



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

# CARACTERIZADO SÍSMICO PARA VENTANA DE SUBDUCCIÓN TALTAL-LA SERENA (24°-31°S)

**Por: Julio Nicolás Viveros Carrasco**

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la  
Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísico

Marzo 2022  
Concepción, Chile

**Profesor Guía: Matthew Robert Miller**

© Marzo 2022, Julio Nicolás Viveros Carrasco

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

---

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a toda la gente que hizo posible este trabajo en las incontables tareas que hay detrás de una investigación. Agradezco a mi profesor guía Matt Miller por su paciencia y disposición en formarme. Agradezco a todo el personal del DGEO y a mis compañeros de carrera. Agradezco a mis familiares por habilitarme como adulto responsable.

## Resumen

Este estudio surgió como un esfuerzo por caracterizar lo mejor posible una ventana con poca información sísmica histórica, frente a la inminente mejora planificada de la infraestructura sísmica en todo Chile, buscando entregar una medida de las actuales limitaciones.

El segundo objetivo planteado fue ilustrar lo mas didácticamente posible los procesos de: Descarga de datos, captura de eventos e inversión sísmica, utilizando las herramientas computacionales disponibles con la pretensión de entregar un código unificado y un manual al publico interesado en capacitarse en tareas de detección sísmica. Por ultimo se entregó una lista de sugerencias para mejorar el método en vista de los malos resultados obtenidos en la zona.

Entre los resultados positivos, se menciona un catálogo de 2000 eventos confirmados para la zona completa en el 2019 y la reducción del área conflictiva que realmente necesita mayor cobertura y estudio (Desde Taltal a la Serena a solo los 25-26°S, alrededor de TalTal).

**Palabras clave** – TalTal, Zona de subducción, Gomez y Salas, Binder, IRIS, STA/LTA, Localización Código-Abierto.

## Abstract

This document emerges as an effort to bring the best possible geophysical characterization of an historical window lacking enough historical seismic data, looking forward to give a measure of its limitations to be compared in the future with the currently building seismic (Planned) infrastructure improvement (Anillo project) .

Our next minor objective was to didactically illustrate the following processes of : Data request, Event capture & seismic inversion using available computational tools in order to supply the students of the seismicity community with an open source code. Due to poor results, also there was included a list of suggestions that will add more complexity and accuracy to the method.

Among the positive aspects of our working output, we can mainly point the collection of a 2000 catalog of events for 2019 and a decrease of the really instrumentally undercovered zone in the need of further research and theoretical explanations for the lack of seismicity there (TalTal surroundings only, about 25-26°S).

**Keywords** – TalTal, Subduction Zone, Gomez y Salas, Binder, IRIS, STA/LTA, Localization, Open-Source.

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>I</b>
<b>Resumen</b>	<b>II</b>
<b>Abstract</b>	<b>II</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Marco Geológico</b>	<b>3</b>
2.1. Introducción . . . . .	3
2.2. Estructura física de una zona de subducción . . . . .	3
2.2.1. Descripción general zona de subducción: Pacífico Sur . . . . .	7
2.3. Descripción Ventana Sísmica TalTal-La Serena . . . . .	10
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>18</b>
3.1. Introducción . . . . .	18
3.2. Captura de eventos sísmicos . . . . .	19
3.2.1. Adquisición de datos . . . . .	19
3.2.2. Gatillado Automático: LTA/STA . . . . .	20
3.2.2.1. El problema de las primeras llegadas . . . . .	27
3.2.2.2. El problema de los falsos positivos . . . . .	28
3.3. Localización de eventos: Problema de inversión . . . . .	30
3.3.1. El método iterativo . . . . .	32
3.3.1.1. Búsqueda en Grilla . . . . .	33
3.3.1.2. Algoritmo de inversión . . . . .	36
3.4. Las fuentes de Error . . . . .	38
<b>4. Metodología</b>	<b>44</b>
4.1. Introducción . . . . .	44
4.2. Adquisición de datos . . . . .	45
4.3. Procesado . . . . .	47
4.4. Gatillado individual . . . . .	50
4.5. Gatillado grupal y Localización . . . . .	53
<b>5. Resultados</b>	<b>55</b>

<b>6. Discusión</b>	<b>61</b>
6.1. Problemas metódicos . . . . .	61
6.1.1. Sugerencias en mejora gatillado automático . . . . .	64
6.1.2. Relocalización . . . . .	66
6.2. Discusión Geofísica . . . . .	66
<b>7. Conclusión</b>	<b>70</b>
<b>Referencias</b>	<b>71</b>
<b>Apéndices</b>	<b>76</b>
<b>A. Origen fuerzas de subducción</b>	<b>76</b>
A1. Introducción . . . . .	76
A1.1. <b>Isotermas de convección como formadoras del slab</b>	78
A1.2. <b>Fuerzas en un slab oceánico subductante</b> . . . . .	83
<b>B. Ondas sismológicas y teoría de rayos</b>	<b>88</b>
B1. Ondas sismológicas . . . . .	88
B1.1. Esfuerzo vs Deformación . . . . .	89
B1.2. Ecuación de equilibrio . . . . .	91
B1.3. Ecuación de movimiento de onda: Fases P y S . . . . .	92
B2. Teoría de Rayos . . . . .	95
<b>C. Manual códigos unificados: Captura e Inversión Sísmica automática</b>	<b>99</b>
C1. Introducción . . . . .	99
C1.1. Entorno de trabajo . . . . .	99
C2. Resumen de códigos para el método . . . . .	101
C3. Solicitud de Datos . . . . .	104
C3.1. ¿Que es fetchdata? . . . . .	104
C3.2. Instalando Fetchdata: . . . . .	104
C3.3. Elección de Canal . . . . .	105
C3.4. Uso básico fetchdata: . . . . .	107
C3.5. Archivos requeridos: . . . . .	109
C3.6. Uso del script: . . . . .	109
C4. Calibrado . . . . .	116
C5. Espectrograma: . . . . .	116
C6. Función Característica . . . . .	117
C7. Procesado y Gatillado individual (STA/LTA) . . . . .	119
C7.1. Procesado . . . . .	119
C7.2. Gatillado Individual (STA/LTA): . . . . .	121
C8. Gatillado Grupal e Inversión . . . . .	125
C8.1. Descarga Binder_nosc_AR + instalación: . . . . .	126
C8.2. Uso Binder_nosc_AR: . . . . .	127
C8.3. Comentario Final: . . . . .	130

C9. Inspección Manual y Relocalización . . . . .	131
--	-----

# Índice de cuadros

4.2.1.Estaciones utilizadas . . . . .	46
4.4.1.Parámetros gatillado detector STA/LTA . . . . .	50
4.5.1.Parámetros localizador Binder . . . . .	53
4.5.2.Modelo de velocidad modificado desde Hicks et al. (2014) . . . . .	54
6.1.1.Horas con eventos nítidos capturados por Binder y discriminados manualmente en nuestro catálogo. . . . .	65

# Índice de figuras

2.2.1. Isotermas en profundidad: Dinámica de origen y reingreso de una placa tectónica . . . . .	4
2.2.2. Fuerzas efecto de la caída de la placa oceánica . . . . .	5
2.2.3. Fuerzas totales interactuando en el borde de subducción según Cox and Hart (2009) . . . . .	5
2.2.4. Perfil sísmico y modelo de isotermas para el borde de subducción Chileno a 21S (Wada and Wang (2009)) . . . . .	6
2.2.5. Tabla de segmentación del borde Chileno extraída de Santibáñez et al. (2019) . . . . .	7
2.3.1. Mapa de sismicidad Norte chileno: Metois et al. (2016) . . . . .	12
2.3.2. Origen especulado para la formación de las Sierras Pampeanas. Intrusión de la Dorsal Juan Fernandez . . . . .	13
2.3.3. Mapa de reingreso de dorsales a lo largo de Sudamerica de acuerdo a Gutscher et al. (1999) . . . . .	14
2.3.4. Mapa de sismicidad y actividad volcánica en el Norte de Chile de acuerdo a Cahill and Isacks (1992) . . . . .	15
2.3.5. Perfiles sísmicos en el mapa del norte de Chile. Cahill and Isacks (1992)	16
2.3.6. Mapa de acoples en el norte de Chile según Metois et al. (2016) . . . . .	17
3.2.1. Ejemplo de algoritmo de gatillado, Dickey et al. (2019) . . . . .	21
3.2.2. Ejemplo práctico de una Función Característica para una traza sísmica . . . . .	22
3.2.3. Función característica en perfiles artificiales para diferentes magnitudes dentro de la misma traza . . . . .	24
3.2.4. Ejemplo de gatillado individual STA/LTA y función característica. . . . .	25
3.2.5. Ejemplo de disonancia entre la primera llegada observada frente a la automatizada. . . . .	27
3.2.6. Otro ejemplo del problema de la primera llegada . . . . .	28
3.2.7. Falsos positivos ilustrados. Yuan et al. (2021) . . . . .	29
3.3.1. Ejemplo de problema de inversión: Triangulación de teléfonos . . . . .	31
3.3.2. Situación ideal de ubicación por inversión con lapsos conocidos de viaje . . . . .	32
3.3.3. Imagen resumen del método de búsqueda en Grilla . . . . .	35
3.4.1. Ilustración del error de raíz cuadrática media (RMSE). . . . .	39

3.4.2. Ilustración del sesgo por variación horizontal de la velocidad del medio a la hora de hacer el cálculo de posición con inversión .Shearer (2009) . . . . .	40
3.4.3. Otros tipos de errores metodológicos producto de la distribución de estaciones. Shearer (2009) . . . . .	41
3.4.4. Error de mínimo local vs mínimo absoluto para el minimizado de residual. Figura extraída de Ma et al. (2010) . . . . .	42
3.4.5. Esquema ilustrativo del GAP de red para inversión sísmica. . . . .	43
4.1.1. Diagrama de flujo del código utilizado . . . . .	45
4.2.1. Mapa de estaciones utilizadas en el estudio. En línea roja la fosa de Atacama. . . . .	47
4.3.1. Ejemplo de traza en nuestros datos con su espectrograma correspondiente. Búsqueda de bandas ruidosas. . . . .	48
4.3.2. Comparativa de una traza aleatoria de nuestro catálogo antes y después de aplicar el procesamiento . . . . .	49
4.4.1. Apreciemos la gráfica de función característica allí donde tenemos un evento confirmado de antemano. La línea roja corresponde al umbral de captura de un salto, mientras que la azul corresponde al umbral de final de evento. . . . .	51
4.4.2. Traza sísmica ejemplar para un evento . . . . .	52
5.0.1. Resultado final de los 2000 eventos. . . . .	56
5.0.2. Mapas de sísmicidad obtenidos, ampliados en: (1)26°-28°S,(2)28°-29.5°S,(3)29.5°-31°S . . . . .	57
5.0.3. Perfil completo para la ventana estudiada, en círculos rojos lo más cercano a un patrón coherente fuera del problema de la mala ubicación en grillas. . . . .	58
5.0.4. Perfiles separados según las dos ventanas de interés Taltal-Copiapó y Copiapó-La Serena. . . . .	58
5.0.5. Perfiles aislados para: (1) 25-27°S, (2) 27-28°S . . . . .	59
5.0.6. Perfiles aislados para: (3) 28-29°S, (4) 29-31°S. . . . .	60
6.1.1. Mapeo sísmico obtenido con datos de microsismicidad de acuerdo a Sippl et al. (2021) . . . . .	64
6.1.2. Evento modelo . . . . .	65
6.2.1. Extensión detectada a la fecha para dorsal de Gomez y Salas . . . . .	68
6.2.2. Proyecciones esperadas para el viaje de las dorsales identificadas . . . . .	69
A1.1. Esquema geométrico del problema del enfriamiento de un semiespacio llevado al caso de la dorsal, Stein and Wyession (2003). . . . .	79
A1.2. Isotermas de enfriado en profundidad y curva de la función error. . . . .	80
A1.3. Modelo de entradas de isotermas en profundidad para borde de subducción según Stein and Wyession (2003) . . . . .	81
A1.4. Esquema de comportamiento del slab/cuerpo-colgante a distintas alturas según Stein and Wyession (2003) . . . . .	85

A1.5.Fuerzas efecto de la caída de la placa oceánica a distintas profundidades en el borde de subducción de acuerdo a <a href="#">Stein and Wysession (2003)</a> . . . . .	86
A1.6.Fuerzas totales interactuando en el borde de subducción de acuerdo a <a href="#">Cox and Hart (2009)</a> . . . . .	87
B1.1.Descripción geométrica del tensor de Deformación . . . . .	90
B1.2.Concepto del Tensor de Tensiones ilustrado . . . . .	90
B1.3.Ilustramos las tres componentes espaciales para las dos fases deducidas de una ecuación de movimiento en un volumen donde se propaga la deformación <sup>1</sup> . . . . .	94
B2.1.Eschema geométrico del avance incidente de una onda plana . . .	95
B2.2.Ilustración de aplanamiento angular relacionado a parámetro del rayo y velocidad medio . . . . .	96
B2.3.Re-abordamos la figura B2.1, esta vez en función del parámetro del rayo, componentes y proyecciones. . . . .	97
C2.1.Algoritmo del código utilizado para lograr la detección sísmica automática . . . . .	101
C3.1.Detalle del manual oficial de manejo de data MSEED explicando a fondo el significado de cada termino para Canal . . . . .	106
C3.2.Detalles en línea para una estación IRIS. . . . .	107
C3.3.Pantallazo de la página del DMC . . . . .	111
C3.4.Líneas a modificar en caso de querer alterar el periodo de guarda de data . . . . .	112
C3.5.Iniciamos la descarga propiamente dicha, lanzando nuestro script de control. . . . .	112
C3.6.Aplicamos valores de input en el script fetchdata de descarga . . .	113
C3.7.Se aprecia la importancia del archivo auxiliar fecha.txt . . . . .	114
C3.8.Verificado de la creación de carpetas de descarga periodica . . . .	114
C3.9.Diferentes archivos descargados en c/carpeta . . . . .	115
C5.1.Búsqueda del ruido ambiental manualmente a través de ejemplos aleatorios . . . . .	116
C6.1.Ejemplo de calibrado utilizando función característica y traza con evento conocido de antemano . . . . .	118
C7.1.Diagrama de flujo de la etapa de procesado de la traza y gatillado individual. . . . .	119
C7.2.Ejemplo gráfico del STA/LTA detectando en una serie una amplitud notablemente superior al promedio hasta el momento. . . . .	122
C7.3.Dos ejemplos comparativos entre el salto de los gatillados en la serie original y su respectiva función característica con la que se ajustó el gatillado. . . . .	123
C7.4.Trazas ejemplares de un evento sísmico en nuestro catalogo . . . .	124
C8.1.Figura resumen de la inversión a través de búsqueda en grilla . . .	126
C8.2.Algoritmo de uso de nuestros códigos de localización relacionados a Binder. . . . .	127

---

C9.1.Diagrama de flujo para la detección manual de falsos positivos en el catalogo de eventos confirmados por Binder . . . . .	132
C9.2.Ejemplo de un falso positivo . . . . .	133

# Capítulo 1

## Introducción

En el marco del estudio de la sismogenensis en Chile y la amplia mejora en infraestructura para una gran variedad de sensores que se ha construido en el ultimo año<sup>(1)</sup>, surge la necesidad de comparar la calidad de la detección sísmica según redes mas antiguas de estaciones y obtener una medida de sus limitaciones frente a la mejora que traerá la nueva infraestructura, aspirando en el camino hallar y comprender nuevos fenómenos geofísicos locales que aporten al entendimiento de dicha sismogenesis; en particular para localidades conflictivas por menor densidad de instrumentación en el borde Chileno.

Una ventana con estas características se nos presenta entre los paralelos 24°S y 31°S entre TalTal y La Serena con una inusual mezcla de falta de información histórica, sismicidad y volcanismo anómalo frente a las ventanas vecinas.

Para lograr caracterizar la situación sísmica de esta zona al máximo posible a través de las redes sísmicas actuales, se estudiará un año de datos para 23 estaciones presentes en la ventana de las redes sismologicas C, C1 (Redes Sísmicas nacionales a cargo de la Universidad de Chile<sup>2</sup>) e IU (Indiana University) con datos consistentes para las bandas y tiempo estudiados. El método de captura y localización se basará en códigos anteriores aspirando a trasladarlos al lenguaje Python en su totalidad y unificar en un solo código que se liberará para su uso educacional.

---

<sup>1</sup>Proyecto Precursor/Anillo iniciativa <https://www.precursor.cl/proyecto-precursor/>

<sup>2</sup>Sobre la red sismológica nacional en su conjunto: [https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&ved=2ahUKEwi52aOfw9n1AhU8GLkGHfhTCpwQFnoECAUQAQ&url=https%3A%2F%2Frevistasdex.uchile.cl%2Findex.php%2Fbits%2Farticle%2Fdownload%2F1951%2F1893%2F6827&usg=AOvVaw39EQyFUAQdjAn1\\_Zv2XWqx](https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&ved=2ahUKEwi52aOfw9n1AhU8GLkGHfhTCpwQFnoECAUQAQ&url=https%3A%2F%2Frevistasdex.uchile.cl%2Findex.php%2Fbits%2Farticle%2Fdownload%2F1951%2F1893%2F6827&usg=AOvVaw39EQyFUAQdjAn1_Zv2XWqx)



## Capítulo 2

# Marco Geológico

### 2.1. Introducción

Antes de lanzarnos a explicar el método de localización de eventos sísmicos, es necesario detallar al máximo la estructura sísmica conocida de acuerdo a la literatura disponible para nuestra ventana con el fin de hacernos una idea de la consistencia en nuestros propios resultados finales.

Así, en esta sección haremos una breve descripción geofísica del subsuelo en la zona estudiada, de lo mas general a lo particular de la ventana.

A lo largo de esta sección se citan diversas fuentes mas o menos relacionadas a la zona, siendo las tres mas relevantes [Sippl and Schurr \(2017\)](#), [Becerra et al. \(2017\)](#) y [Santibáñez et al. \(2019\)](#).

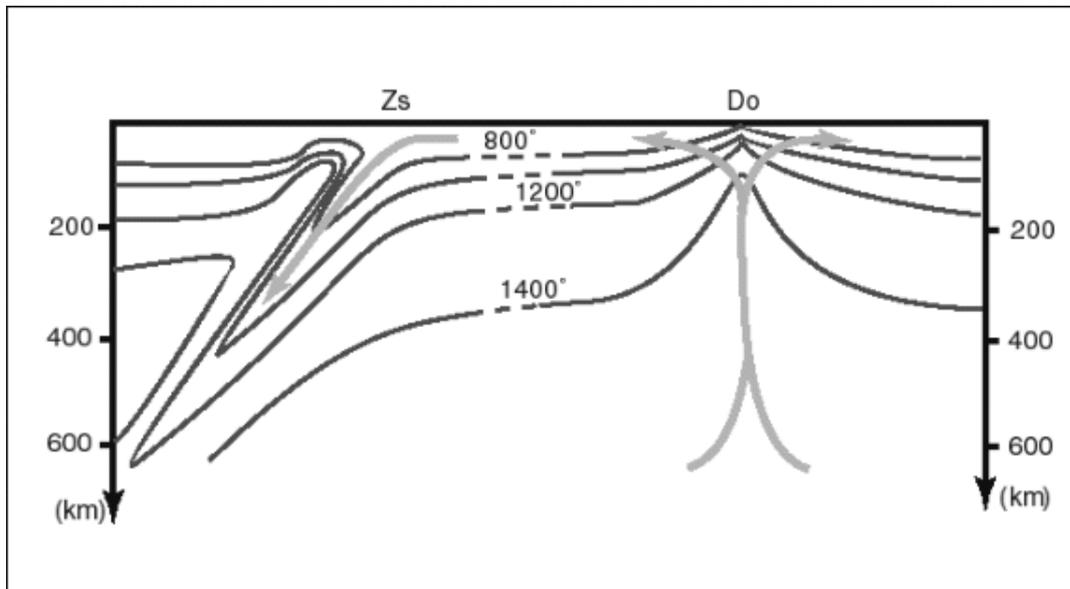
### 2.2. Estructura física de una zona de subducción

Ver [Anexo A](#) en caso de necesitar un desarrollo matemático elaborado de la estructura teórica de un borde de subducción. A continuación un resumen del mismo modificado del texto [Stein and Wysession \(2003\)](#) y [Cox and Hart \(2009\)](#)

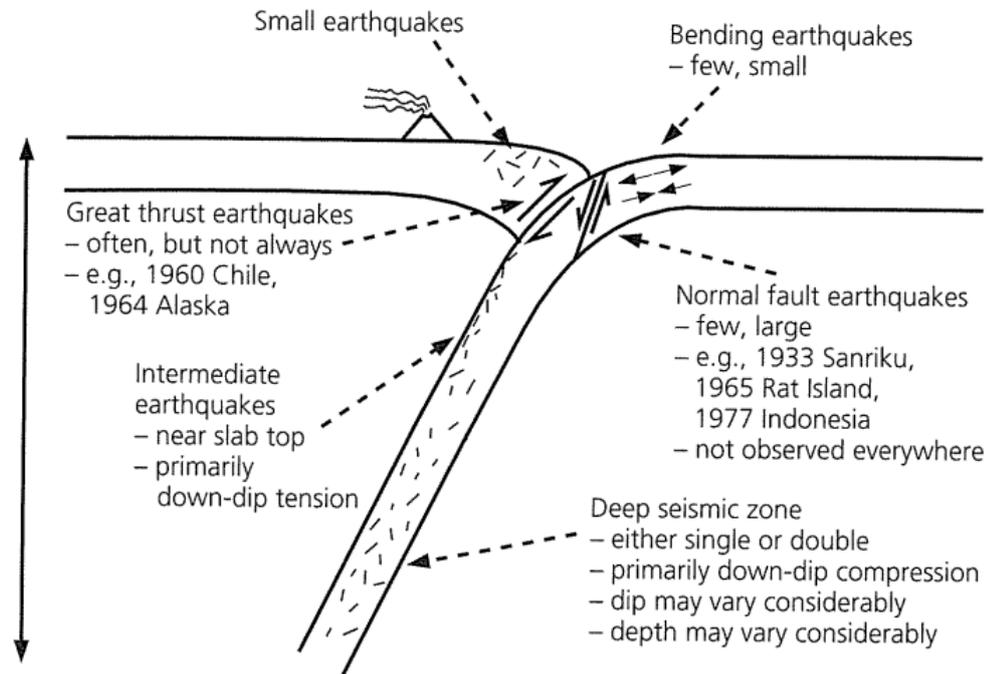
Para formarnos una idea lo mas general posible de la estructura que esperamos hallar en nuestra ventana de estudio, nos servimos de la Tectónica de Placas para afirmar que estamos en presencia de una zona de subduccion entre dos

placas (Nazca y Sudamericana). Este tipo de interacción se justificará a través de dos fenómenos analíticamente modelables; La idea es comprender que la forma de la zona de subducción y los patrones de sismicidad asociados no debieran ser aleatorios; Así, cualquier anomalía frente a esta estructura obliga a investigar fenómenos regionales.

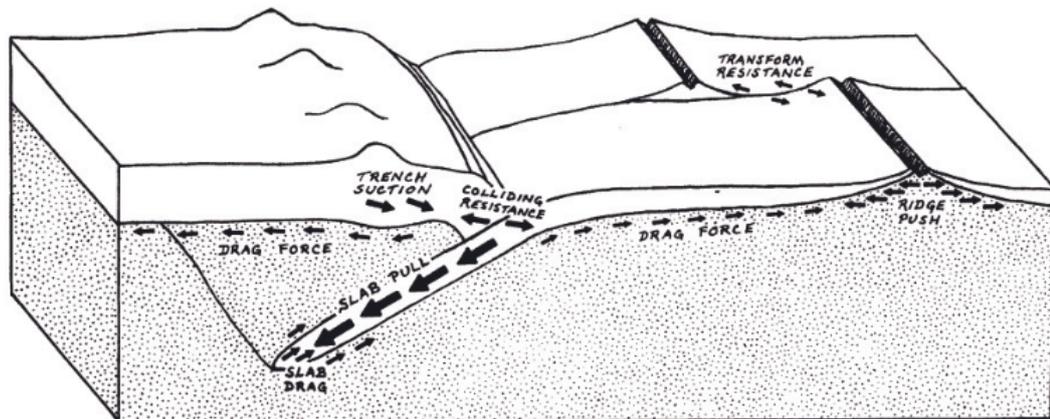
- **Convección térmica en la astenósfera** y bordes de falla trasladando masas de material al borde (de subduccion); identificables en isoterma y provocadas por el salto gigantesco de temperaturas en los primeros 100[km] de profundidad. Entre otras gatillando un aumento de la profundidad del suelo oceánico a medida que nos alejamos de la dorsal2.2.1.
- **Placa oceánica en caída** ( Vea en Anexo el desfase isotermico por alto contenido de agua infiltrada) haciendo un esfuerzo en dirección vertical por principio de Isostasia y segmentada en comportamiento tensional o compresional según la distancia al centro de masa, segmentando de paso a la actividad sísmica según profundidad.



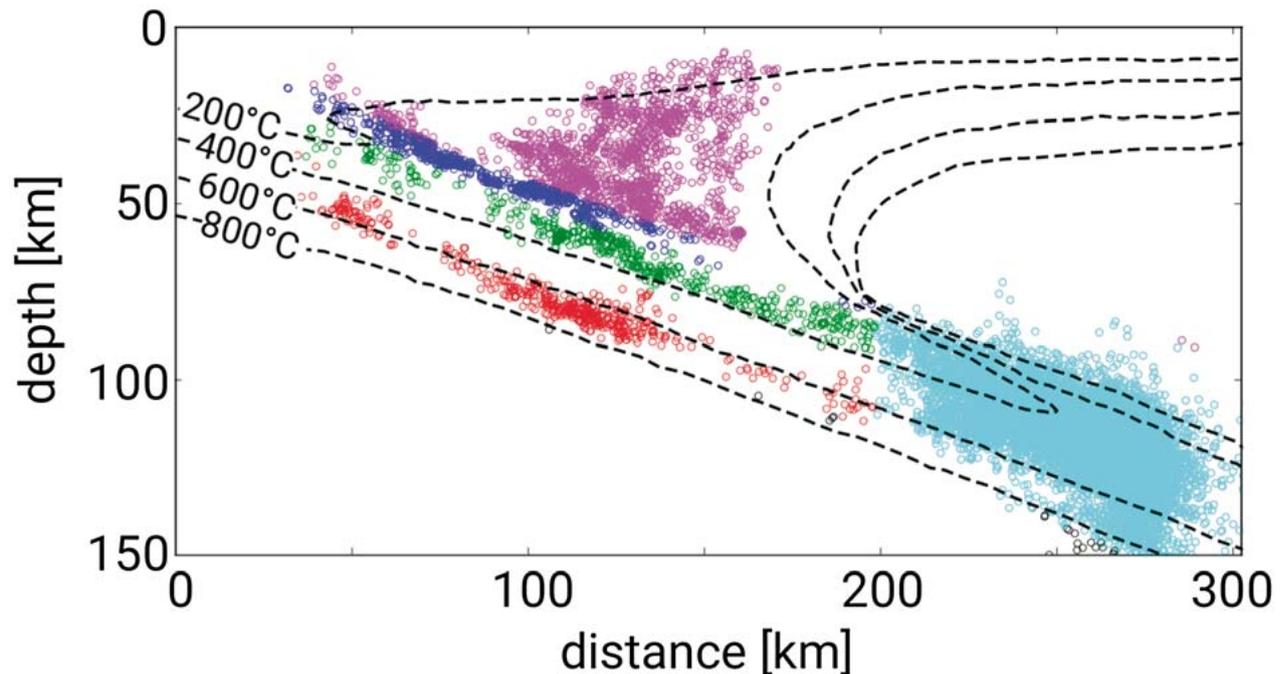
**Figura 2.2.1:** Ilustramos la dinámica de una zona de subducción como consecuencia de la convección, donde isoterma desfasadas caracterizan el ancho del slab en su reingreso. Imagen extraída de [Stein and Wysession \(2003\)](#)



**Figura 2.2.2:** De acuerdo a la división en zonas de tensión y compresión según el efecto de la fuerza Slab Pull sobre una columna "colgante" de acuerdo a la profundidad, vemos como la sismicidad se divide a su vez; bordeando el slab o dentro de este, según Tensión/Compresión respectivamente. Imagen extraída de [Stein and Wysession \(2003\)](#)



**Figura 2.2.3:** Vemos en el esquema distintas fuerzas identificadas por las aproximaciones analíticas. Imagen extraída de [Cox and Hart \(2009\)](#).



**Figura 2.2.4:** Ejemplo de perfil sísmico para el borde Chileno cerca del 21°S; los patrones de sismicidad en este caso se apegan al modelo analítico de isothermas (entregado por [Wada and Wang \(2009\)](#)). Imagen obtenida de [Sippl and Schurr \(2017\)](#)

En conclusión, la interacción entre placas está gobernada por una serie de fuerzas que teóricamente determinan la forma del Slab al reingresar al manto; Reingreso provocado por cambios térmicos abruptos de la frontera corteza-manto modelables en isothermas y por la caída de la masa acumulada en el extremo. El roce de las fuerzas modeladas es el causante de un tipo de sismicidad continua en los bordes que a su vez nos permite, en teoría, conocer hasta cierta profundidad la estructura subterránea de la principal falla del borde de subducción local.

La falta de roce en zonas de trabamiento se llama **Acople**<sup>1</sup>, generando Megaeventos apegados a un ciclo sísmico con sismicidad constante en los bordes en toda la etapa previa al sismo, tema que mas adelante nos hará reflexionar sobre su posible utilidad para caracterizar el subsuelo.

<sup>1</sup>Definido por [Metois et al. \(2016\)](#) como la razón entre la velocidad de slip en una falla (según data GPS) durante el periodo intersísmico y la velocidad de la placa en su conjunto.

### 2.2.1. Descripción general zona de subducción: Pacífico Sur

A continuación se revisa una serie de estudios para la macro-región en que está inserta nuestra ventana y/o cercanos que nos entregan una idea más precisa de la forma de la subducción considerando fenómenos de nivel regional:

[Santibáñez et al. \(2019\)](#) Nos muestra que la falla de subducción chilena está segmentada a causa de megaeventos<sup>2</sup> en 6 zonas, donde la segunda; que va de Copiapó a La Serena, es coherente con la zona de nuestro presente estudio. Además existen fallas menores superficiales en Placa Sudamericana. De acuerdo al estudio esta segmentación además podría estar relacionada a cambios en la composición de la placa que gatillan comportamientos diferentes, donde se aprecia un paso de rocas félsicas al norte a máficas en el sur [Jordán et al. \(1983\)](#), [Tassara and Yáñez \(2003\)](#), [Ramos \(2010\)](#), [Gerbault et al. \(2009\)](#)

TABLE 1. LATITUDINAL TECTONIC SEGMENTATION OF CHILEAN ANDES.

Segment	Continental margin trend	Subduction Angle (°)	Crustal Thickness	Elastic Thickness	Coupling	Volcanic arc (Actual)	Cenozoic Andean shortening	Trench depth (km)	Trench sediment fill (km)
Arica-Copiapó	N-S	Normal ~25-30°E	thick up to 70 km	low <10 km in arc	high	active	300-200 km	>7.0	-
Copiapó-Santiago	N-S	Flat ~5°E	up to 60 km	very low 0-5 km in arc	-	non active	200-100 km	6.0-6.5	<0.5
Santiago-Arauco	NNE	Normal ~25-30°E	high to normal < 60 km	medium to high <10 km	medium	active	100-50 km	5.0-6.0	0.5-1.0
Arauco-Chile Triple Junction	N-S	Normal ~25-30°E	normal to low <40 km	high >35 km	medium to low	active	<50 km	<5.0	>1.0

Data compiled from: Jordan *et al.*, 1983a, b; Tassara and Yáñez, 2003; Yáñez and Cembrano, 2004; Asch *et al.*, 2006; Tassara *et al.*, 2007; Ramos, 2009b; Gerbault *et al.*, 2009.

**Figura 2.2.5:** Tabla de segmentación del borde Chileno extraída de [Santibáñez et al. \(2019\)](#)

En la tabla superior observamos que la segunda zona, consistente con nuestra área

<sup>2</sup>Vease también [Ruiz and Madariaga \(2018\)](#)

de interés, presenta una serie de características en ciertos parámetros respecto a las progresiones de aumento/reducción Norte-Sur:

1. Ángulo de subducción.
2. Sismicidad.
3. Actividad Volcánica.
4. Además, la estructura de acoplamiento a alta resolución para esta zona podría estar mejorada (Sin data según la tabla de los segmentos 2.2.5 ), incógnita que no se repite en los segmentos contiguos, lo que hacen nuestra zona de estudio candidata a futura investigación y/o requerir mayor cobertura de instrumentación GNSS en al zona.

Sippl and Schurr (2017) En un estudio para el primer segmento de la falla (Arica-Antofagasta), que limita al norte de nuestra área de estudio (y tiene un comportamiento distinto), muestra tres divisiones en profundidad para el comportamiento intersísmico, consistentes con los fenómenos principales descritos en la sección anterior e indica ausencia de otros fenómenos de escala local 2.2.

- Hasta los 80 [km] tenemos que los eventos sísmicos respetan los bordes superior e inferior del slab, coincidiendo con isothermas.
- Entre los 80-140 [km] tenemos un enjambre sísmico donde se concentra la mayoría de eventos y coinciden con el abundante volcanismo superior a esta distancia de la fosa de subducción.
- A mayor profundidad se pierde cualquier patrón característico.

También cabe recalcar que gran parte de la sismicidad superficial en la zona corresponde a tronaduras mineras, lo cual debiera extrapolarse al sector de nuestro estudio..

Sippl and Schurr (2017) Caracteriza además el subsuelo en la zona de subducción Norte de Chile (Arica-Antofagasta) utilizando un análisis de 100.000 eventos para el segmento vecino (pero sísmicamente distinto) al de nuestro estudio:

- La Placa de de Nazca subducta bajo la Placa Sudamericana con una velocidad de 68 mm/año en dirección N76° Angermann et al. (1999) .

- La región de estudio describe un ángulo de subducción de  $\sim 20^\circ$  en los primeros 100[km] (Cahill and Isacks (1992), Yuan et al. (2000))
- La placa oceánica introduciéndose a Chile en esta zona tendría  $\sim 50-80$ [km] de espesor<sup>3</sup> y la corteza oceánica,  $\sim 7$ [km] de espesor (Patzwahl et al. (1999)) confirmado por Sippl en el estudio.
- También se describe la zona longitudinalmente, donde la mayor parte del enjambre sísmico de las profundidades medias, se correlaciona con el arco cordillerano.

Dos zonas de subducción planas, Pampeana y Bajo Perú, limitan la zona estudiada (Ramos et al. (2002), Gutscher et al. (1999)), la Pampeana colinda con la franja de estudio de esta Tesis (TalTal-Serena) y será revisada a fondo en la subsiguiente sección.

En conclusión, la evidencia nos muestra en el borde Chileno una segmentación bien marcada en estructura/comportamiento sísmico del slab tanto de forma latitudinal como en profundidad. Esta evidencia es consistente con el reestructurado histórico para la zona a través de megaterremotos<sup>4</sup>.

A continuación una serie de detalles menores de la revisión general del borde Chileno:

- Desarrollando mas el primer tramo de profundidad descrito por Sippl and Schurr (2017) en el segmento Arica-Antofagasta, donde coinciden modelos de isotermas y sismicidad en los bordes del slab (Wada and Wang (2009)), cabe mencionar que esta ocurre allí donde la temperatura no excede los  $350^\circ-400^\circ\text{C}$ , que delimita la zona de transición frágil-dúctil para el cuarzo. Esta combinación de composición geológica de la placa más dilatación térmica podría explicar a fondo el mecanismo por el cual se comprimen/agitan/sueltan los bordes.
- Prosiguiendo al segundo tramo, el mencionado enjambre sísmico caótico: Se sugiere que este podría gatillarse al entrar el slab en una zona de mayor

---

<sup>3</sup>Afirmación sujeta a profunda discusión. Fuera del documento de Sippl se barajan explicaciones sísmicas, modelos térmicos y elásticos que se sitúan entre los  $\sim 30-200$ [km].

<sup>4</sup>Ruiz and Madariaga (2018)

presión (por la masa creciente encima) donde ocurre una deshidratación acelerada de antigorita a menor temperatura y luego menor acople.

- Terminando en el tercer tramo, el aumento de la isoterma de temperatura a 600-650°C causaría una unión de los planos de falla correspondientes al quiebre de la mencionada antigorita (Rüpke et al. (2004)).

Como detalle curioso, también se habla de una sub-sección en las costas de Iquique entre 21°-21.6°S donde se aprecia un comportamiento anómalo; Se aprecia el enjambre sísmico ocurriendo superficialmente y correlacionado al poco acople en la subzona. Se sugiere que es causado por una hidratación menos penetrante que aumentaría la temperatura, deshidratación provocada a su vez por el aumento de la presión relacionada a la anchura del slab; este mecanismo también explicaría el volcanismo del arco Andino, sistemas hidrotermales presentes en la subzona y su disminución en los alrededores, donde la hidratación es mayor.

Estas características del enjambre serían únicas a la falla Chilena, y queda abierta la discusión si aplican a toda la línea o solo a esta primera sección.

Cerrando estos detalles menores, se vuelve necesario comparar en la ventana TalTal-La Serena el desvío de la sismicidad frente al modelo isotermico de Wada and Wang (2009).

## 2.3. Descripción Ventana Sísmica TalTal-La Serena

Luego de caracterizar de manera general la zona de subducción Chilena y ventanas cercanas en el norte de Chile, ahora toca describir de forma mas particular nuestra región de estudio, o sea el segundo segmento del borde Chileno según Santibáñez et al. (2019).

Enmarcado en un estudio de la zona de subducción Chilena desde Arica hacia punto triple Metois et al. (2016) para la sección 24°-32° que mas o menos

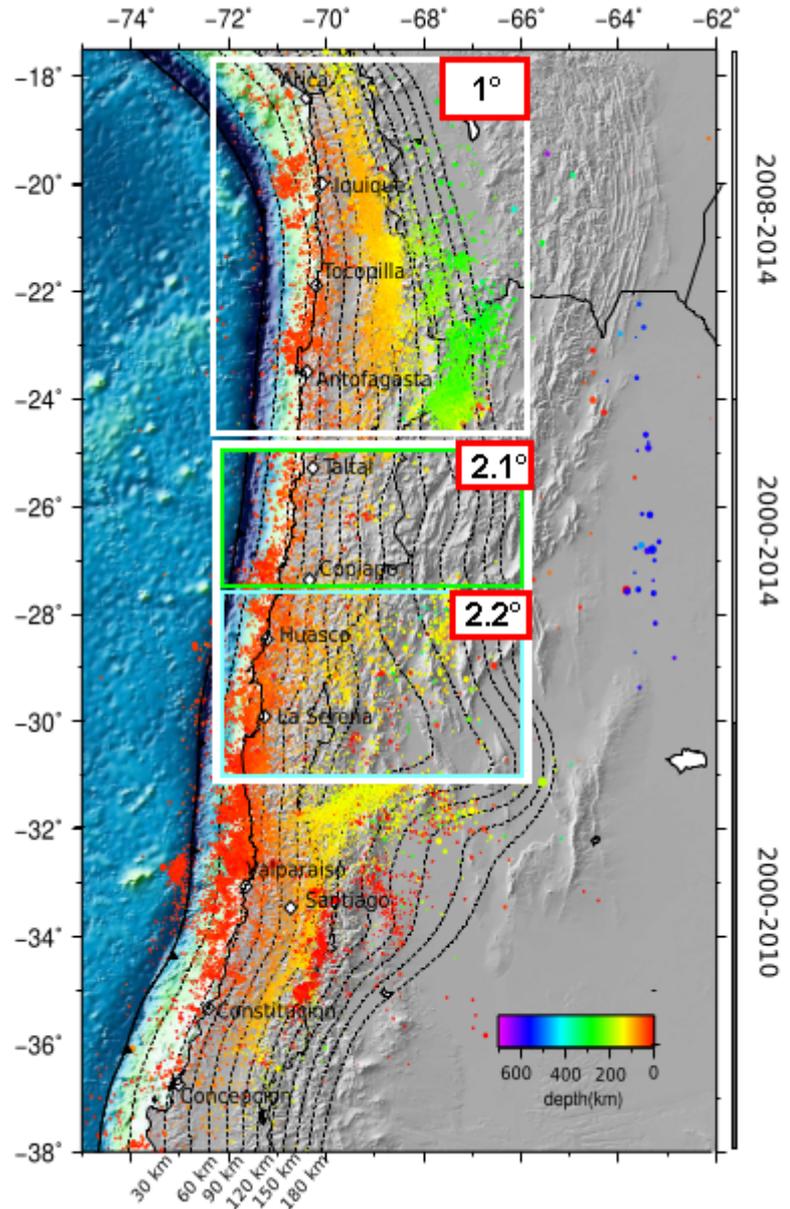
corresponde a nuestro estudio, se observa una serie de características:

- Ausencia de valle central, transición suave y creciente entre costa y cordillera. En cambio, tanto al norte como al sur el relieve si está presente el valle central.
- Falta de volcanismo y levantamiento (shallowing) del slab bajo la placa de Nazca (Tassara et al. (2006) , Marot et al. (2014))
- A partir de esta zona empiezan a aparecer grandes bahías asociadas a fallas superficiales en la corteza continental (Melnick et al. (2009), Armijo and Thiele (1990)).
- También la corteza oceánica subductada envejece a medida que nos movemos al norte con cambios consecuentes en el estado térmico de la litosfera. (Müller et al. (1997))

Pasando a describir la sismicidad de la ventana desde el trabajo de [Metois et al. \(2016\)](#) tenemos catalogados eventos desde el 2000-2014; Notamos reducción en sismicidad justo en la zona entre TalTal-Copiapó, que abarca la mitad de la zona de nuestro estudio y luego un aumento abrupto de la sismicidad profunda al sur de Copiapó, seguido por otro vacío que calza con la ubicación al oeste de las Sierras Pampeanas del otro lado de los Andes.

De acuerdo al análisis de fallas menores en la zona de subducción chilena según [Santibáñez et al. \(2019\)](#), Tenemos en nuestra zona de interés  $\sim 28^{\circ}$ - $33^{\circ}$ S una anomalía en ángulo de inclinación que no se repite en ningún otro sector de la falla chilena. Se tiene un cambio del ángulo de inclinación desde los  $\sim 25$ - $30^{\circ}$ E normal a casi todo Chile a un  $\sim 5^{\circ}$ E en la sección Copiapo-La Serena ([Angermann et al. \(1999\)](#)).

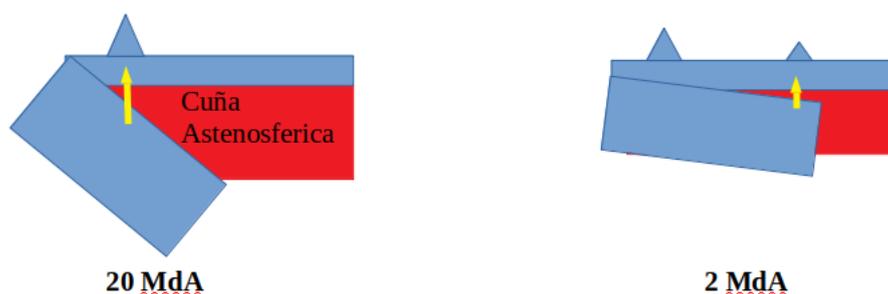
Desarrollando mas esta particularidad, la anomalía en el ángulo de caída del slab y falta de volcanismo coincide con las elevaciones al oeste de los Andes (**Sierras Pampeanas**). Según [Ramos et al. \(2002\)](#) el espesor y contenido de agua superior para el slab de la franja juega un rol mayor en la deformación que la compresión del ciclo de subducción (Ideas reforzadas por [Yuan et al. \(2000\)](#)).



**Figura 2.3.1:** Imagen extraída y modificada desde [Metois et al. \(2016\)](#). Notar el segmento de nuestro propio estudio ( $2^{\circ}$ ) y dos sub-zonas ( $2.1^{\circ}$  y  $2.2^{\circ}$ ).

Retomando la explicación sugerida por Ramos et al. (2002) para la anomalía frente a las sierras Pampeanas; Al estar el slab particularmente levantado, no alcanzaría a tocar las isotermas mas calientes, sin las cuales no hay mayor deshidratación y por tanto explicaría la ausencia de volcanismo/baja altura cordillerana cerca de la costa. La deshidratación del slab entonces quedaría retrasada al oeste, formando historicamente las Sierras Pampeanas.

Si llegamos al fondo de este fenómeno, tenemos evidencias geológicas del choque de la Placa Sudamericana en la sección con el **Dorsal de Juan Fernandez** hace 15 [Millones de Años], que habría levantado el ángulo del slab y alejando la cuña astenosferica que entregaba el calor necesario para mantener isotermas altas cerca de la costa y provocar volcanismo/elevaciones costeras (Isacks and Barazangi (1977)).

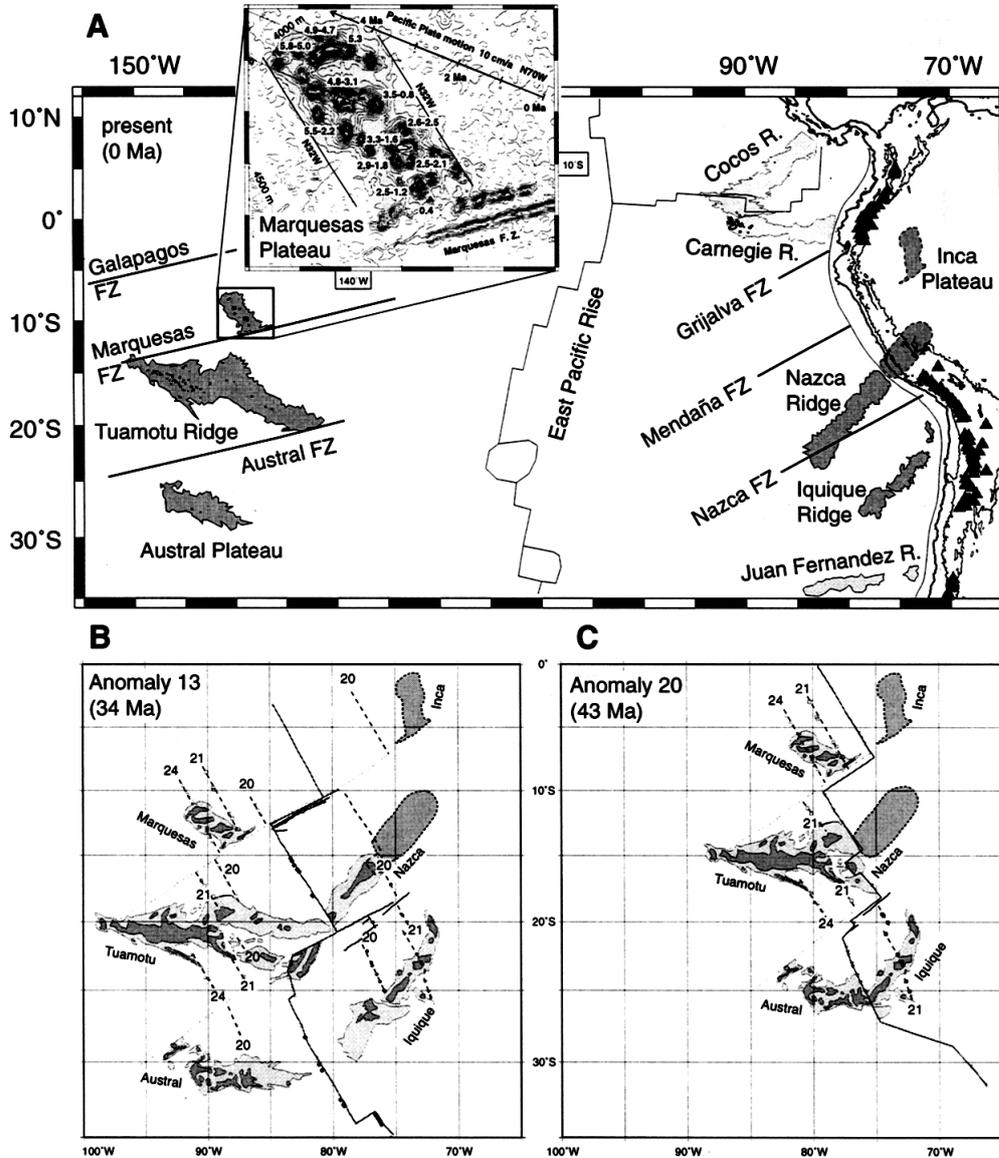


**Figura 2.3.2:** Esquema de la explicación anterior para el segmento Copiapó-La Serena para la intrusión de la dorsal Juan Fernandez, el consecuente cambio de ángulo de slab y el alejamiento de la formación cordillerana de acuerdo a Ramos et al. (2002). Dibujo propio.

Rüpke et al. (2004) estudian el proceso de deshidratación del slab durante la subduccion a través de modelos térmicas: Se identifica la presencia de una cuña de roca serpentinizada/vieja retendría mayor cantidad de agua que además estaría relacionada con una menor velocidad  $P$ . Valdría la pena verificar estas condiciones en nuestro propio segmento a fin de comprobar la sugerencia hecha por Ramos et al. (2002) sobre el efecto dominante del contenido de agua en la interacción.

Otros estudios como Gutscher et al. (1999) para secciones anómalas en la costa sudamericana muestran situaciones parecidas respecto a la perturbación por ingreso de una dorsal: Se encuentran patrones similares de subducción, sismicidad

y volcanismo en el Bajo Perú.

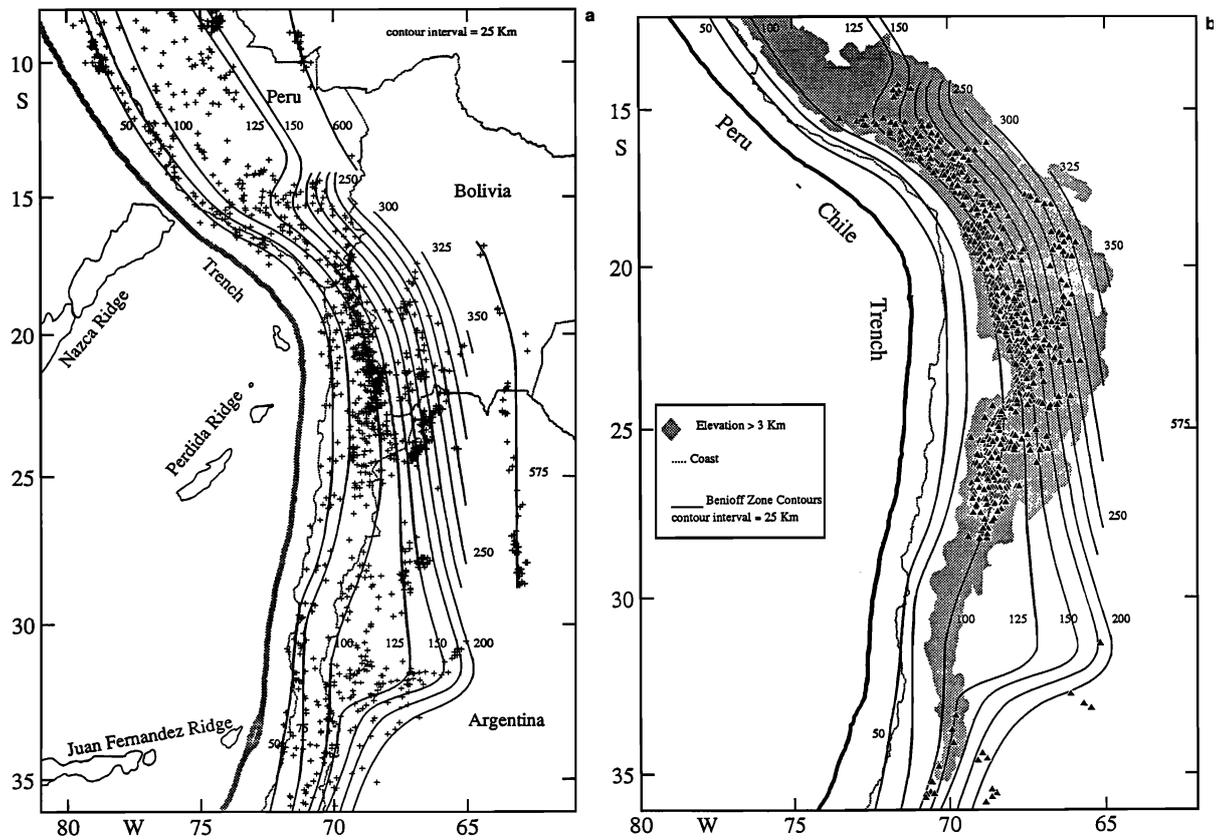


**Figura 2.3.3:** Como sugiere [Gutscher et al. \(1999\)](#), la anomalía local fruto del ingreso de una dorsal no es exclusiva para nuestro segmento.

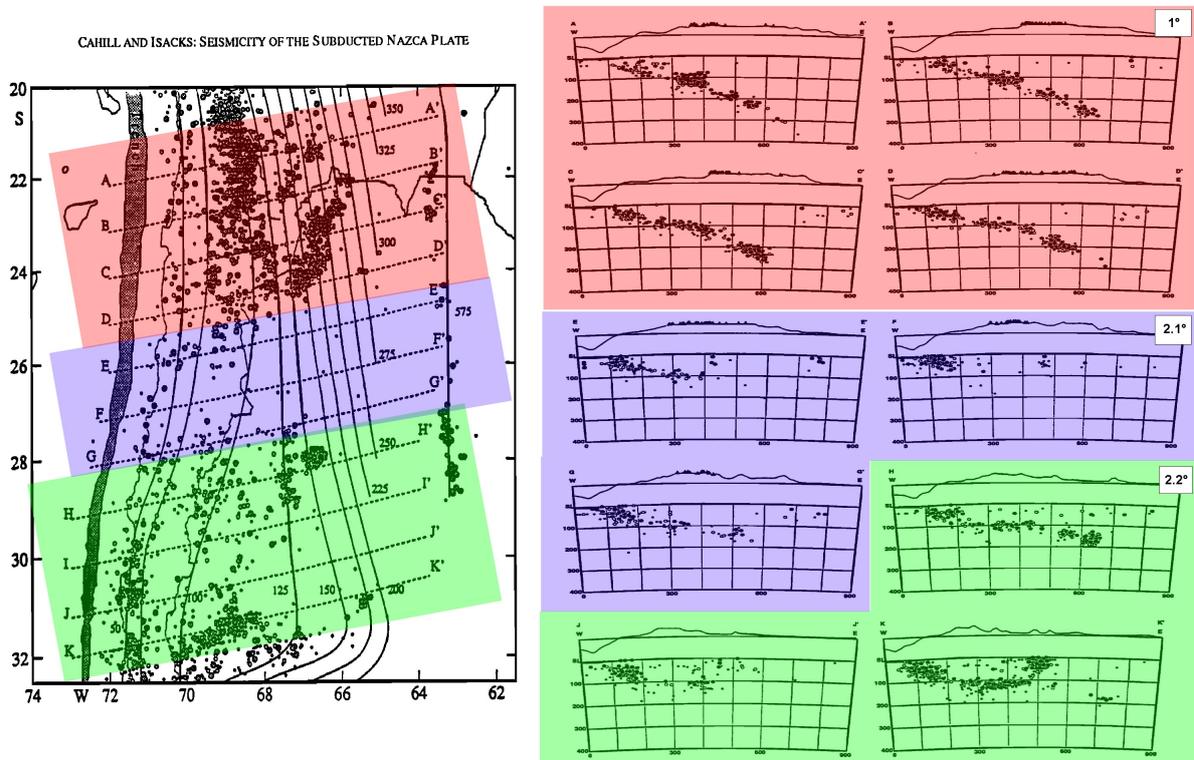
De acuerdo a [Gutscher et al. \(1999\)](#), la evidencia (paleomagnética) muestra que diversas dorsales de composición diferente a la placa alrededor modifican la interacción en el borde de subducción, configurando de otra forma la sismicidad, geografía, elevaciones, volcanismo. Se especula la presencia de una dorsal mas antigua bajo la amazonía (Inca Plateau) trasladada en el mismo ciclo que las de Nazca, Iquique y Juan Fernandez.

Cahill and Isacks (1992) Sugiere una relación entre la falta de sismicidad y ventanas con dip mas levantado a lo largo del cono sur, pero que se ve difícil caracterizarlas debido a la misma falta de sismicidad:

*“Existe una incerteza de los detalles (de morfoloía) en la transición (del ángulo de dip) en parte debido a la gran ausencia de sismicidad intermedia en la ubicación ”*



**Figura 2.3.4:** Eventos sísmicos (izqda.) y actividad volcánica (dcha.) según los resultados de Cahill and Isacks (1992).

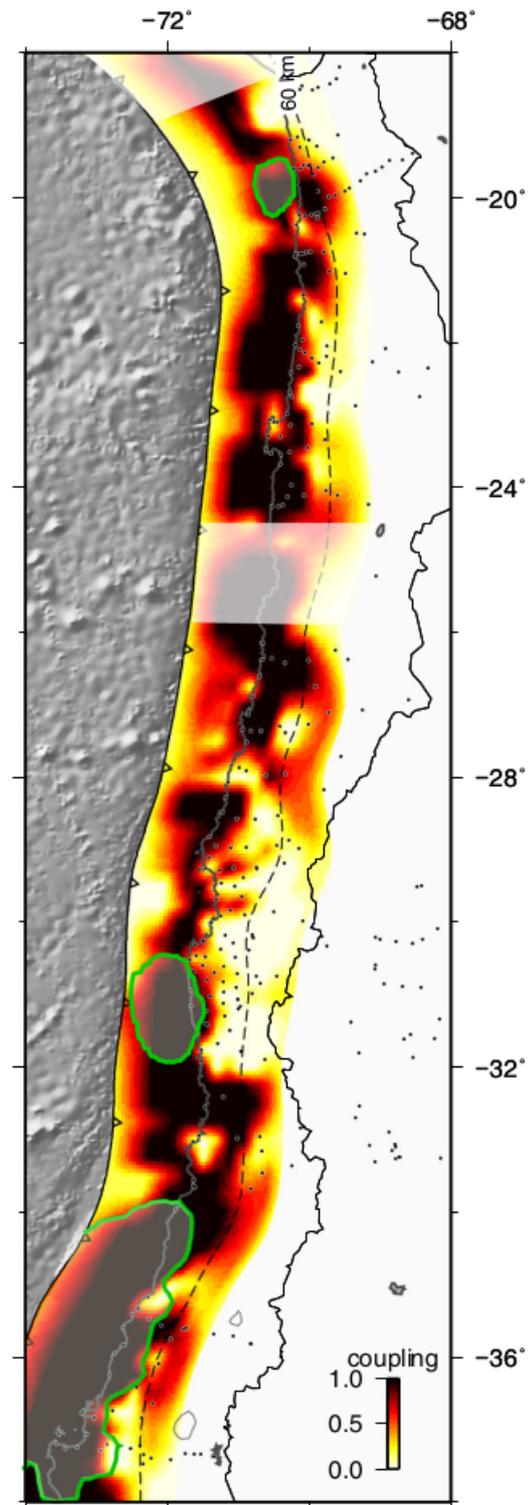


**Figura 2.3.5:** Perfiles sísmicos en los tres primeros segmentos de acuerdo a Cahill and Isacks (1992). Imagen editada.

De acuerdo a Comte et al. (2002) para la latitud cercana a Copiapó (27°S-28°S), con el fin de determinar la ubicación donde el slab efectivamente se levanta; Se repiten las conclusiones de otros estudio anteriores en cuanto a estructura del slab: Subducción plana, poco cambio del dip respecto a la sección de Antofagasta (Se mantienen alrededor de los 20° en profundidades bajas), falta de sismicidad profunda observable. Se muestra un fuerte Acople en la zona.

Concluimos la investigación buscando alguna relación entre la gran falta de sismicidad entre 24°S y 27°S con la magnitud presente del Acople de acuerdo al estudio de Metois et al. (2016). Algunas menciones relevantes:

1. El Acople decrece al norte de 24°S (Pero se sugiere alta probabilidad de ser una coincidencia/artefacto).
2. Entre 25°-26°S (TalTal y alrededores) se discute una mayor presencia de la dorsal asísmica de Gomez y Salas.



**Figura 2.3.6:** Mapa de acople según [Metois et al. \(2016\)](#): En los círculos verdes, las zonas de ruptura de los segmentos por megaterremotos. En transparencia blanca, zonas con baja resolución. En la barra inferior se distingue el grado de acople presentado. Notar el área cerca de TalTal con baja resolución ( $25^{\circ}$ - $26^{\circ}$ S).

# Capítulo 3

## Marco Teórico

### 3.1. Introducción

Antes de explicar el problema de inversión con el cual efectivamente localizamos eventos sísmicos, haremos una muy breve pero necesaria mención de los principios físicos que sustentan el fenómeno de ondas sismológicas y modelan su viaje en el subsuelo (En el **Anexo B**, dado lo básico del tema). Además explicaremos la matemática del Gatillado automático con el que se capturan las llegadas de fases sísmicas.

Sobre teoría de Gatillado Automático Sísmico se acudió a las siguientes fuentes: Küperkoch et al. (2010) Küperkoch et al. (2011) y Sabbione et al. (2011).

Para Teoría de Inversión fuera de lo es sísmica vea el libro: Aster et al. (2018).

Para ver una explicación mas didáctica sobre las fases, vea las tesis de Ochoa Cornejo (2007) y Hernández (2013). Para una explicación sobre Localización sísmica ver Havskov (2011), tesis de Caniupan (2021) y Cifuentes (2019).

Más demostraciones y definiciones expuestas sobre la existencia de Fases sísmicas, Teoría de rayos y Localización para sismología se extrajeron de los textos Stein and Wyession (2003); Shearer (2009); Lay and Wallace (1995).

Una guía completa para la sismología observacional se encuentra en Bormann (2002).

## 3.2. Captura de eventos sísmicos

La perturbación del medio continuo y elástico en forma de eventos sísmicos causados por la fricción de una falla activa ,nos entrega dos grandes fases iniciales, Primaria y Secundaria; Ondas de cuerpo que se irradian desde una fuente a lo largo y ancho de nuestra Red. La detección continua de sismos en ventanas históricas de tiempo nos dan información sobre la estructura subterránea y la dinámica de una zona.

Justificada la existencia de ondas sísmicas y una descripción cinemática para su frente de viaje en el **Anexo B**, se nos abre otra interrogante. ¿Como capturar automáticamente las llegadas de fases sísmicas? Esta no es una pregunta baladí pues todo el calculo de localización depende de la captura correcta de las fases deseadas y sobre todo de la precisión con la que se identifica la llegada a la estación.

En consecuencia, se explica a continuación la matemática detrás del gatillado automático que hace el computador para detectar fases y algunas limitaciones del método.

### 3.2.1. Adquisición de datos

Nos limitaremos a mencionar que un sismógrafo captura el movimiento del lugar de instalación.

Así nos encontramos con una serie de tiempo donde se requiere separar la información con significado sismológico para la localización de eventos. Esto se logra gracias a una propiedad de las señales que permite su descomposición en el espectro de frecuencias <sup>1</sup>. A partir del gráfico de despliegue de frecuencias para la traza llamado espectrograma, se procura limpiar correctamente la traza.

---

<sup>1</sup>Análisis de Fourier

### 3.2.2. Gatillado Automático: LTA/STA

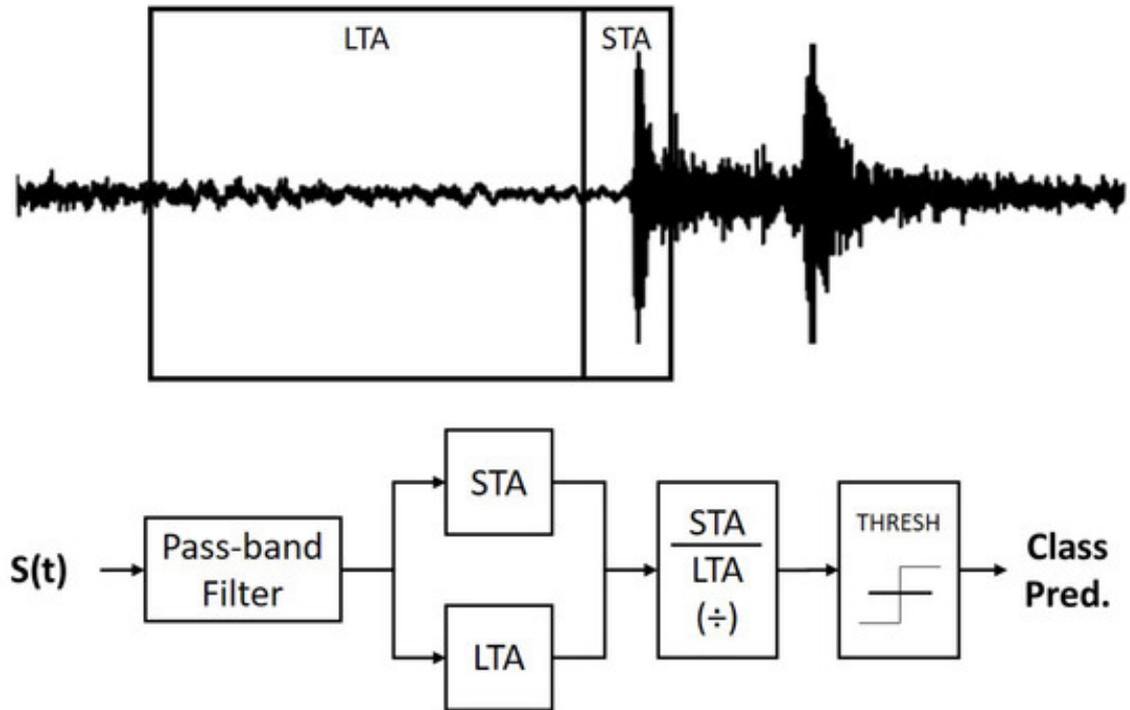
Una vez filtrada la traza de todo ruido y amplitud no sísmica, pasamos a resolver el problema de capturar automáticamente las fases requeridas.

Existen diversas técnicas de gatillado (*Triggering*) de amplitudes y/o frecuencias anómalas en una serie. El más básico de estos gatillos obedece la siguiente lógica: *Una media móvil larga (**Long Time Average**) viaja por la traza acompañada de otra media móvil más corta (**Short Time Average**) la cual avanza ligeramente adelantada, dentro o fuera del LTA dependiendo del método elegido.*

La detección de anomalías se logra comparando estas medias esperando el rebalse de un umbral de proporcionalidad entre ambas (*Threshold*); El tipo de umbral elegido le va dando más complejidad al método.

Existen dos parámetros más que son de ayuda, pero que dependen del tipo de estudio realizado (Uso o no de ondas de rebote y superficiales y estudio de microtemblores prescinden del uso de tiempo muerto); El primero es un segundo umbral de caída de amplitud que marca el final de la coda para el evento hallado; Este es útil para no confundir un relapso dentro de una fase con la siguiente onda de cuerpo deseada. El segundo es el fijado de un tiempo muerto luego de un salto del gatillo dependiente del tamaño físico de la red de estaciones.

Obtener capturas de eventos satisfactoriamente en catálogos muy extensos, obliga a comparar distintos métodos y calibrar correctamente los valores explicados de duraciones LTA/STA, umbrales y tiempos muertos sirviéndonos de muestras aleatorias con eventos reconocidos de antemano. Servirse de muestras en vez de ajustar parámetros a cada evento se puede tomar como la primera fuente de error en el método.

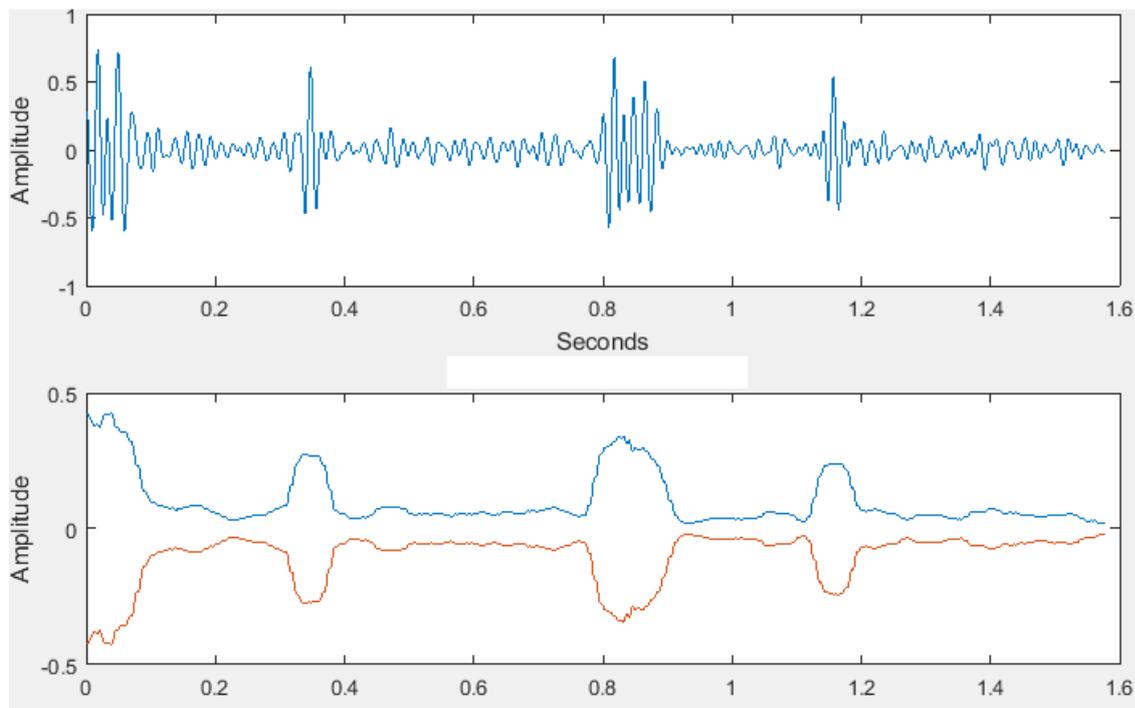


**Figura 3.2.1:** Ejemplo de algoritmo de gatillado en que se aplica exitosamente el LTA/STA para la llegada P de una traza sísmica. Podemos intuir que el registro de la ventana corta no caerá exactamente en la llegada sísmica. Figura extraída de [Dickey et al. \(2019\)](#)

La presencia inevitable de cierta cantidad de ruido de alta frecuencia que dificulta la elección del punto de salto del gatillo nos fuerza a utilizar la siguiente herramienta:

1. **Función Característica(FC):** La señal se analiza óptimamente a través de una transformada llamada *Función característica/Envolvente* o *Envelope Function*. Esta representa curvas continuas tangentes al borde de una serie, ajustadas dentro de una señal a efecto de eliminar el ruido de alta frecuencia persistente y magnificar los saltos de amplitud (al medir el cambio en la traza al modificar parámetros de la función-serie ).

Si además le aplicamos su valor absoluto nos entrega una sola curva más fácil de analizar en búsqueda de anomalías .



**Figura 3.2.2:** Arriba, forma original de una traza. Abajo, forma básica de una F.Característica antes de aplicar el valor absoluto: las curvas rojas y azules se desprenden de los términos cuadrados de la ecuación envolvente, la cual captura la curva tangente a los valores extremos de la serie (Existe otra transformación que captura las curvas superior e inferior desde velocidades de fase y grupo en caso de asimetría en la serie). Figura extraída del sitio de la AEC<sup>2</sup>

<sup>2</sup>Alaska Earthquake Center a cargo de la Universidad de Fairbanks Alaska <https://earthquake.alaska.edu/how-computers-detect-earthquakes>

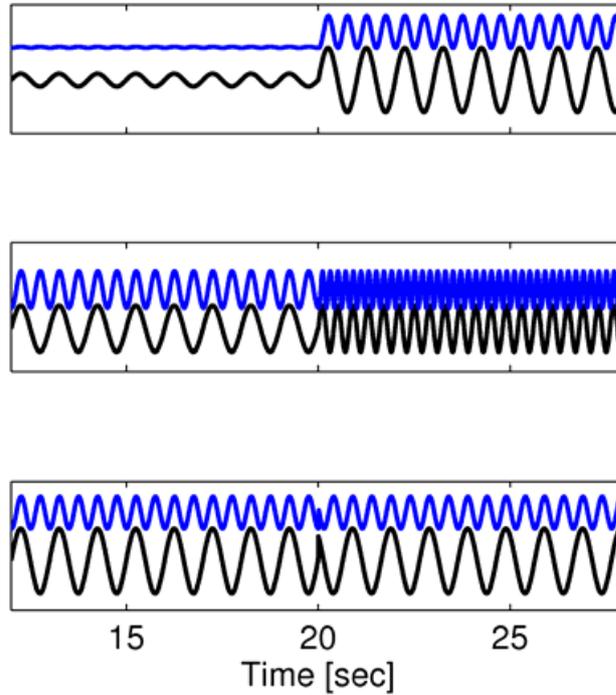
Según [Allen \(1978\)](#) creador de uno de los primeros métodos de captura con Función característica; esta transformación se puede definir:

$$e_i = x_i^2 + C_i \cdot \dot{x}_i^2 \quad (3.2.1)$$

Donde  $x_i$  es la traza de la serie;  $\dot{x}_i^2$  es el primer diferencial (recordemos que la FC deriva del concepto de envolvente, que se construye con la curva tangente a las cimas de la traza, de ahí el uso de derivadas) y  $C_i$  es una constante de peso para exagerar el cambio de amplitud en un punto (según lo abrupto que sea respecto al punto anterior) con:

$$C_i = \frac{\sum_{j=1}^i |x_j|}{\sum_{j=1}^i |x_j - x_{j-1}|} \quad (3.2.2)$$

Existen muchos tipos mas de aproximaciones para la FC (como [Baer and Kradolfer \(1987\)](#)). En el estudio de [Sabbione et al. \(2011\)](#) se compara la eficiencia de un catálogo de métodos y se da una medida del error en cada uno a la hora de capturar llegadas correctamente.



**Figura 3.2.3:** La Función Característica no solo sirve para exagerar alteraciones repentinas en la amplitud. En la imagen presentamos una Traza artificial (negro) acompañada de la FC de la aproximación de Allen (azul). En la primera fila vemos el cambio en Amplitud, seguido por Frecuencia y al fondo cambios de Fase. Figura extraída de [Küperkoch et al. \(2011\)](#)

La técnica expuesta anteriormente detecta una anomalía frente al umbral de gatillado, mas no permite decidir aún si esta corresponde a un evento sísmico. Tomar esta decisión sin el análisis humano es el motivo de diversas técnicas que complican un poco mas la detección, forzándonos a introducir el concepto de *Gatillado Grupal*.

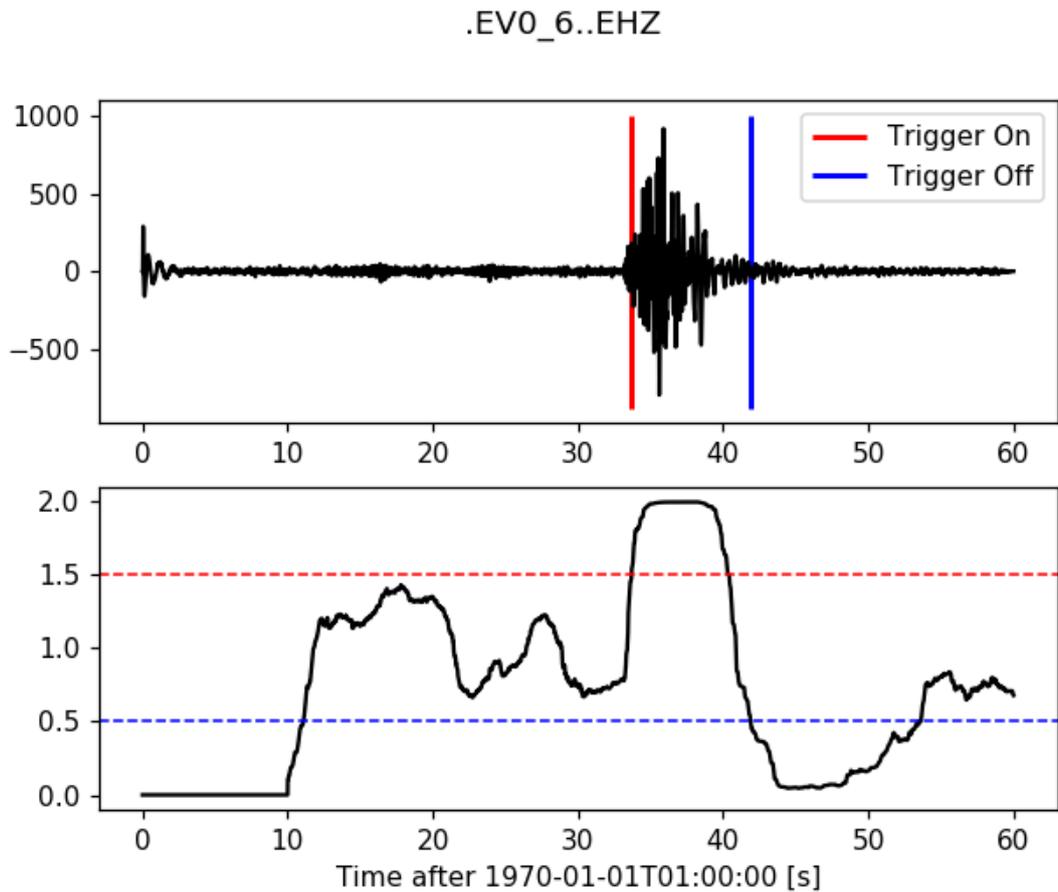
2. **Gatillado Individual:** Fijados los parámetros de uso, se obtienen las anomalías halladas dentro de la función característica.

Existe multitud de formas de mover las medias STA/LTA a lo largo de la traza, impactando en la detección. Nombraremos los gatillados Estándar y Recursivo, siendo la ultima la elegida para este estudio [Sharma et al. \(2010\)](#).

$$\begin{aligned}
 \text{Estándar } STA_{i+1} &= STA_i + \{x(i) - x(i - N_{STA})\} / N_{STA} \\
 \text{Recursivo } STA_{i+1} &= STA_i + \{x(i) - STA_i\} / N_{STA} \quad .
 \end{aligned}
 \tag{3.2.3}$$

Donde  $NTA_{STA}$  es el numero de puntos de extensión de STA.

Para no extendernos, cabe mencionar que el gatillado recursivo disminuye el largo de la ventana STA cuando la magnitud de la media correspondiente empieza a elevarse, permitiendo un mejoramiento en el monitoreo de la traza al afinar la ventana de observación cerca de los aumentos de amplitud.



**Figura 3.2.4:** Gatillado individual en el formato final utilizado por nuestro estudio. Imagen extraída del sitio oficial del paquete ObsPy<sup>3</sup>

3. **Gatillado Grupal:** Guardados los picks individuales de la traza, los cuales realmente solo muestran anomalías repentinas de la serie, pasamos a buscar una manera de distinguir eventos sísmicos de falsos positivos:

<sup>3</sup>[https://docs.obspy.org/tutorial/code\\_snippets/trigger\\_tutorial.html](https://docs.obspy.org/tutorial/code_snippets/trigger_tutorial.html)

La forma mas básica de detectar un evento sísmico se da al hallar un mínimo de 3 o 4 picks que cumplan la condición de cercanía en el tiempo de gatillado de una anomalía( $\varepsilon$ , el tiempo aceptado de viaje entre dos estaciones).

$$|t_i - t_j| \leq \varepsilon \quad (3.2.4)$$

Siendo  $t_i$  y  $t_j$  picks almacenados y contiguos o al menos cercanos dependiendo del método.

Este método funciona aceptablemente en estudios locales, donde el recorrido de las fases aún es muy cercano. Más adelante veremos que al combinarse con una búsqueda espacial directa iterativa en grilla se robustece nuestro gatillado grupal para las distancias necesarias del trabajo.

De este razonamiento se desprende el siguiente modelo para el tiempo del pick que volveremos a ver mas adelante, nos será muy útil a la hora de plantear el problema de localización.

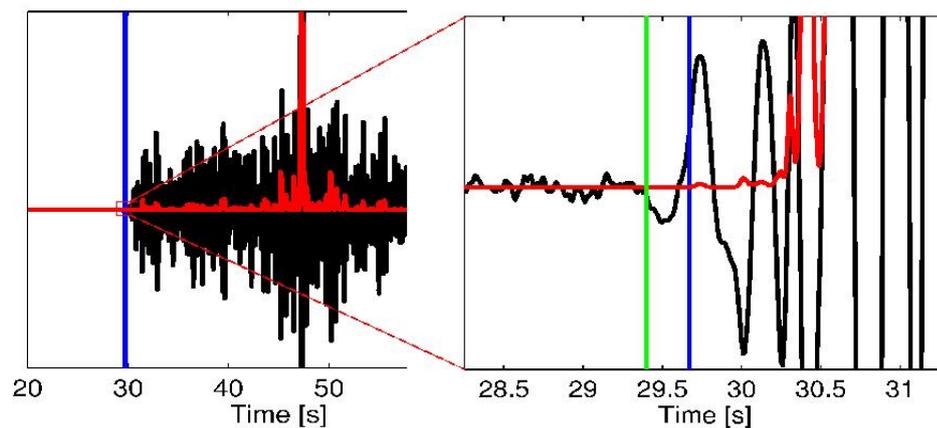
$$t_i = t_0 + T_i + \varepsilon_i \quad (3.2.5)$$

La ecuación anterior entrega un ajuste teórico para el pick capturado; Donde  $t_i$ , es el tiempo-fecha capturado,  $t_0$  es la fecha inicio supuesto para la fuente,  $T_i$  el tiempo(lapso) de viaje desde la fuente hasta la estación detectora  $i$ . $\varepsilon_i$ , error en la captura de la llegada.

### 3.2.2.1. El problema de las primeras llegadas

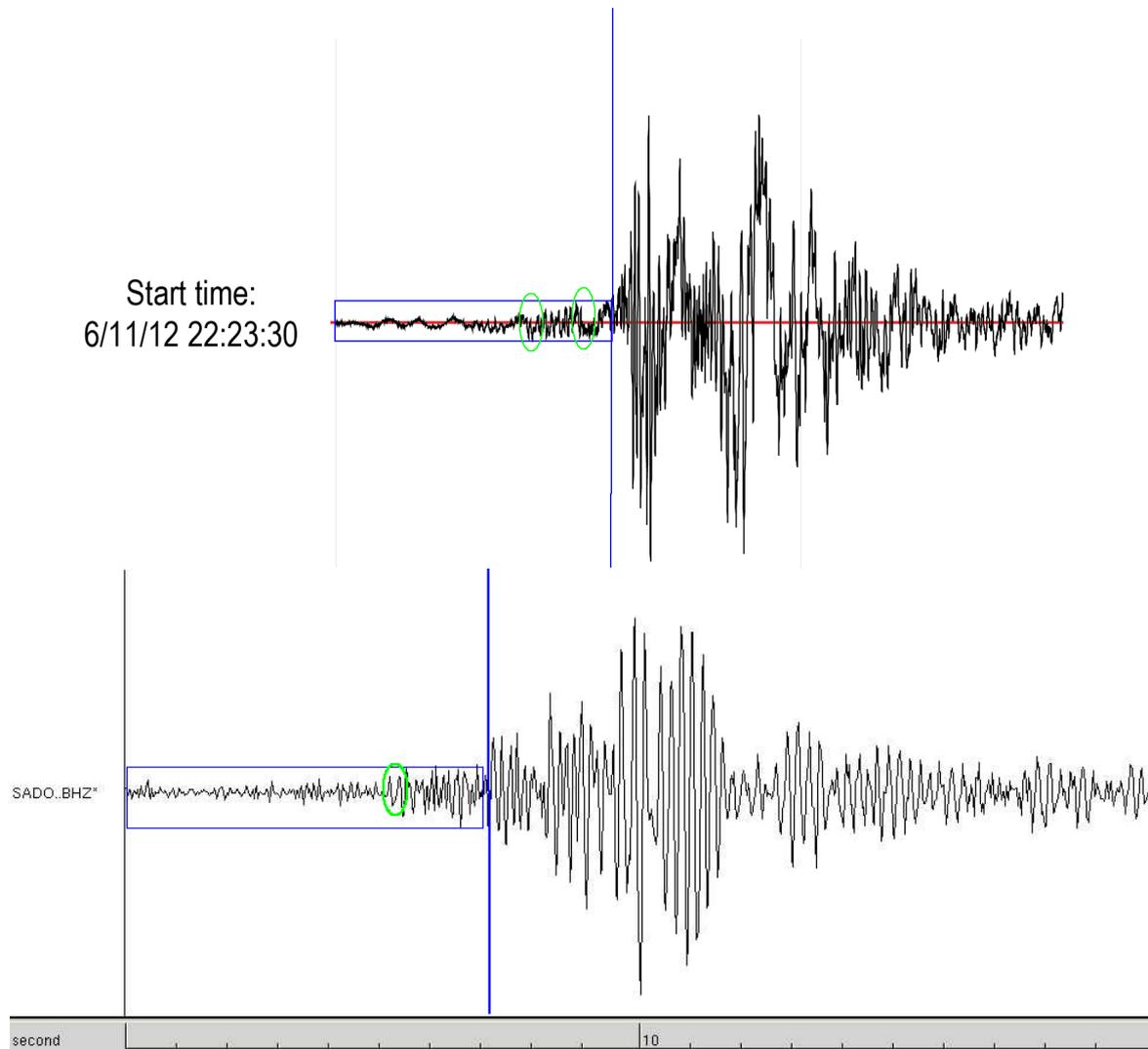
El método planteado nos enfrenta a un problema que compromete la precisión del cálculo del hipocentro. El hecho de utilizar medias con ventana fija (y un umbral proporcional a esta como detector de la fase) provoca que el registro generalmente esté ubicado cerca del apogeo/cresta de la fase y ajustado al primer momento en que empieza a distinguirse una alteración anómala respecto al estado calmo, lo que no necesariamente es igual a la primera alteración<sup>4</sup> de la serie respecto al comportamiento anterior no sísmico.

Otras limitaciones de los gatillados automáticos se empiezan a notar a medida que nos alejamos del hipocentro y comienzan a llegar rebotes de las fases desde otras capas, o las llegadas se empiezan a confundir con el ruido haciéndose indetectables.



**Figura 3.2.5:** En la imagen comparamos la diferencia entre la primera llegada “real” capturada a mano (Verde) frente a la llegada capturada por gatillado automático según ventanas fijas de tiempo (Azul). Errores más exagerados fueron comunes en nuestro propio estudio. Figura extraída de [Küperkoch et al. \(2011\)](#)

<sup>4</sup>Primera Llegada



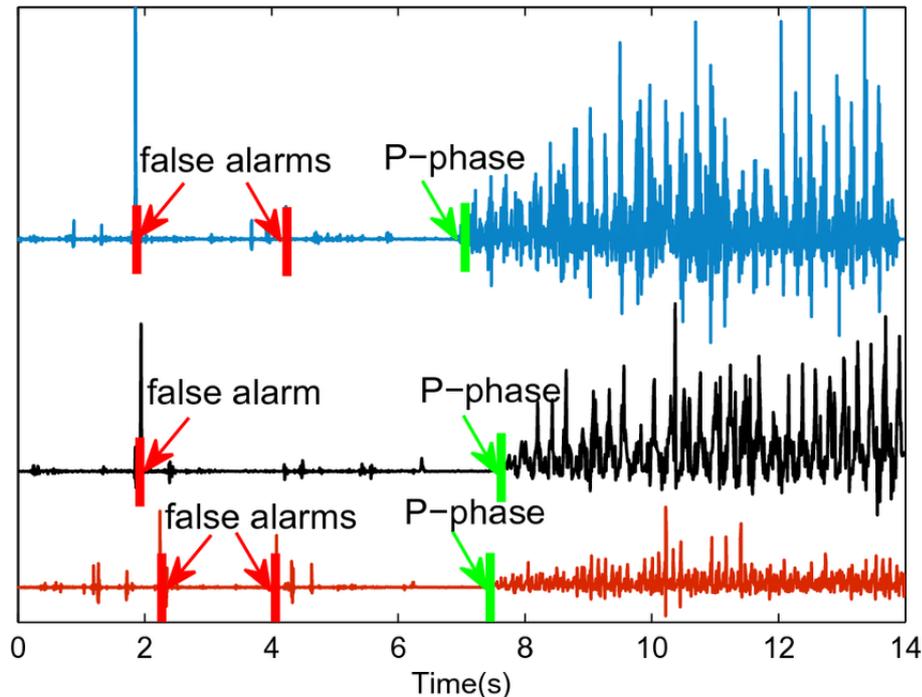
**Figura 3.2.6:** Ilustramos el mismo problema de la figura anterior 3.2.5 en este par de trazas. Tomar ventanas mas pequeñas ayuda a mejorar este problema, pero incrementa mucho la cantidad de falsos positivos que solo corresponden a ruido.

### 3.2.2.2. El problema de los falsos positivos

El segundo gran problema de los gatillados automáticos, está en los eventos que perturban el umbral lo suficiente para convertirse en detecciones, pero no tienen ningún significado sísmico. Minimizar este fenómeno entra en conflicto continuo con fijar umbrales demasiado altos que solo fases muy extremas y abruptas logran satisfacer.

Por ultimo cabe mencionar la existencia de eventos que si son sísmicos, pero a pesar del procesado siguen demasiado sucios para detectar con certeza alguna fase

(*Falsos negativos*). Todo lo anterior obliga a hacer una limpieza manual de cada evento confirmado como sísmico por el gatillado grupal/localización de Binder<sup>(5)</sup>.



**Figura 3.2.7:** Comparativa de llegadas sísmicamente consistentes para una fase y falsos positivos que no necesariamente carecen de significado sísmico, pero están fuera del rango de nuestra red .Imagen extraída de [Yuan et al. \(2021\)](#)

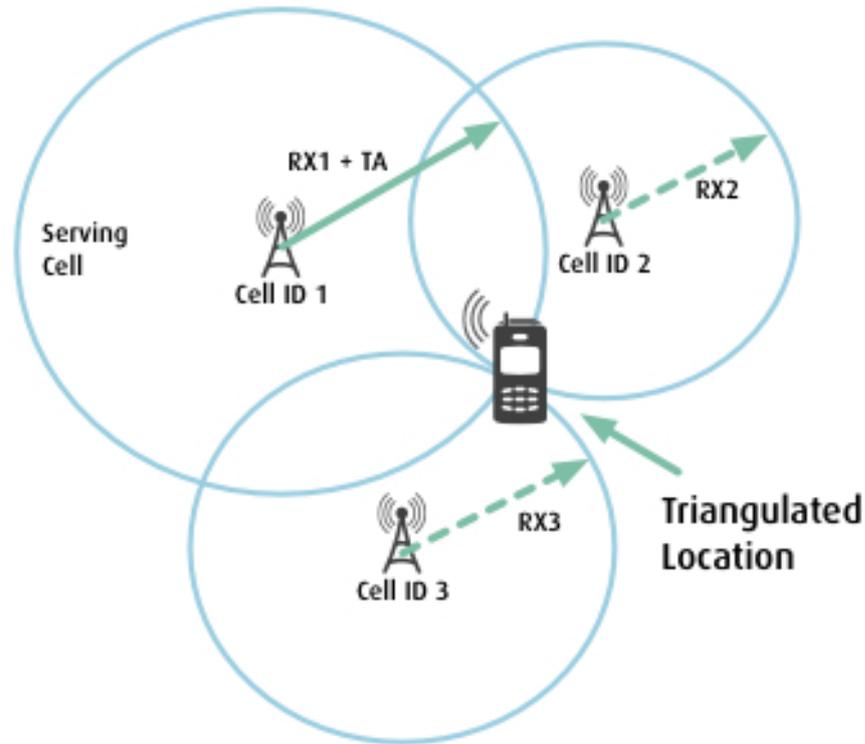
Como dato curioso existe multitud de formas más complejas de mejorar el gatillado: Algunas exageran aún más el cambio de amplitud (PAI-L,  $T^{pd}$ ), otras se basan en métodos estadísticos sobre los puntos de la función característica (*Hidden Markov Model*), o se basan en reconocimiento de patrones de forma para eventos confirmados. Vea [Nippres et al. \(2010\)](#), [Sabbione et al. \(2011\)](#), [Jones and van der Baan \(2015\)](#) para más detalles.

<sup>5</sup>Se ha sugerido el uso de redes neuronales para construir la forma o patrón de las falsas alarmas. Ver [Sepúlveda \(2021\)](#)

### 3.3. Localización de eventos: Problema de inversión

¿Como localizar la fuente de un evento sísmico?, la pregunta se complica al tener cuatro incógnitas que hallar (*Latitud, Longitud, Profundidad y Tiempo de Origen*) a partir de tiempos de llegada de ondas capturados en una red de sismógrafos a partir de una o mas fases sísmicas.

Antes de intentar resolver nuestro problema sísmico particular, debemos asumir que la localización se puede resolver como un problema analítico planteando un modelo que explique cierto fenómeno; modelo que al ingresar una serie de datos de dominio y ajustando ciertos parámetros al entorno, entrega valores teóricos de predicción del fenómeno. A este planteamiento se le conoce como *Problema Directo*. Un ejemplo sencillo de problema directo puede ser el cálculo del objetivo en un disparo de cañón. El escenario anterior es justo lo contrario de nuestra situación. Hallar parámetros incógnitos iniciales de partida de un fenómeno a partir de datos observados se conocerá entonces como *Problema Inverso*. El ejemplo mas básico de un problema inverso es una Regresión Lineal, donde se tienen valores coordenados conocidos y aceptando que su función correspondiente es una ecuación de la recta con un dominio teórico, podemos hallar parámetros característicos originales del modelo (como Pendiente).



**Figura 3.3.1:** Un ejemplo más cercano a la inversión sísmica es la triangulación de teléfonos usando el tiempo de intervalo de llegada de llamadas a una antena. Aceptando una cierta ecuación de viaje de ondas telefónicas, se calcula una distancia desde antena-receptor hasta origen-teléfono que por si sola no basta para hallar el móvil, pudiendo hallarse en un radio a la redonda. Luego un trío de antenas estratégicamente ordenadas despejan la ubicación en su intersección según alcances teóricos.

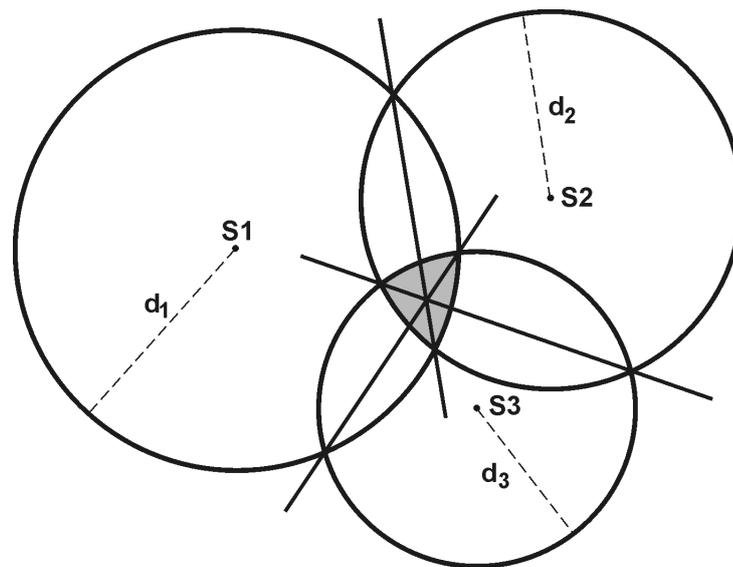
Entonces, en su forma mas general, para resolver un problema de inversión representamos un modelo matemático dependiente de valores de recorrido ( $G(x)$ ) afectado por un vector de parámetros ( $m$ ) que entregan como resultado un dato ( $y$ ).

$$y = G(x)m \quad (3.3.1)$$

El hecho de trabajar con vectores completos de observaciones (tantas filas como estaciones con datos y tantas columnas como dimensiones/términos del modelo) nos fuerza a utilizar reglas del álgebra lineal para invertir matrices, con el fin de despejar el parámetro.

$$m = (G^T G)^{-1} G^T y \quad (3.3.2)$$

Volviendo a nuestro problema, el equivalente al tiempo de viaje ideal del cual calcular distancia, se encuentra en la diferencia de llegadas P-S. La inversión de la trayectoria modelada y velocidad del medio para cada una de las ondas nos rendiría una distancia radial alrededor de cada estación con datos, donde la intersección de estas nos mostraría la zona probable del hipocentro.



$$d \approx t(Sg - Pg) \times 8$$

$$\text{or } d \approx t(Sn - Pn) \times 10$$

**Figura 3.3.2:** Situación ideal de inversión asumiendo que manejamos un lapso de viaje. Primero cabe mencionar que la diferencia P-S es solo una aproximación al lapso de viaje de una onda; La única forma de obtener el lapso exacto de viaje sería lograr que la fuente emitiera una segunda señal en el momento exacto en que llega la primera al observador. Segundo, no siempre se maneja el lapso de viaje P-S, obligando a replantear el problema completo como veremos en la sección 3.3.1. Figura extraída de [Havskov \(2011\)](#)

### 3.3.1. El método iterativo

Explicaciones a continuación extraídas principalmente de [Havskov \(2011\)](#).

A pesar de lo explicado anteriormente, el gran problema de la detección automática de fases es que no suele entregar ambas llegadas (P y S) para cada evento almacenado (muchísimas de nuestras detecciones entregan solo una de las fases), es decir, no estamos manejando el lapso completo del tiempo de viaje, solo

una fecha “extremo” (generalmente P). ¿Como enfrentar el problema de inversión en estas condiciones?

El script Binder\_Nosc (Rietbrock et al. (2012)) muestra otra forma de abordar el problema con el método de relocalización con búsqueda iterativa en Grilla (**grid search method**).

El nuevo planteamiento se basa en comparar y minimizar el *tiempo observado/real* en las llegadas almacenadas( $t_{a,i}$ ) (mas no el lapso, que no tenemos) vs un *tiempo artificial/predicho* de llegada( $t_{p,i}$ ) de la cual si podemos extraer otros parámetros. Esta resta se llamará el **residual**.

$$r = t_{a,i} - t_{p,i} \quad (3.3.3)$$

Si entendemos al tiempo (o lapso para este caso) de viaje predicho/artificial ( $T[s]$ ) como la resta de dos tiempos (Salida desde el hipocentro( $t_0$ ) y llegada a la estación  $i(t_i)$ ) y asumimos al tiempo de viaje dependiente de la distancia entre la estación involucrada( $x_i, y_i, z_i$ ) y un hipocentro predicho incógnito ( $h_0$ , de coordenadas  $x_0, y_0, z_0$ ):

$$t_i = T(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 \quad (3.3.4)$$

Como vemos, ahora manejamos las verdaderas incógnitas que nos interesan, el foco predicho( $(x_0, y_0, z_0)$ ) y su tiempo de origen( $t_0$ ) que planteamos en forma de Hipocentro Artificial/Predicho ( $h_0(x_0, y_0, z_0, t_0)$ ). Aún nos quedan dos problemas antes de ser capaces de reescribir el planteamiento anterior en la forma (3.3.1) para su inversión con cuatro incógnitas:

1. Entregar un valor de  $t_i$  para calcular numéricamente el residual.
2. Linearizar la ecuación lapso T para poder separar matricialmente parámetros incógnitos del modelo (ubicación +  $t_0$ ).

### 3.3.1.1. Búsqueda en Grilla

Para responder la primera interrogante entra en juego una búsqueda preliminar de Hipocentros Tentativos en una grilla de volumen similar a la región de

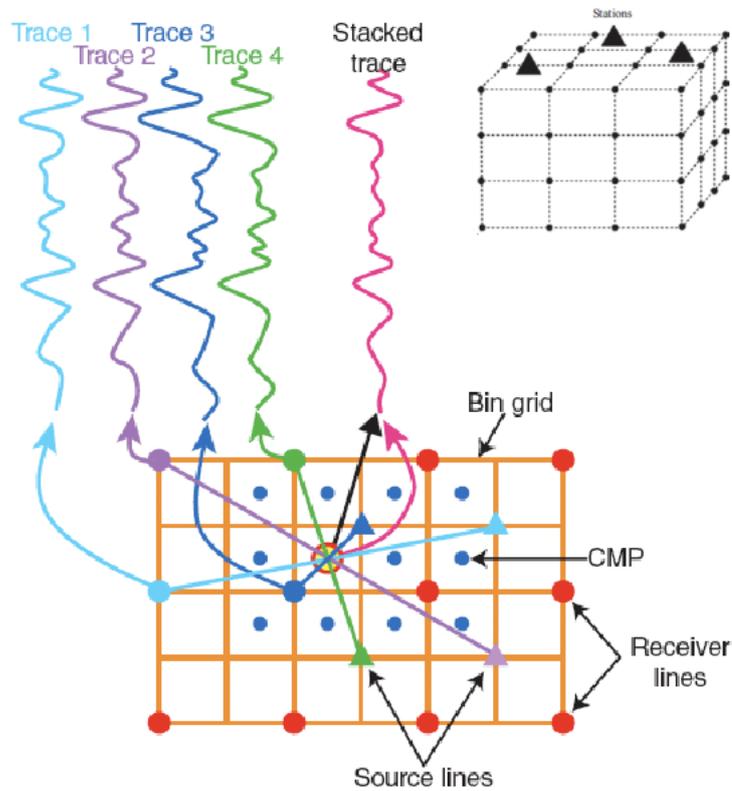
estudio. De las llegadas almacenadas (por STA/LTA), para cada una se resuelve un problema directo con cada nodo de la grilla, almacenando el nodo con el resultado mas cercano al pick observado. Este nodo pasará mas adelante a ser un hipocentro tentativo ( $h_{t,i}(x_{t,i}, y_{t,i}, z_{t,i}, t_{0t,i})$ ) asociado a una estación, la intersección de varios fruto de la ecuación de inversión permitirá predecir un hipocentro común a todos los nodos ( $h_0$ ) como ilustramos en 3.3.3.

Si se encuentra un enjambre de tiempos (*triggers*) cercanos en las estaciones para el mismo nodo en una suerte de de gatillado grupal 3, el calculo de tiempo de viaje  $T^6$  para cada estación desde su nodo nos permite conocer un  $t_{p,i}$  de llegada ‘‘predicho’’<sup>7</sup> y se los usará para terminar de resolver el algoritmo de inversión siguiente.

---

<sup>6</sup>Calculado de forma directa con la/s ecuación/es de tiempo de viaje mostradas desde la teoría de Rayos en el Anexo B

<sup>7</sup>No olvidemos que el hipocentro tentativo/nodal ( $h_{t,i}$ ) de cada estación va asociado a un  $t_0$  aceptable según Binder, luego solo queda despejar una ecuación similar a 3.3.3



**Figura 3.3.3:** Imagen resumen del cálculo del hipocentro tentativo/nodal del que se extraerá el tiempo de llegada artificial  $t_i$  (a partir de la resolución iterativa en grilla de problemas directos desde cada nodo-estación (con picks)). En nuestro caso sin embargo, el hipocentro tentativo está en los nodos de la grilla, no al centro. También solo nos servimos de una sola fase en vez de las dos de la imagen, estando obligados a iterar cada nodo y aproximarnos al valor de la pick. Figura extraída de [Chaouch and Mari \(2006\)](#)

\* Notar que las 4 incógnitas de nuestro planteamiento teórico obligan a manejar al menos 3 llegadas en estaciones, de haber capturado menos en el gatillado grupal, se descarta el cálculo del evento.

\* La siguiente gran consecuencia de no manejar de antemano ni el número de picks ni los valores de los tiempos predichos  $t_i$  y haber tenido que entregar un valor dependiente de un hipocentro tentativo/nodal ( $h_{t,i}$ ), es que el problema completo se replantea en al menos dos iteraciones:

- Definido  $p_i$  y el hipocentro tentativo<sup>8</sup> desde Binder, nos lanzamos a resolver la primera iteración invirtiendo entre cada estación<sup>9</sup> y el hipocentro tentativo con el método explicado en el siguiente capítulo, lo que nos rendirá un

<sup>8</sup> $h(x_{t,i}, y_{t,i}, z_{t,i}, t_{t0,i})$ , obtenido desde algún nodo

<sup>9</sup> $F(x_i, y_i, z_i)$

hipocentro predicho  $h_0(x_0, y_0, z_0, t_0)$ . Acotamos que al manejar los dos puntos extremos, estrictamente estamos hallando la intersección de muchas curvas como mostramos en la figura 3.3.3.

- De ahora en adelante podemos repetir la inversión con una ligera variante para ir hallando diferencias de ubicación ( $\Delta h$ ) entre el hipocentro predicho anterior y el siguiente (que esta vez será incógnito<sup>10</sup> y utilizará el tiempo predicho de llegada ( $t_i$ ) re-calculado con la ubicación del hipocentro predicho anterior<sup>11</sup>.) que afinarán la precisión con cada iteración hasta alcanzar un error RMS aceptable.

Como dato curioso, la búsqueda numérica de  $t_i$  en la grilla es en si misma una forma de localizar hipocentros, pero con una precisión baja y alto gasto computacional para obtener la misma precisión que la inversión.

### 3.3.1.2. Algoritmo de inversión

En el ultimo paso que habilita la inversión sísmica, para cualquiera de sus iteraciones, linearizamos la ecuación que modela un tiempo de viaje para el frente de una onda con el objetivo de vectorizar nuestras incógnitas.

El mayor reto del problema se basa en describir adecuadamente la Matriz de Diseño (G), siendo esta las ecuaciones modelo que describen el sistema, extendida para todas las observaciones relacionadas entre sí.

Simplificando mucho nuestro modelo (Asumiendo por ahora una velocidad constante) reescribimos la relación  $T = \frac{X}{V}$ :

$$T_{p,i} = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2} / v \quad (3.3.5)$$

Donde se halla el lapso, según la iteración en que nos encontremos, de *coordenadas de estación-hipocentro tentativo* o entre dos hipocentros predichos (Para  $\Delta h$ ).

El modelado de una curva de trayectoria para este planteamiento, nos enfrenta a una ecuación no-lineal imposible de vectorizar y por tanto, descomponer en una matriz. La no linealidad, nos obliga a buscar otra aproximación al mismo

<sup>10</sup> $h(x_{0+1}, y_{0+1}, z_{0+1}, t_{0+1})$

<sup>11</sup>Y el mismo método indicado desde la teoría de rayos

resultado tal que la ecuación se pueda vectorizar y por tanto separar de sus incógnitas.

Esta exigencia se satisface con un desarrollo en serie de Taylor que nos entrega un polinomio donde cada componente gradual será mas cercana al comportamiento de la función original. Sin embargo como queremos satisfacer la linealidad, pese a perder precisión, solo tomamos la primera derivada-componente de la serie como evidenciamos a continuación.

$$\vec{F}(\vec{p}) = \vec{F}(\vec{q}) + (p - q) \frac{\partial \vec{F}(q)}{\partial \vec{p}} + \cancel{g(p - q)^2 \frac{\partial^2 \vec{F}(q)}{\partial \vec{p}^2}} + \dots \quad (3.3.6)$$

$$\vec{F}(\vec{p}) - \vec{F}(\vec{q}) = (p - q) \frac{\partial \vec{F}(q)}{\partial \vec{p}} \quad (3.3.7)$$

Así, llevando el polinomio final a las variables sismológicas de nuestro problema; no solo logramos escribir el equivalente de  $\vec{F}(q)$  de forma lineal, si no que logramos llegar a la expresión final equivalente al residual, saltandonos un paso.

Así:

$$t_{a,i} - t_{p,i} = \frac{\partial T_i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T_i}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T_i}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial T_i}{\partial t} \Delta t_0 \quad (3.3.8)$$

Este sería finalmente el modelaje del sistema completo, donde  $\partial t_i$ , se calcula con la derivada de la ecuación de lapso de viaje planteada (ya sea esta sencilla versión o la que considera capas de velocidad (Anexo B), en función de cada componente. Derivar por la misma ecuación de lapso en función del tiempo de viaje  $\frac{\partial t_i}{\partial t}$ , hace que el ultimo termino se transforme en 1.

Finalmente, conseguimos replantear el problema completo aislando la solución final según sus componentes ( $h_0$  predicho, o  $\Delta h$  según la iteración). El residual nos dará una medida del desfase con el hipocentro “real” del evento, imposible de calcular directamente.

$$r = G\Delta h \quad (3.3.9)$$

$$r_i = T_{a,i} - T_{p,i} \quad (3.3.10)$$

$$r = \begin{pmatrix} r_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ r_n \end{pmatrix} \quad G = \begin{pmatrix} \frac{dt}{dx_i} & \frac{dt}{dy_i} & \frac{dt}{dz_i} & 1 \\ \frac{dt}{dx_{i+1}} & \frac{dt}{dy_{i+1}} & \frac{dt}{dz_{i+1}} & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{dt}{dx_{i+n}} & \frac{dt}{dy_{i+n}} & \frac{dt}{dz_{i+n}} & 1 \end{pmatrix} \quad \Delta h = \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix} \quad (3.3.11)$$

Finalmente solo queda despejar la incógnita invirtiendo la ecuación modelo, obtenemos el vector diferencia que le añade precisión al hipocentro tentativo  $h_0$  gracias al calculo de viaje artificial. El residual nos permite saber que tanto tiempo de viaje hace falta con este nuevo hipocentro artificial para llegar al real hipocentro.

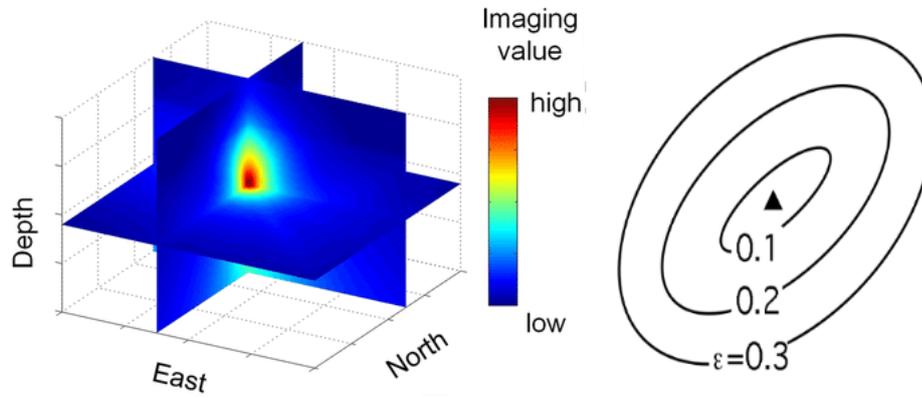
$$\Delta h = (G^T G)^{-1} G^T r \quad (3.3.12)$$

En conclusión podemos calcular  $h_{final} = h_0 + \Delta h$ , luego quedamos habilitados para recalculer los tiempos predichos de llegada con este nuevo hipocentro; se recalculan los residuos respecto a este nuevo  $h_{final}$  y se pueden seguir haciendo inversiones para refinar aún mas la posicion del hipocentro. Las inversiones se repiten hasta que  $|\Delta h|$  tenga un valor suficientemente pequeño para no variar del hipocentro verdadero de manera significatvia.

### 3.4. Las fuentes de Error

A lo largo del marco teórico mencionamos numerosas fuentes de error en el identificado y localización de eventos que disminuyen la precisión del hipocentro frente a la realidad. Antes de listar en detalle las fuentes del error conviene mencionar la manera en que se mide el error del calculo de localización sísmica respecto a la única observación manejada (pick P); hablamos del **Root Mean Square Error**. La lógica detrás de este parámetro es el minimizado del residual ya explicado secciones atrás, del cual se calcula su sumatoria cuadrada para toda estación involucrada, valor que se promedia con grados de varianza que entregan como resultado franjas de probabilidad cercanas al hipocentro artificial; Mientras

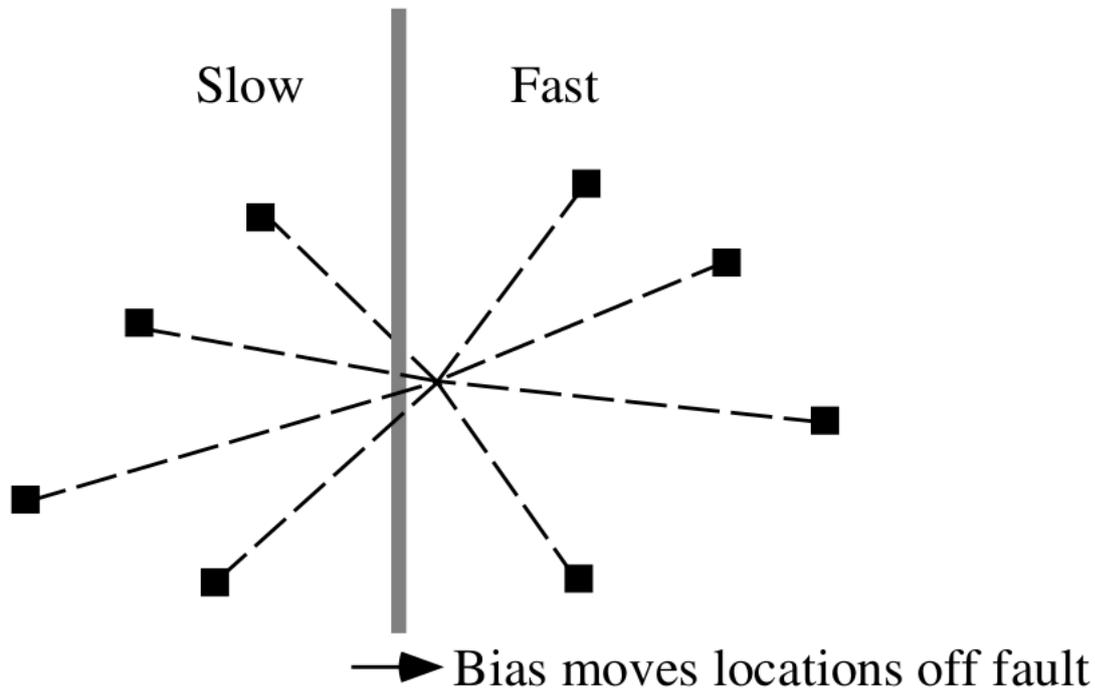
más compactas las franjas, mejor calidad tuvo el calculo del hipocentro artificial.



**Figura 3.4.1:** Ilustramos en 2 y 3 dimensiones el concepto de RMSE y los intervalos de varianza para la posición calculada al hacer variar el residual  $\epsilon$  veces. Imágenes extraídas de [Li et al. \(2020\)](#) y [Shearer \(2009\)](#)

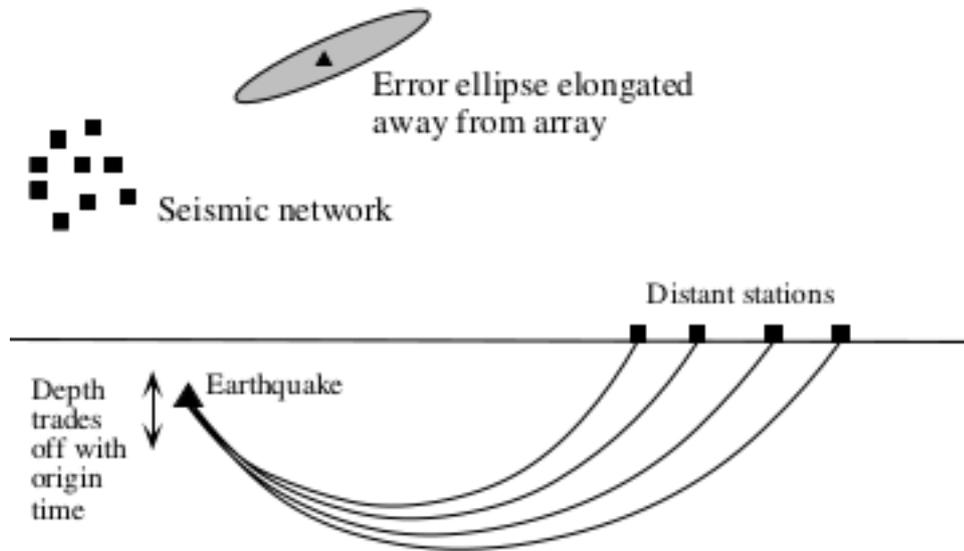
Finalmente estamos en condiciones de explicar los diversos factores que impactan en el calculo del error (mínimos cuadrados es una medida confiable para medir el error provocado por el ruido ambiental). Listamos a continuación otros factores impactan exageradamente en este parámetro:

- Error en la captura correcta de llegadas.
- Incertidumbres en el modelo de velocidad, afectando al calculo de tiempo de viaje.



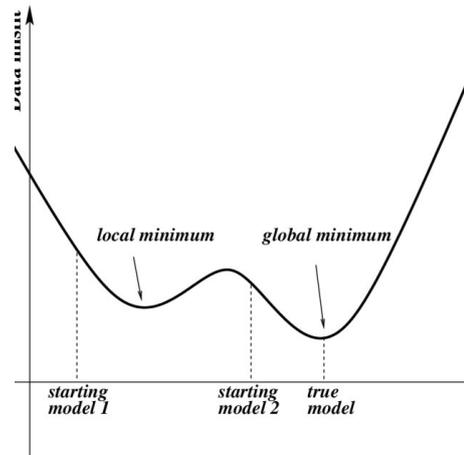
**Figura 3.4.2:** Las variaciones horizontales en la distribución de velocidad del medio afectan el cálculo de ubicación final. Figura extraída de [Shearer \(2009\)](#)

- Error por distribución de la red vs hipocentro: Como se ve en el Anexo B, la ecuación de trayectoria estratificada, dependiente de ángulos de incidencia sobre la estación y la incerteza constante del tiempo de origen ( $t_0$ , asumiendo que trabajamos con llegadas P únicamente) son fuente de múltiples errores: Si localizamos con estaciones a gran distancia, notamos que los ángulos de despegue del rayo son muy similares, una pequeña variación magnifica la ubicación teórica al otro extremo, dejando una zona de incertidumbre que en consecuencia se traslada a un mal cálculo de la fecha tiempo de origen  $t_0$ .



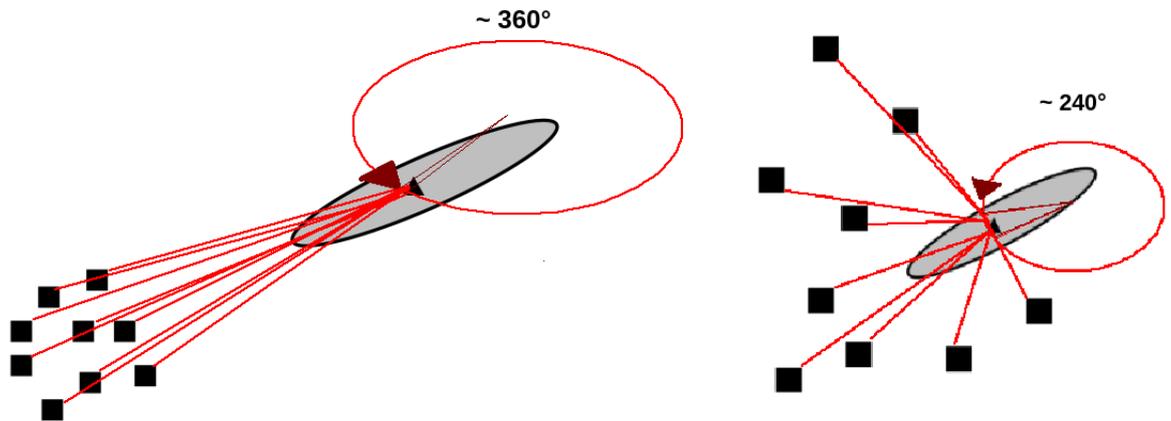
**Figura 3.4.3:** Arriba: magnificado del error residual en caso de no ser capaces de rodear el hipocentro teórico. Abajo: Esquema del error por incertidumbre en profundidad/ $t_0$  magnificado por la ecuación de distancia del rayo en dependencia no lineal con el ángulo de despegue. Figuras extraídas de [Shearer \(2009\)](#)

- Interferencia por magnitud de evento: eventos muy grandes llegan mas claramente a estaciones lejanas. Un enjambre de estaciones en una dirección concreta con mejor cobertura puede alterar el calculo del origen como vimos en el error por distribución.
- Error mínimo local vs mínimo absoluto: Si el hipocentro inicial  $h_0$  está lejos del hipocentro real del evento, las correcciones  $\Delta h$  calculadas para minimizar el residual (desde parámetros de un medio cercano a la red, pero alejado al hipocentro y por tanto inadecuado para describir la zona completa) pueden hacer que la inversión llegue a un mínimo local cerca de  $h_0$  en vez de un mínimo absoluto cerca del hipocentro real.



**Figura 3.4.4:** Visualizamos las consecuencias de calcular un hipocentro con parámetros de modelo ajustados a un área diferente a la del hipocentro. Imagen extraída de [Ma et al. \(2010\)](#)

Cerramos el tema explicando una manera de cuantificar el error por mala distribución de la red; hablamos del **GAP sísmico** al que definimos como el ángulo que abarca el espacio libre alrededor de un conjunto de líneas rectas entre el supuesto epicentro  $(x_0, y_0)$  y cada estación. Mientras mas lejano el evento, notamos que las líneas tienden a apegarse aumentando el ángulo gap. Bajo  $\sim 240^\circ$  se considera un límite posible para considerar verídica una localización. Podemos ver su importancia aplicada en el trabajo de [Hicks et al. \(2014\)](#).



**Figura 3.4.5:** Notamos como el ángulo formado por intersecciones estación-evento disminuye a mayor distancia de la totalidad de la red, en la práctica obtendremos series muy similares que repetirán una misma falta de precisión en la distancia. No olvidar que el tiempo de llegadas entre ondas solo permite hallar una aproximación de la distancia estación-fuente haciendo necesario obtener una intersección entre varios resultados para estimar correctamente el hipocentro. Figura propia modificada desde la imagen de [Shearer \(2009\)](#)

# Capítulo 4

## Metodología

### 4.1. Introducción

Concluida la teoría detrás de la localización de eventos sísmicos, nos disponemos a utilizar herramientas computacionales y bases de datos disponibles en línea para la zona de interés con las cuales detectaremos eventos para un año completo de datos. A continuación mostraremos los distintos parámetros utilizados para la captura y localización de eventos de acuerdo al marco teórico entregado y el código referenciado en el **Anexo C**. El método fabricado y su Manual en el anexo quedan a libre disposición para su uso educacional en el enlace de descarga<sup>1</sup>.

La solicitud de datos está basada en el script *fetchdata* suministrado por el IRIS<sup>2</sup> y su información recogida por las estaciones asociadas a su DMC. Referencias para el gatillado utilizado se encuentran en el sitio del paquete usado ObsPy<sup>3</sup> (**Trebbin and Wassermann (2010)** y Guía en español <sup>4</sup>). La Localización por inversión se logró con el script *binder* proveniente del trabajo **Rietbrock et al. (2012)**.

---

<sup>1</sup><https://www.dgeo.udec.cl/investigacion/centro-de-publicaciones/tesis/>

<sup>2</sup><https://www.iris.edu/hq/>

<sup>3</sup>Página oficial en <https://docs.obspy.org/> ; Manual oficial en: [https://docs.obspy.org/\\_downloads/ObsPyTutorial.pdf](https://docs.obspy.org/_downloads/ObsPyTutorial.pdf) ; Ejemplos interactivos: <https://docs.obspy.org/contents.html>

<sup>4</sup>[https://www.mttmlr.com/ADSV2/OBSPY/Guia\\_Intro\\_Obspy\\_D\\_Gonzalez.pdf](https://www.mttmlr.com/ADSV2/OBSPY/Guia_Intro_Obspy_D_Gonzalez.pdf)



**Figura 4.1.1:** Diagrama de las tareas resueltas en diversos códigos por nuestro método de localización automática. En rojo algunos scripts anteriores ocupados y otros reemplazados por funciones en Python, siendo el traslado de la detección sísmica completa a este lenguaje un objetivo secundario del trabajo.

## 4.2. Adquisición de datos

Para el estudio se descargó un año de datos (2019) desde la base de datos de IRIS<sup>5</sup> haciendo uso del código `fetchdata`<sup>6</sup> para automatizar la descarga del gran volumen de datos. Se recuperaron datos MSEED<sup>7</sup> de forma horaria y tricomponente (Z,N,E) para las redes C1, C e IU; Haciendo un total de 16 estaciones de código de frecuencia HH y BH ( Frecuencias de muestreo entre  $80 - 250 [Hz]$ (HH) y  $10 - 80 [Hz]$ (BH) respectivamente ), donde el segundo termino indica el tipo de instrumento(H corresponde a un sismometro de alta(**High**) ganancia). En total se descargó alrededor de 100 GB de data.

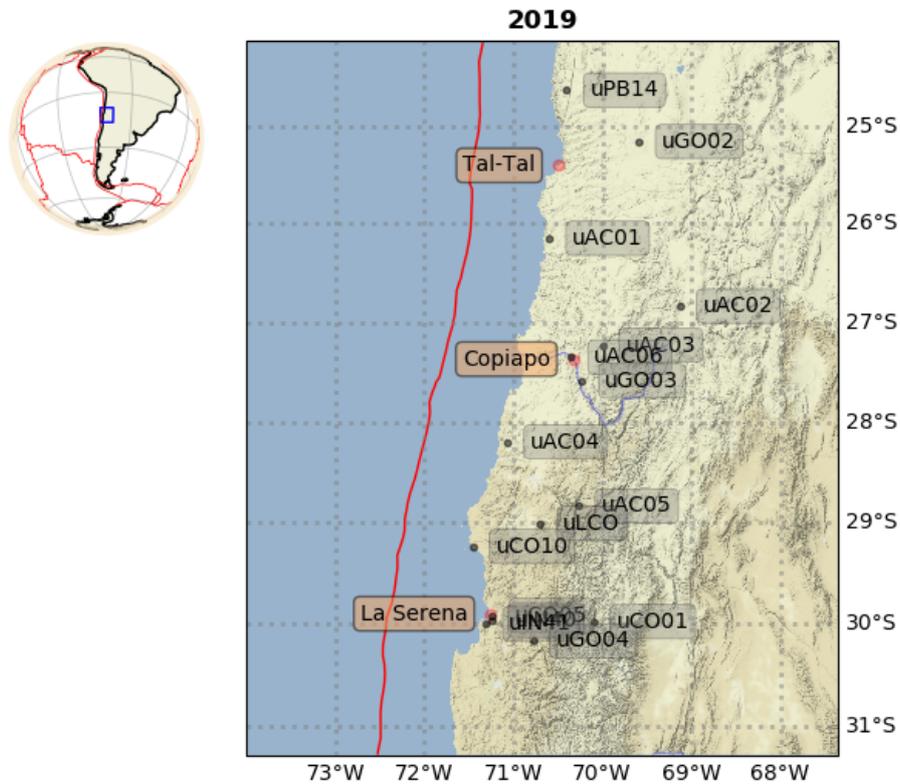
<sup>5</sup>Sitio oficial <https://ds.iris.edu/ds/> | ;Mapa de estaciones disponibles con su información de cada una: <https://ds.iris.edu/gmap/> |

<sup>6</sup>Descarga FetchData actualizado: <https://seiscode.iris.washington.edu/projects/ws-fetch-scripts/> |

<sup>7</sup>Manuales manejo data MSEED: <http://www.fdsn.org/pdf/> |

**Cuadro 4.2.1:** Estaciones utilizadas

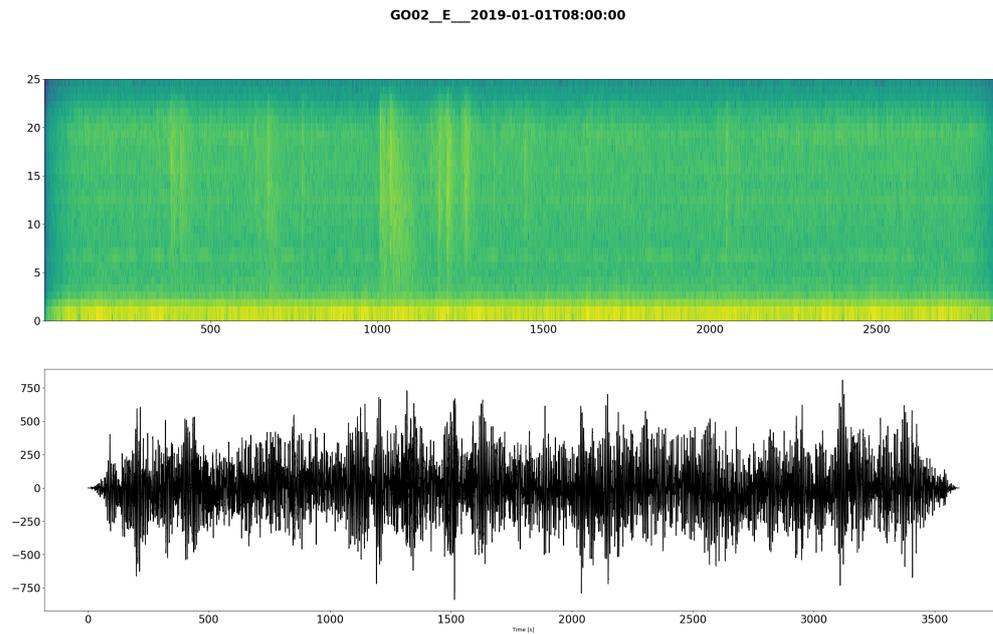
<b>Estacion</b>	<b>Lat</b>	<b>Lon</b>	<b>Altura</b>	<b>Red</b>
AC01	-26.14	-70.59	346	C1
AC02	-26.83	-69.12	3980	C1
AC03	-27.23	-70	321	C1
AC06	-27.35	-70.35	380	C1
AC04	-28.20	-71.07	228	C1
AC05	-28.84	-70.27	1227	C1
C010	-29.24	-71.46	35	C1
CO01	-29.98	-70.10	2157	C1
CO05	-29.92	-71.24	101	C1
IN40	-29.97	-71.25	157	C1
IN41	-30.0	-71.31	171	C1
GO02	-25.16	-69.59	2550	C
GO03	-27.59	-70.23	730	C
GO04	-30.17	-70.78	2076	C
LCO	-29.01	-70.70	2274	IU
PB14	-24.63	-70.40	2630	CX



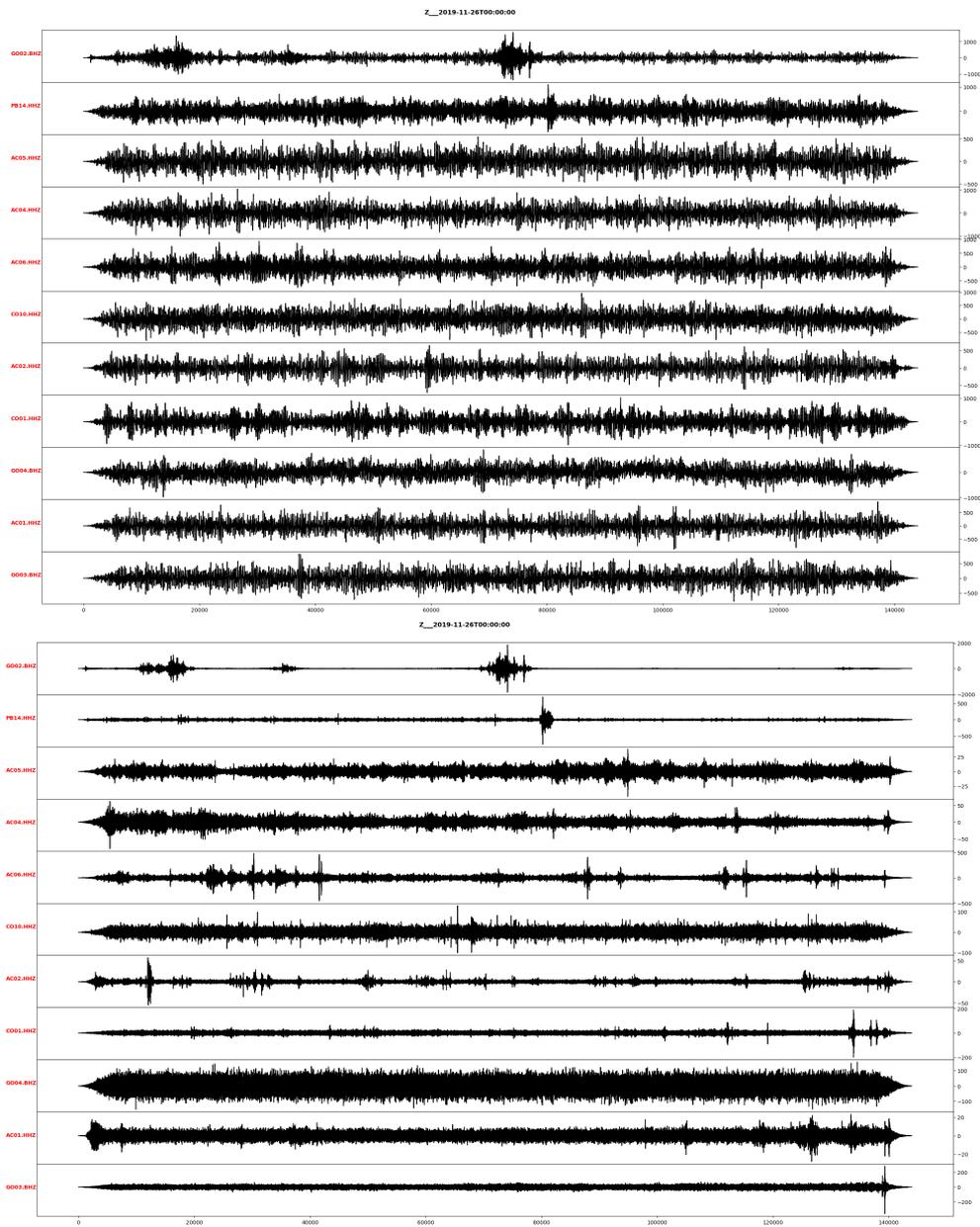
**Figura 4.2.1:** Mapa de estaciones utilizadas en el estudio. En línea roja la fosa de Atacama.

### 4.3. Procesado

Pasando al procesado de cada serie, se utilizó un código de análisis espectral sobre varias horas elegidas aleatoriamente en la data para determinar las bandas en las cuales filtrar todo el catalogo. Se utilizó un filtro paso-banda para todos los datos entre las frecuencias 5 – 19 [Hz] según lo indicado por una serie de muestras a lo largo del catalogo. Se sugiere reformar el código para personalizar el calibrado al espectro de cada serie. Se normalizó la traza y removi6 tendencia. Frecuencia de corte/esquina (Corner) en orden 1, filtrado doble desde ambos extremos de la serie (Zerophase causal/true).



**Figura 4.3.1:** Espectrograma muestra del cual se determinaron las bandas con significado sísmico. Notar la gran cantidad de ruido alta frecuencia entre los 0-0.1[Hz].



**Figura 4.3.2:** Comparativa de una traza aleatoria de nuestro catalogo antes y después de aplicar el procesado. Se logran ver señales de sismos en las trazas luego del procesado.

## 4.4. Gatillado individual

Se tomó la herramienta de gatillado recursivo STA/LTA del paquete ObsPy para capturar las anomalías con posible significado sísmico (gatillado individual).

Para elegir los parámetros del gatillado recursivo, se tomó una traza con un evento conocido de antemano y utilizando su función característica se calibró el gatillo. El largo elegido para STA corresponde aproximadamente a una centésima de segundo<sup>8</sup> y el de LTA a 10 veces ídem. El umbral de picking se fijó en 5 veces el promedio de LTA y el de final de la fase en 2 veces ídem.

Se fijó un tiempo muerto de 30 muestreos luego de una captura.

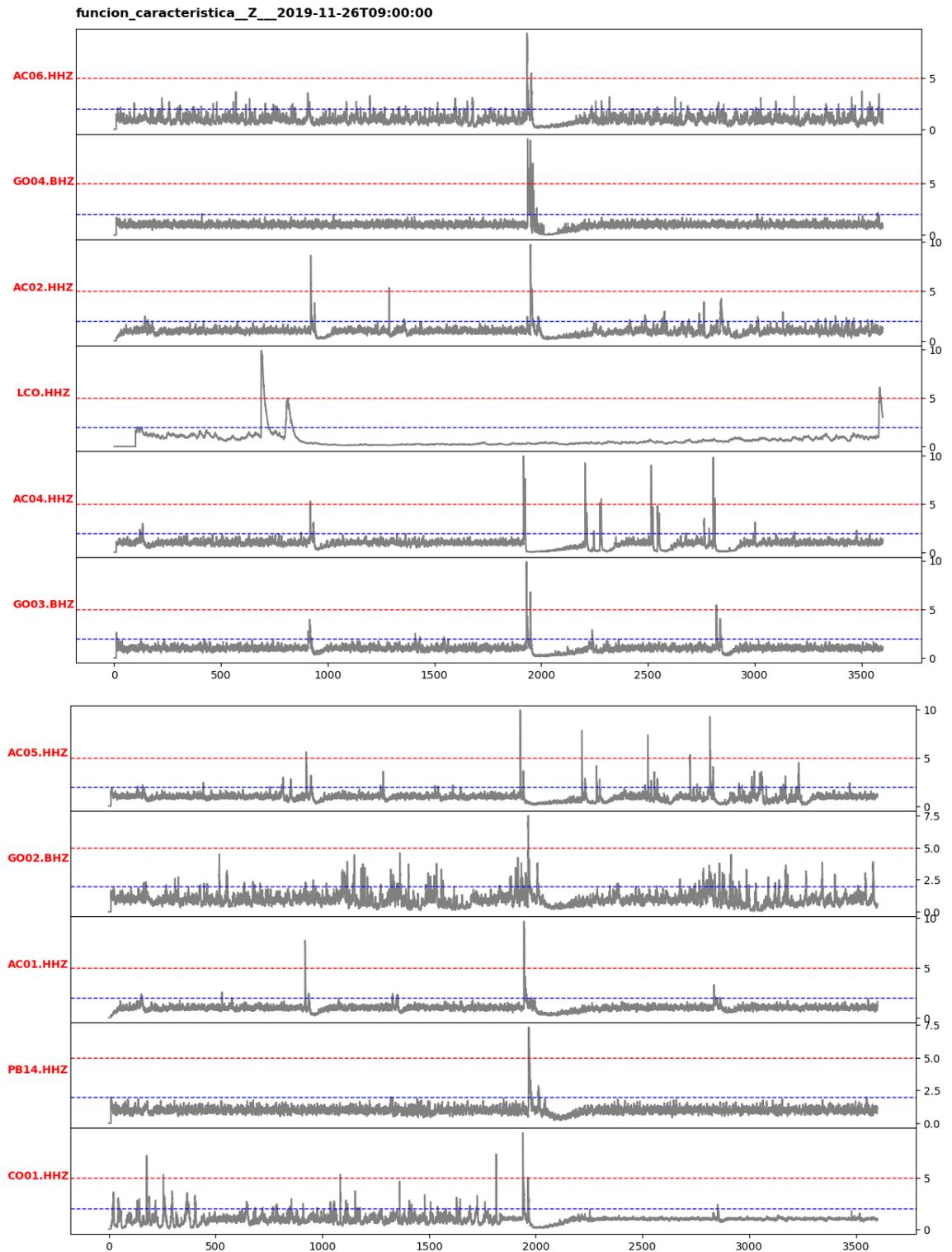
**Cuadro 4.4.1:** Parámetros gatillado detector STA/LTA

Parámetro	Valor
STA	$\sim 0.01$ [s]
LTA	$\sim 0.1$ [s]
Threshold On	$\geq 5 \left[ \frac{sta}{lta} \right]$
Threshold Off	$\leq 2 \left[ \frac{sta}{lta} \right]$
Tiempo Muerto	$\sim 0.3$ [s]

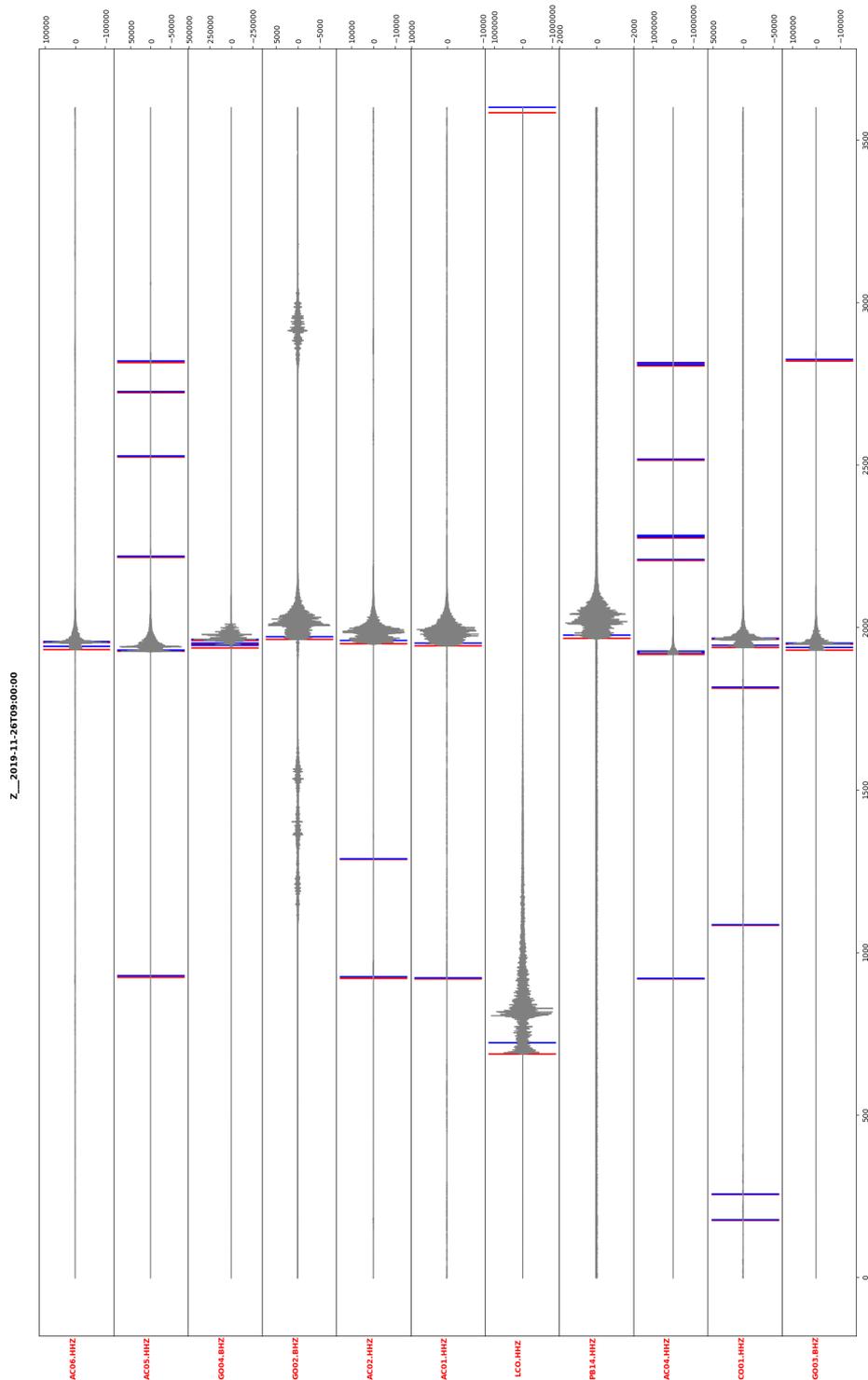
Notamos el primer problema en la detección observando, a la hora de calibrar el detector con series de eventos conocidos de antemano, que las series para la estación **LCO** que no está particularmente lejos de

---

<sup>8</sup>Se definieron estos parámetros como proporcionales a la frecuencia de muestreo al tener datos BH y HH



**Figura 4.4.1:** Apreciemos la gráfica de función característica allí donde tenemos un evento confirmado de antemano. La línea roja corresponde al umbral de captura de un salto, mientras que la azul corresponde al umbral de final de evento.



**Figura 4.4.2:** Traza original de amplitud para la red completa en un canal correspondiente a la misma hora de la figura anterior.

El detector automático marca los saltos repentinos de amplitud en color rojo y los finales de llegada en azul.

Notar la primera anomalía del estudio en la estación **LCO** (séptima de arriba hacia abajo) posee un desfase exagerado, sobre todo si consideramos que la estación no está particularmente lejos del resto de la red, lo que ya nos indicaría defectos en los registros de la estación.

## 4.5. Gatillado grupal y Localización

Teniendo almacenada para cada hora un archivo de anomalías registradas por STA/LTA, se aplica el script Binder que ejecuta primero una suerte de gatillado grupal para habilitar la resolución de la inversión por el método de búsqueda en grilla (Havskov (2011)), con  $\sim 3$ [s] como máximo de tiempo entre picks (ajustados para cada nodo de la búsqueda en grilla) para ser considerados de un mismo evento y fijado un mínimo de 4 picks necesarios para declarar un posible evento sísmico. A continuación los parámetros usados por nuestro estudio (el significado de c/u se encuentra explicado en el Anexo C):

**Cuadro 4.5.1:** Parámetros localizador Binder

Parámetro	Valor
event Threshold	4
Association Threshold	3 [s]
p/s Velocity Ratio	1.8 [s]
p/s Pick Residual Cut Off	2.0 [s]
p event Window	5.0 [s]
s event Window	5.0 [s]
event Cut Off	120.0 [s]
stack Window	80.0
stack Spacing	10.0
stack Depth	100.0
depth Start	0.0
depth Step	2.0
max Depth Try	60

En cuanto al modelo de velocidad del terreno con el cual hacer la inversión se tomó un modelo modificado desde Hicks et al. (2014) para el segmento de Maule, cerca de la costa, siendo este modelo de velocidad 1-D, el que mejor logró localizar un evento sísmico conocido de antemano usando nuestros datos almacenados, a diferencia incluso de otros modelos de velocidad de zonas aún mas cercanas que se habían preferido Comte et al. (2016), Comte et al. (2002).

**Cuadro 4.5.2:** Modelo de velocidad modificado desde [Hicks et al. \(2014\)](#)

<b>Velocidad [km/s]</b>	<b>Profundidad [km]</b>
2.5	0.0
3.3	1.0
4.7	3.0
5.8	6.0
6.4	10.0
7.1	15.0
7.7	21.0
8.1	28.0
8.3	40.0
8.5	70.0

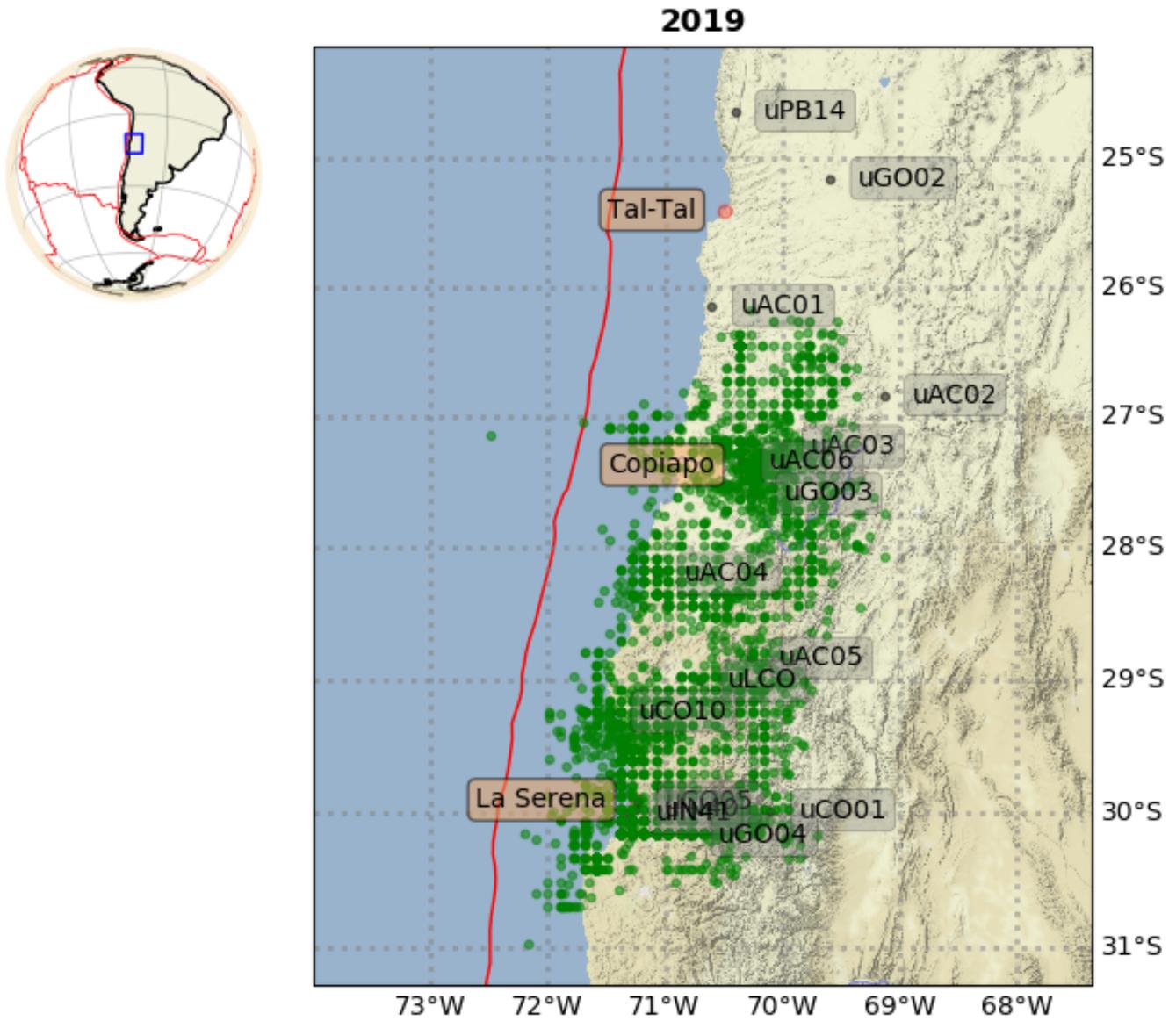
## Capítulo 5

### Resultados

Una vez lista toda ecuación y definido todos parámetros de nuestro algoritmo, se ejecutó el mismo en un lapso de alrededor de 3 semanas que nos entregaron la suma de de 3700 eventos, de los cuales luego de un despeje manual llegaron aproximadamente a los 2000 en total.

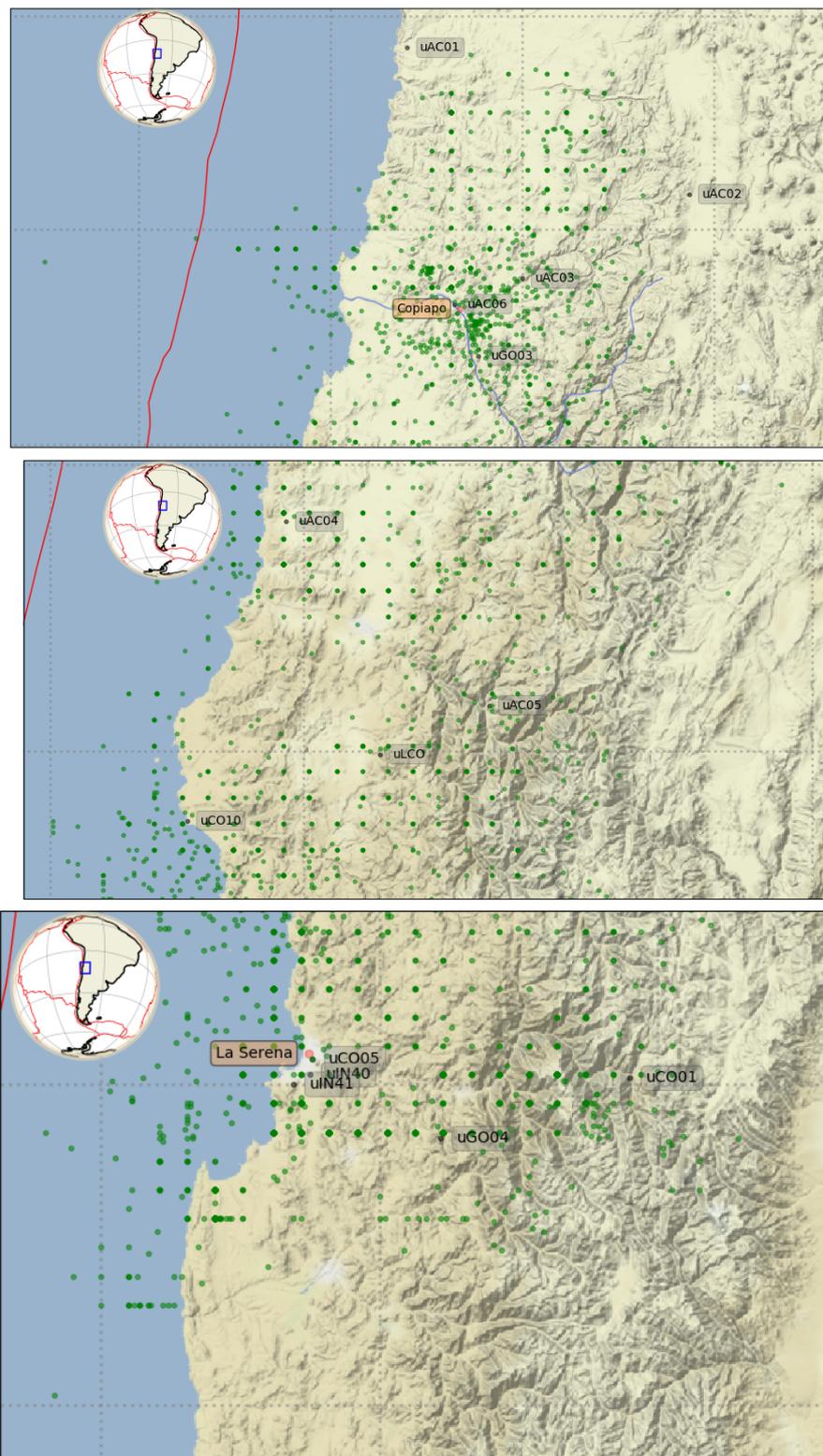
Los resultados desgraciadamente son poco claros a pesar de haber recalibrado numerosas veces los parámetros del código localizador. A continuación explicaremos cada uno de los problemas visibles, entregando sugerencias para su arreglo en la Discusión:

- **Paralelo 26°S** : Al norte de esta línea, el código no localiza ningún evento a pesar de estar considerado en el área de cálculo.
- **Eventos en nodos**: Muchos eventos caen en los vértices de la grilla sugiriendo falta de llegadas asociadas entre sí con las cuales finalizar el cálculo de la ecuación final de inversión (solo se estaría cumpliendo la etapa de localización directa iterativa previa a la inversión(en el método de búsqueda en grilla)).
- **Falta de consistencia en profundidad**

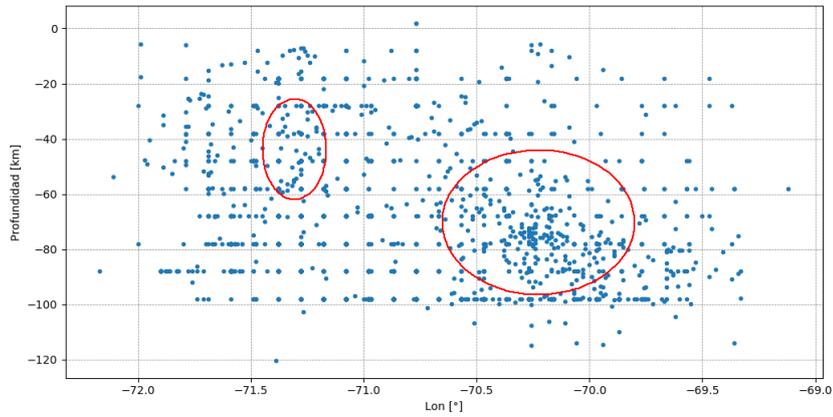


**Figura 5.0.1:** Resultado final de los 2000 eventos.

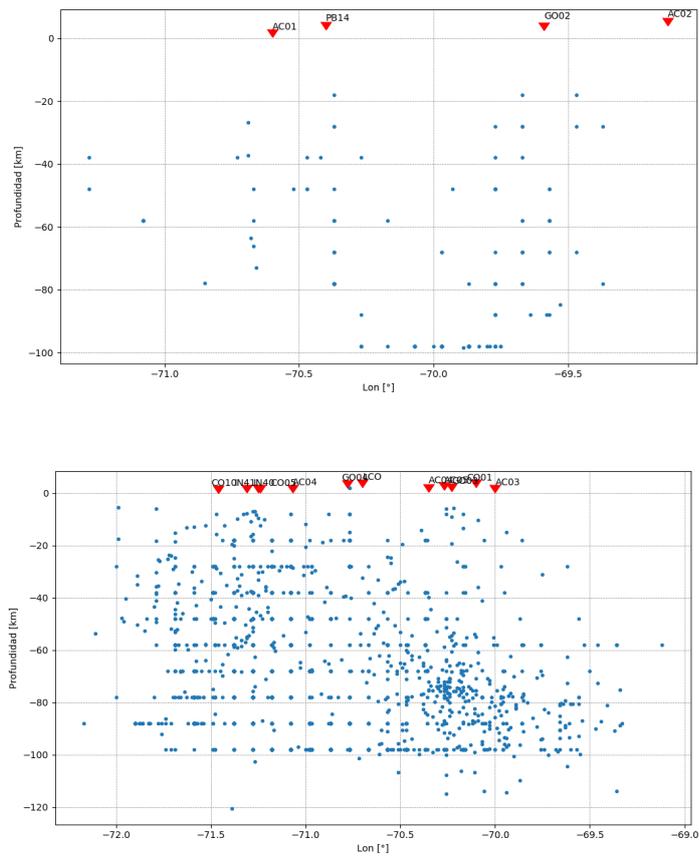
Pese a ello, de forma no sorprendentemente podemos visualizar los patrones mas consistentes allí donde teníamos estaciones especialmente cercanas como veremos a continuación:



**Figura 5.0.2:** Mapas de sísmicidad obtenidos, ampliados en: (1)26°-28°S,(2)28°-29.5°S,(3)29.5°-31°S



**Figura 5.0.3:** Perfil completo para la ventana estudiada, en círculos rojos lo mas cercano a un patrón coherente fuera del problema de la mala ubicación en grillas.



**Figura 5.0.4:** Perfiles separados según las dos ventanas de interés Taltal-Copiapó y Copiapó-La Serena.

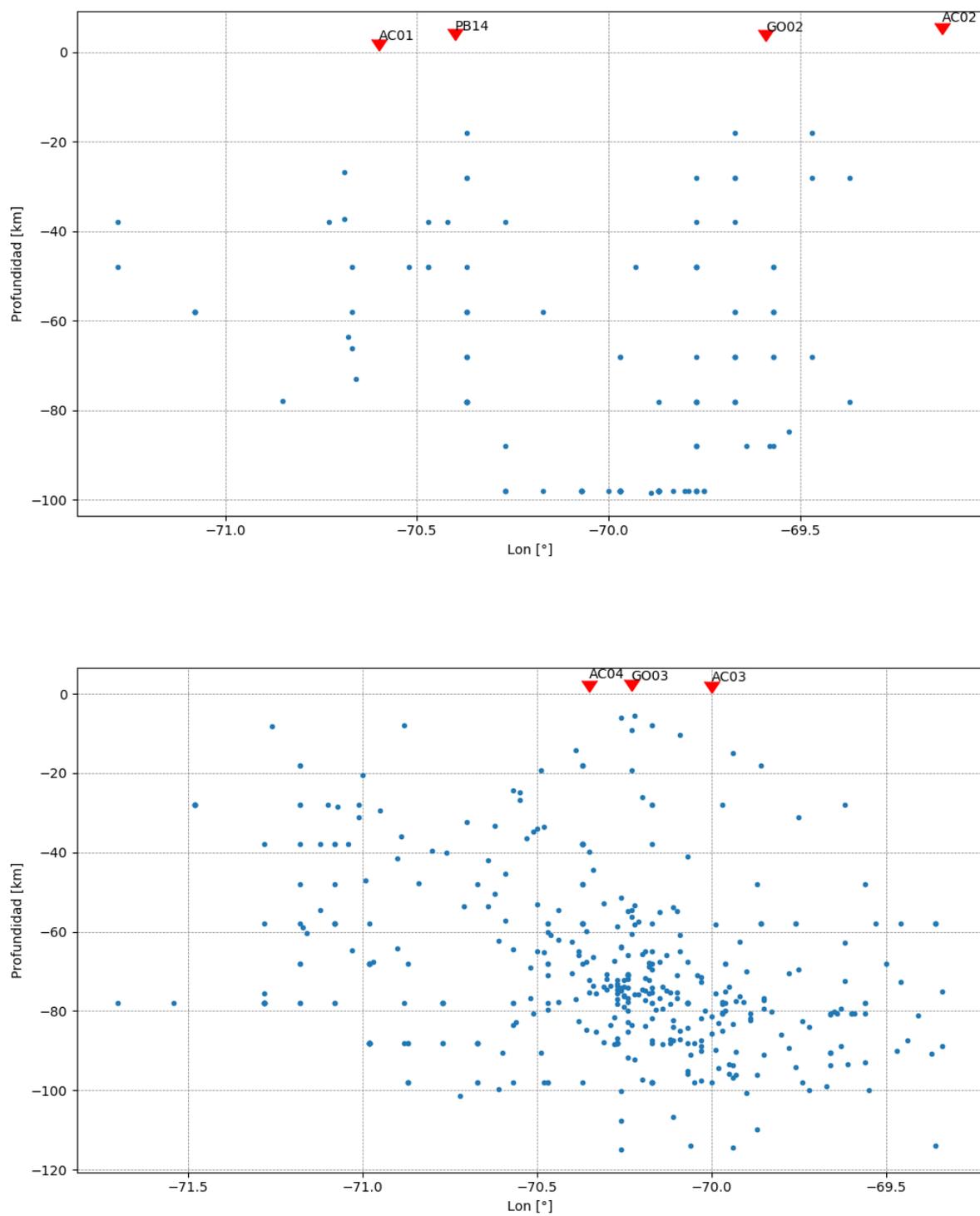
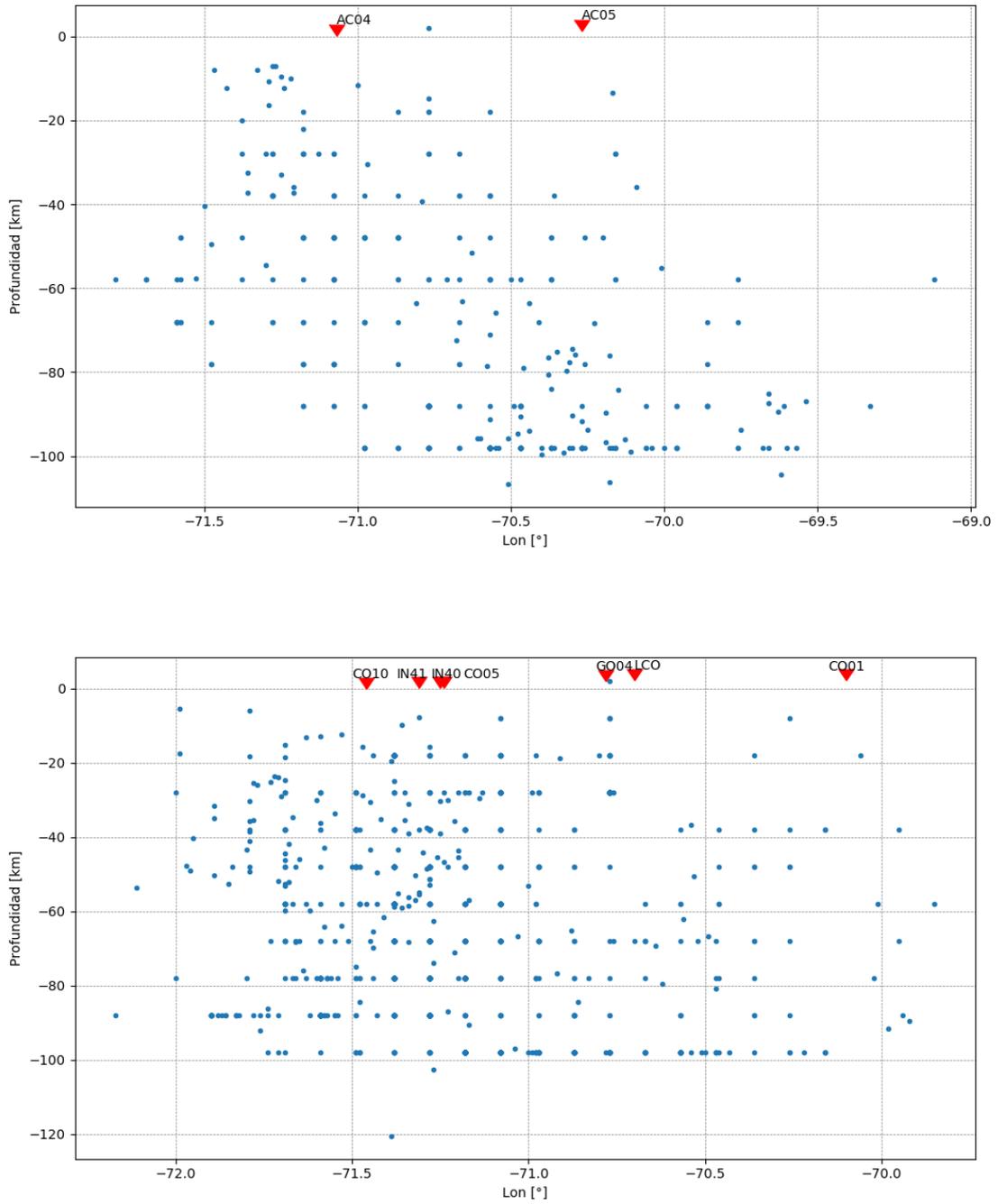


Figura 5.0.5: Perfiles aislados para: (1) 25-27°S, (2) 27-28°S



**Figura 5.0.6:** Perfiles aislados para: (3) 28-29°S, (4) 29-31°S.

# Capítulo 6

## Discusión

Para abordar adecuadamente la discusión de los resultados separamos la sección en aspectos metódicos/técnicos sobre el código y su aplicación y otro apartado ya propiamente geofísico donde discutir mas a fondo el significado de la falta de resultados consistentes para nuestro estudio y especialmente en los alrededores de TalTal.

Como observaciones positivas, se ha detectado gran cantidad de eventos en la zona; alrededor de 2000 para un solo año, lo cual con un arreglo en la localización podría bastar para despejar la incógnita de la estructura y la falta de sismicidad en la verdadera zona desconocida de acuerdo a las conclusiones de este documento: Tal-Tal, en el borde de dos macro-segmentos. A este catálogo se le puede añadir los parámetros y modelos de velocidad que se captaron como adecuados para retroalimentar el estudio en la zona.

### 6.1. Problemas metódicos

En vista de los resultados poco concluyentes, se expone en esta sección una serie de puntos sugeridos para solucionar los dos grandes problemas expuestos:

1. La falta de precisión al localizar con Binder/Primera Fase que mantuvo muchísimos hipocentros en los nodos de ubicación tentativa por falta de estaciones con llegadas.
2. La falta absoluta de eventos sobre el paralelo 26°S, la región mas critica de nuestro estudio con su histórica falta de sismicidad.

Se buscó enmendar inicialmente problemas anteriores recalibrando múltiples veces los parámetros del localizador Binder, mas no hubo mejora alguna.

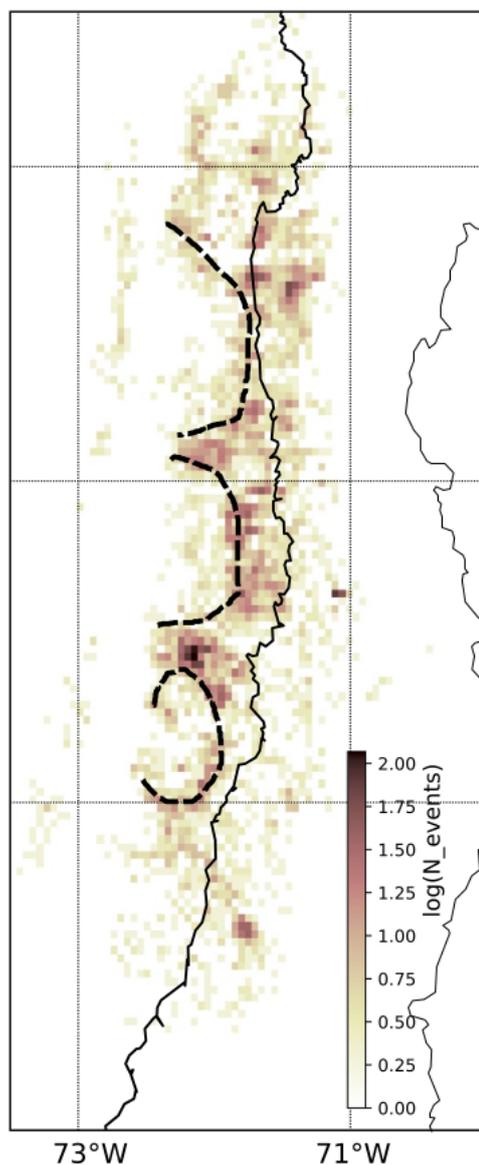
Luego, las sugerencias en caso de volver a abordar la zona para su estudio son:

- Usar un catalogo mas grande con el consiguiente gasto de recursos computacionales y tiempo. Un solo año incluso hubiese sido insuficiente de haber localizado correctamente el catalogo.
- Calibrar de manera mas exhaustiva el gatillado utilizando una muestra mayor (Cuadro 6.1.1) Asegurando visualmente(Como en la figura 6.1.2) que el método de gatillo entrega los mejores picks posibles para eventos conocidos. Un solo evento es insuficiente.
- Un revisitado de los alrededores de TalTal y sus estaciones con un filtraje mejor ajustado, asumiendo que existe un fenómeno que provoca un comportamiento diferente al sub-segmento de La Serena.
- Modificar parámetros de Binder: Aumentar la resolución de la grilla podría mejorar el estimado del hipocentro tentativo al costo de aumentar las exigencias computacionales.
- Probar el código con estaciones de otras redes o mas lejanas de la misma red que disminuyan el GAP de la red; en particular al oeste del borde de subducción chileno como las estaciones en Isla de Pascua o Juan Fernandez .(Ver las fuentes de error de la inversión 3).
- Ampliar la cobertura de estaciones en los alrededores de TalTal, la zona mas críticamente afectada por falta de datos y a al vez mas enigmática por su condición de frontera entre dos macro segmentos de la zona de subducción chilena.
- Aplicar un método de captura automática sobre horas ya confirmadas con presencia de eventos que nos permita capturar regularmente fases S, habilitando el relocalizado óptimo de los hipocentros actuales. Estaciones en el fondo del mar seguramente ayudarían.

Finalmente mencionamos otra posible salida para este problema desde el trabajo de [Sippl et al. \(2021\)](#). Se aplicó una versión modificada del código de detección, localización y relocalización de [Sippl et al. \(2013\)](#)(Ver su anexo):

- Detección con STA/LTA recursivo y localización inicial con diferencia P-S ubicada en grilla a partir de [Diehl et al. \(2009\)](#) y [Di Stefano et al. \(2006\)](#). En el anexo mencionado, se explica a fondo como declarar de manera confiable una llegada S.
- Relocalización con el método Doble Diferencia aplicado desde el código **hypoDD** [Waldhauser and Ellsworth \(2000\)](#).

Cerramos la sección mencionando la alta presencia de microtemores alrededor de manchas conocidas de alto acople en la zona de subducción ilustrada por el trabajo de [Sippl et al. \(2021\)](#) 6.1.1. Esperaríamos ver algo repetido en nuestra propia zona conflictiva.



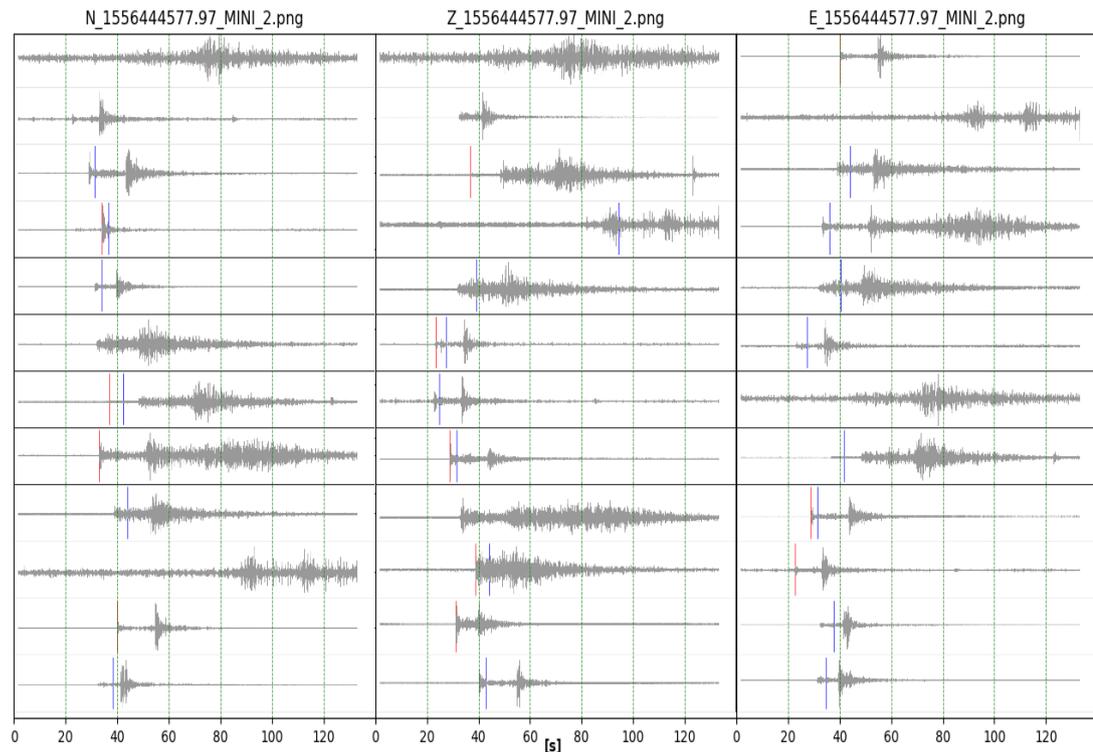
**Figura 6.1.1:** Mapeo sísmico obtenido con datos de microsismicidad de acuerdo a Sippl et al. (2021) entre los  $\sim 30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S. Destacamos que la cantidad de eventos está expresada logaritmicamente para evitar el ocultamiento gráfico que provocan los eventos principales y su alta cantidad de réplicas.

### 6.1.1. Sugerencias en mejora gatillado automático

Mejorar la detección de las fases fue un problema recurrente al observar generalmente pocos picks reagrupados por Binder en los archivos de salida del localizador; A continuación una lista de fechas con eventos claros que podrían ser útiles para calibrar un mejor gatillado automático.

**Cuadro 6.1.1:** Horas con eventos nítidos capturados por Binder y discriminados manualmente en nuestro catálogo.

Fecha contenedora	Fecha evento
2019-01-12T05:00:00	1547270517.55
2019-01-20T02:00:00	1547951758.98
2019-01-20T05:00:00	1547961076.40
2019-01-20T06:00:00	1547964153.43
2019-01-20T11:00:00	1547982819.47
2019-01-20T08:00:00	1547972048.80
2019-01-22T00:00:00	1548117402.85
2019-01-22T16:00:00	1548173964.16
2019-04-28T09:00:00	1556444577.97
2019-04-28T09:00:00	1556444586.29
2019-05-10T15:00:00	1557503878.35
2019-12-04T02:00:00	1575426508.01
2019-12-11T07:00:00	1576049292.43



**Figura 6.1.2:** Evento modelo: Gran cantidad de estaciones con llegadas claras, mas el metodo no está funcionando bien a la hora de detectar las fases deseadas en cada traza.

### 6.1.2. Relocalización

De acuerdo a la última sugerencia para mejorar el localizado de hipocentros, se menciona la importancia del uso de tiempos P-S a fin de resolver un problema de inversión de manera más sencilla, menos expuesto a los errores del método de iteración con una sola fase (desarrollados en el Marco Teórico 3).

A partir de lo expuesto por Fuenzalida et al. (2013) en un estudio de relocalización para réplicas de terremotos en Tocopilla, se sugiere el aplicado de alguno de los siguientes puntos en caso de tener resuelto el problema en los gatillados incompletos para toda estación (Ver 6.1.2):

- Uso del software de localización **Nonlinloc** (Lomax et al. (2000)) a partir de modelos de velocidad 1D y 2D para la ventana de Antofagasta (Husen et al. (2000), Patzwahl et al. (1999))
- Relocalización a través del método de **Doble Diferencia** (Waldhauser and Ellsworth (2000)) Este método relaciona diferencias de tiempo de viaje en pares para eventos cercanos grabados por el mismo instrumento, correlacionándolos con su separación espacial. La Doble diferencia es muy precisa si los diferenciales de tiempo de viaje se miden utilizando correlación cruzada de la forma de onda. De acuerdo al documento, serían más preciso que el uso de picks manuales.

Coefficientes  $S$  de correlación mayores a 0,7 se guardaron para aplicar relocalización, donde el coeficiente de la estación/pick además será el peso en la inversión del hipocentro. Se permiten correlaciones para eventos con un máximo de distancia epicentral de 15 [km].

## 6.2. Discusión Geofísica

Desde el segmento Tal-Tal-La Serena, ampliamente reconocido por tener un carácter anómalo en cuanto a sismicidad y volcanismo, se desprenden a su vez dos subzonas menos reconocidas (Tal-Tal-Copiapó y Copiapó-Serena). Estando la sismicidad altamente esparcida hacia el este, falta de volcanismo y anomalías geológicas (sierras pampeanas en Argentina) de la sub-sección Copiapó-Serena explicadas por el corrimiento astenosférico causado por el ingreso de la dorsal

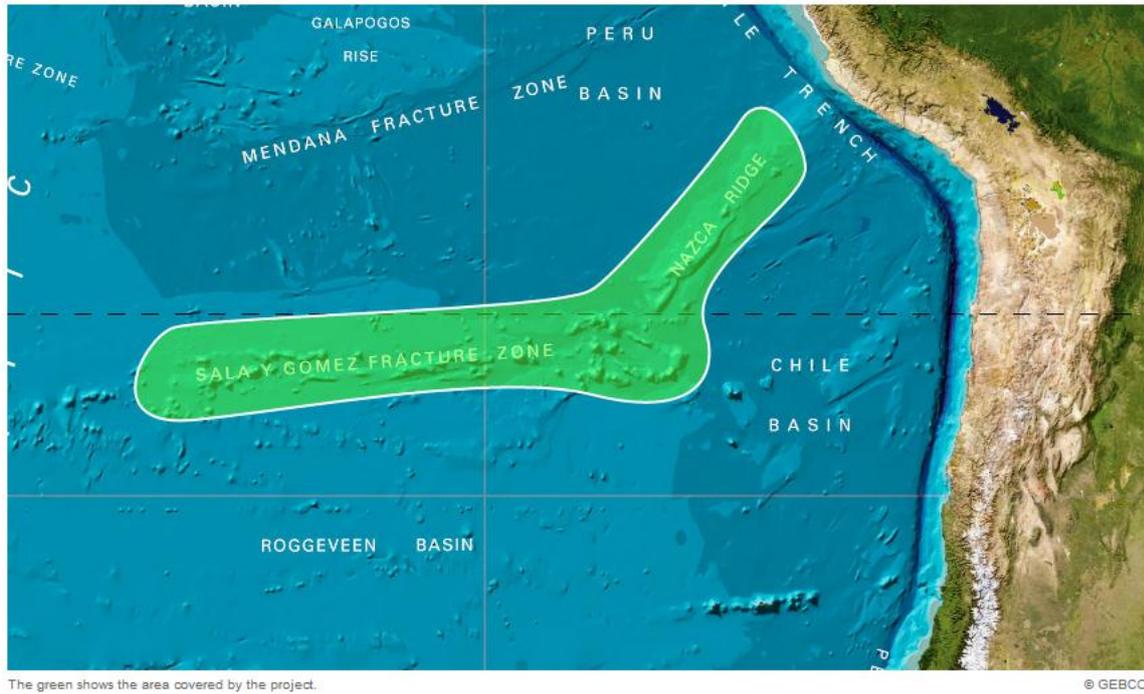
de Juan Fernandez; en cambio, no se ve una clara explicación en la zona TalTal-Copiapó para la ausencia casi total de sismicidad. Por lo mismo es muy difícil recuperar la forma exacta del subsuelo en la ventana que permita finalmente retroalimentar una explicación satisfactoria para esta anomalía ni de la interacción fronteriza entre dos macro segmentos (Arica-Antofagasta vs TalTal-La Serena).

Se barajan algunas hipótesis extraídas desde la literatura que convendría comprobar una vez obtenidos resultados mas concluyentes:

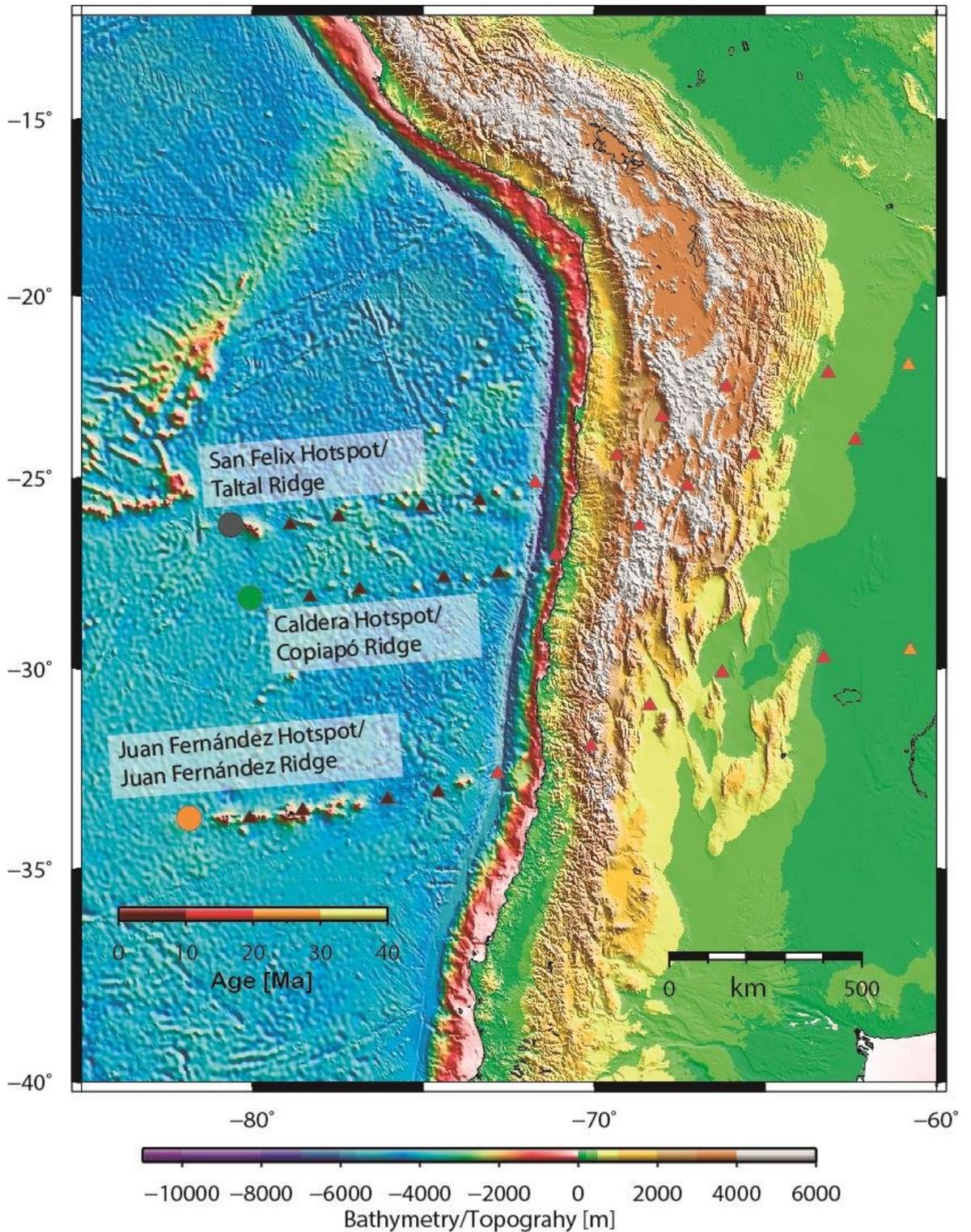
- El contenido de agua en el slab juega un rol superior que la compresión en la deformación, la placa mas superficial estaría altamente serpentizada, conteniendo un volumen superior de agua, disminuyendo la densidad y disminuyendo las velocidades de onda. Se sugiere obtener un modelo de velocidad en TalTal y compararlo con los extremos dentro y fuera del segmento historico <sup>(1)</sup>.
- Puesto que el segmento TalTal es vecino con una entrada de dorsal anómala (J.Fernandez), la estructura cercana seguiría la misma forma que en otras regiones donde ocurre el mismo fenómeno, como las ilustradas por [Gutscher et al. \(1999\)](#): Dorsal de Nazca, seguida al norte por la ya oculta “Meseta Inca”.
- La dorsal Gómez y Salas en su rama inferior (La superior avanza hacia la ya mencionada Dorsal de Nazca (6.2.1)) estaría mas adelantada de lo que se espera, contenida en el segmento de TalTal. Un mejor conocimiento de la zona de subducción chilena permitiría fabricar modelos mas precisos de la subducción futura de dorsales.

---

<sup>1</sup>[Ramos et al. \(2002\)](#),[Rüpke et al. \(2004\)](#)



**Figura 6.2.1:** Ilustramos el camino principal de la dorsal asímica de Gomez y Salas en dirección a Perú. Mas adelante veremos que sale en dirección a nuestra zona critica una sub-rama de importancia discutible.



**Figura 6.2.2:** En rojo las direcciones predichas para el futuro movimiento de las dorsales que abarcan todo el segmento estudiado. Figura obtenida de Bello-González et al. (2018)

## Capítulo 7

### Conclusión

Cerramos el estudio destacando la enigmática sub zona en los alrededores de TalTal, dejando de lado otras regiones estudiadas dentro del segmento que están parcialmente explicadas. La importancia del sub-segmento mencionado aumenta al ser la región de frontera entre dos vastos segmentos morfológicamente muy distintos, destacando el levantamiento del slab para el segmento sur. Obtener un gran número de eventos en esta sub-zona nos habilitaría para confirmar cierto número de hipótesis para la zona, por otra parte se confirman 2000 eventos en un año para la sub-zona inmediatamente al sur de Copiapó-La Serena lo que evidencia que la zona está sísmicamente activa.

El segundo punto trata de las limitaciones metodológicas a la hora de aplicar la localización obligándonos en futuras revisiones de la ventana a usar herramientas más sensibles (microtremores y relocalizaciones con captura S), además de lograr una mejor captura/gatillado automático en la zona y el uso de estaciones al oeste de la ventana. Un ampliamiento temporal de la red en las cercanías de TalTal sería de gran ayuda.

Se procede a entregar el código utilizado más un manual de su uso para manejo educativo<sup>1</sup>, además de una lista de eventos en la ventana de tiempo 2019 frente a una futura relocalización.

---

<sup>1</sup><https://www.dgeo.udec.cl/investigacion/centro-de-publicaciones/tesis/>

## Bibliografía

- Allen, R. V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the seismological society of America*, 68(5):1521–1532.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.
- Armijo, R. and Thiele, R. (1990). Active faulting in northern chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1):40–61.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. H. (2018). *Parameter estimation and inverse problems*. Elsevier.
- Baer, M. and Kradolfer, U. (1987). An automatic phase picker for local and teleseismic events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4):1437–1445.
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G. P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., and Cornejo, N. (2017). Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central chile (ca. 29–33° s). *Basin Research*, 29(6):798–815.
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., and Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off south america since paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the andean margin. *Gondwana Research*, 64:216–234.
- Bormann, P. (2002). New manual of seismological observatory practice.
- Cahill, T. and Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12):17503–17529.
- Caniupan, N. M. T. (2021). Estudio de sismicidad local en la region de magallanes, utilizando la red sismologica de enap.
- Chaouch, A. and Mari, J. (2006). 3-d land seismic surveys: definition of geophysical parameter. *Oil & Gas Science and Technology-Revue de l'IFP*, 61(5):611–630.
- Cifuentes, R. I. L. (2019). Tomografía sísmica en las vecindades del punto triple chileno a partir de datos de sísmicidad local.

- Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., and Peyrat, S. (2016). Three-dimensional elastic wave speeds in the northern chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2):1080–1105.
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., and Hello, Y. (2002). Seismicity and stress distribution in the copiapo, northern chile subduction zone using combined on-and off-shore seismic observations. *Physics of the earth and planetary interiors*, 132(1-3):197–217.
- Cox, A. and Hart, R. B. (2009). *Plate tectonics: How it works*. John Wiley & Sons.
- Di Stefano, R., Aldersons, F., Kissling, E., Baccheschi, P., Chiarabba, C., and Giardini, D. (2006). Automatic seismic phase picking and consistent observation error assessment: application to the italian seismicity. *Geophysical Journal International*, 165(1):121–134.
- Dickey, J., Borghetti, B., and Junek, W. (2019). Improving regional and teleseismic detection for single-trace waveforms using a deep temporal convolutional neural network trained with an array-beam catalog. *Sensors*, 19(3):597.
- Diehl, T., Deichmann, N., Kissling, E., and Husen, S. (2009). Automatic s-wave picker for local earthquake tomography. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3):1906–1920.
- Fuenzalida, A., Schurr, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., and Madariaga, R. (2013). High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 tocopilla (chile) earthquake. *Geophysical Journal International*, 194(2):1216–1228.
- Gerbault, M., Cembrano, J., Mpodozis, C., Farias, M., and Pardo, M. (2009). Continental margin deformation along the andean subduction zone: Thermo-mechanical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3-4):180–205.
- Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., and Maury, R. (1999). The “lost inca plateau”: Cause of flat subduction beneath peru? *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):335–341.
- Havskov, Jens Bormann, P. (2011). Topic seismic source location.
- Hernández, C. A. C. (2013). Caracterización de suelo en villa las araucarias (arauco) mediante refracción de microtemores.
- Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I. M., Lee, C.-S., and Miller, M. (2014). Anatomy of a megathrust: The 2010 m8. 8 maule, chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 405:142–155.
- Husen, S., Kissling, E., and 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.
- Isacks, B. L. and Barazangi, M. (1977). Geometry of benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1:99–114.
- Jones, J. P. and van der Baan, M. (2015). Adaptive sta-lta with outlier statistics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3):1606–1618.
- Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., and Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3):341–361.
- Küperkoch, L., Meier, T., and Diehl, T. (2011). Chapter 16: Automated event and phase identification. *iaspei new manual of seismological observatory practice (nmsop)*.
- Küperkoch, L., Meier, T., Lee, J., Friederich, W., and Group, E. W. (2010). Automated determination of p-phase arrival times at regional and local distances using higher order statistics. *Geophysical Journal International*, 181(2):1159–1170.
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Elsevier.
- Li, L., Tan, J., Schwarz, B., Staněk, F., Poiata, N., Shi, P., Diekmann, L., Eisner, L., and Gajewski, D. (2020). Recent advances and challenges of waveform-based seismic location methods at multiple scales. *Reviews of Geophysics*, 58(1):e2019RG000667.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3d and layered models. In *Advances in seismic event location*, pages 101–134. Springer.
- Ma, Y., Hale, D., Meng, Z., and Gong, B. (2010). Full waveform inversion with image-guided gradient. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010*, pages 1003–1007. Society of Exploration Geophysicists.
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., and Pardo, M. (2014). Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-d regional travelttime tomography and petrological modelling of central chile and western argentina (29–35 s). *Geophysical Journal International*, 199(3):1633–1654.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., and Echtler, H. P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, araucos peninsula, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Metois, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the chilean subduction zone (38–18 s). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5):1431–1449.

- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., and Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2):3211–3214.
- Nippres, S., Rietbrock, A., and Heath, A. (2010). Optimized automatic pickers: application to the ancorp data set. *Geophysical Journal International*, 181(2):911–925.
- Ochoa Cornejo, F. A. (2007). *Caracterización geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh*. PhD thesis.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., and Giese, P. (1999). Two-dimensional velocity models of the nazca plate subduction zone between 19.5° s and 25° s from wide-angle seismic measurements during the cinco95 project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4):7293–7317.
- Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the andes: Present-day and mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1):2–25.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., and Pérez, D. J. (2002). The pampean flat-slab of the central andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1):59–78.
- Rietbrock, A., Ryder, I., Hayes, G., Haberland, C., Comte, D., Roecker, S., and Lyon-Caen, H. (2012). Aftershock seismicity of the 2010 maule mw= 8.8, chile, earthquake: Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution? *Geophysical Research Letters*, 39(8).
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.
- Rüpke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M., and Connolly, J. A. (2004). Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2):17–34.
- Sabbione, J. I., Rosa, M. L., Velis, D. R., and Sabbione, N. C. (2011). Análisis comparativo de diferentes métodos de picado automático de fases en terremotos registrados en la estación sismológica de la plata (lpa). *Geoacta*, 36(2):189–209.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G., and González, G. (2019). Crustal faults in the chilean andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46(1):32–65.
- Sepúlveda, M. V. A. (2021). Deteccion de eventos sismicos en volcan copahue mediante red neuronal artificial.
- Sharma, B., Kumar, A., and Murthy, V. (2010). Evaluation of seismic events detection algorithms. *Journal of the Geological Society of India*, 75(3):533–538.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University press.
- Sipl, C., Moreno, M., and Benavente, R. (2021). Microseismicity appears to

- outline highly coupled regions on the central chile megathrust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(11):e2021JB022252.
- Sipl, C. and Schurr, B. (2017). Anatomy of a subduction zone-seismicity structure of the northern chilean forearc from >100,000 double-difference relocated earthquake hypocenters. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 5466.
- Sipl, C., Schurr, B., Yuan, X., Mechie, J., Schneider, F., Gadoev, M., Orunbaev, S., Oimahmadov, I., Haberland, C., Abdybachaev, U., et al. (2013). Geometry of the pamir-hindu kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(4):1438–1457.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). An introduction to seismology. *Earthquakes, and Earth*, 7(9):10.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., and Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the nazca plate and the andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Tassara, A. and Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 s). *Revista geológica de Chile*, 30(2):159–186.
- Trebbin, N. and Wassermann, J. (2010). Seismic data analysis with obspy. *BSc, Ludwig-Maximilians-University Munich*.
- Wada, I. and Wang, K. (2009). Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10).
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern hayward fault, california. *Bulletin of the seismological society of America*, 90(6):1353–1368.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., et al. (2000). Subduction and collision processes in the central andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, 408(6815):958–961.
- Yuan, Z., Zhu, Y., He, M., and Cao, Q. (2021). Towards accurate seismic events detection using motion sensors on smartphones. *Journal of Ambient Intelligence and Humanized Computing*, pages 1–10.

# Apéndice A

## Origen fuerzas de subducción

### A1. Introducción

En este apartado justificaremos extensamente los dos fenómenos principales a la hora de modelar analíticamente el origen de las fuerzas existentes para un borde de subducción; fuerzas que teóricamente deberían coincidir con los perfiles sísmicos localizables. Desarrollos y definiciones extraídas de los textos [Stein and Wysession \(2003\)](#) y [Cox and Hart \(2009\)](#).

Expliquemos superficialmente cada uno:

1. **Convección Térmica de la Astenosfera:** El principio detrás del movimiento de convección lo hallamos en el salto gigantesco de temperaturas en los primeros 100 km de profundidad, pasando de 0°C a ~1300°C, tan grande es el salto que redefine el estado del material presente (litosfera-astenosfera).

Para lograr modelar y entender este fenómeno correctamente, se cuenta con aproximaciones tanto analíticas como numéricas. Iniciándonos con la aproximación analítica, debemos aclarar el origen de esta fuerza en el extremo contrario a la caída en zona de subduccion; así, primero modelaremos el ascenso viscoso en dorsales como la existente a mitad del Océano Pacífico.

- **A) Formación de Isotermas** Modelamos la existencia de Isotermas

con una ecuación 1D de flujo de calor, se resuelve la ecuación diferencial con condiciones de borde allí donde la litosfera topa con el océano: Se concluye la existencia de isotermas que varían su incremento según la raíz cuadrada de la edad litosférica.

La veracidad de esta ecuación queda confirmada al observar el aumento de profundidad en el suelo oceánico a medida que nos alejamos de la dorsal. Así, al otro extremo de la placa tenemos el proceso inverso de entrada del material. El punto anterior se confirma además con el principio de isostasia, equilibrando profundidades con cambios de densidad dada la variación de temperatura.

- **B) Reingreso del slab siguiendo isotermas** Entendidas las ecuaciones que gobiernan la salida y movimiento del material en la litosfera, pasamos a modelar las fuerzas de reingreso por convección del slab en una falla y el desfase de las Isotermas en el interior del Slab. Este modelado de reingreso se logra con una versión mas compleja de la misma Ec. de calor del punto A), pero con el añadido del termino diferencial para campo de temperatura en función de 2 variables espaciales + el tiempo:  $T(x,y,t)$ . Esta vez la solución a la ec. diferencial se obtiene con un desarrollo en serie; finalmente obtenemos una expresión para el máximo de la penetración de la isoterma al caer, dependiendo de valores como la tasa de subducción, ancho de placa y **Numero de Reynolds**.

El modelo puede seguir desarrollandose a mayores profundidades, pero se sale del tema de estudio.

2. **Slab oceánico en caída:** Modelado a partir del fenómeno de la buoyancia. La placa oceánica cuya corteza tiene una composición mayoritaria de basalto, enfriada por la conducción térmica explicada anteriormente a lo largo del tiempo y avance espacial (sumado al enfriamiento por acción del océano al emerger de la dorsal, en su primer tramo), tiene mayor densidad

que su homóloga continental, hundiéndose bajo la última, de composición mayormente granítica.

Relacionando la fuerza de boyancia con el modelo analítico de temperatura explicado con el cambio de densidad (Punto A), modelamos el slab en caída obteniendo una ecuación de fuerza orientada hacia abajo llamada "**Slab Pull**", de comportamiento diferente según la distancia al centro de masa del slab.

La Fuerza Slab Pull es relativa a las fuerzas resistiendo en la zona de subducción (tanto el material desplazado del manto viscoso empujado por delante, como las fuerzas de empuje en los costados y resistencia en interfaces. El roce se manifiesta en eventos sísmicos).

Este modelado es consistente con dos evidencias:

- a) Velocidad (GPS) de placa incrementada cerca del Slab.
- b) Mecanismos focales de eventos muestran compresión bajo el dip en profundidad y tensión down-dip en tramos superficiales.

Luego se suma otro efecto al esfuerzo del diferencial T: Diferencias minerales entre el slab y el entorno que atrasan o adelantan el cambio de fase del slab. Este fenómeno se modela con la relación termodinámica llamada "Ecuación de Clapeyron" para calcular el desplazamiento en el cambio de fase del slab.

A continuación el desarrollo matemático para los puntos anteriores:

### **A1.1. Isotermas de convección como formadoras del slab**

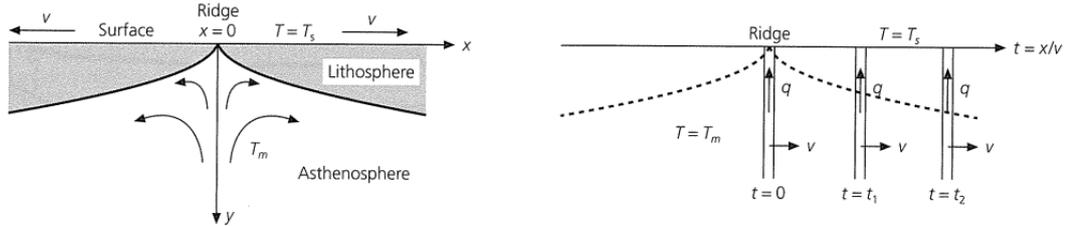
- **A)** Iniciamos matemáticamente el modelado de la dorsal con la ecuación de calor para el enfriamiento de un semiespacio (Cooling halfspace).

\* Sea la ecuación de flujo de calor en 1D la relación entre el cambio de

Temperatura vs tiempo según la tasa a la que el calor es conducido:

$$\frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = \frac{\kappa}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} = K \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} \quad (A1.1)$$

Donde K= difusividad termica o tasa de conducción del calor.



**Figura A1.1:** Figura donde se plantea el enfriado en profundidad de un segmento de material en forma de una franja en 1-D. Cada instante se asume un movimiento proporcional mas lejano del origen. Figura extraída del texto [Stein and Wysession \(2003\)](#)

\* Resolvemos la ecuacion diferencial: Solucion(1)

$$T(z, t) = T_s + (T_m - T_s) \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{kt}}\right) \quad (A1.2)$$

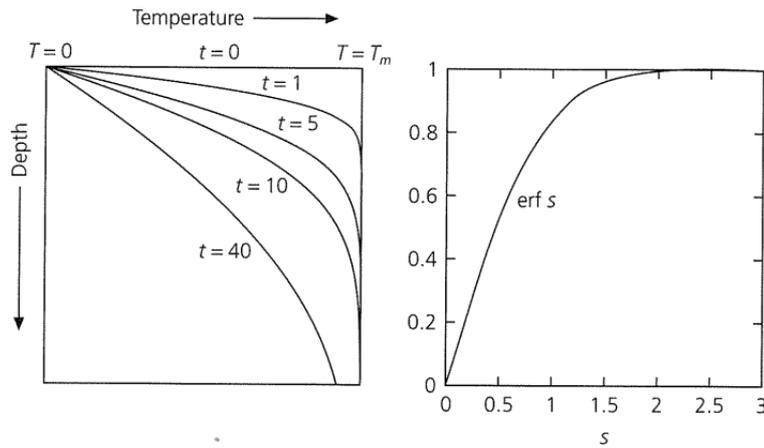
$$\operatorname{erf}(s) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^s e^{-\sigma^2} d\sigma \quad (A1.3)$$

\*Asumiendo que la Litosfera se enfria en superficie por el oceano a Ts=0°C, Luego:

$$T(z, t) = T_m \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{kt}}\right) \quad (A1.4)$$

\* Obtenemos la temperatura a profundidad Z para el material al transcurrir t(s). Asumimos que la Lisotsfera se aleja del dorsal a la mitad de la tasa de esparcido (2v) ó sea t=x/2v, luego la ecuación anterior:

$$T(z, t) = T_m \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{k\frac{x}{v}}}\right) \quad (A1.5)$$



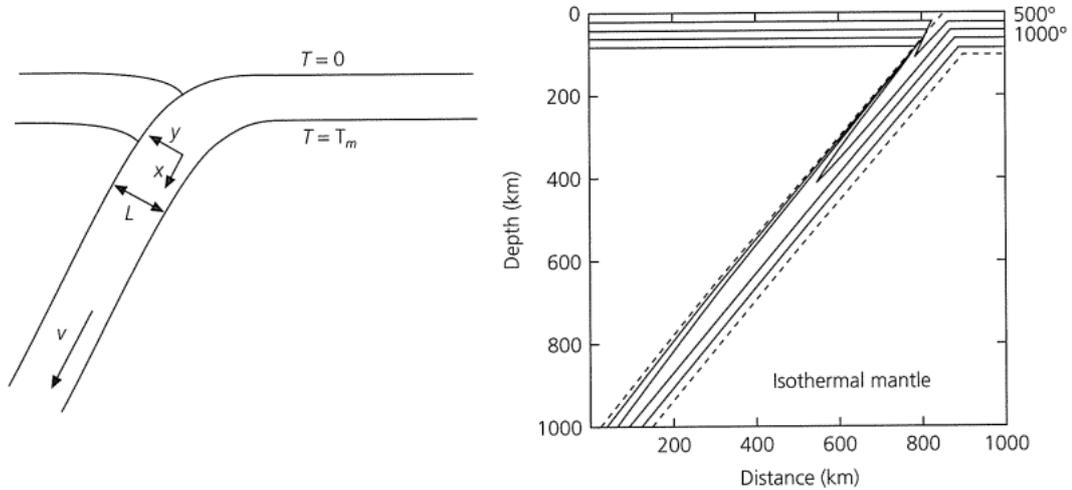
**Figura A1.2:** Isotermas de enfriado en profundidad y curva de la función error.

\* Allí donde tenemos que la función error es constante, logramos encontrar las isothermas en profundidad.

Así, afirmamos que la profundidad a la que hallamos cierta temperatura se incrementa según la raíz cuadrada de la edad (expansión en  $x$ ) de la Litosfera:

$$\frac{z_c}{2\sqrt{kt}} \Rightarrow z_c = 2c\sqrt{kt} \quad (\text{A1.6})$$

Esta afirmación tiene una serie de consecuencias observables, como el hundimiento del suelo oceánico a medida que aumenta la edad de la litosfera (y por ende la distancia con la dorsal). Así, al otro extremo de la placa tenemos el proceso inverso de entrada del material, pero con el efecto de hundimiento temporal demostrado en los puntos anteriores.



**Figura A1.3:** A la derecha el modelo de reingreso con isoterma desfasada del material conformado en un Slab; Lograr expresarlo matemáticamente debería dar una pista de los bordes límite de roce y la sismicidad esperable. A la izquierda los parámetros que nos permiten llegar a tal ecuación.

- **B) Reingreso de material: Desfase isotérmico:** Entendidas las ecuaciones que gobiernan la salida y movimiento del material en la litosfera, pasamos a modelar las fuerzas de reingreso por convección del slab en zona de subduccion y el efecto en el desfase en profundidad de la temperatura del slab respecto al entorno.

\* Partimos con una versión de la ecuación de calor para la dorsal:

$$\rho C_p \left( \frac{\partial T}{\partial t} + v \nabla T \right) = \nabla \cdot (\kappa \nabla T) + \varepsilon \tag{A1.7}$$

\* Describe la evolución del campo de temperatura  $T(x,y,t)$  como función 2D del tiempo. Ahora la coordenada  $x$  apunta a lo largo del slab subductado, además de considerar al slab infinito en la otra dirección.

- a)  $\nabla \cdot (\kappa \nabla T)$  : Término de conducción de calor
- b)  $v \nabla T$ : Término de transferencia de calor por movimiento de material.
- c)  $\varepsilon$  : Fuentes adicionales de calor no conocidas.

\* Asumiendo que diferencial  $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ , y  $\varepsilon = 0$ , simplificamos:

$$\rho C_p v \frac{\partial T}{\partial x} = \kappa \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \quad (\text{A1.8})$$

\* Solución en serie:

$$T(x, y) = T_m \left[ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} c_n \exp\left(\frac{-\beta_n x}{L}\right) \sin\left(\frac{n\pi y}{L}\right) \right] \quad (\text{A1.9})$$

- $c_n = \frac{(-1)^n}{n\pi}$
- $\beta_n = (R^2 + n^2\pi^2)^{\frac{1}{2}} - R$
- $R = v \frac{L}{2\kappa}$  : Número de Reynolds adimensional termal<sup>1</sup>.

\* Asumiendo que R mayor a  $\pi$ , aproximamos:

$$T(x, y) \simeq T_m \left[ 1 - \left(\frac{2}{\pi}\right) \exp\left(-\pi^2 \frac{x}{2RL}\right) \sin\left(\frac{\pi y}{L}\right) \right] \quad (\text{A1.10})$$

Sea  $\frac{\partial T}{\partial y} = 0 \Rightarrow y = \frac{L}{2}$ .

\* Por ultimo una temperatura de isoterma  $T_0$  penetra en el slab a un máximo de:

$$T_0(x_0, \frac{L}{2}) = T_m \left[ 1 - \frac{2}{\pi} \exp\left(\frac{-\pi^2 x_0}{2RL}\right) \right] \quad (\text{A1.11})$$

\* Distancia máxima down-dip para la isoterma.

$$x_0 = -v \frac{L^2}{\pi^2 k} \ln \left[ \pi \frac{T_m - T_0}{2T_m} \right] \quad (\text{A1.12})$$

\* Queremos calcular la profundidad de esta distancia, multiplicamos por  $\sin(\delta)$  con  $\delta = \text{Dip}$  del slab. Así se convierte la tasa de subduccion  $v$  en  $\sin(\delta)$ .

Comentando el resultado, la máxima profundidad de la isoterma es proporcional a la velocidad de subducción y el cuadrado del ancho de placa. Una subducción más rápida o un slab mas grueso permite al material ir mas profundo antes de calentarse. Si asumimos que el cuadrado del ancho de placa es proporcional a la edad de esta, la profundidad máxima de una isoterma en

<sup>1</sup>Se define a R como la razón a la que: “la tasa en que el material frío es subductado vs a la que este se calienta por conducción.”

el slab subductante es proporcional a la tasa vertical de descenso por cantidad de veces el tiempo( $t$ ) de la litosfera subductante. El modelo puede seguir desarrollandose a mayores profundidades, pero se sale del enfoque de la Tesis.

### A1.2. Fuerzas en un slab oceánico subductante

No es suficiente obtener las isotermas correctas en profundidad (que debieran demarcar los bordes del slab) para entender el comportamiento sísmico, pues observaciones muestran diferencias entre la sismicidad en alta y baja profundidad. Modelamos la caída del slab a partir del fenómeno de boyancia. La placa oceánica a causa de su menor temperatura debido a la infiltración milenaria de agua está mas fría que su homologa y por lo tanto mas densa, cayendo bajo la continental.

\* Sea la fuerza de la boyancia:

$$F = \int_0^L \int_0^\infty g[\rho(x, y) - \rho_m] dx dy \quad (\text{A1.13})$$

\* Si el material del slab esta a temperatura  $T_m$  con densidad  $P_m$ , el material en el slab en el punto(x,y) tiene densidad:

$$\rho(x, y) \simeq \rho_m + \frac{\partial \rho}{\partial T}[T(x, y) - T_m] = \rho_m + \rho'(x, y) \quad (\text{A1.14})$$

\* Para la placa enfriándose, la perturbación de la densidad es:

$$\rho'(x, y) = \alpha \rho_m [T_m - T(x, y)] \quad (\text{A1.15})$$

\* Finalmente para el modelo analítico de temperatura, la integral sobre el slab entrega una fuerza :

$$F = \frac{g \alpha \rho_m T_m v L^3}{24k} \quad (\text{A1.16})$$

\* Esta fuerza se conoce como **Slab Pull**, es la fuerza que jala a la placa hacia abajo, subductandola. La fuerza anterior es relativa a las fuerzas resistiendo en la zona de subduccion:

- a) Material desplazado del manto viscoso empujando por delante.  
 b) Fuerzas de empuje en los costados y resistencia en interfase.

\*Para expresar su aplicación en el slab, modelamos ahora el esfuerzo causado por la caída de este a partir de una columna material de longitud  $L$  con densidad  $\rho$ . Partimos desde una versión de la 2° ley de Newton para el esfuerzo:

$$\frac{\partial \sigma_{zz}(z)}{\partial z} = -\rho g \quad (\text{A1.17})$$

\*Luego el esfuerzo como función de la profundidad se halla integrando:

$$\sigma_{zz}(z) = -\rho g z + C \quad (\text{A1.18})$$

\* Para condición de borde en el inicio de la falla; ( $z=0 \rightarrow c=0$ )

$$\sigma_{zz}(z) = -\rho g z \quad (\text{A1.19})$$

\* Luego modelamos el equilibrio consistente para el inicio y final de una columna de material

$$T_z = \sigma_{zz} n_z \quad (\text{A1.20})$$

\* En el inicio  $t_z(0) = 0$ . Y en el fondo;  $t_z(L) = -\rho * g * L$  Sosteniendo la columna.

$$T_z(L) = -\rho g L \quad (\text{A1.21})$$

\* Este resultado se equipara a una columna de material parada en la superficie terrestre. Ahora imaginemos la situación inversa, con el estrés cero en el fondo, obtenemos:

$$\sigma_{zz}(z) = \rho g (L - z) \quad (\text{A1.22})$$

\* Así, la columna queda en extension ( $\sigma_{zz}$  positiva) en el segmento superior:

$$T_z(0) = \rho g L \quad (\text{A1.23})$$

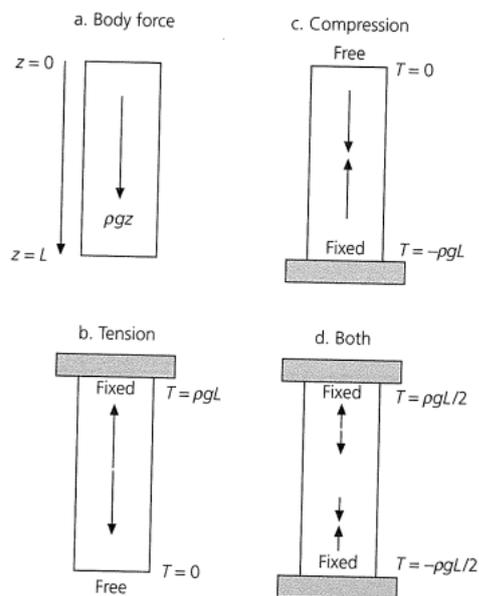
Esto modela un material colgando sobre su propio peso.

\* Si la columna esta sostenida igualmente a ambos extremos, luego podemos afirmar:

$$T_z(0) = -T_z(L) \quad (\text{A1.24})$$

$$\sigma_{zz}(z) = \rho g \left( \frac{L}{2} - z \right) \quad (\text{A1.25})$$

\* Así, si la columna esta en extensión en la parte superior ( $z < \frac{L}{2}$ ) y en compresión bajo ese punto.



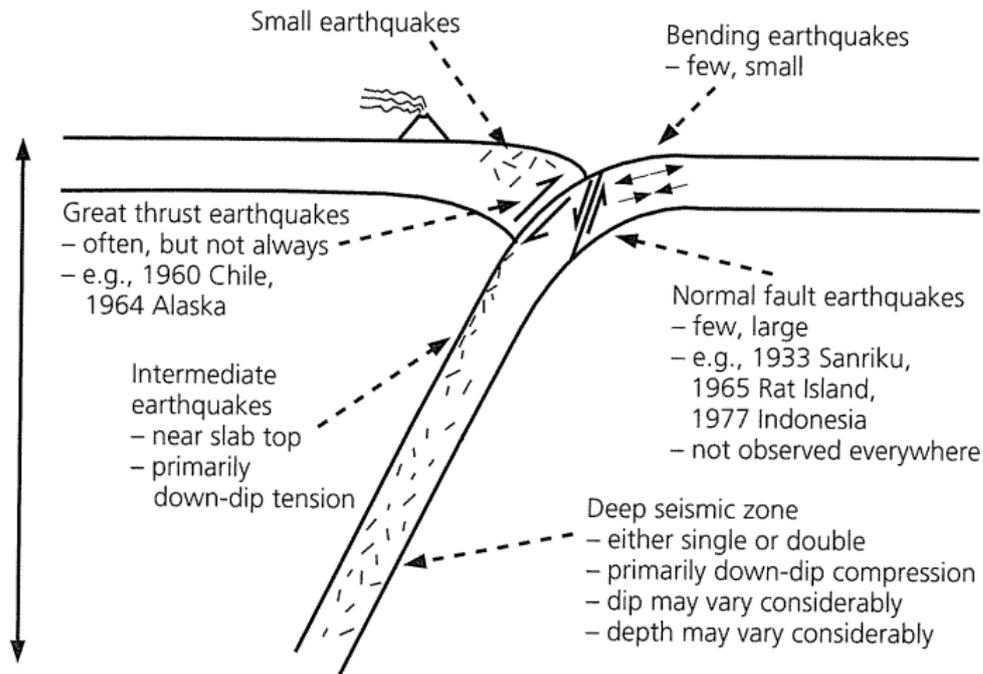
**Figura A1.4:** Imagen resumen del desarrollo anterior. El separado del comportamiento del slab tendrá consecuencias en la sismica de cada mitad. Imagen de [Stein and Wysession \(2003\)](#).

Este modelado es consistente con dos evidencias:

- Velocidad (GPS) de placa se incrementa cerca del slab.
- Mecanismo focales de eventos muestran compresión bajo el dip en profundidad y tensión down-dip en tramos superficiales.

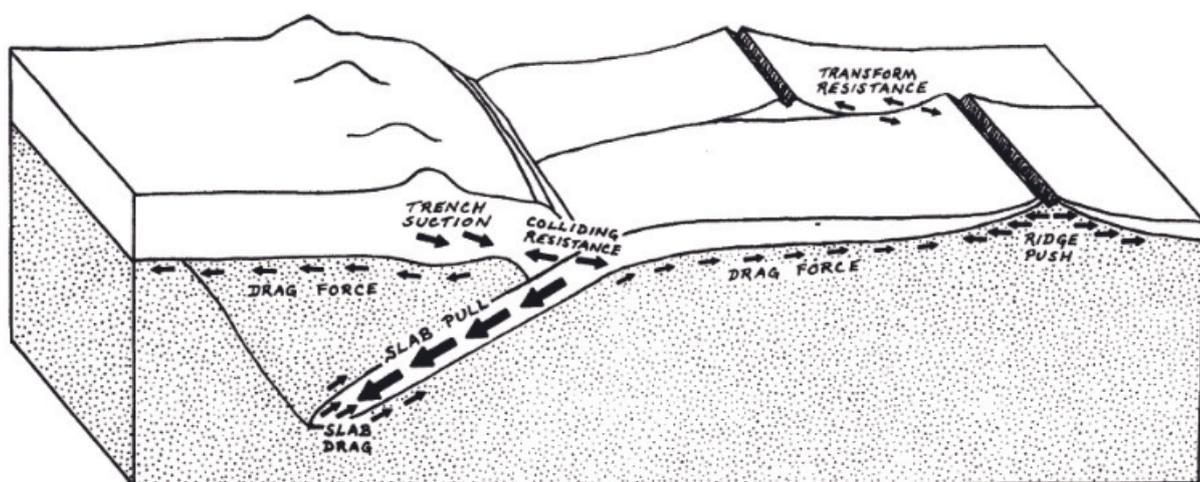
Luego se suma al esfuerzo del diferencial de  $T$ , otro efecto: Diferencias minerales entre el slab y el entorno que atrasan o adelantan el cambio de fase del slab. Este fenómeno se modela con la relación termodinámica

llamada *Ecuación de Clapeyron* para calcular el desplazamiento en el cambio de fase del slab; Sin embargo este tramo ya no es relevante para nuestro estudio.



**Figura A1.5:** Ilustramos en la imagen la consecuencia sísmica de la segmentación física del slab en zonas de tensión y de compresión. Esquema extraído de [Stein and Wysession \(2003\)](#)

En resumen, la dinámica del borde de subducción está dirigida por el reingreso de una masa de tierra que en su interior conserva y desfasa temperaturas superficiales modelables en isotermas. A las fuerzas producto de esta interacción se le añade la segmentación superior-inferior provocada por la “caída libre” de la columna de material. La sísmica esperada entonces debería seguir los contornos térmicos obtenidos con este modelado y estar segmentada además en profundidad. Cualquier anomalía respecto a este modelo permite descubrir fenómenos a escala local.



**Figura A1.6:** Esquema de fuerzas detrás del hundimiento en borde de subducción descontando la desaceleración en profundidad. Imagen extraída de Cox and Hart (2009).

- a) **F<sub>df</sub> (Mantle Drag):** Tracción debida al acople viscoso entre la placa y la astenosfera.
- b) **F<sub>rp</sub> (Ridge Push):** Fuerza por unidad de longitud que ejerce la dorsal al emerger al otro extremo de la placa.
- c) **F<sub>sp</sub> (Slab Pull):** Fuerza tensión causada por la caída del slab con variación de densidad frente al manto circundante.
- d) **F<sub>sd</sub> (Slab Drag):** Fuerza resistencia del entorno viscoso a la entrada del slab.
- e) **F<sub>cr</sub> (Colliding Resistance):** Fricción en el borde de interacción de dos placas diferentes.
- f) **F<sub>su</sub> (Suction Force):** Fuerza tensión consecuencia del Slab Pull, pero esta vez sobre la placa continental, la cual “avanza” en dirección contraria al movimiento de la placa oceánica. La evidencia mas grande de su existencia está en el Anillo Pacífico y el constante acercamiento continental hacia el origen de la cuenca a mitad del océano. Su explicación dinámica estaría en la masa astenosferica arrastrada por el Slab Pull, la cual movería la trinchera a dirección contraria al slab subductante por el déficit de material resultante.

## Apéndice B

# Ondas sismológicas y teoría de rayos

### B1. Ondas sismológicas

Anexo dedicado a justificar la existencia de ondas sísmicas a través de la mecánica de medios continuos y dar una idea de un frente de onda en el subsuelo a través de la teoría de rayos.

Lo que conocemos como ondas sísmicas provienen del estudio de la propagación espacial de la deformación sobre un elemento de volumen continuo en un medio elástico que permite su traslado en el espacio. El objetivo de la física desarrollada en el capítulo es modelar este movimiento en función del espacio y el tiempo.

De este movimiento se desprenden dos fuerzas:

- **Esfuerzo:** Vector relativo a la cantidad de fuerza aplicada sobre un Área.
- **Deformación:** Desplazamiento para cada partícula del volumen afectado. Dependiendo del ángulo de interacción con el esfuerzo y las propiedades elásticas del medio, tenemos que este puede o no causar deformación (F. COMPRESIÓN vs CIZALLE).

### B1.1. Esfuerzo vs Deformación

Viéndonos enfrentados al problema de modelar estas fuerzas en el espacio; Iniciando con la deformación, enumeramos los dos tipos de movimientos que un cuerpo puede sufrir:

1. Traslaciones y Rotaciones de comportamiento solido-rígido.
2. Deformaciones internas.

Si nos limitamos a describir un vector continuo en función de espacio-tiempo ( $u(x, t)$ , que representa desplazamiento de una partícula del medio), solo se pueden describir adecuadamente traslaciones y rotaciones. Las deformaciones internas exigen modelar cambios *longitudinales y angulares*.

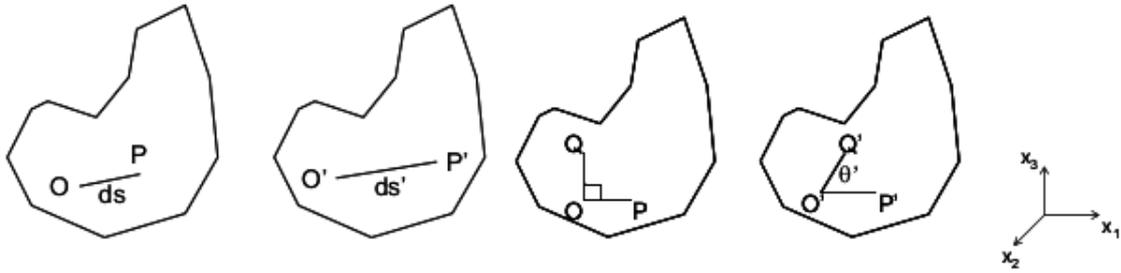
Describiendo inicialmente el cambio de posición para una línea ( $ds$ ), modelamos la Traslación del solido rígido (*deformación normal*), si añadimos otra ecuación que incluya un cambio angular, logramos modelar el cambio interno del volumen (*deformación de corte*).

La última ecuación exige dos sub-componentes, que al extenderse para cada eje coordenado ( $xyz$ ) nos entregan 9 componentes que definen al **Tensor de Deformación**.

$$\varepsilon_{normal} = \frac{ds' - ds}{ds} \rightarrow \varepsilon_{normal} = \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \quad (B1.1)$$

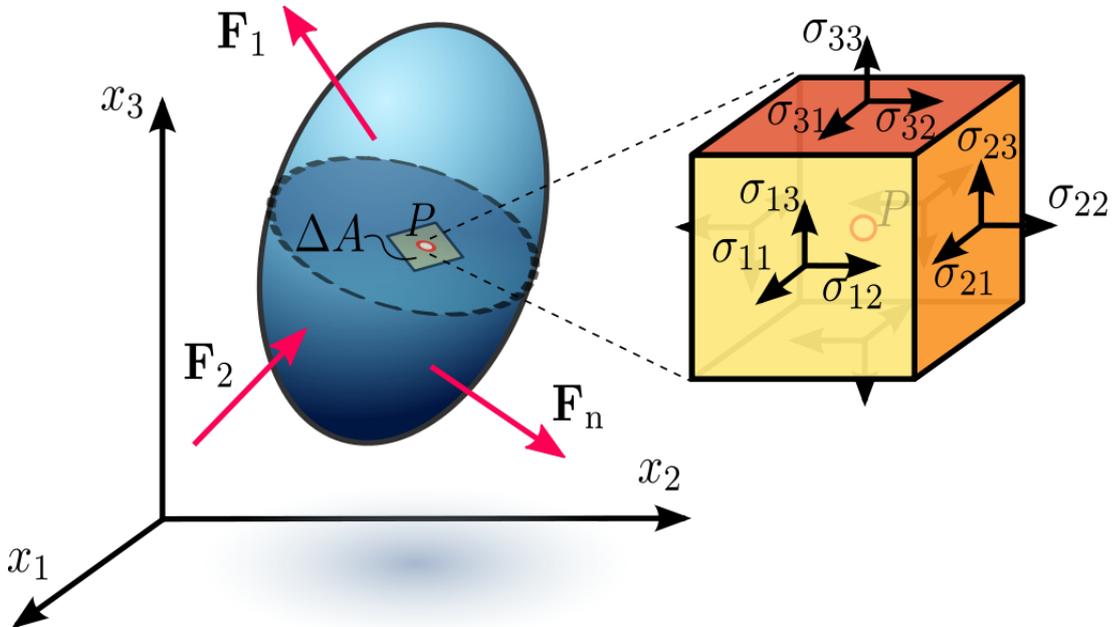
$$\varepsilon_{corte} = \frac{1}{2} \left( \frac{\pi}{2} - \Theta' \right) \rightarrow \varepsilon_{corte} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right) \quad (B1.2)$$

$$\varepsilon_{ij} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{bmatrix} \quad (B1.3)$$



**Figura B1.1:** Arriba:Componentes y Descripción final del Tensor de Deformación simétrico 3x3, de 6 variables independientes en coordenadas cartesianas( $x_1, x_2, x_3$ ), a partir de la descripción geométrica ilustrada abajo para ambos tipos de movimiento.Figura extraída de [Ochoa Cornejo \(2007\)](#).

El esfuerzo en cambio, queda modelado al rebanar un volumen y descubrir que para mantener una partícula de este en su lugar (equilibrio) se requiere aplicar una fuerza por cada componente del sistema coordenado sobre una superficie. A este planteamiento se le conoce como *Hipótesis de estrés de Euler-Cauchy*; Así pues, considerando un sistema de referencia cartesiano, obtenemos un tensor de 3x3 elementos llamado **Tensor de Tensiones/Esfuerzo**.



**Figura B1.2:** Hipótesis de Euler-Cauchy resultante en el tensor de Tensiones, normal en  $v$  al plano hipotético de corte donde se expone una superficie de área  $\Delta A$ . La partícula en cuestión se mantendrá en su lugar si se cumple la segunda condición sobre el momentum resultante  $\Delta M$ .<sup>1</sup>

Figura ilustrativa de un concepto físico extraída de un trabajo sin ninguna relación con la sismología: Swift Heavy Ion Irradiated Boron Nitride With and Without Application of High Pressure. *Robert Gerald Klein*, 2009.

$$\lim \frac{\Delta F}{\Delta A} = \sigma_{vi} \quad \lim \frac{\Delta M_i}{\Delta A} = 0 \quad (\text{B1.4})$$

Arriba:

Finalmente definimos la fuerza Tracción utilizando el Tensor de Esfuerzo descubierto:

$$T_i = \sigma_{ij}n_j \quad (\text{B1.5})$$

Donde los índices i y j representan la dirección normal de la cara involucrada y la dirección de la fuerza aplicada respectivamente.  $n_j$  es el vector unitario de la superficie afectada.

## B1.2. Ecuación de equilibrio

De acuerdo a la **Ley de Hooke** existe una relación proporcional entre elongación y las fuerzas en un área para un material elástico como podemos observar en un resorte, siempre que este medio sea además homogéneo, isotrópico y continuo.

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{1}{AE}F \quad (\text{B1.6})$$

Donde  $\Delta L$  es el alargamiento medido desde longitud original (L), A la sección transversal de la pieza estirada y E el parámetro del material perturbado llamado Modulo de Young. Note los paralelismos con los conceptos de esfuerzo y deformación.

Modelar tensores de esfuerzo y deformación, habilita la definición de una versión mas compleja de la Ley de Hooke para sólidos elásticos en más de una dimensión:

$$\sigma_{ij} = \sum_k \sum_l C_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (\text{B1.7})$$

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (\text{B1.8})$$

$C_{ijkl}$  corresponde al TENSOR DE RIGIDEZ que representa propiedades del volumen-suelo deformado, símil al modulo de Young.

$\Delta$  es el desplazamiento de la unidad de volumen.  $\lambda$  y  $\mu$ , parámetros de Lamé.

### B1.3. Ecuación de movimiento de onda: Fases P y S

Combinando la relación anterior con la segunda ley de Newton obtenemos la ecuación con la que se desplaza la onda en el medio terrestre.

Considerando la sumatoria de fuerzas de volumen/cuerpo y superficie, con  $u$  desplazamiento:

$$\int_V F_i dV + \int_S T_i dS = \int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV \quad (\text{B1.9})$$

Despreciamos el primer termino de fuerzas de cuerpo ( $F_i$ )<sup>2</sup>, se aplica la divergencia de Gauss y la definición de Tracción planteada anteriormente ( $T_i$ ). Así reescribimos nuestra ecuación, esta vez incluyendo el tensor de esfuerzo y conectado a la deformación por la definición (B1,7):

$$\int_S \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} dS = \int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV \quad (\text{B1.10})$$

Continuando la descomposición y aplicando identidades vectoriales, desarrollamos la ecuación hasta obtener una ecuación de movimiento separada en componentes dilatacionales y rotacionales.

$$(\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{u}) - \mu (\nabla \times \nabla \times \vec{u}) = \rho \ddot{u} \quad (\text{B1.11})$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{B1.12})$$

Que corresponden a las dos fases iniciales que se conocen para el fenómeno de las ondas sísmicas, llamadas Ondas de Cuerpo: Primaria(**P**) y Secundaria (**S**), con velocidades características ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) y comportamiento diferente.

<sup>2</sup>Esta aproximación solo sirve para frecuencias  $\geq 0.003[\text{Hz}]$ , allí donde las fuerzas de superficie dominan como fuerza restauradora a la oscilación del medio

Gracias el **Teorema de Helmholtz**<sup>3</sup> podemos redefinir el desplazamiento( $u$ ) como la combinación de un potencial escalar( $\phi$ ) y vectorial( $\psi$ ), en consecuencia podemos redefinir también la ecuación de movimiento de onda en la Tierra (B1,14):

$$u = \nabla\phi + \nabla \times \psi \quad (\text{B1.13})$$

$$\nabla [(\mu + 2\mu) \nabla^2 \phi - \rho\ddot{\phi}] + \nabla \times [\mu \nabla^2 \psi - \rho\ddot{\psi}] = 0 \quad (\text{B1.14})$$

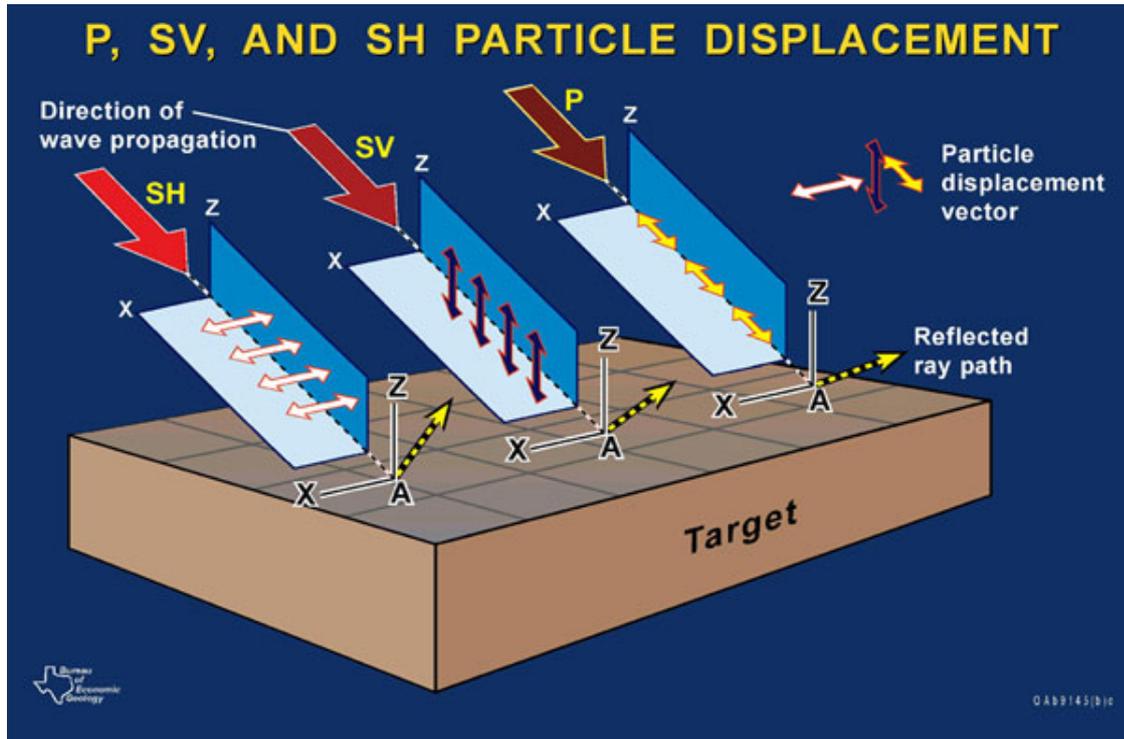
De ahí obtenemos dos ecuaciones diferenciales características para la Fase Compresional (P) y para la Fase de Corte (S). Sus soluciones modelan satisfactoriamente la agitación inicial de un medio elástico, generador de ondas.

$$\nabla^2 \phi - \frac{1}{\alpha^2} \ddot{\phi} = 0 \quad \nabla^2 \psi - \frac{1}{\beta^2} \ddot{\psi} = 0 \quad (\text{B1.15})$$

- La solución para P da como resultado un solo componente, normal al frente de onda.
- La solución para S da como resultado dos componentes (paralelo y normal), con dirección final perpendicular al plano de onda, comprimiendo y dilatando el medio, similar a un zigzag al combinar las componentes que reciben el nombre de **SV** y **SH**.

---

<sup>3</sup>El Teorema de Helmholtz establece que para pequeñas deformaciones y rotaciones, el campo de los corrimientos en el entorno a un punto P se descompone en una traslación  $u_{ip}$ , una rotación  $\omega_{ij}$  y una deformación  $\epsilon_{ij}$ .



**Figura B1.3:** Ilustramos las tres componentes espaciales para las dos fases deducidas de una ecuación de movimiento en un volumen donde se propaga la deformación<sup>4</sup>

De acuerdo a todo el desarrollo expuesto hasta ahora, podemos justificar la existencia de ondas sísmicas a causa de la oscilación/perturbación del medio en tres dimensiones elástico y continuo. Podemos seguir caracterizando las soluciones de la ecuación de onda, hallar rebotes distintivos y ondas superficiales, etc. Sin embargo estas fases que no vienen al caso al estar el estudio enfocado en la localización a partir de llegadas P y S en una red sísmológica.

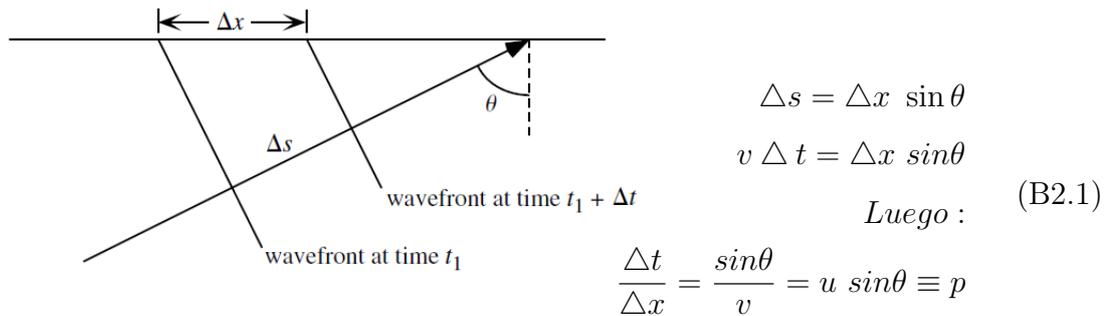
<sup>4</sup>Figura extraída de: <https://www.beg.utexas.edu/resprog/geophysics/shearwavesismicstudy.htm>

## B2. Teoría de Rayos

Ya conocido el fenómeno de ondas sísmicas, y expuestas las mas básicas de ellas, pasamos a explicar la cinemática del frente de onda viajando en el espacio hasta llegar al sismómetro, modelada por la teoría de Rayos. Figuras y explicaciones a continuación extraídas del texto [Shearer \(2009\)](#), capítulo 4. Este modelo se puede desarrollar para un medio plano o curvado dependiendo de la distancia en la Tierra a la que se desplacen con el consiguiente arreglo en el sistema coordenado<sup>5</sup>. Todo el modelado se basa en considerar al frente de onda como un rayo, similar a la óptica (lumínica) en cuanto al viaje del rayo a través de capas, describiendo el tramo mas breve posible, a lo largo y bajo de la superficie terrestre<sup>6</sup>.

Así del principio de Fermat se desprende la relación llamada **Ley de Snell** que señala la existencia de una constante en el producto de la velocidad y el ángulo de incidencia del paso de un medio al siguiente llamada *Parámetro del Rayo*.

Si recordamos  $\Delta s = v \Delta t$ :



**Figura B2.1:** Esquema geométrico del avance incidente de una onda plana

Donde se le dice a  $u$  la lentitud<sup>7</sup>. Luego al cambiar de capa, con un consiguiente cambio de ángulo y velocidad, la propiedad nos entrega la siguiente relación:

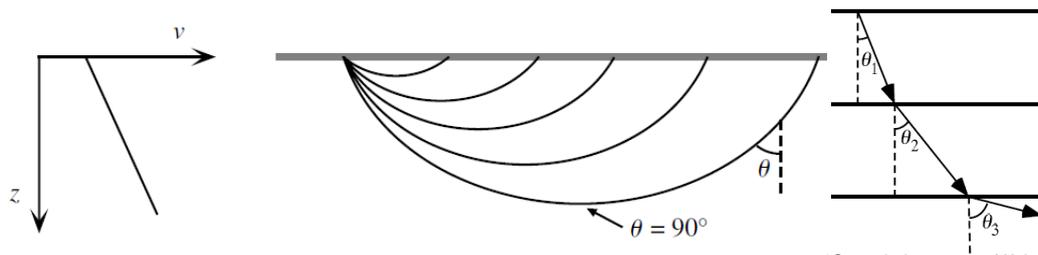
$$p = u_1 \sin \theta_1 = u_2 \sin \theta_2 \quad (\text{B2.2})$$

<sup>5</sup>Se consideran las distancias Telesísmicas ( $\geq 200$ [Km]) como el limite entre ambos comportamientos

<sup>6</sup>Principio de Fermat

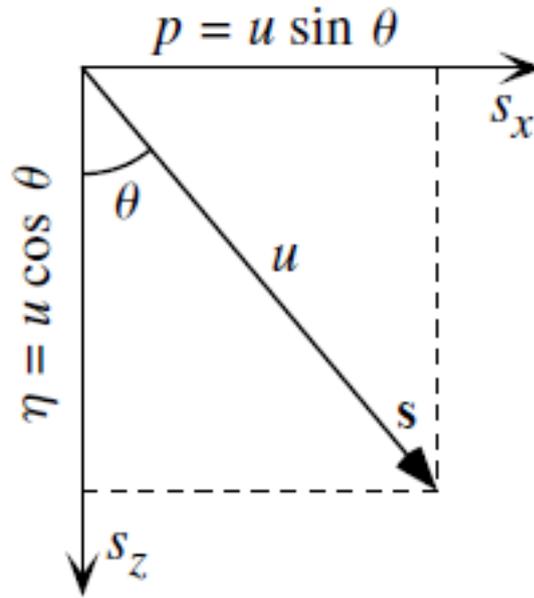
<sup>7</sup>Inverso de la velocidad

Si además asumimos que el medio se mantendrá lateralmente homogéneo; La masa/compresión/densidad aumentará en profundidad y por tanto la velocidad del medio, podemos extender el parámetro  $P$  de la Ley de Snell a cada capa; que combinado al aumento de velocidad, causa un aplanamiento y retorno a superficie de la curva descrita por el rayo.



**Figura B2.2:** Se ilustra el aplanamiento angular y retorno a superficie causado por el aumento de velocidad del medio, ligados por el concepto descrito de parámetro del rayo; el alcance de un punto de retorno habilita al calculo de distancia a continuación. Figura de Shearer (2009).

Aceptando que el fenómeno anterior describe correctamente el viaje de los rayos/ondas sísmicas en la litosfera, podemos hallar tanto distancia como tiempo de inflexión y luego de retorno a superficie. Esto se logra combinando la relación  $P = u * \sin(\theta)$  a la proyección superior de un segmento geométrico del viaje de rayo ( $s$ , en la figura B2,4) asumiendo que este segmento superior es paralelo a la superficie terrestre, al integrarse entrega la distancia desde el origen al punto de inflexión, limitando entre las capas que en teoría atraviesa.



**Figura B2.3:** Re-abordamos la figura B2.1, esta vez en función del parámetro del rayo, componentes y proyecciones.

Sumamos sobre las capas, para obtener el tiempo de viaje hasta el retorno superficial.

$$X(p) = 2p \sum_i \frac{\Delta z_i}{(u_i^2 - p^2)^{1/2}} \quad , \quad u_i \geq p \quad (\text{B2.3})$$

$$T(p) = 2 \sum_i \frac{u_i^2(z) \Delta z_i}{(u_i^2 - p^2)^{1/2}} \quad , \quad u_i \geq p \quad (\text{B2.4})$$

Las ecuaciones son multiplicadas por 2, debido a la simetría del rayo siguiendo el camino origen-inflexión-retorno a superficie. Ahora solo queda aplicar un modelo de velocidad para tantas capas como queramos incluir en la sumatoria.

Si consideramos ahora una Tierra esférica, debemos hacer un cambio de coordenadas que nos rendirán nuevas ecuaciones para el Parámetro del Rayo, modificando en consecuencia el modelo de distancia y tiempo de viaje .

$$p_{sph} = r(usin\theta) = r\left(\frac{dT}{dX}\right) = \frac{dT}{d\Delta} \quad (\text{B2.5})$$

$$T(p_{sph}) = 2 \int_{r_{tp}}^{r_e} \frac{(ur)^2}{[(ur)^2 - p_{sph}^2]^{1/2}} \frac{dr}{r} \quad (\text{B2.6})$$

$$\Delta(p_{sph}) = 2p_{sph} \int_{r_{tp}}^{r_e} \frac{1}{[(ur)^2 - p_{sph}^2]^{1/2}} \frac{dr}{r} \quad (\text{B2.7})$$

Siendo  $\Delta$  un ángulo en radianes y  $r_e$ , radio terrestre.

Concluyendo la sección, estos modelos de tiempo de viaje modelados, nos habilitan el calculo de ubicaciones de origen como explicaremos en la sección de localización con problema inverso.

## Apéndice C

# Manual códigos unificados: Captura e Inversión Sísmica automática

### C1. Introducción

La rama inicial de la detección, asociada a instrumentación, es la construcción y configuración/calibrado de maquinas que monitorean, capturan y guardan las vibraciones de la Tierra en datos computacionales (sismografos). La segunda rama (de la que trata este manual) es el proceso computacional para reunir estos datos de manera consistente para nuestro objetivo, procesarlos sísmicamente, detectar y localizar un evento sísmico de acuerdo a los conocimientos actuales sobre sismicidad. Este documento pretende reescribir distintos códigos previos de la disciplina con las herramientas del lenguaje Python.

Correcciones, consultas, sugerencias y críticas se reciben al correo [juviveros@udec.cl](mailto:juviveros@udec.cl)

#### C1.1. Entorno de trabajo

Para aplicar los códigos de este método se recomienda crear un entorno dentro de python que contenga los siguientes paquetes:

- - ObsPy
- - Cartopy
- - Subprocess

- - Numpy
- - Matplotlib

Es muy útil utilizar el software libre Anaconda<sup>1</sup> para manejar entornos de trabajo fuera de los archivos formales de Python. En caso de no usar Anaconda, un entorno se crea de la siguiente forma:

Instalar los motores de descarga de librerías *pip* y el creador de entornos *virtualenv* :

```
python3 -m pip install -user -upgrade pip
python3 -m pip -version
```

```
python3 -m pip install -user virtualenv
```

Crear el entorno propiamente dicho :

```
python3 -m venv ../NOMBRE_ENTORNO
```

Ingresamos al entorno en nuestra terminal:

```
source activate ../NOMBRE_ENTORNO
```

Finalmente instalamos las librerías deseadas:

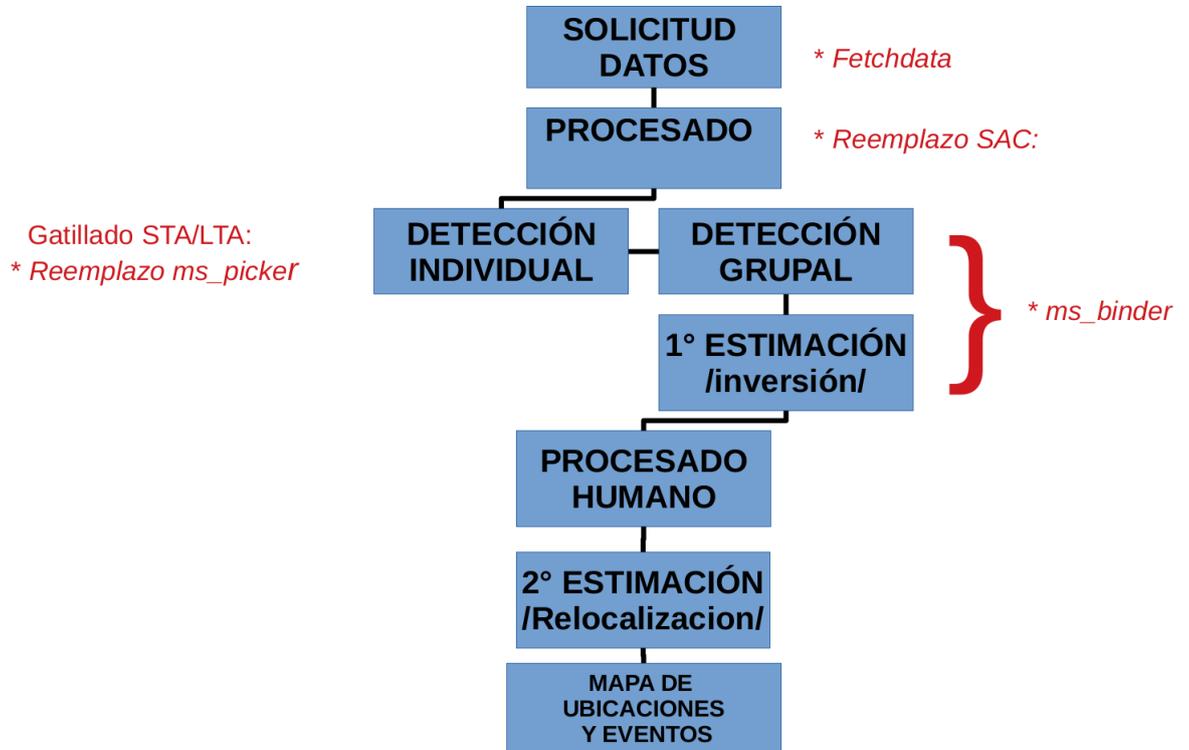
```
python3 -m pip install NOMBRE_PAQUETE
```

¡No olvide entrar al entorno antes de lanzar los códigos a continuación!

---

<sup>1</sup><https://www.anaconda.com>

## C2. Resumen de códigos para el método



**Figura C2.1:** Algoritmo de las tareas requeridas para una localización automática exitosa. En rojo algunos códigos previos reemplazados por nuestras propias versiones en Python o acondicionados para su uso en caso contrario (*Binder*).

A continuación detallamos cada etapa y mencionamos los códigos usados para su resolución, recordando que el objetivo de este anexo es compartir cada script del método para su uso libre.

1. **Solicitud de datos/Descarga:** La solicitud de datos de amplitud sísmica a los servidores de la red unificada IRIS. Se requiere manejar el script `fetchdata`, y definir una serie de parámetros asociados a una red de estaciones sismograficas.

### Códigos y Auxiliares:

- `FetchData.sh`
- `fetchdata_descarga.sh`
- `fetchdata_dayloop.sh`

- *info\_estaciones.txt*
- *corte\_horario.py* (opcional)

2. **Calibrado inicial:** De acuerdo a la extensión y características de los datos/proyecto/estaciones que estemos trabajando, se hace necesario decidir una serie de parámetros para los siguientes pasos. Primero utilizamos un espectrograma sobre una muestra de series para definir las bandas de frecuencia y otros datos del procesado. Luego utilizamos la función característica de una serie con un evento confirmado de antemano para definir parámetros del gatillado individual sobre algunas muestras al azar.

**Códigos:**

- *Espectrograma.py*
- *fcaracteristica.py*

3. **Procesado:** Eliminamos fuentes de ruido no asociado a sismicidad, corregimos límites entre trazas, respuesta del instrumento, verificamos estaciones sin data presente, entre otros.

**Código:**

- *sismogramas.py*

4. **Gatillado individual:** Utilizamos el método STA/LTA, debidamente calibrado en pasos anteriores, para obtener una lista periódica de anomalías detectadas.

**Código:**

- *sismogramas.py*

5. **Gatillado grupal + Localización inicial:** Utilizamos el código **Binder\_nosc** debidamente calibrado para realizar un gatillado grupal, que filtra los resultados de la etapa anterior, y desde ahí resuelve un problema de inversión con el método de búsqueda en grilla. Se obtiene una lista de hipocentros estimados.

**Código:**

- *Binder\_nosc\_lanzador.py*
- *info.dat* (parámetros)

- *param.txt*
- *velmod.hdr*

6. **Inspección manual:** El siguiente paso sería obtener una inversión mas precisa de los supuestos hipocentros. Capturar con exactitud las llegadas S se vuelve necesario, pero métodos automáticos como las Redes neuronales aún no se han demostrado suficientemente precisos. Este paso exige inspeccionar manualmente los eventos estimados y eliminar falsos positivo.

**Código:**

- *sismogramas\_MINI.py*
- *filtro\_falsospositivos.py*

## C3. Solicitud de Datos

Para realizar la adquisición de datos nos valemos de un par de scripts donde se aplica el comando **Fetchdata** para una serie de parámetros que definen la extensión de los datos requeridos. Existen muchas otras formas de conseguir datos <sup>2</sup>

### C3.1. ¿Que es fetchdata?

Descargar datos adecuados es la primera tarea a la hora de cualquier estudio en las Ciencias de la Tierra. Es una tarea ardua, teniendo en cuenta la cantidad de instituciones (que capturan datos), tipos de instrumento, tipos de datos, frecuencias, catálogos, fechas, otros parámetros, etc; elecciones que tienen un impacto en el resultado final.

Una de las instituciones mas importantes en el mundo de la sismología es el **IRIS** (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) y su DMC (*Data Management Center*) asociado<sup>3</sup>, que recopilan información de muchas redes sísmicas, con multitud de instrumentos, a disposición del publico.

Esta descarga se puede hacer desde la misma pagina institucional, o directamente utilizando el comando de back-end en la terminal desde la que se solicita la información, llamado FetchData. En este manual básicamente aprenderemos a utilizar este comando y automatizarlo en un script para configurar de forma fácil los diversos parámetros con los que IRIS estandariza las descargas.

### C3.2. Instalando Fetchdata:

Fetchada a su vez debe ser descargado en su ultima versión desde el repositorio (<sup>4</sup>) y puesto a punto para ser llamado desde la terminal:

---

<sup>2</sup>Vease el manual de sismología observacional [Bormann \(2002\)](#), Capitulo 8. Enlace de descarga [https://moodle2.units.it/pluginfile.php/294221/mod\\_resource/content/1/manual\\_seismological\\_observatory-2002.pdf](https://moodle2.units.it/pluginfile.php/294221/mod_resource/content/1/manual_seismological_observatory-2002.pdf)

<sup>3</sup>Sitio oficial <https://ds.iris.edu/ds> ; Descarga manual data: <https://ds.iris.edu/gmap>

<sup>4</sup><https://seiscode.iris.washington.edu/projects/ws-fetch-scripts/files>

1. Hecha la descarga, extraemos el archivo en una carpeta de fácil acceso (ej: FetchData). Cambiamos sus permisos.
2. Abrimos desde la terminal el `.bashrc` y añadimos un acceso a la carpeta.

```
> export PATH=$PATH:/home/Descargas/FetchData
```

3. Finalmente creamos un acceso directo en la carpeta:

```
> ln -s /home/Descargas/FetchData/FetchData-2018.337  
/home/Descargas/FetchData/fetchdata
```

Luego basta con escribir `fetchdata` con sus parámetros asociados, como explicaremos a continuación y estar conectados a internet, para solicitar data desde el DMC de IRIS.

### C3.3. Elección de Canal

La información que nos provee el comando, se configura con diversos parámetros relacionados a las frecuencias capturadas en distintos tipos de instrumentos hallados en cada estación. Con el fin de personalizar la información solicitable por `fetchdata` se maneja un código de tres letras llamado Canal (Frecuencia de banda-esquina / Tipo de instrumento / Dirección (N-E-Z)).

## Band Code

The first letter specifies the general sampling rate and the response band of the instrument. (The "A" code is reserved for administrative functions such as miscellaneous state of health.)

Band code	Band type	Sample rate (Hz)	Corner period (sec)
F	...	$\geq 1000$ to $< 5000$	$\geq 10$ sec
G	...	$\geq 1000$ to $< 5000$	$< 10$ sec
D	...	$\geq 250$ to $< 1000$	$< 10$ sec
C	...	$\geq 250$ to $< 1000$	$\geq 10$ sec
E	Extremely Short Period	$\geq 80$ to $< 250$	$< 10$ sec
S	Short Period	$\geq 10$ to $< 80$	$< 10$ sec
H	High Broad Band	$\geq 80$ to $< 250$	$\geq 10$ sec
B	Broad Band	$\geq 10$ to $< 80$	$\geq 10$ sec
M	Mid Period	$> 1$ to $< 10$	
L	Long Period	$\approx 1$	
V	Very Long Period	$\approx 0.1$	
U	Ultra Long Period	$\approx 0.01$	
R	Extremely Long Period	$\geq 0.0001$ to $< 0.001$	
P	On the order of 0.1 to 1 day <sup>1</sup>	$\geq 0.00001$ to $< 0.0001$	
T	On the order of 1 to 10 days <sup>1</sup>	$\geq 0.000001$ to $< 0.00001$	
Q	Greater than 10 days <sup>1</sup>	$< 0.000001$	
A	Administrative Instrument Channel	variable	NA
O	Opaque Instrument Channel	variable	NA

1. These are approximate values. The sample rate should be used for the correct Band Code.

## Instrument Code and Orientation Code

The second letter specifies the family to which the sensor belongs. In essence, this identifies what is being measured. Each of these instrument types are detailed in this section.

The third letter in the channel name is the Orientation Code, which provides a way to indicate the directionality of the sensor measurement. This code is sometimes used for a purpose other than direction, which is instrument-specific. When orthogonal directions are used, there are traditional orientations of North (N), East (E), and Vertical (Z), as well as other orientations that can readily be converted to traditional ones. These options are detailed with each instrument type. Use N or E for the orientation when it is within 5 degrees of north or east. Use 1 or 2 when orientations are more than 5 degrees from north or east. Put the actual orientation of the sensor in the dip and azimuth fields of blockette 52.

**Seismometer:** Measures displacement/velocity/acceleration along a line defined by the dip and azimuth.

### Instrument Code

H	High Gain Seismometer
L	Low Gain Seismometer
G	Gravimeter
M	Mass Position Seismometer
N*	Accelerometer

\* historically some channels from accelerometers have used instrumentation codes of L and G. The use of N is the FDSN convention as defined in August 2000.

### Orientation Code

Z N E	Traditional (Vertical, North-South, East-West)
A B C	Triaxial (Along the edges of a cube turned up on a corner)
T R	For formed beams (Transverse, Radial)
1 2 3	Orthogonal components but non traditional orientations
U V W	Optional components
Dip/Azimuth:	Ground motion vector (reverse dip/azimuth if signal polarity incorrect)
Signal Units:	M, M/S, M/S**2, (for G & M) M/S**2 (usually)
Channel Flags:	G

**Figura C3.1:** Detalle del manual oficial de manejo de data MSEED. Documento suministrado por el FDSN (International federation of digital seismograph networks: <http://www.fdsn.org/pdf/> ) donde se explica a fondo el significado de cada letra del canal.

**II : WRAB (1994-03-27 - 2599-12-31)**

Network	II <a href="#">Map</a> <a href="#">DOI</a>
Station	WRAB <a href="#">Map</a>
Site Name	Tennant Creek, NT, Australia
Start	1994-03-27T00:00:00 (086)
End	2599-12-31T23:59:59 (365)
Data Center	IRISDMC <a href="#">A</a>
Latitude	-19.9336
Longitude	134.36
Elevation (m)	366.0

**Instruments**

<b>2019-09-30T00:00:00 (273) - 2599-12-31T23:59:59 (365)</b>	
Location Code	Instruments / Channels
00	Kinematics Episensor ES-T <b>EN1</b> 100.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>EN2</b> 100.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>ENZ</b> 100.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a> <b>LN1</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LN2</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LNZ</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>
<b>2019-09-29T03:00:00 (272) - 2599-12-31T23:59:59 (365)</b>	
Location Code	Instruments / Channels
00	Streckeisen STS-6 Seismometer <b>BH1</b> 40.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>BH2</b> 40.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>BHZ</b> 40.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a> <b>LH1</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LH2</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LHZ</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a> <b>VH1</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VH2</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VHZ</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VMU</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VMV</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VMW</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>
10	Paroscientific microbarograph <b>LDI</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>
<b>2016-11-16T00:00:00 (321) - 2599-12-31T23:59:59 (365)</b>	
Location Code	Instruments / Channels
10	Nanometrics Trillium 240 Seismometer <b>BH1</b> 40.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>BH2</b> 40.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>BHZ</b> 40.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a> <b>LH1</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LH2</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LHZ</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a> <b>VH1</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VH2</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>VHZ</b> 0.1Hz <a href="#">IRISDMC A</a>
<b>2016-11-16T00:00:00 (321) - 2019-09-29T02:59:59 (272)</b>	
Location Code	Instruments / Channels
00	Geotech KS-54000 Borehole Seismometer <b>BH1</b> 20.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>BH2</b> 20.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>BHZ</b> 20.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a> <b>LH1</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LH2</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>   <b>LHZ</b> 1.0Hz <a href="#">IRISDMC A</a>

**Figura C3.2:** Observemos una estación de la red IRIS. Arriba tenemos información general de la estación, y abajo la cantidad de instrumentos y los canales que cubren, amén del tiempo desde que registra datos.

**C3.4. Uso básico fetchdata:**

Fetchdata requiere una serie de parámetros con los cuales se solicita la información. Los parámetros mas relevantes están explicados en la documentación IRIS para FetchData (<sup>5</sup>), y hallamos explicado al detalle de sus canales en el apéndice del

<sup>5</sup>[https://seiscode.iris.washington.edu/projects/ws-fetch-scripts/wiki/Running\\_the\\_scripts\\_and\\_examples](https://seiscode.iris.washington.edu/projects/ws-fetch-scripts/wiki/Running_the_scripts_and_examples)

manual para data MSEED (C3.1).

Desglosemos su uso con un ejemplo: (Para la red sísmica C de una serie de estaciones con iniciales GO para los canales BHN/BHZ/BHE/HNZ/HNN/HNE entre las fechas indicadas, utilizando el formato .mseed )

```
> fetchdata -NC -SG0?? -C'BH,HN?' -s 2012-03-25T22:37:06  
-e 2012-03-25T23:07:06 -o evento.mseed -m evento.metadata  
-sd /home/Descargas
```

- **-N**: Red de instrumentos.
- **-S**: Estaciones.
- **-C**: Canal/es.
- **-L** : (Location code) Cual instrumento de la estación estamos llamando.
- **-s** : Fecha de inicio de descarga de datos (en formato UTC).
- **-e** : Fecha de termino de descarga de datos.
- **-o** : Dirección/archivo con la serie de datos en formato miniseed.
- **-m** : Dirección/archivo con la metadata.
- **-sd** : Dirección/archivos de los polos y ceros de las estaciones involucradas.

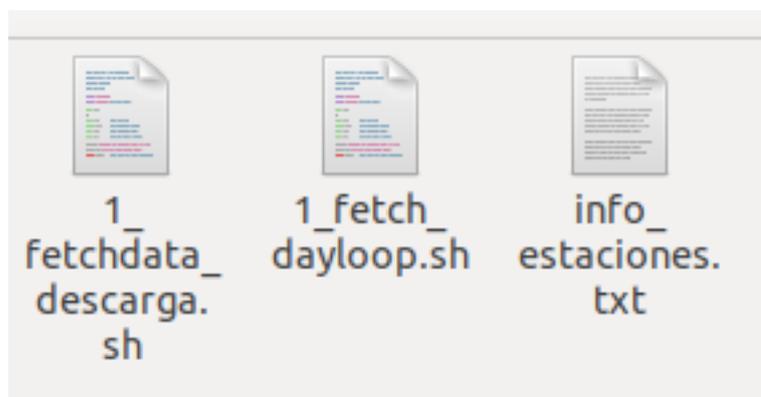
Los espacios rellenos con “?” buscarán todas las coincidencias de las siglas anteriores en la base de datos del DMC de IRIS, (ej: BH? = BHZ,BHN,BHE)

De esta manera podemos solicitar fácilmente datos de instrumentos sísmicos de manera estandarizada. Sin embargo, esto es poco practico a la hora de requerir muchas estaciones donde por lo demás la data está recargada en un solo archivo. Este es el motivo del script que vamos a explicar a continuación.

### C3.5. Archivos requeridos:

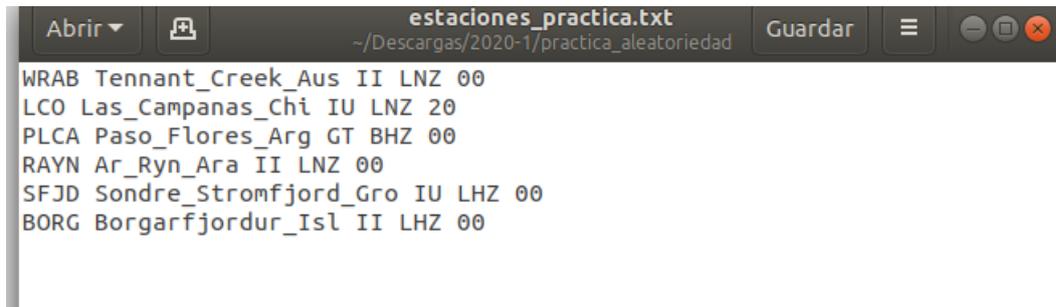
De esta manera construimos 3 archivos para manejar nuestras descargas automáticamente:

1. `fetchdata_descarga.sh` : El archivo de control donde se lanza el comando `fetchdata`.
2. `fetch_dayloop.sh` : Archivo donde se define el periodo de descargas y los subintervalos en segundos que podremos ajustar a conveniencia para crear carpetas/archivos. Además traspasa los tiempos de entrada desde el formato Juliano al Unix requerido por `fetchdata`.
3. `info_estaciones.txt` : Documento de texto donde se alojan 5 columnas (Estación,Info, Red,Canal/es, Location code ), con tantas filas como estaciones con datos deseemos incluir.



### C3.6. Uso del script:

Antes de lanzar nuestro script inspeccionemos el archivo auxiliar(*info\_estaciones.txt*) desde el cual almacenamos parámetros de cada estación que serán leídos por `fetchdata`. Revise la línea que coincide con la estación mostrada en la figura C3.2.



```
estaciones_practica.txt
~/Descargas/2020-1/practica_aleatoriedad
Guardar

WRAB Tennant_Creek_Aus II LNZ 00
LCO Las_Campanas_Chi IU LNZ 20
PLCA Paso_Flores_Arg GT BHZ 00
RAYN Ar_Ryn_Ara II LNZ 00
SFJD Sondre_Stromfjord_Gro IU LHZ 00
BORG Borgarfjordur_Isl II LHZ 00
```

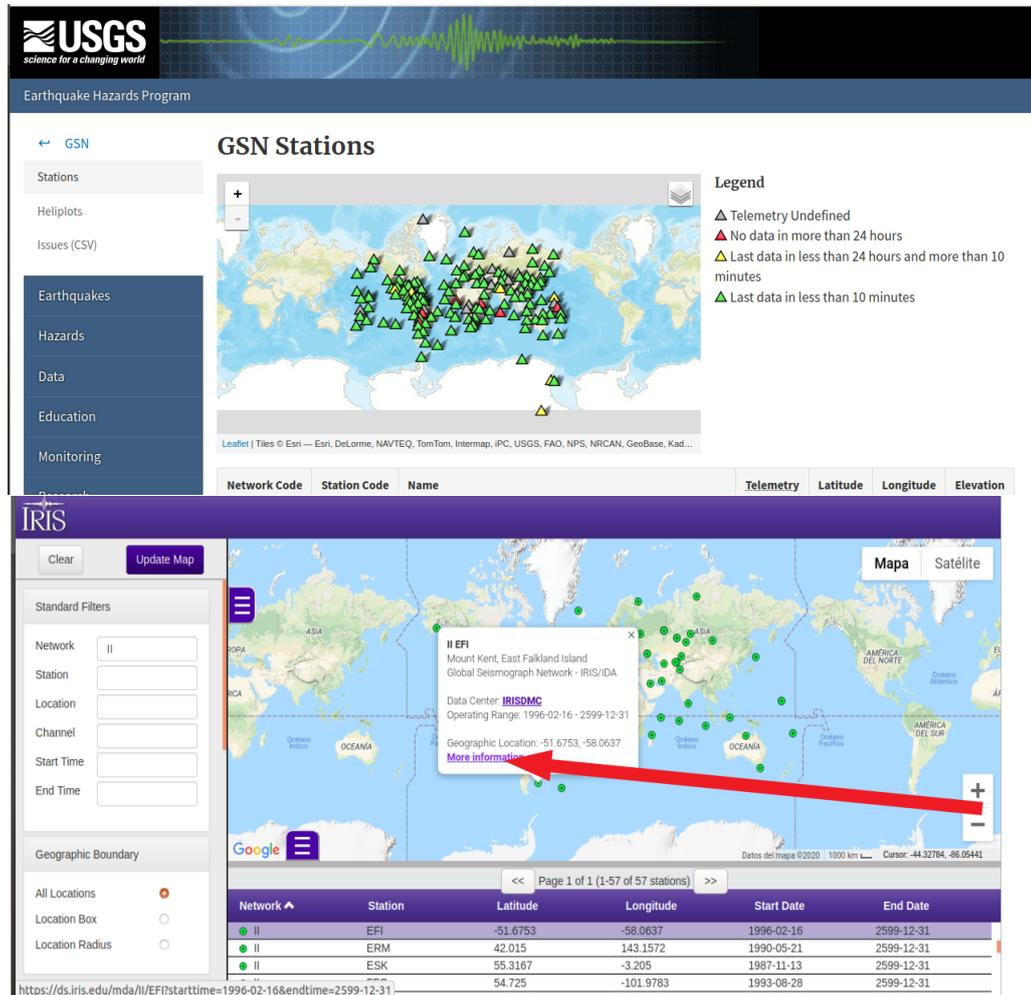
Observamos cada columna:

1. Código estación
2. Descripción ( no se usará mas adelante)
3. Nombre Red instrumental
4. Canal
5. Código del instrumento (dentro de la estación)

Esta serie de estaciones y los parámetros que convengan los recopilamos de los mapas del DMC <sup>6</sup> según el objetivo de la investigación como vemos en la imagen siguiente.

---

<sup>6</sup><https://ds.iris.edu/gmap/>



**Figura C3.3:** Entorno de la pagina interactiva de redes sísmicas de IRIS. En la primera captura, la red unificada de las estaciones mas completas en cuanto a datos de la Global Seismograph Network(GSN). En la figura inferior vemos desplegado el buscador personalizado de estaciones y redes; en la flecha roja la opción para conocer los detalles desplegados en C3.2

Pasemos ahora a explicar otro aspecto relevante del script auxiliar (*fetch\_dayloop.sh*) que determina el periodo de tiempo en el que se extraen datos y se guardan en series distintas, Además pasa nuestros datos de entrada en día juliano (formato sencillo), a formato UNIX que fetchdata lee.

```

#define start year and start day
#I AM AN IDIOT FOR THIS +0, but it does force awk to convert a string such as 001 to a number 1 which the date command needs
syear=`echo ${start} | awk -F"." '{print $1 + 0}'`
sday=`echo ${start} | awk -F"." '{print $2 + 0}'`
#define start unix time, the number of seconds after 1970-01-01 if I recall correctly
sunix=`date -d "$syear-01-01 + $sday days -1 day" +%s`

#define end year and end day
eyear=`echo ${end} | awk -F"." '{print $1 + 0}'`
eday=`echo ${end} | awk -F"." '{print $2 + 0}'`
#define end unix time
eunix=`date -d "$eyear-01-01 + $eday days" +%s`

#start at the beginning!
time=$sunix

echo '?Cada cuantas horas guardamos la data?'
read horas
sec=3600
add_time=$((Shoras * $sec))

#loop hour by hour while the time is less than the end unix time
while [ $time -lt $eunix ]; do
sdate=`date -d @$time "+%Y-%m-%dT%H:%M:%S"` #format the time in the required format using the date command
time=`echo $time $add_time | awk '{print $1 + $2}'` #add 3600 seconds to the time //### # 86400 for a Day loop //###.
edate=`date -d @$time "+%Y-%m-%dT%H:%M:%S"` #this is the end date

#once the start date and end date are defined, can loop over the operation times for a certain station, channel etc. and generate the mintseed
files
#echo "fetchdata more loops needed -s ${sdate} -e ${edate} output ..."

printf "%s %s\n" ${sdate} ${edate}
#end the while loop
done >> fecha.txt
echo -e '#####e[5mFECHAS\e[0m#\e[5mLISTAS\e[0m#####'

```

**Figura C3.4:** Marcamos con flechas las líneas que nos indican cada cuantas horas queremos generar una serie.

Por ejemplo, si mantenemos 1 hora(3600[s]), se generarán 24 carpetas por día, con archivos de N estaciones en el interior de c/u. En cambio si queremos generar una sola serie, calculamos el total de horas de nuestro intervalo de tiempo.

Por ultimo, ubicamos los días julianos (JULDAY DOY<sup>7</sup>) de interés en nuestro estudio. Por ejemplo el 1 y 2 de Marzo del 2020 → 2020.61 y 2020.62 respectivamente.

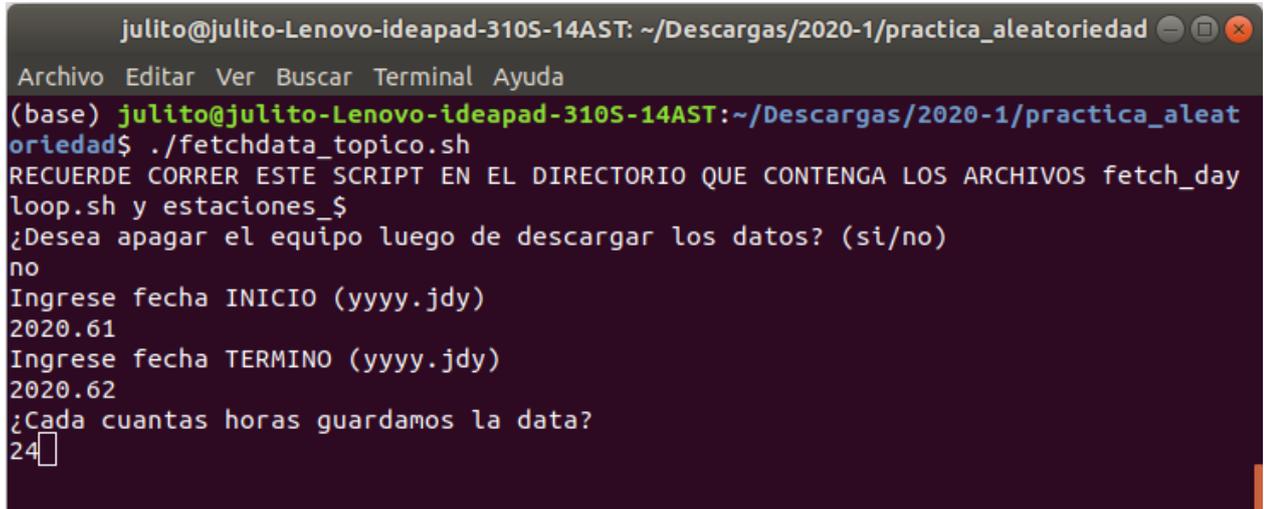
```

julito@julito-Lenovo-ideapad-310S-14AST: ~/Descargas/2020-1/practica_aleatoriedad
Archivo Editar Ver Buscar Terminal Ayuda
(base) julito@julito-Lenovo-ideapad-310S-14AST:~/Descargas/2020-1/practica_aleatoriedad$ ./fetchdata_topico.sh

```

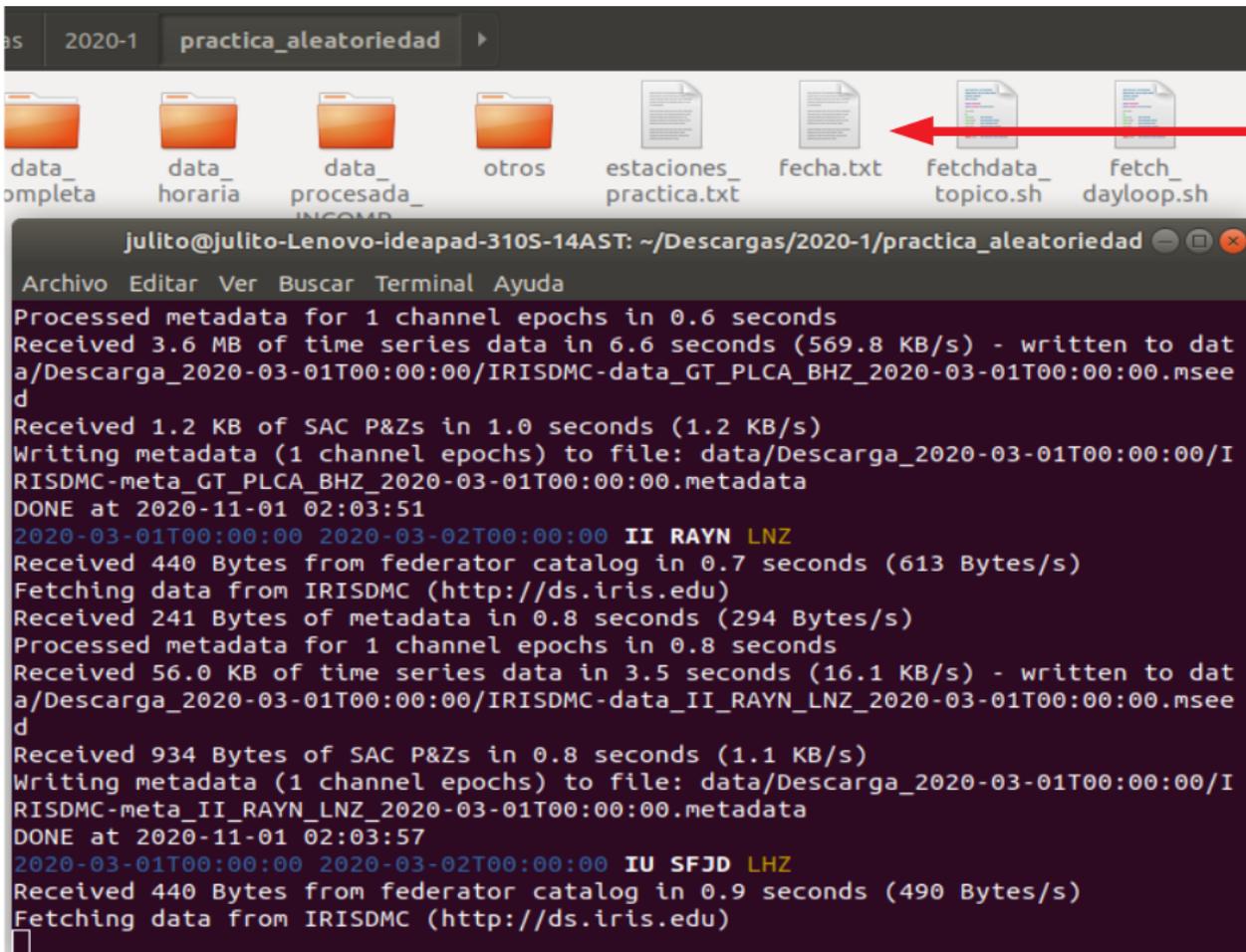
**Figura C3.5:** Iniciamos la descarga propiamente dicha, lanzando nuestro script de control.

<sup>7</sup>Enlace de interés: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/neubrew/Calendar.jsp>

A terminal window with a dark background and light text. The title bar shows the user 'julito' on a 'julito-Lenovo-ideapad-310S-14AST' machine in the directory '~/Descargas/2020-1/practica\_aleatoriedad'. The terminal menu includes 'Archivo', 'Editar', 'Ver', 'Buscar', 'Terminal', and 'Ayuda'. The prompt is '(base) julito@julito-Lenovo-ideapad-310S-14AST:~/Descargas/2020-1/practica\_aleatoriedad\$'. The user has run './fetchdata\_topico.sh'. The script outputs: 'RECUERDE CORRER ESTE SCRIPT EN EL DIRECTORIO QUE CONTENGA LOS ARCHIVOS fetch\_day loop.sh y estaciones\_\$', a confirmation question '¿Desea apagar el equipo luego de descargar los datos? (si/no)', the user input 'no', a date prompt 'Ingrese fecha INICIO (yyyy.jdy)' with input '2020.61', another date prompt 'Ingrese fecha TERMINO (yyyy.jdy)' with input '2020.62', and a frequency prompt '¿Cada cuantas horas guardamos la data?' with input '24'.

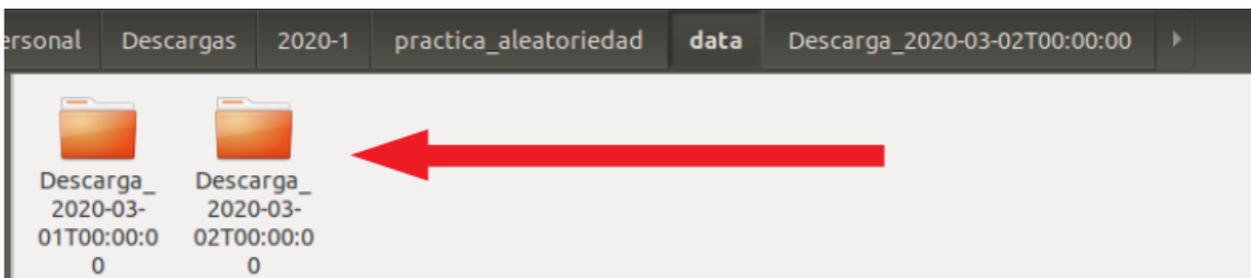
```
julito@julito-Lenovo-ideapad-310S-14AST: ~/Descargas/2020-1/practica_aleatoriedad
Archivo Editar Ver Buscar Terminal Ayuda
(base) julito@julito-Lenovo-ideapad-310S-14AST:~/Descargas/2020-1/practica_aleatoriedad$ ./fetchdata_topico.sh
RECUERDE CORRER ESTE SCRIPT EN EL DIRECTORIO QUE CONTENGA LOS ARCHIVOS fetch_day
loop.sh y estaciones_$
¿Desea apagar el equipo luego de descargar los datos? (si/no)
no
Ingrese fecha INICIO (yyyy.jdy)
2020.61
Ingrese fecha TERMINO (yyyy.jdy)
2020.62
¿Cada cuantas horas guardamos la data?
24
```

**Figura C3.6:** Decidimos si apagar o no el equipo al final de la descarga, ingresamos los extremos del total del intervalo en formato juliano indicado e indicamos el numero de horas en las que se extiende cada archivo descargado entre las dos fechas.



**Figura C3.7:** Se inicia la descarga; Notamos que se ha generado un archivo temporal llamado **fecha.txt**, donde están almacenados los intervalos de tiempo en que solicitamos cada dato entre inicio y final.

Si nos fijamos en la descarga propiamente dicha, en azul se muestra el intervalo del que se está bajando información, en blanco la estación/red ídem, y en naranja el canal. Además se muestra el peso de la data y sus archivos asociados (metadata y Polos & Ceros del instrumento).



**Figura C3.8:** Una vez completada la descarga comprobamos que se generó una carpeta para cada 24 horas de información solicitada, durante dos días, tal como le indicamos al script.



**Figura C3.9:** Dentro de cada carpeta, se descargó un archivo/serie de amplitud sísmica en formato .mseed para cada estación guardada en el .txt auxiliar.

En caso de realizar una descarga equivocada y requerir un trozado posterior del archivo .mseed, se incluye un script auxiliar llamado *corte\_horario.py* que abre cada traza y la guarda en otro archivo.

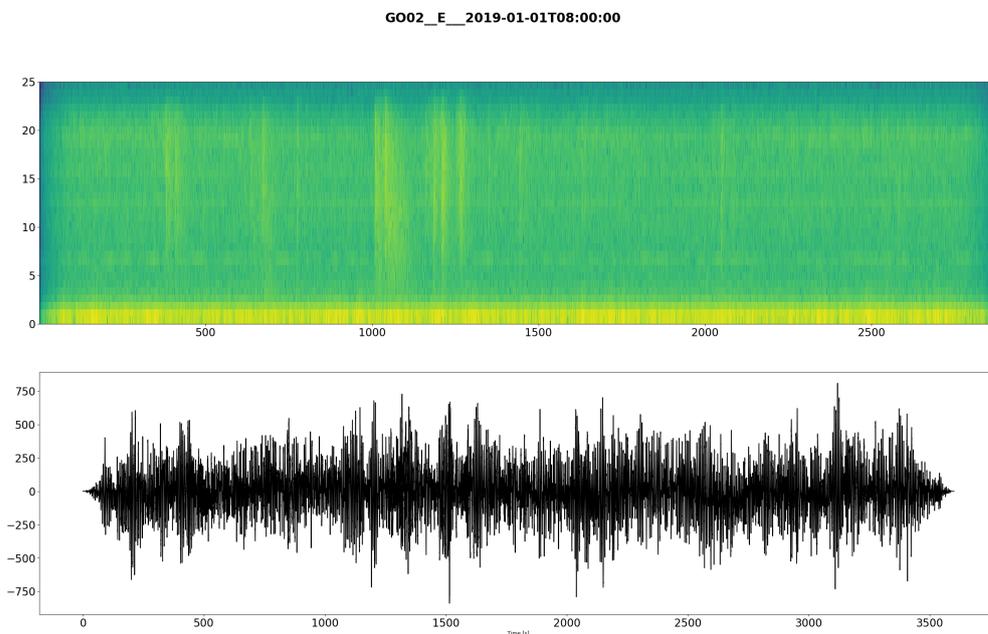
## C4. Calibrado

Antes de hacer el procesado de los datos completos, conviene definir una serie de parámetros del procesado y gatillado individual que son únicos a las estaciones, lugar y datos que estemos analizando. Los parámetros del gatillado grupal y de la inversión serán definidos en su respectiva sección.

## C5. Espectrograma:

Queremos conocer las bandas de frecuencia donde se ubica el ruido no sísmico de la mayoría de las estaciones; Programamos en python un espectrograma de los datos para cada hora/estación/componente.

Para calibrar nuestra banda de filtrado, elegimos algunas muestras aleatorias del total de datos donde finalmente determinamos nuestras bandas útiles (entre los 5-19 [Hz] en la imagen).



**Figura C5.1:** Determinamos el ruido ambiental en la franja amarilla continua del espectrograma ( $\sim 0.2$  [Hz]), En cambio un posible evento sísmico llega en el segundo 1000. Notar como el ruido oculta esta anomalía al visualizar la serie original sin filtrar.

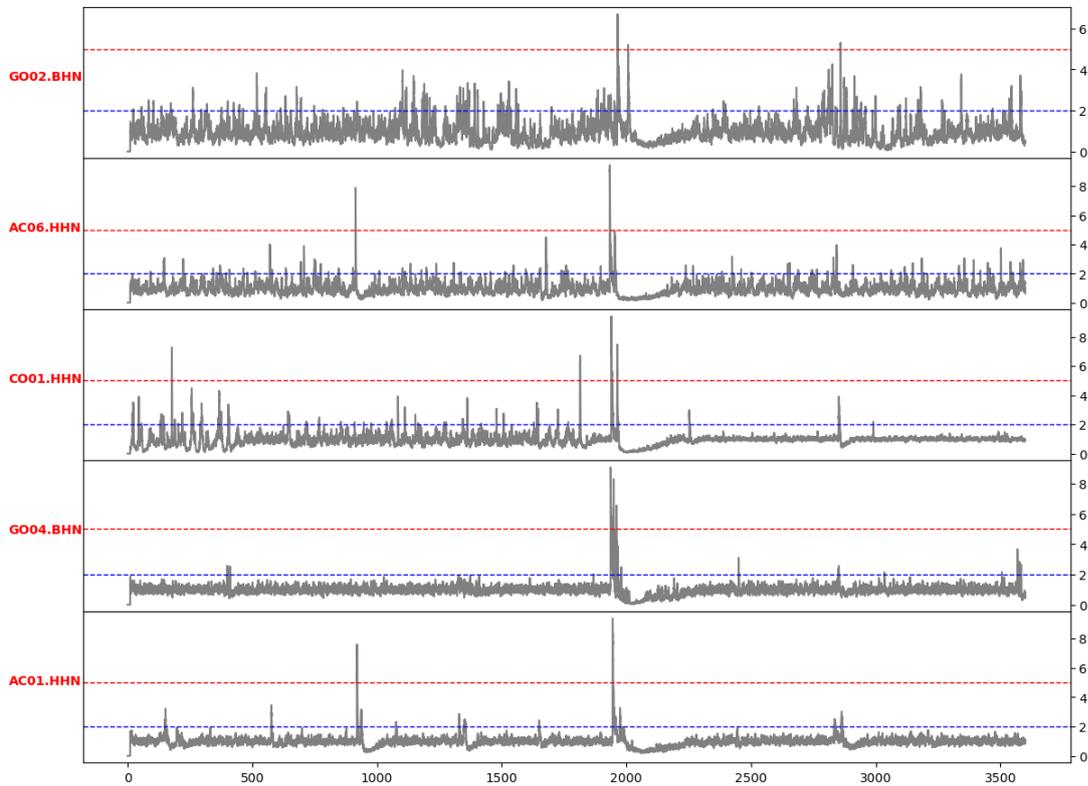
## C6. Función Característica

**IMPORTANTE:** Esta etapa del calibrado exige primero entender que es el gatillado (Triggering) de un posible evento y el método STA/LTA de gatillado. Vea la introducción del siguiente capítulo, sección gatillado individual, antes de continuar.

Para lograr “visualizar”, la amplitud umbral donde provocar un gatillado, nos servimos de la gráfica de función característica (*envelope function*) que utiliza curvas tangentes al borde de la serie (ya procesada en este script) para exagerar los saltos abruptos de la traza.

Luego, para calibrar tomamos una serie (filtrada) donde sepamos de antemano que hay un evento sísmico. Entonces determinamos las ventanas de promedio comparativo (STA/LTA) y los umbrales de amplitud de salto del gatillo (threshold) visualizando la función característica, siempre velando que aparezca la menor cantidad de falsos positivos.

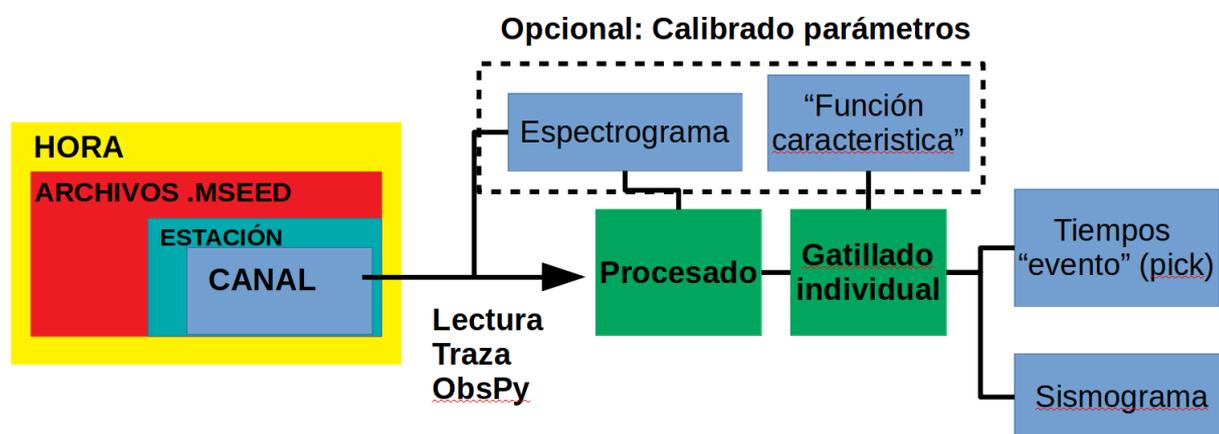
Finalmente confirmamos que la detección se ajusta precisamente al evento en la serie original (filtrada) para la mayoría de estaciones.



**Figura C6.1:** En la imagen tenemos un ejemplo de Función Característica, con un evento sísmico a los  $\sim 2000[s]$ . El eje vertical corresponde a la proporción de incrementos del promedio de una sección móvil STA frente a una LTA en el gráfico original. La línea roja (*threshold on*), indica el umbral donde queremos definir un salto en el gatillo (*pick*), la línea azul (*threshold off*) en cambio indica el fin de la detección posterior a un salto.

Por ejemplo, en la figura C6.1, solo se capturan saltos para promedios cortos que superen las 5 veces el promedio largo y en caso de hallarse uno, se considera que el evento termina cuando el promedio de la ventana corta es 2 veces la ventana larga, entre medio no se capturan nuevos saltos. Finalmente estos parámetros se expresan proporcionalmente en la serie original de tiempo vs amplitud.

## C7. Procesado y Gatillado individual (STA/LTA)



**Figura C7.1:** Diagrama de flujo de la etapa de procesamiento de la traza y gatillado individual.

### C7.1. Procesado

En Python nos servimos del paquete de herramientas de sismología llamado ObsPy. Este nos provee de fácil acceso a funciones que permiten leer, sincronizar en tiempo, procesar, graficar ,etc.. paquetes de datos sísmicos (trazas) en diversos formatos. Se sugiere crear un ambiente en Python para alojar este paquete.

El procesamiento de este script consiste en:

- Normalizar y remover la tendencia.
- Unificar trazas (Un paquete de datos puede contener múltiples trazas, sobre todo cuando ocurren eventos sísmicos que interrumpen el registro).
- Remover respuesta del instrumento.
- Filtrar bandas para eliminar el ruido no-sísmico<sup>8</sup>.

<sup>8</sup>Se configuran las herramientas más relevantes para el filtraje: El par de bandas donde dejaremos pasar un ancho de banda, Con la opción *Corner* se decide el Orden/Frecuencia Esquina con la que decidiremos si cortar la banda del resto del espectro abruptamente ( $Corner=0$ ) o atenuando las amplitudes para frecuencias fronterizas ( $1 \geq Corner$ ). Por último, para mayor calidad del filtro este se puede lanzar dos veces, desde el inicio y final de la traza al costo de sufrir un leve desfase con la opción *Zerophase*. Además es posible aplicar un taper sobre la traza, que le asignará un peso a las frecuencias dentro de la ventana de filtrado respecto al centro de esta, con distintas funciones para elegir (opción *Taper*)

\* Por motivos de eficiencia, se combina el Procesado inicial con el Gatillado individual en un solo script(*sismogramas.py*).

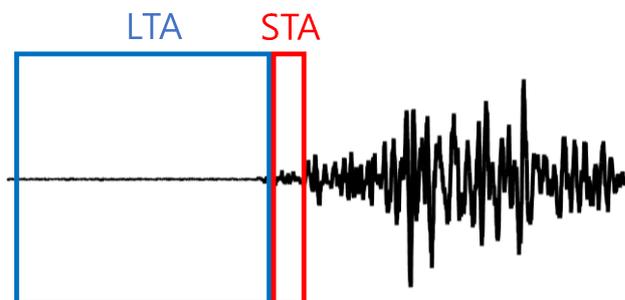
## C7.2. Gatillado Individual (STA/LTA):

Esta etapa está contenida en el script de procesado: *sismogramas.py*. El script usado en Python reemplaza al script **ms\_picker.sh** sin ser exactamente igual.

Básicamente existen 2 mecanismos complementarios entre sí para que el computador afirme que sucedió un evento sísmico. La detección individual y la grupal. A grandes rasgos: La primera busca detectar una anomalía proporcional en un rango de amplitud comparándola a otra ventana. La segunda, busca un cierto numero de anomalías en estaciones diferentes cercanas en un rango de tiempo, para afirmar que está ocurriendo un evento sísmico (Mas adelante veremos que *Binder\_nosc* robustece esta ultima a través del calculo iterativo de hipocentro en grilla, con el objetivo de definir cuantos picks efectivamente son un evento y están relacionados entre sí).

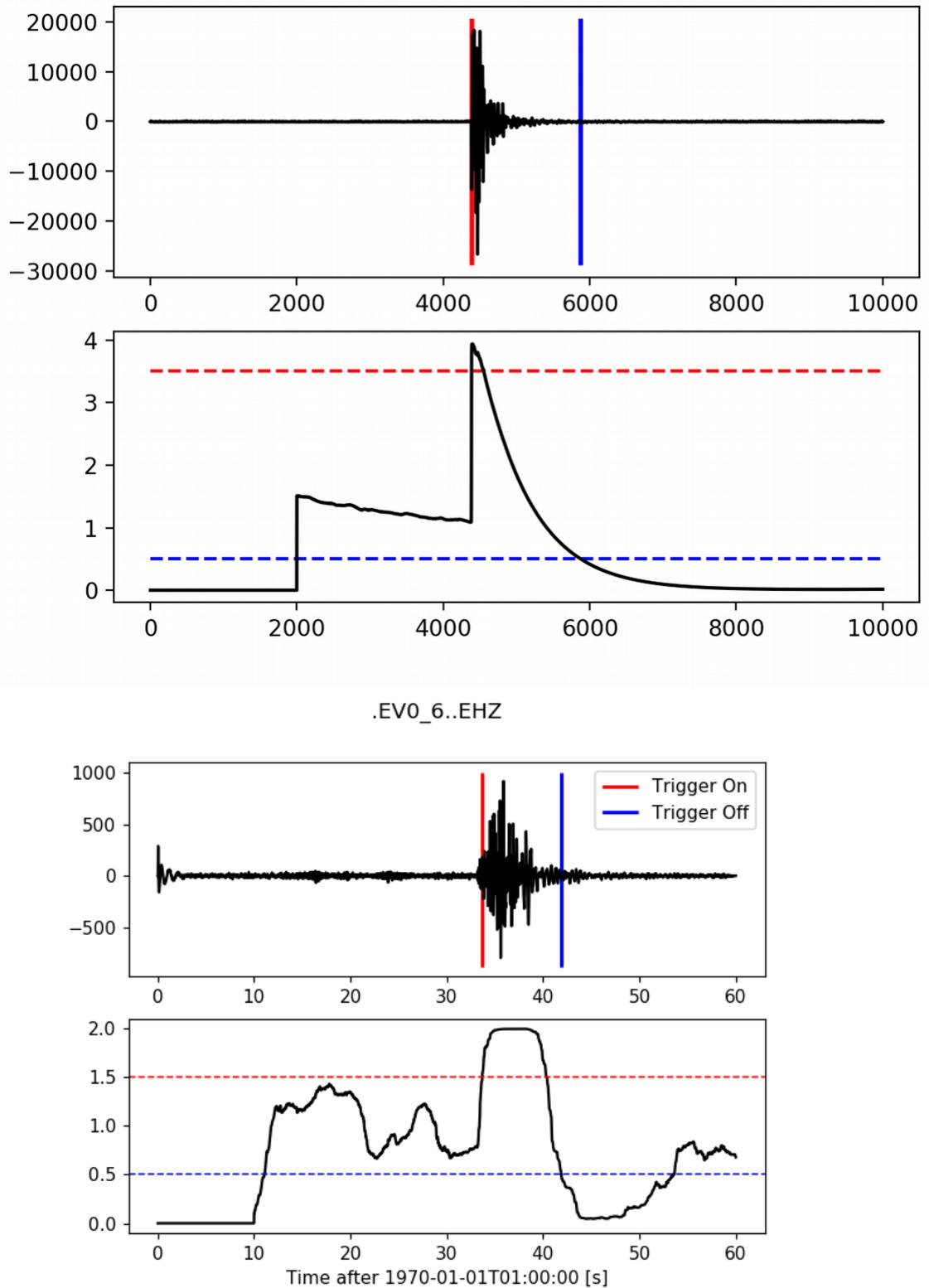
Para la detección individual se utilizó el método STA/LTA Recursivo (Short term Average/Long term Average):

Se corren dentro de la traza dos ventanas móviles de tiempo(Short time Average/Long time Average) donde se calculan y comparan sus promedios de amplitud; Superado cierto umbral de tamaño proporcional (*threshold on*) elegido por el usuario, se guarda el tiempo capturado (pick), que corresponde típicamente a la fase P en este caso al ser la primera llegada. Además se fija un segundo umbral de final de la fase (*threshold off*) para no capturar posibles gatillos de la coda . Por ultimo se añade un tiempo muerto antes de permitir al gatillo registrar otra fase. La llegada S por desgracia no es capturable en todo evento con este método al estar en cierta manera escondida en la coda P, la irregularidad de las capturas S obliga mas adelante a replantear el método aplicado al problema de inversión (de inversión simple a iteración con grilla).



**Figura C7.2:** Ejemplo gráfico del STA/LTA detectando en una serie una amplitud notablemente superior al promedio hasta el momento.

A continuación, ejemplos de comparativa STA/LTA tanto en la serie original como en la función característica para ilustrar los conceptos de umbrales de inicio y final de la fase. Verifique en que unidad está el eje x de la traza. Generalmente los archivos de datos sísmicos están en Muestras (*Samples*). Puede o no ser útil pasarlo a segundos.

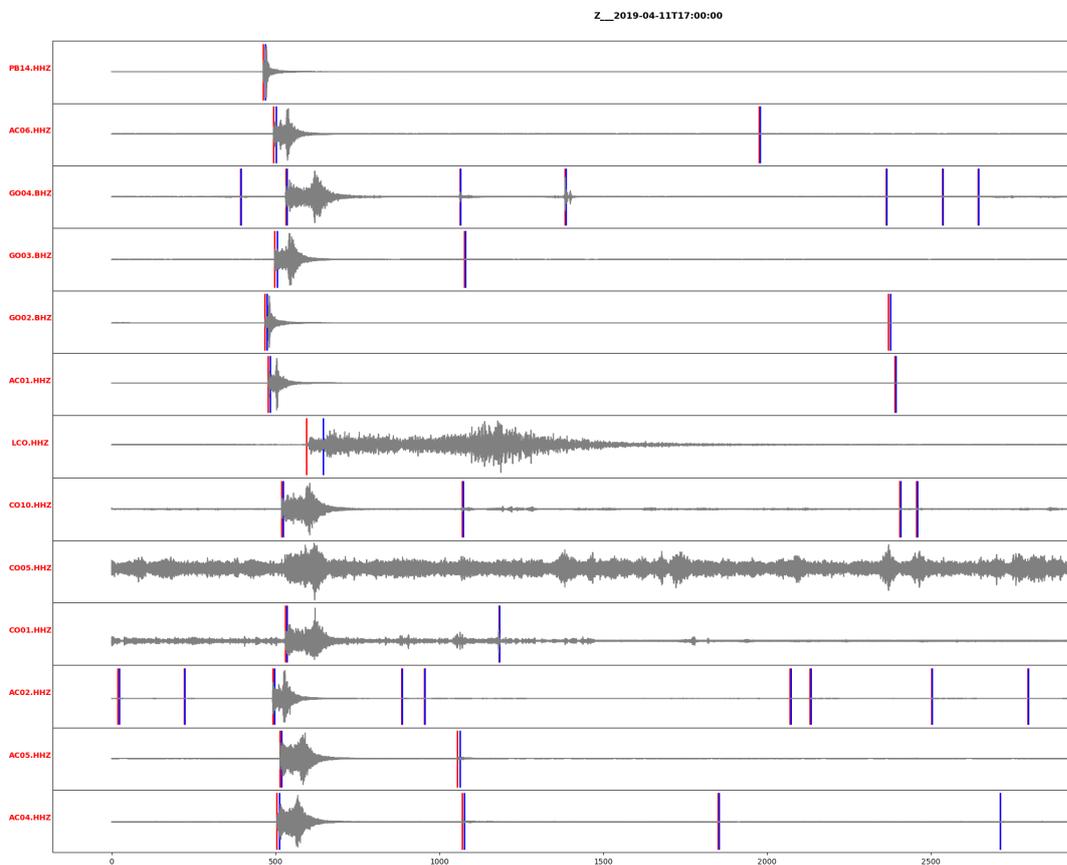


**Figura C7.3:** Dos ejemplos comparativos entre el salto de los gatillados en la serie original y su respectiva función característica con la que se ajustó el gatillado.

Observe que este método no captura la primera llegada de la onda P, puesto que la detección depende de ventanas, a menor tamaño de las ventanas LTA/STA y mas bajo el umbral, mas precisa la detección, pero también habrán mas falsos positivos.

Así, durante el procesado de la traza, recopilamos un archivo de gatillados en todos los canales anotados en el formato UNIX-TIME<sup>9</sup>. Estas llegadas aún no se las puede declarar como eventos sísmicos.

**Importante:** El archivo de picks deberá ir ordenado por tiempo(unix) de menos a más, de otra la localización con *Binder\_nosc* no funcionará.



**Figura C7.4:** Un sismograma ejemplar de procesado y aplicación del gatillado automático individual para múltiples estaciones. Se obtuvieron buenos resultados en esta hora con un rango STA/LTA de 1:10 [s] y Umbrales (thresholds) de 10 y 8 veces sobre el promedio.

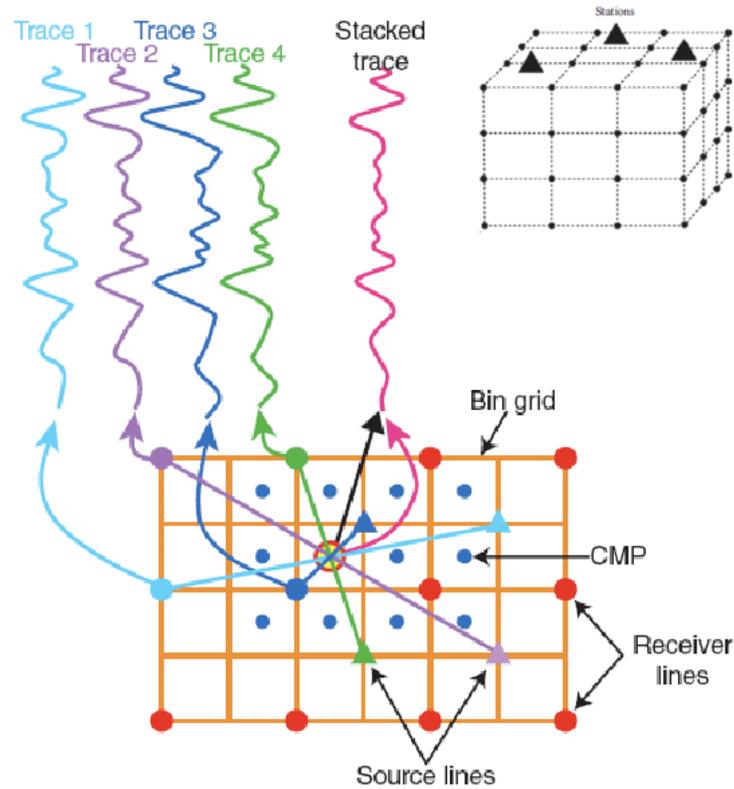
<sup>9</sup>Segundos después de 1970-01-01 UTC

## C8. Gatillado Grupal e Inversión

La siguiente etapa lógica sería utilizar el archivo de salida de la etapa anterior (picks (P) del procesado y gatillado individual en los canales para la traza de tiempo), para afirmar la existencia de eventos sísmicos y localizarlos.

Entonces tenemos dos tareas separadas: confirmar un evento sísmico y ubicarlo (resolviendo un problema de inversión de datos). Para lograrlo, se utiliza un script auxiliar llamado `Binder_nosc_AR`, debido a lo complejo del método. Convendría trasladarlo definitivamente a Python en el futuro.

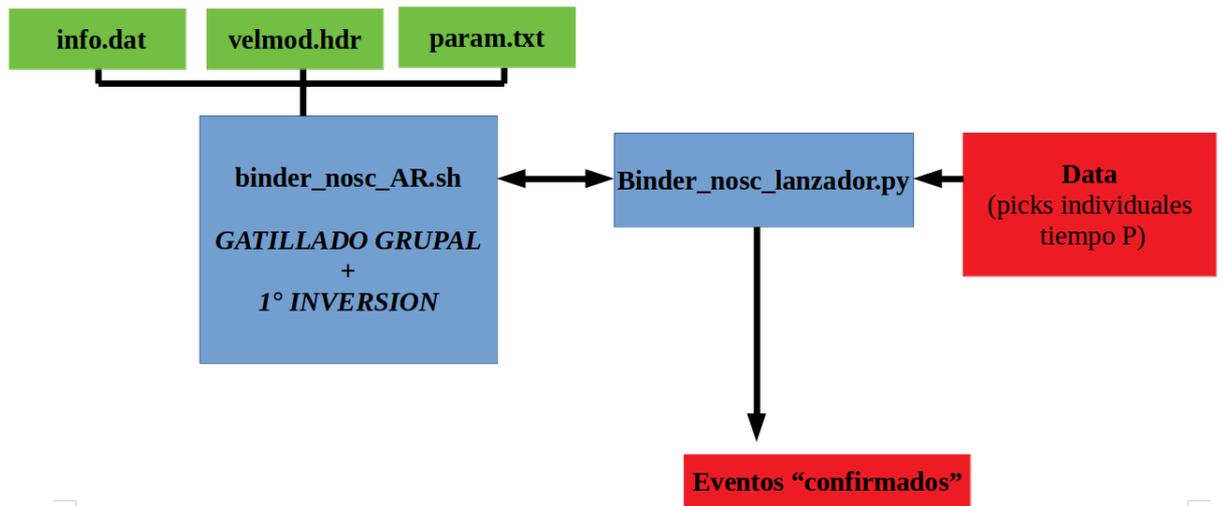
La lógica detrás de la localización y la iteración en grilla está explicada detalladamente en el Marco Teórico (3) de la Tesis adjunta. Solo es relevante para este manual mencionar que la falta de llegadas S que permitan manejar un tiempo de viaje, fuerzan a replantear el problema y la incógnita deseada. La búsqueda de un tiempo artificial obliga indirectamente a hallar hipocentros tentativos resolviendo un problema directo en cada trigger aceptable iterando puntos de la grilla hasta dar con el que mejor se acerque a la llegada observada. De ahí que debamos definir tantos parámetros y un modelo de velocidad en los archivos auxiliares. El gatillado grupal se logra en este código al comparar cercanía de tiempo y cercanía espacial de los nodos asociados a cada pick.



**Figura C8.1:** A partir de cálculos directos iterativos de distancias en nodo-estación con picks (en colores), se encuentran hipocentros tentativos, los cuales se intersectan resolviendo el sistema de ecuaciones planteado como inversión para dar con la incógnita real: Hipocentro artificial, el cual a su vez se puede seguir iterando con la siguiente mejora en la ubicación y disminución del residual con los datos de tiempo llegada observados/extraídos del gatillado.

### C8.1. Descarga Binder\_nosc\_AR + instalación:

Obtenido el script, configuramos su ubicación con un alias en el `.bashrc` para llamarlo desde la terminal, puede requerir permisos. El script de control en Python que conectará con el original `binder_nosc_AR.sh` en este programa de ubicación sísmica se llama `Binder_nosc_lanzador.py`.



**Figura C8.2:** Algoritmo de uso de nuestros códigos de localización relacionados a Binder.

## C8.2. Uso Binder\_nosc\_AR:

Procedemos a explicar el código desde su comando en la terminal:

```

/binder_nosc_AR picker_input.txt param.txt

```

### Archivos de entrada:

1. **picker\_input.txt**: Nombre del archivo de picks para determinado periodo. Este es el output del gatillado individual en el siguiente formato:

```

[ FECHA_UNIX ESTACIÓN CANAL FASE(P ó S) 0 _ ]

```

2. **param.txt**:

- *eventThreshold*: Cantidad mínima de triggers contiguos en un rango de tiempo para asignar un evento (5 recomendado para este estudio).
- *AssociationThreshold*: error en [s] que un trigger puede tener, comparado con la llegada teórica de una onda de un potencial sismo

en la zona (Según un modelo de velocidades (1-D en este caso, para P) aplicadas en un enjambre de potenciales sismos debajo de la red, donde el programa calcula el tiempo ideal en que llegarían las fases de las estaciones), para que el trigger esté asignado a ese potencial sismo (2-3[s] recomendado).

- *p/sPickresidualCutoff*: Si la modelacion de un “evento” cumple los requisitos de *eventThreshold* y *associationThreshold*, intenta localizar el evento usando los triggers con un hipocentro estimado dado por el modelo. Así esta línea elimina los picks que lancen residuales mayores al parámetro escrito (recomendado 1.0 – 1.5 [s]).
- *p/sEventWindow*: La cantidad máxima de segundos entre 2 triggers que pueden venir del mismo Evento. Se estima como la cantidad máxima de segundos que una onda p/s demora en cruzar la red/cantidad de estaciones completa. Se comparan los triggers que caen dentro de ventanas de este largo. Se recomienda entre 3-5[s].
- *eventCutoff*: 120[s]. debe ser mas grande que *p/sEventWindow*. Probablemente el tiempo durante el cual se modela el viaje de los rayos del “hipocentro” teórico. ( 125 % de *p/sEventWindow* recomendado).
- *mstackWindow + stackSpacing + stackDepth*: (90.0, 10.0 y 100.0 recomendados) Parámetros asociados a distancias entre nodos de prueba para posibles sismos.
- *depthStart + depthStep + maxDepthTry*: Parámetros relacionados al esparcimiento de los nodos de manera vertical. Estos mentados nodos son la “red” y sub-cubiculos donde se lanza el modelo bajo la red superficial y se prueban muchos hipocentros teóricos ubicados en cada nodo. La profundidad puede depender de la morfología de la zona sísmica (Recomendados 0.0, 2.0 y 100.0 en este estudio) .
- *eventFilename*: (events.txt → Archivo de salida: nombre del archivo de salida con las propiedades de los eventos que *binder\_nosc* nos declara como sísmicos).
- *unusedPickFilename*: (unused.txt → Archivo de salida: triggers no usados por que no corresponden a nignun evento según el programa).

- *networkConfigFilename*: (info.dat → Archivo de entrada: Info de las estaciones: lat,lon, elevacion,etc.) y bordes de la ventana sísmica.
  - *velmodFilename*: (velmod.hdr→ Archivo de entrada: modelo de velocidad con el cual queremos calcular los tiempos de llegada teóricos y encontrar/localizar eventos).
3. **velmod.txt** : Modelo de velocidad para la ventana donde estamos probando/ubicando eventos sísmicos. Es importante verificar con un par de pruebas que el modelo elegido de resultados lo más precisos posibles.

```
[ VP [m/s] PROFUNDIDAD [km] ]
```

4. **info.dat** : Info de las estaciones con las que se modela la primera inversión. Las cuatro últimas líneas corresponden a las fronteras de grilla donde se modelarán las inversiones sísmicas. El modelo no hará cálculos para posibles eventos fuera de esta ventana. A continuación el formato seguido; mantener fijas las constantes numéricas y los valores que dicen IRIS:

```
[ XXX(n°est.) IRIS 1.0 24 3T XXX(num°est.) xx(n°est.) xxxx(nomb.estación)
Lat. Lon. Eleva. f.inic(yyyymmdd) horainic f.fin(yyyymmdd) horafin IRIS ]
```

Ej:

```
> 001 IRIS 1.0 24 3T 001 01 AC01 -26.14 -70.60 0346 2019.01.01 00:00 2019.11.31 23:59 IRIS
> 020 GRID 1.0 24 ZZ 020 20 L901 -24.00 -73.00 0000 2019.01.01 00:00 2019.11.31 23:59 Outline
```

Donde se finaliza el texto con cuatro líneas que contengan las esquinas de la grilla (**Outline**)

### Archivos de salida:

1. **events.txt**: Registra los picks que gatillaron, según el script, un evento sísmico. Por cada evento detectado y localizado se anota una primera fila de datos del evento seguido de tantas filas como picks asociados a este, repitiendo dentro del archivo tantas veces como eventos se detecten para la

traza:

1)° FILA (evento ubicado)

```
[ unix_time year month day hour min sec lat lon depth ....
#picks GAP RMS(rootmeansquare) ]
```

2)° FILA (picks gatillantes de un evento según Binder)

```
[ estacion unix_time residuo_inversión ...
; tiempo_absoluto_viaje_onda (?) fase _ ]
```

\* A través del script de Python auxiliar, se crea un archivo de salida para cada carpeta de resultados existente

\* Los resultados obtenidos también llevan un tiempo muerto para despejar las llegadas S que puedan manchar la primera estimación.

2. [unused.txt](#) : Picks no usados, que no se pudieron combinar con al menos 4 otros para confirmar un evento según Binder\_nosc\_AR.

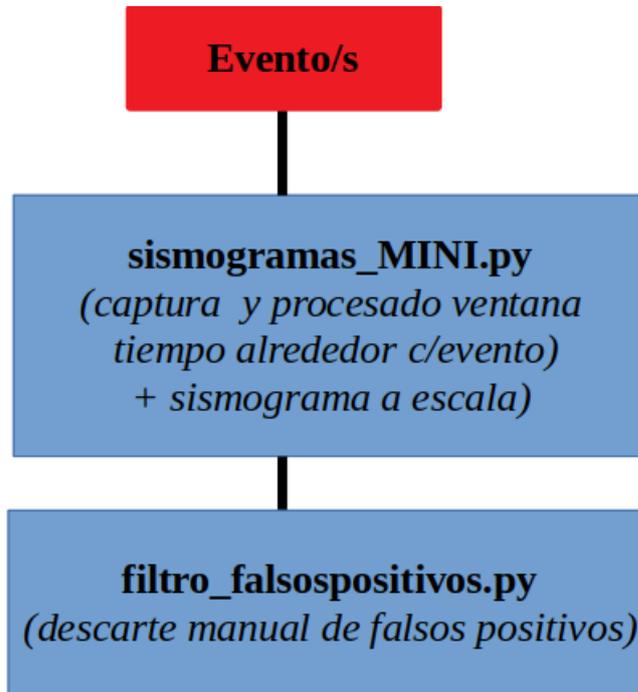
### C8.3. Comentario Final:

En vista de los numerosos parámetros, conviene hacer pruebas con un rango menor de tiempo donde sepamos de antemano algunos eventos en la zona para calibrar y mejorar la calidad de la estimación. Conviene ajustar la grilla agrandando un grado( $\sim 111$ [km]) cada extremo (últimas líneas de *info.hdr* ) amén de tener incluidas todas las estaciones presentes en el estudio, con el fin de no quitar eventos cercanos al borde. Verifique que el modelo de velocidad esté bien ajustado buscando literatura para la zona, compare resultados con eventos ubicados por otra institución. Finalmente verifique que el resto de parámetros de la estimación sean los adecuados.

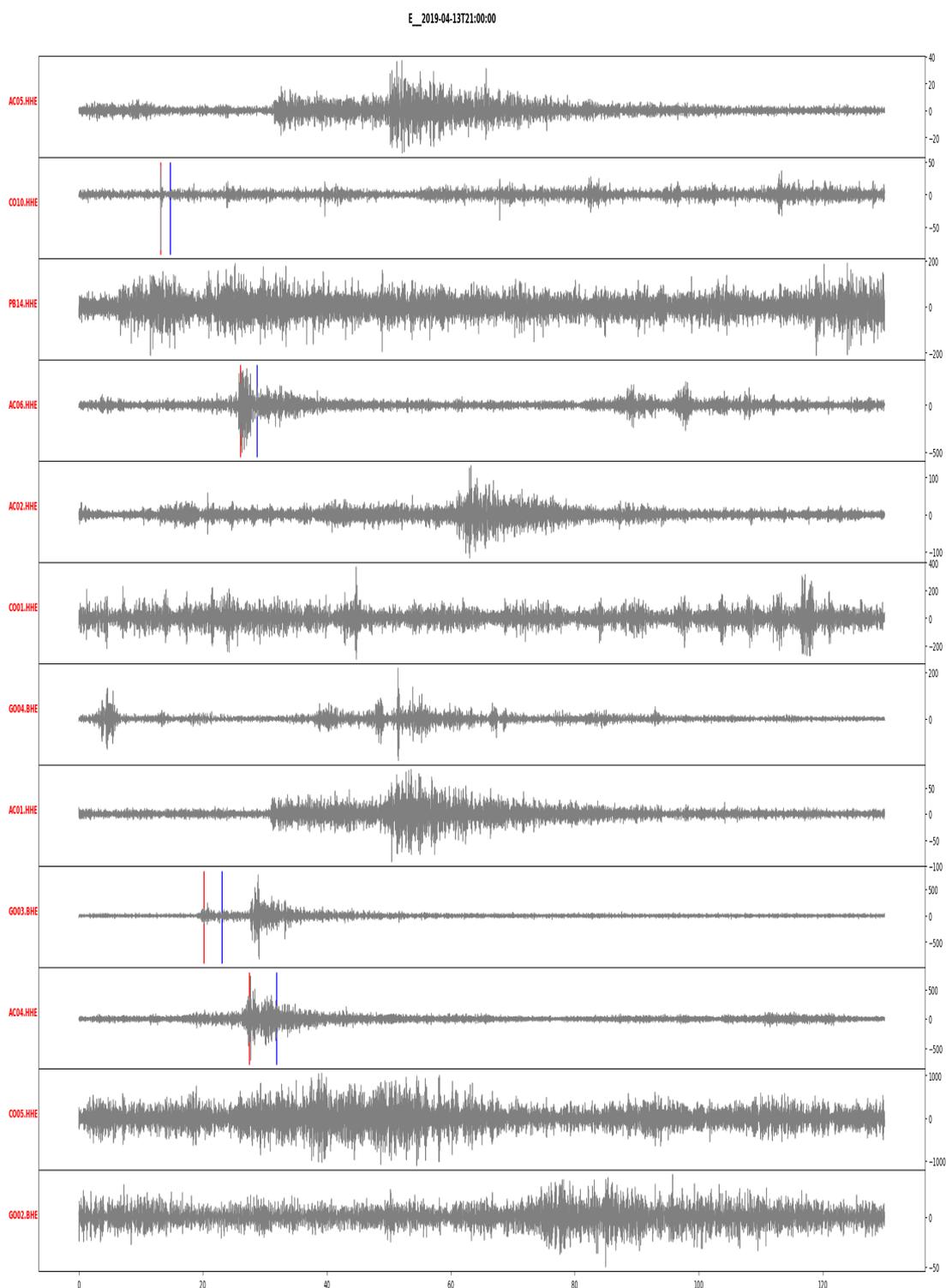
## C9. Inspección Manual y Relocalización

Sin embargo, la inversión y primera estimación del apartado anterior tiene una gran limitación: Es bastante imprecisa debido a que se fabrica exclusivamente con datos de onda P, puesto que detectar automáticamente la S en todas y cada una de las detecciones está mas allá de lo que nuestros gatillados ofrecen. Esto provoca errores a la hora de localizar pues el método de iteraciones no siempre logra calcular el hipocentro artificial, debiendo entregar el hipocentro tentativo que está clavado en algún nodo de la grilla. Capturando manualmente llegadas S, o lanzando otro método sobre las horas confirmadas con eventos son las mejores formas hasta ahora de relocalizar exitosamente los sismos detectados.

Por otra parte, Binder erróneamente calcula eventos con llegadas producto de falsos positivos; para eliminarlos primero reagrupamos todos los eventos repartidos en las carpetas-resultado con *buscaeventos.py*, creamos simogramas menores acotados alrededor de 1-2 minutos luego de cada supuesto evento en cuestión (según Binder, utilizando *sismogramas\_MINI.py*). Luego aplicamos el script de inspección manual *filtro\_falsospositivos.py* para revisar cada bloque de simogramas e ir descartando los eventos falsos.



**Figura C9.1:** Diagrama de flujo para la detección manual de falsos positivos en el catalogo de eventos confirmados por Binder. *sismogramas\_MINI.py* es exactamente el mismo script clonado de *sismogramas.py* solo que esta vez se recoge el catalogo emitido por *buscaeventos.py*; A pesar de utilizar hasta el momento solo la imagen resultante del sismograma para la detección manual de *filtro\_falsospositivos.py*, un afinado de los parámetros de gatillado en “MINI” que maximice la cantidad de llegadas detectadas serviría para un posible re-cálculo de hipocentros con Binder en una suerte de relocalización.



**Figura C9.2:** Ejemplo de un evento **no-localizable**. A pesar de que se observan un par de estaciones que efectivamente tendrían un origen sísmico (GO03 y AC04), la mayoría de las picks detectadas con las que se ubicó el supuesto evento, no tienen significado sísmico o no son relativamente observables. Con solo dos picks correctos no se puede hacer correctamente un cálculo de 4 incógnita; se sugiere que este evento es de insuficiente magnitud y está demasiado lejos de la red de estaciones para ser localizado.