



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



GEOMETRÍA Y MICRO-SISMICIDAD DE LA FALLA MESAMÁVIDA MEDIANTE UNA RED SÍSMICA LOCAL



Memoria para optar al Título de Geólogo

Martin Andrés Riedel Hornig

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Tassara O.

Profesores de Comisión: Dr. Klaus Bataille B.

Dr. Joaquín Cortés A.

ÍNDICE

Página

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Ubicación y accesos	4
1.4. Financiamiento	5
1.5. Agradecimientos	6
2. METODOLOGÍA	7
2.1. Diseño, instalación y mantenimiento de la red de sismómetros	7
2.1.1. Diseño de una red óptima	7
2.1.2. Instalación de las estaciones sísmicas	8
2.1.3. Mantenimiento de las estaciones sísmicas y recuperación de datos	9
2.2. Procesamiento de datos y construcción de un catálogo sísmico ...	10
2.2.1. Localización de sismos	11
2.2.2. Obtención de mecanismos focales	12
2.2.3. Cálculo de magnitudes	13
2.3. Cálculo de un modelo mínimo de velocidad 1D local	14
2.3.1. Selección de datos	15
2.3.2. Elaboración de un modelo de velocidad inicial	16
2.3.3. Selección del modelo de mínimo de velocidad 1D local	18
2.4. Relocalización de sismos locales	18

3. MARCO TEÓRICO	19
3.1. Geología regional y morfoestructuras	19
3.1.1. Cuencas de Antearco	20
3.1.2. Cordillera de la Costa	20
3.1.3. Valle Central	21
3.1.4. Cordillera Principal	22
3.2. Geología local	22
3.2.1. Rocas Ígneas	24
3.2.1.1. Stocks aplíticos del Triásico al Jurásico	24
3.2.1.2. Intrusivos Graníticos del Jurásico Inferior	24
3.2.1.3. Pórfido Andesítico	24
3.2.1.4. Batolitos Santa Gertrudis – Bullileo y El Melado	24
3.2.2. Rocas Estratificadas	25
3.2.2.1. Formación Lo Prado	25
3.2.2.2. Formación Cura – Mallín	25
3.2.2.3. Formación Cola de Zorro	26
3.2.2.4. Depósitos de remoción en masa	26
3.2.2.5. Depósitos Cuaternarios	27
3.3. Marco tectónico-estructural	27
3.3.1. Cabalgamiento Andino Occidental (WATF)	27
3.3.2. Falla San Ramón	29
3.3.3. Falla Mesamávida	30
3.4. Marco sismo-tectónico	30
3.4.1. Mecanismos sísmicos en el margen chileno	30
3.4.1.1. Sismos interplaca	31
3.4.1.2. Sismos por flexión de la placa Nazca o de <i>outer rise</i>	31
3.4.1.3. Sismos intraplaca de profundidad intermedia	31
3.4.1.4. Sismos corticales	31
3.4.2. Sismología	32
4. RESULTADOS	35

4.1. Catálogo sísmico	35
4.1.1. Selección de datos	37
4.2. Modelo mínimo de velocidad 1D local	37
4.2.1. Geometría del modelo	37
4.2.2 Modelo mínimo de velocidad 1D local	39
4.3. Relocalización de sismos	40
4.4. Sismicidad cortical	42
5. DISCUSIÓN.....	45
5.1. Modelo mínimo de velocidad 1D local	45
5.2. Relocalización de eventos locales y análisis de la sismicidad cortical	48
5.2.1. Sismicidad cortical en la Falla Mesamávida	56
5.3. Posible recurrencia de sismos $M_w > 6,0$	58
5.4. Limitaciones de los resultados	61
6. CONCLUSIONES	63
7. REFERENCIAS	65
ANEXOS	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de sismicidad cortical	2
1. 2. Mapa de ubicación	5
2. 1. Mapa de la red de sismómetros	8
2. 2. Sismómetros y Data – Cubes utilizados	9
2. 3. Interfaz de SEISAN	11
2. 4. Cálculo de magnitud en SEISAN	13
2. 5. Etapas de la ejecución de VELEST	15

2.	6.	Modelos de velocidad iniciales	17
3.	1.	Morfoestructuras a los 36° S	19
3.	2.	Mapa geológico simplificado del área de estudio	23
3.	3.	Modelo de la estructura cortical de Armijo <i>et al.</i> , 2010	28
3.	4.	Modelo de la estructura cortical de Giambiagi <i>et al.</i> , 2014	29
3.	5.	Trazas y espectrogramas de sismos locales	33
4.	1.	Mapa de la sismicidad registrada	36
4.	2.	Distribución horaria de los sismos registrados	37
4.	3.	Modelos de velocidad finales	38
4.	4.	Modelo mínimo de velocidad 1D local	39
4.	5.	Mapa y perfiles de sismos locales relocalizados	41
4.	6.	Mapa y perfiles de sismos corticales locales relocalizados	43
4.	7.	Trazas y espectrogramas de sismos locales registrados	44
5.	1.	V _p , V _s y V _p /V _s del modelo mínimo de velocidad 1D local	47
5.	2.	Mapa comparativo de los sismos corticales locales	49
5.	3.	Perfil comparativo de los sismos corticales locales	50
5.	4.	Perfil de Rojas-Vera <i>et al.</i> (2014) integrado con la sismicidad	51
5.	5.	Yield Strength Envelope	52
5.	6.	Perfil de la estructura cortical propuesta a los 36° S	55
5.	7.	Comparación entre trazas de sismos	56
5.	8.	Prolongación de la Falla Mesamávida	57

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página	
2. 1.	Datos de las estaciones sísmicas	9
4. 1.	RMS de los modelos de velocidad iniciales	42

RESUMEN

Recientemente, a los 36° S, en la precordillera al este de Linares y Longaví, Chile, se descubrió un escarpe de ~8 km de longitud y 3 a 7 m de desplazamiento vertical. Sepúlveda (2019) y Vega (2021) demostraron que tiene un origen sismogénico, denominándolo Falla Mesamávida (FM). Esta es una falla inversa vergente al oeste asociada al Cabalgamiento Andino Occidental (WATF). Observaciones paleosismológicas indican que ha tenido actividad en el Holoceno, con magnitudes estimadas de $6,12 < M_w < 7,35$ y un periodo de retorno en el orden de miles de años. Sin embargo, se desconoce si la Falla Mesamávida se encuentra actualmente activa. Por esta razón, se instaló una red de 12 sismómetros de corto período, cubriendo un área de ~25 x 35 km alrededor de la falla entre julio 2020 y enero 2021. Se registraron 3001 sismos distribuidos en el cono sur de Sudamérica. De ellos, 30 de los sismos locales mejor localizados fueron utilizados para calcular un modelo mínimo de velocidad local 1D. Con el nuevo modelo, 294 sismos locales fueron relocalizados, permitiendo reducir su error. De estos, 24 eventos, con magnitudes $-1,5 \leq M_l \leq -0,3$, fueron sismos corticales relacionados a la FM. Los resultados obtenidos permitieron comprobar que la Falla Mesamávida se encuentra activa actualmente, aunque con una baja tasa de sismicidad. Integrar los datos con otros catálogos sísmicos (CSN y NEIC) y un modelo termomecánico de la corteza (Tassara *et al.*, *in prep*) permitió elaborar un modelo de la estructura cortical a los 36° S el cual incluye a la FM. Esta se enraíza en un *detachment* tipo *ramp and flat* a ~35 km de profundidad. Además, considerando la tasa de sismicidad medida y un *b-value* ~ 0,7, aplicable en general a fallas inversas, se calculó el periodo de retorno de sismos $6,0 \leq M_w \leq 6,5$ en ~12 ka.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

La subducción de placas es un proceso de primer orden en la evolución geológica de los continentes. Asociados a ella se producen importantes esfuerzos, los que dan lugar a fenómenos que pueden variar desde grandes terremotos hasta deslizamiento asísmico, según las características y grado de acople de la zona de subducción (Lay y Kanamori, 1981). Estos esfuerzos son acomodados principalmente de forma elástica por la placa continental durante el ciclo sísmico. Sin embargo, una fracción de ellos puede acumularse como deformación permanente en fallas corticales (Ruegg, 1994).

Dada la baja recurrencia de los sismos corticales, estos han recibido menos atención de parte de la comunidad científica y autoridades que aquellos de subducción. Sin embargo, por la poca profundidad y la cercanía a zonas pobladas en la que estos ocurren, pueden representar un elevado peligro geológico. Así lo han demostrado los terremotos Mw 6,9 de Kobe, 1995 (Kanamori, 1995), Mw 6,9 de Pichilemu, 2010 (Farías *et al.*, 2011) y Mw 6,6 de Iwaki, 2011 (Toda y Tsutsumi, 2013), entre otros.

En el caso chileno, la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, a una tasa de 66 mm/año y con dirección oblicua dextral (Kendrick *et al.*, 2003), ha producido grandes terremotos a lo largo de la historia. Ejemplos de ello son los terremotos de Valdivia 1960 Mw 9,5 y Maule 2010 Mw 8,8. Además, debido a los esfuerzos transferidos a fallas corticales, se ha producido el alzamiento de la Cordillera de los Andes. En la zona norte de Chile, se ha estudiado el Cabalgamiento Andino Oriental o *Western Andean Thrust Fault* (WATF) como posible responsable del alzamiento del Altiplano (Muñoz y Charrier, 1996). Su prolongación hacia el sur es dada por la Falla San Ramón (FSR) ubicada en la cordillera de Santiago. Un estudio de Vargas *et al.* (2014) demostró que esta última ha sido responsable de dos terremotos Mw > 7 en los últimos 17 - 19 ka, con desplazamientos de ~5 m cada uno. Además, se encuentra activa actualmente y podría producir eventos similares en el futuro.

Recientemente, en Mesamávida, en la precordillera de Linares, se descubrió una falla cortical asociada al WATF y Falla San Ramón: la Falla Mesamávida. Debido a la primicia del hallazgo, la falla ha sido poco estudiada y se desconocen características como su geometría en profundidad y grado de actividad. Hasta el momento, las principales publicaciones que tratan sobre ella son las memorias de título de Tomas Sepúlveda (2019) y Ambrosio Vega (2021), quienes estudian la paleosismología de la FM. De acuerdo con la evidencia obtenida, Sepúlveda (2019) concluye que el escarpe estudiado efectivamente corresponde a una falla y que ésta ha estado activa en el pasado, teniendo la posibilidad de nuclear sismos con magnitud entre Mw 6,1 y Mw 7,3. Además de estos trabajos, existen otras dos publicaciones por Sepúlveda y colaboradores; sus aportes al XV Congreso Geológico Chileno (2018) y al XII Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica (2019). Además del registro paleosismológico, existe sismicidad detectada cerca de la Falla Mesamávida, pero que no coincide con ella exactamente. Sin embargo, dado el rango de error de las localizaciones, no puede descartarse que esté asociada a la FM.

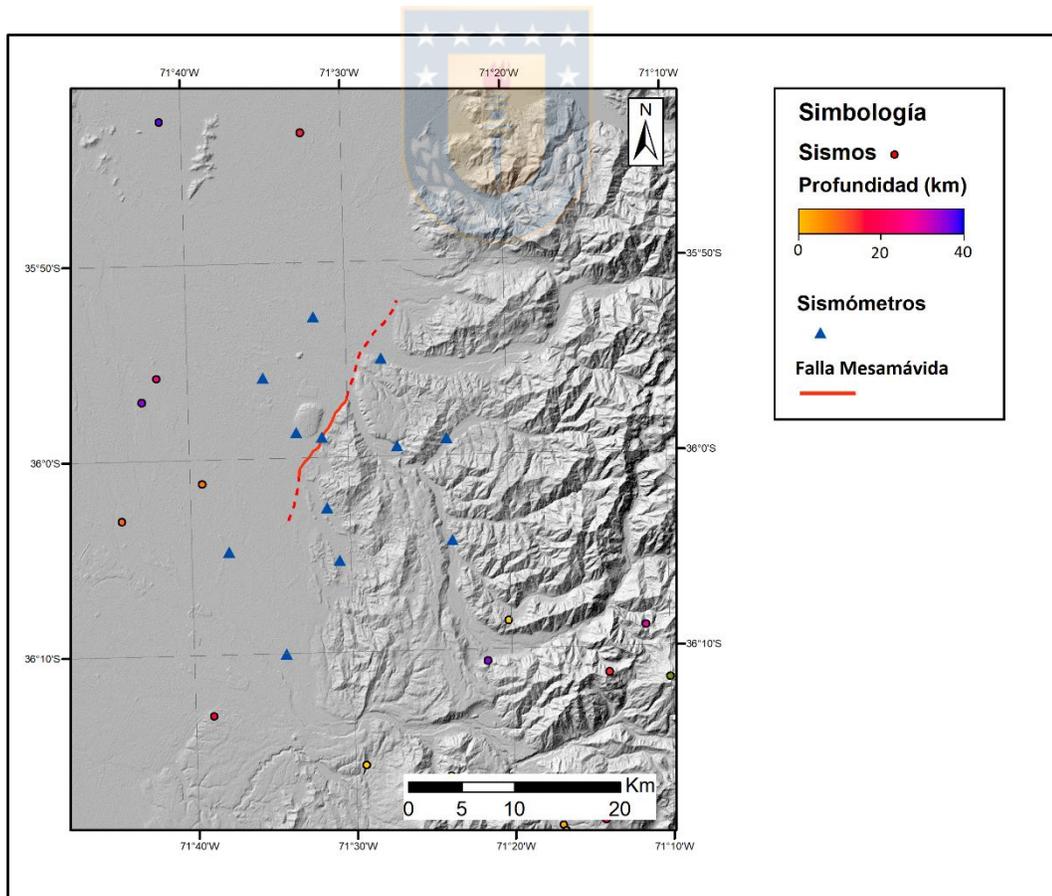


Figura 1.1: Mapa de la sismicidad cortical (<40 km) en el área de estudio, registrada por el CSN y NEIC entre los años 2000 y 2019 para el primero y 2000 y 2021 para el segundo.

El presente trabajo complementa los estudios antes mencionados mediante la instalación de una red de 12 sismómetros de corto periodo en la precordillera de Linares y Longaví, cubriendo un área de $\sim 25 \times 35$ km. Estos midieron la micro – sismicidad cortical en la Falla Mesamávida entre julio 2020 y enero 2021. Dada la densidad de los sismómetros y el diseño de la red, se logró registrar eventos extremadamente leves, llegando hasta una magnitud tan baja como $M_L -1,5$. Esto permitió construir un catálogo sísmico local detallado con eventos registrados entre los 0 y 200 km de profundidad.

Los sismos se procesaron utilizando el *software* SEISAN, para identificar manualmente las llegadas de ondas P y S, y así obtener sus hipocentros y magnitudes (Havskov y Ottemöller, 1999). Posteriormente, mediante el *software* VELEST y utilizando exclusivamente los sismos locales localizados con buena calidad (ubicados dentro de la red, con claro momento de arribo, ondas P y S evidentes y registrado por varios sismómetros), se calculó un modelo mínimo de velocidad 1D local (Kissling, 1995). Un modelo de este tipo es de particular utilidad, ya que permite conocer las características de la corteza en la zona y facilita la localización precisa de hipocentros de sismos futuros (Muñoz, 2018).

El modelo mínimo de velocidad 1D local obtenido fue ingresado en SEISAN y se reprocesaron los datos, relocalizando los eventos locales ya identificados y mejorando la precisión de sus hipocentros.

Posteriormente se integró el catálogo sísmico creado con los catálogos del CSN y NEIC y con un modelo termomecánico de la corteza (Tassara *et al.*, *in prep*) para producir un perfil estructural de la corteza a los 36° S, el cual incluye la Falla Mesamávida y un *detachment* tipo *ramp and flat* en el cual esta se enraíza. Además, con la sismicidad cortical, se calculó el *b-value* para la FM y de esta forma, el periodo de retorno de sismos de gran magnitud.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Investigar la geometría y actividad micro – sísmica de la Falla Mesamávida mediante datos registrados por una densa red temporal de sismómetros de corto periodo.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Instalar una red de 12 sismómetros de corto periodo, cubriendo un área de ~25 x 35 km en la precordillera de Linares.
2. Construir un catálogo sísmico con la información obtenida por los sismómetros entre julio 2020 y enero 2021 y determinar si la falla se encuentra activa.
3. En caso de existir sismicidad suficiente, calcular un modelo mínimo de velocidad 1D local utilizando el *software* VELEST.
4. Relocalizar los sismos locales utilizando el *software* SEISAN y el nuevo modelo de velocidad para obtener una mejor distribución de los hipocentros y una geometría de la falla más clara.

1.3. Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en la precordillera de la Región del Maule a unos 165 km hacia el NE de Concepción. Abarca un polígono de 35 x 25 km aproximadamente entre los 35°50' y 36°10' de latitud sur y 71°40' y 71°20' de longitud oeste, en los valles de los ríos Ancoa, Achibueno y Longaví (Figura 1.2).

El acceso, desde Concepción, se realiza viajando hacia el norte a través de la ruta 5, hasta la zona de Linares – Longaví. Desde la ruta 5 se conduce en dirección E hacia la precordillera utilizando

las rutas L-45, L-475, L-49 y L-55. Luego, para llegar a la ubicación de los sismómetros se utilizan distintos caminos locales. Estos son de tierra o ripio y se encuentran en buen estado durante el verano, pero es necesario un vehículo 4x4 en invierno o tras periodos de lluvia intensa.

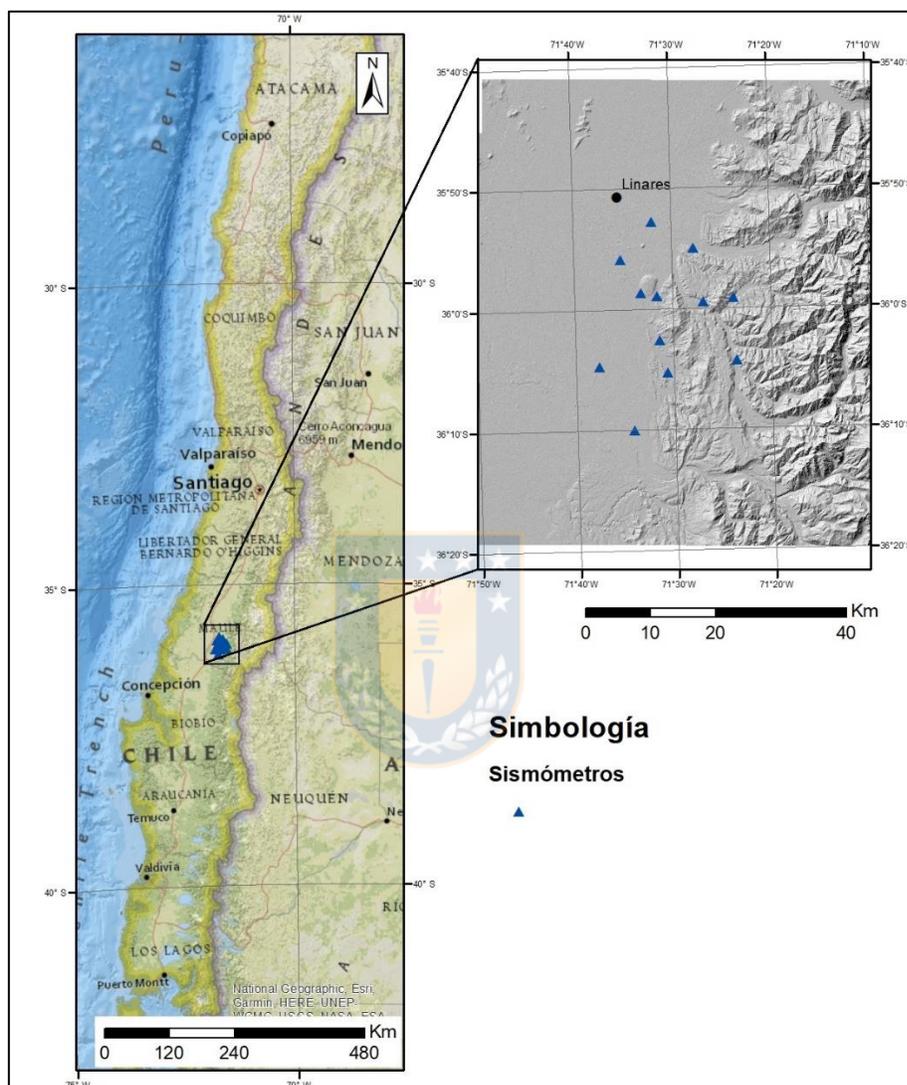


Figura 1.2: Mapa de ubicación del área de estudio. Triángulos azules representan los sismómetros instalados.

1.4. Financiamiento

Los costos asociados a las campañas de terreno fueron financiados por el Núcleo Milenio El Ciclo Sísmico a lo largo de Zonas de Subducción (CYCLO) y por el proyecto FONDECYT 11180509.

Los doce sismómetros, *data-cubes* y cableado asociado fueron facilitados por la Universidad de Ginebra (Suiza), gracias a una colaboración entre el Dr. Matteo Lupi de la Universidad de Ginebra y el Dr. Andrés Tassara de la Universidad de Concepción. La capacitación realizada en Ginebra para la instalación y utilización de los sismómetros, junto a los costos asociados a ella fue financiada en conjunto por CYCLO y la Universidad de Ginebra.

1.5. Agradecimientos

Agradezco CYCLO, el proyecto FONDECYT 11180509 y a la Universidad de Ginebra quienes financiaron y proveyeron los materiales para realizar este trabajo.

Agradezco también a Andrés Tassara, por aceptarme como alumno memorista, ofrecerme la oportunidad de trabajar en este proyecto, confiar en mí, su buena disposición y por motivarme a seguir investigando. A Matteo Lupi y Elliot Jiwani – Brown en Ginebra, por recibirme muy cordialmente, enseñarme a instalar los sismómetros y a usar SEISAN. A Joaquín Cortés Araneda por su ayuda con la planificación de la instalación de la red, cuando la pandemia de COVID-19 hizo parecer que esta no sería posible. A Don Pedro, por su buena voluntad y por disponer de su tiempo para ir en múltiples ocasiones a la universidad cuando esta estaba cerrada y así poder entregarme materiales para instalar las estaciones. A mi hermana, Karen Riedel, por acompañarme a terreno y ayudarme a instalar los sismómetros. También a todos los profesores y funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra que me enseñaron y/o ayudaron durante la carrera.

Finalmente, quiero agradecer a mis padres, por apoyarme siempre, fomentar mi amor por la geología desde pequeño, cuando recogía rocas a donde sea que viajáramos y permitirme estudiar esta hermosa carrera. A mis amigos, por su ayuda en el estudio, la buena onda en terreno y los momentos compartidos. Y a Josefina Rozas, por todo su apoyo y cariño, que me motivan a seguir adelante.

2. METODOLOGÍA

La metodología utilizada en este trabajo consistió en la instalación de una red de 12 sismómetros de corto periodo que operaron entre julio 2020 y enero 2021. Con los datos obtenidos se creó un catálogo sísmico, seleccionando manualmente las llegadas de ondas P y S a cada estación mediante el *software* SEISAN. Posteriormente, sismos seleccionados por la buena calidad de localización de su hipocentro se utilizaron para crear un modelo de velocidad local 1D con el programa VELEST, de acuerdo con lo propuesto por Kissling *et al.* (1994) y Kissling (1995). Finalmente, con este nuevo modelo, se relocalizaron los sismos locales.

2.1. Diseño, instalación y mantención de la red de sismómetros

2.1.1. Diseño de una red optima

Para determinar la ubicación óptima de los sismómetros se consideraron diversos antecedentes bibliográficos. Se recopilaron datos sísmicos de diversas agencias nacionales e internacionales (CSN, OVDAS, NEIC e IRIS) y datos paleosismológicos obtenidos por Sepúlveda (2019), único estudio publicado sobre la Falla Mesamávida al momento de diseñar la red. También se consideró la topografía, geología, cursos fluviales y vías de acceso al área de estudio, obtenidos a partir de imágenes satelitales, Google Earth y mapas de Gajardo (1981), Muñoz y Niemeyer (1984), Hauser (1995) y SERNAGEOMIN (2003). El resultado de este proceso fue una distribución ideal para los sismómetros dados los objetivos del estudio, elaborada por Matteo Lupi (matteo.lupi@unige.cd) (Figura 2.1.A).

Estación	Data-Cube	Latitud	Longitud	Altitud (ms.n.n.)
E1	ANH	-35,9863	-71,3964	374
E2	ANG	-35,9169	71,4633	262
E3	ANY	-36,0793	71,6273	210
E4	AP1	-35,9833	-71,5268	221
E5	ANJ	-35,9789	-71,5538	200
E6	ANZ	-35,9922	71,4482	323
E7	ANF	-36,0438	-71,5234	210
E8	AP2	-36,0734	-71,3925	403
E9	AP0	-35,8805	71,5331	203
E10	ANW	-35,9317	-71,5875	187
E11	ANX	-36,0887	-71,5114	212
E12	AP3	-36,1676	-71,5697	298

Tabla 2.1.: Datos de las estaciones sísmicas



Figura 2.2.: Sismómetro Lenartz 3Dlite Mk III (izquierda) y Data-Cube³ DiGOS (derecha) utilizados en las estaciones sísmicas.

Los digitalizadores fueron configurados con una frecuencia de muestreo de 100 muestras por segundo (mps), amplificación de señal 1 (la señal de entrada es igual a la señal de salida) y sin filtro de frecuencia.

2.1.3. Mantenimiento de las estaciones sísmicas y recuperación de datos

Tras la instalación, se hicieron nuevas salidas a terreno para revisar las estaciones, realizar mantenimiento y recuperar los datos. Se esperaba hacer una salida cada 2 meses aproximadamente, lo cual no fue posible debido a las condiciones sanitarias y a diversas cuarentenas en el país. El primer

terreno de mantención y recuperación de datos fue realizado entre el 3 y 6 de noviembre 2020. En esta salida se pudo constatar que 6 estaciones funcionaban de forma óptima y 6 no funcionaban. En las estaciones E1 y E6, cables fueron soltados o cortados por animales, los cuales fueron reparados en el momento. Las estaciones E5, E7, E11 y E12 se inundaron producto de intensas lluvias en el periodo de invierno y fue necesario testear que los instrumentos continuaran funcionando, por lo que estas fueron retiradas de terreno y no reparadas inmediatamente.

En Concepción, se testearon los instrumentos de las estaciones E5, E7, E11 y E12, determinando que era únicamente necesario reemplazar los reguladores de carga y cables eléctricos. Las estaciones fueron reinstaladas entre el 24 y 25 de noviembre 2020.

Se realizó una última salida a terreno entre el 27 y 29 de enero 2021, para retirar las estaciones y recuperar datos. En esta ocasión, 2 estaciones no funcionaban. La estación E4 había sido inundada debido al desvío de un canal de regadío, por parte de un vecino del recinto donde esta se encontraba instalada. En la estación E7, animales había suelto los cables.

2.2. Procesamiento de datos y construcción de un catálogo sísmico

Los digitalizadores utilizados guardan datos sísmicos en formato binario por lo que, para trabajar con ellos, fue necesario convertirlos a formato miniSEED (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*). Con este fin se utilizó la herramienta *gipptools* distribuida por GFZ Postdam y un código Python (Anexo 1) escrito por Elliot Jiwani-Brown (Elliot.Jiwani-Brown@unige.ch).

Los datos en formato miniSEED fueron procesados con el *software* SEISAN, el cual emplea el algoritmo HYPOCENTER, de Lienert *et al.*, (1986) para localizar sismos. Inicialmente se utilizó el modelo de velocidad global IASP91, el cual viene por default en el *software* (Ottemöller *et al.*, 2017).

2.2.1. Localización de sismos

Para localizar los hipocentros de sismos registrados, se trabajó con los 3 canales de las estaciones (HHE, HHN y HHZ), graficándolos en ventanas de tiempo de 60 minutos. En cada intervalo se visualizaron las ondas sin filtros y luego filtrando en frecuencias de 1 a 5 Hz, 5 a 10 Hz, 10 a 15 Hz y en algunos casos 15 a 25 Hz. Cuando se identificó un sismo, se hizo un acercamiento a su traza y se seleccionaron las llegadas de las ondas P y S a cada estación donde el sismo fuese registrado (Figura 2.3.). Además, estas fueron clasificadas como inminentes o emergentes. Se consideraron inminentes aquellas ondas cuya señal fue detectada de forma clara, fuerte y abrupta por una estación, mientras que aquellas que llegaron de forma gradual, fueron consideradas emergentes (Ottemöller *et al.*, 2017).

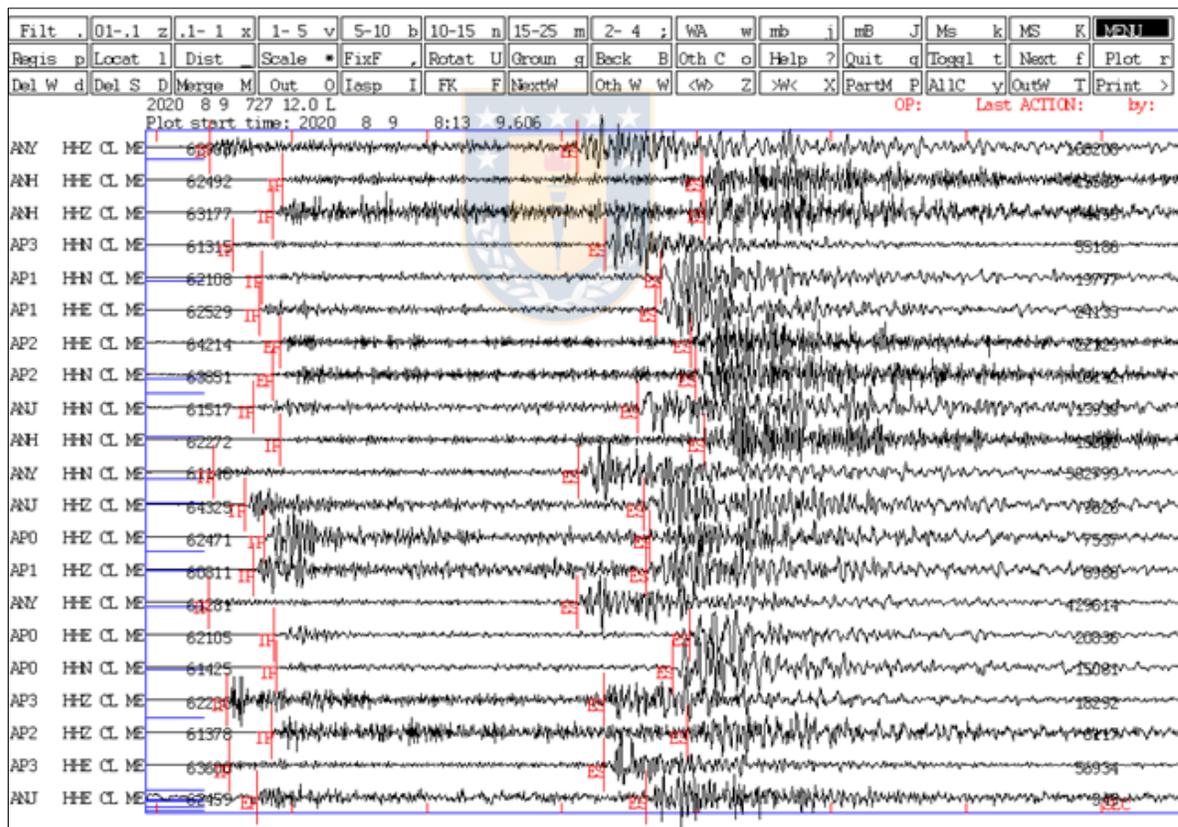


Figura 2.3.: Interfaz de SEISAN, donde se seleccionaron las llegadas de ondas P y S. Marcas rojas indican la selección de la llegada de una onda. “IP” son ondas P inminentes, “EP” ondas P emergentes y “ES” ondas S emergentes.

Existe una variedad de eventos sísmicos, con señales distintas (Wasserman, 2008) y los sismómetros además registran ruido producido por actividad de la fauna y antrópica el que dificulta la identificación de la señal sísmica y a veces puede ser confundido con ella. Por lo tanto, para definir una señal como un evento sísmico y registrar sus ondas P y S en el catálogo se procuró trabajar con señales registradas por al menos 3 estaciones diferentes. Además, para ser incluido en el catálogo, tras identificar las llegadas de sus ondas P y/o S un sismo debe ser localizable por el algoritmo HYPOCENTER.

Una vez determinado que un evento tuviese origen sísmico y seleccionadas todas las llegadas de ondas P y S posibles, se procedió a localizar el sismo, proceso realizado automáticamente por SEISAN. Habiendo el algoritmo localizado correctamente el evento, este es registrado en el catálogo y el programa arroja, su fecha, hora, coordenadas y profundidad de origen, entre otros parámetros.

2.2.2. Obtención de mecanismos focales

Habiendo localizado la totalidad de los sismos, se seleccionaron aquellos que ocurrieron dentro de la red ($GAP \leq 180^\circ$) y que tuvieran RMS (*root mean square*) menor a 1 s para un estudio más detallado, buscando obtener sus mecanismos focales.

Para el cálculo de mecanismos focales primero fue necesario determinar si la primera llegada de onda P a una estación era compresiva o extensiva. Por lo tanto, se graficaron las ondas de cada sismo sin filtrar frecuencias, ya que de lo contrario la primera llegada podría ser eliminada. Además, para evitar un resultado erróneo debido a una mala selección, se evitó trabajar con sismos en los que hubiese demasiado ruido de fondo que impidiese determinar claramente la primera onda P. Se seleccionaron únicamente las estaciones donde era notorio si la primera onda P producía un movimiento en el gráfico hacia abajo (extensiva) o hacia arriba (compresiva). Una vez determinado esto, se utilizó el comando “fpfit” de SEISAN para calcular los mecanismos focales (Ottemöller *et al.*, 2017).

Tras aplicar el método descrito, producto de la baja magnitud de los sismos registrados en el periodo de estudio, no se pudo obtener ningún mecanismo focal.

2.2.3. Cálculo de magnitudes

Para el cálculo de las magnitudes de los sismos, se crearon archivos de respuesta de las estaciones (*response files*), creando primero un archivo *dataless SEED*, el cual contienen información de todas las estaciones, mediante el *software* PDCC. Posteriormente, las *response files* fueron extraídas del *dataless SEED*, con el formato necesario para SEISAN, mediante el programa RDSEED.

Los archivos creados fueron ingresados a SEISAN de acuerdo con la estructura requerida por el programa. Luego, se graficaron los sismos seleccionados y se utilizó el comando “wa” para visualizar la señal sísmica simulando un sismómetro Wood-Anderson (Figura 2.4.). En esta gráfica se identificó el cambio en amplitud máximo de las ondas S en cada estación donde fuese registrado el sismo. Para ello, fue necesario primero seleccionar la amplitud máxima alcanzada y luego la amplitud mínima que le sigue. De este modo, se obtuvieron magnitudes locales en cada estación, siendo la magnitud final del sismo un promedio de ellas (Ottemöller *et al.*, 2017).

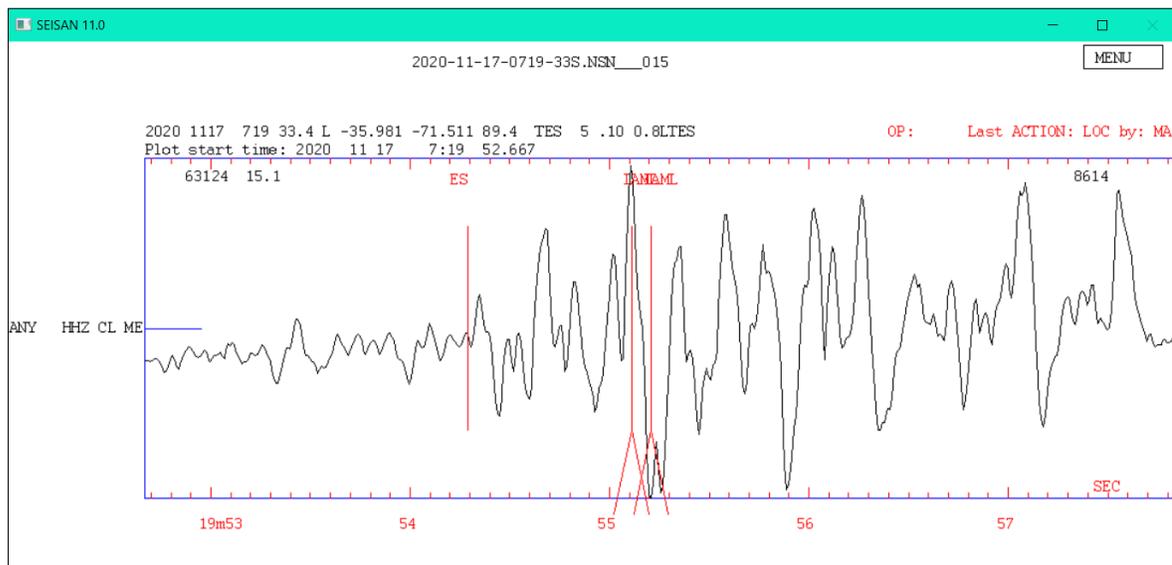


Figura 2.4: Cálculo de magnitud mediante la simulación de un sismómetro Wood-Anderson en SEISAN. La marca roja “ES” indica la llegada emergente de una onda S, mientras que las marcas rojas “IAML” indican la selección de una amplitud de onda máxima o mínima, para el cálculo de magnitud.

2.3. Cálculo de un modelo mínimo de velocidad 1D local

Con los sismos de alta calidad previamente obtenidos, se utilizó VELEST para calcular un modelo mínimo de velocidad local. El concepto de “mínimo” implica que el modelo de velocidad resulta en la localización de sismos con el menor RMS promedio posible para el área de estudio (Kissling, 1988). VELEST utiliza los tiempos de viaje de las ondas y un modelo de velocidad inicial, el que debe ser representativo de la geometría de las capas de la litósfera, para calcular las velocidades de ondas de un modelo mínimo de velocidad 1D local. Resuelve el problema acoplado de hipocentro – modelo de velocidad separándolo en dos partes. Primero el problema directo es resuelto trazando los rayos desde el origen (hipocentro) hasta el receptor (estaciones sísmicas), calculando los rayos directos, refractados y reflejados a través del modelo de velocidad. Luego, el problema inverso es resuelto por una inversión de la matriz de mínimos cuadrados amortiguada (*damped least squares matrix*):



$$AtA=L$$

(A = matriz de Jacobi, At = matriz de Jacobi transpuesta y L = matriz de amortiguación)

Ya que el problema inverso no es lineal, es resuelto de forma iterativa, donde cada iteración incluye resolver el problema directo e inverso (Kissling, 1995). Por la complejidad del proceso, el modelo de velocidad final no es obtenido a través de una única ejecución de VELEST, si no que ejecutando el *software* múltiples veces, cada una con 5 a 9 iteraciones. En cada ocasión se selecciona el modelo con menor residual de RMS y se utiliza para la siguiente ejecución. La figura 2.5 grafica los pasos de VELEST para generar una iteración y resultado final. El proceso se repite hasta que el RMS del modelo resultante no logra reducirse más (Kissling *et al.*, 1994 y Kissling, 1995).

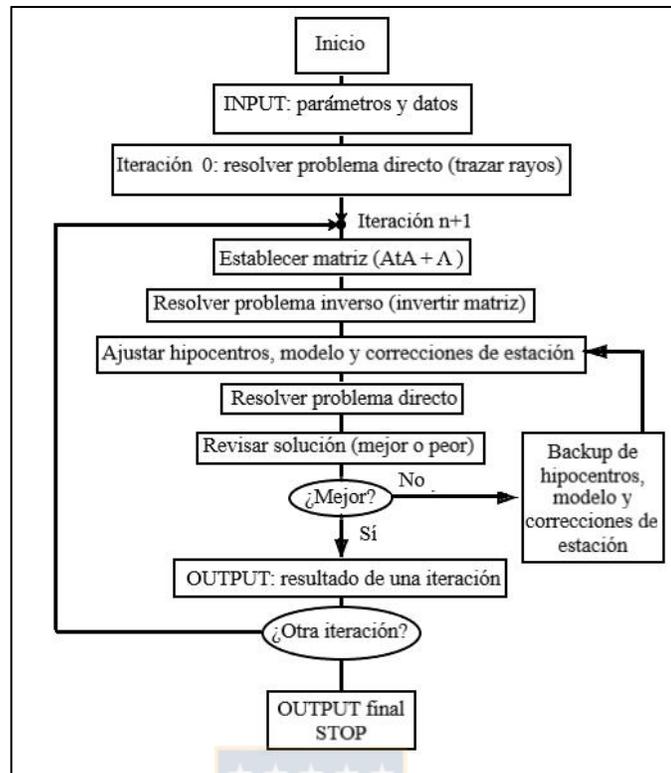


Figura 2.5.: Etapas de una ejecución de VELEST. Imagen modificada de Kissling (1995).

Los archivos de configuración de VELEST, necesarios para ejecutar el programa, fueron creados automáticamente mediante el comando “velmenu” en SEISAN y posteriormente ajustados manualmente. Los productos finales entregados por VELEST son un modelo de velocidad 1D, correcciones de estaciones, tiempos de origen y coordenadas de hipocentros.

2.3.1. Selección de datos

Los sismos utilizados para proveer los tiempos de viajes de ondas para el cálculo del modelo de velocidad 1D deben ser de buena calidad ya que influyen directamente el resultado final. Para su selección se consideraron los trabajos de Muñoz (2018), Sielfeld *et al.* (2019), Bondár *et al.* (2003) y Bai *et al.* (2016) determinando los siguientes criterios:

1. Ser registrados por al menos 4 estaciones
2. Tener registro de ondas P y S

3. Tener $RMS \leq 0.5$
4. Tener $GAP \leq 180^\circ$

Sólo sismos que cumplieren estos 4 criterios fueron utilizados para calcular el modelo de velocidad 1D local.

2.3.2. Elaboración de un modelo de velocidad inicial

VELEST requiere un modelo de velocidad inicial en base al cual se calculará el modelo final. Este modelo inicial determina la geometría que tendrá el resultante, ya que el software calcula únicamente la velocidad de viaje de las ondas, pero no la cantidad de capas ni el espesor de estas. Por lo tanto, el modelo inicial debe representar de la mejor manera posible la geometría de la litósfera y tener velocidades dentro de un rango esperable y lógicamente posible (Kissling, 1995).

Para la elaboración de un modelo de velocidad inicial se aplicó la metodología descrita por Kissling *et al.* (1994) y Kissling. (1995). Se utilizaron 3 modelos de velocidad obtenidos de bibliografía y 3 modelos arbitrarios, uno con velocidades P y S bajas gradualmente incrementadas con la profundidad, otro con velocidades P y S altas, gradualmente incrementadas con la profundidad y otro con velocidades P y S constantes. El objetivo de estos modelos arbitrarios es testear la estructura cortical y la dependencia de la velocidad de ondas con la profundidad. Los distintos modelos de velocidad iniciales utilizados se grafican en la figura 2.6.

Los modelos arbitrarios se elaboraron con la misma geometría, pero velocidades diferentes. Se utilizaron 27 capas, las que tuvieron espesores de 2 km entre la superficie y 30 km de profundidad, espesores de 5 km entre 30 y 60 km de profundidad y espesores de 10 km entre 60 y 100 km de profundidad. Para el modelo de velocidades bajas, se inició con velocidad de ondas P de 4 km/s en superficie y 2 km/s para las ondas S. Se aumentó la velocidad de forma constante en profundidad en 0,1 km/s cada 2 km, hasta llegar a 7 km/s para las ondas P y 5 km/s para las ondas S, tras lo cual las velocidades se mantuvieron constantes. El mismo método se aplicó para elaborar el modelo de alta velocidad, pero iniciando con velocidades de ondas P de 7 km/s y ondas S de 5 km/s. Para el

modelo de velocidades constantes, se usaron 7 km/s para las ondas P y 4 km/s para las ondas S en todas las capas.

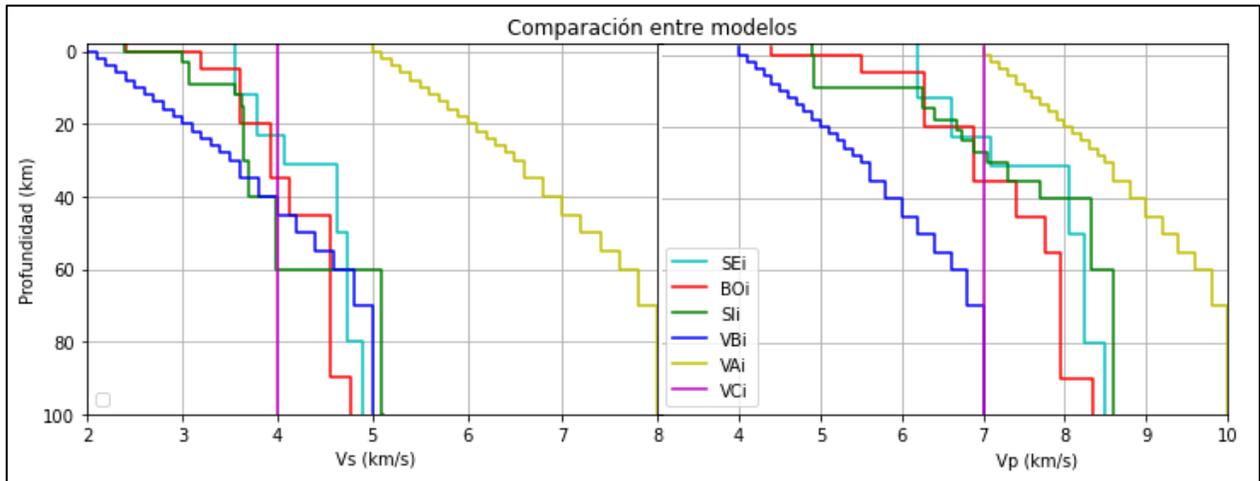


Figura 2.6.: Velocidades de ondas P y S de los modelos de velocidad iniciales utilizados. **SEi:** modelo predeterminado de SEISAN. **BOi:** modelo de Bohm *et al.*, 2002. **SIi:** modelo de Sielfeld *et al.*, 2019. **VAi, VBi y VCI:** modelos arbitrarios de velocidad alta, baja y constante respectivamente.

A continuación, se realizaron múltiples ejecuciones de VELEST, cada una con 9 iteraciones, utilizando los distintos modelos de velocidad y además testeando diferentes valores de amortiguamiento. Estos últimos determinan cuanto variación en las velocidades de onda se le permite al programa, a partir del modelo inicial. Su ajuste permite balancear el error del modelo y evitar crear soluciones extremas o irreales. Valores de amortiguamiento cercanos a 1 generan resultados similares al modelo inicial, mientras que valores cercanos a 0 generan resultados muy distintos al modelo inicial (Kissling, 1995). Siguiendo la metodología planteada por Kissling, (1995) se utilizaron, inicialmente, valores de amortiguamiento de 0,01 para parámetros de hipocentros y retrasos de estaciones y 1,0 para velocidades, ajustándolos posteriormente por prueba y error hasta conseguir el mejor ajuste. Tras cada ejecución del software, se seleccionó la iteración que produjo el modelo de velocidad con menor error, medido en residual de RMS y se repitió el proceso.

2.3.3. Selección del modelo mínimo de velocidad 1D local

Una vez testeados los diversos modelos de velocidad iniciales, se obtuvo un modelo final a partir de cada modelo inicial, los que representan una etapa intermedia hacia obtener el modelo mínimo de velocidad 1D local. Con ellos y a partir de las tendencias observadas en cada iteración, se determinó una geometría y rango de velocidades esperables para el modelo mínimo velocidad 1D local. Así, la geometría y rango de velocidades del modelo de velocidad 1D local es el resultado de la convergencia de los datos hacia un rango determinado a partir de iteraciones modelos diferentes. Las velocidades de cada capa en dicho modelo deben ser constreñidas de esta manera con el objetivo de evitar velocidades que son matemáticamente posibles, pero geológicamente irreales (Kissling *et al.*, 1994). Con la geometría y rangos de velocidad determinados, se ejecutaron múltiples iteraciones de VELEST nuevamente, ajustando en cada iteración las velocidades de las capas en el modelo, buscando reducir el RMS total de todos los eventos. El proceso se repitió hasta que se logró un modelo con RMS mínimo, tras lo cual, no se logró reducir más el error.

2.4. Relocalización de sismos locales

Finalmente, el modelo de velocidad default de SEISAN fue reemplazado por el modelo obtenido en este trabajo. Luego, los sismos locales fueron relocalizados. Esto se hizo utilizando la herramienta de SEISAN *SeisanExplorer*, la que permite visualizar el catálogo creado anteriormente y los sismos contenidos en él. Aplicar un filtro a los datos permitió trabajar únicamente con los sismos locales. Entonces, se seleccionó cada uno de forma individual y se le indicó al programa que lo relocalice, obteniendo un nuevo hipocentro acorde a la selección de llegada de ondas P y S realizada anteriormente y al nuevo modelo de velocidad. *SeisanExplorer* utiliza el algoritmo HYPOCENTER para realizar esta relocalización.

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Geología regional y morfoestructuras

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente donde ha ocurrido subducción continuamente, al menos desde el Jurásico Inferior (Jordan *et al.*, 1983). Esto ha dado lugar a la formación de franjas subparalelas, de orientación general N-S con rasgos tectónicos, estructurales y morfológicos característicos, las que se denominan morfoestructuras (Jordan *et al.*, 1983 y Kley *et al.*, 1999).

De acuerdo con Hauser (1995), a los 36° S se distinguen tres morfoestructuras principales. De oeste a este estas son la Cordillera de la Costa, Valle Central y Cordillera de los Andes. En una división más detallada, Rojas Vera *et al.* (2014) mencionan las cuencas de antearco de Arauco e Itata, la Cordillera de la Costa, el Valle Central y la Cordillera Principal, compuesta en el área de estudio por las fajas corridas y plegadas Guañacos, Agrio y Chos Malal (figura 3.1). Por otro lado, Farías *et al.*, (2010) divide a la Cordillera Principal a esta latitud en 3 dominios estructurales: occidental, central y oriental.

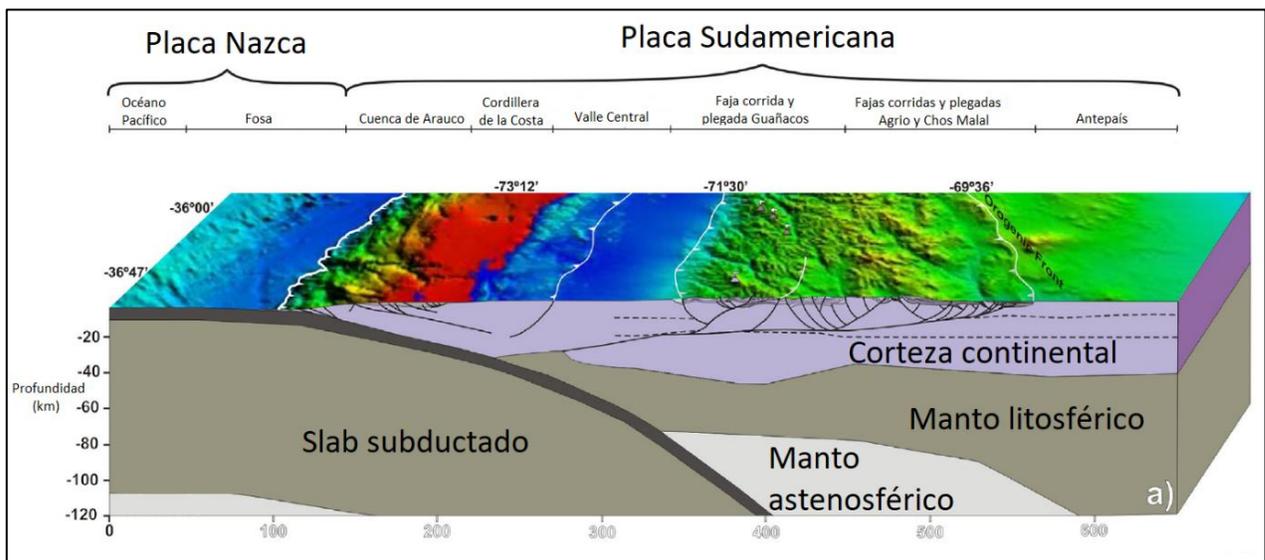


Figura 3.1.: Morfoestructuras a los 36°S. Imagen modificada de Rojas Vera *et al.*, 2014.

3.1.1. Cuencas de Antearco

Hacia el oeste de la costa chilena, entre el Cretácico y el Cuaternario, se desarrollaron cuencas extensionales acumulando hasta 4000 m de sedimentos sobre el antearco (Radic *et al.*, 2005 y Becerra *et al.*, 2013). Dentro de ellas se encuentran la Cuenca del Itata, o Cuenca de Arauco-Itata (Radic *et al.*, 2005).

La Cuenca de Arauco-Itata se ubica entre los 36° y 38°20' S. Dicha cuenca posee un relleno sedimentario principalmente marino de 3500 m, dividido en cuatro unidades estratigráficas principales (Radic *et al.*, 2005). La más antigua, de edad maastrichtiana, corresponde a la Formación Quiriquina. Esta representa un periodo de extensión tectónica. Posteriormente, por subsidencia regional entre el Paleoceno y el Eoceno, se deposita el Grupo Lebu y luego, en el Mioceno, la Formación Ránquil. La última unidad, la Formación Tubul, sedimenta en el Plioceno, por subsidencia regional (Radic *et al.*, 2005, Becerra *et al.*, 2013).



3.1.2. Cordillera de la Costa

Limitando las cuencas de antearco por el este, se encuentra la Cordillera de la Costa. Esta morfoestructura expone rocas del Basamento Metamórfico intruidas en su límite este por cuerpos plutónicos del Batolito Costero (Hervé, 2007).

El Basamento Metamórfico comprende rocas formadas en complejos de subducción acrecionados durante el Paleozoico superior al margen occidental de Gondwana (Hervé, 1988). Dadas sus características genéticas, es clasificado como un cinturón metamórfico pareado, dividiéndose en las series Oriental y Occidental (Aguirre *et al.*, 1972).

La Serie Oriental es formada por rocas metasedimentarias afectadas por metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado, al que se sobreimpone metamorfismo de contacto tipo buchán (Vásquez, 2001) causado por la intrusión del Batolito Costero entre los 320 y 300 Ma (Deckart *et al.*, 2014). Esto produce una zonación del metamorfismo, pudiendo identificarse distintas zonas minerales. Si

bien estas pueden variar localmente, las más aceptadas son las de biotita, andalucita y sillimanita definidas por Hervé (1977).

De igual forma, la Serie Occidental comprende rocas metasedimentarias. Sin embargo, estas son afectadas por metamorfismo regional de alta presión y baja temperatura. En ellas predomina la facies de esquistos verdes, aunque localmente se encuentra la facies de esquistos azules (Willner *et al.*, 2004). Además, contiene algunas metaexhalitas, serpentinitas y metabasitas provenientes de la corteza oceánica (Creixell, 2001 y Hervé *et al.*, 2007).

El Batolito Costero es un cuerpo ígneo de edad paleozoica (Deckart *et al.*, 2014) que intruye a la Serie Oriental en su límite este. Su litología es dominada por granodioritas y tonalitas, con granitos, dioritas y pegmatitas en menor cantidad (Hervé, 1977 y Creixell, 2001). Además, posee zonación lateral, donde la parte central del intrusivo es formada por tonalitas y granodioritas mientras que hacia los bordes se encuentran litologías más diferenciadas, como granitos de biotita y muscovita o cuerpos pegmatíticos (Creixell, 2001).



3.1.3. Valle Central

Entre ambas cordilleras se encuentra el Valle Central, una depresión topográfica plana, que en la zona de Linares alcanza una extensión E-W de 50 km y una altura de 200 a 300 ms.n.m. Éste ha actuado como una cuenca sedimentaria tipo graben desde el Cuaternario inferior, acumulando sedimentos fluviales, glaciares y aluviales provenientes de la Cordillera de los Andes (Hausser, 1995).

Hacia el norte de Chile, el Valle Central limita claramente con la Cordillera de los Andes por fallamientos regionales como el Cabalgamiento Andino Occidental, responsable del alzamiento del Altiplano (Muñoz y Charrier, 1996). En la zona central, este límite es cubierto por la abundante capa sedimentaria del Valle Central, por lo que la relación estructural se hace menos evidente. Es notoria sólo en contados sitios, donde un frente montañoso recto (Sepúlveda, 2019) o la alineación de centros termales (Hausser, 1995) sugieren un control tectónico.

3.1.4. Cordillera Principal

La Cordillera Principal se caracteriza por la presencia de secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas y cenozoicas. A la latitud del área de estudio, ha acumulado la mayor parte del acortamiento cortical en la región, desde los ~16 Ma. Alrededor de los 8,5 Ma la reactivación de fallas normales como fallas inversas produjo la inversión y alzamiento de cuencas sedimentarias (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003 y Fock *et al.*, 2006), particularmente las cuencas Cura-Mallín y Abanico en el área de estudio (Muñoz y Niemeyer, 1984).

De acuerdo con Rojas Vera *et al.* (2014), a la latitud del área de estudio la Cordillera Principal en su vertiente oriental es representada por la faja corrida y plegada Guañacos (figura 3.1). Esta es una morfoestructura de piel gruesa, formada durante el Mioceno tardío (Rojas Vera *et al.*, 2014). Es un sistema de cabalgamientos vergente al este que expone capas de edad oligocena a miocena (Jordan *et al.*, 2001; Rojas Vera *et al.*, 2014; Folguera *et al.*, 2006). Estas últimas son sobreyacidas por rocas formadas en el volcanismo posterior.

3.2. Geología local

Información sobre la geología local fue recopilada considerando los principales trabajos de mapeo realizados en la zona. Se utilizaron cartas geológicas elaboradas por el SERNAGEOMIN con escalas 1:1.000.000, 1:250.000 y 1:100.000 además de diversos artículos científicos y memorias de título. Al comparar los mapas realizados por los distintos autores, resulta evidente que no existe un consenso claro sobre qué unidades litológicas se encuentran en el área de estudio. Por lo anterior, no es posible establecer en detalle y con certeza las formaciones presentes a partir de un estudio bibliográfico únicamente, debiendo agrupar las unidades de acuerdo con ciertos rasgos comunes como se hace en el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (Sernageomin, 2003). Considerando lo anterior, se elaboró un mapa de la geología simplificada del área de estudio (figura 3.2)

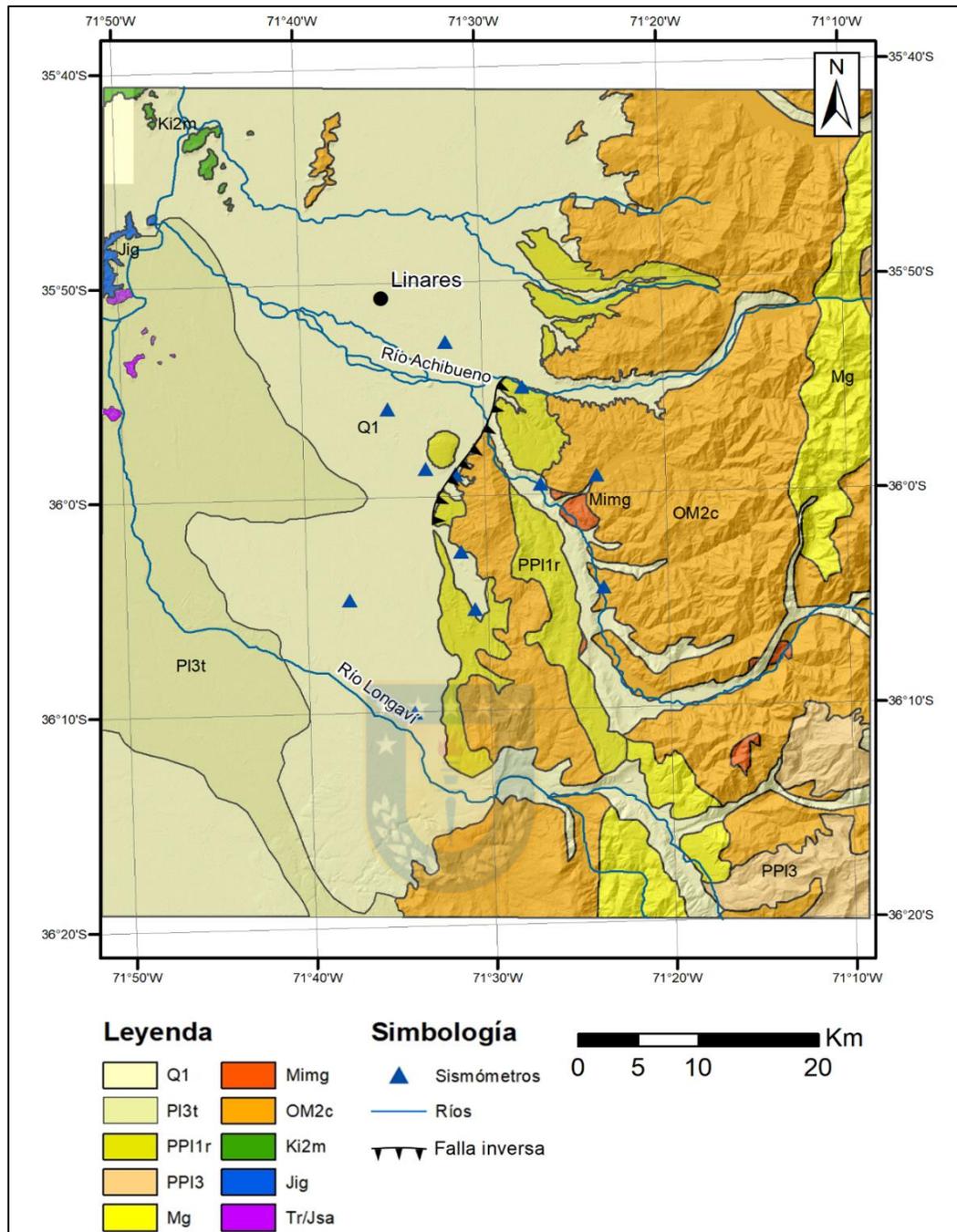


Figura 3.2: Mapa geológico simplificado del área de estudio, elaborado a partir de Gajardo, 1981; Muñoz y Niemeyer 1984; Hauser, 1995 y SERNAGEOMIN, 2003. **Q1:** Sedimentos Cuaternarios no consolidados, fluviales, aluviales, coluviales y de remoción en masa con intercalación de depósitos volcanoclásticos. **PP11r:** Depósitos de remoción en masa. **PP13:** Secuencias y centros volcánicos erosionados. En el área de estudio corresponde a la Fm. Cola de Zorro. **Mg:** Granodioritas, dioritas y tonalitas de 18 a 6 Ma. En el área de estudio corresponde a los batolitos Santa Gertrudis-Bullileo y El Melado. **Mimg:** Intrusivos de 22-16 Ma. En el área de estudio corresponde a un pórfido andesítico. **OM2c:** Secuencias volcanosedimentarias. En el área de estudio corresponde a las formaciones Cura-Mallín, Coya-Machalí y Abanico. **Ki2m:** Secuencias volcánicas y sedimentarias marinas. En el área de estudio corresponde a la Fm. Lo Prado. **Jig:** Intrusivos graníticos del Jurásico Inferior. **Tr/Jsa:** Stocks aplíticos del Triásico al Jurásico.

3.2.1. Rocas Ígneas

3.2.1.1. Stocks aplíticos del Triásico al Jurásico (Tr/Jsa)

Unidad de composición granítica descrita por Hauser (1995) que aflora en cerros aislados de entre 80 y 150 m sobre el terreno circundante al sur del Río Maule y al oeste de Linares.

Por correlación litológica se les asigna una edad triásica a jurásica (Hausser, 1995).

3.2.1.2. Intrusivos Graníticos del Jurásico Inferior (Jig)

Unidad descrita por Hauser (1995) que consiste en intrusivos aislados de composición variable entre granodiorita y diorita los que intruyen a la Formación Lo Valle o Formación Lo Prado.

Por correlación con el Granito Montecillos, se les asigna una edad jurásica inferior (Hauser, 1995).



3.2.1.3. Pórfido Andesítico (Mimg)

Unidad descrita por Muñoz y Niemeyer (1984). Consiste en pequeños cuerpos de carácter subvolcánico y conductos alimentadores de centros volcánicos. Litológicamente, son andesitas de textura porfídica fuertemente alteradas. En el valle del río Achibueno aflora intruyendo a la Formación Cura – Mallín.

Por relaciones estratigráficas se les asigna una edad miocena superior a pliocena inferior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

3.2.1.4. Batolitos Santa Gertrudis – Bullileo y el Melado (Mg)

Unidad intrusiva que abarca complejos plutónicos de orientación norte – sur que intruyen a la Formación Cura – Mallín y son sobreyacidos en contacto erosivo por la Formación Cola de Zorro. Su litología abarca tonalitas, monzogranitos, granodioritas, monzonitas cuarcíferas, monzodioritas

cuarcíferas, dioritas cuarcíferas y filones graníticos tardimagmáticos que cortan a las rocas anteriores (González y Vergara, 1962 y Muñoz y Niemeyer, 1984). Su geoquímica indica afinidad calcoalcalina (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Dataciones de K-Ar evidencian múltiples eventos intrusivos durante el Mioceno (Muñoz y Niemeyer, 1984).

3.2.2. Rocas Estratificadas

3.2.2.1. Formación Lo Prado (Ki2m) (Cretácico Inferior)

Unidad mapeada como Formación Lo Prado por SERNAGEOMIN (2003) y como Formación Lo Valle por Hauser (1995). Si bien las edades indicadas para ambas formaciones difieren, la litología y distribución espacial descritas por los autores es prácticamente idéntica.

Corresponde a una secuencia de rocas volcanoclásticas que aflora como parte de la Cordillera de la Costa a la latitud de Santiago y tiene continuidad geográfica hasta Talca (Hauser, 1995). En el área de estudio aflora de forma muy localizada en cerros hacia el noroeste de Linares.

Presenta variaciones de facies de norte a sur, abarcando lavas andesíticas, riolíticas, ignimbritas y brechas, con intercalaciones de tufitas y areniscas (Hauser, 1995).

3.2.2.2. Formación Cura – Mallín (OM2c) (Eoceno – Mioceno Inferior)

Formación definida por González y Vergara (1962) como una sucesión continental de rocas sedimentarias clásticas con intercalaciones de volcanitas. Aflora en los principales cordones montañoso que limitan los valles de la cordillera y precordillera de Linares (Muñoz y Niemeyer, 1984).

En el área de estudio es formada por una secuencia de rocas piroclásticas, sedimentarias clásticas y en menor medida, coladas de lava. De acuerdo con Muñoz y Niemeyer (1984), los estratos

superiores de esta formación son equivalentes a la Formación Abanico, cuya litología es similar. Esta última es, a su vez, equivalente a la Formación Coya – Machalí (Drake *et al.*, 1982 en Astaburuaga, 2014 y Charrier *et al.*, 1996).

De acuerdo con relaciones estratigráficas, correlaciones litológicas y contenido fósil, se le asigna una edad eocena a miocena inferior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

3.2.2.3. Formación Cola de Zorro (PPI3) (Plioceno Superior – Pleistoceno)

Unidad definida por González y Vergara (1962) en el Cajón Cola de Zorro, Región del Maule. Corresponde a una secuencia de lavas basálticas a andesíticas de gran extensión, dispuestas en estratos horizontales, formando mesetas (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Su litología abarca principalmente basaltos, andesitas basálticas y andesitas, con areniscas, conglomerados, brechas y tobas en menor medida. Además, en algunas localidades se encuentra una ignimbrita en su extremo superior. Incluye también remanentes erosionados de antiguos estratovolcanes (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Mediante correlaciones litoestratigráficas y dataciones radiométricas de K-Ar se le asigna una edad plio – pleistocena (Muñoz y Niemeyer, 1984)

3.2.2.4. Depósitos de remoción en masa (PPI1r)

Unidad asignada a la Formación Loma Seca por Gajardo (1981) y Muñoz y Niemeyer (1984), a la unidad Rodados Multicolores por Hauser (1995) y a depósitos de remoción en masa por SERNAGEOMIN (2003). A pesar de los diferentes nombres, la litología y génesis de los depósitos descritos por los distintos autores es, en general, la misma y coinciden espacialmente.

En el área de estudio corresponde a bancos de rodados formando lomajes alargados este – oeste. Su composición es principalmente andesítica (Hauser, 1995), aunque incluye también andesitas

basálticas y basaltos. La mayoría de ellos proviene de la Formación Cola de Zorro (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Su formación se atribuye a flujos fluviales a aluviales iniciados en la zona andina y movilizados hasta la precordillera por los causes antiguos de los ríos Ancoa y Putagán. Estos procesos habrían ocurrido durante el Plio – Pleistoceno (Hauser, 1995).

3.2.2.5. Depósitos Cuaternarios (Q1)

Depósitos no consolidados de origen fluvial, fluvio – glacial, glacial, lacustre, coluvial y aluvial, ubicados en quebradas, causes actuales de ríos y cubriendo la mayor parte del Valle Central (Muñoz y Niemeyer, 1984 y Hauser, 1995). En este último, tienden a formar diversos abanicos al disminuir la velocidad del flujo (Hauser, 1995).

3.3. Marco tectónico-estructural

La Falla Mesamávida es definida por un escarpe de 8 km de largo con una separación vertical de 3 a 7 m en la localidad homónima (Sepúlveda, 2019). Si bien se trata de una falla de pequeña escala, ha sido interpretada como la prolongación hacia el sur de estructuras mayores como lo son el Cabalgamiento Andino Occidental y la Falla San Ramón.

3.3.1. Cabalgamiento Andino Occidental (WATF)

El WATF es una estructura regional expuesta claramente al norte de los 20° S en la vertiente oeste del Altiplano (Muñoz y Charrier, 1996) y a la latitud de Santiago, donde es representado por la Falla San Ramón (Armijo *et al.*, 2010). Se caracteriza por fallas inversas de alto ángulo, manteantes al este y vergentes al oeste y por un estilo estructural de piel gruesa (Muñoz y Charrier, 1996).

Este cabalgamiento es responsable del alzamiento del Altiplano y de la vertiente oeste de los Andes, con actividad desde el Oligoceno, un mayor desarrollo entre los 15 y 4,8 Ma y manteniéndose en

la actualidad (Muñoz y Charrier, 1996 y Armijo *et al.*, 2010). Además, la deformación ha sido diacrónica, iniciando en el norte y propagándose hacia el sur.

Existen diversos modelos sobre la estructura en profundidad del WATF. Armijo *et al.*, 2010, interpretan un sistema vergente al oeste en superficie, enraizado en uno igualmente vergente al oeste en profundidad. Esto da lugar a lo que el autor describe como los inicios de una subducción continental (Figura 3.3), modelo avalado por Riesner *et al.* (2018) y Riesner *et al.* (2019) mediante la elaboración de perfiles balanceados de la litósfera. Por otro lado, Ramos *et al.* (2004) y Giambiagi *et al.* (2012 y 2014), entre otros, postulan un modelo de “*ramp and flat*” en profundidad, vergente hacia el este (Figura 3.4). Hacia el sur, entre los 36° y 39° S, Rojas Vera *et al.* (2014) también interpretan un sistema vergente hacia el este para la estructura cortical de los Andes.

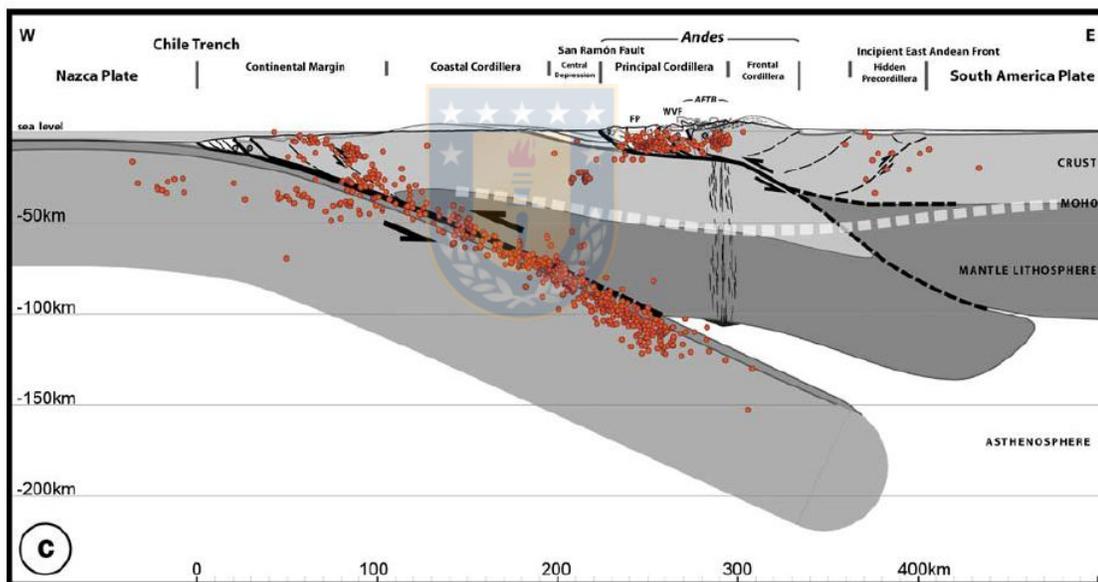


Figura 3.3: Modelo a los 33,5°S del WATF enraizado en estructura vergente hacia el oeste. Tomado de Armijo *et al.*, 2010.

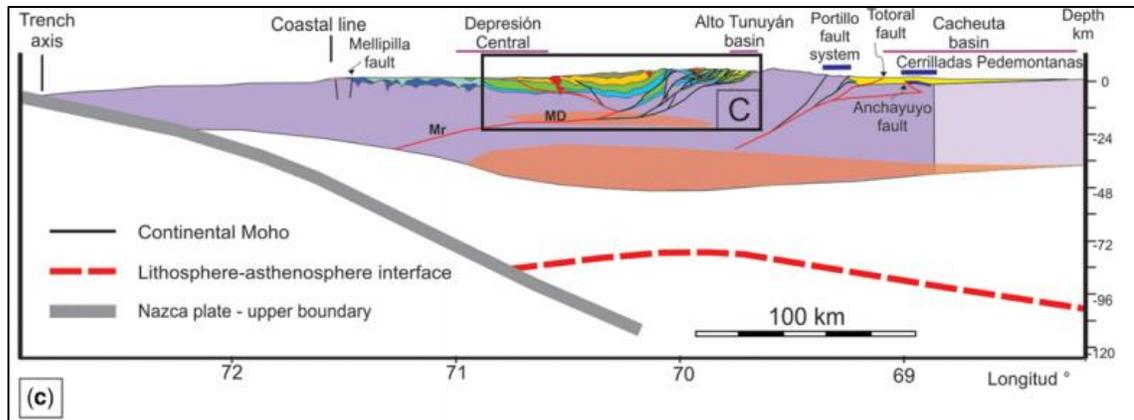


Figura 3.4: Perfil balanceado de la estructura de los Andes a los 33,5°S, mostrando una estructura en profundidad de “*ramp and flat*” vergente hacia el este. Tomado de Giambiagi *et al.* (2014).

Si bien actualmente existe una extensa red sismológica monitoreando la actividad sísmica en Chile, su resolución no es suficiente para discernir claramente entre ambos modelos (Armijo *et al.*, 2010). Sin embargo, la integración de datos de la red permanente del CSN junto con redes temporales instaladas ha permitido mejorar la cantidad y resolución de sismos corticales localizados y los datos en general parecen indicar una estructura de *ramp and flat* vergente al este (Farías *et al.* 2010), de acuerdo a la figura 3.4.

3.3.2. Falla San Ramón

La Falla San Ramón, que alza al cerro homónimo sobre Santiago, es una estructura inversa sinistral, vergente hacia el oeste y asociada al WATF. En ella, la deformación se ha propagado hacia el oeste, desde hace 25 Ma hasta la actualidad, formando una serie de pliegues anticlinales y sinclinales que afectan principalmente a la Formación Abanico. Su traza se distingue en superficie por un escarpe semicontinuo de 35 a 40 km, desde el río Mapocho hasta el sur del río Maipo (Armijo *et al.*, 2010). Sin embargo, el alzamiento de la faja corrida y plegada se extiende hacia el norte y sur de esta zona, sugiriendo que la falla es, en gran parte de su extensión, ciega (Vargas *et al.*, 2014) observación que concuerda hipocentros obtenidos por Ammirati *et al.* (2019). En ella, Armijo *et al.* (2010) calculan una tasa de deslizamiento promedio de 0,4 mm/año. Vargas *et al.* (2014) concluyen la ocurrencia de al menos dos sismos $M_w < 7$ en los últimos 20-17 ka. Además, indican que no hay registro de paleoterremotos en la falla en los últimos 8 ka, implicando que esta podría tener una acumulación de esfuerzo considerable y estar preparada para una próxima ruptura.

Ammirati *et al.* (2019) estudian la sismicidad cortical en la FSR, registrando 917 sismos en su área de estudio, con $M_l < 2.7$ en un periodo de 26 meses. Los eventos asociados a la Falla San Ramón se concentran entre 10 y 20 km de profundidad y evidencian un plano de falla mantenteante al este en $\sim 34^\circ$. Mecanismos focales obtenidos muestran una dirección de esfuerzo principal NE – SW

3.3.3. Falla Mesamávida

Como una prolongación hacia el sur del Cabalgamiento Andino Occidental, en la precordillera de Linares se encuentra la Falla Mesamávida. Esta estructura fue recientemente descubierta gracias a un escarpe ~ 8 km de largo y 3 a 7 m de separación vertical, en una zona donde además el frente montañoso es particularmente recto, sugiriendo un control estructural (Sepúlveda, 2019).

Sepúlveda (2019) concluye que la falla es de carácter inverso y vergente al oeste, al igual que la Falla San Ramón y el WATF y que sería capaz de generar sismos con magnitudes $M_w 6,12 - 7,35$ con recurrencia en escala de miles a decenas de miles de años. Vega (2021) llega a conclusiones similares. Además, indica que dado el desplazamiento vertical medido en la falla y la magnitud de los sismos que pudieron generar dicho desplazamiento, el largo de ruptura asociada debió ser de ~ 14 a 18 km. Esto es considerablemente mayor al escarpe atribuido a la Falla Mesamávida actualmente, por lo que este debe estar parcialmente obliterado por la erosión de cursos fluviales (Vega, 2021).

3.4. Marco sismo-tectónico

3.4.1. Mecanismos sísmicos en el margen chileno

El margen chileno es uno de los más activos del mundo, siendo responsable de algunos de los mayores terremotos en la historia (Madariaga, 1998 y Scholz, 2002 en Leyton *et al.*, 2010). La mayoría de los sismos que se producen en el son de subducción o interplaca, ya que ocurren en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana. Sin embargo, también existen otros mecanismos por los cuales pueden nuclearse sismos de diversas magnitudes (Madariaga, 1998).

3.4.1.1. Sismos interplaca

Corresponden a sismos generados entre 0 y 50 km de profundidad (Comte y Suárez, 1994 y Araujo y Suárez, 1994 en Madariaga, 1998) en la interfaz entre la placa de Nazca y Sudamericana, por la subducción de la primera. Poseen mecanismos de falla inversos, con un plano de falla de bajo ángulo y se producen por la ruptura de la zona de acople entre ambas placas. Representan la mayor parte de la sismicidad de Chile (Madariaga, 1998).

3.4.1.2. Sismos por flexión de la placa de Nazca o de “outer rise”

Corresponden a sismos someros, al exterior de la fosa, producidos en la placa de Nazca por la flexión de esta antes de subductarse, a distancias mayores a 150 km de la costa (Madariaga, 1998 y Leyton *et al.*, 2010). Estos pueden ser de carácter compresivo o extensivo, respondiendo a ciclos de carga y descarga en la zona de acople entre las placas (Astriz y Kanamori, 1986 en Madariaga, 1998).

3.4.1.3. Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Corresponden a sismos producidos a 50 – 200 km de profundidad, en la placa de Nazca, tras su subducción (Leyton *et al.*, 2010). Uno de los mayores eventos de este tipo registrados en Chile es el sismo de Antofagasta de 1950. Su origen se debe a inestabilidad gravitacional, lo que genera esfuerzos tensionales y la ruptura de la placa subductada (Kausel y Campos, 1992).

3.4.1.4. Sismos corticales

Corresponden a sismos someros producidos en la placa Sudamericana, principalmente en la zona precordillerana y cordillerana. De acuerdo con Leyton *et al.* (2010) ocurren a profundidades menores a 30 km. Sin embargo, Tassara y Echaurren (2012) calculan un espesor cortical de ~40 km para la zona precordillerana a los 36°S, por lo que se considera esta profundidad como el límite inferior de los sismos corticales en el área de estudio. De acuerdo con Barrientos *et al.* (2004),

fallas corticales a lo largo de Chile tienen potencial para generar sismos de magnitud 4,6 cada año, magnitud 5 cada 3 años y magnitud 5,5 cada 16 años, calculados mediante la ley de Gutenberg – Richter. Para sismos de mayor magnitud no se puede estimar un periodo de retorno ya que la ley de Gutenberg – Richter deja de cumplirse (Lomnitz – Adler y Lomnitz, 1978 y Okuda *et al.*, 1992 en Barrientos *et al.*, 2004). Sin embargo, mediante estudios paleosismológicos, Vargas *et al.*, 2014 y Sepúlveda, 2019 estiman periodos de retorno en el orden de los miles de años para sismos $M_w \sim 7.5$ en la Falla San Ramón y $M_w \sim 6.1 - 7.3$ en la Falla Mesamávida respectivamente. Además, existe registro histórico de sismos grandes corticales en Chile, como lo son los sismos $M_s 6.9$ de las Melosas 1958 (Naranjo y Welkner, 2004 y Campos *et al.*, 2005), $M_w 6.3$ de Chusmiza 2001 (Campos *et al.*, 2005), $M_w 6.4$ de Curicó 2004 (Naranjo y Welkner, 2004 y Campos *et al.*, 2005) y $M_w 6.9$ de Pichilemu 2010 (Farias *et al.*, 2011).

3.4.2. Sismología

Existe una gran variedad de eventos y señales sísmicas, cuya medición se ha hecho posible gracias a avances en la tecnología actual. A pesar de esto, los mecanismos físicos y el origen de muchos eventos no son claramente comprendidos aún (Wasserman, 2008). Entender y describir todas las señales sísmicas existentes está fuera del alcance y objetivo de este trabajo, por lo que únicamente se tratarán en detalle dos tipos de señales: aquellas asociadas a eventos tectónicos locales profundos y aquellas asociadas a eventos tectónicos locales someros.

Eventos profundos (> 2 km) de origen volcánico o tectónico, asociados a la fractura de roca por la acumulación de estrés y el desplazamiento en un plano de falla resultante producen señales con llegadas de ondas P y S claras, en general con altas frecuencias (> 5 Hz). Un ejemplo de este tipo de señal se muestra en la figura 3.5.A. Por el contrario, eventos someros (1-2 km) muestran llegadas de ondas P emergentes y la llegada de ondas S es difícil o imposible de distinguir. Presentan frecuencias más bajas, en el rango de 1 a 5 Hz, similar a eventos volcánicos de baja frecuencia y largo periodo. Se cree que ambos rasgos son producto de su baja profundidad y a una considerable dispersión de las ondas sísmicas de mayores frecuencias (Wasserman, 2008). La figura 3.5.B muestra una señal sísmica de este tipo.

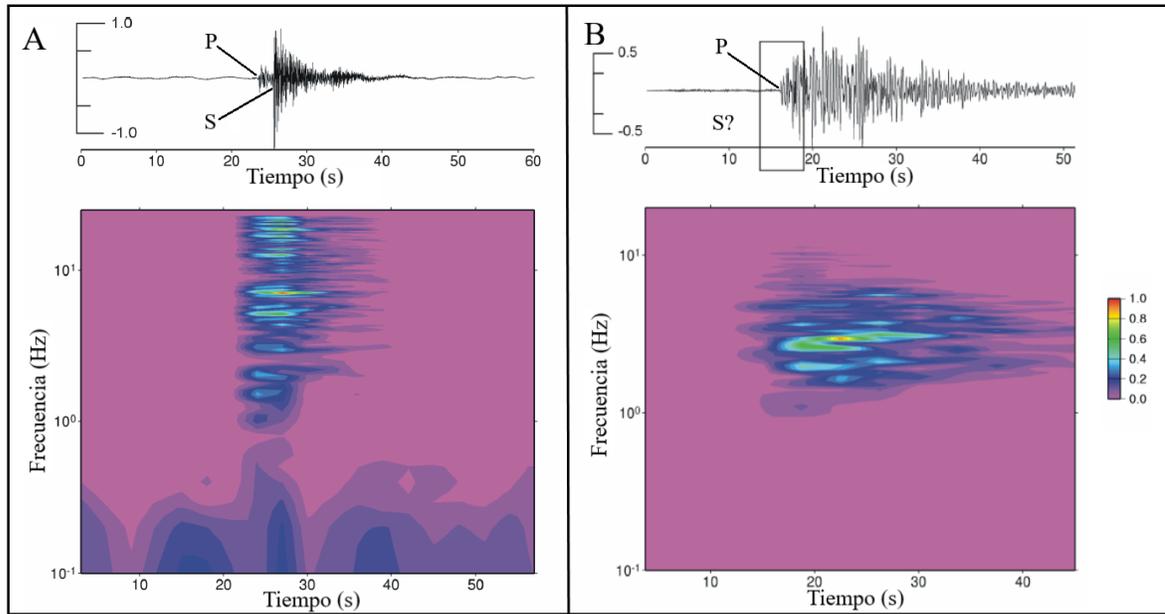


Figura 3.5.: Traza y espectrograma de eventos sísmicos locales profundos (A) y someros (B). Imagen modificada de Wasserman, 2008.

Además de las características propias de los sismos existen otras variables que influyen su correcta detección y localización. Entre ellas se pueden mencionar el tipo de sensor utilizado, la ubicación de su instalación, la geometría de la red de sismómetros desplegada y el tipo de algoritmo de localización utilizado. Para medir la calidad y certeza de la información registrada por la red y la localización obtenida por el algoritmo, se aplican diversos parámetros. Dos ampliamente utilizados son el GAP y la media cuadrática o RMS por sus siglas en inglés.

El GAP o GAP azimutal es el mayor ángulo azimutal existente entre 2 estaciones que hayan registrado un sismo. Si este parámetro es menor a 180° implica que el sismo ocurrió dentro de la red, mientras que si es mayor a 180° , ocurrió fuera de esta. Mientras mayor sea el GAP, más lejos ocurrió un sismo de la red, considerando que esta tenga una distribución óptima. De esta forma mientras menor sea el GAP, mejor es la calidad de la localización de un evento. Distintos autores han aplicado ángulos variables como control de calidad, según los objetivos del estudio, los sismos registrados, el tamaño de la red y la cantidad de sismómetros. Sin embargo, en general se considera que un GAP menor a 180° es un buen criterio para separar sismos bien localizados de aquellos mal localizados por estar fuera de la red (Bondár *et. al*, 2004).

El RMS (*Root Mean Square*) para un sismo es medido en función de los residuales de tiempo de viaje (*travel time residuals*) de una onda sísmica, entre su llegada observada y la calculada por el modelo de velocidad. Un valor de RMS bajo implica que las llegadas de ondas observadas coinciden con las llegadas calculadas por el modelo para un hipocentro y tiempo de origen dados, indicando que la localización es correcta. Al contrario, un valor alto implica que la localización no es confiable.



4. RESULTADOS

4.1. Catálogo sísmico

Entre los meses de julio 2020 y enero 2021, la red de sismómetros registró datos por un total de 194 días. En dicho periodo, se detectaron 14022 llegadas de ondas P y 14143 llegadas de ondas S, asociadas a un total de 3001 sismos. Si bien la red registró una mayor cantidad de señales sísmicas, muchas corresponden a ruido de origen antropogénico o a actividad de la fauna y no sería correcto incluir estas señales dentro del catálogo sísmico. Por lo tanto, se consideraron como eventos sísmicos aquellos que produjeran señales detectables en al menos tres estaciones diferentes y que fueran localizables por el algoritmo HYPOCENTER en SEISAN, de acuerdo a lo que se detalla en el capítulo 2.2.1. De los 3001 sismos la mayor parte ocurrió fuera de la red, hasta 2600 km de distancia. Se distribuyeron a lo largo del cono sur de Sudamérica, la mayoría en Chile, pero también algunos fuera del país (Figura 4.1). Dada la distancia a la red y el pequeño tamaño de esta, los sismos lejanos tuvieron un elevado GAP y asociado a ello, también un considerable error en su localización, por lo que no se consideraron para este estudio.

Diariamente, la mayor parte de los sismos registrados ocurrió durante las horas de la madrugada y mañana y menos durante el medio día y tarde, como se evidencia en el gráfico de la figura 4.2. A esta tendencia, se suma además un aumento en la cantidad de ruido registrado por los sismómetros, que coincide con los horarios en que se registraron menos sismos.

Del total de sismos, 294 fueron considerados locales (hipocentro a menos de 30 km de la red) y en ellos se enfocó el resto del estudio (anexo 2). Sus magnitudes fueron bajas, siendo calculables únicamente para 54 eventos con $-1,5 \leq M_l \leq 0,8$ mientras que la amplitud de onda de los otros 240 sismos fue tan pequeña que la magnitud no fue calculable por el software.

De los sismos locales, 24 fueron corticales (anexo 3), con magnitudes calculables para 11 de ellos en un rango de $-1.5 \leq M_l \leq -0.3$.

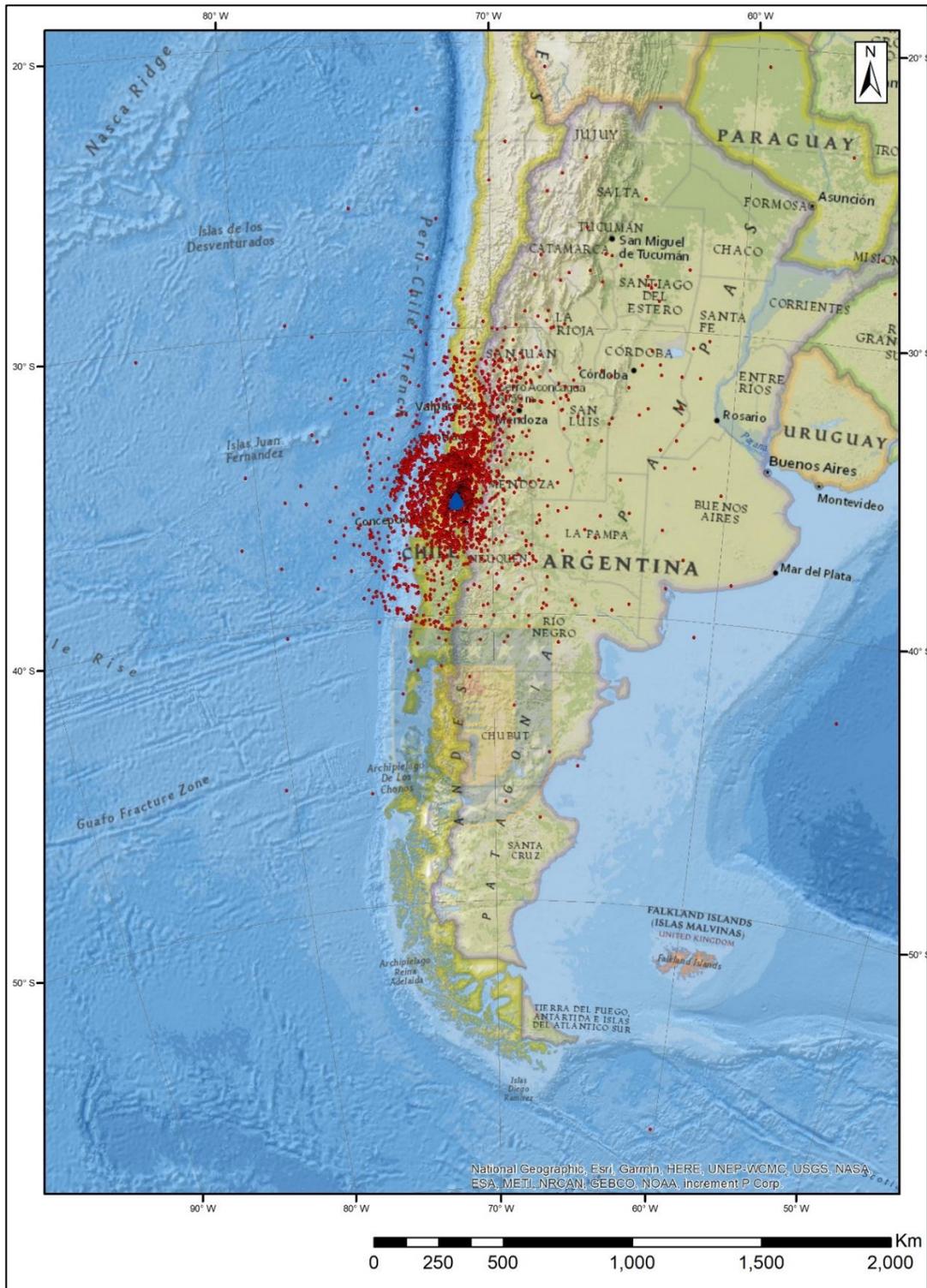


Figura 4.1: Mapa de todos los sismos registrados por la red. Triángulos azules representan los sismómetros y puntos rojos los sismos. La mayor parte de ellos se concentra en torno a la red ya que al estar más cerca se detectaron más sismos de menor magnitud. Sin embargo, también se registraron eventos tan lejanos como por ejemplo sismos ocurridos al sur de las islas Malvinas, en la dorsal de Chile y en la dorsal de Galápagos (fuera del mapa). Sin embargo, dada la distancia a la que se encuentran, la localización de estos sismos es pobre y posee error considerable.

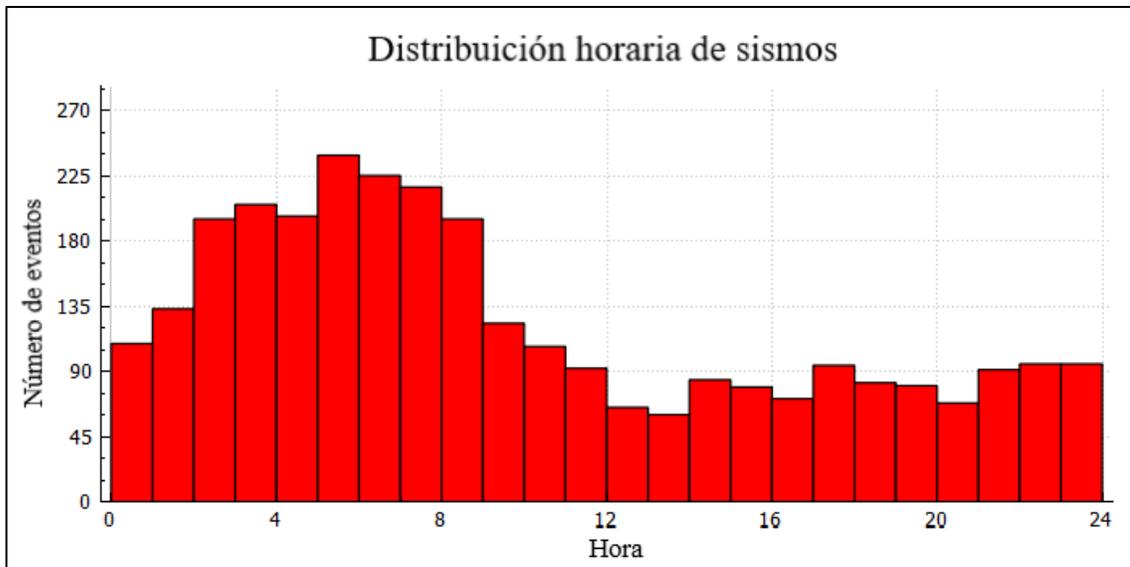


Figura 4.2: Distribución horaria de los sismos registrados a lo largo del día.

4.1.1. Selección de datos

Para determinar los sismos con una localización confiable y de buena calidad, se aplicaron los criterios descritos en el capítulo 2.3.1. Tras este proceso de selección, el catálogo se redujo a 30 eventos, los que agrupan un total 166 ondas P y 179 ondas S detectadas, a ser usadas en VELEST. Estos se encuentran distribuidos dentro de la red a profundidades variables entre 18,9 y 108,5 km. En ellos se observan dos grupos, habiendo 8 temblores entre 18,9 y 48,1 km de profundidad y 22 entre 75,7 y 108,5 km de profundidad. Sus magnitudes, calculadas según el método descrito en el capítulo 2.2.3., varían entre 0,8 y -1,2 M_L .

4.2. Modelo mínimo de velocidad 1D local

4.2.1. Geometría del modelo

La inversión de ondas P y S a partir de los modelos de velocidad iniciales descritos en el capítulo 2.3.2. permitió tener una aproximación a la velocidad y geometría de la corteza bajo el área de estudio. Este proceso resultó en modelos de velocidad intermedios entre los iniciales y el modelo mínimo de velocidad local, los que son considerados como modelos finales obtenidos a partir de

cada modelo inicial (figura 4.3.). Son los modelos con menor RMS obtenibles a partir de los iniciales, considerando, además, que se encuentren dentro de un rango geológicamente posible. Existen soluciones matemáticamente posibles pero que son irreales o no se ajustan a la geología (Kissling,1995). Estos modelos “irreales” deben ser descartados. Iteraciones posteriores de VELEST se realizaron con más de 50 modelos de velocidad derivados de los modelos finales.

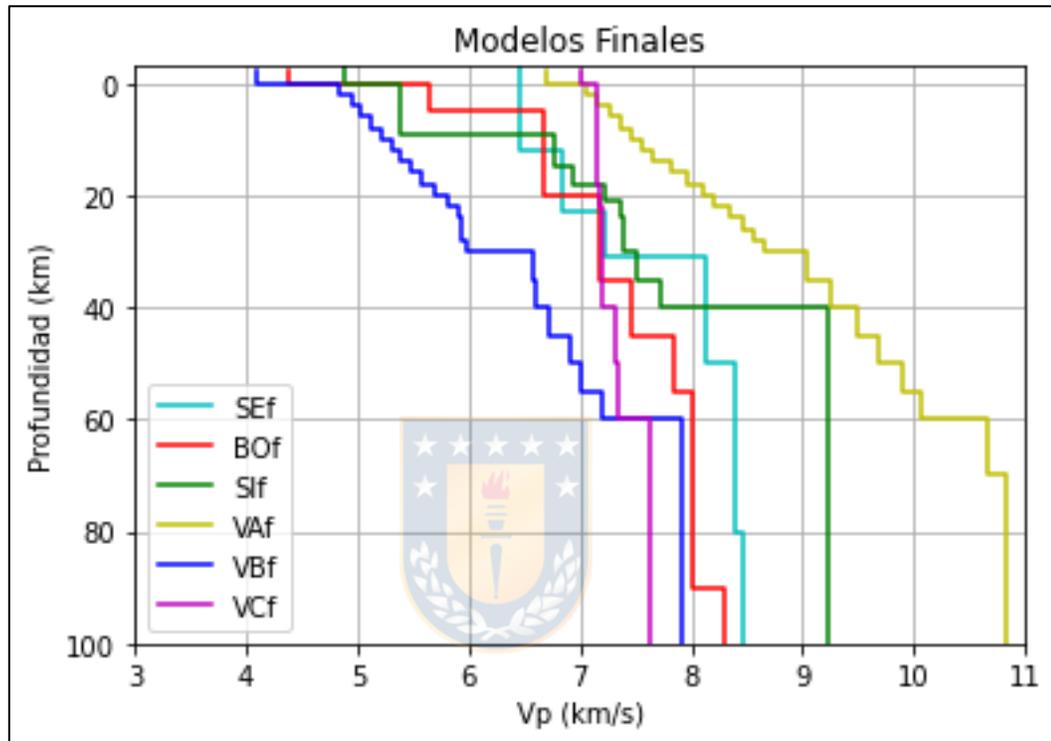


Figura 4.3.: Modelos obtenidos a partir de iteraciones con los modelos iniciales descritos en el capítulo 2.3.2. **SEf:** modelo de velocidad final obtenido a partir del modelo predeterminado de SEISAN. **BOf:** modelo de velocidad final obtenido a partir del modelo de velocidad de Bohm *et al.*, 2002. **SIf:** modelo de velocidad final obtenido a partir del modelo de Sielfeld *et al.*, 2019. **VAf, VBf y VCf:** modelos de velocidad finales obtenidos a partir de los modelos aleatorios de velocidades altas, bajas y constantes.

El ajuste por prueba y error de las velocidades en estos modelos permitió definir una estructura y rango de velocidades esperables para el modelo mínimo de velocidad 1D local. De acuerdo con las tendencias observadas, se definió una estructura de 11 capas, llegando hasta los 100 km de profundidad. Además, de acuerdo a las tendencias observadas durante el testeado con VELEST, se definió un rango de velocidades de ondas P y S máximas y mínimas, dentro del cual debe encontrarse el modelo final (figura 4.4 A), según lo descrito en el capítulo 2.3.3.

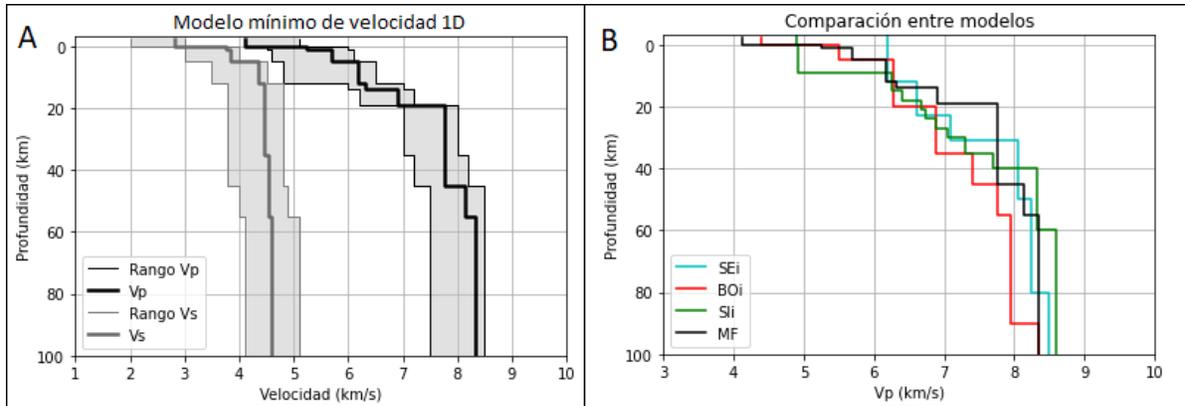


Figura 4.4: A) Modelo mínimo de velocidad 1D para el área de estudio, obtenido en este trabajo. En gris se presenta el rango de velocidades de ondas P y S esperados para el modelo, según las tendencias observadas en VELEST, mientras que las líneas gruesas representan las velocidades finales. B) Comparación entre las velocidades de ondas P del modelo mínimo de velocidad 1D local y los modelos de bibliografía. **SEi:** modelo predeterminado de SEISAN. **Boi:** modelo de Bohm *et al.*, 2002. **Sli:** modelo de Sielfeld *et al.*, 2019. **MF:** modelo mínimo de velocidad 1D obtenido en este trabajo.

4.2.2. Modelo mínimo de velocidad 1D local

Una vez definidos la geometría y rango de velocidades esperables para el modelo mínimo de velocidad 1D local, se continuaron realizando iteraciones con modelos de velocidad dentro de dicho rango. Se logró un RMS mínimo con el modelo graficado en la figura 4.4.A, tras lo cual no se logró reducir más el error. Por lo tanto, se seleccionó este modelo como modelo mínimo de velocidad 1D para el área de estudio.

El modelo mínimo de velocidad 1D local, posee velocidades de ondas S de 2,82 km/s en superficie. Estas aumentan rápidamente en las siguientes dos capas del modelo, hasta ~3,7-3,8 km/s. Posteriormente, tienen otro aumento considerable a los 5 km de profundidad, donde alcanzan 4,35 km/s, tras lo cual se mantienen relativamente constantes hasta un máximo de 4,6 km/s a 100 km de profundidad. Por su parte, las ondas P en superficie tienen una velocidad de 4,12 km/s y son más bajas que en cualquier modelo de bibliografía (figura 4.4 B). Hasta los 19 km de profundidad aumentan rápidamente, llegando hasta 7,76 km/s. Entre los 19 y 45 km de profundidad se mantienen relativamente constantes y presentan un último aumento significativo a los 45 km, donde suben desde 7,76 hasta 8,14 km/s. De acuerdo con este aumento e información de bibliografía (Tassara y Echaurren, 2012), se presume que en esta zona se encuentra el Moho. Posteriormente, se mantienen relativamente constantes.

La figura 4.4.B muestra una comparación entre éste y los modelos de bibliografía iniciales, donde se puede ver que las velocidades de ondas P del modelo obtenido en este trabajo en superficie son menores a modelos de bibliografía. Aumentan rápidamente y a los 19 km de profundidad, superan la velocidad de otros modelos. Posteriormente, el aumento de velocidad de ondas P se hace más lento y a los 100 km de profundidad, zona donde las velocidades en los 4 modelos graficados en la figura 4.4.B tienden a converger, son muy similares a los modelos de bibliografía.

4.3. Relocalización de sismos

Con el modelo mínimo de velocidad 1D obtenido (figura 4.4.A) los sismos locales fueron relocalizados. Considerando que debe existir continuidad geológica en la corteza bajo el área de estudio, se incluyeron en los sismos a relocalizar todos aquellos ocurridos dentro de la red y además los con epicentro hasta 30 km fuera de la misma. Esto permitió relocalizar 294 sismos locales (figura 4.5 y anexo 2).

Los 294 sismos locales también fueron relocalizados utilizando los modelos de Bohm *et al.* (2002) y Sielfeld *et al.* (2019), con el objetivo de comparar el error promedio entre estos, el modelo default de SEISAN y el modelo mínimo de velocidad obtenido en este trabajo. Entre los 4 modelos, el obtenido en este trabajo obtuvo el menor error, aunque con poca diferencia con el de Bohm *et al.* (2002). Los errores asociados a cada uno se encuentran en la tabla 4.1.

Los sismos relocalizados se presentan en vista en planta y perfil en la figura 4.5. En el mapa se plotean los sismos con un gradiente de color asociado a su profundidad y se muestra la traza de los perfiles A-A' y B-B'. En dichos perfiles se grafica la distribución en profundidad de la sismicidad registrada.

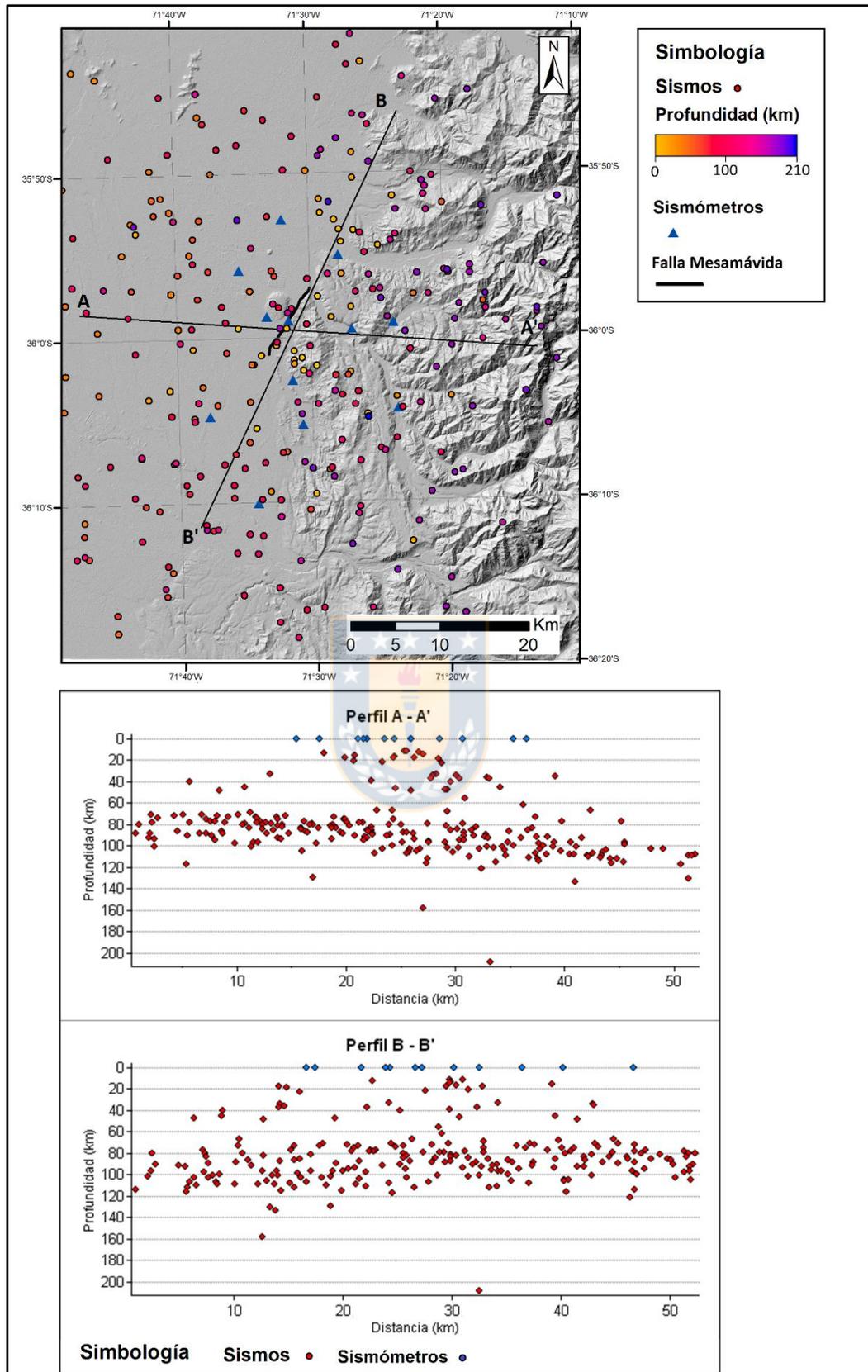


Figura 4.5: Mapa y perfiles de sismos locales relocados.

Modelo	RMS promedio
SEISAN	0.3912
Bohm <i>et al.</i> (2002)	0.3881
Sielfeld <i>et al.</i> (2019)	0.4112
Modelo mínimo de velocidad local	0.3867

Tabla 4.1.: RMS promedio de cada modelo. Calculado como el promedio de los RMS de los 294 sismos locales al localizarlos utilizando cada modelo.

4.4. Sismicidad cortical

Se consideraron como sismos corticales todos aquellos con hipocentros a 40 km de profundidad o menos. Tras relocalizar los sismos con el modelo mínimo de velocidad 1D local, se obtuvieron 24 sismos corticales locales (figura 4.6 y anexo 3). Estos poseen una distribución general NNE – SSW y se concentran en torno a la Falla Mesamávida, aunque con cierto grado de dispersión, especialmente en aquellos con mayor error en su localización (figura 4.6). Además, forman un grupo o *cluster* mantenteante con $\sim 76^\circ$ al este en el perfil A-A' de la figura 4.6. De acuerdo con sus características, los eventos fueron categorizados en 3 grupos.

Los sismos pertenecientes al grupo 1 son los con mejor localización entre los corticales. Poseen magnitudes locales entre -0.3 y -1.5. Sus ondas P y S son difícilmente distinguibles del ruido de fondo sin filtrar los datos, pero se hacen más claras al aplicar un filtro, especialmente entre los 5 y 10 Hz (figura 4.7.A y B). Utilizar filtros en distintos rangos de frecuencias, según se detalla en el capítulo 2.2.1, permite identificar sus llegadas con claridad. Poseen un error promedio en latitud, longitud y profundidad de 4.8 km.

Los sismos pertenecientes al grupo 2 son de similares características a los del grupo 1, con la excepción de que son de menor magnitud, la que no pudo ser calculada debido a su amplitud de onda pequeña. Sus ondas P y S son prácticamente indistinguibles del ruido de fondo sin filtrar los datos y aun al filtrar los datos puede ser difícil distinguir claramente las llegadas de las primeras ondas (figura 4.7. C y D), dificultando el proceso de selección. Poseen un error promedio en latitud, longitud y profundidad de 5.8 km.

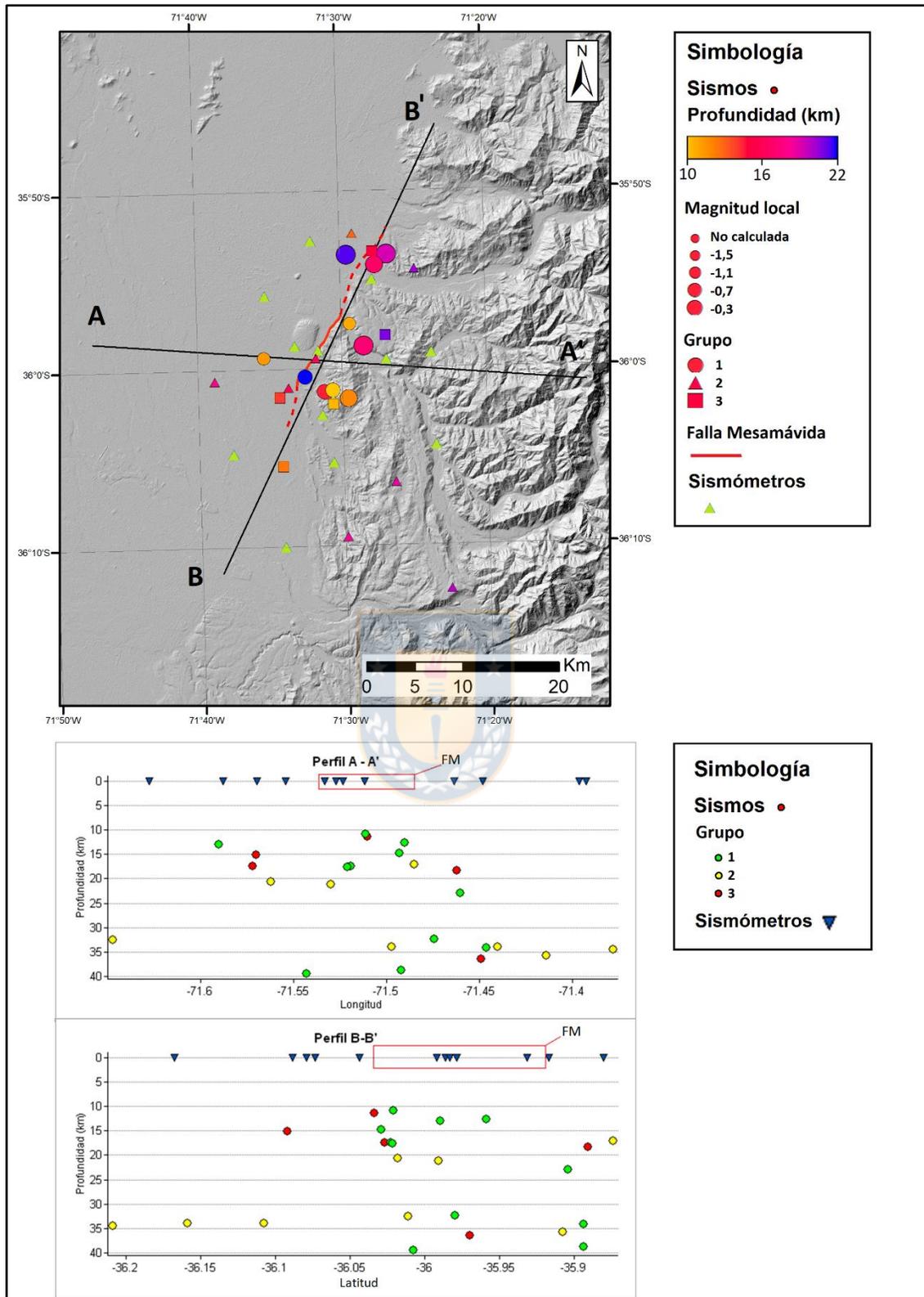


Figura 4.6.: Mapa de los sismos locales corticales, clasificados de acuerdo a su profundidad, magnitud y grupo. En los perfiles A-A' y B-B' se muestran los mismos sismos, clasificados según sus grupos correspondientes y en superficie se indica la zona donde cada perfil intersecta a la Falla Mesamávida.

Los sismos pertenecientes al tercer grupo poseen ondas P emergentes de forma muy gradual haciendo difícil identificar de forma exacta la primera llegada. Sus ondas S son indistinguibles de las P. Además, se encuentran en un rango de frecuencias más bajas que los grupos anteriores, siendo visibles únicamente entre los 1 y 5 Hz (figura 4.7. E y F). Poseen un error promedio en latitud, longitud y profundidad de 9.5 km. Dado que no se puede distinguir las ondas P de las S, es factible confundirlos con eventos distantes, los que poseen características similares y donde, en ocasiones, únicamente se registra el arribo de las ondas S, pero no de las ondas P, debido al ruido y a la dispersión de estas últimas. Sin embargo, difieren en la duración de la señal sísmica, ya que para los sismos distantes pueden registrarse ondas S por varios minutos y estas son registradas por varias estaciones simultáneamente. Al contrario, para eventos locales, la señal sísmica es corta, con una duración que rara vez supera un minuto y debido a su baja magnitud, suelen ser registrados por pocas estaciones.

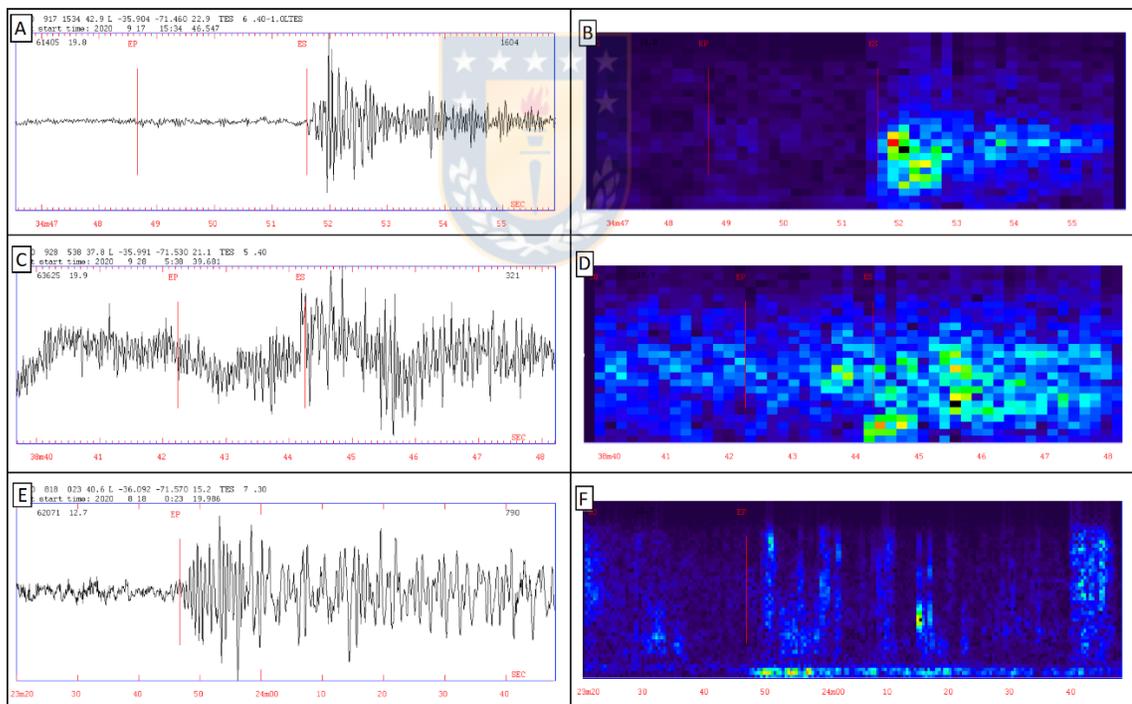


Figura 4.7.: A) y B) Traza sin filtrar y espectrograma respectivamente, de un sismo perteneciente al grupo 1. Las ondas S son claramente visibles, mientras que las ondas P requieren aplicar un filtro. C) y D) Traza sin filtrar y espectrograma respectivamente, de un sismo perteneciente al grupo 2. Para distinguir las ondas P y S es necesario filtrar las frecuencias. E) y F) Traza sin filtrar y espectrograma respectivamente, de un sismo perteneciente al grupo 3. Se distinguen las ondas P, pero no las ondas S.

5. DISCUSIÓN

5.1. Modelo mínimo de velocidad 1D local

Se obtuvo un nuevo modelo de velocidad específico para el área de estudio (figura 4.4 A). Este modelo mínimo de velocidad 1D local representa la estructura cortical bajo la zona mejor que modelos de bibliografía anteriores, hecho evidenciado por la reducción en RMS promedio. Se logró reducir considerablemente este parámetro con relación al modelo de Sielfeld *et al.*, (2019). Esta mejoría era esperable, ya que el modelo de dichos autores fue creado para la Zona Volcánica Sur entre los 38° y 40° S, área con una geología distinta a la de este estudio. Por lo tanto, obtener un bajo error con este modelo hubiese sido incongruente. Por otro lado, con el modelo de Bohm *et al.*, (2002), se logró un buen ajuste a los datos y el modelo mínimo de velocidad local logró solo una pequeña reducción en RMS con relación al modelo de dichos autores. Esto se debe probablemente a que el modelo de Bohm *et al.*, (2002) fue elaborado para una zona amplia, abarcando latitudes desde 35° a 40° S y longitudes desde 69° a 74° W, rango que incluye al área de estudio de este trabajo. Sin embargo, al ser un modelo tan general, no representa las características geológicas y físicas de ningún sector particular si no que más bien las características promedio de un área grande. Por el contrario, el modelo obtenido en este trabajo es una representación más certera de la estructura de la corteza bajo el área de estudio, pero no es aplicable a otras áreas geográficas con geológica diferente.

Inicialmente, se pretendía trabajar también con el modelo de velocidad obtenido por Cardona *et al.*, (2018). Este modelo fue elaborado para la Laguna del Maule y se basa en el modelo de Bohm *et al.*, (2002). Desde los 20 km de profundidad hacia abajo posee la misma estructura que el modelo del autor anterior. Mejora la estructura de la corteza superior, agregando una mayor cantidad de capas entre los 20 km de profundidad y la superficie. Sin embargo, este modelo tuvo un mal ajuste con los datos, asociándose a un muy elevado RMS durante el testeo inicial en VELEST, por lo que se descartó tempranamente. Sorprende que un modelo con geometría muy similar al de Bohm *et al.*, (2002) y en un sector relativamente cercano al área de estudio, haya producido tal error. La razón más probable para esto es que la estructura cortical, particularmente en la corteza superior, en la Laguna del Maule y la Falla Mesamávida, sea diferente. A pesar de ser dos zonas cercanas,

la primera es un complejo volcánico activo en la Cordillera Principal, con considerable presencia de fluidos, actividad geotermal y una mayor proporción de rocas volcánicas en superficie (Cardona *et al.*, 2018). Al contrario, la Falla Mesamávida se encuentra en el límite del Valle Central y la Precordillera, en una zona donde predominan los depósitos no consolidados en superficie (figura 3.2).

En comparación con los modelos de bibliografía testeados durante el transcurso de esta investigación, el modelo obtenido presenta velocidades de ondas particularmente bajas en superficie (figura 4.4 B). Por lo demás, su estructura en la corteza superior es similar al modelo de Bohm *et al.*, (2002). La baja velocidad de ondas en la primera capa del modelo se atribuye a la presencia de depósitos no consolidados en la zona, específicamente las unidades Q1 y PP11r descritas en el capítulo 3.2.2. Esto coincide, con la razón V_p/V_s observada, la cual es baja en las capas superficiales (figura 5.1), algo esperable para niveles con arcillas o sedimentos no consolidados (Sheriff y Geldart, 1995 en Buitrago, 2016). Además, una baja razón V_p/V_s puede ser indicativa de rocas altamente fracturadas (O'Connell y Budiansky, 1974 y Toksöz *et al.*, 1976 en Calle, 2018), lo cual es de esperarse para una zona de falla. Sin embargo, puede aumentar por la presencia de fluidos en la roca (O'Connell y Budiansky, 1974 y Ito *et al.*, 1979, en Calle, 2018), lo cual explica que V_p/V_s no sea aún más bajo en las capas no consolidadas de la superficie y que sea similar a capas en la corteza superior.

En profundidad, las velocidades de ondas aumentan rápidamente y entre los 14 y 30 km, son superiores a todos los modelos anteriores (figura 4.4). Para entender esta anomalía de alta velocidad es necesario considerar el contexto geológico en el cual se elabora cada modelo. Los modelos de bibliografía utilizados son modelos regionales y particularmente, incluyen al arco volcánico. En él, el efecto termal de magmas acumulados en la corteza y la presencia de fluidos, reduce las velocidades de onda. Al incluir esta zona en un modelo de velocidad regional, tiende a reducir la velocidad promedio del modelo. En contraste, el modelo mínimo de velocidad local obtenido en este trabajo no presenta este efecto, ya que se encuentra en una zona de corteza fría y seca, sin presencia de magmas, resultando en velocidades de onda superiores en la corteza inferior. Husen *et al.* (2000) encontraron valores de V_p/V_s de 1,55 a 1,70 en rocas intrusivas ácidas sin presencia de fluidos mientras que Zhang *et al.* (2009) encontraron V_p/V_s 1,72 para basaltos. De acuerdo con

Husen, *et al.* (2000) rocas intrusivas o metamórficas, hidratadas, debiesen tener $V_p/V_s > 1,8$ mientras que en el modelo obtenido se alcanza un máximo de $V_p/V_s = 1,74$ para la corteza. Además, Hacker *et al.* (2003) indican $V_p = 7.66$ km/s para gabros secos, lo cual es similar a la V_p observada en el modelo entre los 19 y 45 km de profundidad. Lo anterior confirma la ausencia de fluidos en la corteza media e inferior en el área de estudio.

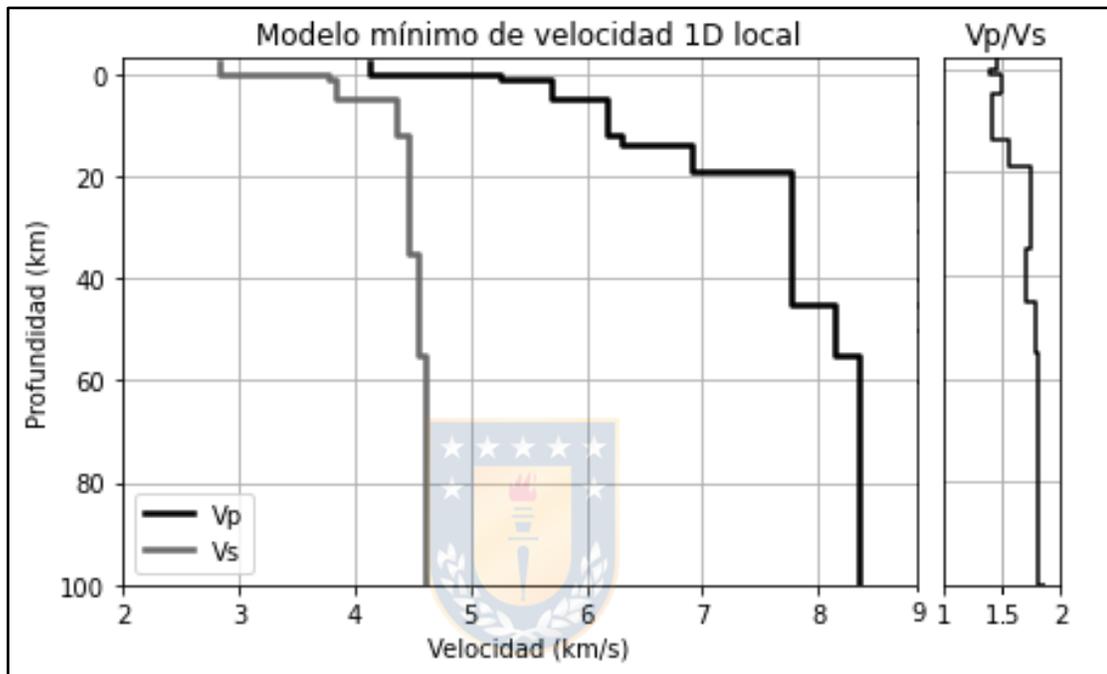


Figura 5.1: Modelo mínimo de velocidad 1D local. En negro se grafica la velocidad de ondas P y en gris la velocidad de ondas S. En el panel a la derecha se grafica la razón V_p/V_s del mismo.

Ocurre otro aumento de velocidad de ondas P a los 45 km y otro a los 55 km de profundidad. De acuerdo con Tassara y Echaurren (2012) la transición corteza inferior – manto se encuentra a ~40 km de profundidad en el área de estudio. Considerando las velocidades de ondas P observadas, es posible que dicha transición se encuentre a 45 km de profundidad en el área de estudio, mientras que el aumento de velocidad a los 55 km corresponda a variaciones en la estructura del manto. También es factible que, en la zona, la transición entre la corteza inferior y el manto sea difusa y que, por lo tanto, los aumentos de velocidad observados a 45 y 55 km correspondan en realidad a un aumento gradual.

5.2. Relocalización de eventos locales y análisis de la sismicidad cortical

La aplicación de un modelo mínimo de velocidad 1D permitió reducir el RMS promedio de 294 sismos locales y mejorar la localización de sus hipocentros. Los cambios pueden visualizarse en la figura 5.2, la cual compara la ubicación de sismos corticales (< 40 km) localizados inicialmente con el modelo predeterminado de SEISAN y posteriormente relocalizados con el modelo obtenido en este trabajo. Al observar el mapa puede verse una tendencia de los epicentros hacia una orientación general NE – SW y a concentrarse en torno a la Falla Mesamávida al relocalizarlos con el nuevo modelo de velocidad. Sin embargo, aún con el modelo obtenido, la localización de los sismos mantiene un error en latitud, longitud y profundidad en torno a los 5 km. Las limitaciones del modelo en este aspecto serán discutidas en el capítulo 5.5.

La tendencia a concentrarse hacia la FM se mantiene al observar los sismos en perfil. La figura 5.3 compara los hipocentros en el perfil A-A' antes y después de relocalizar utilizando el nuevo modelo de velocidad. Mientras que en el perfil A los sismos entre 0 y ~40 km de profundidad se encuentran muy dispersos, en el perfil B estos se concentran en un *cluster* mantenteante al este, tal como lo hace la Falla Mesamávida. Sin embargo, es dudoso que todos los sismos pertenecientes a este grupo correspondan a dicha estructura, especialmente aquellos a mayor profundidad. Existe un quiebre en la sismicidad entre los 25 y 35 km de profundidad aproximadamente, donde no ocurren eventos y es posible que marque el límite de la falla. Los sismos entre 10 y 25 km serían nucleados en la FM, rango de profundidad que además coincide con la sismicidad observada por Ammirati *et al* (2019) en la Falla San Ramón. Los con hipocentros entre 35 y 45 km tendrían otro origen, el cual no queda claro solamente con los datos de este estudio y serán discutidos más adelante.

A pesar de que al relocalizar los sismos se observa una tendencia algo más clara en la sismicidad cortical a seguir la FM, el error en la localización no permite identificar su traza o manteo de forma clara. Sin embargo, es indudable que existe una estructura con manteo al este y con micro – sismicidad que alcanza, por lo menos, los 25 km de profundidad. Esta se puede apreciar en la figura 5.3 y más claramente en la figura 4.6.

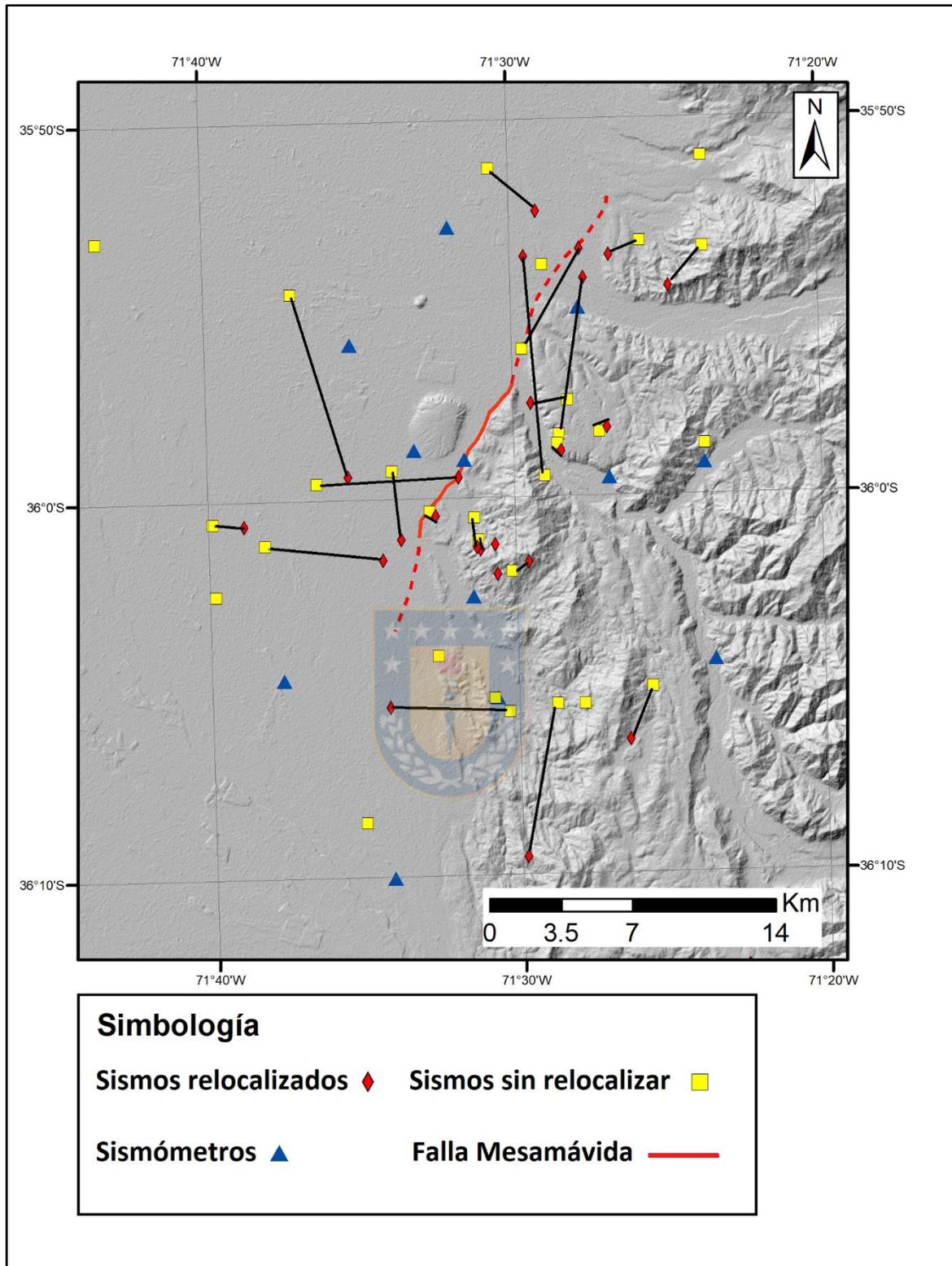


Figura 5.2: Mapa comparativo entre la localización de los sismos corticales (profundidad < 40 km) localizados con el modelo de velocidad *default* de SEISAN (cuadrados amarillos) y con el modelo mínimo de velocidad 1D local (rombos rojos). Líneas negras unen los epicentros de los sismos pre y post relocalización, cuando corresponde.

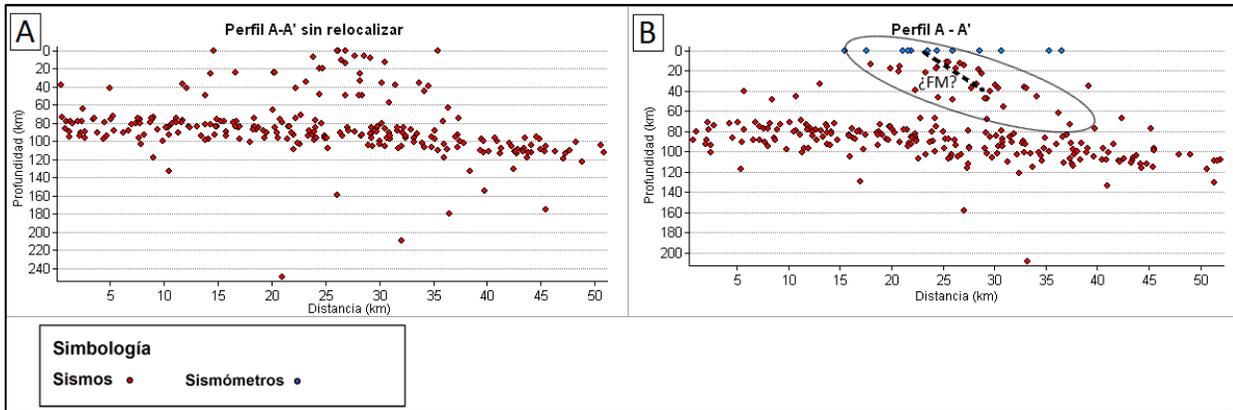


Figura 5.3: Comparación entre hipocentros de sismos en el perfil A – A' localizados con el modelo de velocidad *default* de SEISAN (A) y con el modelo mínimo de velocidad 1D local (B).

Al plotear los sismos del perfil A – A' junto a la estructura cortical propuesta por Rojas-Vera *et al.* (2014), el *cluster* de sismos manteante al este y de profundidad entre 10 y 25 km coincide con una falla inversa la cual se conecta en profundidad, a través de un sistema de *ramp and flat* a la faja corrida y plegada Guañacos (figura 5.4). Por otro lado, los eventos en el mismo *cluster*, pero a más profundidad no coinciden claramente con ninguna estructura. Si la Falla Mesamávida efectivamente tuviese una estructura similar a la falla observada en el perfil de Roja-Vera *et al.*, (2014) debería enraizarse en una falla subhorizontal manteante al oeste, lo cual no se observa claramente en los datos. A partir de lo anterior se deduce que la FM no se enraíza en una estructura mayor en profundidad, al contrario de lo graficado en la figura 5.4, o, si es que lo hace, dicha estructura posee un desplazamiento asísmico o se encuentra actualmente bloqueada y no presenta sismicidad. Ninguna de estas posibilidades puede ser confirmada o descartada solo con los datos disponibles ya que es necesario considerar que la poca extensión en superficie de la red de sismómetros, no permite visualizar claramente estructuras subhorizontales.

Otra posibilidad es que todos los sismos en el *cluster* pertenezcan a la Falla Mesamávida. En tal caso, la FM sería una estructura de escala cortical que corta la litósfera continental, produciendo una subducción como lo propuesto por Armijo *et al.* (2010) (figura 3.3). Sin embargo, la ubicación de los sismos no coincide con la estructura propuesta por dichos autores y la FM no presenta evidencia en superficie de tener tal envergadura. Por lo tanto, esta posibilidad es poco factible.

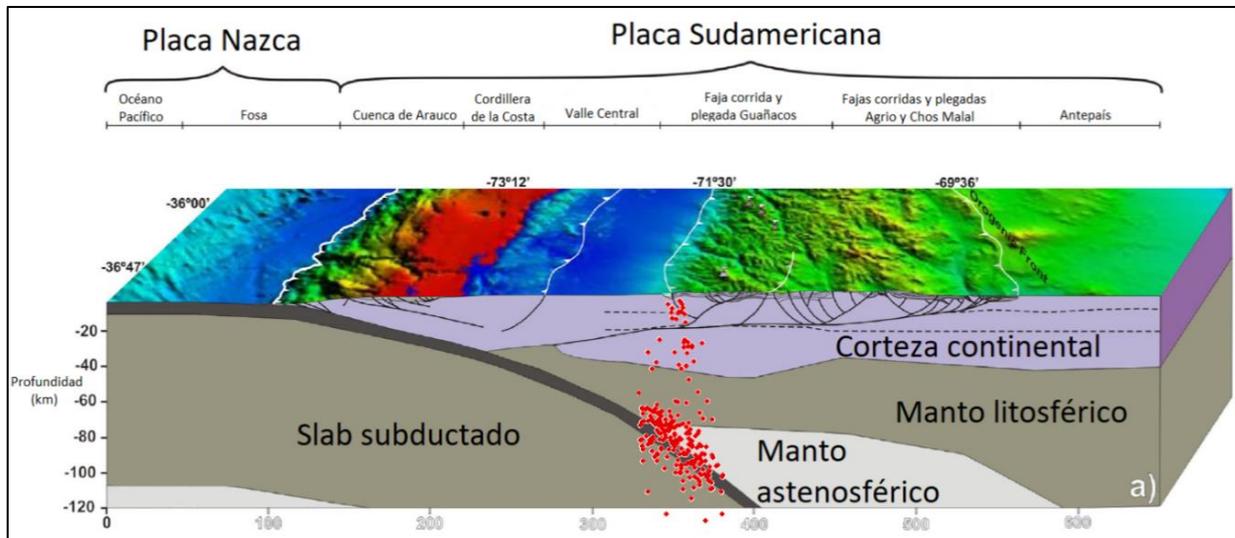


Figura 5.4: Perfil de la estructura cortical con la sismicidad local relocalizada sobrepuesta. Imagen modificada de Rojas Vera *et al.*, 2014.

Por otra parte, el principal *cluster* de sismos, que se aprecia subhorizontal en ambos perfiles de la figura 5.3, se atribuye a reacciones mineralógicas y deshidratación de la placa oceánica subductada. Dicha relación se aprecia claramente en las figuras 5.4 y 5.6. Este hecho explica la baja magnitud de los sismos registrados en esa zona (anexo 2).

Ya que la sismicidad obtenida en esta investigación únicamente, no es suficiente para determinar con claridad la estructura en profundidad de la Falla Mesamávida, se integraron los datos con la *yield strength envelope* (YSE) obtenida por Tassara *et al.* (*in prep*) para la latitud del área de estudio (figura 5.5). Esta predice un comportamiento dúctil bajo los ~20 km de profundidad. Esto apoya la posibilidad de que la sismicidad del principal *cluster* detectado, a profundidad > 50 km no sea de origen tectónico y se trate más bien de reacciones mineralógicas.

La sismicidad en el rango de los ~30 – 40 km ocurre relativamente cercana a la transición frágil – dúctil. De acuerdo con Burov (2010 y 2011), es posible que ocurra deformación frágil, incluso estando en un régimen dúctil ya que, en él, a tasas de deformación sísmicas el comportamiento es de todas formas frágil. Además, en la naturaleza no existe un comportamiento puramente frágil o puramente dúctil. Estos están presentes en conjunto, pero en proporciones variables (Burov 2011). Por lo tanto, es posible que esta sismicidad sea de origen tectónico, con comportamiento frágil, a

pesar de estar en una zona de régimen dúctil, especialmente considerando que se encuentra cercana a la transición.

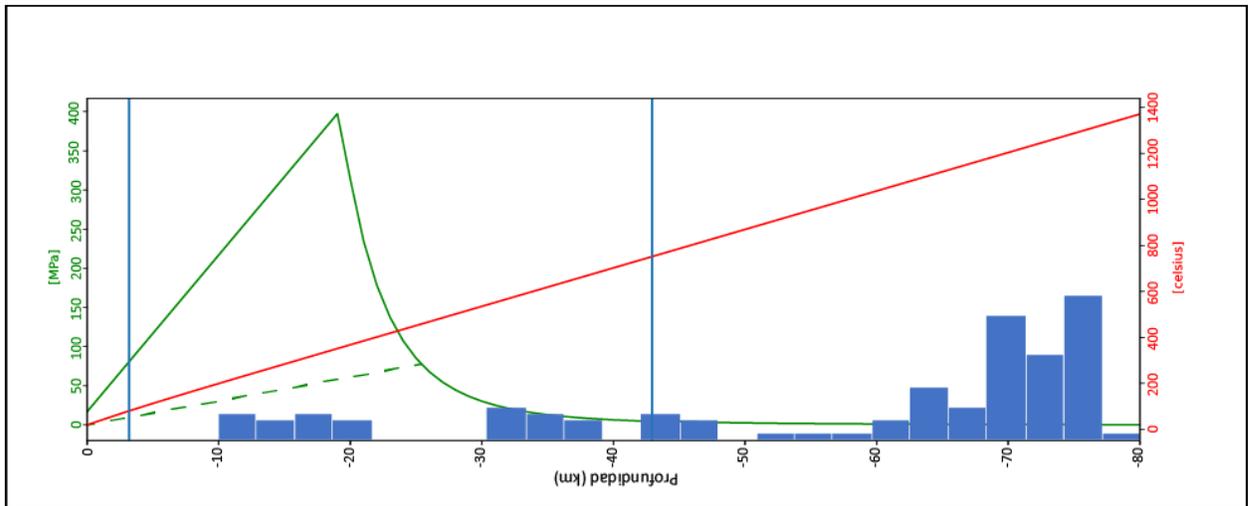


Figura 5.5: Imagen modificada de Tassara *et al.* (*in prep*), mostrando la YSE para el área de estudio (línea verde continua) junto a la isoterma (línea roja) y la cantidad de sismos locales por rango de profundidad (rectángulos). Ya que la YSE es calculada para roca sana y la resistencia de roca fracturada es menor, la resistencia a la deformación en la Falla Mesamávida debe ser menor a la esperada en base a la YSE. Por lo tanto, la línea verde punteada muestra una resistencia a la deformación hipotética, menor a la de la YSE, para la FM.

La sismicidad en el rango de los ~30 – 40 km ocurre relativamente cercana a la transición frágil – dúctil. De acuerdo con Burov (2010 y 2011), es posible que ocurra deformación frágil, incluso estando en un régimen dúctil ya que, en él, a tasas de deformación sísmicas el comportamiento es de todas formas frágil. Además, en la naturaleza no existe un comportamiento puramente frágil o puramente dúctil. Estos están presentes en conjunto, pero en proporciones variables (Burov 2011). Por lo tanto, es posible que esta sismicidad sea de origen tectónico, con comportamiento frágil, a pesar de estar en una zona de régimen dúctil, especialmente considerando que se encuentra cercana a la transición.

Entre los 10 y 25 km de profundidad se encuentra la sismicidad asociada a la Falla Mesamávida. En su límite inferior coincide con la transición frágil – dúctil, donde la YSE alcanza su esfuerzo máximo. En esta zona, la corteza es muy resistente a la deformación y es difícil romperla. Por lo mismo allí tienden a nuclearse sismos de gran magnitud (Doglioni, 2015). Dada la sismicidad observada en la Falla Mesamávida, es poco probable que esta esté sujeta a un esfuerzo tectónico

suficientemente grande como para romper corteza tan resistente. Sin embargo, la YSE de la figura 5.5 es calculada para roca sana (Tassara, 2021, comunicación personal) y no es aplicable directamente para rocas fracturadas en una falla (Burov, 2011). Por lo tanto, la resistencia a la deformación de la Falla Mesamávida debe ser menor. Considerando esto, se postula una resistencia a la deformación hipotética para la FM, menor a la YSE, representada en la figura 5.5 por una línea verde punteada. Esta no representa un valor específico real, sino que más bien sirve para representar esquemáticamente que la resistencia a la deformación en la FM es menor a la YSE y por lo tanto es factible producir sismos aun cuando la YSE predice un comportamiento altamente resistente.

Utilizando la YSE de la figura 5.5 y otros datos (isoterma, composición, tasa de deformación, etc.) Tassara *et al.* (*in prep*) elaboran un modelo termomecánico 3D para la corteza continental, del cual un perfil 2D para los 36°S es graficado en la figura 5.6. Dicho perfil es integrado con los datos sísmicos obtenidos en este trabajo, así como aquellos de los catálogos sísmicos del CSN y del NEIC. En el caso de CSN se utilizaron sismos entre las latitudes 35°45' y 36°15' y entre los años 2000 y 2019. Del NEIC se tomaron sismos entre las mismas latitudes y los años 2000 a 2021. Graficando estos antecedentes en la figura 5.6, se aprecia que la ubicación de los hipocentros concuerda en general con la estructura termomecánica de la corteza. La mayoría de ellos se originan en la interfaz de subducción donde aquellos más someros se ubican en la zona sismogénica de la interfaz (zona azul), para la cual el modelo predice un comportamiento frágil. Sismos más profundos en la interfaz de subducción ocurren en una zona de comportamiento dúctil y baja resistencia a la deformación, pero pueden ser atribuidos a reacciones mineralógicas y deshidratación del SLAB. La sismicidad cortical en general se restringe a la zona de comportamiento frágil, exceptuando algunos eventos cerca de la base de la corteza continental.

Al integrar el catálogo sísmico construido, con los catálogos CSN y NEIC y con el modelo termomecánico, los datos muestran un buen ajuste al modelo de una estructura cortical tipo *ramp and flat*. Se observa sismicidad cortical con un límite inferior subhorizontal donde el modelo termomecánico predice un área de fuerte contraste en la resistencia a la deformación de la corteza, produciendo una zona óptima para que se localice un *detachment* subhorizontal. En dicho *detachment* parecen culminar *clusters* de sismicidad subvertical los que se relacionarían a fallas subverticales como las postuladas por Rojas-Vera *et al.* (2014).

Al contrario, ni la sismicidad observada ni el modelo termomecánico concuerdan con el modelo de subducción continental propuesto por Armijo *et al.* (2010). En tal caso, se esperaría observar un importante *cluster* de sismicidad descendiente hacia el este, donde se ubicaría dicha estructura. Tal sismicidad no existe o al menos no ha sido registrada. Si bien, la sismicidad obtenida en este trabajo forma un cluster manteante al este y que alcanza ~ 60 km esta apariencia pudiese ser un efecto producido por la poca extensión en superficie de la red, haciendo parecer que sismos pertenecientes a estructuras diferentes, pero verticalmente superpuestas (la Falla Mesamávida, el *ramp and flat* en el cual esta se enraíza y sismicidad en el manto) pertenecen en realidad a una misma estructura.

Dados los antecedentes anteriores se propone una estructura para la Falla Mesamávida, donde esta es manteante al este con $\sim 76^\circ$ y se enraíza a ~ 35 km de profundidad en una estructura subhorizontal tipo *ramp and flat*. Esta última se forma en una zona donde corteza frágil/dúctil y con alta resistencia mecánica, descansa sobre corteza dúctil y con baja resistencia mecánica. Dicha estructura, al encontrarse cercana a la transición frágil-dúctil podría presentar comportamientos de ambos tipos, dependiendo de la tasa de deformación y esfuerzos aplicados, así como de la escala de tiempo. Hacia el este, el *detachment* se une con las fajas corridas y plegadas Guañacos, Agrio y Chos Malal, cuya estructura coincide en general con el modelo de Rojas Vera *et al.* (2014). Sin embargo, de acuerdo a la sismicidad observada y datos de Gonzales *et al.* (2018), se modifica la orientación de estructuras bajo centros volcánicos, particularmente el Nevado de Longaví.

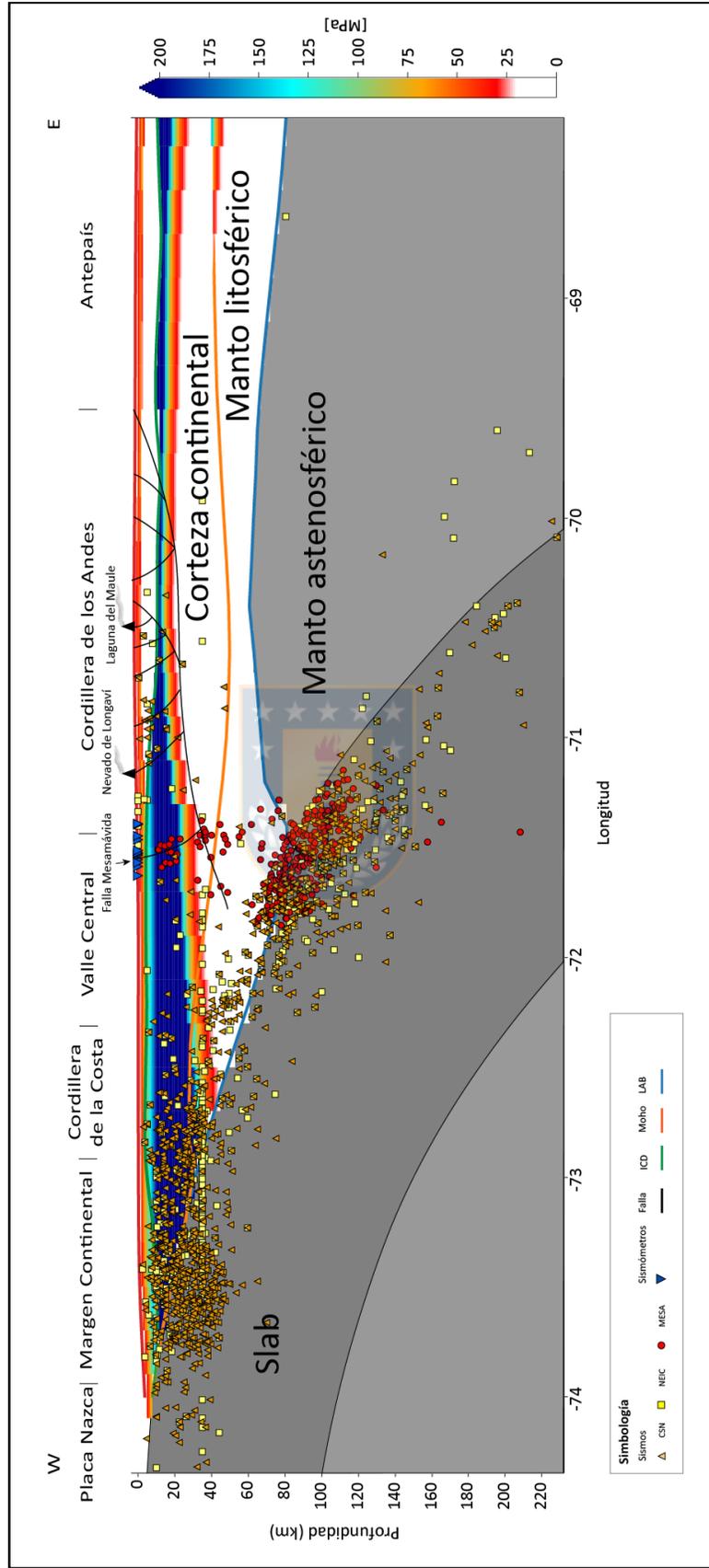


Figura 5.6: Perfil estructural a los 36°S. Se integran los datos sísmicos obtenidos en este estudio (MESA) con los del catálogo del CSN entre los años 2000 y 2019 y del catálogo del NEIC entre los años 2000 y 2021. Además, en colores sobre la corteza continental y manto litosférico se grafica el modelo termomecánico de Tassara *et al.* (*in prep*). En base a esta información y datos bibliográficos de la estructura litosférica (Rojas Vera *et al.*, 2014) y de tomografía sísmica (González-Vidal *et al.*, 2018) se interpreta una estructura para la Falla Mesamávida. Esta se enraíza a ~35 km de profundidad en un *detachment* tipo *ramp and flat* el cual se conecta a fajas corridas y plegadas ubicadas hacia el este.

5.2.1. Sismicidad cortical en la Falla Mesamávida

Tal como se describe en el capítulo 4.4., se registraron 24 sismos corticales, con profundidades entre ~10 y 40 km, los cuales pueden categorizarse en tres grupos. Los eventos pertenecientes al tercer grupo en particular tienen los errores más elevados en su localización. Corresponden a 4 sismos con profundidades entre 11.3 y 18.4 km. Sorprende la similitud que estos poseen con los eventos someros (profundidad < 2 km) descritos por Wasserman (2008). La figura 5.7 muestra una comparación entre las trazas de un sismo registrado en este estudio (figura 5.7.A) y uno presentado por Wasserman (2008) (figura 5.7.B). Al igual que lo descrito por Wasserman (2008), los sismos pertenecientes al grupo 3 del presente estudio se encuentran en un rango de frecuencias de 1 a 5 Hz y es difícil o imposible distinguir sus ondas S. Dados estos antecedentes y considerando que la identificación de ondas S es crucial para una buena determinación de la profundidad del hipocentro (Stein y Wiens, 1986), es factible que los 4 sismos pertenecientes al grupo 3 estén mal localizados y en realidad sean más someros.

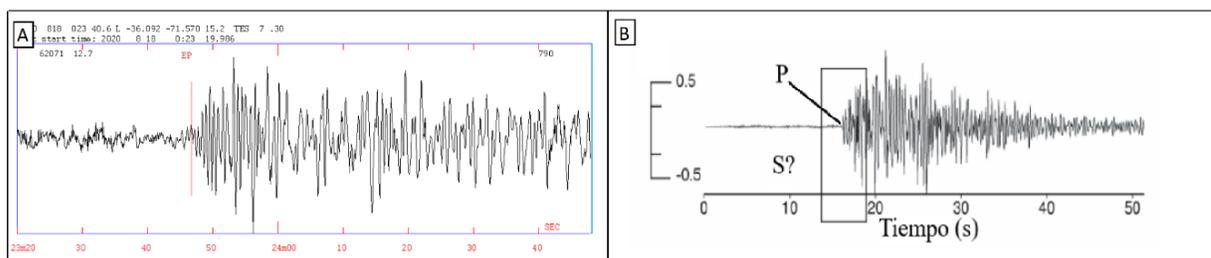


Figura 5.7: Comparación entre sismos del grupo 3 registrados en este trabajo (A) y sismos someros descritos por Wasserman, 2008 (B).

Los eventos pertenecientes a los grupos 1 y 2 poseen bajos errores en su localización y, sin embargo, algunos ocurren fuera de la traza mapeada actualmente para la Falla Mesamávida, con epicentros que ocurren más al norte o al sur de la misma. Dada la distribución de esta sismicidad y la topografía observada en un modelo de elevación digital (DEM) es factible que la FM en realidad

se prolongue hacia el norte y sur de lo mapeado por Sepúlveda, 2019 (figura 5.8). Vega (2021) hace una observación similar. De acuerdo con el largo de ruptura necesario para producir el desplazamiento vertical medido en una trinchera, calcula que la falla debiese medir entre 14 y 18 km, considerablemente más de lo que está mapeado actualmente. Esta interpretación concuerda con la sismicidad registrada en el presente estudio. La figura 5.8 muestra la traza de la Falla Mesamávida y la prolongación propuesta por Vega (2021) y corroborada en este trabajo.

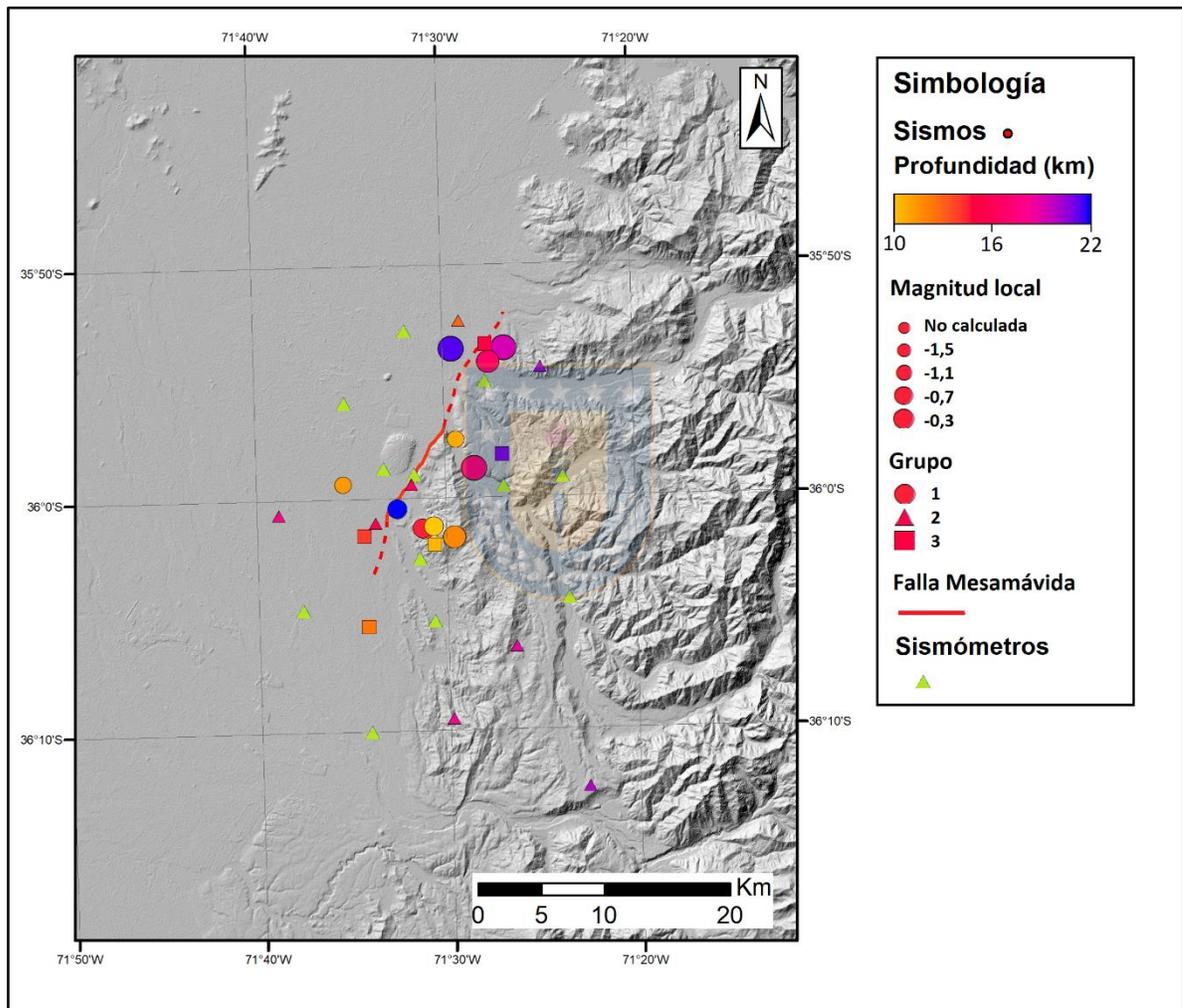


Figura 5.8: Ampliación del mapa de sismicidad cortical de la figura 4.6. La línea roja continua marca la extensión de la Falla Mesamávida en el escarpe donde ha sido estudiada por Sepúlveda (2019) y Vega (2021). La línea roja punteada indica la prolongación propuesta por Vega (2021).

5.3. Posible recurrencia de sismos $M_w > 6,0$

La distribución de frecuencia v/s magnitud de terremotos en el espacio y tiempo en general sigue la Ley de Gutenberg–Richter (Gutenberg y Richter, 1944):

$$\text{Log}_{10}N = a - bM$$

donde N representa el número de sismos en un lugar dado, con magnitudes iguales o mayores a M , a es el número total de sismos y b , también llamada *b-value*, determina la pendiente de la ecuación y la distribución relativa entre las magnitudes de sismos (Mignan y Woessner, 2012 y Wu *et al.*, 2018). A escala global, *b-value* tiene valores promedio entre 0,8 y 1,2 (Pacheco *et al.*, 1992). Un elevado *b-value* (>1) implica un predominio de eventos pequeños mientras que un valor bajo (<1) indica un predominio de eventos grandes (Wu *et al.*, 2018). De esta forma, puede ser utilizado para estimar la cantidad de sismos de cierta magnitud que ocurrirán en una región en un tiempo dado. Sin embargo, no es aplicable a terremotos de gran magnitud, cuya dimensión iguala el ancho de la zona sismogénica, ya que estos se desvían de la Ley de Gutenberg – Richter (Pacheco *et al.*, 1992).

Para calcular el *b-value* de un área, es necesario antes conocer la magnitud de completitud (M_c) del catálogo ya que el registro para sismos de magnitud inferior es considerado incompleto y deben descartarse. M_c puede ser determinada gráficamente comparando la distribución de frecuencia – magnitud (FMD por sus siglas en inglés) incremental y acumulada. La magnitud donde la FMD incremental se desvía de la acumulada es considerada la magnitud de completitud (Mignan y Woessner, 2012).

Debido a la poca cantidad de magnitudes obtenidas para la sismicidad cortical (11 sismos, anexo 3), no fue posible calcular *b-value* para la Falla Mesamávida, ya que este valor no sería estadísticamente representativo. Sin embargo, de acuerdo con Schorlemmer *et al.* (2005) $b \sim 0,7$ para fallas inversas y $b \sim 1,0$ en promedio global. Al no poder calcular este parámetro específicamente para la falla, se utilizó el rango 0,7 – 1,0 para estimar un periodo de retorno mínimo y máximo para sismos en la FM. De esta forma, y considerando la tasa de sismicidad medida, se calculó una recurrencia de eventos M_w 6,0 a 6,5 estimativa mínima de 12 ka ($b = 0,7$) y máxima

de 2 ma ($b = 1,0$). El rango es extremadamente amplio ya que $b - value$ posee una relación exponencial con la recurrencia de los eventos. Sin embargo, es necesario considerar que la Falla Mesamávida es una falla inversa, por lo que el $b - value$ real probablemente es más cercano a 0,7 que 1,0 y por lo tanto, la el tiempo de retorno de sismos Mw 6,0 a 6,5 sería cercano a 12 ka.

Sepúlveda (2019) estima un periodo de recurrencia de 1000 a 2000 años para sismos Mw ~6,12 y 2500 a 3000 años para sismos Mw ~6,7. Este tiempo es similar al calculado con un $b = 0,7$ pero discrepa ampliamente con aquel calculado para $b = 1,0$. Este argumento apoya la posibilidad más probable, de que $b - value$ en la Falla Mesamavida sea cercano a 0,7.

5.4. Limitaciones de los resultados

Inicialmente, se planificó instalar 12 sismómetros de corto periodo por 1 año, entre enero 2020 y enero 2021. Sin embargo, complicaciones asociadas inicialmente al estallido social ocurrido en Chile y luego a la pandemia de COVID – 19 impidieron realizar la instalación de las estaciones sísmicas según se había previsto. Debido a esto, el periodo de estudio fue más corto de lo esperado, durando entre julio 2020 y enero 2021. Por limitaciones asociadas a la pandemia, tampoco se logró hacer una mantención adecuada de las estaciones sísmicas, lo cual resultó en que muchas de ellas estuvieran fuera de funcionamiento en ciertos periodos de tiempo, como se describe en el capítulo 2.1.3.

Por otra parte, se observó una marcada relación entre la cantidad de sismos registrados y la hora del día. La mayor parte de los eventos del catálogo ocurrieron entre las 2:00 y 9:00 horas y se reducen a menos de la mitad entre las 13:00 y 21:00. Esta variación se asocia a actividad antrópica, ya que, durante la tarde, cuando la población es más activa, hubo una mayor cantidad de ruido en el registro de las estaciones, dificultando la identificación de sismos. Considerando que gran parte de los eventos detectados, en especial la sismicidad cortical, tuvo magnitudes $M_l < 0$, con amplitudes cercanas al nivel de ruido, es evidente que no se registró la totalidad de eventos ocurridos, especialmente durante la tarde. La considerable cantidad de ruido registrada se debe a que el área de estudio se encuentra en una zona densamente poblada y con abundante actividad agrícola.

Ambos factores anteriormente mencionados, sumados a una baja tasa de sismicidad en la Falla Mesamávida, resultan en que la cantidad de sismos registrada, en particular los corticales, fue baja. A su vez, esto redujo la cantidad de eventos bien localizados con qué construir el modelo de velocidad. Si bien no existe una cantidad de sismos mínima para obtener un modelo de velocidad, lo ideal es trabajar con un catálogo grande, con alrededor de 500 o más eventos bien localizados (Kissling *et al.*, 1994 y Kissling 1995). Considerando esto, los 30 sismos bien localizados utilizados en este trabajo parecen insuficientes. Es posible que, de haber trabajado con un mayor set de eventos, se hubiese logrado obtener un mejor modelo, que permitiese reducir aún más el error en la localización de los hipocentros.



6. CONCLUSIONES

A partir del trabajo realizado y los resultados obtenidos se desprenden las siguientes conclusiones:

1. Calcular un modelo mínimo de velocidad 1D local permitió representar de mejor forma la estructura cortical bajo el área de estudio y reducir el error en la localización de hipocentros. Sin embargo, dicho modelo fue elaborado con una pequeña cantidad de sismos de baja magnitud. Podría ser mejorado, permitiendo reducir aún más el error, si se trabajase con una mayor cantidad de eventos registrados a lo largo de un periodo de tiempo más largo.
2. Se registró sismicidad en toda la corteza, desde 0 hasta 45 km de profundidad, donde se encuentra el moho. Es muy poco probable que todos estos sismos se nucleen en la Falla Mesamávida. Sin embargo, se observa un quiebre en la sismicidad entre los ~25 y 35 km de profundidad, donde no se detectaron eventos. Por lo tanto, se asocian los sismos más someros a la FM, mientras los más profundos probablemente se asocian a un sistema de *ramp and flat* en el cual esta se enraíza.
3. La Falla Mesamávida se encuentra activa en la actualidad, con una baja tasa de sismicidad. Se registraron 24 sismos corticales, con magnitudes $-1,5 \leq M_l \leq -0,3$ entre julio 2020 y enero 2021.
4. Vistos en un mapa, los sismos corticales tienen una tendencia general noreste, siguiendo el escarpe de la Falla Mesamávida. Vistos en un perfil E – W, se agrupan en un *cluster* manteante al este con alto ángulo ($\sim 76^\circ$). Sin embargo, dado el margen de error en las localizaciones, no se distingue de forma clara la geometría de la estructura.
5. Dados los antecedentes obtenidos en este trabajo, así como la sismicidad disponible en los catálogos del CSN y NEIC y el modelo termomecánico de Tassara *et al.* (*in prep*) se propone que la FM es una falla inversa manteante con $\sim 76^\circ$ al E enraizada en una estructura tipo *ramp and flat* a ~ 35 km de profundidad.

6. La sismicidad cortical registrada abala la prolongación de la Falla Mesamávida, propuesta por Vega (2021), en base al largo de ruptura necesario para producir el desplazamiento vertical medido en su estudio.

7. Debido al corto periodo de operación de los sismómetros y a la baja tasa de sismicidad en la Falla Mesamávida, no se pudo calcular un *b – value*. Sin embargo, utilizando $b = 0,7$ y $b = 1,0$ se puede obtener una estimación del periodo de retorno de sismos $6,0 \leq M_w \leq 6,5$ en un rango de 12 ka a 2 ma. Dadas las características de la falla, es más probable que este tiempo se encuentre cercano al limite inferior de 12 ka.

8. El corto periodo de operación de los sismómetros y dificultades para realizar salidas a terreno producto de la pandemia COVID – 19, afectaron negativamente los resultados de este trabajo, reduciendo la cantidad de sismos registrados. A pesar de esto, fue posible confirmar que la Falla Mesamávida se encuentra activa. Por esto, sumado a que se sitúa en una región abundantemente poblada y con considerable actividad económica, se sugiere realizar un estudio de mayor duración de la micro – sismicidad en el área. El objetivo es obtener un modelo mínimo de velocidad 1D local de mejor resolución, poder calcular el *b – value* más representativo a largo plazo en la falla y caracterizar el peligro geológico que esta implica para las poblaciones colindantes.

REFERENCIAS

- Aguirre, L., Hervé, F. y Godoy, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile-an outline.
- Ammirati, J. B., Vargas, G., Rebolledo, S., Abrahami, R., Potin, B., Leyton, F., & Ruiz, S. (2019). The crustal seismicity of the Western Andean Thrust (Central Chile, 33°–34° S): implications for regional tectonics and seismic hazard in the Santiago Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5), 1985-1999.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2)
- Astaburuaga, D. (2014). Evolución estructural del límite Mesozoico - Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Tesis para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Bai, L., Wu, Z., Zhang, T., y Kawasaki, I. (2006). The effect of distribution of stations upon location error: Statistical tests based on the double-difference earthquake location algorithm and the bootstrap method. *Earth, Planets and Space*, 58(2).
- Becerra, J., Contreras-Reyes, E., y Arriagada, C. (2013). Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics*, 592, 53–66.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., y Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities.
- Bondár, I., Myers, S. C., Engdahl, E. R., y Bergman, E. A. (2004). Epicentre accuracy based on seismic network criteria. *Geophysical Journal International*, 156(3), 483–496.
- Buitrago, C. (2016). Caracterización de Formación mediante Relación Vp/Vs obtenidas con Procesamiento de Ondas P y PS. Tesis para optar al título de Magister en Geofísica. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias.
- Burov, E. (2010). The equivalent elastic thickness (T_e), seismicity and the long-term rheology of continental lithosphere: time to burn-out “crème brûlée”? Insights from large-scale geodynamic modeling. *Tectonophysics*, 484(1-4), 4-26.
- Burov, E. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, 28(8), 1402-1443.

- Calle, D. (2018). Tomografía sísmica pasiva 3D de estructuras corticales en el margen costero de Chile Central: Caracterización en profundidad de la Falla Pichilemu. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile, Departamento de Geofísica.
- Campos, J., Ruiz, S., Ruiz, J., Kausel, E., Thiele, R., Saragoni, R., y Sepúlveda, S. (2005). Terremotos corticales de las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004: un análisis comparativo con los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995: Nuevos antecedentes para el peligro geológico.
- Cardona, C., Tassara, A., Gil-Cruz, F., Lara, L., Morales, S., Kohler, P., y Franco, L. (2018). Crustal seismicity associated to rapid surface uplift at Laguna del Maule Volcanic Complex, Southern Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 353, 83–94.
- Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M. C., y Novacek, M. J. (1996). New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5–6), 393–422.
- Comte, D., y Suárez, G. (1994). An inverted double seismic zone in Chile: Evidence of phase transformation in the subducted slab. *Science*, 263(5144), 212–215.
- Creixell, C. 2001. Petrología y geotermobarometría de las rocas intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00'. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra.
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, C. M., Ramírez, V., Calderón, M., y Godoy, E. (2014). U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*, 41(1), 49–82.
- Doglioni, C. (2015). Plate tectonics, earthquakes and seismic hazard. *Atti dei Convegni Lincei*, 306.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., y Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., y Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Flynn, J. J., Wyss, A. R., Croft, D. A., y Charrier, R. (2003). The Tinguiririca Fauna, Chile: Biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal "Age." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195(3–4), 229–259.
- Fock, A., Charrier, R., Farias, M., y Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34° S).

- Folguera, A., Zapata, T., y Ramos, V. A. (2006). Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. *Special papers-Geological Society of America*, 407, 267.
- Gajardo, A. (1981). Avance geológico hoja Concepción-Chillan: Región del Bio-Bio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A., y Hoke, G. (2012). Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(7–8), 1339–1351.
- Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30' - 33°45'S), Argentina and Chile.
- Giambiagi, L., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., y Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22(4).
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V. H., Suriano, J., Moreiras, S. M., y Pagano, S. D. (2015). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyán transect (33°40'S): From the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society Special Publication*, 399, 63–82.
- González-Vidal, D., Obermann, A., Tassara, A., Bataille, K., y Lupi, M. (2018). Crustal model of the Southern Central Andes derived from ambient seismic noise Rayleigh-wave tomography. *Tectonophysics*, 744, 215-226.
- González, O. y Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 sur.
- Hacker, B. R., Abers, G. A., & Peacock, S. M. (2003). Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- Hauser, A. (1995). Carta Hidrogeológica de Chile, Hoja Talca. SERNAGEOMIN.
- Havskov, J., y Ottemöller, L. (1999). SeisAn Earthquakes Analysis Software.
- Hervé, F. (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile.
- Hervé, F., Faundez, V., Calderon, M., Massonne, H., y Willner, A. P. (2007). Metamorphic and plutonic basement complexes.
- Hervé, M. (1977). Geología del área al E de Liquiñe, Prov. de Valdivia, IX Región. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- Husen, S., Kissling, E., & Flueh, E. R. (2000). Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28183-28198.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), pp.341-361.
- Kanamori, H. (1995). The Kobe (Hyogo-ken Nanbu), Japan, Earthquake of January 16, 1995.
- Kausel, E., y Campos, J. (1992). The Ms = 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* (Vol. 72).
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 659-698.
- Kissling, E. (1995). *Velest User's Guide*. Institute of Geophysics, ETH Zurich.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., y Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10).
- Kley, J. (1999). Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- Lay, T., y Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences.
- Leyton, F., Pérez, A., Campos, J., Rauld, R., y Kausel, E. (2009). Anomalous seismicity in the lower crust of the Santiago Basin, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1–2), 17–25.
- Lienert, B., Lienert, B. R., Berg, E., y Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: an earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 76, Issue 3).
- Madariaga, R. (1998). Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, (10), 221
- Mignan, A., y Woessner, J. (2012). Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*.

Muñoz, F. (2018). Crustal velocity model and earthquake relocation of the northern Middle Magdalena Valley, Colombia. Tesis para optar al grado de Máster en Geología. Geneva and Lausanne School of Earth Sciences, Université de Genève.

Muñoz, J. y Niemeyer, H. (1984). Carta geológica de Chile, hoja Laguna del Maule. SERNAGEOMIN.

Muñoz, N., y Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile.

Naranjo, J., y Welkner, D. (2004). Informe sobre efectos del sismo del 28 de agosto 2004 en las nacientes del Río Teno, VII Region. SERNAGEOMIN.

Ottmøller, L., Voss, P., y Havskov, J. (2017). SEISAN earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSx

Pacheco, J. F., Scholz, C. H., y Sykes, L. R. (1992). Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature*, 355(6355), 71–73.

Radic, J. (2005). Tectonostratigraphic evolution of the Arauco-Itata forearc basin, Central Chile.

Ramos, V. A., Zapata, T., Cristallini, E., y Introcaso, A. (2004). The Andean thrust system - latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening.

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., y Armijo, R. (2018). Revisiting the crustal structure and kinematics of the central Andes at 33.5° S: Implications for the mechanics of Andean Mountain building. *Tectonics*, 37(5), 1347-1375.

Riesner, M., Simoes, M., Carrizo, D., & Lacassin, R. (2019). Early exhumation of the Frontal Cordillera (Southern Central Andes) and implications for Andean mountain-building at~ 33.5 S. *Scientific reports*, 9(1), 1-10.

Rojas Vera, E., Folguera, A., Valcarce, G. Z., Bottesi, G., y Ramos, V. A. (2014). Structure and development of the Andean system between 36 and 39 S. *Journal of Geodynamics*, 73, 34-52.

Ruegg, J. C. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, (6), 201-243.

Sepúlveda, T. (2019). Neotectónica y paleosismología de la Falla Mesamávida: evidencia de actividad cuaternaria tardía del Cabalgamiento Andino Occidental (WATF) en la Región del Maule, Chile Central (36°S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra.

SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 CD-Room, versión 1.0, base geológica escala, 1.*

Schorlemmer, D., Wiemer, S., y Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058):539–542

Sielfeld, G., Lange, D., y Cembrano, J. (2019). Intra-arc crustal seismicity: Seismotectonic implications for the southern Andes volcanic zone, Chile. *Tectonics*, 38, 552–578.

Stein, S., y Wiens, D. A. (1986). Depth Determination for Shallow Teleseismic Earthquakes: Methods and Results. *Reviews of Geophysics* (Vol. 24, Issue 4).

Tassara, A., y Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161-168.

Toda, S., y Tsutsumi, H. (2013). Simultaneous reactivation of two, subparallel, inland normal faults during the M w 6.6 11 April 2011 Iwaki earthquake triggered by the M w 9.0 Tohoku-oki, Japan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1584-1602.

Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., y Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083–1086.

Vásquez, P. (2001). Petrología y geotermobarometría del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de Chile entre los 36°30'S y 38°00'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra.

Vega, A. (2021). Paleosismología de la Falla Mesamávida, frente andino occidental en Chile Central (36°S): antecedentes a partir del mapeo de la Trinchera los Barros y la datación morfológica de su escarpe mediante el código scarpnet. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra.

Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. In *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-77). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.

Willner, A. P., Glodny, J., Gerya, T. v., Godoy, E., y Massonne, H. J. (2004). A counterclockwise P-T path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: Constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*, 75(3–4), 283–310.

Wu, Y. M., Chen, S. K., Huang, T. C., Huang, H. H., Chao, W. A., y Koulakov, I. (2018). Relationship between earthquake b-values and crustal stresses in a young orogenic belt. *Geophysical Research Letters*, 45(4), 1832-1837.

Zhang, X., Tsang, L. L., Wang, Y., & Zhao, B. (2009). Petrologic composition model of the upper crust in Bohai Bay basin, China, based on Lamé impedances. *Applied Geophysics*, 6(4), 327.

ANEXOS

Anexo 1: Código Python

```

# -*- coding: utf-8 -*-
from obspy.core import read, Stream, trace
import matplotlib.pyplot as plt
import numpy as np
import os, errno
import os.path
import glob

# The goal of this program is to be able to transform DataCube files into 24h files with all the station and the proper
names (for more information : elliot.jiwani-brown@unige.ch)

#-----INPUT VARIABLES-----

#This is where you input the location of the raw data, and the output directory

net_name = 'MESA'
loc_name = 'CL'

input_dir = '/home/skaergaard/Desktop/TERRENO2/' # Location of raw data
mseed_dir = '/home/skaergaard/Desktop/MSEED/' # Input for Miniseed files
mseedname_dir = '/home/skaergaard/Desktop/MSEED/MSEED_rn/'
mseedmerge_dir = '/home/skaergaard/Desktop/MSEED/MSEED_mr/'
mseedmerge_hhz_dir = '/home/skaergaard/Desktop/MSEED/MSEED_hhz/'
mseedmerge_hhe_dir = '/home/skaergaard/Desktop/MSEED/MSEED_hhe/'
mseedmerge_hhn_dir = '/home/skaergaard/Desktop/MSEED/MSEED_hhn/'
mergefile_name = 'MESA.ALL.CL.ALL.D.2020'
mergefile_hhz_name = 'MESA.ALL.CL.HHZ.D.2020'
mergefile_hhe_name = 'MESA.ALL.CL.HHE.D.2020'
mergefile_hhn_name = 'MESA.ALL.CL.HHN.D.2020'

if not os.path.exists(mseed_dir):
    try:
        os.makedirs(mseed_dir)
    except OSError as e:
        if e.errno != errno.EEXIST:
            raise

else:
    print (mseed_dir + " already exists")

if not os.path.exists(mseedname_dir):
    try:
        os.makedirs(mseedname_dir)
    except OSError as e:
        if e.errno != errno.EEXIST:
            raise

```

```

else:
    print (mseedname_dir + " already exists")

if not os.path.exists(mseedmerge_dir):
    try:
        os.makedirs(mseedmerge_dir)
    except OSError as e:
        if e.errno != errno.EEXIST:
            raise

else:
    print (mseedmerge_dir + " already exists")

if not os.path.exists(mseedmerge_hhz_dir):
    try:
        os.makedirs(mseedmerge_hhz_dir)
    except OSError as e:
        if e.errno != errno.EEXIST:
            raise

else:
    print (mseedmerge_hhz_dir + " already exists")

if not os.path.exists(mseedmerge_hhe_dir):
    try:
        os.makedirs(mseedmerge_hhe_dir)
    except OSError as e:
        if e.errno != errno.EEXIST:
            raise

else:
    print (mseedmerge_hhe_dir + " already exists")

if not os.path.exists(mseedmerge_hhn_dir):
    try:
        os.makedirs(mseedmerge_hhn_dir)
    except OSError as e:
        if e.errno != errno.EEXIST:
            raise

else:
    print (mseedmerge_hhn_dir + " already exists")

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Making input directories")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")

#-----PART1-----

```



#This part will transform the data from cube format to MSEED (May take some time depending on the size of the data)
 #Going from file to file in the chosen directory (here Raw_Data_June2017)
 for directory, subdirectories, files in os.walk(input_dir):

for file in files:

```
filestr=str(file)
#Find path of the current file
filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
#Print the file that will be converted
print (file)
#Use 'cube2mseed' script to perform the conversion. You can find this script following this link :
```

<http://www.gfz-potsdam.de/en/section/geophysical-deep-sounding/infrastructure/geophysical-instrument-pool-potsdam-gipp/software/gipptools/>

#You enter here the desired folder where the mseed will be processed (here 'Data_MarApr2018_Mseed')

```
os.system("cube2mseed --verbose --output-dir=" + mseed_dir + " " + filePath)
```

```
print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Covertng from cube to miniseed files")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")
```

#-----PART2-----

#The following part will change the name of network and the location for each file. Here we are using 'PL' for the network and 'GR' for the location.

#Same as part 1

for directory, subdirectories, files in os.walk(mseed_dir):

for file in files:

```
filestr=str(file)
#Find path of the current file
filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
#Read channel parameters of each files using obspy
cha=read(filePath) #sh
tr=cha[0]
print (filestr)
#Change (or add) network and location name, then rewrite each file in the current directory.
#Add network name
tr.stats.network=net_name
#Add location name
tr.stats.location=loc_name
#Change channel name
if tr.stats.channel=='p0' :
    tr.stats.channel='HHZ'
if tr.stats.channel=='p1' :
    tr.stats.channel='HHN'
if tr.stats.channel=='p2' :
    tr.stats.channel='HHE'
```

#Change Station Name (DataCubeStations Name always start with 'c0', we want to remove that from the file)

```
statName=tr.stats.station[0:2]
```

```

        if statName=='c0' :
            tr.stats.station=tr.stats.station[2:5]
            #Writing new files with the good names into Renamed directory
            tr.write(mseed_dir + filestr, format='MSEED')

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Renaming header of miniseed files and writing into new folder")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")

#-----PART3-----

#Here we rename all the files created using SDS naming convention
#Use 'mseedrename' script to perform the conversion. You can find this script following this link : http://www.gfz-potsdam.de/en/section/geophysical-deep-sounding/infrastructure/geophysical-instrument-pool-potsdam-gipp/software/gipptools/
#You enter here the desired folder where the mseed will be processed (here running folder :
home/elliott/Documents/EAJB_CR_fieldwork)
os.system("mseedrename --verbose --template=%N.%S.%L.%C.D.%Y.%j --output-dir=" + mseedrename_dir + " " +
mseed_dir)
#os.system("rm -r " + mseed_dir)

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Renaming filename of miniseed files")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")

#-----PART4-----

# The goal of this program is to regroup the files of the same day into one. (With all the channels and all the stations)

for h in range(1,10):
    ncomp = str(h)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrename_dir):
        dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('00' + ncomp):

                try:
                    fil = read(filePath)

```



```

station = str(fil[0].stats.station)
channel = str(fil[0].stats.channel)

st = read (mseedname_dir + 'MESA.' + station + '.CL.' + channel +
'.D.2020.00' + ncomp)

st.write(mseedrname_dir + 'test', format = 'MSEED')
os.system("cp " + "MESA." + station + ".CL." + channel + ".D.2020.00"
+ ncomp + " test")

os.system("cat " + mseedrname_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedrname_dir + "MESA." + station + ".CL." + channel + ".D.2020.00" + ncomp)
os.system("rm " + mseedrname_dir + "test")

except IOError:
os.system("cat " + filePath + " > " + mseedrname_dir + "MESA." + station
+ ".CL." + channel + ".D.2020.00" + ncomp)

```

#This will merge the Julian days with two digits

```

for h in range(99,100):
ncomp = str(h)
print ("Processing day : "+ncomp)
for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
#     dailydata_st = Stream()
for file in files:
filestr=str(file)
#Find path of the current file
filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
if file.endswith('0' + ncomp):

try:
fil = read(filePath)
station = str(fil[0].stats.station)
channel = str(fil[0].stats.channel)

st = read (mseedrname_dir + 'MESA.' + station + '.CL.' + channel +
'.D.2020.0' + ncomp)

st.write(mseedrname_dir + 'test', format = 'MSEED')
os.system("cp " + "MESA." + station + ".CL." + channel + ".D.2020.0" +
ncomp + " test")

os.system("cat " + mseedrname_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedrname_dir + "MESA." + station + ".CL." + channel + ".D.2020.0" + ncomp)
os.system("rm " + mseedrname_dir + "test")

except IOError:
os.system("cat " + filePath + " > " + mseedrname_dir + "MESA." + station
+ ".CL." + channel + ".D.2020.0" + ncomp)

```

#This will merge the Julian days with three digits

```

for h in range(100,366):
ncomp = str(h)

```

```

print ("Processing day : "+ncomp)
for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
    dailydata_st = Stream()
    for file in files:
        filestr=str(file)
        #Find path of the current file
        filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
        if file.endswith(ncomp):

            try:
                fil = read(filePath)
                station = str(fil[0].stats.station)
                channel = str(fil[0].stats.channel)

                st = read (mseedname_dir + 'MESA.' + station + '.CL.' + channel +
'.D.2020.' + ncomp)

                st.write(mseedname_dir + 'test', format = 'MSEED')
                os.system("cp " + mergefile_name + "." + ncomp + " test")
                os.system("cat " + mseedname_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedname_dir + "MESA." + station + ".CL." + channel + ".D.2020." + ncomp)
                os.system("rm " + mseedname_dir + "test")

            except IOError:
                os.system("cat " + filePath + ">" + mseedname_dir + "MESA." + station
+ ".CL." + channel + ".D.2020." + ncomp)

#os.system("rm " + mseedname_dir + "JL.*")

#This will merge the Julian days with one digits

for hh in range(1,9):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
        dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('D.2020.00' + ncomp):

                try:
                    st = read(mseedmerge_dir + mergefile_name + '.00' + ncomp)
                    st.write(mseedmerge_dir + 'test', format = 'MSEED')
                    os.system("cp " + mergefile_name + ".00" + ncomp + " test")
                    os.system("cat " + mseedmerge_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_dir + mergefile_name + ".00" + ncomp)
                    os.system("rm " + mseedmerge_dir + "test")
                except IOError:
                    os.system("cat " + filePath + ">" + mseedmerge_dir + mergefile_name
+ ".00" + ncomp)

```

#This will merge the Julian days with two digits

```

for hh in range(10,99):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
        #        dailydata_st = Stream()
            for file in files:
                filestr=str(file)
                #Find path of the current file
                filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
                if file.endswith('D.2020.0' + ncomp):

                    try:
                        st = read(mseedmerge_dir + mergefile_name + '.0' + ncomp)
                        st.write(mseedmerge_dir + 'test', format = 'MSEED')
                        os.system("cp " + mergefile_name + ".0" + ncomp + " test")
                        os.system("cat " + mseedmerge_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_dir + mergefile_name + ".0" + ncomp)
                        os.system("rm " + mseedmerge_dir + "test")
                    except IOError:
                        os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_dir + mergefile_name
+ ".0" + ncomp)

```

#This will merge the Julian days with three digits

```

for hh in range(100,365):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
        dailydata_st = Stream()
            for file in files:
                filestr=str(file)
                #Find path of the current file
                filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)

                if file.endswith('D.2020.'+ ncomp):

                    try:
                        st = read(mseedmerge_dir + mergefile_name + '.' + ncomp)
                        st.write(mseedmerge_dir + 'test', format = 'MSEED')
                        os.system("cp " + mergefile_name + "." + ncomp + " test")
                        os.system("cat " + mseedmerge_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_dir + mergefile_name + "." + ncomp)
                        os.system("rm " + mseedmerge_dir + "test")
                    except IOError:
                        os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_dir + mergefile_name
+ "." + ncomp)

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Merging all miniseeds into 1 day")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")

```

```
## Merge all HHZ into 1 file
```

```
#This will merge the Julian days with one digits
```

```
for hh in range(1,9):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
        dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('HHZ.D.2020.00' + ncomp):

                try:
                    st = read(mseedmerge_hhz_dir + mergefile_hhz_name + '.00' + ncomp)
                    st.write(mseedmerge_hhz_dir + 'test', format = 'MSEED')
                    os.system("cp " + mergefile_hhz_name + ".00" + ncomp + " test")
                    os.system("cat " + mseedmerge_hhz_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhz_dir + mergefile_hhz_name + ".00" + ncomp)
                    os.system("rm " + mseedmerge_hhz_dir + "test")
                except IOError:
                    os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhz_dir +
mergefile_hhz_name + ".00" + ncomp)
```

```
#This will merge the Julian days with two digits
```

```
for hh in range(10,99):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
        # dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('HHZ.D.2020.0' + ncomp):

                try:
                    st = read(mseedmerge_hhz_dir + mergefile_hhz_name + '.0' + ncomp)
                    st.write(mseedmerge_hhz_dir + 'test', format = 'MSEED')
                    os.system("cp " + mergefile_hhz_name + ".0" + ncomp + " test")
                    os.system("cat " + mseedmerge_hhz_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhz_dir + mergefile_hhz_name + ".0" + ncomp)
                    os.system("rm " + mseedmerge_hhz_dir + "test")
                except IOError:
                    os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhz_dir +
mergefile_hhz_name + ".0" + ncomp)
```

```
#This will merge the Julian days with three digits
```

```
for hh in range(100,365):
```

```

ncomp = str(hh)
print ("Processing day : "+ncomp)
for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
    dailydata_st = Stream()
    for file in files:
        filestr=str(file)
        #Find path of the current file
        filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)

        if file.endswith('HHZ.D.2020.'+ ncomp):

            try:
                st = read(mseedmerge_hhz_dir + mergefile_hhz_name + '.' + ncomp)
                st.write(mseedmerge_hhz_dir + 'test', format = 'MSEED')
                os.system("cp " + mergefile_hhz_name + "." + ncomp + " test")
                os.system("cat " + mseedmerge_hhz_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhz_dir + mergefile_hhz_name + "." + ncomp)
                os.system("rm " + mseedmerge_hhz_dir + "test")
            except IOError:
                os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhz_dir +
mergefile_hhz_name + "." + ncomp)

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Merging all hhz miniseeds into 1 day")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")

## Merge all HHZ into 1 file

#This will merge the Julian days with one digits

for hh in range(1,9):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
        dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('HHE.D.2020.00' + ncomp):

                try:
                    st = read(mseedmerge_hhe_dir + mergefile_hhe_name + '.00' + ncomp)
                    st.write(mseedmerge_hhe_dir + 'test', format = 'MSEED')
                    os.system("cp " + mergefile_hhe_name + ".00" + ncomp + " test")
                    os.system("cat " + mseedmerge_hhe_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhe_dir + mergefile_hhe_name + ".00" + ncomp)
                    os.system("rm " + mseedmerge_hhe_dir + "test")
                except IOError:
                    os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhe_dir +
mergefile_hhe_name + ".00" + ncomp)

```



#This will merge the Julian days with two digits

```

for hh in range(10,99):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
        #        dailydata_st = Stream()
            for file in files:
                filestr=str(file)
                #Find path of the current file
                filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
                if file.endswith('HHE.D.2020.0' + ncomp):

                    try:
                        st = read(mseedmerge_hhe_dir + mergefile_hhe_name + '.0' + ncomp)
                        st.write(mseedmerge_hhe_dir + 'test', format = 'MSEED')
                        os.system("cp " + mergefile_hhe_name + ".0" + ncomp + " test")
                        os.system("cat " + mseedmerge_hhe_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhe_dir + mergefile_hhe_name + ".0" + ncomp)
                        os.system("rm " + mseedmerge_hhe_dir + "test")
                    except IOError:
                        os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhe_dir +
mergefile_hhe_name + ".0" + ncomp)

```

#This will merge the Julian days with three digits

```

for hh in range(100,365):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
        dailydata_st = Stream()
            for file in files:
                filestr=str(file)
                #Find path of the current file
                filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)

                if file.endswith('HHE.D.2020.'+ ncomp):

                    try:
                        st = read(mseedmerge_hhe_dir + mergefile_hhe_name + '.' + ncomp)
                        st.write(mseedmerge_hhe_dir + 'test', format = 'MSEED')
                        os.system("cp " + mergefile_hhe_name + "." + ncomp + " test")
                        os.system("cat " + mseedmerge_hhe_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhe_dir + mergefile_hhe_name + "." + ncomp)
                        os.system("rm " + mseedmerge_hhe_dir + "test")
                    except IOError:
                        os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhe_dir +
mergefile_hhe_name + "." + ncomp)

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Merging all hhe miniseeds into 1 day")
print (" ")
print ("-----")

```

```

print (" ")

## Merge all HHZ into 1 file

#This will merge the Julian days with one digits

for hh in range(1,9):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
        dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('HHN.D.2020.00' + ncomp):

                try:
                    st = read(mseedmerge_hhn_dir + mergefile_hhn_name + '.00' + ncomp)
                    st.write(mseedmerge_hhn_dir + 'test', format = 'MSEED')
                    os.system("cp " + mergefile_hhz_name + ".00" + ncomp + " test")
                    os.system("cat " + mseedmerge_hhn_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhn_dir + mergefile_hhn_name + ".00" + ncomp)
                    os.system("rm " + mseedmerge_hhn_dir + "test")
                except IOError:
                    os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhn_dir +
mergefile_hhn_name + ".00" + ncomp)

#This will merge the Julian days with two digits

for hh in range(10,99):
    ncomp = str(hh)
    print ("Processing day : "+ncomp)
    for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedrname_dir):
        #        dailydata_st = Stream()
        for file in files:
            filestr=str(file)
            #Find path of the current file
            filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)
            if file.endswith('HHN.D.2020.0' + ncomp):

                try:
                    st = read(mseedmerge_hhn_dir + mergefile_hhn_name + '.0' + ncomp)
                    st.write(mseedmerge_hhn_dir + 'test', format = 'MSEED')
                    os.system("cp " + mergefile_hhn_name + ".0" + ncomp + " test")
                    os.system("cat " + mseedmerge_hhn_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhn_dir + mergefile_hhn_name + ".0" + ncomp)
                    os.system("rm " + mseedmerge_hhn_dir + "test")
                except IOError:
                    os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhn_dir +
mergefile_hhn_name + ".0" + ncomp)

#This will merge the Julian days with three digits

for hh in range(100,365):
    ncomp = str(hh)

```

```

print ("Processing day : "+ncomp)
for directory, subdirectories, files in os.walk(mseedname_dir):
    dailydata_st = Stream()
    for file in files:
        filestr=str(file)
        #Find path of the current file
        filePath = os.path.join(os.path.abspath(directory), file)

        if file.endswith('HHN.D.2020.'+ ncomp):

            try:
                st = read(mseedmerge_hhn_dir + mergefile_hhn_name + '.' + ncomp)
                st.write(mseedmerge_hhn_dir + 'test', format = 'MSEED')
                os.system("cp " + mergefile_hhn_name + "." + ncomp + " test")
                os.system("cat " + mseedmerge_hhn_dir + "test " + filePath + " > " +
mseedmerge_hhn_dir + mergefile_hhn_name + "." + ncomp)
                os.system("rm " + mseedmerge_hhn_dir + "test")
            except IOError:
                os.system("cat " + filePath + " > " + mseedmerge_hhn_dir +
mergefile_hhn_name + "." + ncomp)

print (" ")
print ("-----")
print (" ")
print ("DONE - Merging all hhn miniseeds into 1 day")
print (" ")
print ("-----")
print (" ")

```



Anexo 2: Catalogo de sismos locales

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof. (km)	MI	Nr. estaciones
18-07-2020	23:42:43	-35.959	-71.49	12.7	-1.5	5
18-07-2020	0:53:25	-35.99	-71.59	12.9		6
21-07-2020	0:52:36	-35.874	-71.485	17		6
21-07-2020	0:57:30	-36.209	-71.378	34.6		5
22-07-2020	0:01:24	-36.159	-71.497	33.9		6
26-07-2020	0:20:25	-36.039	-71.454	78.7		6
27-07-2020	0:11:12	-36.142	-71.475	106		7
28-07-2020	0:58:50	-35.799	-71.463	111.4		8
31-07-2020	8:28:21	-36.211	-71.454	120.9		7
03-08-2020	0:32:47	-36.084	-71.647	92.6		7
04-08-2020	0:15:49	-35.975	-71.528	102.4	-0.3	9
07-08-2020	0:17:50	-35.881	-71.468	36.9	-0.3	8
09-08-2020	18:32:42	-35.863	-71.474	157.7		7
11-08-2020	0:52:31	-36.118	-71.597	80.6	0	7
13-08-2020	8:06:09	-35.975	-71.217	129.9		7
14-08-2020	0:02:28	-36.004	-71.663	96		8
15-08-2020	0:40:45	-36.141	-71.324	111.1		7
16-08-2020	0:49:29	-36.081	-71.647	75.3		7
17-08-2020	0:09:39	-35.932	-71.626	79.8		7
17-08-2020	0:44:42	-35.981	-71.404	103.8		7
18-08-2020	0:23:42	-36.034	-71.51	11.3		7
18-08-2020	0:23:41	-36.092	-71.57	15.2		7
18-08-2020	0:52:58	-35.938	-71.544	77.8	-0.5	7
18-08-2020	0:17:24	-36.106	-71.579	78.3	-0.4	7
18-08-2020	0:19:23	-35.857	-71.356	97.9		7
20-08-2020	0:00:47	-35.892	-71.444	34		7
20-08-2020	0:36:52	-35.813	-71.444	46.9		7

20-08-2020	0:08:07	-35.963	-71.805	72.4		7
21-08-2020	0:15:14	-36.027	-71.572	17.4		7
22-08-2020	0:46:39	-35.867	-71.826	65.4		7
22-08-2020	8:23:13	-36.037	-71.503	93.1	-0.4	7
23-08-2020	0:49:26	-35.804	-71.587	85.9		7
24-08-2020	0:31:46	-35.845	-71.805	70.8		7
24-08-2020	4:51:41	-36.152	-71.099	75.5		6
24-08-2020	0:23:07	-36.208	-71.875	76.6		7
26-08-2020	0:01:25	-35.937	-71.366	111.5		7
27-08-2020	0:38:00	-36.189	-71.636	83.3		6
27-08-2020	0:24:02	-35.785	-71.424	90.7		7
27-08-2020	0:28:15	-35.774	-71.442	96.3		7
28-08-2020	0:20:39	-35.968	-71.61	84		7
31-08-2020	0:28:55	-36.029	-71.493	14.7	-1.1	7
01-09-2020	0:27:49	-36.116	-71.533	74.5	-0.9	7
01-09-2020	11:57:06	-36.059	-71.462	84	-0.4	7
01-09-2020	0:53:05	-35.895	-71.436	87.7		7
01-09-2020	2:40:35	-35.935	-71.328	133.6		7
02-09-2020	0:40:40	-36.039	-71.944	73.9		7
03-09-2020	0:02:02	-35.839	-71.444	40.1		7
04-09-2020	0:35:35	-35.877	-71.82	66.1		7
04-09-2020	0:14:46	-36.261	-71.687	79.5		5
04-09-2020	0:42:56	-35.958	-71.352	96.1		6
04-09-2020	0:15:54	-35.843	-71.358	107.2		7
05-09-2020	0:30:44	-36.018	-71.562	20.7		7
05-09-2020	0:09:13	-35.857	-71.683	72.2		7
05-09-2020	0:11:51	-35.757	-71.485	80.2		7
06-09-2020	8:35:06	-36.043	-71.84	71.2		8
06-09-2020	0:23:24	-36.069	-71.446	90.1	0.3	7
08-09-2020	0:02:22	-35.938	-71.426	102.1		7

09-09-2020	0:01:34	-36.073	-71.387	83.5	-0.7	7
09-09-2020	0:33:15	-36.12	-71.341	92.2		7
10-09-2020	0:24:36	-35.86	-71.486	48.7		8
10-09-2020	0:32:20	-35.987	-71.256	103		7
10-09-2020	0:58:18	-36.159	-71.353	107.9		8
12-09-2020	17:57:36	-35.908	-71.414	35.7		6
12-09-2020	0:21:26	-35.829	-71.696	71.3		6
12-09-2020	23:50:47	-35.782	-71.629	80.1		6
12-09-2020	0:06:41	-36.276	-71.43	96.4		6
12-09-2020	0:20:56	-35.974	-71.281	98.4		7
13-09-2020	10:01:14	-36.116	-71.41	99.1		8
15-09-2020	0:09:29	-35.924	-71.645	84.5		7
15-09-2020	0:29:29	-35.838	-71.345	91.6		8
15-09-2020	0:29:29	-35.966	-71.546	94.3		8
16-09-2020	0:41:52	-35.815	-71.747	87.9		7
16-09-2020	0:40:45	-35.969	-71.314	107.2		6
17-09-2020	0:34:43	-35.904	-71.46	22.9	-1	6
18-09-2020	0:41:49	-35.834	-71.371	92.7		6
18-09-2020	0:58:48	-36.194	-71.621	97.8		6
19-09-2020	0:17:41	-36.055	-71.471	101.9	0.4	6
20-09-2020	0:56:35	-35.98	-71.944	63		6
20-09-2020	0:57:53	-35.935	-71.664	78.6		6
23-09-2020	0:37:12	-36.014	-71.376	91		6
23-09-2020	0:24:59	-36.068	-71.492	95.4		6
24-09-2020	0:32:12	-36.132	-71.586	88.4	-0.4	6
25-09-2020	0:56:26	-35.833	-71.62	72.4		6
26-09-2020	0:10:13	-36.114	-71.415	86.2	-0.4	6
27-09-2020	0:37:21	-36.039	-71.47	81.3	-0.6	6
27-09-2020	0:44:59	-35.776	-71.429	101.2		6
27-09-2020	0:40:24	-35.872	-71.391	108.7		6

27-09-2020	0:56:26	-35.962	-71.411	114.7		7
28-09-2020	0:38:38	-35.991	-71.53	21.1		5
28-09-2020	0:15:59	-35.968	-71.874	77.2		4
28-09-2020	0:22:28	-35.96	-71.64	79		7
28-09-2020	0:52:31	-35.985	-71.32	109.6		7
28-09-2020	0:52:29	-35.996	-71.382	110.5		6
29-09-2020	0:48:21	-36.008	-71.543	39.5	-1.2	6
30-09-2020	0:59:19	-36.104	-71.395	84.7	-0.4	7
01-10-2020	0:00:55	-36.011	-71.647	32.6		5
03-10-2020	0:53:15	-35.965	-71.918	67.7		6
03-10-2020	0:26:58	-35.877	-71.551	81.3		6
03-10-2020	0:16:51	-36.078	-71.676	82.9	-0.7	6
04-10-2020	0:36:32	-36.12	-71.715	77		6
05-10-2020	0:04:38	-36.027	-71.521	46.4	-1	6
05-10-2020	2:38:55	-35.9	-71.846	64.4		6
05-10-2020	1:10:53	-36.128	-71.611	83	-0.6	6
06-10-2020	0:41:28	-36.201	-71.565	84.7		6
07-10-2020	0:40:33	-36.198	-71.789	78.2		6
07-10-2020	0:02:26	-36.005	-71.285	96.8		6
07-10-2020	0:38:26	-35.948	-71.757	100.2		6
08-10-2020	0:41:38	-36.169	-71.711	78.2		6
08-10-2020	0:19:26	-36.078	-71.513	106	-0.2	6
09-10-2020	0:32:53	-35.721	-71.431	56.6		6
09-10-2020	3:03:56	-36.289	-71.547	92.2		6
11-10-2020	0:31:10	-35.871	-71.673	72.7		6
12-10-2020	0:32:11	-36.165	-71.542	89.2		6
13-10-2020	0:55:34	-35.915	-71.431	84.7		7
13-10-2020	0:21:49	-36.065	-71.642	93.7	-0.5	7
13-10-2020	0:20:40	-36.317	-71.386	165.4		7
16-10-2020	2:42:59	-35.88	-71.668	97.7		6

16-10-2020	0:49:42	-35.81	-71.482	102.5		7
17-10-2020	0:48:14	-35.936	-71.477	96.2	-0.4	7
20-10-2020	0:34:16	-36.199	-71.582	90.3		7
21-10-2020	0:49:06	-36.071	-71.81	71.9		6
21-10-2020	0:41:23	-36.204	-71.717	88.1		6
21-10-2020	0:09:51	-36.219	-71.572	92.3		6
21-10-2020	0:57:33	-35.938	-71.3	105.9	-0.4	6
22-10-2020	0:30:25	-36.035	-71.807	71.2		7
23-10-2020	0:10:02	-36.126	-71.674	78.2		6
23-10-2020	0:14:22	-36.127	-71.56	85.8		6
23-10-2020	0:58:34	-36.066	-71.518	96.5	-0.4	6
24-10-2020	0:08:15	-35.849	-71.354	102.1		6
25-10-2020	0:19:34	-36.099	-71.852	78		6
25-10-2020	0:23:30	-36.056	-71.442	82.6	-0.4	6
25-10-2020	0:25:40	-35.88	-71.588	129.8		7
26-10-2020	0:17:26	-35.954	-71.673	70.8		6
27-10-2020	0:07:48	-36.133	-71.501	116		5
28-10-2020	0:16:46	-35.914	-71.733	71.4		6
29-10-2020	0:48:46	-36.162	-71.6	80.1		5
29-10-2020	0:20:53	-36.082	-71.43	208.3		5
30-10-2020	0:21:26	-35.915	-71.649	73.7		6
30-10-2020	8:44:36	-35.995	-71.212	108		6
31-10-2020	19:56:58	-36.055	-71.766	73.6		5
01-11-2020	0:29:58	-35.858	-71.694	75		5
03-11-2020	0:31:28	-36.227	-71.519	102.4		4
03-11-2020	0:58:14	-35.882	-71.853	106.9		4
03-11-2020	0:20:57	-35.816	-71.486	107.1		4
04-11-2020	13:41:03	-35.984	-71.606	87.1		4
04-11-2020	0:25:37	-35.68	-71.603	104.6		4
07-11-2020	0:39:03	-35.775	-71.635	73.2		5

07-11-2020	0:19:48	-35.967	-71.284	76.9		5
07-11-2020	18:17:54	-36.221	-71.784	77.9		4
07-11-2020	0:09:59	-35.812	-71.673	86.7		4
07-11-2020	0:57:51	-36.153	-71.103	119.5		4
07-11-2020	0:20:13	-36.257	-70.752	150.7		5
08-11-2020	0:04:23	-35.934	-71.332	96.2		4
08-11-2020	0:26:37	-35.862	-71.189	114.2		4
09-11-2020	0:31:20	-36.023	-71.521	16.8	-1.3	5
09-11-2020	0:08:55	-36.014	-71.521	17.9	-1.2	5
09-11-2020	0:03:54	-36.052	-71.677	45.1		4
09-11-2020	0:42:19	-35.874	-71.692	76.9		4
09-11-2020	0:36:10	-36.014	-71.719	88.5		4
10-11-2020	0:23:39	-36.027	-71.574	75.1		4
12-11-2020	0:32:20	-35.932	-71.547	78.2		5
12-11-2020	22:25:49	-36.127	-71.754	86.2		4
13-11-2020	11:18:35	-36.305	-71.524	91.3		4
14-11-2020	0:46:54	-36.202	-71.822	80.4		4
14-11-2020	0:15:32	-35.724	-71.448	84.7		4
14-11-2020	0:46:23	-36.148	-71.659	84.9		4
16-11-2020	0:45:00	-36.16	-71.724	89.8		4
16-11-2020	0:13:13	-35.823	-71.423	109.5		4
17-11-2020	0:44:45	-36.117	-71.538	80.2		4
17-11-2020	0:19:33	-35.987	-71.505	87.7	0.8	5
17-11-2020	0:39:46	-36.009	-71.501	88.1		4
17-11-2020	3:57:41	-36.005	-71.542	88.6		4
17-11-2020	0:06:45	-36.275	-71.491	88.6		4
17-11-2020	3:34:29	-35.971	-71.523	90.3		4
17-11-2020	0:46:22	-36.247	-71.331	103.3		4
17-11-2020	0:13:12	-36.059	-71.149	111.8		4
18-11-2020	0:31:33	-35.968	-71.1	108		4

19-11-2020	0:06:07	-36.221	-71.799	90.5		4
20-11-2020	0:00:47	-35.945	-71.796	91.5		4
21-11-2020	0:50:59	-35.873	-71.353	99.3		4
21-11-2020	0:55:41	-36.138	-71.314	111.9		5
22-11-2020	0:05:52	-35.796	-71.518	89.5		4
23-11-2020	0:01:14	-36.139	-71.642	88.5		4
23-11-2020	0:13:58	-36.069	-71.365	100.4		4
24-11-2020	0:42:59	-35.892	-71.715	39.7		3
24-11-2020	0:20:36	-36.218	-71.598	87.2		6
24-11-2020	0:28:35	-36.119	-71.715	94.7		4
25-11-2020	0:22:29	-36.092	-71.206	103.6		6
25-11-2020	0:27:16	-35.948	-70.99	172.1		8
26-11-2020	0:19:17	-35.936	-71.46	47.5		5
26-11-2020	0:03:00	-36.074	-71.3	112		6
27-11-2020	0:03:14	-36.175	-71.505	79.2		6
27-11-2020	19:17:01	-36.033	-71.344	107.7		6
28-11-2020	0:26:40	-35.991	-71.538	106.6	-0.3	7
28-11-2020	0:49:48	-36.283	-71.314	109.3		7
29-11-2020	0:23:26	-36.253	-71.689	97.4		6
30-11-2020	0:19:19	-36.353	-71.732	82.1		6
30-11-2020	0:13:03	-36.182	-71.542	99.8	-0.4	6
01-12-2020	0:30:51	-36.23	-71.685	82.3		7
02-12-2020	0:53:37	-35.717	-71.949	72.4		7
02-12-2020	0:36:16	-36.328	-71.646	81.9		6
03-12-2020	0:11:38	-35.727	-71.79	67.8		7
04-12-2020	0:09:05	-35.858	-71.395	44.7		6
04-12-2020	6:20:00	-36.068	-71.618	77	-0.9	6
04-12-2020	0:19:04	-36.149	-71.6	83.4		5
05-12-2020	0:12:00	-34.784	-71.386	73.1		7
06-12-2020	0:57:17	-35.894	-71.793	82.5		6

06-12-2020	0:10:19	-35.937	-71.327	100.2		7
06-12-2020	0:28:05	-35.93	-71.208	108.9		6
07-12-2020	0:13:34	-35.97	-71.779	88.4		7
07-12-2020	0:45:04	-36.193	-71.266	102.3		6
07-12-2020	0:53:29	-35.979	-71.217	108.3		5
09-12-2020	10:43:18	-35.909	-71.572	93.7		6
10-12-2020	0:00:48	-36.021	-71.511	10.9	-1.2	6
10-12-2020	0:39:36	-36.133	-71.477	84.8		6
10-12-2020	0:30:29	-36.126	-71.441	91.5	-0.4	5
10-12-2020	0:30:29	-36.173	-71.443	92.3		6
10-12-2020	0:40:29	-35.83	-71.075	98.3		7
12-12-2020	0:32:15	-36.065	-71.577	75.4	-0.9	7
12-12-2020	0:21:36	-36.157	-71.656	81.2		7
12-12-2020	0:38:52	-35.83	-71.53	90.9		6
12-12-2020	0:01:26	-36.238	-71.398	113.4		4
13-12-2020	0:36:59	-35.88	-71.636	77.5		6
13-12-2020	0:05:28	-36.277	-71.513	83.3		6
13-12-2020	0:11:47	-35.693	-71.442	99.9		6
15-12-2020	7:05:56	-35.952	-71.412	101.4		6
15-12-2020	0:44:33	-35.884	-71.717	117.1		7
16-12-2020	0:10:53	-35.754	-71.682	87.9		6
18-12-2020	0:10:52	-35.95	-71.722	77.9		6
18-12-2020	0:53:52	-35.737	-71.379	98.2		6
19-12-2020	0:06:40	-35.831	-71.502	67.1		4
19-12-2020	0:20:01	-35.959	-71.281	115.2		6
20-12-2020	0:05:24	-35.872	-71.824	80.8		6
20-12-2020	0:41:49	-35.977	-71.727	90.8		6
20-12-2020	18:33:21	-36.189	-71.37	104.8		6
21-12-2020	0:24:00	-35.941	-71.503	87.2		6
21-12-2020	0:11:06	-36.027	-71.194	112.3		6

21-12-2020	5:10:45	-35.87	-71.284	115.8		6
22-12-2020	0:32:51	-36.184	-71.788	71.2		6
22-12-2020	0:17:13	-35.704	-71.46	83.6		6
22-12-2020	0:37:47	-36.164	-71.565	85.3		6
22-12-2020	0:53:44	-35.897	-71.392	96.7		6
23-12-2020	0:04:01	-35.958	-71.371	73.2		6
23-12-2020	0:31:53	-36.011	-71.324	108.8		6
24-12-2020	0:50:00	-36.105	-71.464	94.3	-0.3	6
24-12-2020	0:37:42	-35.761	-71.338	107.9		6
25-12-2020	15:15:25	-35.808	-71.612	82		6
26-12-2020	0:21:02	-36.079	-71.431	36.6		6
26-12-2020	0:49:59	-36.254	-71.546	86.7		6
26-12-2020	0:12:37	-35.752	-71.298	111.6		5
27-12-2020	0:37:45	-36.049	-71.636	72.2		6
27-12-2020	0:23:12	-36.146	-71.786	91.9		6
28-12-2020	0:52:13	-36.062	-71.326	66.9		6
28-12-2020	6:36:26	-35.903	-71.398	100.9		6
01-01-2021	0:38:13	-36.036	-71.451	55		5
02-01-2021	0:50:21	-36.156	-71.554	66.7		6
02-01-2021	0:44:07	-36.194	-71.635	104.4		6
02-01-2021	0:01:26	-36.059	-71.233	117.4		5
03-01-2021	0:27:42	-35.955	-71.443	94.7		6
04-01-2021	0:43:24	-36.261	-71.591	84.4		6
06-01-2021	0:29:41	-35.98	-71.474	32.4	-0.7	7
06-01-2021	0:37:16	-36.237	-71.679	75.6		6
06-01-2021	0:16:53	-36.279	-71.75	79.8		7
07-01-2021	0:01:32	-36.277	-71.339	106.9		7
08-01-2021	0:20:54	-35.866	-71.333	76.5		7
08-01-2021	0:21:44	-36.195	-71.627	80.2		7
08-01-2021	0:29:48	-35.97	-71.539	81.7	-0.6	7

08-01-2021	0:45:25	-35.99	-71.648	88.3		7
08-01-2021	0:54:22	-36.218	-71.789	93.5		7
10-01-2021	0:29:40	-35.992	-71.766	70.7		7
10-01-2021	0:52:44	-36.125	-71.672	96.3		6
11-01-2021	0:10:07	-35.899	-71.644	76.8		6
12-01-2021	0:51:18	-36.135	-71.48	67.7		4
12-01-2021	0:26:23	-36.18	-71.445	100.2		6
15-01-2021	0:26:08	-36.061	-71.704	48.7		4
15-01-2021	0:36:01	-35.99	-71.665	68.6		5
15-01-2021	0:35:46	-36.015	-71.605	79.1		5
15-01-2021	0:53:20	-36.174	-71.694	79.6		5
15-01-2021	0:09:03	-35.953	-71.421	88.8		5
15-01-2021	0:04:10	-35.751	-71.636	100.2		4
16-01-2021	0:02:44	-35.769	-71.576	80		5
16-01-2021	0:33:29	-35.93	-71.3	108.4		5
17-01-2021	17:47:01	-35.882	-71.721	70.5		5
18-01-2021	0:08:59	-35.953	-71.575	72.6		5
19-01-2021	0:43:31	-36.137	-71.795	80.2		4
20-01-2021	0:03:55	-35.891	-71.462	18.4		5
20-01-2021	0:13:57	-35.97	-71.449	36.5		5
20-01-2021	0:19:39	-35.735	-71.761	62.3		5
20-01-2021	0:28:49	-36.297	-71.75	75.8		5
20-01-2021	2:04:48	-35.779	-71.553	82.7		4
21-01-2021	0:17:26	-35.653	-71.379	93.3		5
21-01-2021	0:19:19	-36.08	-71.113	112		4
25-01-2021	0:27:25	-36.127	-71.511	104.2		4
26-01-2021	0:59:39	-36.062	-71.394	61.7		5

Anexo 3: Sismos locales corticales

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof. (km)	MI	Nr. Estaciones	Grupo
18-07-2020	23:42:43	-35.959	-71.49	12.7	-1.5	5	1
18-07-2020	23:53:25	-35.99	-71.59	12.9	-1.5	6	1
21-07-2020	14:52:36	-35.874	-71.485	17		6	2
21-07-2020	4:57:30	-36.209	-71.378	34.6		5	2
22-07-2020	17:01:24	-36.159	-71.497	33.9		6	2
07-08-2020	0:17:50	-35.894	-71.492	38.7	-0.3	8	1
18-08-2020	0:23:42	-36.034	-71.51	11.3		7	3
18-08-2020	0:23:41	-36.092	-71.57	15.2		7	3
20-08-2020	3:00:47	-35.894	-71.446	34.1	-0.7	7	1
21-08-2020	21:15:14	-36.027	-71.572	17.4		7	3
31-08-2020	17:28:55	-36.029	-71.493	14.7	-1.1	7	1
05-09-2020	2:30:44	-36.018	-71.562	20.7		7	2
12-09-2020	17:57:36	-35.908	-71.414	35.7		6	2
17-09-2020	15:34:43	-35.904	-71.46	22.9	-1	6	1
28-09-2020	5:38:38	-35.991	-71.53	21.1		5	2
29-09-2020	3:48:21	-36.008	-71.543	39.5	-1.2	6	1
01-10-2020	8:00:55	-36.011	-71.647	32.6		5	2
09-11-2020	10:31:19	-36.023	-71.519	17.4	-1.3	5	1
09-11-2020	8:08:55	-36.022	-71.521	17.7	-1.2	5	1
10-12-2020	15:00:48	-36.021	-71.511	10.9	-1.2	6	1
26-12-2020	3:21:02	-36.108	-71.44	34		6	2
06-01-2021	11:29:41	-35.98	-71.474	32.4	-0.7	7	1
20-01-2021	23:03:55	-35.891	-71.462	18.4		5	3
20-01-2021	23:13:57	-35.97	-71.449	36.5		5	3

