



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Tesis de Grado en Geofísica

**Serie sísmica en las Islas Shetland del Sur
2020-2021: Relocalización de eventos y análisis de la
señal sísmica continua mediante herramientas
automáticas e interactivas**

Emilio Rodríguez Nievas

Directora: Dra. Gabriela A. Badi

Codirector: Dr. Milton P. Plasencia Linares

La Plata, Argentina
- Agosto de 2022 -



Agradecimientos

En primer lugar agradezco a Gaby y Milton, mis directores, por todo el tiempo, el apoyo y la buena predisposición que me brindaron desde el primer día que me acerqué a ellos.

A Maria Laura y Celeste por el tiempo y la dedicación a la corrección de este trabajo.

A todas las personas que trabajan para que el Observatorio siga brindando enseñanza de calidad.

A mis amigos de siempre y a los que hice a lo largo de estos años, son todos muy importantes para mi y no hay nada igual que los momentos compartidos con ustedes. Los voy a extrañar mucho.

A todos mis tíos, tías, primos y primas, fue muy lindo aprovechar estos años de cercanía y fue fundamental su compañía en mis primeros años platenses, por siempre agradecido de tenerlos.

A mi familia por el apoyo infinito e incondicional. Por todo lo que crecimos en estos años, este logro es para ustedes, que se vengan muchos festejos más.

Y finalmente a Lu, mi compañera de vida, por bajarme a tierra cada vez que lo necesito y por volar juntos otras tantas veces. Con vos a mi lado todo es mucho mejor, gracias por sacar lo mejor de mi.

Este trabajo de tesis se enmarca en el proyecto "NUEVAS TECNOLOGÍAS PARA EL PROCESAMIENTO DE SEÑALES GEOFÍSICAS. MONITOREO Y RESULTADOS EN SUDAMÉRICA (UNLP P I+D G156)." El despliegue y mantenimiento de la red ASAIN son financiados por Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA), Italia y por el Programa Antártico Argentino (PAA). Las investigaciones del OGS han sido financiadas por el Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) de Italia en el marco del proyecto PdR_14_0028 "Rete sismografica antartica a larga bya nella regione del mare di Scotia e aree limitrofe", y PEA 2011–2013 "Manutenzione straordinaria e upgrade della Rete degli Osservatori Permanenti". Los datos de las estaciones PMSA de la red IU, HOPE y EFI de la red II y MG01, MG02 y MG03 de la red C1 se encuentran públicamente accesibles a través de la web Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS).



Índice general

1	Contexto Geotectónico	3
1.1	Geodinámica de la región de Scotia	3
1.2	Estructuras tectónicas y campo de esfuerzos regional	3
1.3	Actividad sismotectónica	4
1.4	Estructuras tectónicas y campos de esfuerzos locales	6
1.5	Influencia de la circulación del manto	11
2	Programas y algoritmos	13
2.1	SeisComP	13
2.1.1	Scolv	15
2.2	LocSAT	17
2.3	Hypocenter	18
3	Datos y Red de estaciones ASAIN	19
3.1	La Red ASAIN	19
3.1.1	Historia de la red	20
3.1.2	Configuración de la red	23
3.1.3	Caracterización según espectro de densidad de potencia (EDP) . . .	24
3.2	Datos de otras redes sismológicas	26
4	Análisis de la serie sísmica	29
4.1	Selección de eventos	29
4.2	Picado de fases	29
4.3	Parámetros iniciales	32
4.3.1	Modelo de velocidades sísmicas local	32
4.4	Resultados	33
5	Análisis de la señal continua	37
5.1	Densidad de potencia espectral probabilística	37
5.2	Índice de Frecuencias	38
5.3	Resultados	39
6	Discusión y conclusiones	43

Índice de figuras

- 1.1 Mapa tectónico de la región de la Península Antártica y el Mar de Scotia (según Pelayo and Wiens, 1989). La subducción una vez se extendió a lo largo de todo el margen occidental de la Península Antártica, pero solo queda una pequeña sección de la fosa. La cresta de expansión de Phoenix dejó de extenderse a los 4 Ma, y recientemente se inició la ruptura en el Estrecho de Bransfield. Las zonas sombreadas representan áreas de sismicidad difusa. 1: Sistema transforme Magallanes-Fagnano, 2: Banco Namuncurá 3: Bancos Aurora y Davis, 4: Bloque de las islas Georgias del Sur, 5: Mar de Hoces (Pasaje de Drake), 6: Bloque de las Islas Orcadas del Sur y Cuenca Powell y 7: Dorsal Irizar y Banco Discovery. S. S. = Sandwich del Sur . . . 5
- 1.2 Ocurrencia de los eventos sísmicos más relevantes en la región de Scotia entre los años 1970 y 2022. Se indica fecha y porcentaje de la energía sísmica radiada, por evento. En colores se destaca la profundidad, azul para eventos someros, verde para profundidades medias y rojo para eventos de gran profundidad. Para la estimación de la energía sísmica radiada los autores emplearon las relaciones recomendadas por IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) para escalas de magnitud no saturadas (Kanamori, 1977; Bormann and Saul, 2008). Información extraída de las bases de datos de libre acceso GEOFON del GFZ German Research Centre for Geosciences (<https://geofon.gfz-potsdam.de>), e IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology (<https://ds.iris.edu>). *Imagen extraída de Zambrano et al. (2022b)* 7
- 1.3 Estrecho de Bransfield con batimetría en gama de colores, posición de los OBS en puntos rojos y perfiles de refracción en las líneas negras. DI = Isla Decepción. BI = Isla Bridgeman *Imagen extraída de Barker et al. (2003)* . 9

1.4	Modelos bidimensionales de velocidad para las líneas 7 y 9 (Fig. 1.3) e interpretación del perfil sísmico multicanal AP-3, coincidente con la línea 7 (Barker and Austin Jr, 1998). Discontinuidad de Mohorovicic (línea blanca inferior) determinada ajustando los reflejos en la misma (PmP, amarillo) por <i>Barker et al. (2003)</i> . La velocidad del manto superior es de 7,5 km/s, definida por refracciones sub-Moho (Pn, negro). La parte superior de la corteza está representada por un contorno de 4 km/s (línea blanca superior). <i>Imagen extraída de Barker et al. (2003)</i>	10
1.5	Batimetría del volcán Orca. Vista desde el SO (arriba a la izquierda), desde el SE (abajo a la izquierda) y vista en planta (derecha). <i>Imagen extraída de Almendros et al. (2020)</i>	11
2.1	Vista de la pestaña Localización del módulo Scolv.	15
2.2	Vista de la pestaña Picados del módulo Scolv.	16
2.3	Vista de la pestaña Magnitudes del módulo Scolv.	17
2.4	Vista de la pestaña Evento del módulo Scolv.	17
3.1	Ubicaciones de las estaciones de la Red ASAIN: Los triángulos negros representan antiguas estaciones ASAIN, los triángulos de colores claros representan estaciones actuales ASAIN, los triángulos vacíos invertidos representan estaciones de otras redes permanentes. Los círculos de colores indican la sismicidad con sus profundidades en el área desde 1970 hasta septiembre de 2018 del boletín revisado del Centro Sismológico Internacional (ISC). Las líneas negras son los límites entre placas según <i>Bird (2003)</i> . El mapa inserto muestra la posición del área involucrada en el globo. AN: placa de la Antártida; SA: placa Sudamericana; SC: placa Scotia; SL: placa Shetland; SW: Placa Sandwich. (<i>Imagen extraída de Plasencia Linares et al., 2021</i>).	20
3.2	Rendimiento general de las estaciones activas de ASAIN desde 1996. En azul, datos disponibles en el servidor del Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, Trieste, Italia); en gris, datos disponibles del servicio web Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). (<i>Imagen extraída de Plasencia Linares et al., 2021</i>).	24
3.3	El espectro de densidad de potencia media (EDP) de las tres componentes de cada estación en comparación con los nuevos modelos estándar de bajo ruido (NLNM) y de alto ruido (NHNM), calculados para todo el conjunto de datos y por separado para el verano (desde noviembre a enero) e invierno (de mayo a agosto). En el eje de las abscisas se destaca el período, se muestran resultados entre 0.1 y 100s aproximadamente. (<i>Imagen extraída de Plasencia Linares et al., 2021</i>).	25
3.4	Estaciones utilizadas en este trabajo.	27

4.1	Mapa en el que se muestran todos los eventos de la serie sísmica destacando con colores el mes en el que ocurrieron y con el tamaño del círculo la magnitud, siendo el más grande correspondiente a M 6.9 y el más pequeño a M 4.0. Además, se muestra un mapa miniatura con la ubicación de la región y en rojo la ubicación de la estación Carlini.	30
4.2	Registros de las 3 componentes de JUBA sin filtrar para el evento del día 23/1/2021. En verde los picados manuales y en azul los arribos teóricos. . .	31
4.3	Registro de JUBA.BHZ filtrado a $(0.7Hz - 2Hz)$ y luego de aplicarle el algoritmo STA/LTA para el evento del día 23/1/2021. En verde se muestran los picados manuales y en azul los arribos teóricos.	31
4.4	Mapas con las localizaciones de catálogo y las obtenidas para cada uno de los métodos utilizados. En la esquina inferior derecha se muestra un mapa de referencia. Los 4 mapas superiores se encuentran ubicados en el área oeste mientras que el mapa de la esquina inferior izquierda se encuentra en el área este. Se indica en la esquina superior derecha de los mapas el número de evento. El dique magmático se corresponde al propuesto por <i>Cesca et al. (2022)</i>	35
5.1	En azul, índice de frecuencias para <i>Bajas₂</i> , <i>Altas₂</i> . En verde, promedio diario del mismo. Ambos entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de diciembre del 2020	39
5.2	Eventos de catálogo USGS para la zona de estudio entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de marzo de 2021. En gama de colores se diferencia la distancia a la estación JUBA y el diámetro del círculo se asocia a la magnitud del evento, el de mayor diámetro corresponde a Mw 6.9 y el de menor a Mw 4.0.	40
5.3	DPEP para las frecuencias 0.25 Hz, 0.33 Hz, 1 Hz, 3 Hz y 4 Hz entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de marzo del 2021	41
5.4	DPEP para las frecuencias 0.25 Hz, 0.33 Hz, 1 Hz, 3 Hz y 4 Hz entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de diciembre del 2020	41
5.5	En azul, índice de frecuencias para <i>Bajas₁</i> , <i>Altas₁</i> . En verde, promedio diario del mismo. Ambos entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de diciembre del 2020	42

Índice de tablas

3.1	Red Sismológica Antártica Argentino-Italiana (ASAIN). Coordenadas de las estaciones de la red y cronología de características instrumentales . . .	22
3.2	Coordenadas y características instrumentales de las estaciones descargadas mediante IRIS	28
4.1	Modelo de velocidades sísmicas para el retroarco de las Islas Shetland del Sur (Robertson Maurice et al., 2003). Se estableció la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de 14.5 Km (N) acorde a lo propuesto por <i>Vuan et al. (2005)</i>	33
4.2	Localizaciones de catálogo y las obtenidas para cada uno de los métodos utilizados.	34
7.1	Eventos de la serie sísmica de las Islas Shetland del Sur 2020-2021 obtenidos del catalogo USGS.	49



Resumen

Contexto. El 29 de agosto de 2020, un sismo en el área del volcán submarino Orca, frente a la Base Antártica Argentina Carlini en la Isla 25 de Mayo, dio inicio a una serie sísmica mostrando la reactivación del Estrecho del Bransfield que se extiende en dirección sudoeste-noreste entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica. El sismo de mayor magnitud de esta serie (Mw6.9) ocurrió el 23 de enero de 2021 a unos 200 km al noreste del primero.

Objetivos. Analizar la serie sísmica de las Islas Shetland del Sur 2020-2021 a través de la relocalización de eventos seleccionados, utilizando los programas disponibles en el paquete SeisComP, datos provistos por la Red Sismológica Antártica Ítalo-Argentina más datos de estaciones de redes globales disponibles vía IRIS y dos modelos de velocidades sísmicas, el IASP91 de carácter global y uno estimado específicamente para la región por el Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, Trieste, Italia). También es objetivo de este trabajo analizar la señal continua a fin de detectar y caracterizar actividad magmática.

Método. En este trabajo se utilizó el módulo Scoln del programa SeisComP para la localización de eventos sísmológicos mediante el algoritmo LocSAT. Las localizaciones realizadas con el algoritmo Hypocenter fueron realizadas mediante el programa SEISAN. También se analizaron los registros sísmicos a través del cálculo de índices de frecuencias y de densidades de potencia espectral probabilística, estas últimas mediante el uso de la librería Obspy (Megies et al., 2011; Wassermann et al., 2013).

Resultados. Se presentan los resultados de las localizaciones para 5 eventos de la serie sísmica. En lo que respecta a la señal continua se analizaron los valores del índice de frecuencias (IF), su promedio diario y la densidad del espectro de potencia probabilística (DPEP) para las frecuencias de 0.25 Hz, 0.33 Hz, 1 Hz, 3 Hz y 4 Hz entre el 1 de agosto y el 1 de diciembre del 2020.

Conclusiones. Se obtuvieron localizaciones satisfactorias tanto con el algoritmo LocSAT, como con el algoritmo Hypocenter mediante el uso de los modelos de velocidad global y local. El IF y su promedio diario mostraron un desarrollo asociable a las distintas etapas de la serie sísmica y a la relación de las señales sísmicas con la dinámica de fluidos. El análisis de las DPEP de altas frecuencias presentó una fuerte relación con la distancia de la sismicidad a la estación JUBA.

El programa SeisComP cumplió con creces las expectativas previas al trabajo y muestra un gran potencial para futuras aplicaciones como podrían ser la adquisición de datos en tiempo real de estaciones de interés para el departamento de Sismología de la FCAGLP, su posterior almacenamiento en una base de datos generada para tal fin, la detección y localización automáticos de eventos a partir de los registros de esta red, etc.

Capítulo 1

Contexto Geotectónico

1.1 Geodinámica de la región de Scotia

El Arco de Scotia comprende el desarrollo de una serie de islas y bloques continentales que permiten continuar el extremo sur de los Andes con la Península Antártica (Ramos, 1999) (Fig. 1.1). Los estudios geológicos y geofísicos indican que dicha configuración representa el escenario de fragmentación y dispersión de bloques continentales que fueron conducidos por un flujo de manto sublitosférico dirigido hacia el este a partir del Paleógeno temprano (Alvarez, 1982; Barker, 2001). Representa a su vez el sector circumpolar de mayor concentración de la actividad sismotectónica en torno al Continente Antártico, donde el elevado nivel de sismicidad y la distribución de los focos sísmicos son el producto de una intensa deformación a lo largo de segmentos de margen de placa (Pelayo and Wiens, 1989; Caminos, 1999; Barker, 2001; Plasencia Linares, 2008; Vuan et al., 2014; Zambrano et al., 2022a),

1.2 Estructuras tectónicas y campo de esfuerzos regional

Los límites septentrional y meridional de la placa Scotia están constituidos por dos extensos lineamientos de carácter esencialmente transcurrente y orientación E-O: Dorsal Norte de Scotia y Dorsal Sur de Scotia (Pelayo and Wiens, 1989). Las dorsales Norte y Sur de Scotia se conectan al este a través de la fosa arqueada de las Islas Sandwich del Sur, donde la placa Sudamericana se hunde por debajo de la placa Sandwich. Las islas Sandwich del Sur integran el arco volcánico producto de la subducción, en tanto que la extensión de retroarco define el límite entre las placas Scotia y Sandwich (denominado Dorsal Este del Scotia). En contraste, el borde occidental de la placa Scotia está determinado por la zona de Fractura Shackleton (límite entre las placas Scotia y Antártica)

En el margen occidental de la Península Antártica, en el segmento que abarca a las Islas

Shetland del Sur, entre las zonas de fractura Hero y Shackleton, se desarrolla el complejo de subducción lenta, producto del hundimiento de la placa Pacífica bajo la placa Antártica (Della Vedova et al., 1997; Caminos, 1999; Robertson Maurice et al., 2003). A retroarco de dicha subducción se desarrolla el rift de la cuenca Bransfield, con manifestación de actividad volcánica submarina (Pelayo and Wiens, 1989; Caminos, 1999). La serie sísmica con la que se trabaja en la presente tesis tuvo desarrollo en esta zona.

El desplazamiento relativo que se observa a lo largo de las dorsales Norte y Sur de Scotia y la zona de Fractura Shackleton evidencian un intenso campo de esfuerzos compresivo de orientación noreste-suroeste, el cual resulta del movimiento relativo entre las placas Sudamericana y Antártica (Forsyth, 1975; Pelayo and Wiens, 1989; Smalley Jr et al., 2007). Las velocidades relativas entre las placas Sudamericana, Antártica, Scotia y Sandwich determinan:

1. Desplazamiento de rumbo sinistral con componente compresional en la Dorsal Norte de Scotia
2. Desplazamiento de rumbo sinistral con componente extensional en la Dorsal Sur de Scotia
3. Compresión este-oeste en la región del Mar de Hoces (Pasaje de Drake)

(Pelayo and Wiens, 1989; Thomas et al., 2003; Dietrich et al., 2001; Smalley Jr et al., 2007, 2014) (Párrafos modificados de Zambrano et al. (2022a)).

1.3 Actividad sismotectónica

En la Dorsal Norte de Scotia, la actividad sísmica se desarrolla intermitentemente por más de 2500 km (Figs. 1.1 y 1.2). En el tramo continental se distribuye a lo largo del sistema transforme Magallanes-Fagnano (Buffoni et al., 2009; Carbonell et al., 2014; Buffoni, 2017), y en el tramo marítimo se concentra en el sector de los bancos Namuncurá, Davis y Aurora, y el bloque de las islas Georgias del Sur (Pelayo and Wiens, 1989; Buffoni et al., 2009; Buffoni, 2017) (Figs. 1.1 y 1.2). En la Fosa de las Islas Sandwich del Sur, la sismicidad se desarrolla en forma profusa en la zona de Wadati-Benioff, hasta aproximadamente 400 km de profundidad del segmento subducido de placa Sudamericana (Figs. 1.1 y 1.2). A retroarco la sismicidad se distribuye en torno al eje de expansión oceánica (Dorsal Este del Scotia), concentrándose especialmente en los extremos norte y sur, que corresponden a los puntos triples determinados por las placas Sudamericana, Scotia y Sandwich, y las placas Antártica, Scotia y Sandwich, respectivamente (Figs. 1.1 y 1.2). En la Dorsal Sur de Scotia la actividad sísmica es más frecuente que en la Dorsal Norte de Scotia y se extiende por más de 1500 km (Figs. 1.1 y 1.2). En el tramo correspondiente a la Dorsal Irizar y Banco Discovery se manifiesta en forma difusa, mientras que en el tramo central se

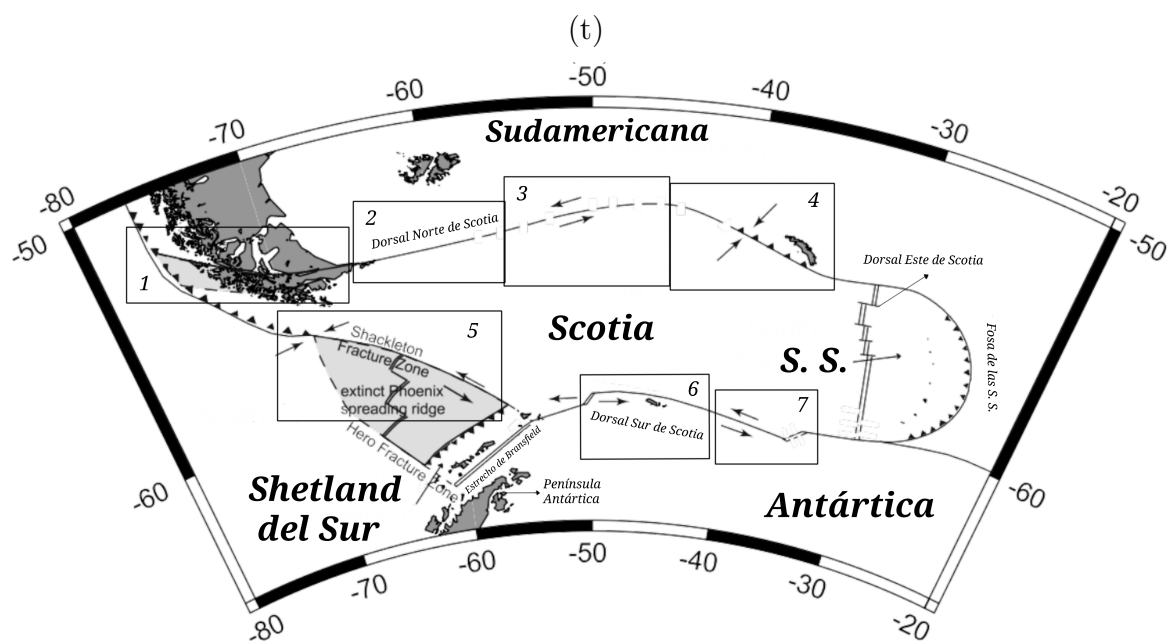


Figura 1.1: Mapa tectónico de la región de la Península Antártica y el Mar de Scotia (según Pelayo and Wiens, 1989). La subducción una vez se extendió a lo largo de todo el margen occidental de la Península Antártica, pero solo queda una pequeña sección de la fosa. La cresta de expansión de Phoenix dejó de extenderse a los 4 Ma, y recientemente se inició la ruptura en el Estrecho de Bransfield. Las zonas sombreadas representan áreas de sismicidad difusa. 1: Sistema transforme Magallanes-Fagnano, 2: Banco Namuncurá 3: Bancos Aurora y Davis, 4: Bloque de las islas Georgias del Sur, 5: Mar de Hoces (Pasaje de Drake), 6: Bloque de las Islas Orcadas del Sur y Cuenca Powell y 7: Dorsal Irizar y Banco Discovery. S. S. = Sandwich del Sur

concentra al norte del bloque de las Islas Orcadas del Sur y de la Cuenca Powell (Figs. 1.1 y 1.2). En la zona de Fractura Shackleton la sismicidad es somera y se extiende por más de 800 km. Se intensifica en aquellos sectores donde las dorsales fósiles Antártica-Phoenix y Oeste del Scotia intersectan la franja de transcurrencia, y se ramifica en forma difusa por dichas estructuras hacia el interior de las placas Antártica y Scotia, respectivamente (Figs. 1.1 y 1.2). En la región del Mar de la Flota (Estrecho de Bransfield), la sismicidad se distribuye a lo largo del rift activo de la Cuenca Bransfield por más de 400 km, y su ocurrencia se verifica en nucleamientos en torno a los principales centros de actividad volcánica, emergidos y submarinos (Figs. 1.1 y 1.2). A lo largo del margen noroccidental de las Islas Shetland del Sur, la sismicidad es difusa y se asocia al proceso de subducción lenta que tiene lugar en la Fosa de las Shetland del Sur. La actividad se prolonga hasta profundidades cercanas a los 100 km, lo cual indica actividad de deformación a nivel del manto superior (Robertson Maurice et al., 2003).

1.4 Estructuras tectónicas y campos de esfuerzos locales

La región de las Islas Shetland del Sur-Península Antártica es un sistema geodinámico que experimenta cambios rápidos en los movimientos y la configuración de las placas que lo integran. La Fosa de las Shetland del Sur, ubicada mar adentro hacia el noroeste de las islas homónimas, es el último segmento sobreviviente de una zona de subducción que alguna vez se extendió a lo largo del margen occidental de la Península Antártica (p.ej., Cande et al., 1982). El entorno tectónico en esta zona de subducción era muy singular porque el flanco posterior de las crestas de las dorsales y la litosfera superior de la subducción formaban parte de la placa antártica. Por lo tanto, no hubo movimiento relativo entre las placas y las colisiones entre las dorsales y las fosas provocaron el cese de la subducción en cada segmento. La zona de subducción se acortó gradualmente a medida que segmentos de la Dorsal de Phoenix chocaron con el margen antártico, y los únicos segmentos de la dorsal que quedaban en el Pasaje de Drake quedaron inactivos hace aproximadamente 4 Ma (Larter and Barker, 1991). La subducción en la fosa de las Shetland del Sur debe haberse ralentizado o cesado por completo en este momento. La Figura 1.1 muestra los principales elementos tectónicos de esta región (según Barker and Dalziel, 1983; Pelayo and Wiens, 1989)

Aunque la Fosa de las Shetland del Sur tiene una morfología similar a la de las fosas activas (Maldonado et al., 1994), los catálogos sísmicos globales muestran bajos niveles de sismicidad y no hay evidencia de terremotos asociados a fallas inversas superficiales, usuales en la mayoría de las zonas de subducción. La principal evidencia sismológica de subducción son uno o dos terremotos ubicados a profundidades mayores de lo que normalmente se esperaría en un ambiente sin subducción. *Pelayo and Wiens (1989)* estudiaron

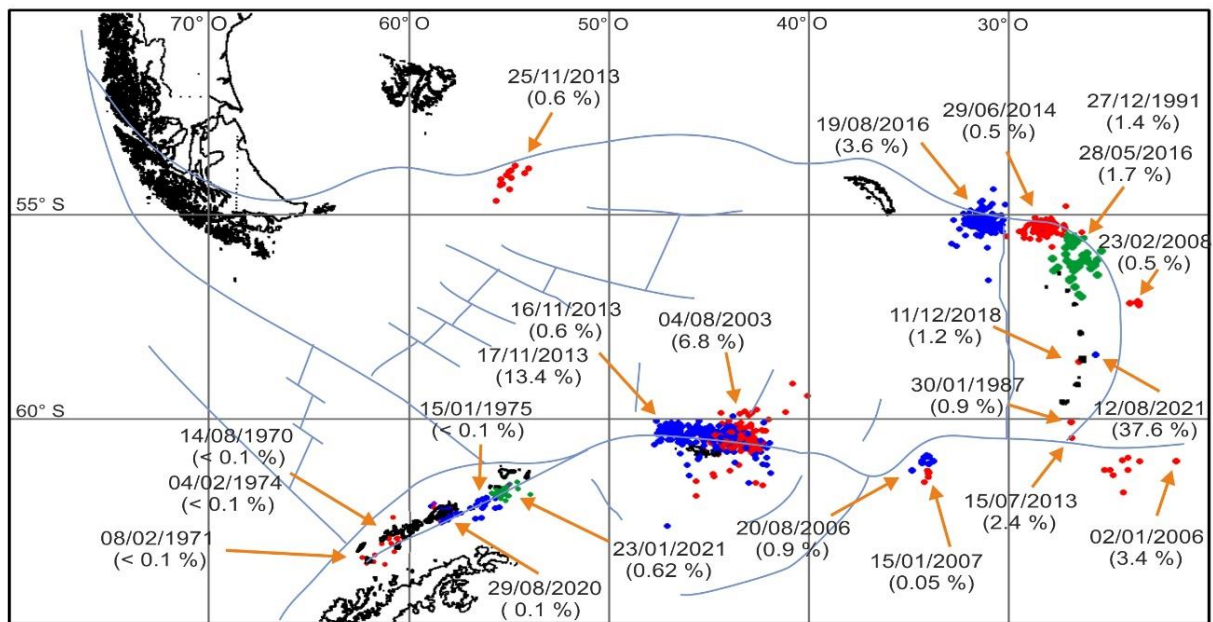


Figura 1.2: Ocurrencia de los eventos sísmicos más relevantes en la región de Scotia entre los años 1970 y 2022. Se indica fecha y porcentaje de la energía sísmica radiada, por evento. En colores se destaca la profundidad, azul para eventos someros, verde para profundidades medias y rojo para eventos de gran profundidad. Para la estimación de la energía sísmica radiada los autores emplearon las relaciones recomendadas por IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) para escalas de magnitud no saturadas (Kanamori, 1977; Bormann and Saul, 2008). Información extraída de las bases de datos de libre acceso GEOFON del GFZ German Research Centre for Geosciences (<https://geofon.gfz-potsdam.de>), e IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology (<https://ds.iris.edu>). *Imagen extraída de Zambrano et al. (2022b)*

el mecanismo focal de un evento a 55 km de profundidad cerca de la Isla Smith mediante la inversión de forma de ondas internas. Este evento mostró un mecanismo focal transcurrente, por lo que sugirieron que podría haber ocurrido en una placa en subducción. Sin embargo, solo se ha encontrado un terremoto de esa profundidad, y el análisis de registros telesísmicos se limitó a unos pocos eventos de gran magnitud. *Ibáñez et al. (1997)* encontraron evidencia de terremotos de hasta 100 km de profundidad utilizando un conjunto reducido de estaciones en la Isla Decepción, pero la precisión de la profundidad se veía limitada ya que el arreglo de las estaciones tenía una geometría que no era adecuada para estudiar esas fuentes sismogénicas y además la estructura local de la isla producía incertidumbres en la reconstrucción del rayo sísmico. Los registros sísmicos en la estación King Sejong indican que los terremotos locales ocurren con frecuencia en el norte del Estrecho de Bransfield, pero se desconoce la ubicación de muchos de estos eventos (Jin et al., 1998). Por lo tanto, la evidencia sismológica de subducción es escasa y la posible presencia de litosfera descendente debajo de las Islas Shetland del Sur es extremadamente limitada. La ausencia de sismicidad en los catálogos globales puede deberse a la pobre distribución de estaciones en esta región; las estaciones más cercanas para terremotos en esta región generalmente han estado a distancias de 20° o más, y el umbral de detección puede haber estado cerca de mb 5.0 durante la mayor parte de las últimas cuatro décadas del siglo XX (Larter, 2001).

Si la subducción aún permanece activa debajo de las Islas Shetland del Sur, la tasa de subducción debería ser similar a la tasa de apertura del Estrecho de Bransfield, debido a que la placa de subducción y la placa superior no tienen movimiento relativo entre ellas. Se han realizado varias estimaciones de la tasa de propagación utilizando datos de anomalías magnéticas, tales como 0,4 cm/año (Barker and Dalziel, 1983) y 0,9 cm/año (Parra et al., 1988). Sin embargo, los datos magnéticos del Estrecho de Bransfield son difíciles de interpretar y no está claro si se ha desarrollado la expansión del fondo oceánico al día de hoy (Barker et al., 2003). Las mediciones preliminares de GPS indican una tasa de propagación de 1 cm/año o menos (Bevis et al., 1999; Dietrich et al., 2001). Esta tasa sugeriría que la fosa de las Shetland del Sur es el extremo final de una subducción caliente que involucra una convergencia lenta de litosfera oceánica joven (14 Ma en el segmento suroeste a 23 Ma en el límite noreste de la fosa).

Otras evidencias de la extensión de retroarco en el Estrecho de Bransfield son la presencia de eventos con mecanismos extensionales (Forsyth, 1975; Pelayo and Wiens, 1989), un fondo marino alineado con grandes estructuras volcánicas (Gràcia et al., 1997; Keller, 2002; Lawver et al., 1996), alto flujo de calor (Nagihara and Lawver, 1991) y restricciones petrológicas (Weaver et al., 1979; Keller et al., 1992). El retroarco de las Shetland del Sur es único porque actualmente puede estar en transición de un régimen de ruptura a un régimen de expansión (Barker and Austin, 1994).

Las estimaciones del espesor de la corteza para el estrecho de Bransfield han sido inconsistentes (Ashcroft, 1972; Grad et al., 1993, 1997), pero los perfiles detallados de

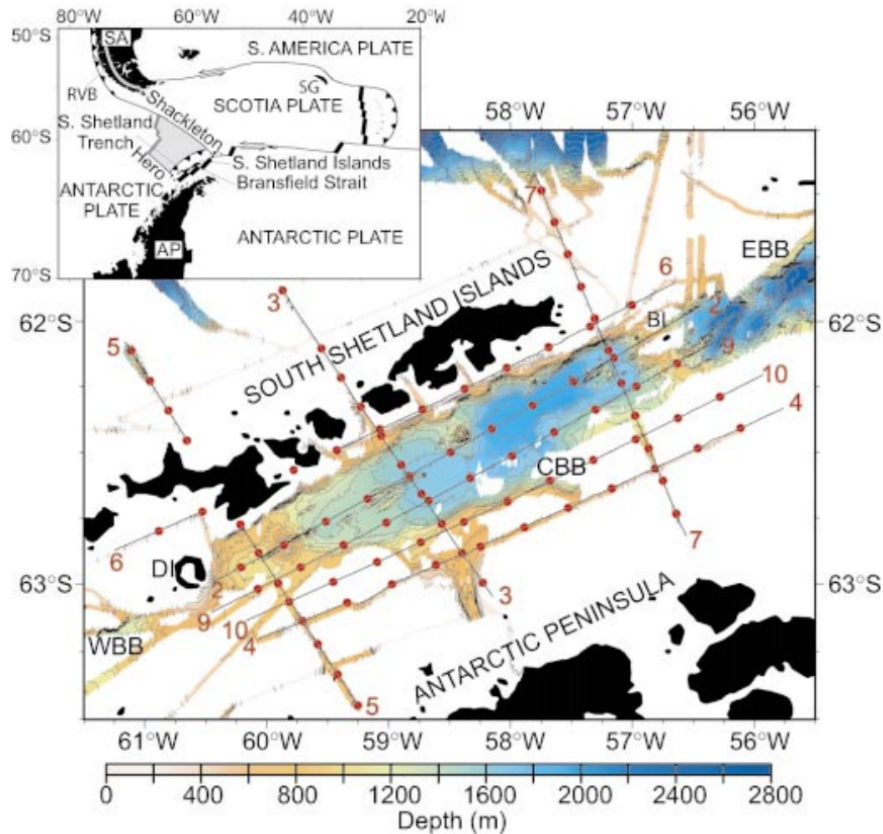


Figura 1.3: Estrecho de Bransfield con batimetría en gama de colores, posición de los OBS en puntos rojos y perfiles de refracción en las líneas negras. DI = Isla Decepción. BI = Isla Bridgeman *Imagen extraída de Barker et al. (2003)*

sísmica de reflexión hechos con OBS (sismógrafos de fondo oceánico) por *Barker et al. (2003)* muestran que la corteza del retroarco se está adelgazando y que el espesor de la corteza en la cuenca de Bransfield aumenta de ~ 10 km en la parte central hasta $\sim 14\text{--}16$ km en el suroeste. *Della Vedova et al. (1997)* también realizó un trabajo de refracción sísmica cerca de la Península Antártica y descubrió que la corteza en la cuenca de Bransfield tiene un espesor de 15 a 17 km y que se engrosa notablemente hacia el sudoeste de la zona de fractura de Hero. La corteza se está extendiendo pero no se está formando nueva corteza oceánica, y la extensión se concentra en el lado del estrecho adyacente a las Islas Shetland del Sur, lo que provoca una asimetría fisiográfica en el estrecho (*Barker et al., 2003*).

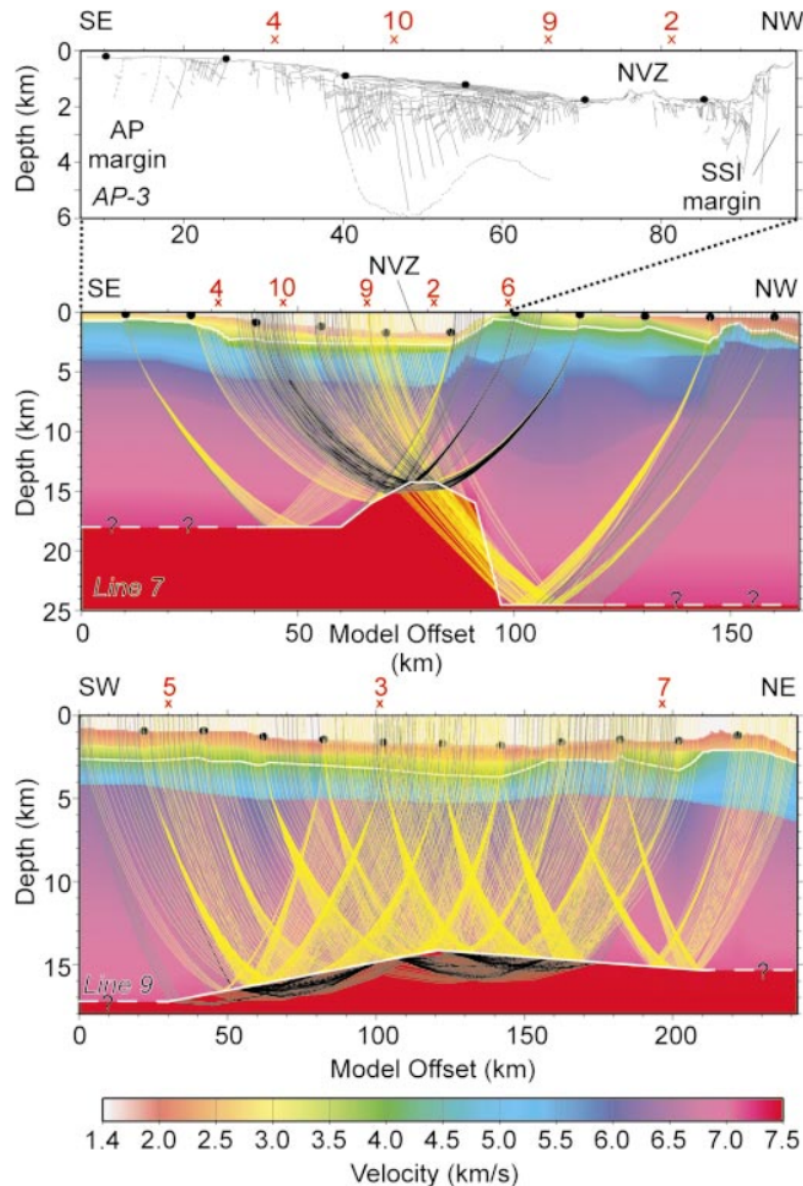


Figura 1.4: Modelos bidimensionales de velocidad para las líneas 7 y 9 (Fig. 1.3) e interpretación del perfil sísmico multicanal AP-3, coincidente con la línea 7 (Barker and Austin Jr, 1998). Discontinuidad de Mohorovicic (línea blanca inferior) determinada ajustando los reflejos en la misma (PmP, amarillo) por *Barker et al. (2003)*. La velocidad del manto superior es de 7,5 km/s, definida por refracciones sub-Moho (Pn, negro). La parte superior de la corteza está representada por un contorno de 4 km/s (línea blanca superior). *Imagen extraída de Barker et al. (2003)*

El desarrollo de la cuenca del Estrecho de Bransfield atravesó diferentes fases: un aumento de esfuerzos tensionales y rupturas locales de la corteza, la formación de estructuras tipo graben, actividad explosiva intensa en los edificios volcánicos en crecimiento y actividad volcánica localizada a lo largo de una banda estrecha y alargada de rasgos neovolcánicos (Schreider et al., 2014). La morfología del fondo marino comprende diferentes cuencas. La cuenca Central se extiende unos 250 km entre las islas Decepción y Bridgeman. Alberga una serie de características volcánicas y montes submarinos, ya sea

presentando estructuras isométricas con desarrollo paralelo a la dorsal, en un lado (monte submarino Orca) o en ambos lados (monte submarino Ex), o estructuras complejas paralelas a la dorsal (monte submarino Three Sisters) (Gràcia et al., 1996, 1997; Schreider et al., 2014). El monte submarino Orca tiene un cono casi circular, con un diámetro basal de 11 km, una altura de ~ 900 m y una caldera de 3 km de ancho y 350 m de profundidad (Figura 1.5) (Wille, 2005).

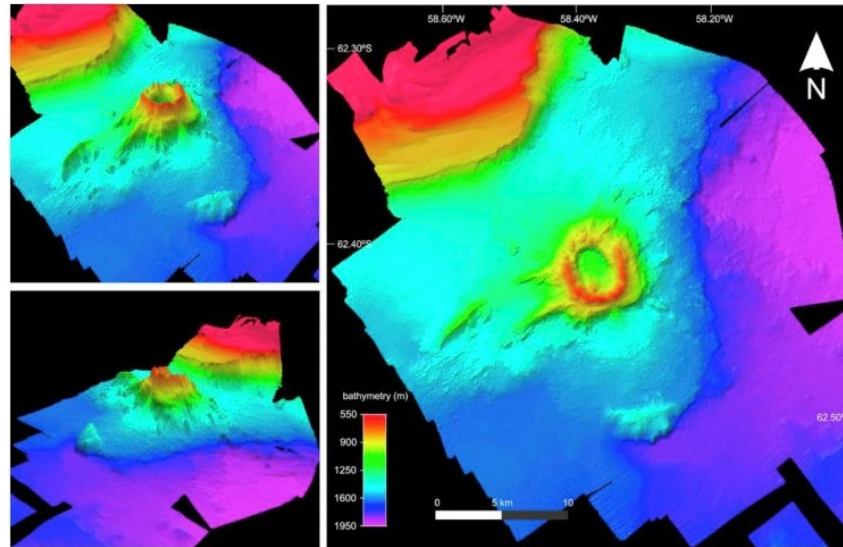


Figura 1.5: Batimetría del volcán Orca. Vista desde el SO (arriba a la izquierda), desde el SE (abajo a la izquierda) y vista en planta (derecha). *Imagen extraída de Almendros et al. (2020)*

1.5 Influencia de la circulación del manto

Estudios de anisotropía revelaron el desarrollo de un flujo horizontal de manto atlántico, con orientación NE-SO a ENE-OSO, circulando por debajo del extremo sur de Sudamérica, la región circumpolar Atlántica y la Península Antártica (Helffrich et al., 2002; Müller et al., 2008). El espesor de la correspondiente capa de flujo fue estimado en aproximadamente 200 km por Helffrich et al. (2002). Los autores también propusieron que dicho flujo es el responsable del movimiento absoluto hacia el oeste de la placa Sudamericana, impuesto por la fuerza de arrastre basal y favorecido por la presencia del margen de subducción pacífica. Basados en la hipótesis del arrastre basal, también aducen que el hecho por el cual Antártida no resulta conducida en igual dirección que Sudamérica es debido a que la placa Antártica se encuentra rodeada por dorsales que imponen restricción a su movimiento lateral.

Capítulo 2

Programas y algoritmos

2.1 SeisComP

SeisComP es un software sismológico para la adquisición, el procesamiento, la distribución y el análisis interactivo de datos que ha sido desarrollado por el Programa GEOFON en el Centro Helmholtz de Potsdam GFZ, Centro Alemán de Investigación de Geociencias y la compañía GEMPA GmbH responsable actual del mantenimiento y los nuevos desarrollos de SeisComP (<https://www.gempa.de/>).

SeisComP es un paquete de software ampliamente distribuido para el monitoreo en tiempo real de terremotos y otros eventos sísmicos. Su protocolo de transmisión de datos SeedLink se ha convertido en un estándar mundial de facto.

Las principales características de SeisComP son:

1. Procesamiento automático de datos en tiempo real o durante el procesamiento posterior
2. Interfaces gráficas fáciles de usar y completas
3. Software de código abierto y mantenido en GitHub por la comunidad.

Hoy SeisComP ofrece las siguientes posibilidades:

- Adquisición de datos
- Archivo de formas de onda
- Distribución de datos de forma de onda
- Control de calidad de datos
- Intercambio de datos en tiempo real
- Supervisión del estado de la red

-
- Procesamiento de datos en tiempo real
 - Detección y ubicación interactiva y/o automática de eventos
 - Cálculo automático e interactivo de magnitudes
 - Determinación interactiva de mecanismos focales
 - Emisión de alertas de eventos
 - Archivo de parámetros de eventos
 - Fácil acceso a información relevante sobre estaciones, formas de onda y terremotos recientes a través de la interfaz gráfica de usuario y herramientas de línea de comandos
 - Interfaz de Python para desarrollar scripts y módulos personalizados

El sistema SeisComP está compuesto por diferentes módulos, tanto automáticos como interactivos, que trabajan por separado en el proceso de datos y el análisis de la sismicidad. A grandes rasgos, podríamos categorizarlos en módulos de adquisición de datos, de procesamiento automático, de inventario, de utilidades o herramientas y módulos interactivos.

Dentro de los módulos interactivos encontramos:

- **Scolv**: Procesamiento de formas de onda, localización de eventos, determinación de magnitudes y de mecanismos focales.
- **Scrttv**: Visualización de formas de onda y picado de fases, selección de eventos para procesar en Scolv, activación y desactivación de estaciones para el procesamiento automático.
- **Scmv**: Visualización de estaciones en un mapa con información de sus estados y sus correspondientes formas de onda. Selección de eventos para procesar en Scolv.
- **Scesv**: Visualización de los últimos eventos y sus parámetros más relevantes en mapa.
- **Scheli**: Visualización de sismogramas en formato helicorder (formato similar a los registros analógicos en bandas de papel sobre tambor de movimiento helicoidal).
- **Scqcv**: Visualización de parámetros de control de calidad de las formas de onda. Activación y desactivación de estaciones para el procesamiento automático.
- **Scmm**: Sistema de mensajería automático para el monitoreo.

Para la realización de este trabajo hemos utilizado el módulo Scolv.

2.1.1 Scolv

El módulo Scolv es la herramienta interactiva principal de SeisComP para revisar y calcular localizaciones de eventos e información asociada a los mismos. En la ventana principal se encuentran 4 pestañas: Localización, Magnitudes, Evento y Eventos.

En la ventana principal de Scolv, sobre la margen izquierda se encuentra la pestaña Resumen. La misma cuenta con la información principal del evento con el que se está trabajando. Contiene dos pestañas: Preferida y Actual. En Preferida se muestra la información para la localización marcada como preferida en el sistema y en Actual la correspondiente a la localización actual.

La pestaña Eventos ofrece una descripción general de los eventos en el lapso de tiempo definido. Los eventos enumerados se actualizan en tiempo real a medida que llegan nuevos eventos a SeisComP o se cargan desde la base de datos. Estos eventos pueden haber sido registrados automáticamente por el sistema o generados manualmente por el usuario. Para comenzar a trabajar, se selecciona el evento a revisar.

Una vez seleccionado el evento, se pasa a la pestaña Localización. En la parte superior se dispone de un mapa de la zona del evento, información del evento y distintos tipos de gráficos para la distancia, el azimut y tiempo de viaje, entre otros. Debajo de esta información, se encuentra la tabla de arribos y los parámetros de localización. Desde el botón *Picker* se accede a la ventana de picado.

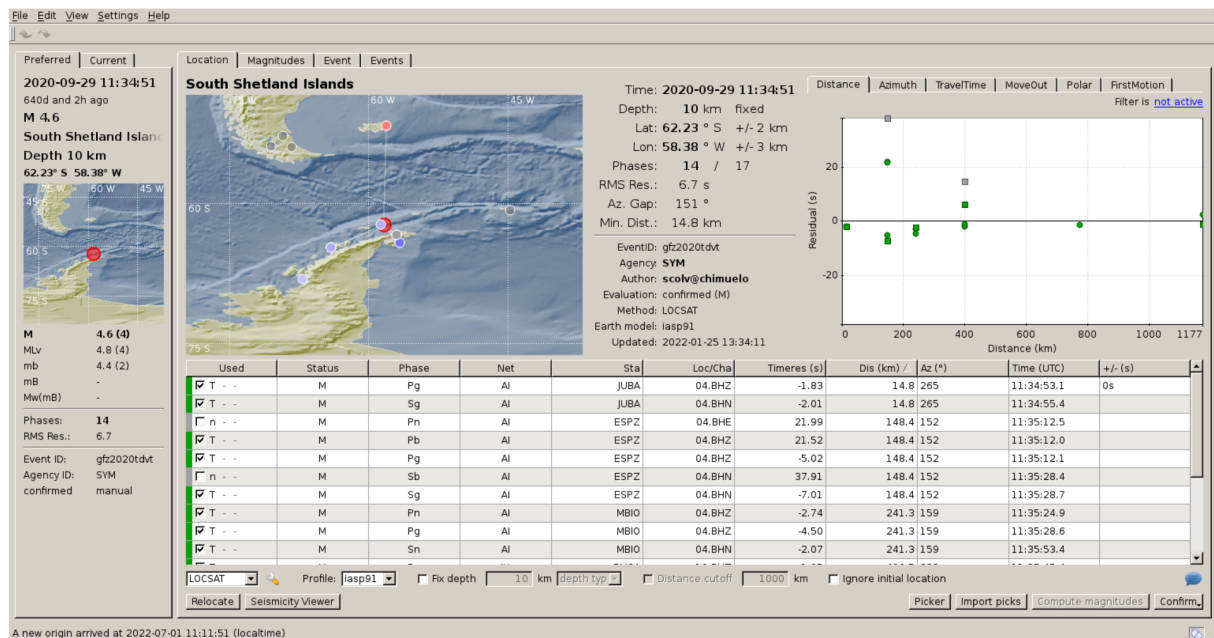


Figura 2.1: Vista de la pestaña Localización del módulo Scolv.

En la ventana de picado se trabaja con los registros de las estaciones disponibles para la fecha del evento. En la misma es posible corroborar los picados automáticos, los arribos teóricos, aplicarle filtros a los registros, modificar los picados en caso que sea necesario, observar las componentes espectrales de los registros, entre otras tareas.

Una vez terminado el trabajo de lectura de tiempos de arribo, se puede relocalizar el evento seleccionando los picados deseados, el modelo de velocidades, el algoritmo a utilizar y, en caso de ser necesario, especificando la profundidad. Especificar la profundidad es un gran aporte cuando contamos con pocas estaciones, como es el caso de este trabajo, ya que al no hacerlo es probable que la solución no converja. Para cada una de las soluciones obtenidas en este proceso es posible guardar la nueva localización mediante el botón *Commit*. Luego, se contará con una lista de orígenes para el mismo evento entre los cuales es posible fijar como predeterminado el elegido por el usuario.

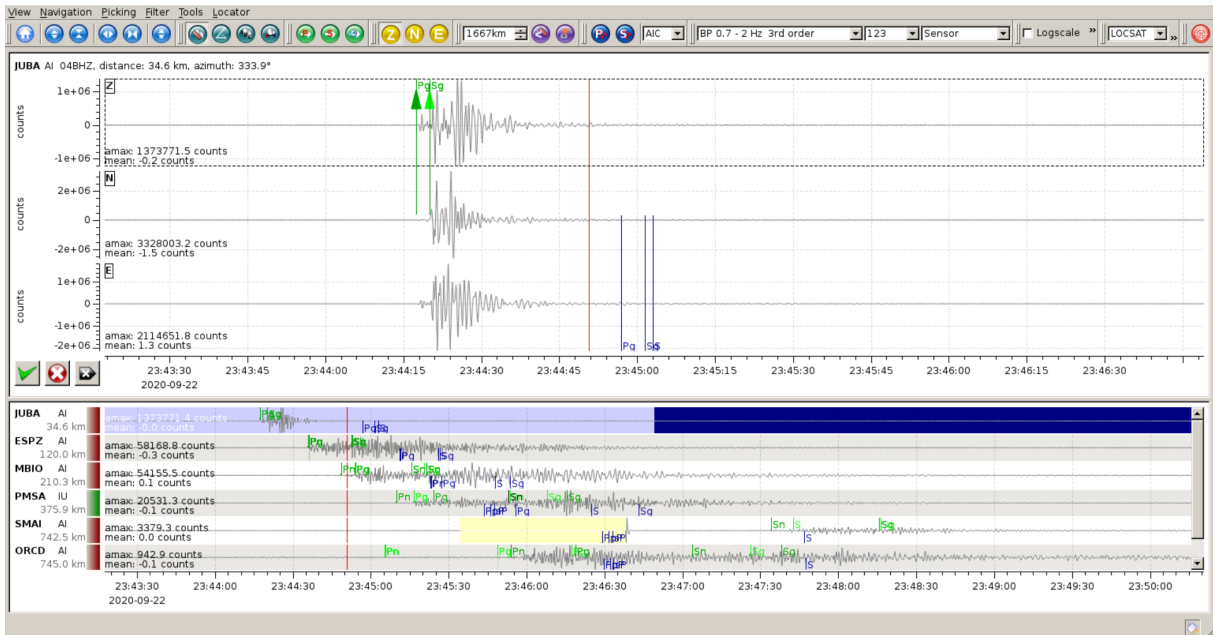


Figura 2.2: Vista de la pestaña Picados del módulo Scolv.

Una vez generado el nuevo origen va a ser posible pasar al cómputo de nuevas magnitudes. Esto se realiza mediante el uso del botón *Compute Magnitudes* en la pestaña de localización. Al activarlo, aparece una ventana que muestra la información de progreso del cálculo. Las amplitudes se obtienen de la base de datos si la selección no ha cambiado y ya está en el sistema. Para nuevas selecciones manuales, se solicitan formas de onda para calcular las amplitudes. La ventana emergente contiene información sobre el progreso y posibles errores. Después de cerrar esta ventana, se muestran todas las magnitudes disponibles y se pueden reprocesar de forma interactiva en la pestaña de magnitudes.

Una vez finalizados los cálculos de magnitudes, en la pestaña Evento se puede observar toda la información de las distintas localizaciones y magnitudes para el evento con el que estamos trabajando en tablas y también las localizaciones dispuestas en un mapa. Analizando los datos disponibles, se decide cuál localización y magnitud definir para el evento.

Dentro de la pestaña Evento, también es posible acceder a la información correspondiente al mecanismo focal y a los tensores momento. Esta información será de utilidad dependiendo del número y calidad de los registros disponibles.

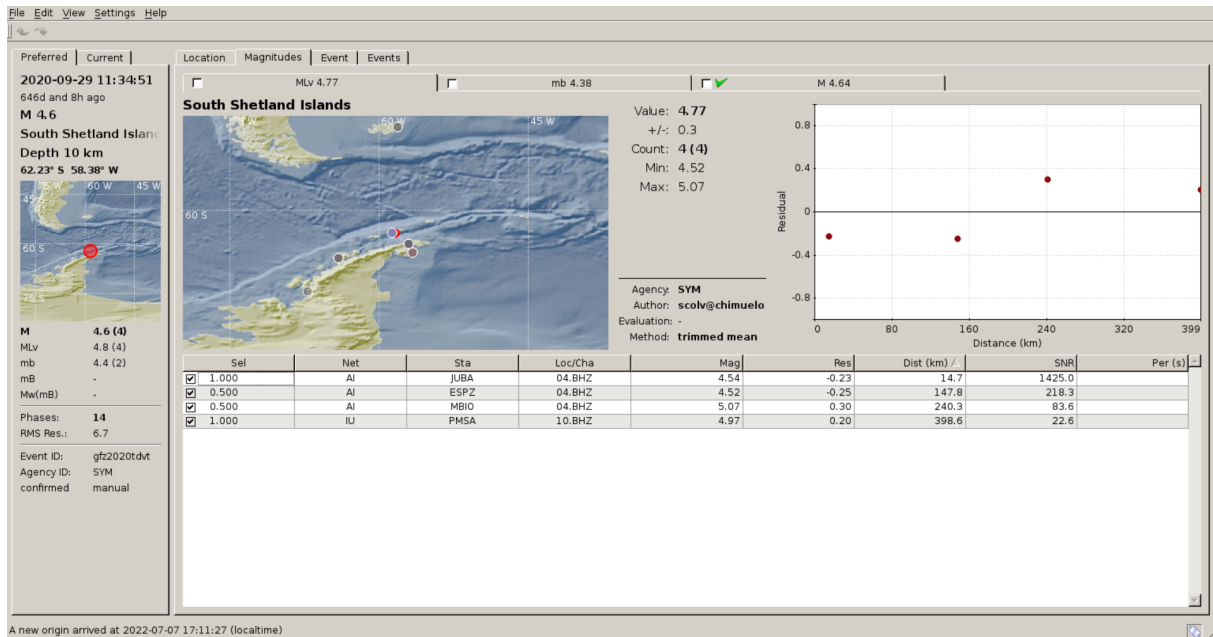


Figura 2.3: Vista de la pestaña Magnitudes del módulo Scolv.

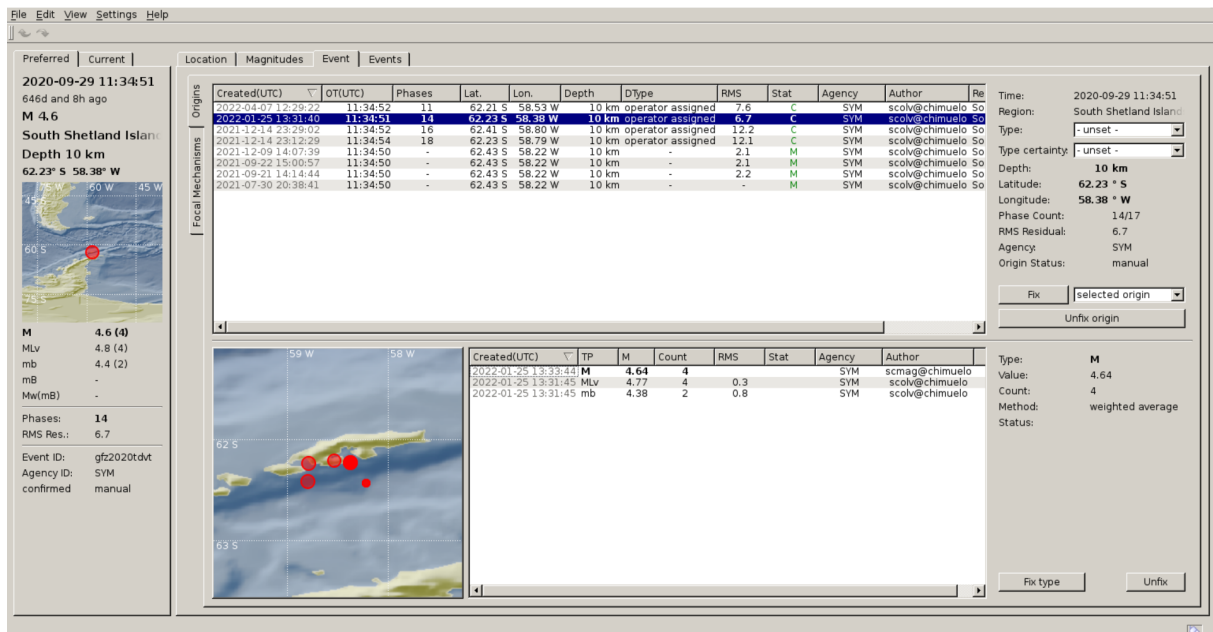


Figura 2.4: Vista de la pestaña Evento del módulo Scolv.

2.2 LocSAT

LocSAT (Bratt and Nagy, 1991) es un algoritmo de localización para el cálculo de la hora origen y las coordenadas del hipocentro a partir del picado de fases considerando tiempo de arribo, backazimut y lentitud. El resultado incluye la solución de ubicación (latitud, longitud y tiempo de origen) y el elipsoide de error con una confianza del 90%. El algoritmo LocSAT ajusta el hipocentro minimizando residuos temporales por mínimos cuadrados y utiliza tiempos teóricos de tablas de tiempo de recorrido. Por defecto utiliza las tablas IASP91 que están precargadas en SeisComP. También es posible utilizar tablas

generadas por el usuario en el mismo formato cargándolas en la carpeta correspondiente y agregándolas en la configuración del módulo LocSAT dentro de Scolv. Dentro del conjunto de herramientas TauP existe la posibilidad de generar este tipo de tablas a partir de un modelo de velocidades.

LocSAT permite el uso de información tanto a priori (las estimaciones de error en los datos individuales) como a posteriori (los residuos de la solución) sobre las incertidumbres de los datos.

Su implementación se realizó mediante el modulo Scolv.

2.3 Hypocenter

Hypocenter es un programa escrito en Fortran, útil para la localización de sismos locales, regionales y globales. La versión original, descrita por *Lienert et al. (1986)*, siguió muy de cerca el formato de Hypo71 (Lee and Lahr, 1978) y su implementación se restringía a sismos locales (distancia epicentral < 1000 km) debido a las limitaciones propias de la implementación de coordenadas rectangulares y modelos de velocidad en capas planas (Lienert, 1994).

En 1991, se inició la tarea de buscar una modalidad que permitiera el cálculo de hipocentros para sismos tanto en escala local como regional. Para ese entonces, el modelo global de velocidades IASP91 ya estaba disponible (Kennett and Engdahl, 1991), haciendo posible calcular el tiempo de viaje de la mayoría de las fases globales sin necesidad de recurrir a la interpolación de tablas. Para la misma época, las localizaciones llevadas a cabo por el National Earthquake Information Center (NEIC) y el International Seismological Centre (ISC), así como los tiempos de arribo a las diferentes estaciones registradoras, se hicieron accesibles en formato digital. Desarrollar un programa de localización de eventos que permitiera extender la búsqueda a escala global comparando una cantidad de datos sustancial y que considerara nuevos modelos terrestres se convirtió en una tarea perentoria.

El programa Hypocenter adquirió entonces la capacidad de localizar eventos a escala global, un algoritmo de localización inicial, un test de consistencia de tiempos de viaje y el procesamiento azimutal de datos entre otras virtudes.

El programa fue incorporado al sistema de procesamiento y base de datos sismológicos SEISAN (Havskov and Utheim, 1992). Dado que la base de datos SEISAN utiliza archivos de texto en un formato particular (nórdico), los picados generados en SeisComP debieron ser pasados a este formato para la realización de las localizaciones mediante este programa.

Capítulo 3

Datos y Red de estaciones ASAIN

3.1 La Red ASAIN

ASAIN opera con estaciones permanentes de banda ancha desde 1995 en Tierra del Fuego (DSPA), en las islas del arco de Scotia (JUBA y ORCD), en la Península Antártica (SMAI, MBIO y ESPZ), y en el extremo sureste del Mar de Weddell (BELA). En general, el nivel de ruido en las estaciones de ASAIN no es bajo, excepto en la estación BELA, debido a la proximidad del océano (en el rango de bajas frecuencias) y al ruido generado por el hombre en las bases polares (en el rango de altas frecuencias). Las formas de onda en tiempo real de ASAIN son de libre acceso desde los servicios IRIS y Observatorios e Instalaciones de Investigación para la Sismología Europea (ORFEUS). Esta red mejora las capacidades de detección de las redes sismológicas mundiales y contribuye a refinar las ubicaciones regionales de terremotos publicadas por el USGS. Se está probando el uso de un servidor SeisComP para la detección automática, localización y estimación de magnitud de los sismos registrados, especialmente de los pequeños eventos locales registrados únicamente por las estaciones de ASAIN. La proximidad de las estaciones sismológicas al continente antártico y su operación continua a largo plazo también permite contar con un observatorio privilegiado sobre la sismicidad relacionada con la dinámica glaciaria a lo largo de la Península Antártica. De momento, no está prevista la ampliación de la red, pero los esfuerzos se centran en asegurar un buen funcionamiento de los instrumentos sismológicos, mejorar, en el caso que sea necesario, la calidad de las instalaciones, y reducir al mínimo las interrupciones en el registro de datos, lo que garantizará la regularidad del flujo de los mismos para la comunidad científica. En este sentido, el equipamiento de la red se actualizará en los próximos 5 años reemplazando la instrumentación Güralp en todas las estaciones con sensores Streckeisen STS-2.5 polar y adquirentes Quanterra Q330HRS de 26 bits. La estación MBIO se trasladará en la próxima campaña antártica a una nueva estructura, cerca de la actual. Además, la estación ESPZ se trasladará a un nuevo sitio para reducir el ruido antropogénico y los problemas por deshielo estacional.

3.1.1 Historia de la red

El desarrollo de ASAIN se inició en 1992 con la instalación de la estación Esperanza (ESPZ) ubicada en la Base Argentina Esperanza, la cual se convirtió en un observatorio sísmológico permanente a principios de 1995. La Tabla 3.1 resume las posiciones de las estaciones y cambios en la instrumentación a lo largo del tiempo.

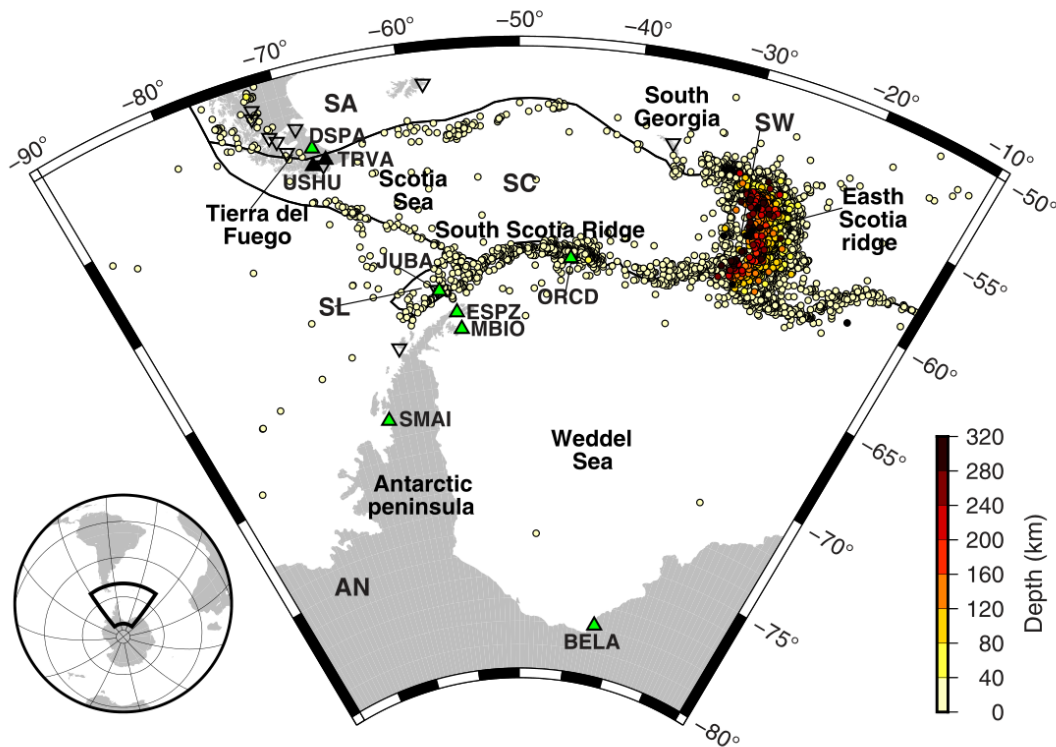


Figura 3.1: Ubicaciones de las estaciones de la Red ASAIN: Los triángulos negros representan antiguas estaciones ASAIN, los triángulos de colores claros representan estaciones actuales ASAIN, los triángulos vacíos invertidos representan estaciones de otras redes permanentes. Los círculos de colores indican la sismicidad con sus profundidades en el área desde 1970 hasta septiembre de 2018 del boletín revisado del Centro Sísmológico Internacional (ISC). Las líneas negras son los límites entre placas según *Bird (2003)*. El mapa inserto muestra la posición del área involucrada en el globo. AN: placa de la Antártida; SA: placa Sudamericana; SC: placa Scotia; SL: placa Shetland; SW: Placa Sandwich. (Imágen extraída de *Plasencia Linares et al., 2021*).

Entre 1995 y 2001 se instalaron cuatro nuevas estaciones sísmológicas, a saber, Ushuaia (USHU, ubicada en la bahía Lapataia, Tierra del Fuego, Argentina), Base Orcadas (ORCD, ubicada en la Base Antártica Argentina permanente Orcadas, en la Isla Laurie - Islas Orcadas del Sur), Jubany (JUBA, ubicada en la Base Antártica Argentina Carlini, Islas Shetland del Sur), y la estación DSPA (Estancia Despedida, Tierra del Fuego) (Fig. 3.1). Sucesivamente, entre 2002 y 2005, se mejoró y homogeneizó la instrumentación.

A finales de 2005 se dio de baja la estación USHU y se trasladó el sensor a Termas del Río Valdéz, donde se instaló una nueva estación de ASAIN (TRVA). Entre 2007 y

principios de 2009, los sitios de ASAIN Tierra del Fuego (TRVA y DSPA) se conectaron en tiempo real a través de transmisión de radio y la red se extendió a latitudes más allá del Círculo Polar Antártico con dos nuevas estaciones: Estación SMAI en la Base San Martín, en el lado Pacífico de la Península Antártica, y la estación BELA, en el extremo sudeste del Mar de Weddell. Los principales objetivos de la instalación de estas nuevas estaciones fueron proporcionar datos de la más alta calidad a la red global desde ubicaciones estratégicas aún desprovistas de estaciones sismológicas, mejorar la cobertura geográfica para el análisis del tensor momento de los terremotos que ocurren a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia y en el Pasaje de Drake y para aumentar la cobertura de trayectos de los estudios de tomografía regionales.

Desde 2010, la estación TRVA es administrada por la Universidad Nacional de la Plata y ya no forma parte de ASAIN. En 2014, la red se amplió aún más gracias a la instalación de la estación MBIO en la base permanente Marambio en la isla homónima (Península Antártica). La instalación de la estación aún es temporal, y se finalizará tan pronto como se termine la base de hormigón donde se colocará el sensor. La estación proporcionará datos en tiempo real y se instalará un nuevo sensor para mantener uniformes las características técnicas de la red.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m.s.n.m.m.)	Fechas operativas	Instrumentación	Canales
BELA	-77.8750	-34.6269	262	2009–2011	CMG-3ESPCD, CMG-DM24, tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 40 muestras por segundo
				2012–presente	CMG-3T tipo polar, CMG DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 100 muestras por segundo
DSPA	-53.9536	-68.2668	150.7	2002–presente	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 40 muestras por segundo
ESPZ	-63.3981	-56.9964	31	1992–1994	BB13, PDAS-100, y tiempo radio	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 0.2 y 2 muestras por segundo
				1995–2000	CMG-3T, RefTek-72A-08, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 1 y 20 muestras por segundo
				2001–2002	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 1 y 20 muestras por segundo
				2005–2011	CMG-3TD, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 40 muestras por segundo
				2012–presente	CMG-3TD, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20, y 100 muestras por segundo
JUBA	-62.2373	-58.6627	16	2002–2011	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 40 muestras por segundo
				2011–presente	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 100 muestras por segundo
MBIO	-64.2405	-56.6227	215	2014–presente	CMG-3ESPCD, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20 y 100 muestras por segundo
ORCD	-60.7381	-44.7361	20	1997–2004	CMG-3T, RefTek-72A-08, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 1 y 20 muestras por segundo
				2004–2011	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20, y 40 muestras por segundo
				2012–presente	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20, y 100 muestras por segundo
SMAI	-68.1302	-67.1059	9	2007–2012	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20, y 40 muestras por segundo
				2012–2020	CMG-3T, CMG-DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20, y 100 muestras por segundo
				2020–presente	CMG-3T tipo polar, CMG- DM24, y tiempo GPS	Vertical, norte–sur y este–oeste continuos de 2, 20, y 100 muestras por segundo

Tabla 3.1: Red Sismológica Antártica Argentino-Italiana (ASAIN). Coordenadas de las estaciones de la red y cronología de características instrumentales

3.1.2 Configuración de la red

Actualmente, ASAIN consta de siete estaciones sismológicas con sensores de banda ancha en Tierra del Fuego (DSPA), en las islas del arco de Scotia (JUBA y ORCD), en la Península Antártica (SMAI, MBIO y ESPZ), y en la esquina sureste del Mar de Weddell (BELA) (Fig. 3.1). Las ubicadas en las islas del arco de Scotia y en la parte norte de la Península Antártica (JUBA, ORCD, MBIO y ESPZ) son las más cercanas a las áreas más activas de la región.

Todas las estaciones (excepto DSPA) están alojadas en bases argentinas y, con excepción de BELA, están ubicadas en regiones costeras (ver Fig. 3.1). Todas las estaciones están en cajas aisladas y, excepto MBIO, están sobre lecho rocoso. Las estaciones están equipadas con sensores Güralp (CMG-3T en ORCD y JUBA, CMG-3ESPCD en MBIO, CMG-3TD en ESPZ y DSPA, y CMG-3TD tipo polar BELA y SMAI) y digitalizadores (CMG-DM24). Todas las estaciones (excepto DSPA y ESPZ) graban y transmiten tres canales con 2, 20 y 100 muestras por segundo. ESPZ graba los mismos tres canales, pero transmite en tiempo real solo los canales con 2 y 20 muestras por segundo. DSPA todavía graba tres canales con 2, 20 y 40 muestras por segundo debido al ancho de banda limitado de la transmisión de radio. Sin embargo, la geometría de la red, que también está limitada por problemas logísticos, permite registrar no solo datos telesísmicos sino también datos sísmicos locales de alta calidad.

El código de red asignado por la Federación Internacional de Redes de Sismógrafos Digitales para identificar a ASAIN es AI. Los datos de la red se envían en tiempo real por transmisión satelital a los servidores locales de OGS y DNA-IAA. El servidor local OGS es un servidor Windows que adquiere los datos sísmicos por Scream!, un software de Güralp para la primera adquisición. Los datos en los servidores locales se almacenan en el formato comprimido original de Güralp (GCF). Luego, los datos se transmiten a un módulo de dispositivo de red Güralp que los convierte de GCF a miniSEED.

Las formas de onda, disponibles en formato miniSEED, se envían desde el servidor local de OGS a IRIS y ORFEUS, y desde allí, se proporcionan a GEOFOR schungsNetz (GEOFON). Las formas de onda en tiempo real de las estaciones ASAIN son, por lo tanto, inmediatamente accesibles de forma gratuita desde los servicios IRIS y ORFEUS.

El mantenimiento de la red se hace particularmente difícil por las condiciones climáticas y de accesibilidad en el Mar de Scotia y las áreas polares. En las bases argentinas hay personal de mantenimiento primario que puede solucionar problemas menores. La eficiencia de las estaciones y la configuración de los parámetros es accesible vía internet. La Figura 3.2 muestra el desempeño general, durante su período operativo, de las siete estaciones ASAIN que aún están activas, en términos de datos disponibles en el servidor local de OGS y del Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS).

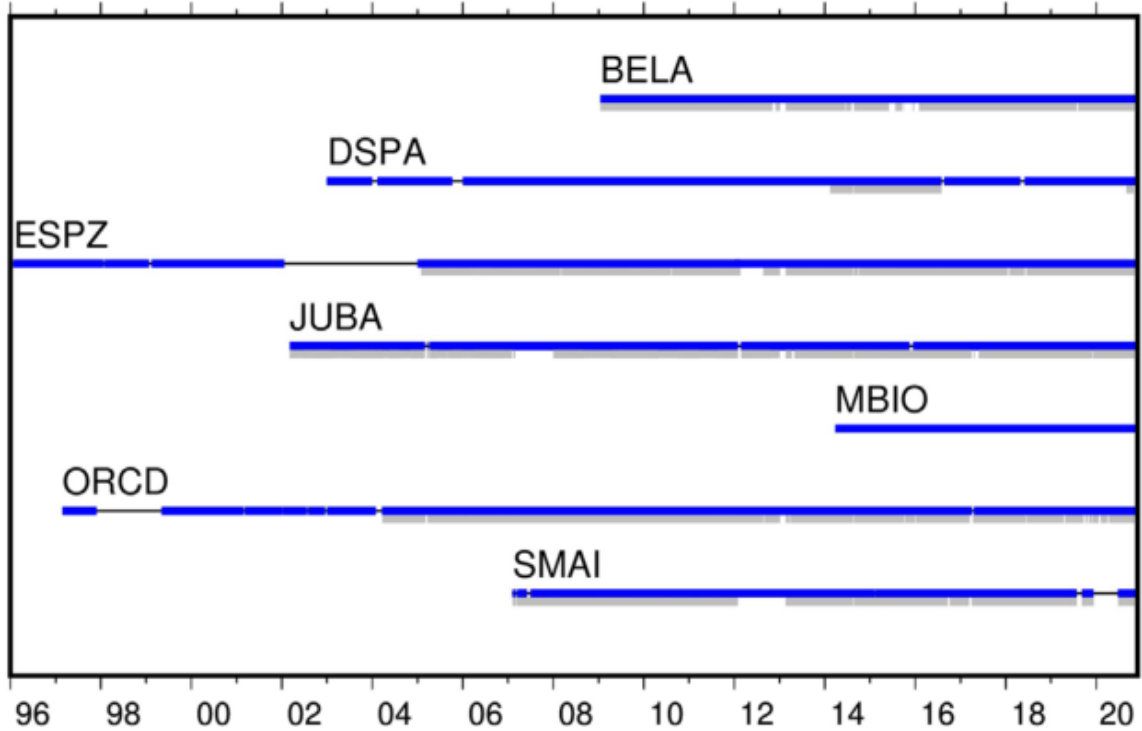


Figura 3.2: Rendimiento general de las estaciones activas de ASAIN desde 1996. En azul, datos disponibles en el servidor del Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, Trieste, Italia); en gris, datos disponibles del servicio web Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). (Imagen extraída de *Plasencia Linares et al., 2021*).

3.1.3 Caracterización según espectro de densidad de potencia (EDP)

Para evaluar la calidad de los datos de las estaciones de ASAIN en función de su nivel de ruido *Plasencia Linares et al. (2021)* calcularon el EDP de ruido (P.ej.: Peterson, 1993) y la función de densidad de probabilidad para cada estación de la red. En dicho trabajo se utilizó la clase PPSD del paquete ObsPy (Megies et al., 2011; Wassermann et al., 2013), que se basa en el procedimiento descrito en *McNamara and Buland (2004)*. Siguiendo este enfoque, las señales transitorias no fueron eliminadas porque, debido a su baja probabilidad de ocurrencia en el lapso de tiempo total considerado, no afectan significativamente los resultados obtenidos al analizar el ruido ambiental de fondo estacionario. Analizaron grabaciones desde 2013 (fecha de instalación de MBIO) hasta 2019, subdivididas en segmentos de 1 hora que se superponen en un 50%. Es destacable que la estación ORCD mostró un cambio significativo en el nivel de ruido tras la sustitución del sensor en 2017; por lo tanto, en aras de la homogeneidad, consideraron solo datos a partir de abril de 2017.

El EDP de cada estación versus los nuevos modelos estándar de bajo ruido y de

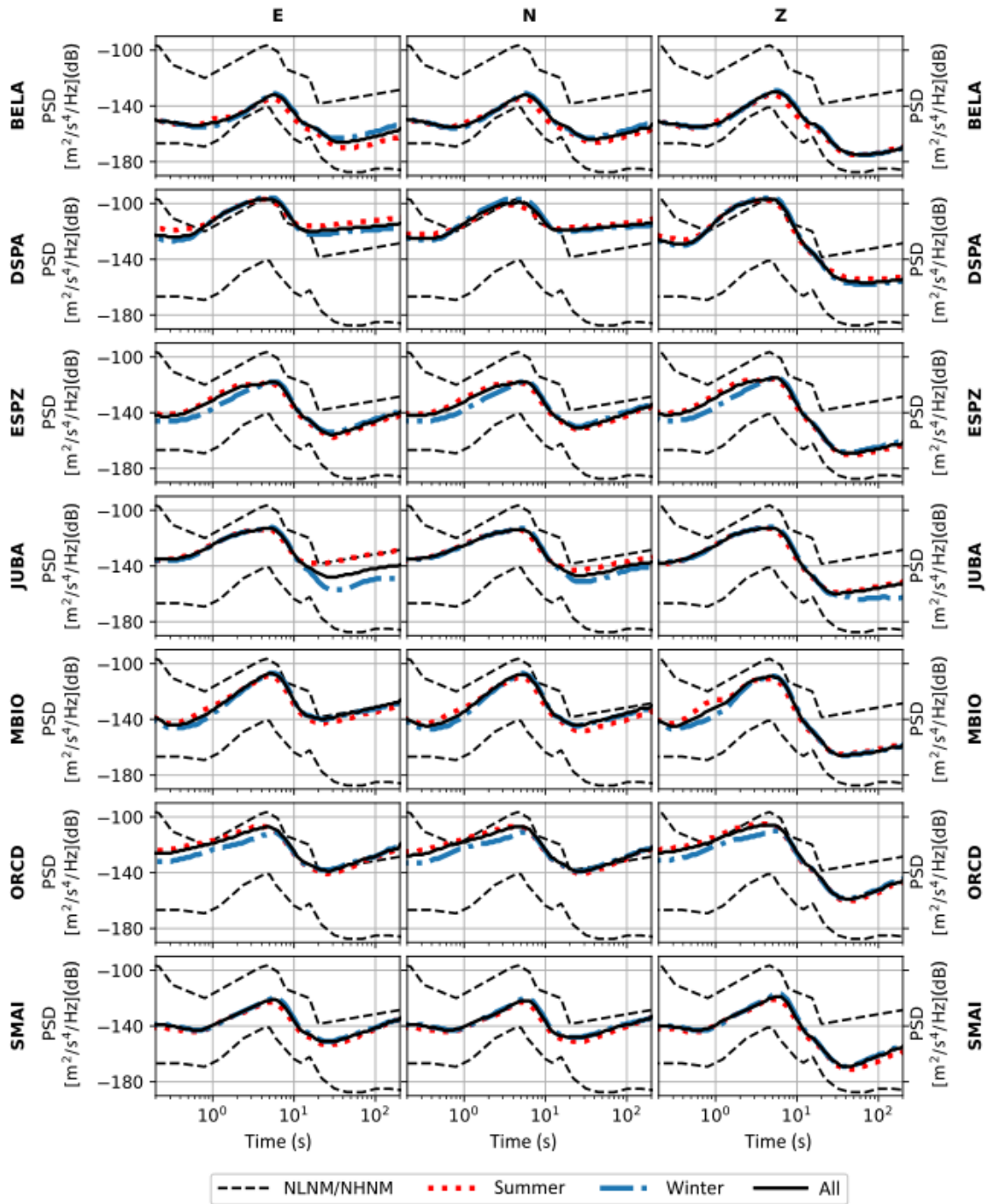


Figura 3.3: El espectro de densidad de potencia media (EDP) de las tres componentes de cada estación en comparación con los nuevos modelos estándar de bajo ruido (NLNM) y de alto ruido (NHNM), calculados para todo el conjunto de datos y por separado para el verano (desde noviembre a enero) e invierno (de mayo a agosto). En el eje de las abscisas se destaca el período, se muestran resultados entre 0.1 y 100s aproximadamente. (Imagen extraída de Plasencia Linares et al., 2021).

alto ruido (NHNM; Peterson, 1993) se muestra en la Figura 3.3. La figura muestra la mediana del EDP para cada componente de cada estación. Además, también evaluaron la estacionalidad en el nivel de ruido calculando la mediana del EDP para verano (de noviembre a enero) e invierno (de mayo a julio) por separado para resaltar la posible

variación estacional de la amplitud del ruido.

La estación BELA muestra los valores más bajos de EDP en todos los períodos considerados; esto probablemente se deba a la presencia de la plataforma de hielo Filchner-Ronne que protege el área del ruido durante todo el año. DSPA tiene los valores medios más altos de EDP, superiores a NHNM para componentes horizontales en períodos largos (de 10 a 100 s). Las estaciones restantes (todas ubicadas en el arco de islas de Scotia y Península Antártica) muestran niveles de ruido medios a altos, en particular en periodos de 1 a 10 s (por microsismicidad). Esto está relacionado con la ubicación de las estaciones en las proximidades del océano. Como observaron *Anthony et al. (2014)*, los altos niveles de ruido de banda ancha de la Península Antártica con respecto al resto de la Antártida se deben principalmente a los fuertes vientos y el mar turbulento de la zona, acentuados por la estrechez de la península y la proximidad de las estaciones a la costa. El mismo argumento puede aplicarse a las estaciones que se ubican en las islas del Mar de Scotia. El ruido en periodos cortos también tiene una fuente antropogénica por la ubicación de las estaciones sismológicas dentro de las bases.

El ruido de las componentes horizontales de todas las estaciones es mayor que el de la componente vertical para períodos superiores a 10 s, probablemente debido al ruido horizontal acoplado por inclinación (p.ej.: *Anthony et al., 2014*). Las estaciones presentan el mayor nivel de ruido en verano. Como observaron *Anthony et al. (2014)*, el nivel de ruido en la Antártida se ve fuertemente afectado por el crecimiento y la desintegración anual del hielo marino alrededor del continente, con un máximo durante el mínimo del hielo marino (en verano). Las estaciones ESPZ, MBIO, y ORCD se ven afectadas principalmente por variaciones estacionales en periodos inferiores a 0,5 s, mientras que DSPA y especialmente JUBA se ven afectadas principalmente en periodos superiores a 10 s.

3.2 Datos de otras redes sismológicas

Debido a la distancia entre las estaciones y la distribución de las mismas, para algunos eventos no resulta suficiente trabajar únicamente con los datos de la red ASAIN para alcanzar una localización satisfactoria. Por lo tanto, decidimos agregar datos de estaciones cercanas a fin de mejorar la calidad de los resultados.

Los registros de las estaciones de la red II; Monte Kent (EFI) en Isla Soledad, Punta Esperanza (HOPE) en Islas Georgias del Sur, de la red IU; Palmer (PMSA) en Isla Anvers, y de la red C1; Puerto Williams (MG01), Cerro Sombrero (MG02) e Isla Dawson (MG03) fueron agregados a la base de datos. El criterio para agregar estas estaciones fue que estén ubicadas a menos de 15° de distancia de los eventos de la serie sísmica con la que trabajamos. En la tabla 3.2 se encuentra la información respecto a la ubicación de las mismas, su instrumental y la fecha desde que se encuentra en funcionamiento el instrumental.

Mediante el servicio de datos Wilber 3 provisto por Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) se solicitaron los datos de las estaciones en los canales BH en las 3 componentes para los eventos a localizar en un lapso de tiempo desde 2 minutos antes del arribo de la onda P hasta 20 minutos pasados del arribo, con un muestreo de 40 muestras por segundo.

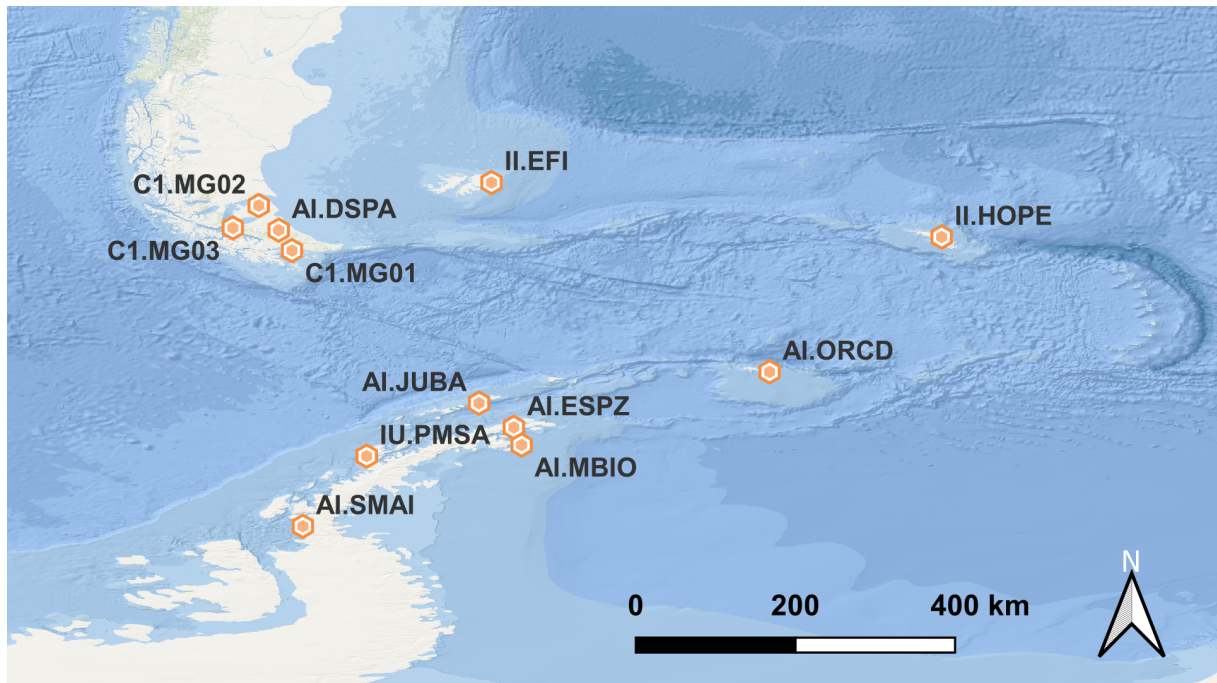


Figura 3.4: Estaciones utilizadas en este trabajo.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m.s.n.m.)	Instrumental	Fecha	Frecuencia de muestreo (Hz)
EFI	-51.6753	-58.0637	110	Nanometrics Trillium 360 Seismometer - En pozo	2/26/2018-Presente	40
HOPE	-54.2836	-36.4879	20	Nanometrics Trillium 240 Seismometer	3/10/2017-Presente	40
PMSA	-64.7744	-64.0489	40	Streckeisen STS-2.5	5/8/2012-Presente	40
MG01	-54.9322	-67.63	57	Trillium 120P, 120 s, 1201 V/m/s-Q330SR, ganancia 1, 1	11/1/2013-Presente	40
MG02	-52.7808	-69.2242	82	Trillium 120P, 120 s, 1201 V/m/s-Q330SR, ganancia1,1	12/20/2014-Presente	40
MG03	-53.84798	-70.46275	83	Trillium 120P, 120 s, 1201 V/m/s-Q330SR, ganancia1, 1	4/23/2015-Presente	40

Tabla 3.2: Coordenadas y características instrumentales de las estaciones descargadas mediante IRIS

Capítulo 4

Análisis de la serie sísmica

4.1 Selección de eventos

A principios del año 2020 decidimos trabajar en la mejora de localización de eventos de catálogo mediante la utilización del programa SeisComP. Para nuestra fortuna, en agosto del mismo año, mientras estábamos dando los primeros pasos en la instalación y puesta a punto del programa, comenzó la serie sísmica de las Islas Shetland del Sur que es el objeto de estudio de este trabajo (ver Fig 4.1 y Tabla 7.1).

Una vez que estuvo lista la configuración de SeisComP. comencé por seleccionar del catálogo del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) los eventos en los que trabajar. Realicé la búsqueda entre las latitudes 60° S y 63.5° S y las longitudes 60° O y 63.5° O, para luego agregar los hipocentros de forma manual en Scolv y trabajar de modo offline con los registros de los meses Septiembre y Octubre de 2020.

4.2 Picado de fases

Al generar los nuevos orígenes de forma manual, es posible acceder mediante la pestaña de eventos dentro de Scolv a los mismos y comenzar con el picado de fases en los registros disponibles en la base de datos (Cap. 2.1.1). Se describe a continuación el flujo que utilicé en esta etapa del trabajo.

El picado de fases lo realizo recorriendo los registros por distancia creciente al epicentro, es decir comenzando por los registros de las estaciones mas cercanas. Orientado por las fases teóricas calculadas por SeisComP, usualmente P, Pn, Pg, Pb, S, Sn, Sg y/o Sb, y sin aplicar ningún filtro al registro hago un primer picado estimativo. En las fases P toma mayor relevancia la componente vertical Z de los registros y en las fases S las componentes horizontales E y W o 1 y 2 según el caso. Fue de gran importancia para la conformación del criterio de picado el capítulo Sismogramas e Interpretaciones del libro Anatomía de un Sismograma (Kulhánek, 2012).

A continuación, utilizo diferentes filtrados para reforzar y refinar la calidad del picado

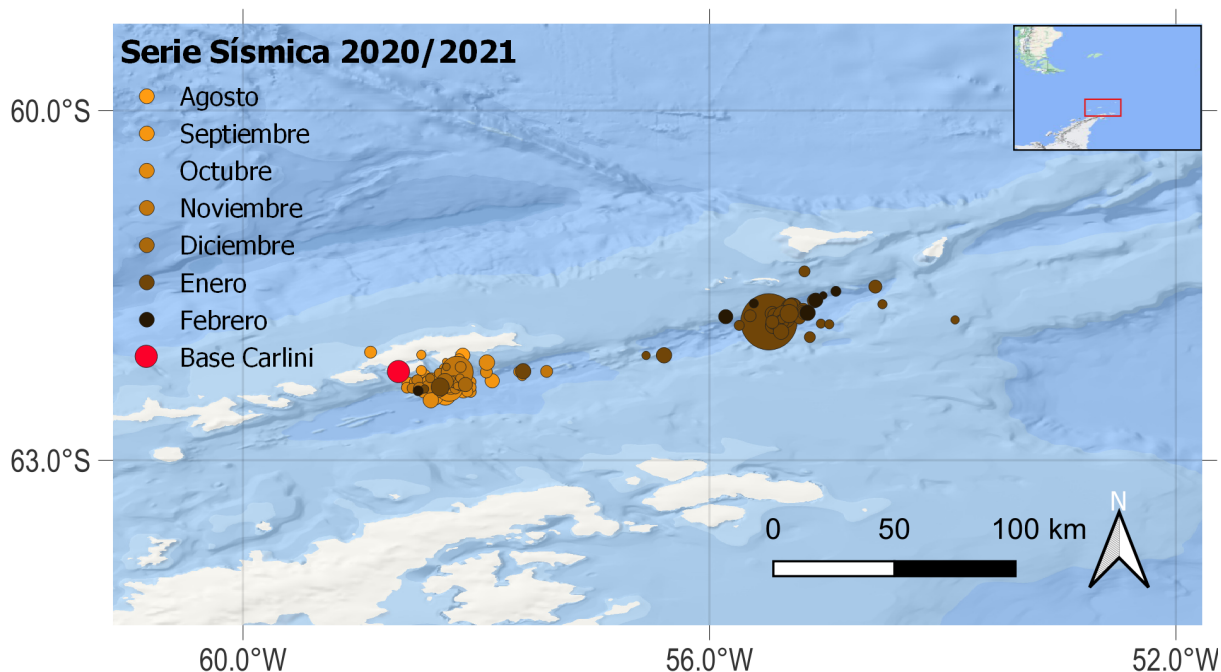


Figura 4.1: Mapa en el que se muestran todos los eventos de la serie sísmica destacando con colores el mes en el que ocurrieron y con el tamaño del círculo la magnitud, siendo el mas grande correspondiente a M 6.9 y el más pequeño a M 4.0. Además, se muestra un mapa miniatura con la ubicación de la región y en rojo la ubicación de la estación Carlini.

o, en el caso que sea necesario, modificar el mismo considerablemente. Para el primer arribo suelo utilizar un filtro pasabanda de $(0.7Hz - 2Hz)$ sumado al uso del algoritmo STA/LTA sobre la señal filtrada (Fig. 4.3). Este método nos da la relación entre las amplitudes promediadas en una ventana temporal corta (STA) y una larga (LTA), lo cual permite detectar con mayor precisión los tiempos de arribo de las principales fases arrojando muy buenos resultados en arribos de carácter impulsivo. Mediante el uso diferentes filtros pasabanda, continúo revisando los picados. Entre estos filtros se destacan aquellos para las bandas $(0.7Hz - 2Hz)$, $(1Hz - 5Hz)$, $(4Hz - 8Hz)$, $(2Hz - 4Hz)$ y $(1Hz - 3Hz)$. La distancia de las estaciones al evento influye en el filtro a utilizar, siendo los filtros para bandas de altas frecuencias utilizados únicamente en las estaciones más cercanas. Observando el espectro de frecuencias del registro es posible inferir en qué zona del espectro no hay información relevante y así descartar filtros que no brinden información valiosa.

Al haber realizado los picados para todos los registros disponibles en la fecha del evento, paso a trabajar nuevamente en la ventana principal de Scolv. Determino una profundidad fija para el evento igual a la otorgada por el catálogo del USGS en caso de que la cantidad de registros disponibles no sean suficientes para lograr una localización si tomamos a la profundidad como un parámetro a determinar. Mediante el algoritmo LocSAT y seleccionando un modelo de velocidades, ya sea el modelo global IASP91 o el modelo local extraído de *Robertson Maurice et al. (2003)*, se realiza la localización. En el caso de que la solución no converja, el programa me notifica con un aviso y debo volver

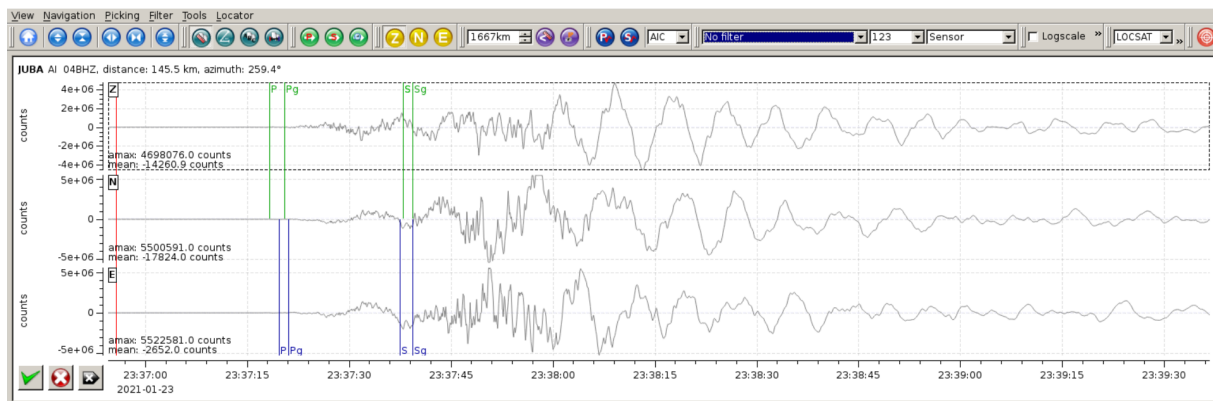


Figura 4.2: Registros de las 3 componentes de JUBA sin filtrar para el evento del día 23/1/2021. En verde los picados manuales y en azul los arribos teóricos.

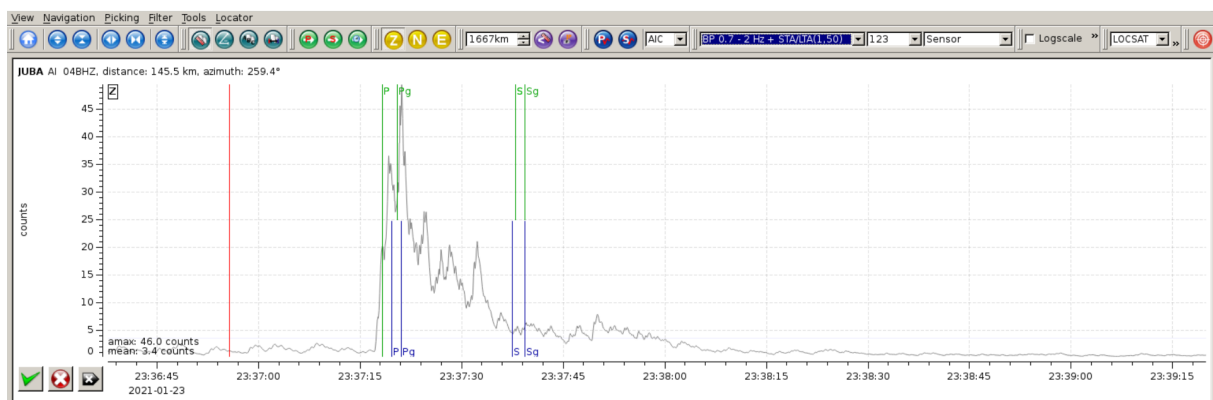


Figura 4.3: Registro de JUBA.BHZ filtrado a $(0.7Hz - 2Hz)$ y luego de aplicarle el algoritmo STA/LTA para el evento del día 23/1/2021. En verde se muestran los picados manuales y en azul los arribos teóricos.

a revisar los picados.

En este punto del trabajo nos encontramos con un primer problema. En algunos casos ocurrió que las localizaciones daban horas origen posteriores al primer arribo de la estación mas cercana (JUBA). Mas allá de cualquier esfuerzo en mejorar la interpretación de los registros, el problema persistía. Fue en este momento que realizamos las primeras localizaciones con el algoritmo Hypocenter mediante el programa SEISAN. Utilizando los mismos tiempos de picado y parámetros iniciales, obtuvimos resultados satisfactorios. La raíz del problema era que los tiempos de MBIO tenían un error por problemas que había sufrido la estación en ese período de tiempo. El algoritmo Hypocenter descartó los picados de MBIO al notar inconsistencias en los tiempos de arribo para esta estación, mientras que el algoritmo LocSAT utilizó estos picados arrojando resultados incoherentes. Al remover manualmente los picados de MBIO, como era de esperar, el problema desapareció.

4.3 Parámetros iniciales

En el caso de LocSAT, se decide trabajar con la profundidad inicial fija e igual a la del catálogo del USGS para las localizaciones con ambos modelos de velocidad. En Hypocenter se tiene la posibilidad de calcular la profundidad como un parámetro libre y también de fijarla a la profundidad de catálogo, ya que se presentan menos inconvenientes con la convergencia de la solución. Al observar los resultados, se decide utilizar profundidades de catálogo para las localizaciones con el modelos de velocidades global IASP91 y tomar la profundidad como parámetro libre para aquellas con el modelo de velocidad local (Robertson Maurice et al., 2003).

4.3.1 Modelo de velocidades sísmicas local

En el Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, Trieste, Italia) se calcularon modelos de velocidades sísmicas locales, segmentando la región en antearco, plataforma de las Shetlands del Sur, retroarco y Península Antártica (Robertson Maurice et al., 2003). Las estructuras de la corteza del antearco, la plataforma de las Shetland del Sur y el arco posterior fueron tomadas de los perfiles de refracción de *Barker et al. (2003)*. La estructura de la corteza de la península fue tomada de los análisis de función del receptor en la estación Palmer (Vuan et al., 2001). La estructura del manto a profundidades menores a 70 km para los cuatro modelos fue tomada de la tomografía de onda superficial regional (*A. Vuan, manuscrito no publicado, 2002*). Los valores de velocidad a profundidades entre 35 y 60 km y entre 60 y 100 km son un 3% y un 1.5% menores que en el modelo IASP91, respectivamente.. Valores estándar IASP91 fueron utilizados por debajo de los 100 km. Las relaciones de velocidad P a S de los modelos fueron ajustadas a las relaciones de la región correspondiente (corteza o manto) en el modelo de velocidad IASP91.

Guiándonos en el criterio utilizado por *Robertson Maurice et al. (2003)*, utilizamos únicamente el modelo de velocidades sísmicas para el retroarco (Tabla 4.1) ya que todos los eventos tenían una localización preliminar en esta región tectónica.

En el modelo de velocidades local no se encuentran especificadas las discontinuidades, por lo tanto, se decidió definir la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de 14.5 Km en base a la bibliografía disponible (Vuan et al., 2005)

Prof [Km]	Vp	Vs
0.1	3.6	2.08
2	5.4	3.12
3.5	6.25	3.61
8.5	7	4.04
14.5	7.5	4.33N
35.1	7.85	4.36
40.13	7.86	4.38
60.28	8.01	4.46
80.51	8.04	4.49
100.79	8.19	4.58
121.14	8.25	4.6
141.56	8.33	4.61
162.04	8.41	4.63
182.59	8.5	4.65
203.21	8.56	4.67
213.54	8.63	4.7
234.25	8.74	4.75
255.04	8.84	4.81
275.89	8.95	4.86
296.81	9.05	4.91
317.8	9.16	4.96
338.85	9.27	5.02
359.98	9.38	5.07
381.18	9.49	5.12

Tabla 4.1: Modelo de velocidades sísmicas para el retroarco de las Islas Shetland del Sur (Robertson Maurice et al., 2003). Se estableció la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de 14.5 Km (N) acorde a lo propuesto por *Vuan et al. (2005)*

4.4 Resultados

Se muestran en esta sección los resultados obtenidos en las localizaciones realizadas para 5 eventos de la serie sísmica, siendo 3 de ellos correspondientes al mes de septiembre de 2020, 1 al mes de octubre de 2020 y el evento restante, el de mayor magnitud de la serie, ocurrió el 23 de enero de 2021. Este último fue localizado automáticamente por SeisComP. Luego, se mejoró la localización manualmente.

Para cada evento, se presentan los hipocentros correspondientes al catálogo del USGS, a las localizaciones realizadas en el módulo Scolv mediante el algoritmo LocSAT y a las localizaciones realizadas con el programa Hypocenter, siendo ambas realizadas tanto con el modelo global como con el modelo local de velocidades.

Se plasman los resultados tanto en un mapa para cada evento como en una tabla con todos los valores correspondientes (Tabla 4.2 y Fig. 4.4). Cabe destacar que para el evento de enero de 2021 hay una localización adicional realizada mediante Hypocenter con la profundidad fija e igual a la del catálogo (punto negro en el mapa). Esta fue realizada luego de observar que la profundidad obtenida con el modelo de velocidad local era de 0.0

Km.

Evento	Año	Mes	Día	Hora	Min	Seg	Latitud(°)	Longitud(°)	Profundidad	Metodo
1	2020	9	1	10	56	22.9	-62.204	-58.041	10	HYP-IASP
1	2020	9	1	10	56	19.7	-62.234	-58.357	2	HYP-MAURICE
1	2020	9	1	10	56	19	-62.26	-58.18	10	SCOLV-IASP
1	2020	9	1	10	56	22	-62.34	-57.97	10	SCOLV-MAURICE
1	2020	9	1	10	56	20	-62.4366	-58.2643	10	USGS
2	2020	9	22	23	44	17.4	-62.337	-58.297	10	HYP-IASP
2	2020	9	22	23	44	13.9	-62.201	-58.343	2.3	HYP-MAURICE
2	2020	9	22	23	44	14	-62.33	-58.33	10	SCOLV-IASP
2	2020	9	22	23	44	18	-62.45	-58.19	10	SCOLV-MAURICE
2	2020	9	22	23	44	13	-62.3157	-58.181	10	USGS
3	2020	9	22	23	53	50.2	-62.373	-58.453	10	HYP-IASP
3	2020	9	22	23	53	47.3	-62.19	-58.372	5.6	HYP-MAURICE
3	2020	9	22	23	53	51	-62.33	-58.45	10	SCOLV-MAURICE
3	2020	9	22	23	53	46	-62.3276	-58.3857	10	USGS
3	2020	9	22	23	54	1	-62.36	-58.41	10	SCOLV-IASP
4	2020	10	2	10	17	36.6	-62.321	-58.257	10	HYP-IASP
4	2020	10	2	10	17	33.6	-62.249	-58.391	3.1	HYP-MAURICE
4	2020	10	2	10	17	33	-62.34	-58.39	10	SCOLV-IASP
4	2020	10	2	10	17	36	-62.39	-58.43	10	SCOLV-MAURICE
4	2020	10	2	10	17	33	-62.3735	-58.2326	10	USGS
5	2021	1	23	23	36	49.9	-61.652	-55.529	9.8	HYP-IASP
5	2021	1	23	23	36	50.5	-61.67	-55.418	0	HYP-MAURICE
5	2021	1	23	23	36	51.7	-61.669	-55.423	9.8 (fija)	HYP-MAURICE
5	2021	1	23	23	36	54	-61.91	-55.3	9.8	SCOLV-IASP
5	2021	1	23	23	36	54	-61.93	-55.42	10	SCOLV-MAURICE
5	2021	1	23	23	36	50	-61.8117	-55.4903	9.8	USGS

Tabla 4.2: Localizaciones de catálogo y las obtenidas para cada uno de los métodos utilizados.

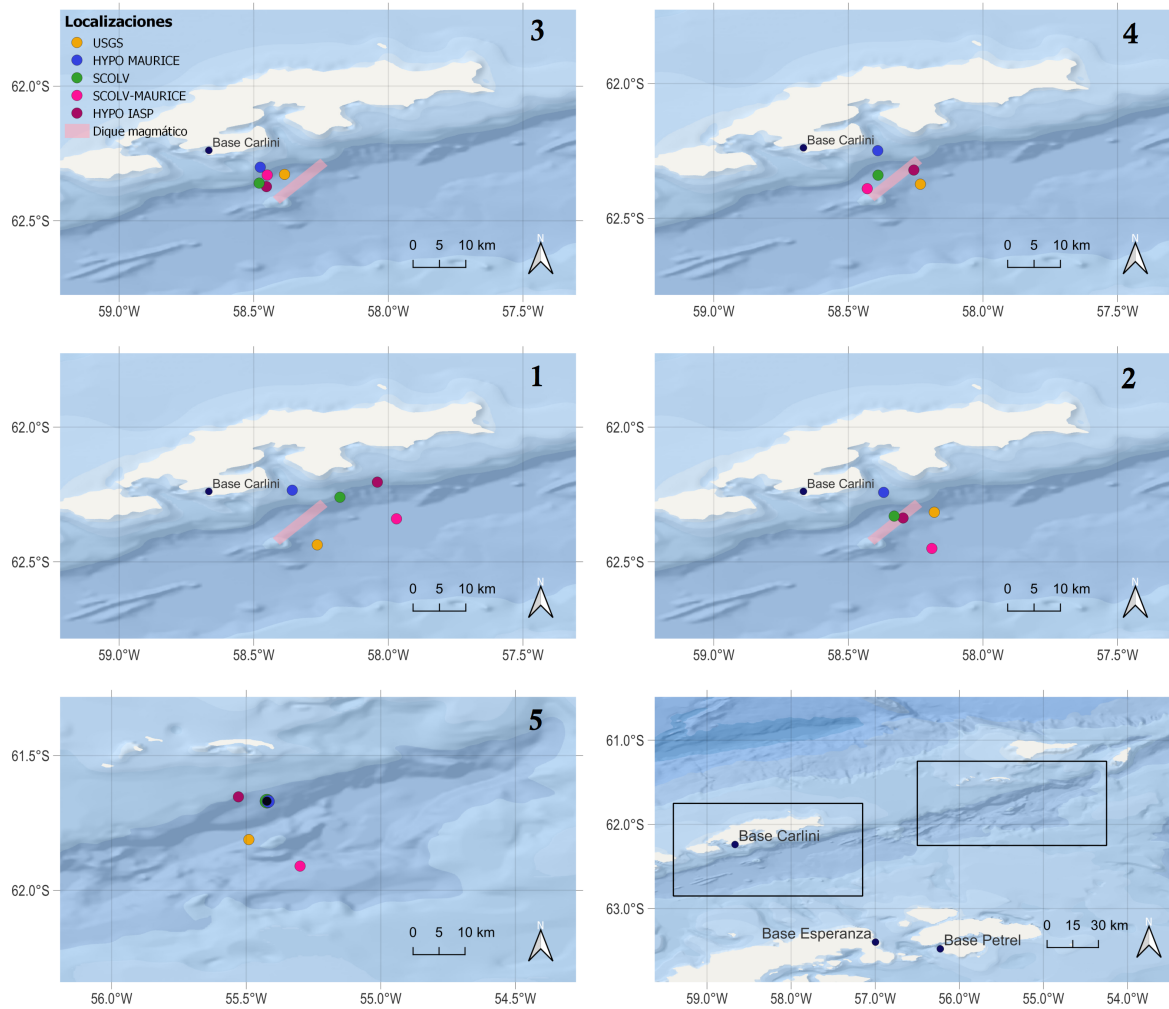


Figura 4.4: Mapas con las localizaciones de catálogo y las obtenidas para cada uno de los métodos utilizados. En la esquina inferior derecha se muestra un mapa de referencia. Los 4 mapas superiores se encuentran ubicados en el área oeste mientras que el mapa de la esquina inferior izquierda se encuentra en el área este. Se indica en la esquina superior derecha de los mapas el número de evento. El dique magmático se corresponde al propuesto por *Cesca et al. (2022)*



Capítulo 5

Análisis de la señal continua

En este capítulo se describe el análisis realizado sobre los datos sísmológicos correspondientes a la estación JUBA en su componente BHZ durante el período de tiempo comprendido entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de marzo del 2021.

Al comenzar este trabajo, aún no se conocía con certeza la fuente de los eventos de la serie sísmica. Las dos hipótesis principales estaban asociadas al borde de placas divergentes del Estrecho de Bransfield y a los volcanes submarinos presentes en el área. Fue en Abril del 2022 cuando se tuvo acceso a los resultados de *Cesca et al. (2022)* que confirmaron los indicios respecto al origen volcánico de los eventos, asociados al volcán Orca. Entonces se decidió realizar el análisis sobre la señal continua.

La actividad sísmica de origen volcánica permite estudiar patrones de comportamiento en etapas de erupción o en cambios de nivel de actividad sísmica. La actividad sísmo-volcánica es particular y propia en cada volcán, sin embargo se han definido 4 categorías de clasificación de eventos o comportamientos sísmicos de acuerdo a su desarrollo en el dominio del tiempo, frecuencia y fuente de origen. Estos tipos de eventos son: Largo Periodo (LP), tremores (TR), híbridos (HYB) y volcano tectónicos (VT).

5.1 Densidad de potencia espectral probabilística

El análisis de la densidad de potencia espectral probabilística (DPEP) permite conocer el contenido espectral de una serie de tiempo continua, lo cual es útil para observar su evolución durante la serie sísmica. El cálculo de las DPEP fue realizado mediante la herramienta PPSD del módulo de señales de la librería ObsPy (Megies et al., 2011; Wassermann et al., 2013) según lo propuesto por *McNamara and Buland (2004)*.

Para el análisis realizado en este trabajo se utilizó la serie de tiempo continua para la componente vertical de la estación más cercana a los eventos (JUBA), en segmentos de 1 hora, superpuestos en un 50%. La utilización de segmentos de series de tiempo superpuestos tiene el propósito de reducir la varianza en la estimación de la DPEP (McNamara and Buland, 2004).

Previo al cálculo de la DPEP, se preparan los datos. En primer lugar, para minimizar la contaminación de largo período, los datos se transforman a un valor medio cero, eliminando la tendencia lineal de largo período mediante el método de la pendiente promedio. Si no se eliminan las tendencias en los datos pueden ocurrir grandes distorsiones en los resultados al anular la estimación de cantidades espectrales de baja frecuencia. En segundo lugar, para mejorar la velocidad de cálculo en la transformada rápida de Fourier (FFT), el número de muestras de los registros es reducido a 50 muestras por segundo.

Una vez calculada la DPEP, se focalizó la atención en 5 frecuencias puntuales entre 0.25 Hz y 4 Hz a fin de comparar sus evoluciones temporales.

5.2 Índice de Frecuencias

El análisis de índice de frecuencia (IF) (Buurman and West, 2010), es aquel en el que se calcula el logaritmo de la relación de energías espectrales sobre bandas de frecuencia especificadas por el usuario:

$$IF = \log_{10}\left(\frac{\text{media}(A_{\text{altas}})}{\text{media}(A_{\text{bajas}})}\right) \quad (5.1)$$

donde A_{altas} y A_{bajas} son las energías espectrales en las bandas de altas y bajas frecuencias. Por lo tanto, cuando el IF es nulo $\text{media}(A_{\text{altas}}) = \text{media}(A_{\text{bajas}})$, si el IF es positivo $\text{media}(A_{\text{altas}}) > \text{media}(A_{\text{bajas}})$ y si el IF es negativo $\text{media}(A_{\text{altas}}) < \text{media}(A_{\text{bajas}})$.

En este trabajo se analizaron dos índices de frecuencia distintos para las siguientes bandas de frecuencias:

$$Bajas_1 = (0.05Hz - 0.5Hz), Altas_1 = (0.5Hz - 5Hz) \quad (5.2)$$

$$Bajas_2 = (0.05Hz - 5Hz), Altas_2 = (5Hz - 9Hz) \quad (5.3)$$

En las primeras bandas de frecuencia se eligieron rangos de frecuencias correspondientes a las señales de muy largo período (VLP) y largo período (LP) para $Bajas_1$ y $Altas_1$ respectivamente. Estas bandas de frecuencias suelen estar asociadas a señales originadas en la dinámica de fluidos. En las segundas bandas de frecuencia se eligieron rangos acordes a todas las señales de largo período (VLP y LP) para $Bajas_2$ y a las señales de fractura frágil para $Altas_2$. Los resultados más interesantes se observaron en la comparación entre las señales VLP y LP.



Figura 5.1: En azul, índice de frecuencias para $Bajas_2$, $Altas_2$. En verde, promedio diario del mismo. Ambos entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de diciembre del 2020

5.3 Resultados

A fin de interpretar los resultados, utilizamos nuevamente los eventos del catálogo USGS y generamos un gráfico para visualizar las magnitudes, profundidades y distancias a la estación JUBA de los eventos a lo largo del tiempo de estudio. Es notable el comienzo de la serie a fines de agosto del 2020 con dos eventos superficiales y cercanos a JUBA. Luego, hasta principios de noviembre, se observa actividad continua con la mayoría de los eventos a una profundidad aproximada de 10 Km y en las cercanías de JUBA. En este lapso temporal se destacan por su magnitud los eventos del 2 de octubre (Mw5.9) y del 6 de noviembre (Mw6.0). A partir de este momento, la actividad decrece notoriamente y entre fines de enero y mediados de febrero del 2021 destaca un último lapso de actividad con eventos lejanos a JUBA, ya que la serie sísmica migró hacia el noreste a las cercanías de la Isla Elefante. El evento de mayor magnitud (Mw6.9) de toda la serie ocurrió el 21 de enero del 2021.

Antes del comienzo de la serie sísmica, las DPEP de la componente BHZ de la estación JUBA para las diferentes frecuencias seleccionadas muestran valores de amplitud decrecientes con la frecuencia. Es decir que las mayores amplitudes se observan para las DPEP de menores frecuencias.

Luego de ocurrido el primer evento de la serie, es posible notar como se invierte la tendencia. Las amplitudes de las altas frecuencias aumentan ocupando un amplio rango entre $[-130, -60]$ dB y las amplitudes de las bajas frecuencias decrecen y se mantienen en niveles bajos hasta mediados de septiembre. Para ese momento, se observa un fuerte aumento en la energía de las bajas frecuencias seguido de una caída y un nuevo aumento

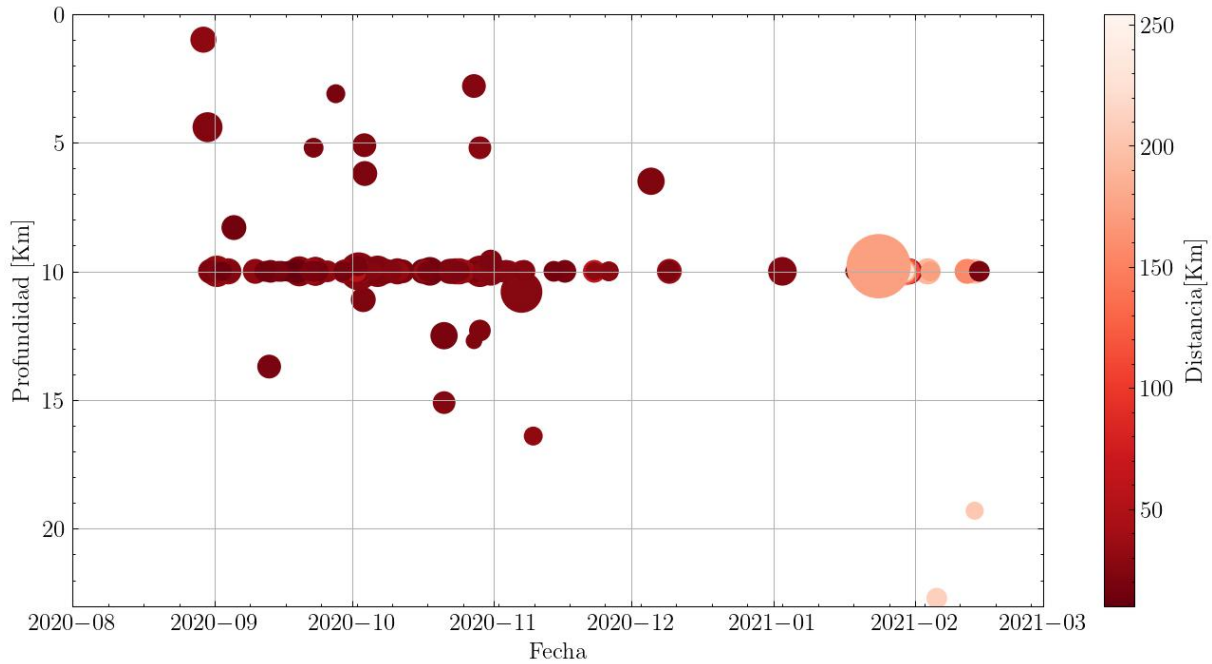


Figura 5.2: Eventos de catálogo USGS para la zona de estudio entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de marzo de 2021. En gama de colores se diferencia la distancia a la estación JUBA y el diámetro del círculo se asocia a la magnitud del evento, el de mayor diámetro corresponde a Mw 6.9 y el de menor a Mw 4.0.

que las lleva a mantenerse en niveles similares a los previos al comienzo de la serie (ver Fig. 5.4).

En cuanto a las altas frecuencias (3 Hz y 4 Hz), mantienen sus amplitudes altas hasta el evento del 6 de noviembre. Después del mismo se observa como disminuyen ocupando aún un rango amplio de valores pero con una mayor concentración de puntos de baja amplitud, menor que la presentada por las DPEP de bajas frecuencias. A medida que el tiempo sigue avanzando, las DPEP de altas frecuencias ya no alcanzan amplitudes tan altas. Asociamos este comportamiento al alejamiento de las fuentes respecto a la estación.

Para los últimos días del 2020 se puede observar un decrecimiento en las DPEP de todas las componentes, seguido de un aumento en todas ellas igualmente. Al observar la sismicidad en esas fechas es notable un silencio sísmico seguido de un único evento. Finalmente, en la segunda mitad de enero la energía de las altas frecuencias presenta un breve crecimiento asociado al evento principal de la serie.

Por otro lado, se presentan los resultados para el índice de frecuencias entre $Bajas_1$ y $Altas_1$ calculado cada media hora en el lapso de estudio, acompañado de su valor promedio diario. El comienzo de la serie sísmica queda fuertemente marcado por el aumento en el rango de valores adoptado por el IF, con un pico en el promedio diario. Se observa que el rango de valores sigue siendo amplio durante algunos días pero el valor promedio se mantiene en valores bajos. La sismicidad para este período de la serie estaría relacionada a una rápida intrusión magmática vertical ($\sim 3-4$ Km/día) (Cesca et al., 2022), lo cual se condice con los valores promedio del IF que indican un mayor contenido de bajas

Densidad de potencia espectral probabilística - Estacion JUBA - Canal BHZ

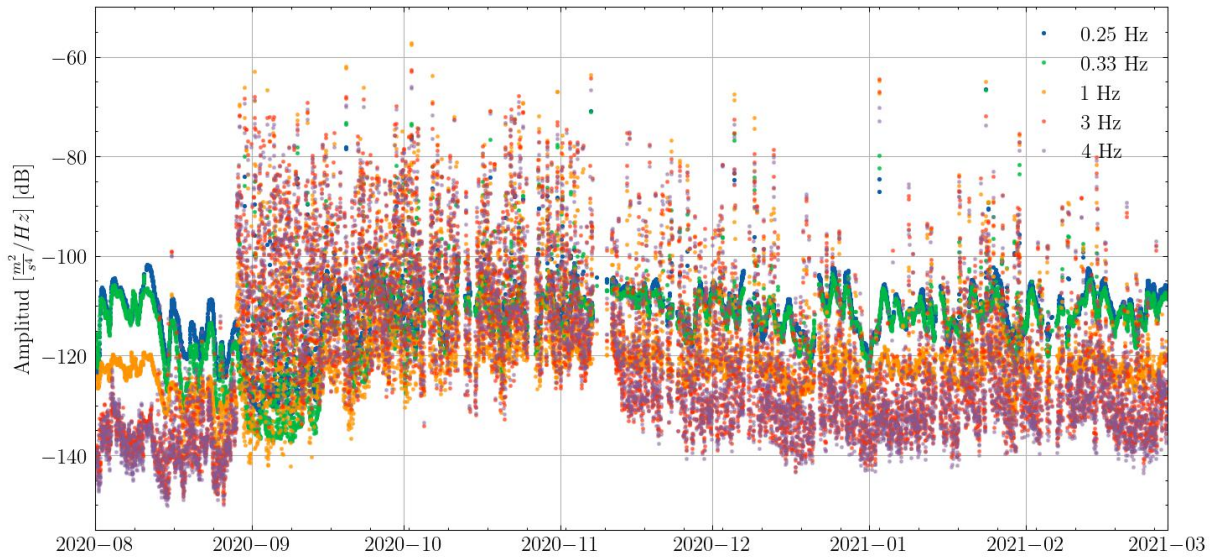


Figura 5.3: DPEP para las frecuencias 0.25 Hz, 0.33 Hz, 1 Hz, 3 Hz y 4 Hz entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de marzo del 2021

Densidad de potencia espectral probabilística - Estacion JUBA - Canal BHZ

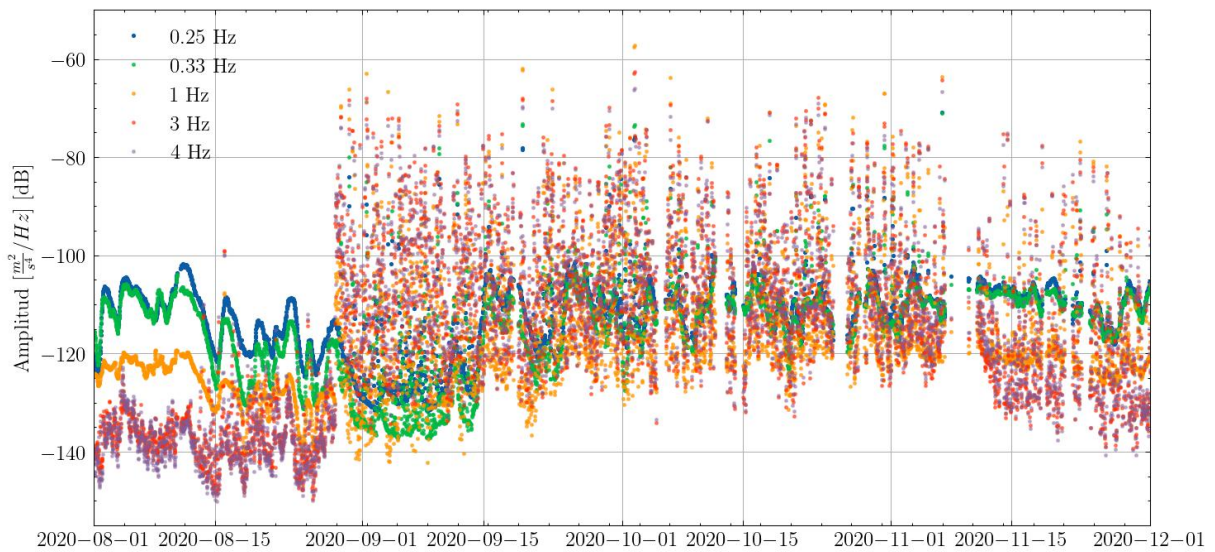


Figura 5.4: DPEP para las frecuencias 0.25 Hz, 0.33 Hz, 1 Hz, 3 Hz y 4 Hz entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de diciembre del 2020

frecuencias.

A mediados de octubre el valor promedio comienza a aumentar levemente hasta que el 21 de octubre muestra un crecimiento repentino para luego mantenerse en valores altos hasta el 6 de noviembre. En este lapso de tiempo se desarrollaron una serie de eventos de desplazamiento de rumbo que pueden haber estado asociados a la entrada adicional de magma desde las profundidades o a la propagación del dique dentro de una región más fría y frágil (Cesca et al., 2022).

Índice de frecuencias 1 - Estacion JUBA - Canal BHZ

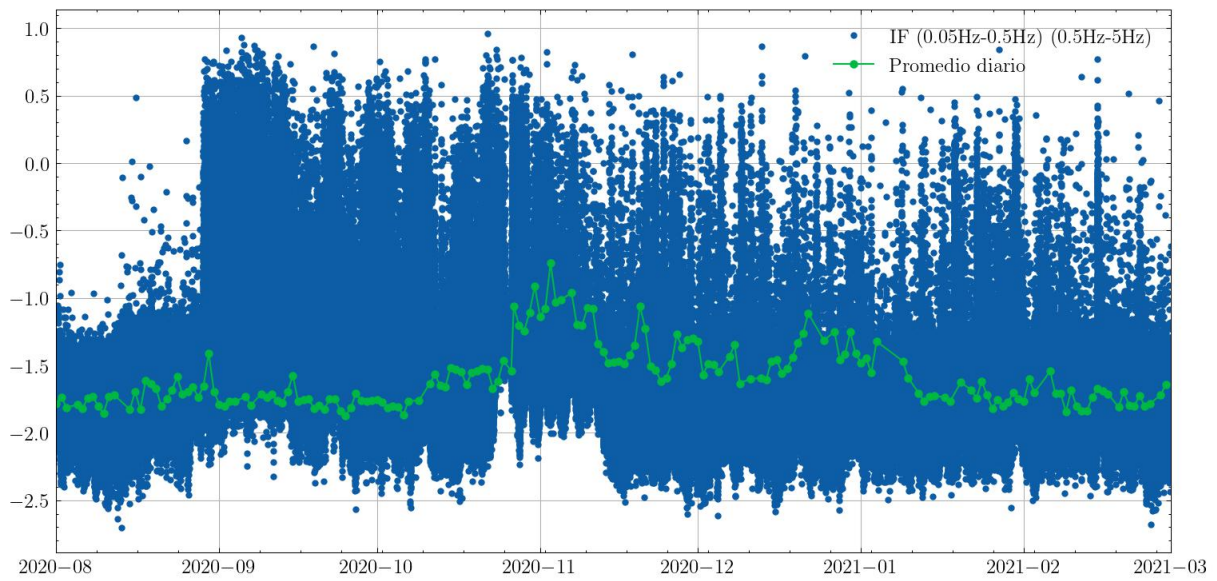


Figura 5.5: En azul, índice de frecuencias para $Bajas_1$, $Altas_1$. En verde, promedio diario del mismo. Ambos entre el 1 de agosto de 2020 y el 1 de diciembre del 2020

A partir de este momento, la sismicidad disminuye y migra hacia el noreste, alejándose de la estación JUBA. En el IF es notable como se va esparciendo temporalmente el alto rango de valores. No obstante ello, el promedio se mantiene en valores altos y decrece lentamente hasta el final de la serie sísmica.

Capítulo 6

Discusión y conclusiones

El objetivo planteado para este trabajo fue el de analizar la serie sísmica de las Islas Shetland del Sur 2020-2021 a través de la relocalización de eventos seleccionados, utilizando los programas disponibles en el paquete SeisComP, datos provistos por la Red Sismológica Antártica Ítalo-Argentina más datos de estaciones de redes globales disponibles vía IRIS y dos modelos de velocidades sísmicas, el IASP91 de carácter global y uno estimado específicamente para la región por el Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, Trieste, Italia). A tal fin, se instaló y configuró una versión gratuita del paquete de programas SeisComP y se organizó la base de datos que permite la adquisición de datos sísmicos en tiempo real.

En este trabajo se presentan los resultados de las localizaciones para 5 eventos de la serie sísmica, de los cuales 4 eventos fueron relocalizados a partir de la determinación realizada por el USGS y 1 fue detectado automáticamente por el programa SeisComP y luego relocalizado manualmente. Para cada uno de estos eventos se realizaron dos localizaciones mediante el algoritmo LocSAT y dos mediante el algoritmo Hypocenter, siendo una con el modelo de velocidades global IASP91 y la otra con el modelo de velocidades local obtenido de *Robertson Maurice et al. (2003)* para cada uno de los algoritmos.

El algoritmo LocSAT resultó ser mas inestable para alcanzar una solución que el algoritmo Hypocenter en la mayoría de los casos. En reiteradas ocasiones con los mismos picados se logró obtener resultados con Hypocenter mientras que con LocSAT la solución no convergía. Un caso en el que LocSAT mostró mejores resultados fue en el evento del 23 de enero de 2021. La profundidad en Hypocenter, cuando fue calculada como parámetro libre para este evento, dio un valor nulo. Esto generó dudas de que el resultado sea fiable, por lo que optamos por realizar una localización con profundidad fija e igual a la de catálogo. De esta manera, se obtuvo una localización muy similar a la obtenida con LocSAT.

La utilización del programa SeisComP fue muy intuitiva mediante su interfaz gráfica. La herramienta cumplió ampliamente con las expectativas previas al trabajo y tiene mucho potencial aún por explotar en futuras aplicaciones como podrían ser la adquisición de

datos en tiempo real de estaciones de interés para el departamento de Sismología de la FCAGLP, su posterior almacenamiento en una base de datos generada para tal fin, la detección y localización automáticos de eventos a partir de los registros de esta red, etc.

En lo que respecta al análisis de la señal continua se analizaron los valores del índice de frecuencias, su promedio diario y la densidad del espectro de potencia probabilística para las frecuencias de 0.25 Hz, 0.33 Hz, 1 Hz, 3 Hz y 4 Hz entre el 1ro de agosto de 2020 y el 1ro de diciembre del 2020.

El análisis de las DPEP muestra un comportamiento fuertemente asociado a la distancia de la sismicidad. En el comienzo de la serie sísmica, cuando los eventos son cercanos a la estación, se observan grandes energías para las altas frecuencias. A partir del 6 de noviembre, cuando la sismicidad comienza a alejarse, se observa un decrecimiento en las amplitudes de las DPEP para las altas frecuencias. En cuanto al comportamiento de las componentes de baja frecuencia, sus DPEP decrecen fuertemente con el comienzo de la serie y se mantiene en valores bajos durante aproximadamente 15 días. Luego, muestra un marcado aumento, un breve descenso y un nuevo aumento para pasar a mantenerse en valores similares a los que mostraba previo al comienzo de la serie. A fines del 2020, durante un silencio sísmico, es destacable un decrecimiento de las DPEP para todas las frecuencias. Luego, se observa un rápido crecimiento de todas las componentes asociable al evento de magnitud 5.2 ocurrido 2 de enero.

El valor promedio del IF mostró valores bajos para el primer período de sismicidad más allá de que el IF tomó valores dentro de un gran rango. Asociamos este comportamiento a que el origen de la sismicidad en este período estaría relacionado a una rápida intrusión magmática vertical ($\sim 3-4$ Km/día) (Cesca et al., 2022). En un segundo período de sismicidad entre el 21 de octubre y el 6 de noviembre, el valor promedio del IF muestra un aumento. Vinculamos este comportamiento a una serie de eventos de desplazamiento de rumbo que pueden haber estado asociados a la entrada adicional de magma desde las profundidades o a la propagación del dique dentro de una región más fría y frágil (Cesca et al., 2022).

Capítulo 7

Anexo

Año	Mes	Día	Hora	Lat	Lon	Prof [km]	Mag
2020	8	29	12:47:02	-62.4175	-58.2352	1	5
2020	8	30	10:31:53	-62.3459	-58.2754	4.4	5.3
2020	8	30	19:42:27	-62.378	-58.3958	10	4.6
2020	8	31	2:04:22	-62.0982	-58.1152	10	4.9
2020	9	1	10:53:10	-62.2909	-58.2191	10	4.5
2020	9	1	10:56:20	-62.4366	-58.2643	10	5.4
2020	9	1	13:07:51	-62.309	-58.0894	10	4.7
2020	9	2	15:20:30	-62.2882	-58.4401	10	4.3
2020	9	3	23:29:40	-62.3991	-58.1115	10	5
2020	9	4	9:24:13	-62.3554	-58.2799	10	4.6
2020	9	5	4:43:12	-62.3345	-58.4028	8.3	4.9
2020	9	9	20:37:25	-62.3361	-58.1425	10	4.9
2020	9	11	23:04:39	-62.3463	-58.5002	10	4.5
2020	9	12	21:23:26	-62.2959	-58.293	13.7	4.8
2020	9	13	5:03:35	-62.3043	-58.3503	10	4.6
2020	9	13	5:18:28	-62.0723	-58.906	10	4.7
2020	9	14	21:12:23	-62.3804	-58.4854	10	4.5
2020	9	15	14:41:13	-62.2649	-58.4379	10	4.5
2020	9	17	3:25:49	-62.2292	-58.4711	10	4.5
2020	9	18	22:32:23	-62.3416	-58.5811	10	4.8
2020	9	18	23:34:24	-62.2928	-58.2658	10	4.9
2020	9	19	11:11:52	-62.4437	-58.3633	10	5.3
2020	9	21	20:48:19	-62.0949	-58.4712	10	4.4
2020	9	21	23:42:54	-62.3103	-58.2665	10	4.5
2020	9	22	8:25:21	-62.3176	-57.8631	10	4.9
2020	9	22	10:17:31	-62.3788	-58.4668	10	4.5

2020	9	22	14:27:47	-62.3112	-58.2641	5.2	4.4
2020	9	22	20:27:54	-62.2824	-58.2826	10	4.5
2020	9	22	23:44:13	-62.3157	-58.181	10	5.2
2020	9	22	23:53:46	-62.3276	-58.3857	10	5.2
2020	9	23	16:16:57	-62.2843	-58.3432	10	4.4
2020	9	25	15:16:58	-62.1335	-58.1463	10	4.6
2020	9	27	10:46:59	-62.3437	-58.3629	3.1	4.3
2020	9	29	2:53:49	-62.3353	-58.4581	10	4.3
2020	9	29	3:23:34	-62.3252	-58.51	10	4.2
2020	9	29	3:26:11	-62.3354	-58.1396	10	4.7
2020	9	29	3:42:00	-62.3053	-58.352	10	4.1
2020	9	29	11:34:50	-62.4296	-58.22	10	4.8
2020	9	30	16:58:42	-62.334	-58.4956	10	4.8
2020	10	1	21:50:47	-62.2392	-57.632	10	4.6
2020	10	1	22:02:50	-62.2734	-57.6053	10	4.5
2020	10	2	6:21:29	-62.318	-58.3591	9.8	4.4
2020	10	2	10:17:33	-62.3735	-58.2326	10	5.8
2020	10	2	12:37:48	-62.3528	-58.3433	10	4.7
2020	10	2	23:33:32	-62.2427	-57.9131	10	4.7
2020	10	3	10:43:56	-62.2918	-58.2609	11.1	4.9
2020	10	3	16:26:15	-62.2937	-58.2471	5.1	4.8
2020	10	3	18:37:20	-62.4028	-58.4491	6.2	4.9
2020	10	5	17:52:47	-62.2178	-58.1874	10	4.2
2020	10	5	18:30:11	-62.1663	-58.2057	10	4.1
2020	10	5	19:01:27	-62.2427	-58.249	10	5
2020	10	5	20:15:03	-62.2049	-58.2817	10	4.2
2020	10	6	8:01:16	-62.3188	-58.2757	10	4.5
2020	10	6	13:56:42	-62.3428	-58.2189	10	5.4
2020	10	7	12:36:28	-62.2813	-58.2355	10	4.7
2020	10	8	9:02:20	-62.31	-58.2603	10	4.9
2020	10	9	17:19:30	-62.2378	-58.1854	10	4.4
2020	10	10	20:58:37	-62.3293	-58.1804	10	5
2020	10	11	7:41:33	-62.3542	-58.108	10	4.4
2020	10	12	0:39:59	-62.3302	-58.301	10	4.8
2020	10	16	12:06:08	-62.3681	-58.5066	10	4.9
2020	10	16	21:30:54	-62.3557	-58.0966	10	4.7
2020	10	17	9:14:41	-62.349	-58.378	10	4.4
2020	10	18	0:05:11	-62.3472	-58.3987	10	5.2
2020	10	18	21:47:18	-62.3767	-58.5943	10	4.6

2020	10	21	2:00:26	-62.3141	-58.3074	12.5	5.1
2020	10	21	2:19:54	-62.348	-58.2565	15.1	4.7
2020	10	22	1:04:59	-62.3472	-58.2836	10	4.5
2020	10	22	5:40:03	-62.3006	-58.2625	10	4.9
2020	10	22	19:19:46	-62.3194	-58.2322	10	4.9
2020	10	23	15:27:50	-62.3544	-58.2866	10	4.6
2020	10	23	16:06:12	-62.1607	-57.9088	10	5
2020	10	24	1:35:26	-62.3276	-58.0489	10	4.6
2020	10	24	10:40:19	-62.3921	-58.319	10	5
2020	10	24	13:31:19	-62.2429	-58.2335	10	4.4
2020	10	25	11:33:04	-62.4126	-58.047	10	4.6
2020	10	25	12:11:29	-62.3742	-58.0439	10	4.5
2020	10	25	12:57:14	-62.4095	-58.076	10	4.6
2020	10	25	23:06:42	-62.3305	-58.1111	10	4.7
2020	10	27	11:13:47	-62.3845	-58.4748	10	4.6
2020	10	27	14:38:42	-62.3711	-58.2756	2.8	4.8
2020	10	27	14:55:33	-62.1521	-58.2628	12.7	4
2020	10	27	15:01:04	-62.3277	-58.525	10	4.6
2020	10	28	21:57:00	-62.2909	-58.1472	5.2	4.7
2020	10	28	21:58:31	-62.3791	-58.3358	12.3	4.6
2020	10	28	22:00:23	-62.3222	-58.1832	10	5.4
2020	10	29	6:24:18	-62.264	-58.1729	10	4.3
2020	10	29	7:02:46	-62.28	-58.1761	10	5.1
2020	10	29	7:40:52	-62.4843	-58.3891	10	5
2020	10	30	2:26:21	-62.3067	-58.1731	10	4.7
2020	10	31	6:22:53	-62.2866	-58.2523	9.6	4.7
2020	10	31	7:34:05	-62.3012	-58.1926	10	4.5
2020	10	31	7:41:40	-62.3429	-58.2401	10	5.2
2020	11	1	2:56:56	-62.2532	-58.3163	10	4.5
2020	11	1	5:22:06	-62.3679	-58.409	10	4.8
2020	11	1	7:27:11	-62.3224	-58.1151	10	4.7
2020	11	2	4:58:51	-62.371	-58.177	10	4.6
2020	11	2	18:45:24	-62.348	-58.1682	10	4.6
2020	11	2	22:49:40	-62.3128	-58.5055	10	4.6
2020	11	3	15:02:24	-62.3213	-58.1524	10	4.7
2020	11	3	18:39:03	-62.3374	-58.2318	10	4.4
2020	11	4	6:20:48	-62.3828	-58.1776	10	4.6
2020	11	6	23:49:18	-62.2446	-58.1635	10.8	6
2020	11	6	23:54:02	-62.1992	-58.1334	10	4.6

2020	11	7	12:56:02	-62.326	-58.1902	10	4.7
2020	11	7	13:10:16	-62.3202	-58.2556	10	4.3
2020	11	7	14:02:43	-62.304	-58.2084	10	4
2020	11	9	13:30:52	-62.3657	-58.1425	16.4	4.3
2020	11	14	1:33:17	-62.3815	-58.5499	10	4.5
2020	11	16	11:21:17	-62.3824	-58.4868	10	4.7
2020	11	22	21:14:41	-62.3621	-58.1635	10	4.2
2020	11	22	21:21:11	-62.2371	-57.3965	10	4.7
2020	11	25	23:21:42	-62.2945	-58.1397	10	4.3
2020	11	26	2:00:08	-62.327	-58.2379	10	4.4
2020	12	5	6:48:38	-62.3258	-58.268	6.5	5.1
2020	12	9	4:59:43	-62.2953	-58.3951	10	4.4
2020	12	9	6:34:57	-62.35	-58.0929	10	4.9
2020	12	9	6:44:54	-62.1981	-58.2558	10	4.2
2021	1	2	23:21:18	-62.3706	-58.3091	10	5.2
2021	1	18	18:21:01	-62.3879	-58.4426	10	4.3
2021	1	23	23:36:50	-61.8117	-55.4903	9.8	6.9
2021	1	23	23:48:39	-61.6966	-55.2943	10	5.4
2021	1	23	23:52:15	-61.7603	-55.652	10	4.7
2021	1	24	0:00:09	-61.6602	-55.3218	10	4.2
2021	1	24	0:00:42	-61.7409	-55.4618	10	4.9
2021	1	24	0:03:17	-61.8467	-55.4547	10	5
2021	1	24	0:05:51	-61.7558	-55.4388	10	4.9
2021	1	24	0:20:59	-61.8135	-55.4515	10	4.9
2021	1	24	0:42:30	-61.6538	-55.2634	10	4.3
2021	1	24	0:47:50	-61.8277	-55.3582	10	4.5
2021	1	24	0:49:01	-61.9433	-55.1398	10	4.6
2021	1	24	0:51:35	-61.6735	-55.3058	10	4.9
2021	1	24	0:54:25	-61.7373	-55.3143	10	4.7
2021	1	24	5:29:31	-61.7138	-55.197	10	4.9
2021	1	24	6:56:47	-61.8275	-55.0447	10	4.4
2021	1	24	7:30:03	-61.8331	-54.973	10	4.4
2021	1	24	7:58:46	-61.7154	-55.2055	10	4.5
2021	1	24	9:29:05	-61.7795	-55.2289	10	4.7
2021	1	24	12:14:45	-61.7685	-55.3589	10	5.5
2021	1	24	12:19:23	-61.5098	-54.5781	10	4.8
2021	1	24	13:40:49	-61.8118	-55.3819	10	4.9
2021	1	24	18:11:00	-61.631	-55.1005	10	4.9
2021	1	24	20:34:13	-61.7374	-55.1889	10	4.8

2021	1	25	5:28:50	-61.7885	-55.3788	10	4.4
2021	1	26	0:05:35	-61.7953	-53.8945	10	4.3
2021	1	26	12:55:32	-61.3792	-55.1856	10	4.6
2021	1	27	4:08:27	-61.8961	-55.3861	10	5
2021	1	27	9:46:40	-62.1004	-56.5437	10	4.3
2021	1	27	11:12:33	-61.743	-55.1736	10	4.4
2021	1	28	2:55:30	-61.8425	-55.7451	10	4.5
2021	1	29	13:54:40	-61.8129	-55.4615	10	4.8
2021	1	29	14:10:39	-61.7413	-55.317	10	5.2
2021	1	29	15:12:45	-61.661	-54.5172	10	4.4
2021	1	30	4:19:23	-62.0988	-56.3899	10	5
2021	1	30	15:36:50	-62.2358	-57.5978	10	5
2021	2	3	16:35:52	-61.735	-55.1596	10	5
2021	2	4	5:57:13	-61.6539	-55.6201	10	4.4
2021	2	5	16:32:10	-61.5503	-54.9164	22.7	4.5
2021	2	12	6:46:58	-61.7678	-55.8609	10	4.9
2021	2	13	22:54:16	-61.5858	-55.0248	19.3	4.2
2021	2	13	22:57:35	-61.6262	-55.0893	10	4.9
2021	2	14	23:36:18	-62.4036	-58.4978	10	4.5

Tabla 7.1: Eventos de la serie sísmica de las Islas Shetland del Sur 2020-2021 obtenidos del catalogo USGS.



Bibliografía

- Almendros, J., Wilcock, W., Soule, D., Teixidó, T., Vizcaíno, L., Ardanaz, O., Granja-Bruña, J. L., Martín-Jiménez, D., Yuan, X., Heit, B., et al. (2020). Bravoseis: Geophysical investigation of rifting and volcanism in the bransfield strait, antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 104:102834.
- Alvarez, W. (1982). Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B8):6697–6710.
- Anthony, R. E., Aster, R. C., Wiens, D., Nyblade, A., Anandakrishnan, S., Huerta, A., Winberry, J. P., Wilson, T., and Rowe, C. (2014). The seismic noise environment of antarctica. *Seismological Research Letters*, 86(LA-UR-14-28568).
- Ashcroft, W. A. (1972). *Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield strait*, volume 66. British Antarctic Survey.
- Barker, D. H. and Austin Jr, J. A. (1998). Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in bransfield strait, antarctic peninsula. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10):24017–24043.
- Barker, D. H., Christeson, G. L., Austin Jr, J. A., and Dalziel, I. W. (2003). Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in bransfield strait, antarctica. *Geology*, 31(2):107–110.
- Barker, D. H. N. and Austin, Jr., J. A. (1994). Crustal diapirism in bransfield strait, west antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology*, 22(7):657.
- Barker, P. F. (2001). Scotia sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, 55(1-2):1–39.
- Barker, P. F. and Dalziel, I. W. (1983). Progress in geodynamics in the scotia arc region. *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia Arcs*, 9:137–170.

-
- Bevis, M., Smalley Jr, R., Taylor, F., and Dalziel, I. (1999). Gps studies of geodynamics in the scotia arc and west antarctica, paper presented at 8th international symposium on antarctic earth sciences. *Sci. Comm. on Antarct. Res., Wellington, New Zealand*.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).
- Bormann, P. and Saul, J. (2008). The new iaspei standard broadband magnitude m b. *Seismological Research Letters*, 79(5):698–705.
- Bratt, S. and Nagy, W. (1991). The locsat program. *Science Applications International Corporation, San Diego*.
- Buffoni, C. (2017). *Determinación de la estructura cortical en el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Doctoral dissertation)*.
- Buffoni, C., Sabbione, N. C., Connon, G., and Ormaechea, J. L. (2009). Localización de hipocentros y determinación de su magnitud en tierra del fuego y zonas aledañas. *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Geoacta*, 34(2):75–86.
- Buurman, H. and West, M. E. (2010). Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of augustine volcano. *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska Power, J.A., Coombs, M.L., and Freymueller, J.T., editors U.S. Geological Survey Professional Paper 1769*, pages 41–57.
- Caminos, R. (1999). *Geología argentina*. SEGEMAR Buenos Aires.
- Cande, S., Herron, E., and Hall, B. (1982). The early cenozoic tectonic history of the southeast pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(1):63–74.
- Carbonell, P. J. T., Dimieri, L. V., Olivero, E. B., Bohoyo, F., and Galindo-Zaldívar, J. (2014). Structure and tectonic evolution of the fuegian andes (southernmost south america) in the framework of the scotia arc development. *Global and Planetary Change*, 123:174–188.
- Cesca, S., Sukan, M., Rudzinski, Ł., Vajedian, S., Niemz, P., Plank, S., Petersen, G., Deng, Z., Rivalta, E., Vuan, A., et al. (2022). Massive earthquake swarm driven by magmatic intrusion at the bransfield strait, antarctica. *Communications Earth & Environment*, 3(1):1–11.
- Della Vedova, B., Pellis, G., Accaino, F., Petronio, L., Romanelli, M., Rinaldi, C., Febrer, J., Tassone, A., Mazzarini, F., Bozzo, E., et al. (1997). Prime indicazioni sullo spessore crostale della penisola antartica (progetto tenap) riassunto. *Atti del 16 Convegno Nazionale*, 11:13.

-
- Dietrich, R., Dach, R., Engelhardt, G., Ihde, J., Korth, W., Kutterer, H.-J., Lindner, K., Mayer, M., Menge, F., Miller, H., et al. (2001). Itrf coordinates and plate velocities from repeated gps campaigns in antarctica—an analysis based on different individual solutions. *Journal of Geodesy*, 74(11):756–766.
- Forsyth, D. W. (1975). Fault plane solutions and tectonics of the south atlantic and scotia sea. *Journal of Geophysical Research*, 80(11):1429–1443.
- Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M. L., Sorribas, J., and Pallàs, R. (1997). Central and eastern bransfield basins (antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data. *Antarctic Science*, 9(2):168–180.
- Gràcia, E., Canals, M., Lí Farràn, M., José Prieto, M., Sorribas, J., and Team, G. (1996). Morphostructure and evolution of the central and eastern bransfield basins (nw antarctic peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 18(2):429–448.
- Grad, M., Guterch, A., Janik, T., and Środa, P. (1993). 2-d seismic models of the lithosphere in the area of the bransfield strait, west antarctica. *Polish Polar Research*, pages 123–151.
- Grad, M., Shiobara, H., Janik, T., Guterch, A., and Shimamura, H. (1997). Crustal model of the bransfield rift, west antarctica, from detailed obs refraction experiments. *Geophysical Journal International*, 130(2):506–518.
- Havskov, J. and Utheim, T. (1992). SeisLog and SeisAn: A complete system for seismic data acquisition and analysis. *Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie*, 5:67–74.
- Helffrich, G., Wiens, D. A., Vera, E., Barrientos, S., Shore, P., Robertson, S., and Adaros, R. (2002). A teleseismic shear-wave splitting study to investigate mantle flow around south america and implications for plate-driving forces. *Geophysical Journal International*, 149(1):F1–F7.
- Ibáñez, J., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., and Del Pezzo, E. (1997). Intermediate-focus earthquakes under south shetland islands (antarctica). *Geophysical Research Letters*, 24(5):531–534.
- Jin, Y., Lee, D., Nam, S., Kim, Y., and Kim, K. (1998). Seismic observation at king sejong station, antarctic peninsula. *Terra Antart*, 5:729–736.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20):2981–2987.

-
- Keller, R. A. (2002). Geochemistry of back arc basin volcanism in bransfield strait, antarctica: Subducted contributions and along-axis variations. *Journal of Geophysical Research*, 107(B8):2171.
- Keller, R. A., Fisk, M. R., White, W. M., and Birkenmajer, K. (1992). Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, bransfield strait, antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(2):287–303.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 105(2):429–465.
- Kulhánek, O. (2012). *Anatomy of Seismograms: For the IASPEI/Unesco Working Group on Manual of Seismogram Interpretation*. Elsevier.
- Larter, R. (2001). Cenozoic tectonic history, seismicity and palaeoseismicity of the antarctic peninsula pacific margin. *Terra Antartica*, 8(1).
- Larter, R. D. and Barker, P. F. (1991). Effects of ridge crest-trench interaction on antarctic-phoenix spreading: forces on a young subducting plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12):19583–19607.
- Lawver, L. A., Sloan, B. J., Barker, D. H. N., Ghidella, M. E., von Herzen, R. P., Keller, R. A., Klinkhammer, G. P., and Chin, C. S. (1996). Distributed, active extension in bransfield basin antarctic peninsula: Evidence from multibeam bathymetry. *Gsa Today*, 6:1–6.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C. (1978). HYP071 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *U. S. Geological Survey Open File Report*, 448.
- Lienert, B. R. (1994). *Hypocenter 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes Locally Regionally and Globally*. Honolulu.
- Lienert, B. R., Berg, E., and Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76(3):771–783.
- Maldonado, A., Larter, R., and Aldaya, F. (1994). Forearc tectonic evolution of the south shetland margin, antarctic peninsula. *Tectonics*, 13(6):1345–1370.
- McNamara, D. E. and Buland, R. P. (2004). Ambient noise levels in the continental united states. *Bulletin of the seismological society of America*, 94(4):1517–1527.
- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., and Wassermann, J. (2011). Obspy—what can it do for data centers and observatories? *Annals of Geophysics*, 54(1):47–58.

-
- Müller, C., Bayer, B., Eckstaller, A., and Miller, H. (2008). Mantle flow in the south sandwich subduction environment from source-side shear wave splitting. *Geophysical Research Letters*, 35(3).
- Nagihara, S. and Lawver, L. A. (1991). Heat flow measurements in the king george basin, bransfield strait. *International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, 6:345.
- Parra, J., Yanez, G., and Grupo de Trabajo, U. (1988). Aeromagnetic survey on the antarctic peninsula and surrounding seas: integration of the data obtained at different altitudes. *Serie Científica del Instituto Antártico Chileno*, 38:117–131.
- Pelayo, A. M. and Wiens, D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the scotia sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6):7293–7320.
- Peterson, J. R. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. Technical report, US Geological Survey.
- Plasencia Linares, M. P. (2008). Lithospheric characteristics and seismic sources in the scotia arc through waveform inversion. *Università degli studi di Trieste*.
- Plasencia Linares, M. P., Cravos, C., Laterza, R., Bernardi, P., Comelli, P., Grossi, M., Magrin, A., Pesaresi, D., Sandron, D., Santulin, M., et al. (2021). The antarctic seismographic argentinean italian network (asain): Recording earthquakes in the scotia sea region. *Seismological Research Letters*, 92(5):2748–2757.
- Ramos, V. A. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(24):15–75.
- Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., Shore, P. J., Vera, E., and Dorman, L. M. (2003). Seismicity and tectonics of the south shetland islands and bransfield strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10).
- Schreider, A. A., Schreider, A., and Evsenko, E. (2014). The stages of the development of the basin of the bransfield strait. *Oceanology*, 54(3):365–373.
- Smalley Jr, R., Bevis, M. G., Zakrajsek, A., Teferle, F. N., Dalziel, I., Lawver, L., and Larter, R. (2014). Near field dynamic, co-seismic and post-seismic deformations associated with the 2013, m7. 8, and 2003, m7. 6, south scotia ridge earthquakes observed with gps. *XXXIII SCAR BIENNIAL MEETINGS*.
- Smalley Jr, R., Dalziel, I., Bevis, M., Kendrick, E., Stamps, D., King, E., Taylor, F., Lauría, E., Zakrajsek, A., and Parra, H. (2007). Scotia arc kinematics from gps geodesy. *Geophysical Research Letters*, 34(21).

-
- Thomas, C., Livermore, R., and Pollitz, F. (2003). Motion of the scotia sea plates. *Geophysical Journal International*, 155(3):789–804.
- Vuan, A., Brancolini, G., Panza, G., Russi, M., and Wu, F. (2001). Joint inversion of receiver function of teleseismic body waves and local group velocity dispersion curves beneath espz and pmsa stations (antarctic peninsula). *Terra Antartica*, 8(1-2):49–54.
- Vuan, A., Maurice, S. R., Wiens, D., and Panza, G. (2005). Crustal and upper mantle s-wave velocity structure beneath the bransfield strait (west antarctica) from regional surface wave tomography. *Tectonophysics*, 397(3-4):241–259.
- Vuan, A., Suga, M., and Linares, M. P. (2014). A reappraisal of surface wave group velocity tomography in the subantarctic scotia sea and surrounding ridges. *Global and Planetary Change*, 123:223–238.
- Wassermann, J., Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., and Beyreuther, M. (2013). Obspy: A python toolbox for seismology. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2013, pages S51A–2322.
- Weaver, S. D., Saunders, A. D., Pankhurst, R. J., and Tarney, J. (1979). A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: The quaternary volcanics of bransfield strait, from south shetland islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(2):151–169.
- Wille, P. (2005). *Sound images of the ocean: in research and monitoring*. Springer Science & Business Media.
- Zambrano, O. M., Gulisano, A. M., Poma, S., and Ruocco, M. I. (2022a). Caracterización de estructuras del manto antártico a través de las anomalías de velocidad sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 79(3).
- Zambrano, O. M., Zakrajsek, A. F., and Lirio, J. M. (2022b). Evaluación de la peligrosidad sísmica en la región del extremo norte de la península antártica y mares circundantes. *Instituto Antártico Argentino*.