

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



**Localización de sismos en las cercanías del Punto
Triple Chileno**

Felipe Díaz Roa

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Junio 2018

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

**Localización de sismos en las cercanías del Punto
Triple Chileno**

Felipe Díaz Roa

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:

Dr. Matt Miller

Comisión:

Dr. Matt Miller - Dr. Klaus Bataille - Dr. Arturo Belmonte



Junio 2018

Índice general

1. Introducción	3
1.1. Objetivos	5
2. Zona de Estudio	6
2.1. Tectónica	6
2.2. Geología local	8
2.3. Estudios Sísmicos	11
3. Base de Datos	17
3.1. Datos Universidad de Liverpool	18
3.2. Datos JAMSTEC	19
4. Marco teórico	20
4.1. Método de Geiger	21
4.2. Errores de Localización	24
5. Metodología	25
5.1. Identificación de ondas sísmicas	26
5.1.1. Autopicking	26
5.1.2. Picking Manual	26
5.2. Inversión Sísmica	34
6. Resultados y Discusiones	35
6.1. Resultados	35
6.1.1. Sismicidad del Punto Triple Chileno	39

6.1.2. Sismicidad en la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y en el Volcán	
Hudson	41
6.2. Discusiones	42
7. Conclusiones	45

Índice de figuras

2.1. Mapa de la tectónica actual de la Región de Aysén.	7
2.2. Evolución del límite de subducción de la dorsal entre las placas Antártica-Nazca.	8
2.3. Mapa de la geología local de la Región de Aysén.	10
2.4. Localización de sismos realizada por <i>Murdie et al. (1993)</i>	11
2.5. Localización de sismos realizada por <i>Miller et al. (2005)</i>	12
2.6. Localización de sismos realizada por <i>Priestley (2008)</i>	13
2.7. Localización de sismos realizada por <i>Mora et al. (2010)</i>	14
2.8. Localización de sismos realizada por <i>Agurto et al. (2004)</i>	15
3.1. Mapa de estaciones pertenecientes a la red sísmica temporal anfibia. .	17
5.1. Sismograma de componentes verticales sin filtrar donde se puede reconocer un sismo.	27
5.2. Sismograma de componentes verticales con un filtro pasabanda donde se puede reconocer de mejor manera un sismo.	27
5.3. Ejemplo de zoom en un sismograma para la identificación precisa de ondas sísmicas	29
5.4. Caracterización de una onda S de calidad 2.	30
5.5. Caracterización de una onda P impulsiva, ascendente, de calidad 0. .	31
5.6. Caracterización de una onda P impulsiva, descendiente y de calidad 0 y de una onda S impulsiva de calidad 0.	32

5.7. Caracterización de una onda P emergente, sin polaridad y de calidad 1 y de una onda S emergente de calidad 1 en un sismograma con un filtro pasabanda.	33
6.1. Mapa con todos los sismos localizados y sus profundidades	38
6.2. Sismos encontrado cercanos al PTC	39
6.3. Sismos encontrados a lo largo de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y Volcán Hudson.	41

Índice de cuadros

3.1. Estaciones terrestres en y alrededor de la Península de Taitao.	18
3.2. Estaciones de fondo oceánico (OBS) alrededor del PTC.	19
5.1. Modelo de velocidades para la Península de Taitao basado en el trabajo de <i>Hicks et al. (2014)</i>	34
6.1. Hipocentros obtenidos en HYPOINVERSE, parte 1.	36
6.2. Hipocentros obtenidos en HYPOINVERSE, parte 2.	37

Resumen

El Punto Triple Chileno (PTC), localizado actualmente cercano a los 46.3° S de latitud al Oeste de la Península de Taitao al Sur de Chile, representa el punto de encuentro para las placas Antártica, Nazca y Sudamericana. Es el único ejemplo mundial actual de una dorsal oceánica (Dorsal de Chile), siendo subductada bajo una placa continental. A esta subducción se la asocia la existencia de una brecha volcánica de más de 350 [km] en la Región de Aysén.

En esta tesis se utilizaron datos recopilados entre el año 2009 y 2010 por la primera red sísmica de sismómetros de fondo oceánico (OBS) que rodea al PTC para así adquirir datos de eventos sísmicos en y en las cercanías de este punto de interés. Además se utilizó una red de estaciones terrestres que complementaron estas mediciones y de este modo también tener cobertura sobre la Península de Taitao y el Golfo de Penas.

Con estos datos se hizo un reconocimiento de tiempos de llegada de ondas sísmicas de forma automática con el programa Mspicker y de manera manual, para realizar una inversión sísmica con el programa HYPOINVERSE encontrando 60 hipocentros de buena calidad.

Los sismos localizados cercanos al PTC se encuentran agrupados en 3 clusters, con sus posibles orígenes asociados a la geometría de la Dorsal de Chile: bajo el PTC

debido a la subducción de la dorsal, al Norte de la Península de Taitao en la zona de fractura de Taitao ya subductada y entre las Islas Adán, Crosslet y Hale en relación a la dorsal previamente subductada. También se detectó sismicidad en la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y bajo el Volcán Hudson.

Capítulo 1

Introducción

En la Región de Aysén, ubicada al Sur de Chile, se han podido identificar fuentes sísmicas naturales, como lo son el Volcán Hudson y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Tanto el Volcán Hudson como la ZFLO se han presentado activos en los últimos 12 años, lo que ha afectado gravemente a la población. La reactivación de la ZFLO el año 2007 produjo un derrumbe el cual generó un tsunami que mató a 10 personas y la reactivación del Volcán Hudson en el año 2007 que experimentó una erupción menor. No obstante la zona no ha sido profundamente estudiada por lo que es de suma urgencia entender la sismología local tanto en el ámbito científico como para la prevención de riesgos de futuros desastres naturales.

Es en este contexto que esta Habilitación Profesional consiste en adquirir el fundamento teórico y las habilidades técnicas de identificación y localización de sismos suficientes para proporcionar un catálogo de sismos sea de utilidad para caracterizar la sismicidad de la Región de Aysén. Para localizar los eventos sísmicos se utilizarán los datos de la primera red sísmica temporal local anfibia instalada en la zona. La distribución de estaciones utilizadas en este trabajo nos permite hacer la primera localización de sismos locales en el sitio de encuentro entre las placas Antártica, Sud-

americana y Nazca, convencionalmente denominado Punto Triple Chileno (PTC), el cual se encuentra actualmente al Oeste de la Península de Taitao (*Cande et al., 1987*) y es el único ejemplo en la actualidad de subducción de una dorsal oceánica, la cual juega un rol esencial en la configuración de la geología local, como lo son por ejemplo su participación en la creación de la brecha volcánica y en la acumulación de energía de ZFLO.

1.1. Objetivos

Objetivo principal El objetivo principal de esta Habilitación Profesional es adquirir las habilidades técnicas y teóricas necesarias para poder realizar localizaciones de sismos de calidad para los datos sísmicos de una red instalada alrededor del Punto Triple Chileno.

Objetivos específicos

- Aprender el uso de el lenguaje de programación bash para el manejo de una base de datos de una amplia red temporal sísmica.
- Aprender el uso de los programas Mspicker (*Nipress et al., 2009*) y Seismic Analysis Code (SAC, <https://ds.iris.edu/files/sac-manual/>) para el tratamiento y visualización de señales sísmicas.
- Lograr una correcta interpretación de un sismograma e identificar las llegadas de ondas de cuerpo primarias (P) y secundarias (S) de manera precisa.
- Aprender el uso de el programa HYPOINVERSE (*Klein, 2002*) para obtener una inversión sísmica de calidad.
- Interpretar las localizaciones sísmicas en el contexto de la geología local de la zona.

Capítulo 2

Zona de Estudio

2.1. Tectónica

El Punto Triple Chileno (PTC), el cual representa el punto de encuentro de las placas Antártica, Nazca y Sudamericana, se encuentra actualmente en los 46.3°S (*Folguera y Ramos, 2002*) al Oeste de la Península de Taitao, en la Región de Aysén, Sur de Chile, entre las zonas de fractura de Darwin y Taitao en donde subducta la dorsal activa de las placas Antártica y Nazca, llamada Dorsal de Chile, con la placa Sudamericana (Herron et al., 1981; Cande et al., 1987). Siendo iniciada esta subducción aproximadamente hace 14 Ma y el segmento actual aproximadamente hace 0.3 Ma (*Cande y Leslie, 1986*) con una razón de divergencia de 6.7-7.0 [cm/año] para la Dorsal de Chile (*Bangs et al., 1992*).

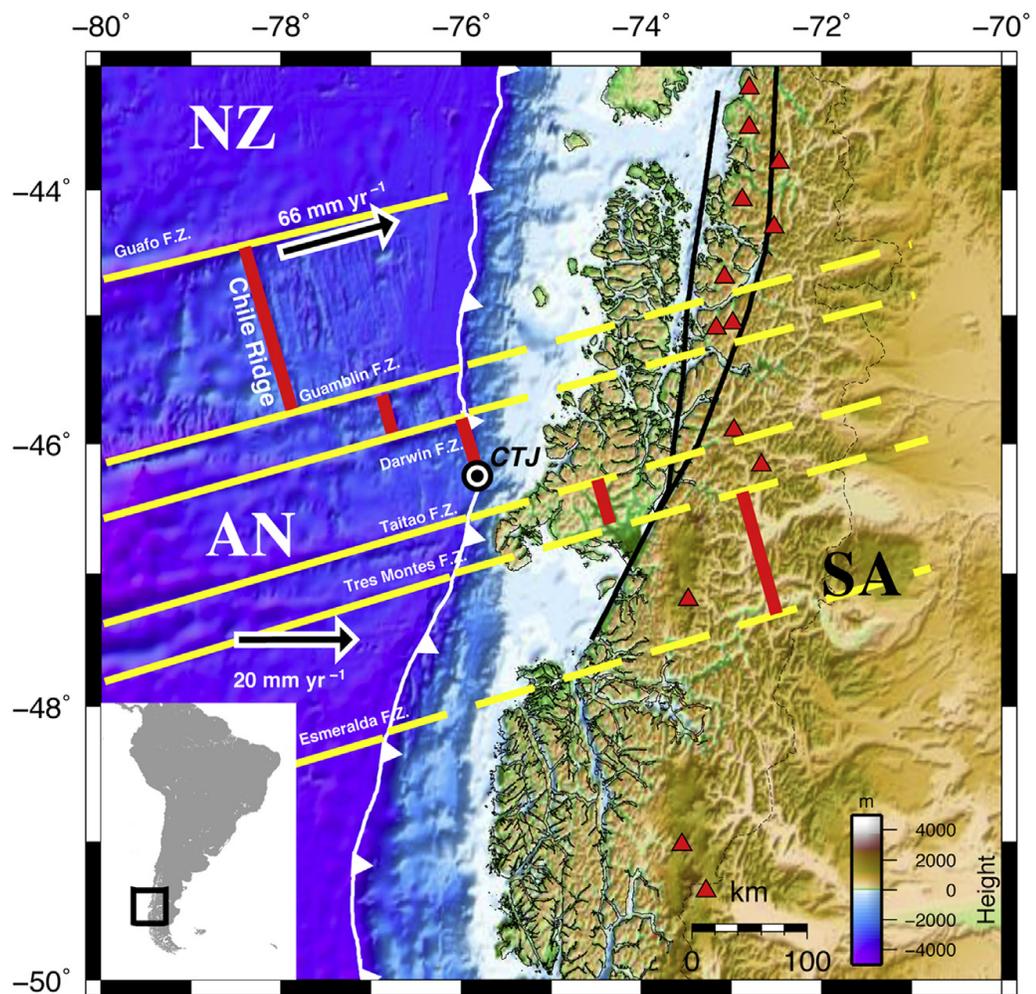


Figura 2.1: Mapa de la tectónica actual de la Región de Aysén. Las letras mayúsculas NZ, AN y SA están ubicadas sobre las placas Nazca, Antártica y Sudamericana respectivamente (Agurto *et al.*, 2014).

La placa Nazca es joven en el punto triple por lo cual tiene una baja densidad y por lo tanto una alta flotabilidad y es subductada a una razón de 6.6 [cm/año] en una dirección Noreste mientras que la placa Antártica de edad joven también es joven a esta altura y es subductada casi ortogonalmente en una dirección Este a una velocidad de 2 [cm/año] (Wang *et al.*, 2007). El ángulo de subducción de ambas placas tectónicas en la latitud del punto triple aún permanece desconocido por la ausencia de datos sísmicos en la zona.

Actualmente el PTC se encuentra en migración hacia el Norte mientras es subducida la Dorsal de Chile, no obstante, cuando son subducidas las zonas de fracturas del límite Antártica-Nazca esta entra en un estado de regresión hacia el Sur (*Cande y Leslie, 1986*).

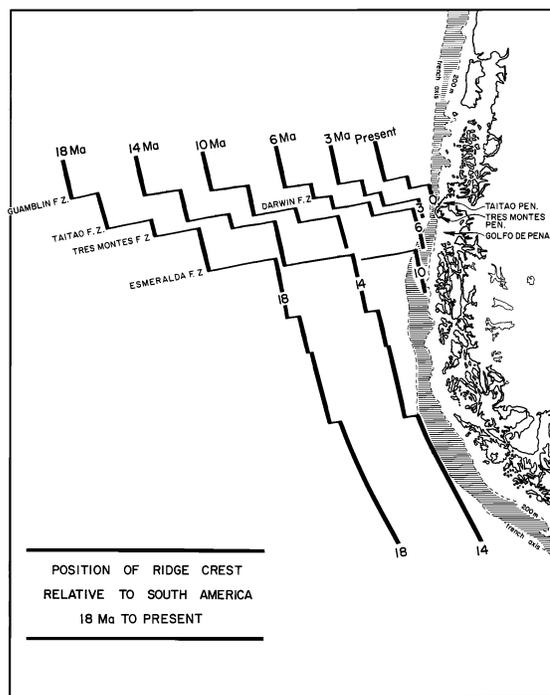


Figura 2.2: Evolución del límite de subducción de la dorsal entre las placas Antártica-Nazca (*Cande y Leslie, 1986*).

2.2. Geología local

La subducción de la Dorsal de Chile en la placa continental ha tenido como resultados el levantamiento de la Península de Taitao en el Cretácico Superior, plutonismo cerca de la fosa y erosión tectónica (*Cande y Leslie, 1986*), emplazamiento de un complejo ofiolítico en la península y el desplazamiento del ante-arco (*Forsythe et al., 1986; Wang et al., 2007*).

Otra consecuencia de la subducción de la Dorsal de Chile es la existencia de la brecha volcánica de 350 [km] entre los 46.3°S y 48.4°S de latitud (*Ramos y Kay, 1992*) en donde se genera una zona tras-arco de volcanismo basáltico de meseta (*Ramos y Kay 1992; Gorrington et al., 1997*).

También cercano al punto triple se encuentra la parte Sur de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO), esta posee una geometría de segmentos rectos de orientación Nor-Noreste de cientos de kilómetros de largo unidos por lineamientos geomorfológicos en échelon Noreste, arreglo espacial similar a un dúplex de rumbo (*Hervé, 1976; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993*) y que se encuentra actualmente activa como una falla de rumbo dextral y ha sido moldeada por la convergencia oblicua en el margen de placas Nazca-Sudamericana (*Lavenu y Cembrano, 1999*) y separa hacia el Este al Bloque de Chiloé del continente sudamericano (*Forsythe y Nelson, 1985*). Se le ha asociado la distribución de los volcanes del Cuaternario de la zona (*Cembrano y Lara, 2009*). Usando evidencia geodésica del cizalle dextral, *Wang et al. (2007)* calculó para ZFLO una razón de deslizamiento en paralelo a la fosa de 0.65 [cm/año] lo cual incorpora un 75 % del movimiento relativo del componente paralelo al margen de las placas Nazca y Sudamericana.

La geología de la zona del PTC se puede dividir fácilmente en 3 franjas Norte-Sur. Desde el Oeste, la zona costera caracterizada principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico y del Triásico, y excepcionalmente un complejo ofiolítico emplazado en la Península de Taitao hace 3 Ma (*Forsythe et al., 1989*) es probable que este complejo ofiolítico como el magmatismo anormal cercano a la fosa estén relacionados con el paso del PTC a la altura de la Península de Taitao hace 3 Ma (*Behrmann et al., 1994*). Al Este encontramos el Batolito Norpatagónico, un cinturón plutónico de granito, de el cual forman parte principal de la Cordillera de los Andes y la parte este de la Cordillera de la costa (*Pankhurst et al., 1999*) aquí también se encuentran varios estrato volcanes Cuaternarios y conos monogénicos (*D'Orazio et al., 2003*). Y al Este del Batolito Norpatagónico se encuentra el trasarco compuesto

por un afloramiento del zócalo del Paleozoico y por rocas volcánicas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico.

El estrato-Volcán activo Hudson ubicado en las coordenadas 45.91°S 72.96°O tuvo una erupción en Agosto de 1991 que podría ser la más grande de todos los volcanes del Sur de los Andes en el Holoceno (*Naranjo y Stern., 1998*) y una erupción menor en el año 2011 (<http://www.sernageomin.cl/volcan-hudson>).

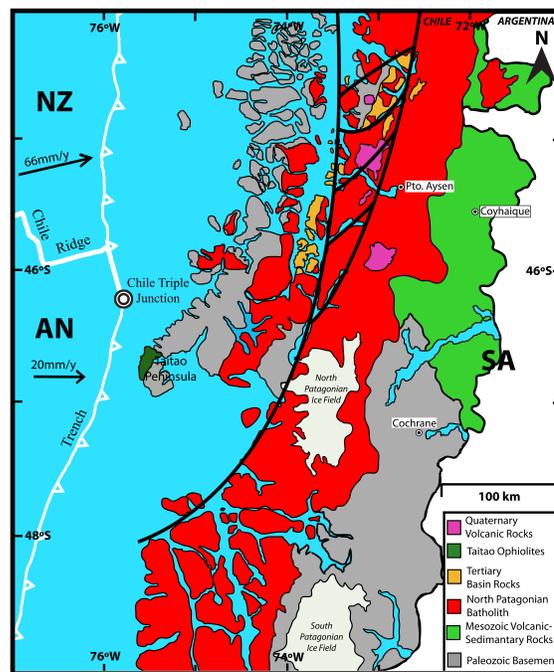


Figura 2.3: Mapa de la geología local de la Región de Aysén, *SERNAGEOMIN, 2013*, modificada por *Agurto et al. (2014)*. Rocas Volcánicas Cuaternarias en púrpura, Ofolitos de Taitao en verde oscuro, Rocas de la Cuenca Terciarias en naranja, Batolito Norpatagónico en rojo, Rocas Volcánicas Sedimentarias Mesozoicas en verde oscuro, Zócalo Paleozoico en gris. La línea continua negra representa la Zona de Falla de Liqueñe-Ofqui.

2.3. Estudios Sísmicos

La primera localización de eventos sísmicos locales de la Región de Aysén fue realizada específicamente en la Península de Taitao por *Murdie et al. (1993)* para lo cual se desplegó la primera red sísmica terrestre cercana al PTC. Esta red consistió en 9 sismógrafos digitales de tres componentes los cuales recopilaban datos continuos por dos meses, Febrero y Marzo de 1992 .

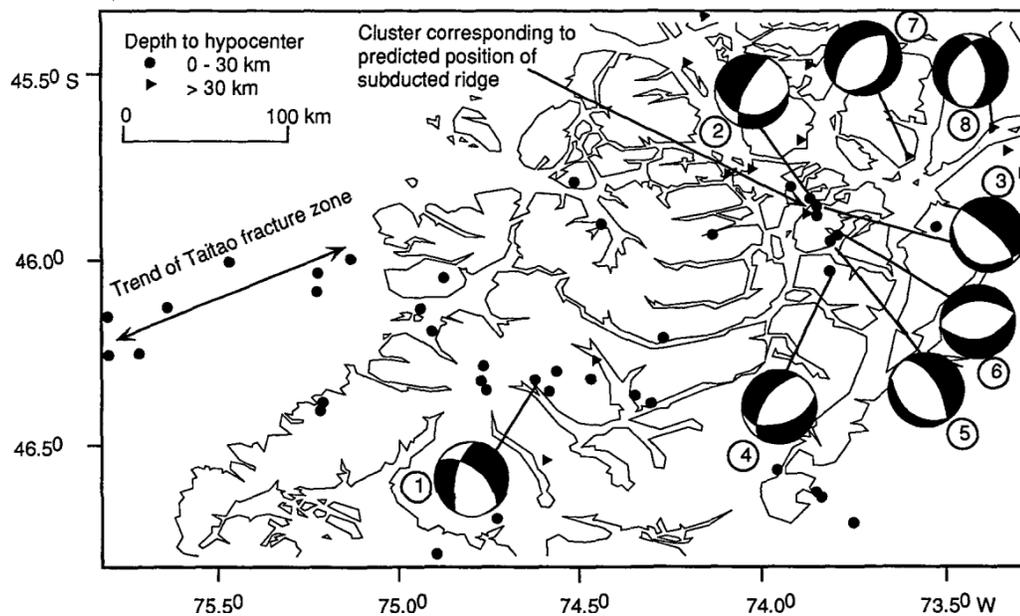


Figura 2.4: Ubicación de los sismos localizados en Enero de 1992 con sus respectivos mecanismos focales y rangos de profundidades (*Murdie et al., 1993*).

Esta localización se hizo con un modelo de velocidades de la Cordillera de los Andes (*Suarez et al., 1990*) y utilizando el programa HYPOCENTER (*Lienert et al., 1986*) en la cual se detectaron alrededor de 60 sismos, algunos relacionados a la zona de fractura de Taitao ya subductada, otros a la sección de la Dorsal de Chile subductada, mientras que el resto de los sismos a deformaciones relacionadas con las interacciones del bloque de Chiloé con ZFLO. Esta localización no obtuvo una estimación de profundidad precisa como se observa en la *Fig. 2.4*.

La segunda campaña sísmica en la Región de Aysén consistió en la instalación de un total de 60 sismómetros de banda ancha y banda intermedia que recopilaban datos desde el 22 de Enero del año 2004 hasta el 26 de Enero del año 2006 (*Miller et al., 2005; Priestley, 2008*).

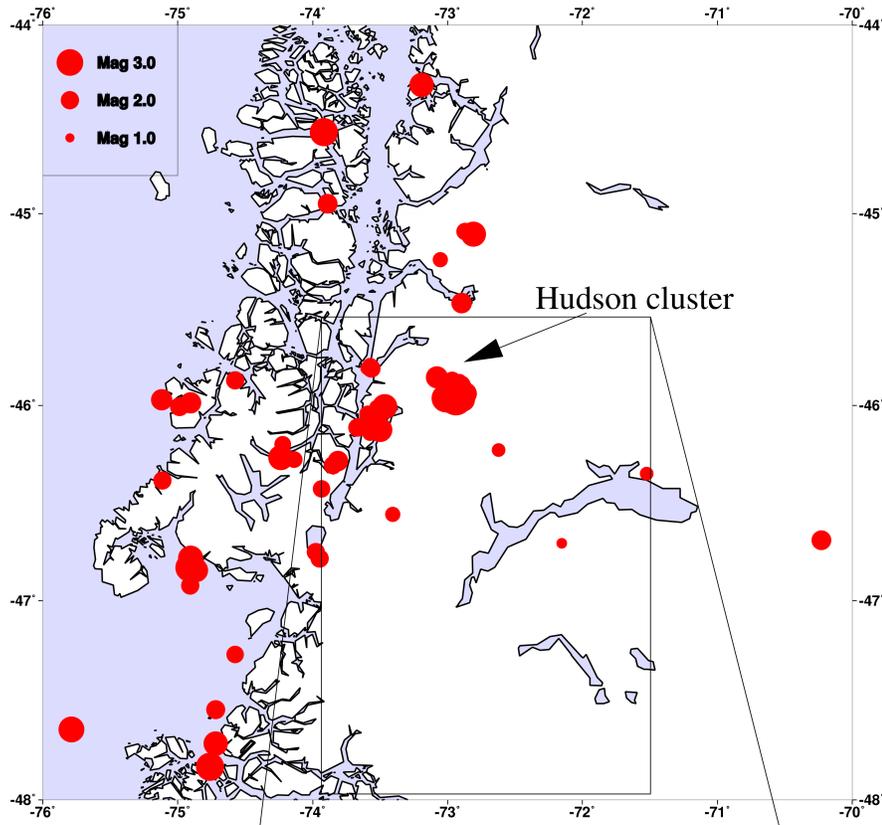


Figura 2.5: Sismos localizados entre el 22 de Enero del año 2006 y 26 de Enero del año 2005 con sus respectivas magnitudes calculadas (*Miller et al., 2005*).

En la localización hecha por *Miller et al. (2005)* que incluye los datos recopilados por los sismómetros entre el 22 de Enero del año 2004 hasta el 26 de Enero del año 2005 se utilizó el modelo de profundidades utilizado por (*Murdie et al., 1993*), el modelo de velocidades de la Cordillera de los Andes, con el cual se localizaron 180 sismos locales, 85 de estos en el Volcán Hudson y la mayoría del resto situados a lo largo de ZFLO nuevamente con una mala precisión de profundidad debido a que los eventos típicamente tienen un GAP mayor a 180° (*Fig. 2.5*).

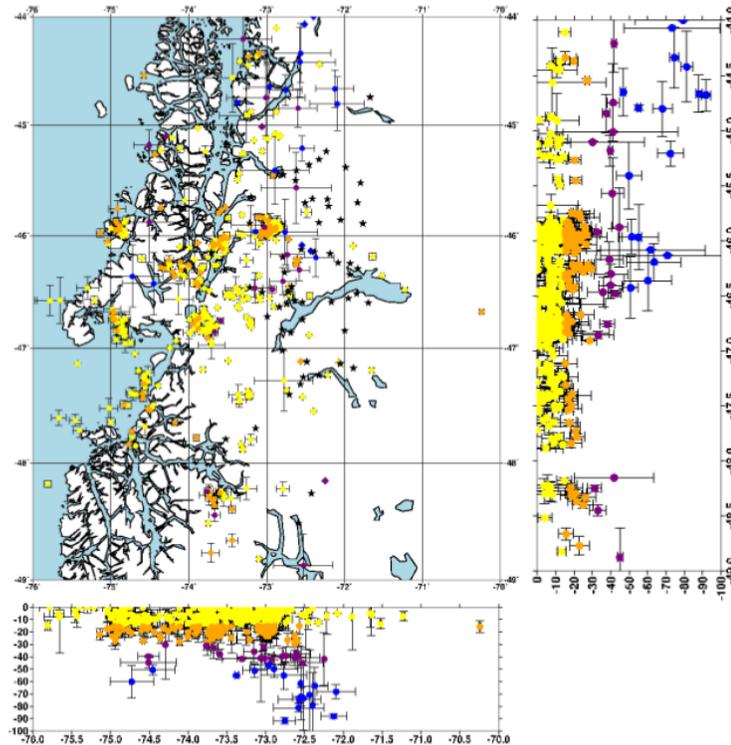


Figura 2.6: Las estaciones utilizadas están representadas por estrellas negras, los eventos están coloreados por profundidad. Los eventos amarillos entre 0 y 15 [km] de profundidad, naranjos entre 15 y 30 km, púrpuras entre 30 y 45 km, y azules entre 45 y 90 km. Los eventos también muestran las barras de errores generadas por el programa (*Priestley, 2008*).

Una segunda localización realizada con los datos de las mismas estaciones pero en un rango de tiempo mayor, desde el 22 de Enero del 2004 hasta el 26 de Febrero del año 2006 hecha por *Priestley (2008)* quien utilizó un modelo de velocidad basado en *Maurice et al. (2003)* para el programa HYPOINVERSE, en donde se localizaron 684 sismos los cuales se encuentran en su mayoría ubicados sobre la ZFLO y el Volcán Hudson. Poseen mayoritariamente una profundidad menor a los 30 [km]. Para 23 de los 26 sismos con una profundidad mayor a 40 [km] no se registró ninguna llegada de onda S (*Fig. 2.6*).

También en Diciembre del 2004 hasta 28 de Enero del año 2007 *Comte et al. (2007)*, desplegó una red temporal sísmica con 54 sismómetros de banda ancha, por lo que alcanzó a registrar el inicio del enjambre sísmico del Fiordo de Aysén y localizó 353 hipocentros, utilizando el modelo de velocidades de *Maurice et al. (2003)*, aunque con sólo 17 estaciones activas para ese entonces.

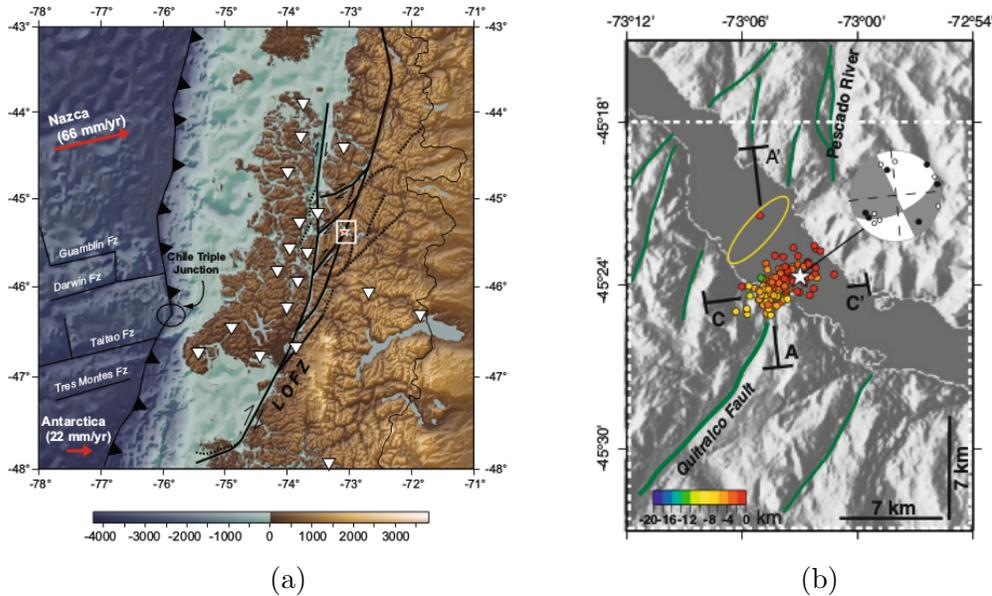


Figura 2.7: En (a) Ubicación de las estaciones activas en la zona de estudio. En (b) Eventos relocados de el enjambre sísmico en el Fiordo de Aysén 2010. (*Mora et al., 2010*)

El 90 % de los eventos ocurrieron entre el 23 y el 27 de Enero y 132 de estos sismos fueron relocados por *Mora et al., 2010*, utilizando el método de Determinación Conjunta de Hipocentros (DCH, *Douglas, 1967; Dewey, 1972*) Utilizando el sismo de Mw 5.2 como evento principal para la localización. Esta localización coincidió con la geometría de la falla superficial de Quitralko que es parte del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (*Fig. 2.7*).

La localización más reciente se llevó a cabo por *Agurto et al., 2014* con los datos de las estaciones de *Miller et al. (2005)* para los años 2004 y 2005 utilizando el programa NonLinLoc (*Lomax et al., 2000*) y utilizando un modelo de velocidades ideado para el área de interés (*Agurto et al. (2012)*) se localizaron 276 sismos con la calidad esperada.

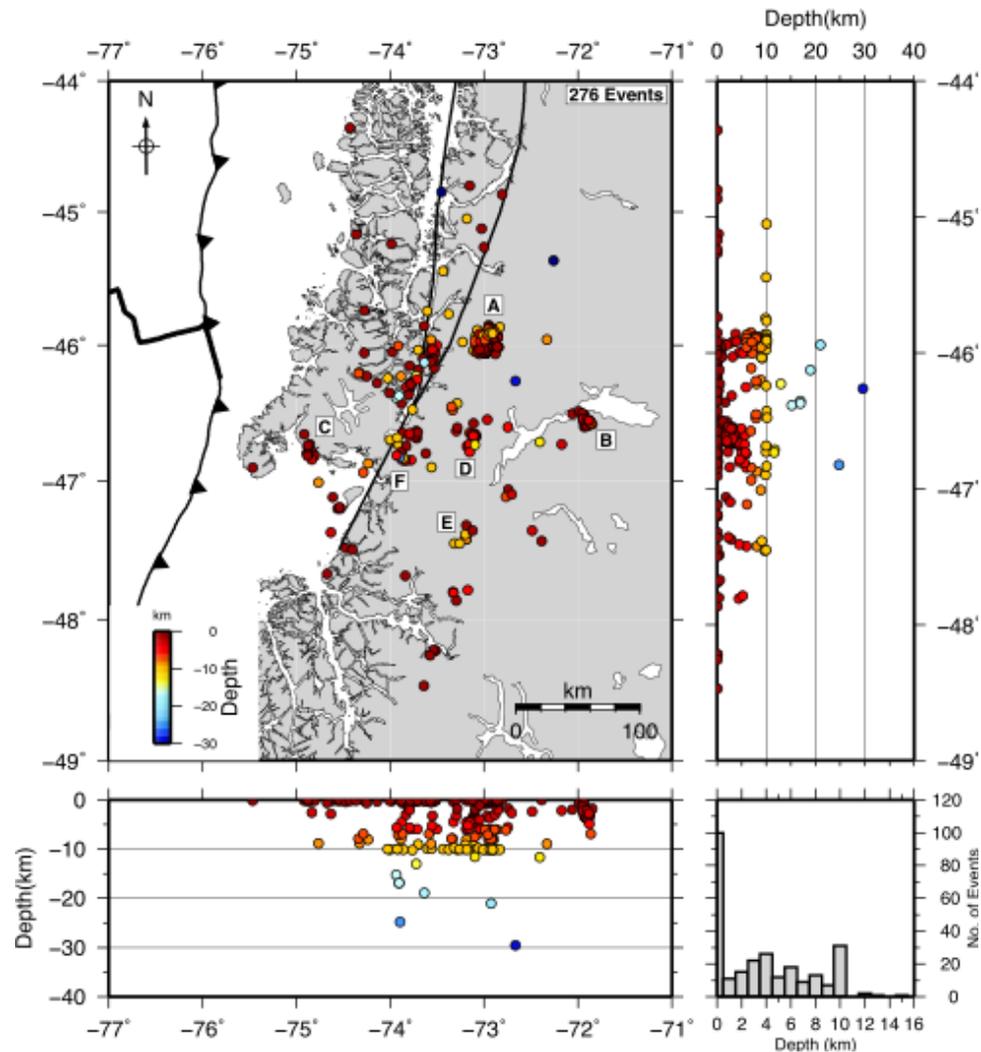


Figura 2.8: Localizaciones de los eventos seleccionados coloreados por profundidad. Las letras mayúsculas indican cluster de sismos asociados, A: Volcán Hudson, B: Mina Cerro Bayo, C: Cercanos al PTC, D-E-F: Eventos glaciales (*Agurto et al., 2014*).

En los resultados se clasificaron 6 clusters sísmicos denominados A-B-C-D-E y F (*Fig. 2.8*). Siendo el cluster A los sismos relacionados con la actividad del Volcán

Hudson con una profundidad no mayor a 10 [km], el cluster B eventos ocasionados por la Minería Cerro Bayo, el cluster C siendo los eventos cercanos a la vecindad del PTC los cuales pueden estar relacionados a la ventana astenosférica subductada (*Murdie et al., 1993*), pero también, al ser sismos poco profundos (menores a 5 [km]) podrían estar relacionados a una estructura superficial aún desconocida. Los clusters D, E y F corresponden al probable deshielo de glaciares, siendo el cluster D cercano al Glaciar Fiero, cluster E al Glaciar Colonia y el cluster F cercano al Glaciar San Rafael, ya que estos eventos tienen una tendencia a ocurrir en los meses de verano.

Las mayores magnitudes fueron observadas cerca al PTC y sobre la ZFLO, no se encontró actividad en el Fiordo de Aysén previa al enjambre del año 2007, no se encuentran eventos con una profundidad mayor a 10 [km] cerca de la zona de subducción por lo que se supone la existencia de una zona de Wadatti-Benioff solamente superficial.

Capítulo 3

Base de Datos

Se utilizaron los datos recopilados por 14 sismógrafos de banda corta y banda ancha de una red temporal sísmica anfibia con estaciones instaladas tanto por la Universidad de Liverpool de Inglaterra y Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC).

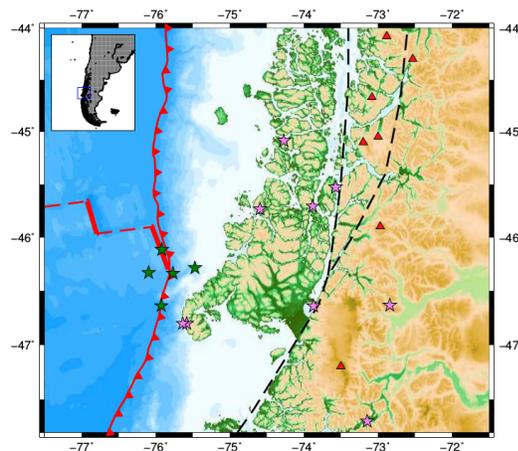


Figura 3.1: Ubicaciones de las estaciones de la red temporal sísmica anfibia. Las estrellas púrpura son las estaciones terrestres de La Universidad de Liverpool y las estrellas verdes las estaciones submarinas de JAMSTEC. Líneas rojas representan los límites entre placas, siendo la línea continua roja con triángulos la fosa de subducción y la línea roja gruesa la Dorsal de Chile; la línea discontinua negra representa la ZFLO con sus dos brazos principales.

3.1. Datos Universidad de Liverpool

La red temporal sísmica terrestre de la Universidad de Liverpool se compone de 9 sismógrafos de banda ancha terrestres, que recopilaban datos continuos desde el 27 de febrero del 2009 hasta el 21 de marzo del 2010.

Código	Longitud °O	Latitud °S	Elevación [m]	Sector
TRGN	45.530420	73.572850	5	Isla Traiguen
HARC	45.706500	73.880600	5	Caleta Harchi
CLEM	45.735230	74.593040	20	Isla Clemente
KENT	45.085730	74.271020	5	Isla Kent
SANR	46.642070	73.870300	5	Laguna San Rafael
TRAN	46.635440	72.839520	355	Puerto Tranquilo
LAVA	47.701200	73.145700	42	Laguna Vargas
PSLI	46.803870	75.582050	5	Puerto Slight
FRAP	46.803330	75.636370	50	Faro Raper

Cuadro 3.1: Estaciones terrestres en y alrededor de la Península de Taitao.

3.2. Datos JAMSTEC

La red temporal sísmica de Sismógrafos de Fondo Oceánico (OBS) perteneciente a JAMSTEC se compone de 5 sismógrafos de banda corta, que recopilieron datos continuos desde el 1 de marzo del 2009 hasta el 21 de marzo del 2010.

Código	Longitud °O	Latitud °S	Elevación [m]
LC01	46.638080	75.926237	-3357.7
LC02	46.330797	76.095627	-2773.2
LC03	46.336150	75.766850	-2604.7
LC04	46.116433	75.919190	-2841.2
LC05	46.286502	75.471313	-1105.5

Cuadro 3.2: Estaciones de fondo oceánico (OBS) alrededor del PTC.

Capítulo 4

Marco teórico

La zona de ruptura de un sismo no es una fuente de energía puntual, por lo tanto, para localizar un sismo se busca el lugar y el tiempo de inicio de la ruptura, es decir, donde se empezó a liberar la energía, a este punto se le llama hipocentro, y para encontrarlo es necesario conocer sus 4 dimensiones, las 3 coordenadas espaciales de latitud, longitud y profundidad y su coordenada temporal, el tiempo de origen. Esto es posible a través de una inversión sísmica la cual se puede realizar al identificar los tiempos de llegada de las fases sísmicas en sensores previamente instalados y con el conocimiento de los diferentes recorridos y velocidades que pueda tomar las ondas en su trayectoria al sensor. Esta inversión se puede realizar con métodos no iterativos e iterativos, el programa HYPO71 (*Lee and Lahr, 1972*) parte de la compilación de HYPOINVERSE se basa en el método iterativo derivativo de *Geiger (1912)*, el cual se popularizó con el auge de las computadoras.

4.1. Método de Geiger

Para la localización de sismos locales uno de los métodos más populares es el Método de Geiger, el cual es el método clásico para la localización de todo tipo de fuentes, este método es un ejemplo del método de Gauss-Newton (*Lee y Stewart, 1981*), un algoritmo para la resolución de problemas no lineales a través de una aproximación lineal iterativa mediante la aplicación de mínimos cuadrados.

Definiendo $f_i(\mathbf{x})$ como la función de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas al i ésimo sismógrafo, donde \mathbf{x} representa los parámetros del hipocentro. $\mathbf{x} = (x, y, z, t)^T$ de latitud (x), longitud (y) y profundidad (z) con un tiempo de origen (t) de forma transpuesta (T).

Luego a esta función se le aplica una expansión polinomial de primer grado de Taylor para una ubicación \mathbf{x}_0 .

$$f_i(\mathbf{x}) = f_i(\mathbf{x}_0 + \delta\mathbf{x}) = f_i(\mathbf{x}_0) + \frac{\partial f_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z} \delta z + \frac{\partial f_i}{\partial t} \delta t \quad (4.1)$$

en donde: $\mathbf{x} = \mathbf{x}_0 + \delta\mathbf{x}$ $\mathbf{x}_0 = (x_0, y_0, z_0, t_0)^T$ $\delta\mathbf{x} = (\delta x, \delta y, \delta z, \delta t)^T$

Para la localización de fuentes, \mathbf{x}_0 es convencionalmente llamada solución de prueba que es una aproximación simple al hipocentro o es el resultado de una iteración previa, de este modo $f_i(\mathbf{x}_0)$, el tiempo de llegada calculado, también es conocido reemplazando el valor de la solución de prueba \mathbf{x}_0 , como el hipocentro. Ahora $f_i(\mathbf{x})$ o $f_i(\mathbf{x}_0 + \delta\mathbf{x})$ es el tiempo de llegada que detectó el sensor, el cual es convencionalmente llamado tiempo de llegada observado y $\frac{\partial f_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z} \delta z + \frac{\partial f_i}{\partial t} \delta t$ es el factor de corrección para cada uno de los parámetros del hipocentro, los cuales son valores conocidos al ser evaluados con el hipocentro de prueba.

Para solucionar la ecuación (4.1) la arreglamos de la siguiente forma:

$$f_i(\mathbf{x}) - f_i(\mathbf{x}_0) = \frac{\partial f_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z} \delta z + \frac{\partial f_i}{\partial t} \delta t \quad (4.2)$$

donde:

$$\gamma_i = t_{oi} - t_{ci} = f_i(\mathbf{x}) - f_i(\mathbf{x}_0)$$

El término γ_i conocido como canal residual, representa la diferencia entre el tiempo de llegada observado en la i ésima estación (t_{oi}) y el tiempo de llegada calculado para la i ésima estación (t_{ci}).

$$\gamma_i = \frac{\partial f_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z} \delta z + \frac{\partial f_i}{\partial t} \delta t \quad (4.3)$$

Ahora la ecuación (1.3) puede ser escrita en matrices como:

$$A\delta\mathbf{x} = \gamma \quad (4.4)$$

donde:

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial x} & \frac{\partial f_1}{\partial y} & \frac{\partial f_1}{\partial z} & \frac{\partial f_1}{\partial t} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial f_m}{\partial x} & \frac{\partial f_m}{\partial y} & \frac{\partial f_m}{\partial z} & \frac{\partial f_m}{\partial t} \end{bmatrix} \quad \delta\mathbf{x} = \begin{bmatrix} \delta x \\ \delta y \\ \delta z \\ \delta t \end{bmatrix} \quad \gamma = \begin{bmatrix} \gamma_i \\ \vdots \\ \gamma_m \end{bmatrix} \quad (4.5)$$

El sistema de ecuaciones definido en la ecuación (4.5) se puede resolver a través de mínimos cuadrados (*Strang, 1980*) y de este modo podemos encontrar los valores

de $\delta\mathbf{x}$, que es el vector de corrección.

$$\begin{aligned} A^T A \delta\mathbf{x} &= A^T \boldsymbol{\gamma} \\ \delta\mathbf{x} &= (A^T A)^{-1} A^T \boldsymbol{\gamma} \end{aligned} \quad (4.6)$$

El efecto total entre las diferencias de los tiempos observados y calculados se llama evento residual y este queda definido por la solución de mínimos cuadrados como:

$$Residuo = \sqrt{\frac{\boldsymbol{\gamma}^T \boldsymbol{\gamma}}{m - q}} \quad (4.7)$$

Siendo m el número de ecuaciones y q los grados de libertad, para el caso de la ubicación de un hipocentro este valor es de 4.

Si el residuo es mayor al límite de corte especificado, se vuelve a realizar el proceso anterior, esta vez agregándole a la solución de prueba el $\delta\mathbf{x}$ calculado al principio de cada nueva iteración.

A modo de ejemplo podemos establecer la función de tiempos de llegada para un modelo de velocidad homogéneo como:

$$f_i(\mathbf{x}) = f_i(x, y, z, t) = t + \frac{1}{v_i} \sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i + z)^2} \quad (4.8)$$

Siendo x_i , y_i y z_i las coordenadas del i ésimo sensor x , y y z , las coordenadas del evento, siendo $z_i + z$ una suma considerando z_i como elevación sobre el nivel del mar y z profundidad debajo del nivel del mar y el t el tiempo de origen para una velocidad de onda v_i

Las derivadas parciales de $f_i(\mathbf{x})$ evaluadas en la solución de prueba \mathbf{x}_o para la matriz A en (4.5) son

$$\begin{aligned} \frac{\partial f_i}{\partial x} &= -\frac{x_i - x_0}{v_i R} & \frac{\partial f_i}{\partial y} &= -\frac{y_i - y_0}{v_i R} & \frac{\partial f_i}{\partial z} &= -\frac{z_i - z_0}{v_i R} \\ \frac{\partial f_i}{\partial t} &= 1 & R &= \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2} \end{aligned} \quad (4.9)$$

Las funciones de tiempos de llegadas pueden ser más complejas si es necesario siempre y cuando sus derivadas de primer orden puedan ser evaluadas.

4.2. Errores de Localización

Los errores de localización están relacionados con cuatro factores principales, sobreestimación del error, el número y distribución de las estaciones sísmicas, la cantidad, variedad y calidad de los tiempo de llegada de ondas, y lo verosímil del modelo de velocidad.

Si hay un dato con un error muy grande, el método de mínimos cuadrados lo pondera con el resto de las estaciones por lo que la estimación final podría tener un bajo residual sin ser una localización precisa. Una red sísmica mal distribuida puede causar que elementos de la matriz (4.5) tenga filas que sean combinaciones lineales de otras y de este modo tener infinitas soluciones. Identificar de manera incorrecta el tipo de onda y el tiempo de arribo de estas, o la falta de variedad de ondas como la onda S que mejora considerablemente la estimación de profundidad. Las diferencias entre el modelo de velocidades y la estructura real pueden causar un error considerable al calcular los tiempos de viaje t_{ci} de las ondas

Capítulo 5

Metodología

El trabajo que se realizó en esta metodología se puede dividir en dos etapas. La primera fue la identificación de ondas sísmicas, que consistió en el reconocimiento de ondas sísmicas mediante un método automático (Autopicking) y su posterior identificación y caracterización de las llegadas de ondas P y S de forma manual (Picking Manual). La segunda etapa fue la elección de eventos con suficiente información y calidad para realizar una inversión sísmica que cumpliera los requisitos para tener una localización de calidad.

El manejo de datos y scripts se realizó en Bash en el sistema operativo de Linux, en donde se agregó a los archivos en formato SAC, el tiempo inicial de cada sismograma y posteriormente se transformó la variable tiempo a UnixTime, cantidad de segundos transcurridos desde el 1 de Enero de 1970 respecto al tiempo universal coordinado, esta metodología no contabiliza los cambios de unidades y de medida de tiempo que fueron necesarios para el uso de cada programa y/o script.

5.1. Identificación de ondas sísmicas

5.1.1. Autopicking

Se utilizó los datos de la componente vertical de los sismogramas los cuales se encontraban en formato SAC para lo cual se transformaron a formato miniseed utilizando el programa `sac2mseed`, para luego ser ingresados al programa `Mspicker`, el cual se basa en un algoritmo que calcula la razón entre las medias de corto plazo (STA) con las medias de largo plazo (LTA) de una componente filtrada del sismograma. Se utilizó el valor mínimo de 5 de STA/LTA para el reconocimiento (trigger level) de la onda sísmica, un cálculo para las medias con un corto plazo de 1 [s] de duración y de 30 [s] de duración para las de largo plazo, un tiempo muerto (deadtime) de 20 [s] tras reconocer una onda sísmica, y un filtro pasabanda entre 1 [Hz] y 15[Hz]. De este modo se logró reconocer 417 posibles eventos sísmicos.

5.1.2. Picking Manual

Se buscó los archivos en formato SAC correspondientes al autopicking para utilizar el programa SAC y proceder a generar imágenes de la componente vertical, remover la tendencia lineal (`rtrend`) la media (`rmean`) y suavizar los bordes (`taper`) también se crearon imágenes con un filtro pasabanda entre 1 [Hz] y 15 [Hz] para así poder discriminar eventos del autopicking realmente tenían la forma de una onda sísmica, lo cual redujo el número total de eventos a 251, siendo el resto de los archivos ruido sísmico que gatilló el picker automático.

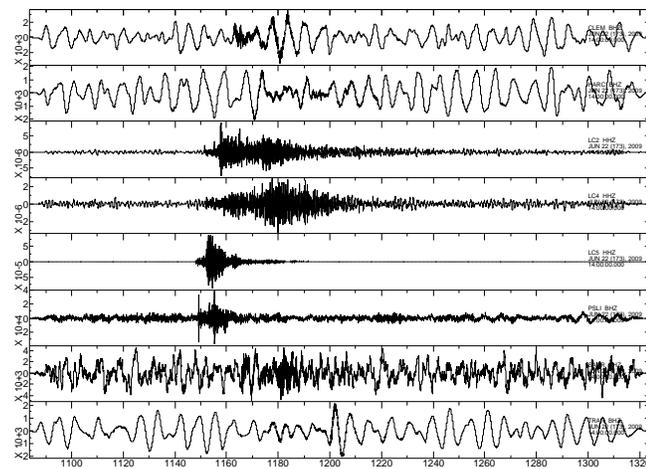


Figura 5.1: Sismogramas de la componente vertical sin filtrar donde se puede reconocer la imagen de un evento sísmico en algunas estaciones en el día 22 de Junio del año 2009 a las 14 horas con 18 minutos. Imagen generada por SAC.

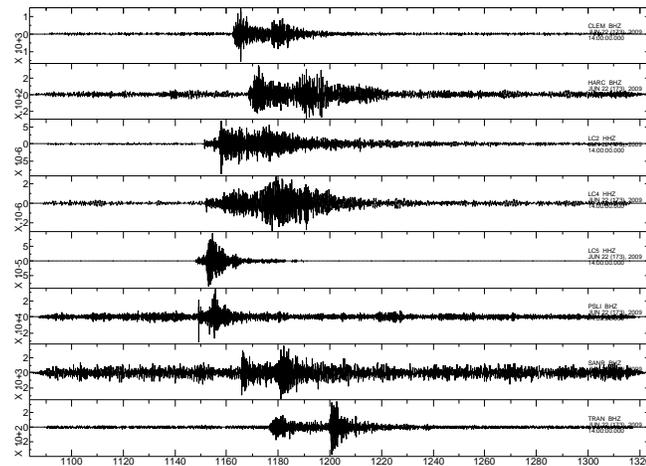


Figura 5.2: Sismogramas de la componente vertical con un filtro pasabanda de 1 [Hz] a 15 [Hz], donde se puede observar fácilmente la estructura de un sismo gracias a la ausencia de frecuencias fuera del rango de interés. Sismogramas de las estaciones CLEM, HARC, LC2, LC4, LC5, PSLI, SANR, y TRAN en el día 22 de Junio del año 2009 a las 14 horas con 18 minutos. Imagen generada por SAC.

Después, se utilizó nuevamente SAC y se realizó un corte a cada una de las tres componentes de los eventos, Este, Oeste y Vertical a 60 segundos antes y 120 segundos después de la llegada teórica de la onda P calculada en el picker automático obteniendo así sismogramas de 3 minutos de duración. Se creó para las tres componentes, Este, Oeste y Vertical una imagen sin filtrar y otra con un filtro pasabanda de 1 [Hz] a 15 [Hz] y también se les quitó tendencia lineal, la media y se suavizaron los bordes. El picking consistió en encontrar la llegada de la Onda P, caracterizada por ser la primera en llegar e identificarse con mayor facilidad y exactitud en el componente vertical, decidir si esta era impulsiva [I] o emergente [D], si poseía un desplazamiento inicial, ascendente [U], descendente [D] o sin polaridad [-] y la exactitud de su llegada, de calidad 0 para un margen de error de 0.1 segundos, 1 para 0.2 segundos y 2 para 0.4 segundos, como también se identificaron las llegadas de la onda S y su calidad en los componentes horizontales. En los picking realizados a través del filtro pasabanda no se utilizó la calidad 0 por las posibles variaciones de las llegadas inherentes al filtrado. De este modo se generó un archivo Hypo Pick (HPF) en el cual quedaron registrados los tiempos de llegada P y S y su valor de calidad con sus respectivas estaciones.

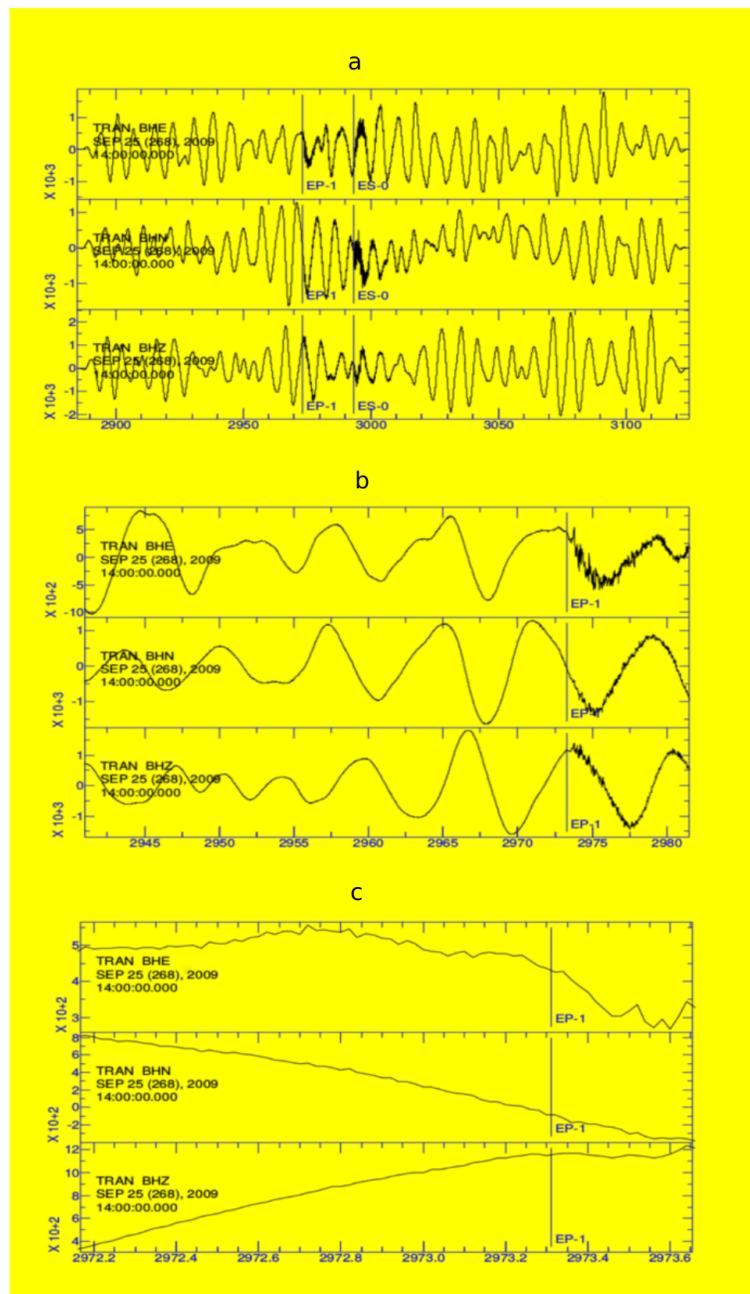


Figura 5.3: Ejemplo de zoom en un sismograma para la identificación precisa de ondas sísmicas. En (a) la componente vertical del sismograma a es difícil diferenciar la llegada de la onda P, en (b) se realiza un zoom al área de la posible llegada donde se puede apreciar de mejor manera la llegada de la onda P, y en (c) se realiza un zoom en la zona ya identificada en (b) en donde se identificó una onda EP-1, emergente, primaria, sin polaridad y con una calidad de 1. Desde arriba hacia abajo componentes Este, Oeste y Vertical del sismograma. Sismograma de la estación TRAN en el día 25 de septiembre del 2009 a las 14 horas con 49 minutos. Imagen generada por SAC.

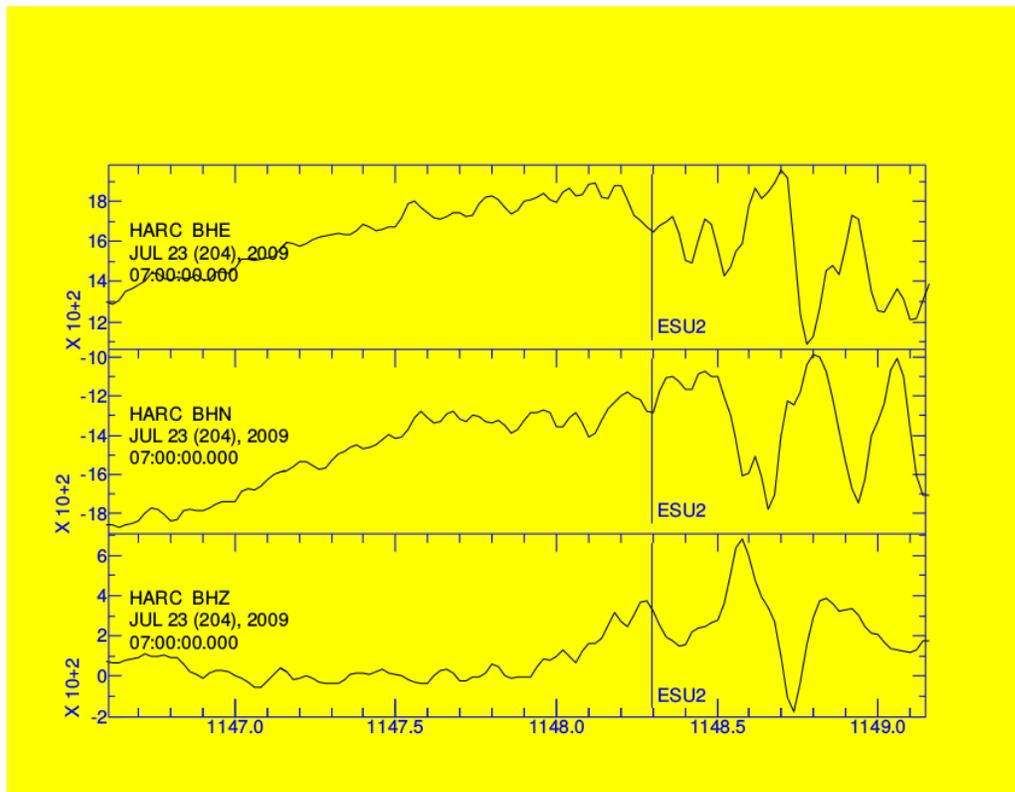


Figura 5.4: Desde arriba hacia abajo componentes Este, Oeste y Vertical del sismograma en donde se localizó en las componentes Este y Norte una llegada de onda ES2, secundaria (S) y con una calidad de 2. Sismograma de la estación HARC en el día 23 de julio del 2009 a las 7 horas con 19 minutos. Imagen generada por SAC.

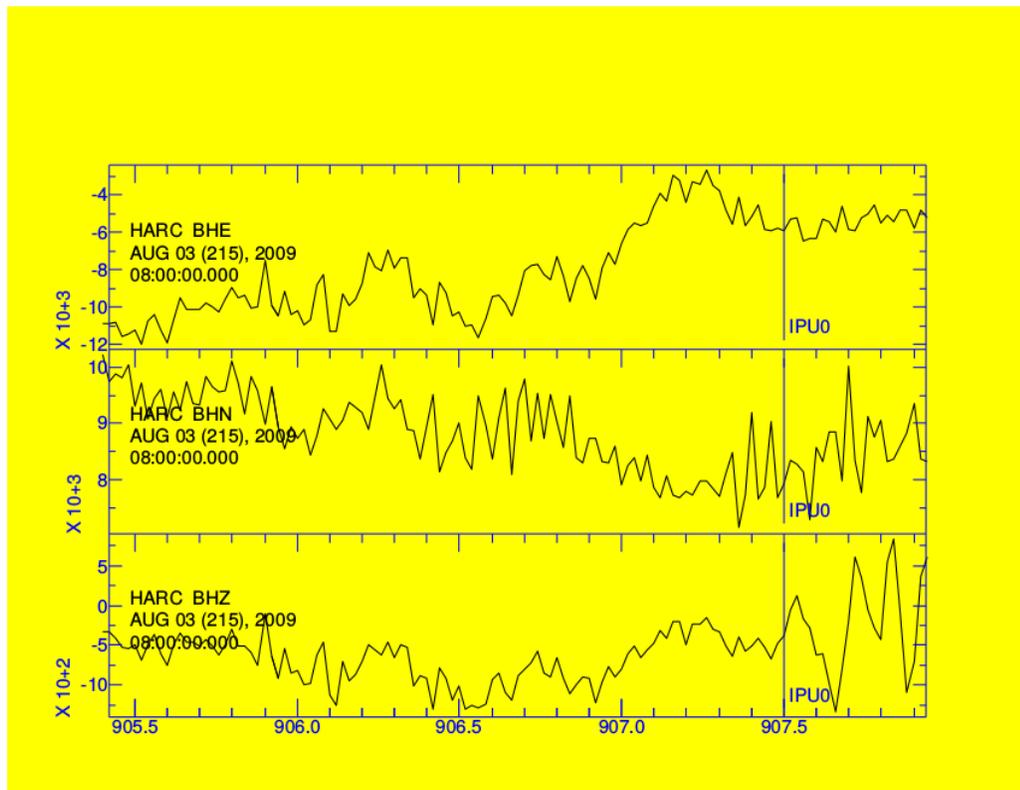


Figura 5.5: Desde arriba hacia abajo componentes Este, Oeste y Vertical del sismograma en donde se localizó en la componente vertical una llegada de onda IPU0, impulsiva (I), primaria (P) y (U) ascendente con una calidad de 0. Sismograma de la estación HARC en el día 3 de agosto del 2009 a las 8 horas y 15 minutos. Imagen generada por SAC.

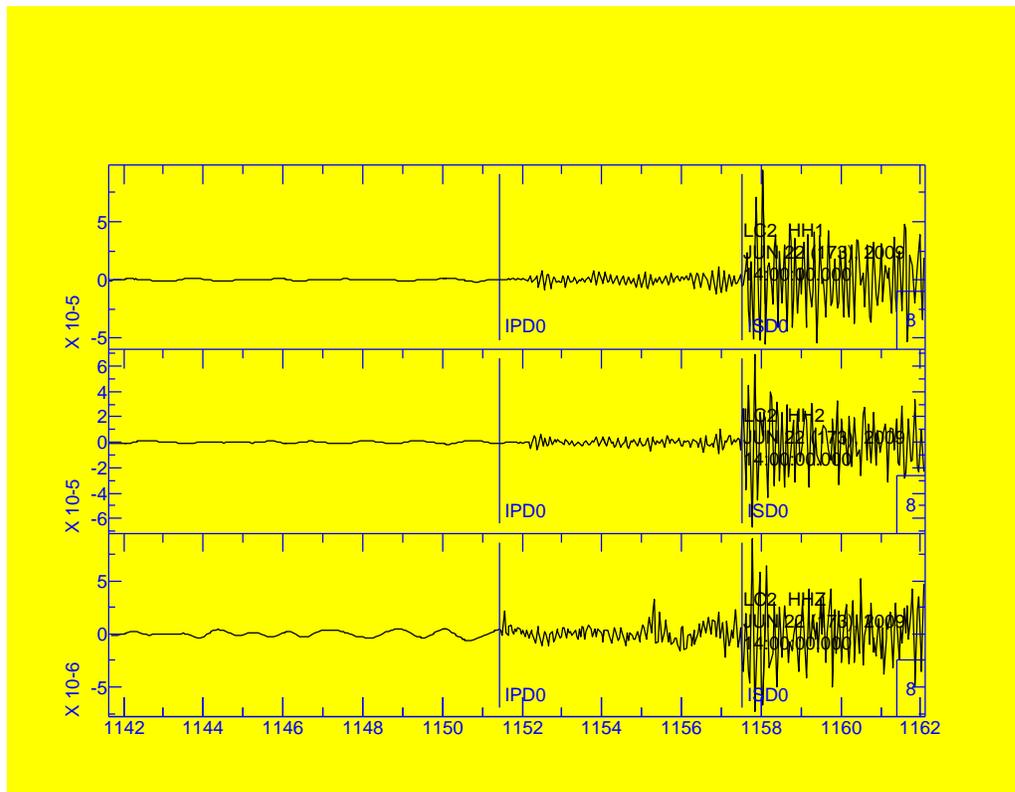


Figura 5.6: Desde arriba hacia abajo componentes Este, Oeste y Vertical del sismograma en donde se utilizó el componente vertical para localizar una onda IPD0, impulsiva (I), primaria (P), (D) descendiente y de calidad 0, y en las componentes Este y Norte una onda IS0, secundaria y de calidad 0. Sismograma de la estación LC2 en el día 22 de junio del 2009 a las 14 horas y 19 minutos. Imagen generada por SAC.

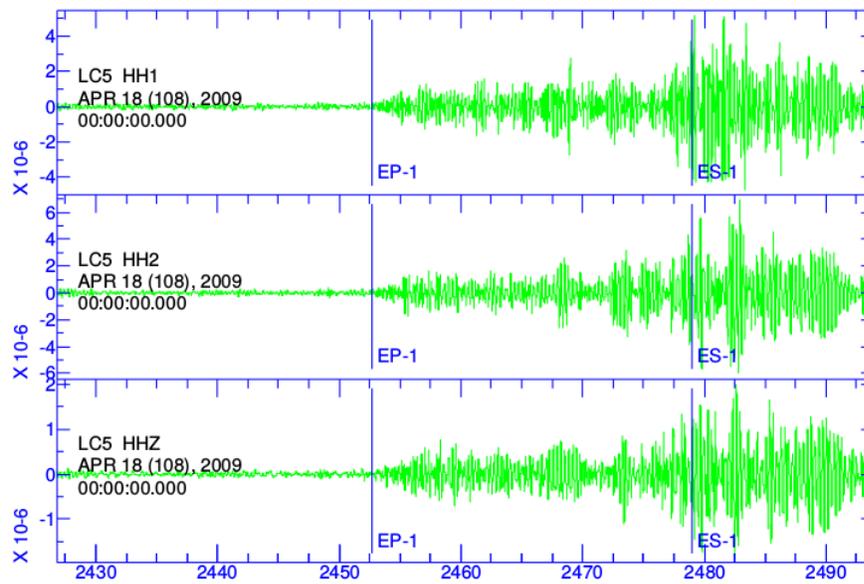


Figura 5.7: Desde arriba hacia abajo componentes Este, Oeste y Vertical del sismograma filtrado entre las frecuencias 1 [Hz] y 15 [Hz] en donde se utilizó el componente vertical para localizar una onda EP-1, emergente (E), primaria (P), sin polaridad (-) y de calidad 1 y en las componentes Este y Norte una onda ES-1, secundaria (S) y de calidad 1. Sismograma de la estación LC5 en el día 18 de abril de 2009 a las 0 horas con 40 minutos. Imagen generada por SAC.

5.2. Inversión Sísmica

Posteriormente se creó para cada evento un archivo de entrada para el programa HYPOINVERSE con los datos de los archivo HPF, la ubicación de las estaciones, una velocidad de V_p/V_s de 1.78 y un modelo simple de velocidad derivado del estudio tomográfico de *Hicks et al. (2014)* específicamente parte del modelo de velocidades de la península de Arauco, puesto a que no hay un modelo bien definido para la Península de Taitao. Con esto se realizó la inversión sísmica ignorando los eventos que tuvieran menos de 4 picks e ignorando los picks con un valor de calidad 2 siendo localizables 121 sismos.

Velocidad (V_p) [Km/s]	Rangos de profundidad [km]
2.50	0.0 - 1.0
3.30	1.0 - 3.0
4.70	3.0 - 6.0
5.80	6.0 - 10.0
6.40	10.0 - 15.0
7.10	15.0 - 21.0
7.70	21.0 - 28.0
8.10	28.0 - 40.0
8.30	40.0 - 70.0
8.50	70.0 en adelante

Cuadro 5.1: Modelo de velocidades para la Península de Taitao basado en el trabajo de *Hicks et al. (2014)*.

Después se volvió a realizar la inversión para los sismos con error residual mayor a 2 [s] restando observaciones individuales con residuo mayor a 2 [s], finalmente se despreciaron aquellas que aún tuvieran un error residual mayor a 2 [s] y los eventos ocurridos fuera de la red sísmica, de GAP superior a 230° , siendo 60 sismos localizables con estos requisitos.

Capítulo 6

Resultados y Discusiones

6.1. Resultados

Los Cuadros 6.1 y 6.2 en las páginas 36-37 contienen la latitud, longitud y la profundidad estimados con error residual menor a 2 [s] para los hipocentros de los sismos identificados con al menos 3 llegadas de onda P y 1 de onda S para los registros con un GAP menor a 230° de la red de estaciones anfibia de JAMSTEC y de la Universidad de Liverpool entre el 27 de febrero del 2009 hasta el 21 de marzo del 2010.

Los 60 hipocentros localizados se encuentran en una región delimitada desde los 76.5°O a 73°O de longitud y 45.5°S a 47°S de latitud, y alcanzaron una profundidad máxima de 22.7 [km], de los cuales sólo 2 tuvieron un error residual mayor a 1 [s]. Para la caracterización de la sismología local se creó un mapa en GMT (Fig. 6.1, Wessel y Smith, 2013) delimitado entre 77.5°O a 71.5°O de longitud y 47.8°S a 44°S de latitud donde también se agregaron los límites entre las placas Antártica, Nazca y Sudamericana, la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, los volcanes de la zona, las

estaciones utilizadas y los sismos desde el 1 de enero 1950 hasta el 26 de enero del 2018 pertenecientes a la base de datos de la U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center (*USGS, NEIC*).

Unixtime [s]	Latitud °S	Longitud °O	Profundidad [km]	Error residual [s]
1235885511.38	73.50 4	46.0337	8.65	0.93
1237414259.08	73.5993	46.0153	8.96	0.73
1237652918.58	73.6545	46.0023	19.13	0.11
1238091864.17	73.5588	45.9757	15.79	0.79
1238502366.79	75.6523	46.477	1.43	0.98
1239683149.73	75.7683	46.3367	5.00	0.77
1240943082.96	75.8275	46.2807	5.00	0.86
1240951454.34	75.8218	46.2723	5.00	0.93
1240959443.26	75.7993	46.3367	5.00	0.64
1240961266.96	75.8192	46.277	7.01	0.93
1241272341.17	75.6212	46.475	5.00	0.84
1242349090.90	73.5812	45.6757	11.96	0.58
1242596529.58	72.9275	45.9665	22.71	0.20
1243039994.90	75.7933	46.4933	5.00	0.89
1244083693.60	72.9937	45.9712	8.00	0.87
1244137388.49	75.6922	46.0035	5.00	0.69
1244279273.37	74.0548	46.1698	16.46	0.40
1245680343.60	75.6422	46.5253	5.00	0.86
1246913259.98	75.9583	45.9358	20.48	0.65
1247811418.24	75.242	46.66	7.69	0.87
1248597529.17	75.3023	46.2387	0.08	0.28
1248660848.09	72.9735	45.8965	5.00	0.50
1248742170.14	74.8803	46.995	5.00	0.97
1248827236.28	73.7835	46.6698	1.69	0.91
1248923743.05	74.9793	46.979	12.31	0.83
1249683327.26	73.8705	46.6218	17.37	0.60
1250127193.92	74.6632	45.4607	1.94	0.29

Cuadro 6.1: Hipocentros de los sismos localizados obtenidos por la inversión sísmica realizada en HYPOINVERSE (Parte 1).

Unixtime [s]	Latitud °S	Longitud °O	Profundidad [km]	Error residual [s]
1251092872.87	75.7787	46.1115	5.00	0.83
1251749644.73	75.0772	46.8418	10.00	0.64
1251872141.79	72.9728	45.949	12.09	0.81
1252855125.59	75.1352	45.8533	16.13	0.73
1253244348.52	75.205	46.7358	12.72	0.62
1253246987.21	75.1932	46.7257	8.13	0.72
1253467547.67	73.5663	45.5077	11.37	0.38
1253583013.85	75.1822	46.687	5.00	0.67
1253665604.94	73.5678	45.9488	12.72	0.81
1253890144.88	75.2148	46.7115	9.64	0.62
1253976368.81	75.2062	46.7092	8.24	0.71
1254244284.13	75.2287	46.7312	13.63	0.54
1254550217.39	74.8065	46.9618	5.00	0.76
1254822312.44	75.2223	46.7693	9.98	1.01
1255443882.75	74.0773	46.1703	17.67	0.34
1256627966.16	75.1773	46.8035	12.99	0.63
1256969558.56	74.3195	46.9258	9.85	0.22
1257185029.08	75.2215	45.817	13.71	0.78
1257810276.99	75.1018	46.9405	11.36	0.80
1257995315.73	75.8445	46.2838	8.71	0.15
1258446115.27	75.2045	46.7175	10.51	0.51
1259926611.75	75.1797	46.8035	13.05	0.73
1260753232.11	75.6245	46.0488	0.83	0.49
1261819890.45	75.9198	46.1115	5.00	1.72
1262149163.74	75.8232	46.3822	11.32	0.08
1262765362.26	75.8325	46.269	10.58	0.18
1263266550.89	76.073	46.1917	0.30	0.86
1263320330.01	75.8092	46.3113	8.44	0.06
1264054410.45	75.893	46.2477	0.05	0.58
1264060029.73	75.9198	46.1115	5.00	0.83
1264601995.52	75.4735	46.5272	5.00	0.82
1266141282.28	73.3063	45.7757	10.54	0.70
1268719850.45	74.0875	46.0205	17.07	0.46

Cuadro 6.2: Hipocentros de los sismos localizados obtenidos por la inversión sísmica realizada en HYPOINVERSE (Parte 2).

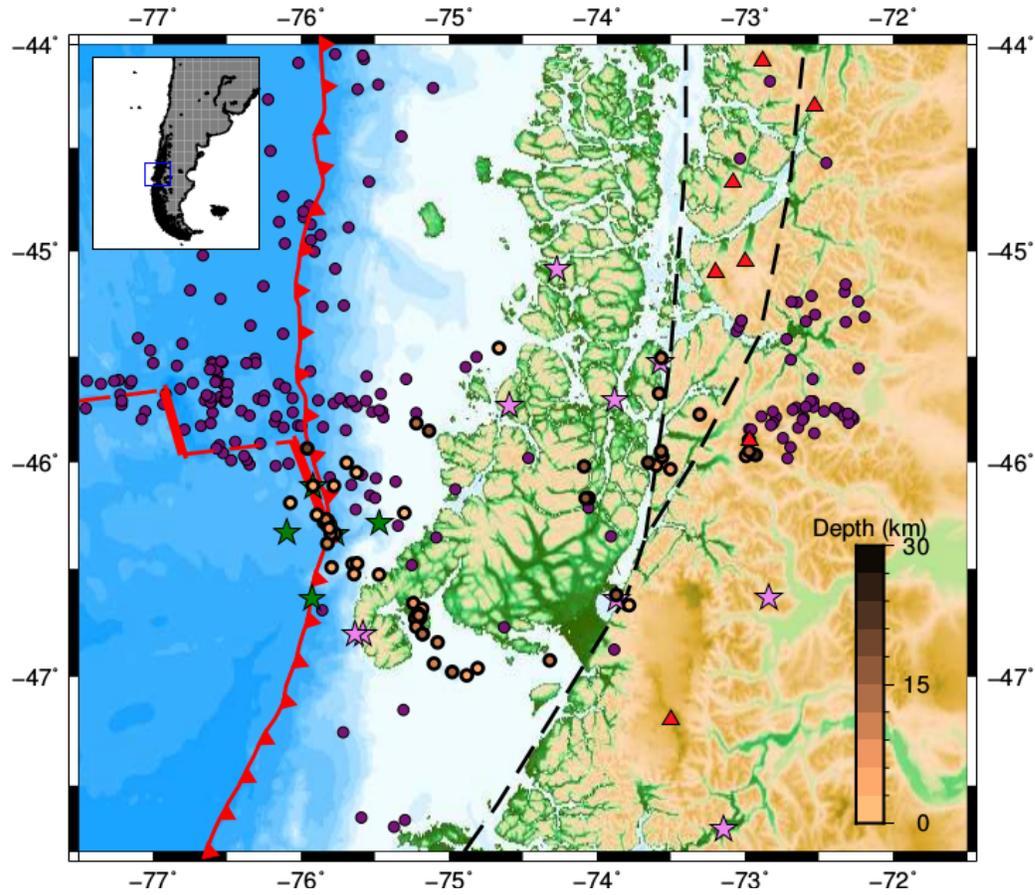


Figura 6.1: Los círculos púrpura representan los sismos del catálogo de la *USGS*, *NEIC*. Los círculos en escala marrón para los sismos localizados en esta tesis con su profundidad asociada al tono de marrón que indica la escala de la esquina inferior derecha. Mapa generado en GMT.

6.1.1. Sismicidad del Punto Triple Chileno

La mayor cantidad de actividad sísmica se registró en las cercanías del PTC. Podemos encontrar 3 clusters respecto a la distribución de estos eventos como se observa en la figura (6.2), un primer cluster (A) en los 76°O de longitud y elongado entre los 46.33°S y 46.4°S de latitud, un segundo cluster (cluster B) en los 46.5°S latitud elongado entre los 75.4°O y 75.9°O de longitud y un tercer cluster (cluster C) con coordenadas 46.7°S y 75.2°O .

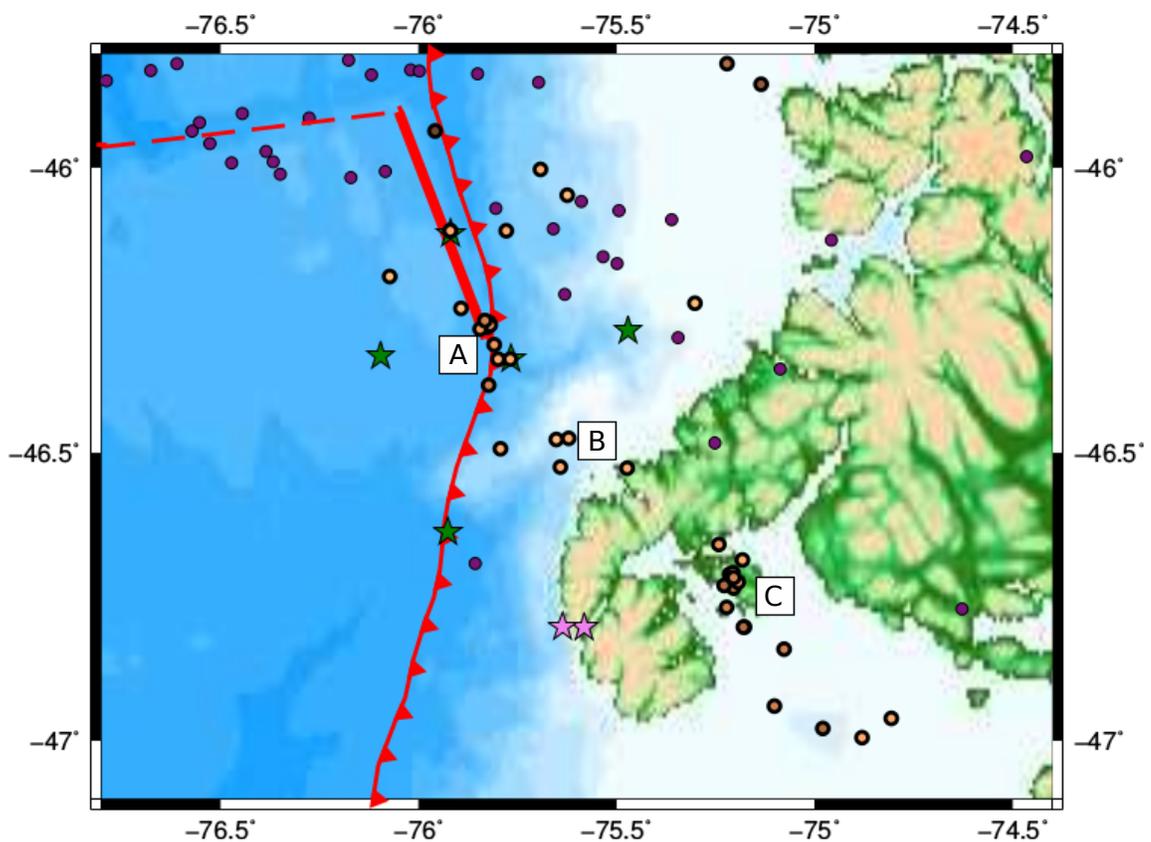


Figura 6.2: Sismos encontrados cercanos al PTC. Las letras mayúsculas indican un cluster asociado. A cercanos al PTC, B cercanos a la zona de fractura de Taitao subductada, C cercanos a las Islas Adán, Crosslet y Halet.

La distribución del cluster A es paralela a la Dorsal de Chile, por lo que podemos asociar su origen a la subducción de esta con la placa Sudamericana. La mayor cantidad de sismicidad se encuentra en el punto donde la dorsal subduce actualmente.

El cluster B puede asociarse a sismicidad relacionada con la zona de fractura de Taitao que ya fue subductada, puesto a que posee una distribución similar a la dirección de esta falla como explica *Murdie et al. (1993)* al localizar sismos con una geometría similar.

En el cluster C, está ubicado entre las islas Adán, Crosslet y Hale y es el cluster que posee más eventos localizados, el origen de esta actividad puede estar relacionada por su geometría a la ventana astenosférica de la dorsal subductada (*Murdie et al., 1993*). *Agurto et al., (2004)* también detectó un cluster cercano a esta zona, para el cual también propuso la posible existencia de alguna estructura superficial aún no reconocida debido a la poca profundidad de los eventos.

La distribución de los clusters B y C se puede asociar a la geometría de los límites subductados actuales de las placas Nazca y Antártica estimados por *Breitsprecher y Thorkelson (2009)*.

La mayor parte de los sismos de las cercanías del PTC no posee una profundidad mayor a 10 [km] siendo sólo 6 los con una profundidad mayor a 15 [km] (Cuadros 6.1 y 6.2) : 3 de estos se encuentran en la latitud de la zona de falla de Darwin (46°S), la cual podría ser causante de estos eventos y los otros 3 se encuentran cercanos a los 74° de longitud, Los cuales podrían ser causados por la existencia de la dorsal subductada según *Murdie et al. (1993)*.

No se encuentran coincidencias notorias con el catálogo de la *USGS, NEIC* en la *Fig. 6.2*, los cuales se concentran hacia el Noroeste del PTC en la zona de falla de Darwin y que se encuentran fuera del GAP de las estaciones. Los eventos del catálogo de la *USGS, NEIC* que se encuentran al Este del PTC probablemente tienen errores de localización por la falta de estaciones en la red global de sismómetros para el área de estudio.

6.1.2. Sismicidad en la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y en el Volcán Hudson

Parte de los registros sísmicos fueron localizados en el Batolito Norpatagónico bajo la ZFLO y en el Volcán Hudson (Fig. 6.3).

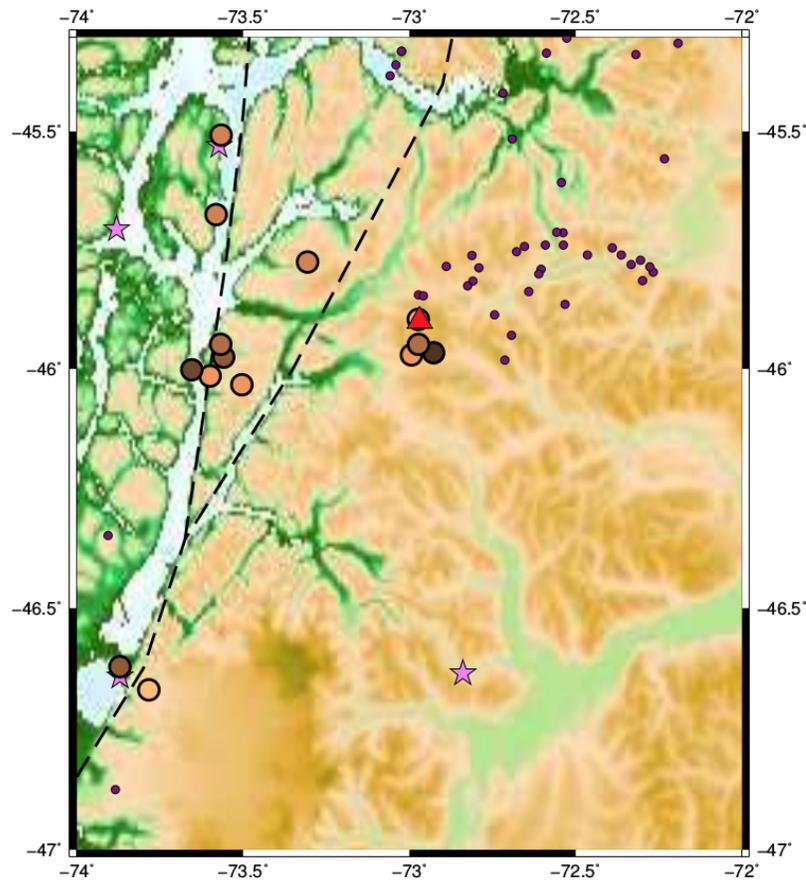


Figura 6.3: Sismos encontrados a lo largo de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y Volcán Hudson.

La sismicidad en la ZFLO se ve concentrada en su tramo Oeste a los 46°S de latitud, esta concentración coincide con sismos localizados entre el año 2004 y 2005 por *Miller et al. (2005)*; *Priestley (2008)* y *Agurto et al. (2014)*; también se observa baja sismicidad en la ZFLO al Norte y al Sur de este punto, no obstante los sismos del Sur coinciden con los Glaciares de San Rafael por lo cual puede que la causa de estos sean particiones y/o avalanchas producidas por el deshielo (*Agurto et al., 2014*).

El activo Volcán Hudson posee sobre él parte de la sismicidad registrada en la zona, esto debido a su actividad telúrica. Estos eventos pueden estar relacionados a lo ocurrido el año posterior a estos registros sísmicos, en Octubre del 2011. el Volcán Hudson tuvo su última reactivación la cual se consideró una erupción menor creando 3 cráteres nuevos como indican los reportes del SERNAGEOMIN (<http://www.sernageomin.cl/volcan-hudson/>).

6.2. Discusiones

El número de estaciones sísmicas utilizadas para este estudio fue muy bajo en comparación a la cantidad de estaciones utilizadas en estudios previos en la región (*Miller et al., 2005; Comte et al., 2007*) y algunas de estas estaciones, como los OBS registraron señales extremadamente ruidosas, por lo tanto las cifras de sismos que pudieron haber sido identificados como la cantidad y calidad de sus picking se vió reducida, sin embargo, gracias a la distribución de las estaciones OBS fue posible localizar una gran cantidad de sismos sobre el PTC (46.3°S latitud) en donde no existían antecedentes sísmicos.

Todos los sismos localizados fueron superficiales, la mayoría menores a 10 [km] de profundidad y con una profundidad máxima menor a 23 [km] (Cuadros 6.1 y 6.2 en las páginas 36-37) por lo tanto, se se sostendría lo postulado por *Agurto et al. (2014)* no se encuentra una zona de sismicidad de Wadatti-Benioff profunda asociada a la subducción de la placa Nazca. Aunque *Priestley (2008)* si encontró sismos de profundidades mayores a 30 [km] pero estos poseen poca confiabilidad, ya que en la gran mayoría no se identificaba la onda S y además se encuentran en su mayoría muy al Este del presente estudio.

La ZFLO cercana a los 46.2°S de latitud y el Volcán Hudson se encuentran con actividad sísmica en las localizaciones de los registros de los años 2004-2006 (*Miller et al., 2005; Priestley, 2008; Agurto et al., 2014*) como para las localizaciones presentadas en este trabajo para el año 2009 y principios del año 2010 (Fig. 6.3 en la página 41), por lo tanto es necesario monitorear permanente la evolución de estas fuentes sísmicas para poder entender el riesgo sísmico asociado a la ZFLO.

La actividad sísmica asociada al Volcán Hudson fue menor de lo esperada esto probablemente causado a su lejanía con la red sísmica, puesto a que en estudios anterior (*Miller et al., 2005; Priestley, 2008; Agurto et al., 2014*) es identificado como la fuente principal de sismicidad en la Región de Aysén, sin mencionar que este entró en erupción en Octubre del 2011, un año y 7 meses después de los datos registrados.

Para poder entender mejor la sismicidad del previamente denominado cluster C situado entre las Islas Adán, Crosslet y Hale (Fig. 6.2 en la página 39), se puede establecer una red sísmica que cubra íntegramente el Golfo de Penas como también realizar un cálculo de mecanismos focales para los sismos localizados para así conocer la geometría de la zona de ruptura.

En general, esta zona posee poca sismicidad comparado con zonas de más al Norte de la costa Chilena, no obstante, estas localizaciones complementan significativamente al catálogo de la USGS, el cual no posee una cobertura de estaciones sobre la Región de Aysén. Debido a la baja sismicidad, futuras exploraciones deberían usar instrumentos de banda ancha para así poder realizar métodos pasivos de ruido ambiental en ves que esperar sismos locales para poder estudiar la estructura de la península.

No fue posible registrar actividad post sísmica en la zona del enjambre sísmico del año 2007 en el Fiordo de Aysén (*Mora et al., 2010*) puesto a que este sitio se encuentra fuera del rango elegido para las estaciones (GAP mayor a 230°).

Capítulo 7

Conclusiones

Para esta Habilitación Profesional se realizaron todos los procesos necesarios para la lectura, tratado y visualización de señales para los sismogramas de una amplia base de datos perteneciente a una red sísmica temporal anfibia con registros continuos durante 387 días. Inicialmente se utilizó un método de identificación de ondas automático seleccionados para posteriormente identificarlos manualmente, para diferenciar cuales realmente poseían la estructura de un sismo. Si fuese así, identificar manualmente las llegadas de las ondas P y S, datos que serían finalmente utilizados para realizar una inversión sísmica con la cual se puede estimar el hipocentro del sismo, el cual finalmente fue presentado en un mapa georeferenciado.

Esto se logró luego de aprender a utilizar diversos recursos informáticos como es la programación y creación de scripts en bash para organizar y modificar la base de datos como para el uso intensivo de otros programas, como Mspicker para la identificación de los posibles sismos, SAC para la lectura, tratado, selección de sismos e identificación de arribos de onda e HYPOINVERSE para la elección de los arribos de onda de mejor calidad y posterior localización de hipocentros y finalmente GMT

para generar un mapa de la región de estudio con los sismos encontrados (Capítulo 4).

Se llevó a cabo una investigación de la tectónica y geológica con el fin entender el contexto actual de la zona de estudio junto a un análisis de las localizaciones sísmicas previas para así poder interpretar el origen localizaciones sísmicas de una manera coherente con los mecanismos sísmicos presentados en este trabajo (Capítulo 2).

Se localizaron 60 nuevos sismos para la Región de Aysén (Capítulo 6), en donde algunas concentraciones de sismos coinciden con clusters localizados en trabajos anteriores (*Murdie et al., 1993; Miller et al., 2005; Priestley, 2008; Agurto et al., 2014*). Se encontró una nueva zona de actividad sísmica asociada al PTC, esto gracias a la distribución de estaciones terrestres en la Península de Taitao y de las estaciones del fondo oceánico que permitieron que esta área se encuentre dentro de la red sísmica. Siendo así un aporte para la caracterización de las fuentes sísmica del área de estudio como también aporta datos para entender la dinámica de subducción de la Dorsal de Chile con la placa Sudamericana en el PTC en la actualidad.

Con el catálogo obtenido podemos concluir que la Península de Taitao es una zona de baja sismicidad, asociada mayoritariamente a clusters. Estos clusters parecen estar relacionados a la geometría de la Dorsal de Chile, tanto a la zona que se encuentra actualmente en subducción (PTC), como al sistema de dorsales y zonas de fractura ya subductadas como sugiere *Murdie et al. (1993)* con una distribución que parece coincidir con los límites subductados actuales de la placas Nazca y Antártica estimados por *Breitsprecher y Thorkelson (2009)*.

Adicionalmente se encontró actividad sísmica a lo largo de la ZFLO con su máxima concentración en los 46°S de latitud, encontrándose activa al Sur del Fiordo de Aysén posterior al enjambre sísmico ocurrido el año 2007 (*Comte et al., 2007; Mora et al., 2010*). Además se registró actividad sísmica sobre el Volcán Hudson previa

a su erupción menor del año 2011, sin embargo, esta actividad fue más baja de lo esperado probablemente a causa de la lejanía del volcán con la red sísmica utilizada.

Es posible seguir trabajando estas localizaciones a través del cálculo de mecanismos focales para visualizar los esfuerzos involucrados en las distintas fuentes sísmicas y el cálculo de magnitudes para cuantificar la energía liberada e identificar un posible evento principal para alguna secuencia sísmica. Es posible también realizar un nuevo estudio tomográfico utilizando los tiempos de llegada identificados y así generar un nuevo modelo de velocidades para la Península de Taitao. Se hace necesario para un futuro estudio sísmico en las cercanías del PTC, el despliegue de una red de sismómetros alrededor del Golfo de Penas, para así lograr una localización de calidad para esta zona de actividad sísmica poco estudiada. Como también el uso de una mayor cantidad de sismómetros de banda ancha para realizar análisis con métodos de ruido ambiental para la exploración de esta zona de baja sismicidad.

Es de este modo que tanto el objetivo principal, que consistía en realizar una localización sísmica de calidad para los datos pertenecientes a la red de estaciones que rodeaban al PTC como los objetivos específicos los cuales consistían en entender y aplicar los procesos informáticos necesarios para una localización sísmica de calidad e interpretar estas localizaciones respecto al contexto geológico local se cumplieron en la realización de esta Habilitación Profesional.

Bibliografía

- [1] Agurto, H., Rietbrock, A., Barrientos, S., Bataille, K., Legrand, D., 2012. Seismotectonic structure of the Aysén Region, Southern Chile, inferred from the 2007 Mw 6.2- Aysén earthquake sequence. *Geophys. J. Int.* 190, 116-130.
- [2] Agurto, H., Rietbrock, A., Bataille, K., Miller, M., Iwamori, H., Priestley, K. (2014). Seismicity distribution in the vicinity of the Chile Triple Junction, Aysén Region, southern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 51, 1-11.
- [3] Bangs, N. L. B., S. C. Cande, S. D. Lewis, J. J. Miller, Structural framework of the Chile Margin at the Chile ridge collision zone, Proceedings of the ocean Drilling Program, Initial Reports. 141, 11-21.
- [4] Behrmann, J., Lewis, S., Cande, S., 1994. Tectonics and geology of spreading ridge subduction at the Chile triple junction: a synthesis of results from leg 141 of the ocean drilling program. *Geol. Rundsch.* 83 (4), 832-852.
- [5] Breitsprecher, K., Thorkelson, D. J., 2009. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 464(1-4), 10-20.
- [6] Cande, S., Leslie, R., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *J. Geophys. Res.* 91, 471-496
- [7] Cande, S., Leslie, R., Parra, J., Hobart, M., 1987. Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: geophysical and geothermal evidence. *J. Geophys. Res.* 92, 495-520.
- [8] Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471 (1-2), 96-113.
- [9] Cembrano, J.; Hervé, F. 1993. The Liquiñe Ofqui-Fault Zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the Southern Andes. *Second ISAG*, p. 175-178. Oxford, U. K.

- [10] Comte, D., Gallego, A., Russo, R., Murdie, R., VanDecar, J., 2007. The Aysen (Southern Chile) 2007 seismic swarm: volcanic or tectonic origin? *EOS Trans. Am. Geophys. Un.* 88 (23). *Jt Assem. Suppl.*, Abstract S43C-04.
- [11] D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., Gonzalez-Ferran, O., Lahsen, A., Omarini, R., 2003. The quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (45°S, Chile). *J. S. Am. Earth Sci.* 16 (4), 219-242.
- [12] Dewey, J.W., 1972. Seismicity and tectonics of Western Venezuela, *Bull. seism. Soc. Am.*, 142, 1711-1751.
- [13] Douglas, A., 1967. Joint Epicentre Determination. *Nature*, 215 (5096), 47.
- [14] Forsythe, R., Nelson, E., 1985. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. *Tectonics* 4 (5), 477-495.
- [15] Forsythe, R., Nelson, E., Carr, M., Keadig, M., Hervé, M., Mpodozis, C., Soffia, J., Harambour, S., 1986. Pliocene near trench magmatism in Southern Chile: a possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23-27.
- [16] Geiger, L. 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Lous. Univ.* 8, 60-71.
- [17] Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernandez, M., Panza, J., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16 (1), 1-17.
- [18] Herron, E., Cande, S., Hall, B., 1981. An active spreading center collides with a subduction zone: a geophysical survey of the Chile Margin Triple Junction. In: *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 154, 683-702.
- [19] Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. B-39-B56. Santiago.
- [20] Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I. M., Lee, C. S., Miller, M., 2014. Anatomy of a megathrust: The 2010 M8. 8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth Pl. Sci. Letters*, 405, 142-155.
- [21] Hervé, F., y Thiele, R., 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Comun. Univ. Chile*, 38, 67-91.

- [22] Klein, F.W. 2002. Hypocenter Location Program HYPOINVERSE. US Geological Survey Open File Report 02-171, Version 1.0.
- [23] Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669-1691
- [24] Lee, W. H. K., and Lahr, J. C., 1972. HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey Open-File Report.
- [25] Lee, W. H. K., Stewart S. W., 1981. Principles and applications of microearthquake networks, *Adv. Geophys. Suppl.*, 2.
- [26] Lienert, B. R., Berg, E., Frazer, L. N., 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76(3), 771-783.
- [27] Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge, C., 2000. Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models: Introduction of a MetropolisGibbs Method and Comparison with Linear Locations in *Advances in Seismic Event Location*. Springer, Amsterdam, pp. 101-134.
- [28] Maurice, R., Stacey, D., Wiens, D. A., Koper, K. D., Vera, E., 2003. Crustal and upper mantle structure of southernmost South America inferred from regional waveform inversion. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 108(B1).
- [29] Miller, M., Bataille, K., Priestley, K., Iwamori, H., Calisto, I., 2005. Seismic imaging of a subducted ridge, southern Chile. *EOS Trans. Am. Geophys. Un.* 86, 52. Fall Meet. Suppl., Abstract S51A-0982.
- [30] Mora, C., Comte, D., Russo, R., Gallego, A., Mocanu, V., 2010. Aysén seismic swarm (January 2007) in southern Chile: analysis using joint hypocentral determination. *J. Seismol.* 14 (4), 683-691.
- [31] Murdie, R., Prior, D., Styles, P., Flint, S., Pearce, R., Agar, S., 1993. Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology* 21 (12), 1095-1098.
- [32] Naranjo, J.A., Stern, C., 1998. Holocene explosive activity of Hudson volcano, southern Andes. *Bull. Volcanol.* 59 (4), 291-306.
- [33] Nippres S. E. J., Rietbrock A., Heath A. E., 2010. Optimized automatic pickers: application to the ANCORP data set. *Geophys. J. Int.* 181 (2), 911-925.

- [34] Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, Southern Chile. *J. Geol. Soc. Lond.* 156, 673-694.
- [35] Priestley, K., 2008. Seismic Imaging of a Subducted Ridge, Chile. NERC Geophysical Equipment Facility, Scientific Report 741.
- [36] Ramos, V., Kay, S., 1992. Southern Patagonian Plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collision. *Tectonophysics* 205, 261-282.
- [37] SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital, 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003), 1 mapa geológico de Chile escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- [38] Strang, G., 1980. *Linear algebra and its applications*, Academic Press Inc., New York, New York.
- [39] Suárez, G., Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., ... Viodé, J. P. (1990). Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru; results from a microseismic experiment. *Geophys. J. Int.*, 103(1), 1-12.
- [40] USGS Earthquake Hazards Program, National Earthquake Information Center Website, <http://neic.usgs.gov/>.
- [41] Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr., R., Vargas, R., Lauría, E., 2007. Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q10010.
- [42] Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, and F. Wobbe, 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410.