproximación de la ubicación de las diferentes fallas presentes en la PM. De Oeste a Este: Falla Caleta Herradura, Falla Mejillones, Falla Aeropuerto, Falla Mititus-Naguayán y Falla Salar del Carmen. Modificado de Cortés *et al.* (2007); Villalobos (2014). a) 2.5 km b) 3 km c) 3.5 km d) 4 km.

(cuadro rosa en figura 4.1) se correlacionan de buena manera con la topografía y las rocas expuestas en superficie. Velocidades dadas por Christensen (1996) para rocas ígneas como: diorita, gabro, granito y tonalita, que se encuentran en los complejos Plutónicos de la PM, van desde los 3.5 hasta 3.7 km/s.

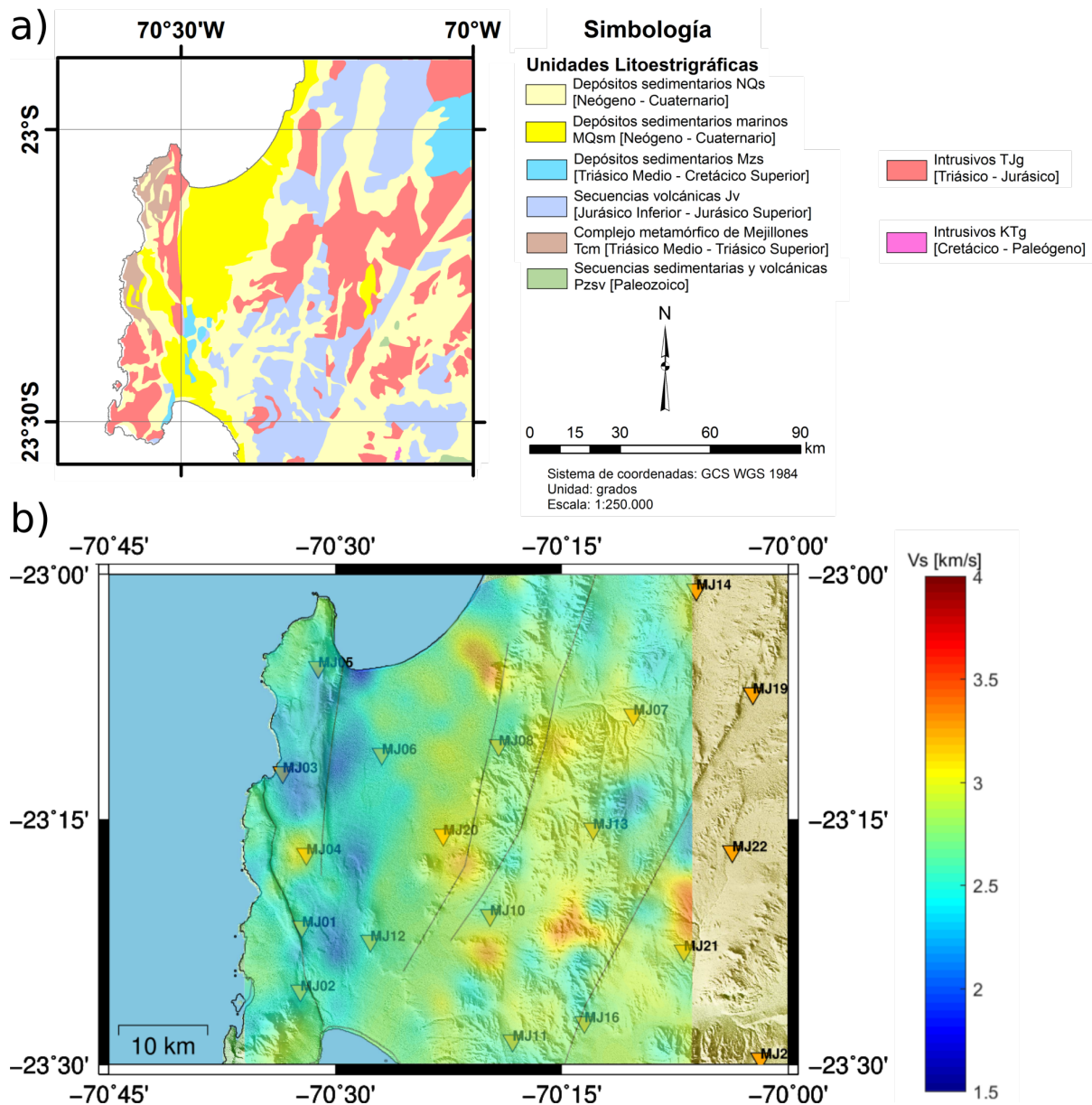


Figura 4.7: Comparación de geología observada en superficie con modelo de velocidad de onda de corte obtenido. (a) Geología simplificada de la PM. (b) Modelo de V_s a 1 km de profundidad, junto a la topografía, fallas y estaciones usadas para este estudio.

Desde los ~ 3 km de profundidad la velocidad de onda de corte comienza a ser homogénea, con valores sobre los 3.1 km/s. Estos valores de velocidad se asocian al arco magmático Jurásico (Contreras-Reyes *et al.*, 2008; Sallarès & Ranero, 2005). Existe, sin embargo, una anomalía de baja velocidad a estas profundidades, que se discute a continuación.

Cerca de los -23.25° , -70.45° se tiene una zona de baja velocidad persistente en profundi-

dad (observable hasta los ~ 4 km). Esta área se podría interpretar como una cuenca rellena posiblemente con andesitas que han sido basculadas, dada las velocidades cercanas a los 2.8 km/s que se observan. Esta cuenca podría tener un origen tectónico (Di Celma *et al.*, 2014) y alcanzaría grandes profundidades producto de la acción de las fallas de Mejillones y Caleta Herradura. Esta zona de baja velocidad se ubica, aproximadamente, en las cercanías la cuenta del Tiburón y afloramientos de andesitas (Cortés *et al.*, 2007) que se observan en superficie. En la figura 4.8 se muestra una imagen esquemática de las fallas bajo la PM, basado en Allmendinger & González (2010). Se muestra como hacia el sur las fallas de Mejillones y Caleta Herradura se podrían intersectar en profundidad, dado que esta última se trataría de una falla lítrica, que se haría horizontal en profundidad, entre los 2000 m (Allmendinger & González, 2010) y 3750 m (Pelz, 2000).

Estudios realizados en la zona como los de Ward *et al.* (2013) y Comte *et al.* (2016), son regionales y abarcan grandes profundidades, por lo que entregan modelos de velocidad a mayor escala comparados con este trabajo. Aún así, Ward *et al.* (2013) y Comte *et al.* (2016) entregan velocidades de onda de corte para los primeros 5 km de ~ 3.3 y ~ 3.2 km/s, respectivamente, lo que estaría en acuerdo con este estudio para dicha profundidad. Otros trabajos, como el de Maringue *et al.* (2018), no alcanzan profundidades mayores a los 1000 m, por lo que no es posible realizar una comparación. Los estudios tomográficos locales de la península (Pasten-Araya *et al.*, 2021, 2018), muestran una baja velocidad local a los 23.25°S de 4 km de espesor bajo la PM, que coincide con lo visto en este trabajo.

Finalmente, se tiene que en la Franja costera (cuadro amarillo en figura 4.1), se encontraría el contacto entre dos bloques con características geológicas muy diferentes. Al oeste se tendría, principalmente, rocas metamórficas fracturadas y antiguas, mientras que al este encontraríamos rocas intrusivas más jóvenes y competentes, lo que favorecería el paso más rápido de las ondas.

No es posible definir la profundidad de la cuenca de Mejillones, dado que las velocidades obtenidas parecen guardar relación con formación la Negra y no con la formación la Portada. Sólo al norte de la PM se podría asociar las bajas velocidades encontradas a sedimentos que han sido basculados por la FM. Por lo que el espesor sedimentario en la cuenca de Mejillones tendría una profundidad menor a 1 km. Esto estaría en acuerdo a lo estudiado por Araneda *et al.* (2017) y lo que se observa en la carta geológica de Mejillones (Cortés *et al.*, 2007). La alta variación de velocidades entre los 3 y 3.5 km/s, que se observa en todas las profundidades, muestran la compleja geología de la zona. A 1 km de profundidad las andesitas de la formación La Negra cubren gran parte de la península, pero a medida que aumenta la profundidad el material intrusivo comienza a abarcar toda la zona.

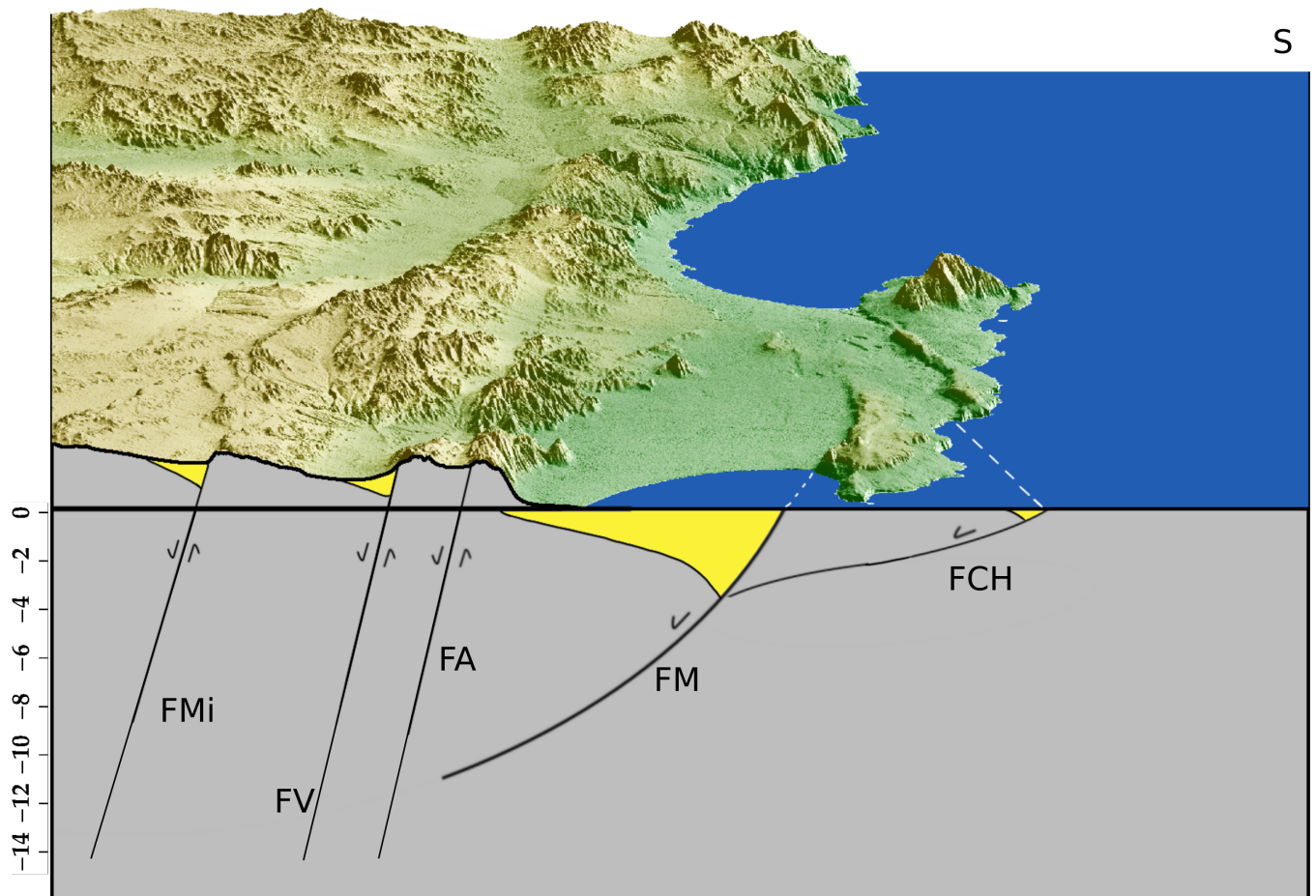


Figura 4.8: Imagen esquemática de las fallas bajo la PM. Las zonas amarillas representan los sedimentos que han sido basculados por las distintas fallas. Se muestra Falla Caleta Herradura (FCH), Falla Mejillones (FM), Falla Aeropuerto (FA), Falla Vinchuca (FV) y Falla Mititus (Fmi). Figura basada en Allmendinger & González (2010)

Conclusión

A partir de la metodología espectral, se obtuvieron rangos observables de frecuencias entre los 0.2 y 0.8 Hz y velocidades de fase medias entre los 3.18 y 2.62 km/s. La fuente de ruido principal sería el océano, que se observa en las correlaciones antisimétricas obtenidas.

Los mapas 2-D de velocidad de fase obtenidos con el código FMM, muestran un alto contraste de velocidades a altas frecuencias, entre la Península de Mejillones y la Cordillera de la Costa. Esto producto de las diferencias geológicas que se observan en las cercanías de la PM. Dada la cobertura de rayos y el área que abarca la zona de estudio, en general no es posible observar estructuras laterales menores a 10 km. Aun así, es posible distinguir claras zonas de altas y bajas velocidades que concuerdan con la geología del lugar y que son consistentes para diferentes frecuencias. Considerando un tercio de longitud de onda para la menor y mayor frecuencia observada y la velocidad promedio, se obtiene que los límites en profundidad serían entre 1 y 5 km.

El modelo de velocidad de onda de corte generado, permite observar en profundidad las características descritas anteriormente. Modelo a un 1 km de profundidad, es comparado con la topografía y geología de la PM, entregando resultados acordes a lo observado en superficie. Se establece que bajas velocidades en el sector de la Península de Mejillones (oeste) cercanas a los 2 km/s, estarían relacionados al complejo metamórfico de Mejillones y que este podría continuar en profundidad al este de la falla de Mejillones. Estas rocas serían poco competentes por el grado de metamorfismo, composición y edad (Precámbrico-Ordovícico). Bajas velocidad son consistentes, además, al norte de la PM con sedimentos basculados por la FM, que tendría una profundidad de hasta 1200 m como es propuesto por Araneda *et al.* (2017).

Altas velocidades en el sector de la Cordillera de la Costa, se asocian a la intrusión de los complejos plutónicos de Fortuna-Naguayán, del Jurásico Superior. Estas rocas serían más competentes que las rocas metamórficas, dada su composición y edad. Velocidades cercanas a los 2.8-3.0 km/s se asocian a la formación la Negra, compuesta principalmente por andesitas. Estas serían previas a los complejos plutónicos de Fortuna-Naguayán, con edades del Jurásico Inferior. Se observa una alta correlación entre la distribución de velocidades medias y altas con las rocas extrusivas e intrusivas observadas en superficie.

No es posible definir de forma exacta la profundidad de la cuenca de Mejillones. Dado los resultados obtenidos, el espesor sedimentario sería menor a 1 km de profundidad a excepción de la zona este de la FM. Maringue *et al.* (2018) da cuenta que cerca de Mejillones, podría tener un espesor sedimentario de 720 m. Considerando que la falla de Mejillones se encuentra

geológicamente activa y que en el pasado a producido terremotos de magnitud 7, con una recurrencia de 5 ± 3.5 ka (Cortés A *et al.*, 2012; Vargas *et al.*, 2011), y un evidente efecto de sitio, es necesario considerar el alto riesgo que existe en la ciudad de Mejillones ante un posible evento sísmico.

Zona de baja velocidad presente hasta los 4 km de profundidad, podría estar asociada a andesitas, dada su velocidad cercana a los 2.8 km/s. Estas podrían alcanzar tales profundidades por acción tectónica de las fallas de Mejillones y Caleta Herradura.

Bajo la Franja Costera se encontraría una zona de contacto entre dos estructuras geológicas diferentes. Al este se encontrarían rocas intrusivas del Jurásico Superior y al oeste rocas Metamórficas del Precámbrico-Ordovícico. Este fuerte contraste en los primeros kilómetros de profundidad causarían la baja correlación a altas frecuencias entre estaciones ubicadas entre estas zonas.

A mayores profundidades las velocidades son mayores a 3.1 km/s, lo que se interpreta como el arco magmático Jurásico y son consistentes con estudios a mayor escala en la zona.

Bibliografía

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35:415–456.
- Allmendinger, R. W. & González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to quaternary tectonics of the coastal cordillera, northern chile. *Tectonophysics*, 495(1-2):93–110.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.
- Arabasz Jr, W. J. (1971). *Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile*. Tesis doctoral, California Institute of Technology.
- Araneda, Á., Capelli, M., & Araneda, M. (2017). Modelo estructural de sector norte de la península de mejillones, chile. *Revista Geofísica*, (67):117.
- Arias, J., Baeza, L., Campano, P., Espinoza, S., & Guerra, N. (1991). Atlas geoquímico al noroeste de antofagasta, chile: Resultados. *Universidad Católica de Norte, Antofagasta, Chile*.
- Armijo, R. & Thiele, R. (1990). Active faulting in northern chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1):40–61.
- Béjar-Pizarro, M and Carrizo, Daniel and Socquet, A and Armijo, R and Barrientos, S and Bondoux, Francis and Bonvalot, Sylvain and Campos, J and Comte, D and De Chabaliér, JB and others (2010). Asperities and barriers on the seismogenic zone in north chile: state-of-the-art after the 2007 m w 7.7 tocopilla earthquake inferred by gps and insar data. *Geophysical Journal International*, 183(1):390–406.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3):1239–1260.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., & Yang, Y. (2009). A 3-d shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the united states from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 177(3):1177–1196.

- Binnie, A., Dunai, T. J., Binnie, S. A., Victor, P., González, G., & Bolten, A. (2016). Accelerated late quaternary uplift revealed by 10be exposure dating of marine terraces, mejillones peninsula, northern chile. *Quaternary Geochronology*, 36:12–27.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4):205–227.
- Calderón, M., Massonne, H.-J., Hervé, F., & Theye, T. (2017). P–t–time evolution of the mejillones metamorphic complex: Insights into late triassic to early jurassic orogenic processes in northern chile. *Tectonophysics*, 717:383–398.
- Casquet, C., Herve, F., Pankhurst, R. J., Baldo, E., Calderón, M., Fanning, C., Rapela, C. W., & Dahlquist, J. (2014). The mejillonia suspect terrane (northern chile): Late triassic fast burial and metamorphism of sediments in a magmatic arc environment extending into the early jurassic. *Gondwana Research*, 25(3):1272–1286.
- Christensen, N. I. (1996). Poisson’s ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2):3139–3156.
- Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., & Peyrat, S. (2016). Three-dimensional elastic wave speeds in the northern chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2):1080–1105.
- Comte, D. & Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1):23–44.
- Contreras-Reyes, E. & Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the chile–peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2):49–58.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., & Reichert, C. (2008). Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern arauco peninsula, chile, at 38 s. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B7).
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., & Carrizo, D. (2012). Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north chile. *Nature Geoscience*, 5(5):342–345.
- Cortés, C and Marquardt, R and González, L and Wilke, H and Marinovic, S and others (2007). Cartas mejillones y península de mejillones, región de antofagasta, escala 1: 100.000.
- Cortés A, J., González L, G., Binnie, S., Robinson, R., Freeman, S., & Vargas E, G. (2012). Paleoseismology of the mejillones fault, northern chile: Insights from cosmogenic 10be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics*, 31(2).
- Delouis, B and Monfret, Tony and Dorbath, Louis and Pardo, M and Rivera, L and Comte, D and Haessler, H and Caminade, JP and Ponce, L and Kausel, E and others (1997). The mw= 8.0 antofagasta (northern chile) earthquake of 30 july 1995: A precursor to the end

- of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2):427–445.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., & Monfret, T. (2009). The m w 7.7 tocopilla earthquake of 14 november 2007 at the southern edge of the northern chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1):87–94.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., & Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the antofagasta region (northern chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2):302–338.
- Di Celma, C., Pierantoni, P. P., & Cantalamessa, G. (2014). Geological map of the miocene-pleistocene successions of the mejillones peninsula, northern chile. *Journal of Maps*, 10(2):350–363.
- Ekström, G. (2014). Love and rayleigh phase-velocity maps, 5–40 s, of the western and central usa from usarray data. *Earth and Planetary Science Letters*, 402:42–49.
- Ekström, G., Abers, G. A., & Webb, S. C. (2009). Determination of surface-wave phase velocities across usarray from noise and aki’s spectral formulation. *Geophysical Research Letters*, 36(18).
- Fang, H., Yao, H., Zhang, H., Huang, Y.-C., & van der Hilst, R. D. (2015). Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: methodology and application. *Geophysical Journal International*, 201(3):1251–1263.
- Friedrich, A., Krüger, F., & Klinge, K. (1998). Ocean-generated microseismic noise located with the gräfenberg array. *Journal of Seismology*, 2(1):47–64.
- Fuenzalida, A., Schurr, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., & Madariaga, R. (2013). High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 tocopilla (chile) earthquake. *Geophysical Journal International*, 194(2):1216–1228.
- González, G., Dunai, T., Carrizo, D., & Allmendinger, R. (2006). Young displacements on the atacama fault system, northern chile from field observations and cosmogenic ²¹ne concentrations. *Tectonics*, 25(3).
- González, J. (2013). Geología y estructura submarina de la bahía de mejillones: su vinculación con la deformación activa en la plataforma emergida a los 23°s. memoria para optar al título de geólogo. En *Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile*.
- González-Alfaro, José and Vargas, Gabriel and Ortlieb, Luc and González, Gabriel and Ruiz, Sergio and Báez, Juan C and Mandeng-Yogo, Magloire and Caquineau, Sandrine and Álvarez, Gabriel and del Campo, Francisco and others (2018). Abrupt increase in the coastal uplift and earthquake rate since ~ 40 ka at the northern chile seismic gap in the central andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 502:32–45.

- Gutenberg, B. (1936). On microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 26(2):111–117.
- Hannemann, K., Papazachos, C., Ohrnberger, M., Savvaidis, A., Anthymidis, M., & Lontsi, A. M. (2014). Three-dimensional shallow structure from high-frequency ambient noise tomography: New results for the mygdonia basin-euroseistest area, northern greece. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6):4979–4999.
- Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*, 1(2):177–210.
- Hawkins, R. & Sambridge, M. (2019). An adjoint technique for estimation of interstation phase and group dispersion from ambient noise cross correlations. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Hillers, G. & Ben-Zion, Y. (2011). Seasonal variations of observed noise amplitudes at 2–18 hz in southern california. *Geophysical Journal International*, 184(2):860–868.
- Kausel, E. (1986). Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3(1):8–13.
- Kennett, B., Sambridge, M., & Williamson, P. (1988). Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal International*, 94(2):237–247.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857):1–35.
- Luo, Y., Yang, Y., Xu, Y., Xu, H., Zhao, K., & Wang, K. (2015). On the limitations of interstation distances in ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 201(2):652–661.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659:183–196.
- Malgrange, M. & Madariaga, R. (1983). Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 73(2):489–505.
- Maringue, J., Yañez, G., Sáez, E., Podestá, L., Figueroa, R., Estay, N. P., & Lira, E. (2018). Dynamic characterization of the Mejillones basin in northern Chile, using combined geophysical field measurements. *Engineering Geology*, 233:238–254.
- Marquardt, C. (2005). Déformations néogènes le long de la côte nord du Chili (23–27° S), avant-arc des Andes centrales. *Toulouse III*.
- Montessus, J. B. F. M. B. (1911). *Historia sísmica de los Andes Meridionales al sur del paralelo XVI*. Imprenta Cervantes.

- Moschetti, M., Ritzwoller, M., & Shapiro, N. (2007). Surface wave tomography of the western united states from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8).
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).
- Niemeyer, H., Gonzalez, G., & Martinez-De Los Rios, E. (1996). Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de antofagasta, norte de chile. *Andean Geology*, 23(2):165–186.
- Nippress, S. & Rietbrock, A. (2007). Seismogenic zone high permeability in the central andes inferred from relocations of micro-earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4):235–245.
- Nishida, K., Kobayashi, N., & Fukao, Y. (2002). Origin of earth's ground noise from 2 to 20 mhz. *Geophysical research letters*, 29(10):52–1.
- Obermann, A. & Hillers, G. (2019). Seismic time-lapse interferometry across scales. *60*, pp. 65–143.
- Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., & Poli, P. (2016). Deep characterization of the santiago basin using hvsr and cross-correlation of ambient seismic noise. *Engineering Geology*, 201:57–66.
- Pasten-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerbst, F., F, A.-A., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar, P., & Fuenzalida, A. (2021). Seismicity in the upper plate of the northern chile offshore forearc: Evidence of splay fault around the mejillones peninsula. *Tectonophysics*.
- Pasten-Araya, F and Salazar, P and Ruiz, S and Rivera, E and Potin, B and Maksymowicz, A and Torres, E and Villarroel, J and Cruz, E and Valenzuela, J and others (2018). Fluids along the plate interface influencing the frictional regime of the chilean subduction zone, northern chile. *Geophysical Research Letters*.
- Pelz, K. (2000). *Tektonische Erosion am zentralandinen Forearc (20-24 S)*. Tesis doctoral, External Organizations.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., & Vilotte, J. (2010). Kinematic rupture process of the 2007 tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, 182(3):1411–1430.
- Rawlinson, N., Hauser, J., & Sambridge, M. (2008). Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media. *Advances in Geophysics*, 49:203–273.
- Rawlinson, N., Reading, A. M., & Kennett, B. L. (2006). Lithospheric structure of tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2).

- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2003). Seismic travelttime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics*, 46:81–199.
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2004a). Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *Geophysics*, 69(5):1338–1350.
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2004b). Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 156(3):631–647.
- Rawlinson, N. & 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.
- Ruiz, S. & Madariaga, R. (2011). Determination of the friction law parameters of the mw 6.7 michilla earthquake in northern chile by dynamic inversion. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Ruiz, S. & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.
- Sáez, M., Pastén, C., Ruiz, S., Leyton, F., & Salomón, J. (2016). Correlación cruzada de ruido sísmico para la obtención de perfiles profundos de velocidad de onda de corte en la cuenca de santiago. *Universidad de Chile, Santiago, Chile*.
- Sallarès, V. & Ranero, C. R. (2005). Structure and tectonics of the erosional convergent margin off antofagasta, north chile (23 30' s). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B6).
- Salomón, J. (2017). Tomografía de ruido sísmico de la cuenca de santiago. Tesis de Magister, Universidad de Chile, Chile.
- Santibañez, Isabel and García, Tiaren and Sielfeld, Gerd and Pérez, Nicolás and Becerra, Alix and Benitez, Consuelo and Bosch, Andrés and Clavería, Natalia and de la Maza, Gabriel and Muñoz, Álvaro and others (2015). Evidencias geofísicas de actividad neotectónica en la falla aeropuerto.
- Saygin, E. (2007). *Seismic receiver and noise correlation based studies in Australia*. Tesis doctoral, The Australian National University.
- Scheuber, E. & Andriessen, P. A. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the atacama fault zone, northern chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2):243–257.
- 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., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715):1615–1618.

- Sjogren, B. (2013). *Shallow refraction seismics*. Springer Science & Business Media.
- Sjøgren, B., Øfsthus, A., & Sandberg, J. (1979). Seismic classification of rock mass qualities. *Geophysical Prospecting*, 27(2):409–442.
- Socco, L. V. & Boiero, D. (2008). Improved monte carlo inversion of surface wave data. *Geophysical Prospecting*, 56(3):357–371.
- Spica, Zack and Legrand, Denis and Iglesias, Arturo and Walter, Thomas R and Heimann, Sebastian and Dahm, Torsten and Froger, Jean-Luc and Rémy, Dominique and Bonvalot, Sylvain and West, Michael and others (2015). Hydrothermal and magmatic reservoirs at lazufre volcanic area, revealed by a high-resolution seismic noise tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 421:27–38.
- Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).
- Tichelaar, B. W. & Ruff, L. J. (1991). Seismic coupling along the chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7):11997–12022.
- Valdebenito, M. (1979). Geología de las fosforitas-mejillones. *Memoria para optar al título de geólogo (inédito)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G., & Wu, Y.-C. (2011). U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in northern chile (23 s). *Tectonophysics*, 497(1-4):34–44.
- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S., & Oncken, O. (2011). Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from mejillones peninsula, northern chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B2).
- Villalobos, A. A. (2014). *Fallas Mititus y Naguayán: Evolución del potencial Sismogénico mediante análisis geomorfológico*. Tesis doctoral, Universidad Católica del norte.
- Wang, Y., Lin, F.-C., Schmandt, B., & Farrell, J. (2017). Ambient noise tomography across mount st. helens using a dense seismic array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6):4492–4508.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1—basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5):75A195–75A209.
- Ward, K. M., Porter, R. C., Zandt, G., Beck, S. L., Wagner, L. S., Minaya, E., & Tavera, H. (2013). Ambient noise tomography across the central andes. *Geophysical Journal International*, 194(3):1559–1573.
- Wathelet, M. (2005). *Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion*. Tesis doctoral, Liège University.

Withers, M. M., Aster, R. C., Young, C. J., & Chael, E. P. (1996). High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5):1507–1515.

Yang, Y. & Ritzwoller, M. H. (2008). Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).

Anexo A

A.1. Estaciones red MEJIPE

Nombre Estación	Latitud	Longitud
MJ01	-23.3596	-70.5367
MJ02	-23.4249	-70.5386
MJ03	-23.2025	-70.5581
MJ04	-23.2857	-70.5320
MJ05	-23.0950	-70.5189
MJ06	-23.1836	-70.4486
MJ07	-23.1435	-70.1710
MJ08	-23.1748	-70.3196
MJ09	-22.9988	-70.3048
MJ10	-23.3480	-70.3292
MJ11	-23.4757	-70.3043
MJ12	-23.3741	-70.4613
MJ13	-23.2599	-70.2154
MJ14	-23.0157	-70.1015
MJ15	-22.9227	-70.0859
MJ16	-23.4569	-70.2251
MJ17	-23.5971	-70.3970
MJ18	-22.9998	-69.9654
MJ19	-23.1219	-70.0390
MJ20	-23.2660	-70.3809
MJ21	-23.3842	-70.1152
MJ22	-23.2829	-70.0618
MJ23	-23.4940	-70.0307
MJ24	-23.5695	-70.3143

Tabla A.1: Ubicación de las estaciones utilizadas en este estudio

A.2. Respuesta instrumental

Polos	-0.43982296E+01	0.44870920E+01
Ceros	-	-
Ganancia	18.00e+7	

A.3. Correlaciones Temporales

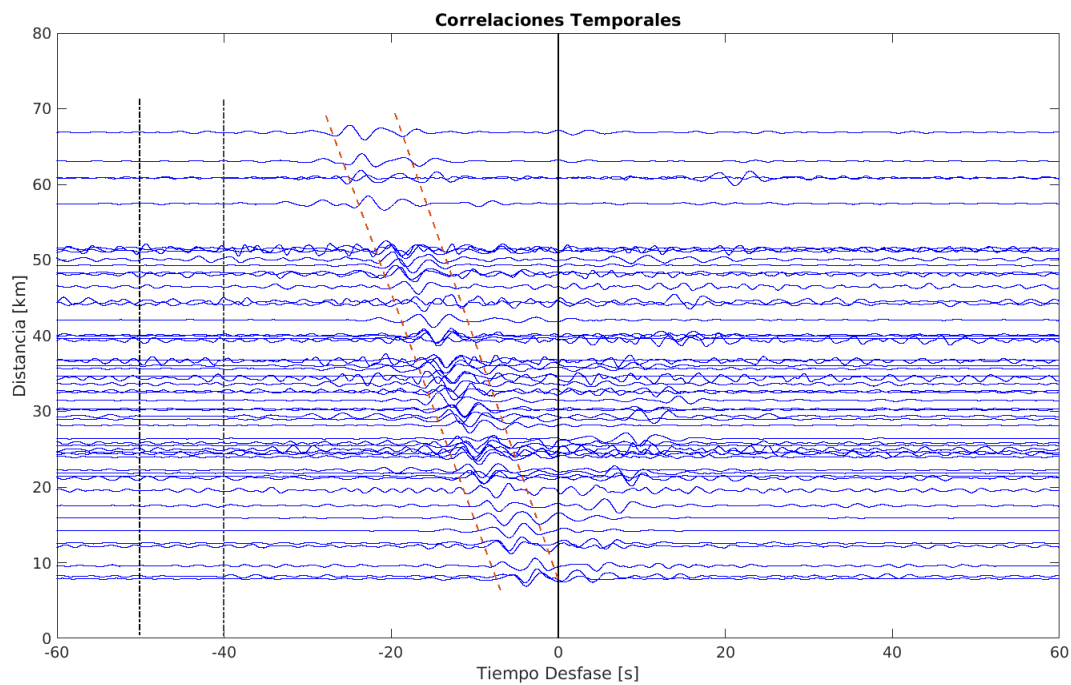


Figura A.1: Total de correlaciones temporales calculadas. Se muestran por distancia entre pares de estaciones

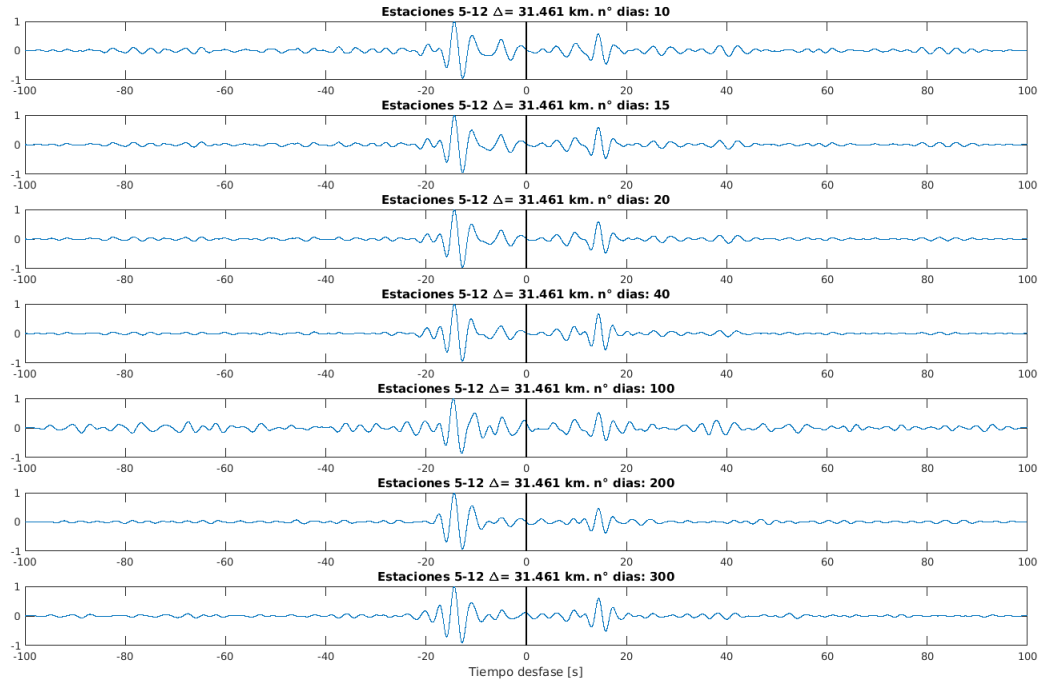


Figura A.2: Cálculo correlación temporal par de estaciones 5-12. Se prueba cuánto varia el cálculo de la correlación temporal al considerar diferente cantidad de días en común.

A.4. Orientación pares exitosos

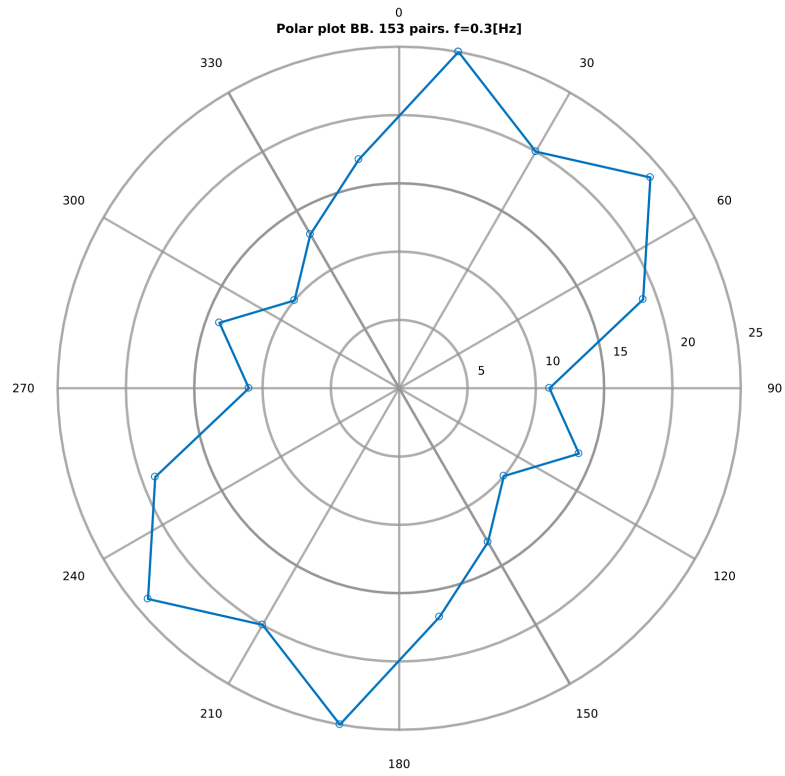


Figura A.3: Correlaciones exitosas calculadas para 0.3 Hz y su orientación.

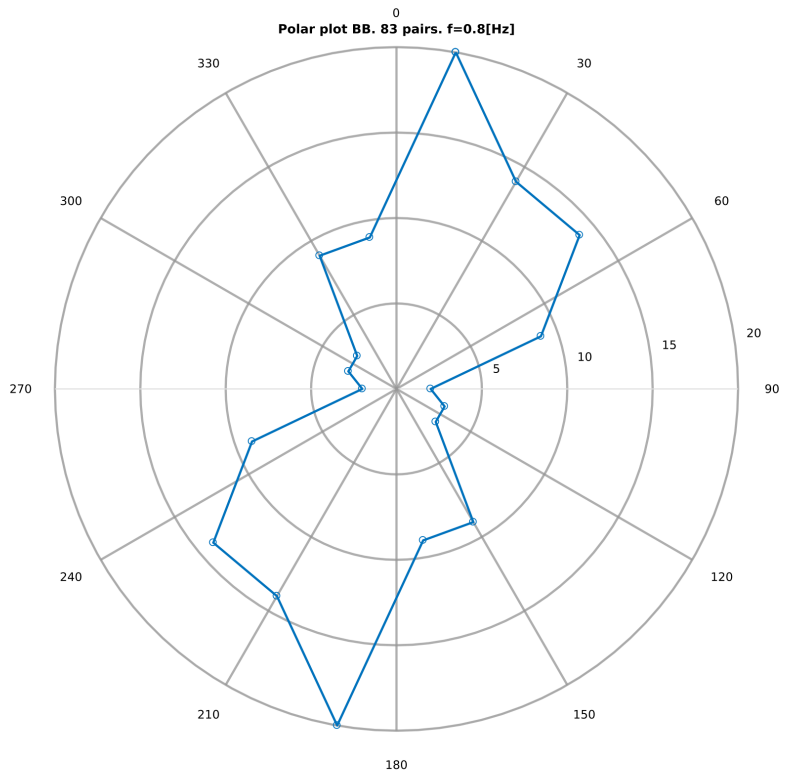


Figura A.4: Correlaciones exitosas calculadas para 0.8 Hz y su orientación.

A.5. Estimación error

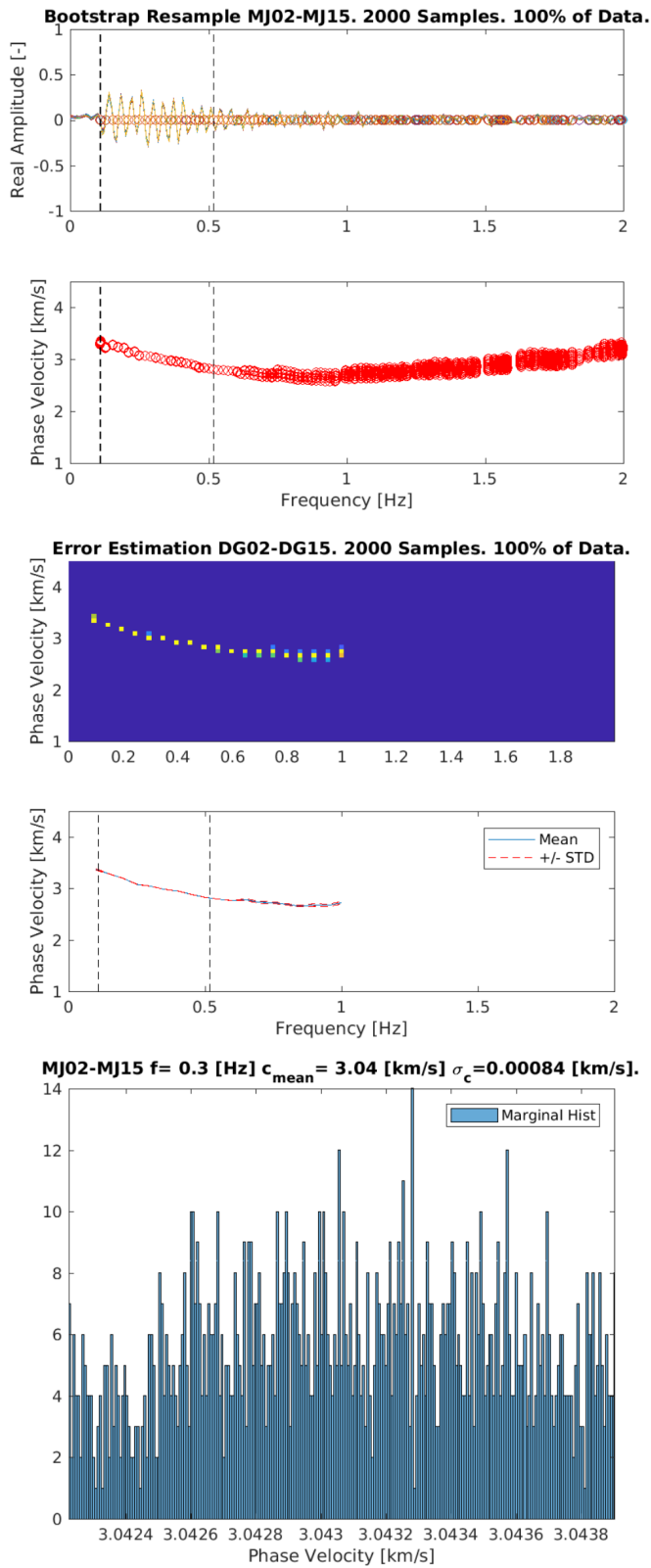


Figura A.5: Ejemplo estimación de la varianza de los tiempos de viaje para 0.3 Hz, basadas en el método de Bootstrap y la propagación del error propuesto por Salomón (2017). Estos errores no fueron utilizados en el proceso de inversión, pero se consideró para filtrar con mayor precisión las curvas que serían invertidas.

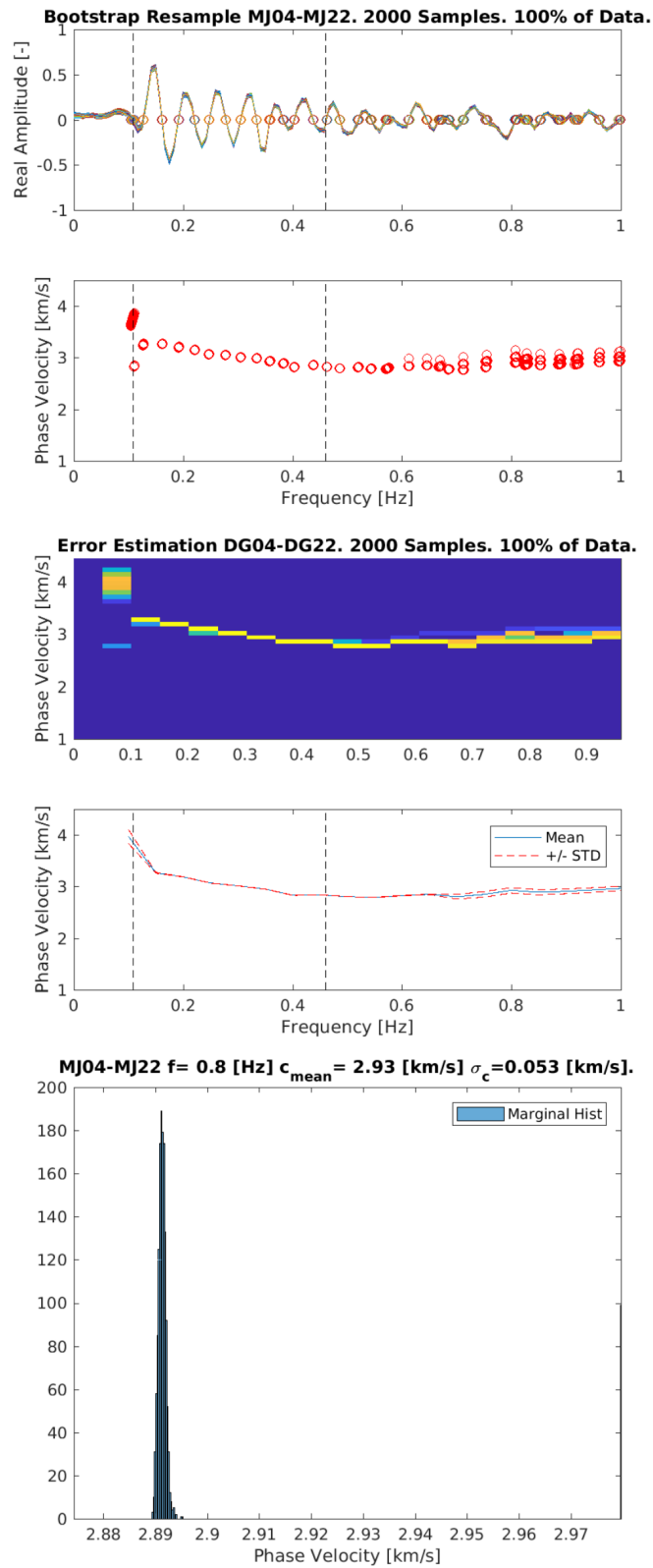


Figura A.6: Ejemplo estimación de la varianza de los tiempos de viaje para 0.8 Hz.

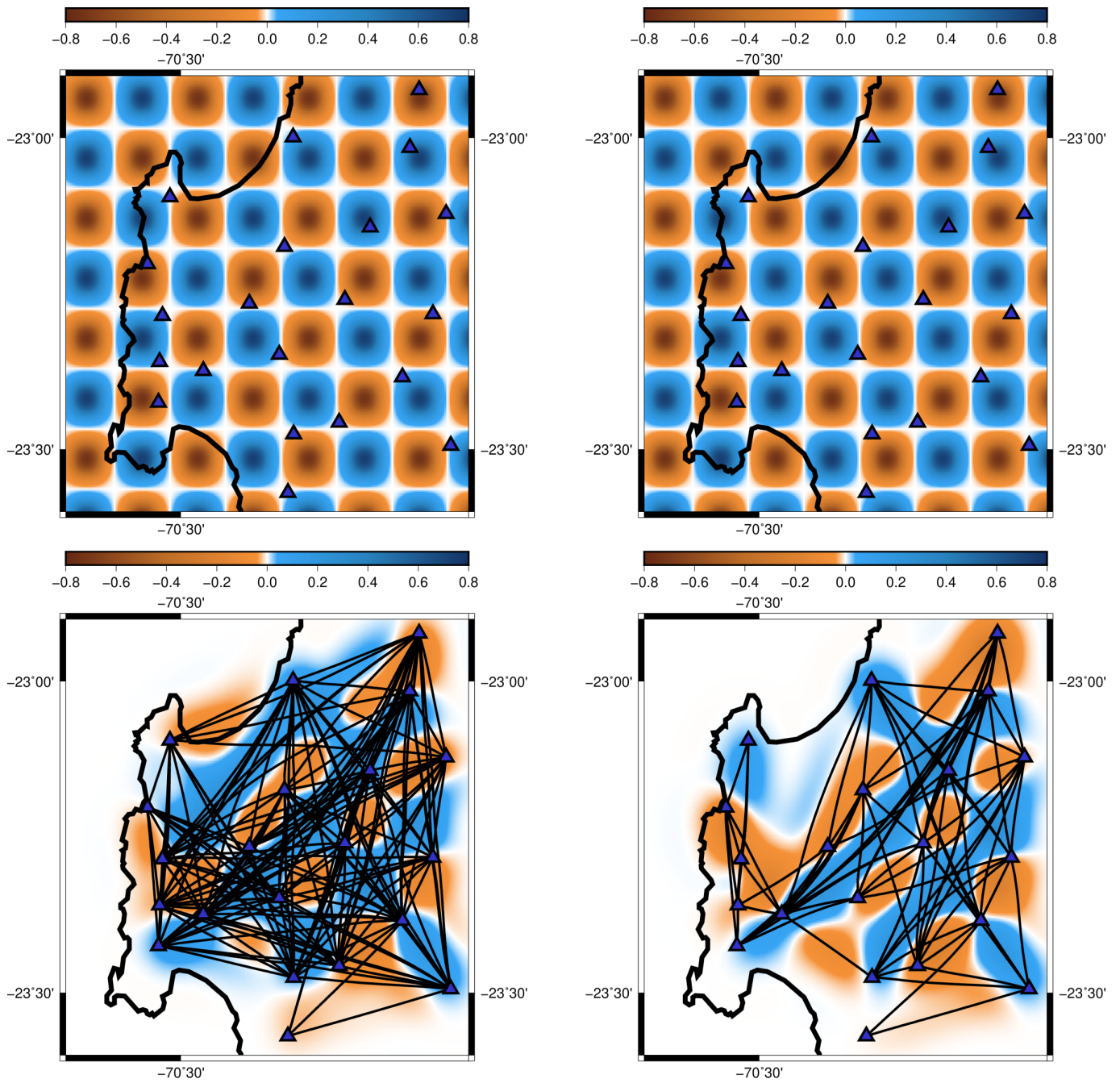


Figura A.7: Análisis de resolución de la inversión tomográfica para 0.2 y 0.8 Hz, respectivamente. Se considera una grilla más fina que la $2^\circ \times 2^\circ$ mostrada anteriormente.

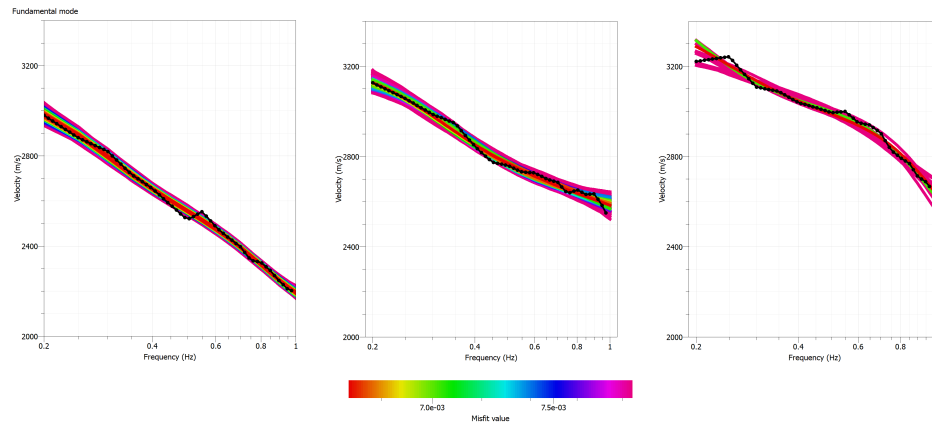


Figura A.8: Inversión de las curvas de dispersión representativas de la PM. Se muestra el ajuste para la curva 1, 3 y 2 respectivamente.

Número Estación MJ	Número Estación MJ	Distancia [km]
1	2	7.2261
1	3	17.535
1	4	8.2051
1	5	29.365
1	6	21.473
1	7	44.416
1	8	30.198
1	9	46.482
1	10	21.249
1	11	27.004
1	12	7.87
1	13	34.663
1	14	58.609
1	15	66.874
1	16	33.612
1	17	32.067
1	18	70.768
1	19	57.325
1	20	19.011
1	21	43.174
1	22	49.296
1	23	53.795
1	24	32.503
2	3	24.702
2	4	15.429
2	5	36.588
2	6	28.255
2	7	48.833
2	8	35.612
2	9	52.907
2	10	23.031
2	11	24.593
2	12	9.6985
2	13	37.757
2	14	63.67
2	15	72.39
2	16	32.223
2	17	26.601
2	18	75.214
2	19	61.132
2	20	23.866
2	21	43.506
2	22	51.214
2	23	52.44

2	24	27.955
3	4	9.5845
3	5	12.569
3	6	11.401
3	7	40.163
3	8	24.602
3	9	34.386
3	10	28.416
3	11	39.854
3	12	21.419
3	13	35.634
3	14	51.138
3	15	57.455
3	16	44.187
3	17	48.284
3	18	64.727
3	19	53.889
3	20	19.445
3	21	49.568
3	22	51.548
3	23	62.836
3	24	47.673
4	5	21.16
4	6	14.163
4	7	40.164
4	8	24.963
4	9	39.382
4	10	21.858
4	11	31.38
4	12	12.17
4	13	32.515
4	14	53.265
4	15	60.861
4	16	36.657
4	17	38.847
4	18	66.098
4	19	53.621
4	20	15.615
4	21	43.999
4	22	48.096
4	23	56.189
4	24	38.513
5	6	12.175
5	7	36.031
5	8	22.24
5	9	24.391
5	10	34.083
5	11	47.529
5	12	31.461
5	13	36.034
5	14	43.66
5	15	48.309
5	16	50.09
5	17	58.013
5	18	57.687
5	19	49.242
5	20	23.624
5	21	52.27
5	22	51.199
5	23	66.67
5	24	56.562
6	7	28.765
6	8	13.239
6	9	25.222
6	10	21.915
6	11	35.545
6	12	21.126

6	13	25.31
6	14	40.123
6	15	47.077
6	16	37.917
6	17	46.73
6	18	53.52
6	19	42.49
6	20	11.451
6	21	40.699
6	22	41.07
6	23	54.829
6	24	44.883
7	8	15.607
7	9	21.085
7	10	27.836
7	11	39.223
7	12	39.166
7	13	13.666
7	14	15.841
7	15	25.96
7	16	35.14
7	17	53.704
7	18	26.4
7	19	13.726
7	20	25.406
7	21	27.26
7	22	19.05
7	23	41.375
7	24	49.397
8	9	19.556
8	10	19.198
8	11	33.346
8	12	26.396
8	13	14.225
8	14	28.456
8	15	36.787
8	16	32.691
8	17	46.912
8	18	41.14
8	19	29.324
8	20	11.882
8	21	31.222
8	22	28.962
8	23	46.057
8	24	43.708
9	10	38.75
9	11	52.806
9	12	44.54
9	13	30.325
9	14	20.919
9	15	23.972
9	16	51.377
9	17	66.468
9	18	34.786
9	19	30.454
9	20	30.599
9	21	46.885
9	22	40.101
9	23	61.586
9	24	63.209
10	11	14.366
10	12	13.807
10	13	15.188
10	14	43.558
10	15	53.281
10	16	16.081
10	17	27.729

10	18	53.61
10	19	38.839
10	20	10.506
10	21	22.247
10	22	28.279
10	23	34.52
10	24	24.58
11	12	19.599
11	13	25.56
11	14	54.993
11	15	65.183
11	16	8.3458
11	17	14.484
11	18	63.078
11	19	47.644
11	20	24.504
11	21	21.811
11	22	32.705
11	23	28.007
11	24	10.446
12	13	28.144
12	14	54.139
12	15	63.055
12	16	25.819
12	17	26.897
12	18	65.533
12	19	51.443
12	20	14.521
12	21	35.398
12	22	42.076
12	23	45.952
12	24	26.346
13	14	29.447
13	15	39.626
13	16	21.837
13	17	40.043
13	18	38.537
13	19	23.652
13	20	16.942
13	21	17.166
13	22	15.915
13	23	32.068
13	24	35.745
14	15	10.424
14	16	50.462
14	17	69.477
14	18	14.06
14	19	13.393
14	20	39.832
14	21	40.829
14	22	29.858
14	23	53.451
14	24	65.073
15	16	60.845
15	17	79.662
15	18	15.016
15	19	22.582
15	20	48.562
15	21	51.194
15	22	39.957
15	23	63.511
15	24	75.342
16	17	20.55
16	18	57.169
16	19	41.688
16	20	26.466
16	21	13.818

16	22	25.492
16	23	20.274
16	24	15.442
17	18	77.321
17	19	61.845
17	20	36.746
17	21	34.139
17	22	46.042
17	23	35.206
17	24	5.3213
18	19	15.488
18	20	51.762
18	21	45.246
18	22	32.864
18	23	55.13
18	24	72.482
19	20	38.459
19	21	30.069
19	22	17.97
19	23	41.204
19	24	56.994
20	21	30.161
20	22	32.69
20	23	43.799
20	24	34.296
21	22	12.478
21	23	14.905
21	24	28.889
22	23	23.594
22	24	40.9
23	24	30.131

Tabla A.2: Tabla con la distancia entre pares de estaciones, correspondientes a la red MEJIPE