

Procesamiento y análisis de datos sísmicos recogidos por la estación AM.R4DE2(BCAA) en los meses de setiembre y octubre de 2020

Agustín Chanes Dos Santos

Junio 2024
Montevideo, Uruguay

Licenciatura en Geología
Instituto de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias
Universidad de la República

Tutora: Dr. Leda Sánchez Bettucci
Co-tutora: Lic. Judith Loureiro Olivet

Quiero agradecer a mi madre, la que desde chico me motivó a estudiar. Por su apoyo, su amor, su dedicación, su lucha, gracias.

A mi familia y amigos, por su cariño, por las risas y por los momentos de apoyo sincero. Quienes han hecho de este viaje algo hermoso y han sido mi refugio en los momentos más difíciles.

Un agradecimiento especial a mis tutoras siendo mi fuente de inspiración, y que me han guiado con su sabiduría en todo este proceso. Sin su orientación, este proyecto no habría sido posible.

A todos ustedes, gracias de corazón.

Resumen

Entre agosto de 2020 y febrero de 2021 tuvo lugar un enjambre sísmico al sureste de la Isla Rey Jorge, Islas Shetland del Sur, Antártida. En este trabajo se propuso parametrizar eventos sísmicos registrados por la estación sísmológica AM.R4DE2 para el período comprendido entre el 15 de septiembre y el 31 de octubre de 2020. Utilizando la metodología de localización con una sola estación, se analizó manualmente el registro de las 24 hs. de cada día del periodo, con el objetivo de determinar para cada evento: magnitud local, magnitud espectral, distancia hipocentral, distancia epicentral, *backazimuth* y ubicación del epicentro. Se lograron parametrizar, 6362 eventos, aunque se estima la ocurrencia de alrededor de 20000 para el período.

Los resultados sugieren un origen magmático para el enjambre, respaldando estudios anteriores. La sismicidad mostró una migración hacia el sureste, alejándose de la Isla Rey Jorge, evidenciado por un aumento progresivo en la distancia epicentral a lo largo del tiempo. La mayoría de los eventos se clasificaron como volcánicos y volcanotectónicos, respaldando hipótesis de una magmatogénesis vinculada a la apertura de la Dorsal de Bransfield. Se compararon los resultados con datos del USGS, demostrando una buena correlación en magnitudes y ubicaciones.

El estudio proporciona una visión detallada de la actividad sísmica en la región para el periodo y respaldando teorías previas. Su aporte es de suma utilidad para la comprensión de la particular situación geotectónica en torno a la cuenta Bransfield.

Indice

Introducción.....	4
Antecedentes.....	8
Marco Teórico.....	21
Instrumental Sísmico.....	23
Ondas Sísmicas.....	28
Propagación de las ondas sísmicas en el interior Terrestre.....	31
Localización.....	38
Magnitud.....	41
Mecanismos Focales.....	42
Objetivos.....	45
Objetivo general.....	45
Objetivos específicos.....	45
Metodología.....	46
Resultados.....	52
Magnitud.....	55
Distancia Epicentral.....	55
Localización.....	60
Clasificación de eventos.....	61
Comparación con los datos del USGS.....	65
Discusión.....	67
Conclusiones.....	71
Referencias.....	72
Anexo.....	77

Introducción

Las Islas Shetland del Sur constituyen un conjunto de islas ubicadas en el océano Antártico, situadas aproximadamente a 120 kilómetros al norte de la Península Antártica. Geográficamente, su localización varía entre los 62° y 63° de latitud sur y los 58° y 63° de longitud oeste. En la zona de las islas encontramos en contacto a la Placa Scotia, la Placa Antártica y la Placa Phoenix (Figura 1), dotándolas de una situación geodinámica muy particular.

La microplaca Phoenix se encuentra delimitada al noreste por la Zona de Fractura de Shackleton (*Shackleton Fracture Zone*, SFZ) y al suroeste por la Zona de Fractura Hero (*Hero Fracture Zone*, HFZ) (Rey et al., 1995; Barker y Austin, 1998; Pedrera et al., 2012; entre otros). La placa se formó a partir de la expansión del fondo oceánico en la dorsal Antártica Aluk o Phoenix desde tiempos Jurásicos (Herron y Tucholke, 1976; Barker, 1982; Cande et al., 1982; Nelson y Forsythe, 1989).

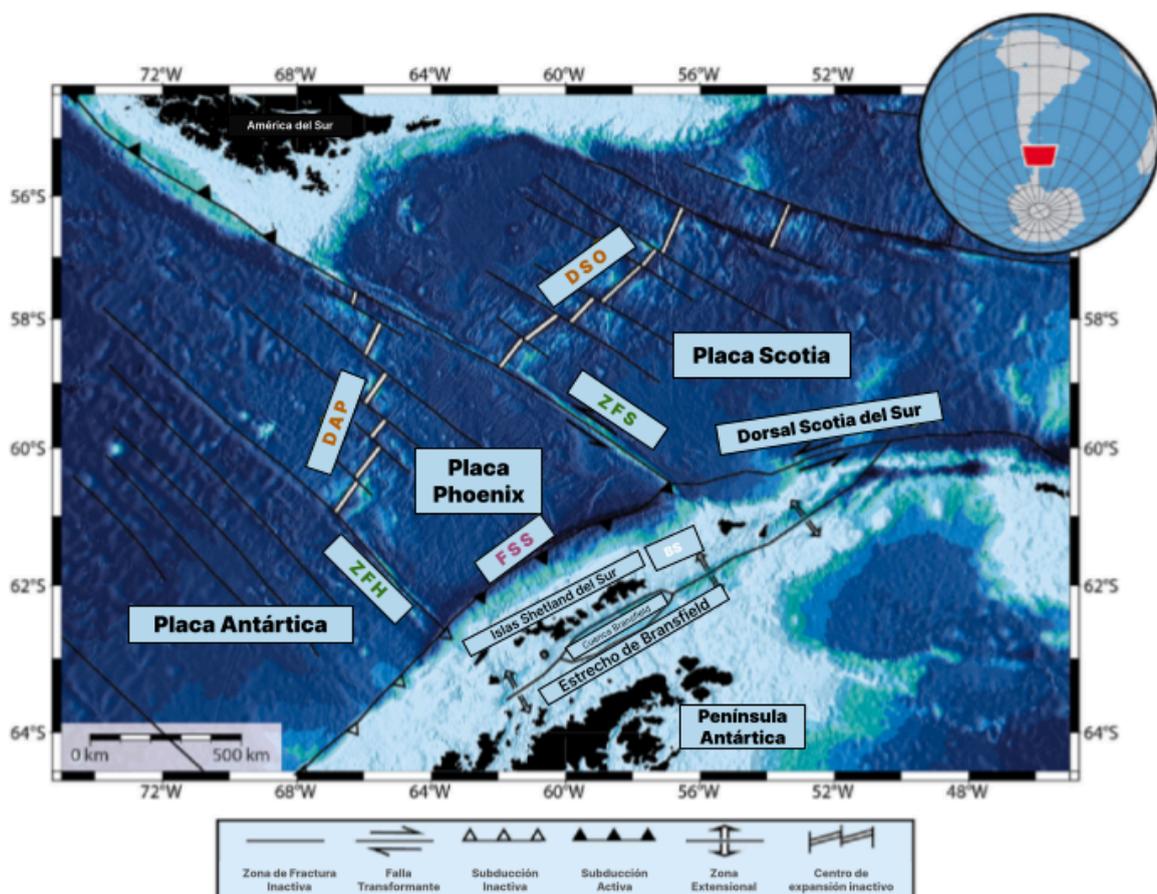


Figura 1. Contexto tectónico de las Islas Shetland del Sur. Los elementos observables son: DAP, Dorsal Antártica Phoenix; DSO, Dorsal de Scotia Oeste; ZFH, Zona de Fractura de Hero; ZFS, Zona de Fractura Shackleton; BS, Bloque Shetland del Sur; SST, Fosa Shetland del Sur. Tomado de Espinoza et al., 2023.

Al noreste y suroeste, la microplaca Phoenix se encuentra en contacto con las placas Scotia y Antártica, respectivamente. Al sureste, limita con la microplaca

South Shetland (Herron y Tucholke, 1976; Barker, 1982; Cande et al., 1982; Nelson y Forsythe, 1989) por medio del *South Shetland Trench*. Esto conformaba un sistema de subducción oblicuo durante el Cenozoico con la destrucción de la placa Phoenix por debajo de la placa Antártica.

La evolución particular de este sistema de subducción y la rotación del continente antártico durante el Cretácico-Terciario formaron el arco magmático de las Islas Shetland del Sur (González-Ferrán, 1985; Pelayo y Wiens, 1989; Birkenmajer, 1994; Dietrich et al., 2001).

Hace aproximadamente 50 Ma, comenzó una serie de colisiones *crest-trench*, de suroeste a noreste, que llevaron a una progresiva desaceleración de las tasas de expansión en la Dorsal Phoenix, hasta su extinción hace 3,3 Ma (Barker, 1982, Birkenmajer, 1994; Livermore et al., 2000). Con el cese de la expansión en la dorsal, comienza el proceso de *slab-rollback* de la Placa Phoenix (Uyeda y Kanamori, 1979; Solari et al., 2008 y referencias allí).

Al sureste de las Islas Shetland, encontramos la Cuenca Bransfield, una cuenca de *back-arc* joven relacionada con el sistema de subducción de la Placa Phoenix (Klepeis y Lawver, 1996; Fisk, 1990) (ver Figura 1). El estrecho tiene aproximadamente 65 km de ancho y posee una profundidad máxima de 2000 m. Es claramente asimétrica, donde el margen pasivo de la Península Antártica está deformado por fallas normales con dirección noreste e inclinaciones menores a 45°, mientras que el margen conjugado de las Islas Shetland del Sur, está dominado por fallas normales de alto ángulo, generalmente con un buzamiento entre 45° y 60° (Galindo-Zaldivar et al., 2004; Taylor et al., 2008).

A pesar de que la subducción ya no se encuentra activa, la extensión continúa en la Cuenca Bransfield (Barker y Austin, 1998; González-Casado et al., 2000; Almendros et al., 2020, entre otros).

La apertura y los actuales esfuerzos extensivos en la cuenca se explican debido dos factores: esfuerzos transtensionales relacionados con la placa de Scotia luego del cese de la actividad en Dorsal Scotia Oeste hace 7 Ma y el *slab-rollback* de la Placa Phoenix debajo de las Islas Shetland (Solari et al., 2008).

Varios estudios indican que la cuenca se encuentra en la transición entre el rifting y la generación de fondo oceánico (etapa protooceánica). El espesor de la corteza de 10 a 15 km en la cuenca indica que el rifting no ha progresado hasta la formación de una corteza oceánica. El espesor de la corteza aumenta entre 20 y 26 km a lo largo de las Islas Shetland del Sur (ver Figura 2) (Grad et al., 1993; Christeson et al., 2003; Magni, 2019; Espinoza et al., 2023).

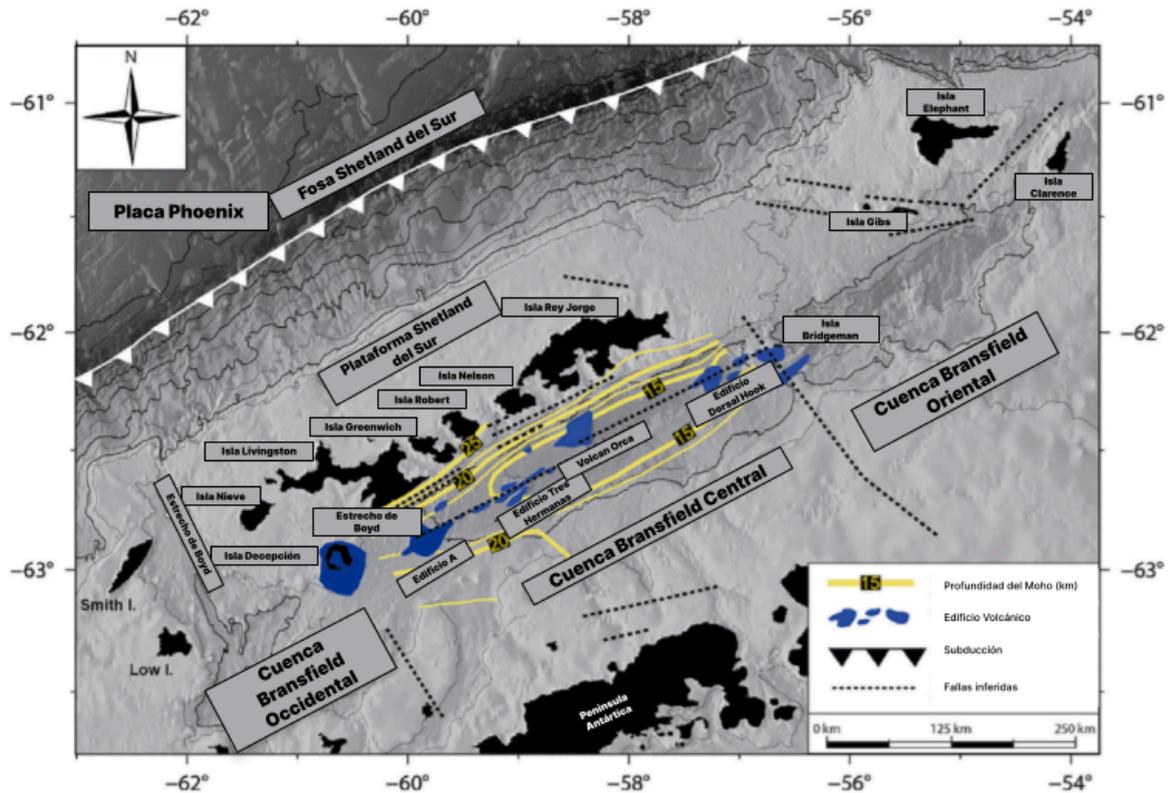


Figura 2. Profundidad del Moho y principales elementos geológicos relacionados con la cuenca de Bransfield. Tomado de Espinoza et al., 2023.

La sismicidad en la cuenca de Bransfield es estudiada desde hace varias décadas. Los terremotos suelen ser volcano-tectónicos, y se concentran generalmente en las Islas Decepción y Bridgeman, ambas islas volcánicas a ambos lados del Rift de Bransfield (Kaminuma, 1995, 2000; Dziak et al., 2010; Biryol et al., 2018; Feenstra et al., 2019; Loureiro et al., 2021; Cesca et al., 2022; Parera-Portell et al., 2023; entre otros). Además, es común que estos eventos sísmicos se presenten en forma de enjambre (Dziak et al., 2010). Sin embargo, entre 2020 y 2021 las Islas Shetland del Sur experimentaron un enjambre sísmico particular, al sur de la Isla Rey Jorge, próximo al volcán Orca (Loureiro et al., 2021; Cesca et al., 2022).

El edificio volcánico Orca, ubicado en la parte NE del estrecho de Bransfield corresponde a un volcán aparentemente inactivo. El volcán, en un contexto geodinámico, se desarrolló en una falla extensional producida por una combinación de retroceso de la losa en la fosa de las Islas Shetland del Sur y movimientos transtensionales entre las placas de Scotia y Antártica. Los elementos estructurales a escala local y regional presentan direcciones NE-SO. Este cuerpo volcánico presenta unos ca. 500 m de elevación sobre el lecho marino, y un cráter de 3 km de ancho (Hatzky, 2005; Schreider et al., 2014). Rodrigo et al. (2018) encontraron una anomalía de temperatura, altos valores de $\delta^3\text{He}$, presencia de turbidez y microorganismos termofílicos e hipertermofílicos

en el cráter del monte submarino Orca que sugieren la existencia de un flujo hidrotermal activo.

En la Base Científica Antártica Artigas (BCAA), ubicada en la Isla Rey Jorge, se encuentra la estación sismológica AM.R4DE2 (registrada como BCAA en el *International Seismological Center*, perteneciente a la red sismológica nacional del Observatorio Geofísico del Uruguay, OGU), en pleno funcionamiento desde el 8 de agosto de 2020 hasta la fecha (UdelaR, 2013). La estación fue capaz de captar y registrar los eventos ocurridos durante el enjambre sísmico que dio inicio en agosto de 2020 (Loureiro et al., 2021; Poli et al., 2022; Cesca et al., 2022; Chanes et al., 2022). Si bien estas agrupaciones de eventos sísmicos son conocidos en la cuenca, no se han registrado una sucesión de estas magnitudes relacionada con el monte submarino Orca. Esto, aunado a la reciente puesta en marcha de la estación, brinda una oportunidad única para el estudio del volcán y la cuenca.

Antecedentes

[Ferguson \(1921\)](#) llevó a cabo la primera investigación geológica sistemática en el área de la Bahía del Admiralty, en la Isla Rey Jorge. Se identificaron dos series de rocas: una más antigua, con (i) lutitas oscuras y grauvacas con lavas de andesita, tobas y aglomerados volcánicos, que fueron correlacionados con rocas jurásicas de Graham Land en la Península Antártica, separadas de una serie más joven de (ii) basaltos y andesitas ricas en olivino, datadas en el Cenozoico. También se encontraron plutones de dioritas y gabros.

Posteriormente, en 1934 y 1937 se realizaron nuevos muestreos, lo que permitió a [Tyrrell \(1945\)](#) distinguir una fase volcánica más joven compuesta por basaltos olivínicos, a la que [Hawkes \(1961\)](#) luego llamó Grupo Islas Pingüino (*Penguin Islands*). Este último autor sintetiza la geología de la Isla Rey Jorge en cinco complejos rocosos:

- (1) Rocas volcánicas del Jurásico (Jurásico Superior): andesitas con piroxeno, tobas, basaltos y riolitas.
- (2) Suite Intrusiva Andina (Cretácico tardío a Terciario temprano): cuarzo-gabros, granodioritas y cuarzodioritas.
- (3) Grupo de la Península Fildes (Mioceno temprano): andesitas basálticas, andesitas con hipersteno y augita y andesitas augíticas.
- (4) Grupo Punta Hennequin (Mioceno Medio): andesitas con hipersteno y augita, tobas, augita-andesitas y andesitas basálticas.
- (5) Grupo Islas Pingüino (Plioceno al reciente): Basaltos olivínicos, tobas, andesitas con hipersteno y augita.

Esta división es retomada y revisada por [Barton \(1965\)](#), quien divide a la isla en 8 complejos geológicos, añadiendo las unidades Grupo Ensenada de Ezcurra (Mioceno a Cretácico Superior), Grupo de Islas Dufayel (Mioceno a Cretácico Superior) y Grupo Lions Rump (Plioceno) a las descritas por [Hawkes \(1961\)](#).

Las décadas posteriores están caracterizadas por numerosas contribuciones a la geología de las Islas Shetland del Sur, pero han sido pocos los intentos de correlacionar unidades a lo largo de todo el archipiélago ([Bastías et al., 2023](#) y referencias allí). [Bastías et al. \(2023\)](#), efectúan una extensa revisión de la literatura de las islas y proponen una nueva estratigrafía para las principales litologías Mesozoicas y Cenozoicas (ver [Figura 3](#)). Mediante la correlación de las unidades, los autores reconocen tres etapas principales:

1. Sedimentación marina profunda entre los ~164 a 140 Ma,
2. Vulcanismo y sedimentación subaérea entre los ~140 a 35 Ma
3. Depósitos glaciares e interglaciares desde ~35 Ma al reciente.

La historia geológica de la Isla Nelson muestra similitudes importantes con aquella de la Isla Rey Jorge, en particular con la Península Fildes, que se encuentra separada de la Isla Nelson por un canal de aproximadamente 500 m. [Smellie et al. \(1984\)](#) clasificaron las rocas de la península en la Formación de la Península Fildes y luego [Machado \(1997\)](#) dividió estas rocas en cuatro formaciones.

Estudios posteriores han dividido la geología de la península Fildes en cinco formaciones: Colina Jasper, Playa Agate, Colina Fossil, Colina Block y Colina Long (ver [Bastías et al., 2023](#)) y esta separación es la adoptada por [Bastías et al. \(2023\)](#) en su revisión (ver [Figura 5](#)). La Formación Colina Jasper en la base está compuesta por lavas basálticas y basalto-andesíticas, además de brechas volcánicas. La Formación Playa Agate, que se superpone, está formada por un basalto amigdaloides, lavas basalto-andesíticas y brechas volcánicas. La Formación Colina Fossil se encuentra por encima y consiste en brechas volcánicas, tobas y rocas piroclásticas intercaladas con varios niveles fosilíferos. Los fósiles de edad del Eoceno medio encontrados en la Formación Colina Fossil incluyen esporas de polen, hojas y tallos de plantas, así como huellas de aves. La Formación Colina Block, está compuesta de una andesita basáltica, brechas y aglomerados. Finalmente, la Formación Colina Long consiste predominantemente en rocas subvolcánicas basálticas y basalto-andesíticas.

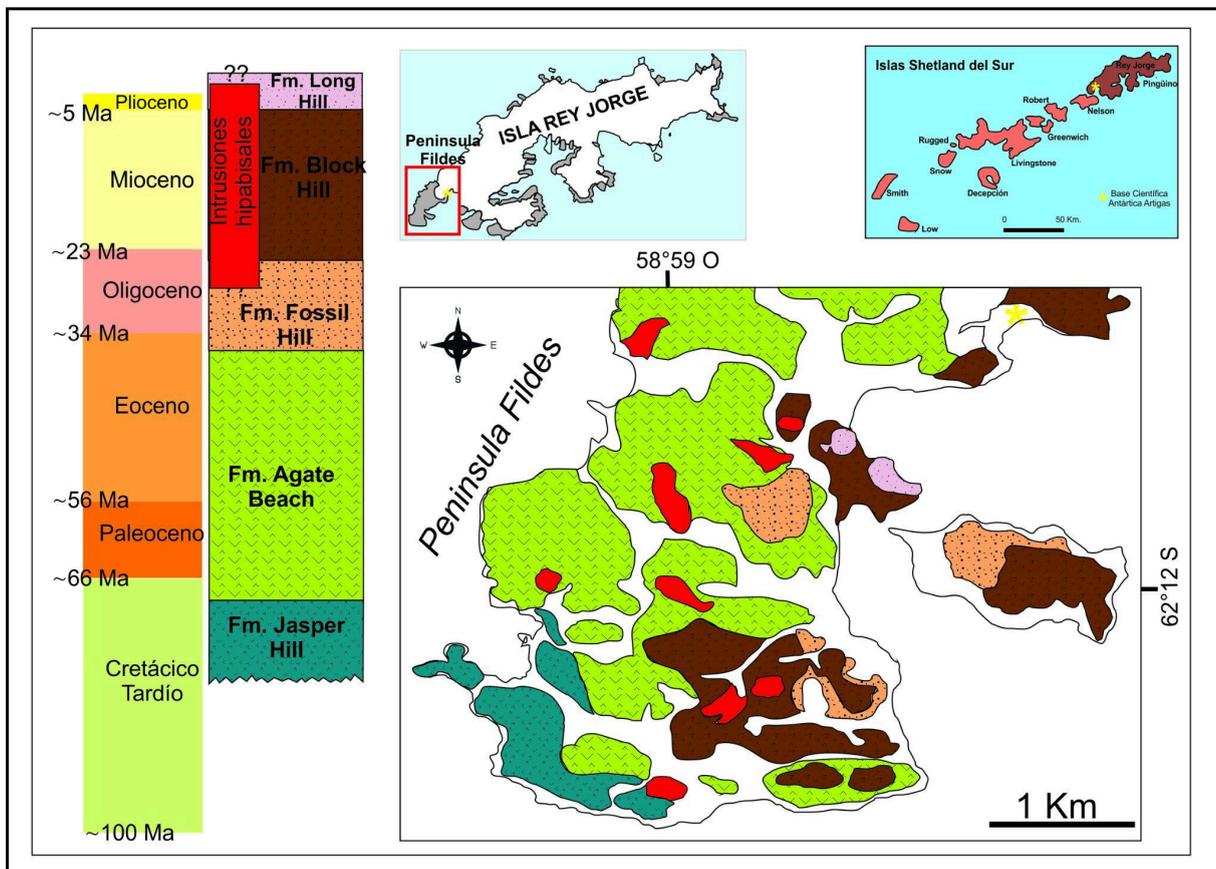
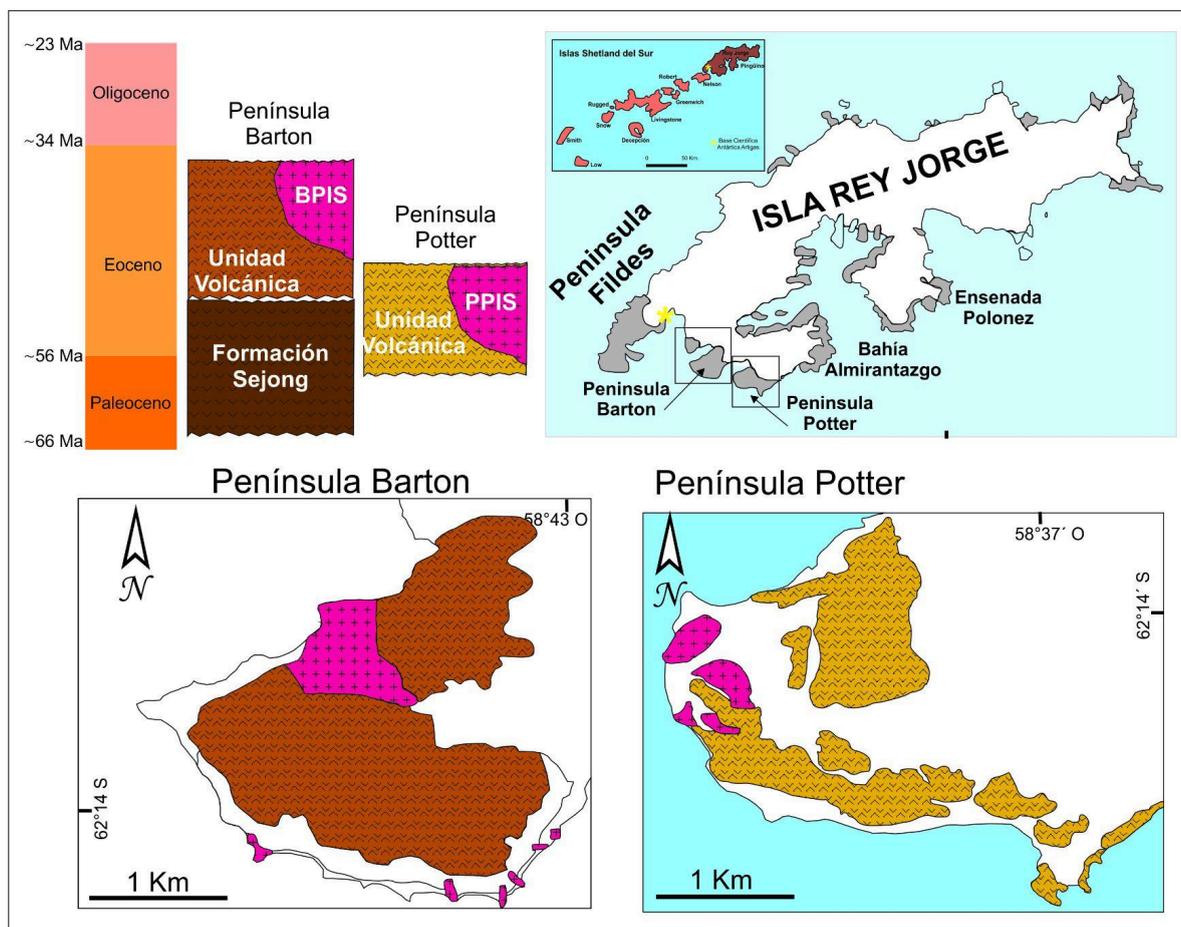


Figura 5. Mapa geológico en la península Fildes, Isla Rey Jorge. Modificado de [Bastías et al., 2023](#).

La Península Barton está dominada por rocas volcánicas y plutónicas. Las exposiciones de las rocas volcánicas cubren la mayor parte de la península y varían en composición (ver [Figura 6](#)). La Formación Sejong está compuesta en su mayoría por tobas (lapilli) y brechas volcánicas. Sobre la Formación Sejong se encuentran lavas volcánicas básicas a intermedias, que varían en composición desde basalto hasta andesita. Si bien la alteración de los minerales dificulta su datación, la mayoría de las lavas parecen haber entrado en erupción en el intervalo que va del Paleoceno al Eoceno (ver [Bastías et al., 2023](#)). Los plutones de granodiorita y diorita calco-alkalina intruyen las rocas volcánicas en la parte norte de la Península Barton, que se han interpretado como de edad del Eoceno medio (referencias en [Bastías et al., 2023](#)).



[Figura 6](#). Mapa geológico de las penínsulas Barton y Potter, Isla Rey Jorge. Modificado de [Bastías et al. \(2023\)](#).

La Península Potter está dominada por una secuencia volcánica con un espesor estimado de ~500 m (ver [Figura 7](#)). La secuencia volcánica está compuesta de centros volcánicos que incluyen flujos de lava, rocas piroclásticas (lluvia de cenizas, depósitos de flujos piroclásticos, brechas volcánicas y aglomerados) e intrusiones hipoabisales (diques y sills). Estas rocas varían en composición de basáltica a andesítica. Se han reportado edades K-Ar en la península Potter entre ~58 y 42 Ma. Sin embargo, la evidencia de [Kim et al. \(2000\)](#) y [Zheng et al.](#)

(2000) indican que las edades del Eoceno pueden ser el resultado de eventos intrusivos locales y que las secuencias volcánicas podrían tener una edad del Cretácico medio.

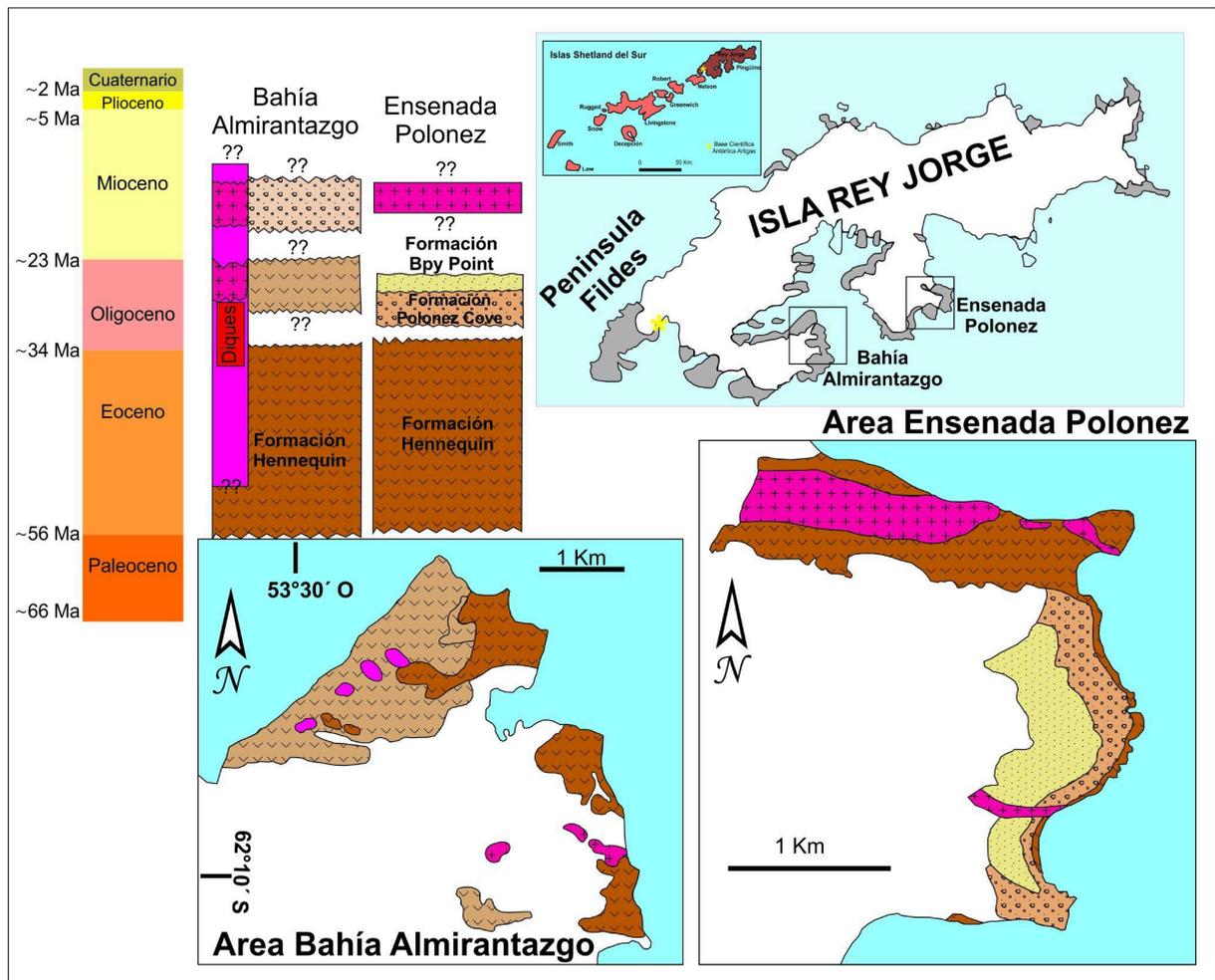


Figura 7. Mapa geológico de Bahía Almirantazgo y Ensenada Polonez, Isla Rey Jorge. Modificado de Bastías et al. (2023).

Si bien las rocas del Eoceno y Oligoceno aparecen en múltiples afloramientos pequeños en el centro-oeste de la Isla Rey Jorge (Smellie et al., 2021a), Bahía Almirantazgo y Ensenada Polonez cuentan con grandes exposiciones de volcanitas (ver Figura 7). La Bahía Almirantazgo está ubicada al este de la Isla Rey Jorge y entre sus afloramientos se puede observar la Formación Hennequin, lavas y rocas clásticas más recientes. La Formación Hennequin está compuesta por andesitas basálticas, lavas andesíticas y brechas amigdaloides, con menor presencia de riolitas (Bastías et al., 2023).

La Ensenada Polonez está ubicada en el centro-oeste de la Isla Rey Jorge (ver Figura 7) donde está expuesto el Grupo Chopin Ridge.

El Grupo Chopin Ridge, según Birkenmajer (1980), está representado por flujos de lava porfírica hasta tillitas marinas y sedimentos glaciogénicos. Aquí se han

definido tres formaciones, Hennequin, Ensenada Polonez y Punta Chico. La Formación Hennequin es una secuencia volcánica subaérea del Eoceno.

La Formación Ensenada Polonez es quizás la unidad más intensamente investigada en el archipiélago debido a su asociación con un episodio glacial importante (Bastías et al., 2023). Corresponde a una sucesión sedimentaria del Oligoceno (Grupo Chopin Ridge, (Birkenmajer, 1980; 1994)), que se encuentra entre la Bahía Almirantazgo y la Bahía Rey Jorge. Su mejor exposición se encuentra en un acantilado de 2 km de longitud, junto con otros afloramientos de la zona, dominado por areniscas, conglomerados con abundantes fósiles, con claras estructuras glaciares como tillitas, estrías y *roche moutonée* (o *sheepback*, estructura creada por el paso de un glaciar). Estas litologías se encuentran intercaladas con unidades que consisten en deltas alimentados por lavas* y brechas formadas durante la extrusión submarina. Recientemente, Smellie et al. (2021a), presentaron nuevos datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre la Formación Ensenada Polonez, que arrojan edades entre ~28 y 26 Ma, lo que también sugiere una edad Oligocénica. Superpuesta a Ensenada Polonez se encuentra la formación Punta Chico, compuesta por ~150 a 100 m de lavas, conglomerados y areniscas félsicas-intermedias. Recientemente, Smellie et al. (2021b) presentaron nuevos datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre la Formación Punta Chico, que arrojan una edad entre ~27 y 25 Ma. Esto sugiere que no existe un intervalo de tiempo significativo entre las formaciones de Ensenada Polonez y Punta Chico, y que la depositación pudo haber sido esencialmente continua.

La Península Melville se encuentra en el noreste de la Isla Rey Jorge. Los afloramientos rocosos en la península comprenden a las formaciones Bahía Sherratt, Bahía Destrucción y Cabo Melville junto con el vulcanismo reciente asociado con el volcán Melville (ver Figura 8). La Formación Bahía Sherratt representa una sucesión andesítica-basáltica, que aflora en el borde oriental de la Península Melville. La Formación Bahía Destrucción consiste en una sucesión de material volcánico de entre 100 y 40 m de espesor con horizontes ricos en invertebrados marinos. Por encima de esta formación se encuentra la Formación Cabo Melville, que está compuesta de sedimentos glacio-marinos que incluyen areniscas, conglomerados, lutitas arcillosas y lutitas limosas con ocasionales *drop-stones*. Las rocas a menudo muestran estrías glaciares y facetas glaciales pulidas. Además, esta formación glacial se ha correlacionado con la glaciación Mi-1 (ver Bastías et al., 2023), evento que siguió al retroceso del casquete de hielo establecido durante el Eoceno-Oligoceno por breves períodos de interglaciación.

* Los deltas formados por lava, son indicadores de antiguos niveles de agua y hielo en entornos glaciares, marinos y lacustres. Se caracterizan por estar constituidas por una unidad de lava subaérea que contiene lava masiva en láminas superpuestas por escorias, una transición subaérea a subacuática poco desarrollada y una asociación subacuática caótica de lóbulos de lava e hieloclastitas con escorias de lava vesicular, comúnmente oxidadas y raramente una estratificación subacuática.

Smellie et al. (2021b) presentaron una edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ~22 – 21 Ma para una toba de la Formación Cabo Melville. Las formaciones en la península de Melville están cortadas por un enjambre de diques basálticos del Mioceno (~20 Ma) y cubiertas por depósitos asociados con el volcán Melville del Cuaternario (Keller, 1989).

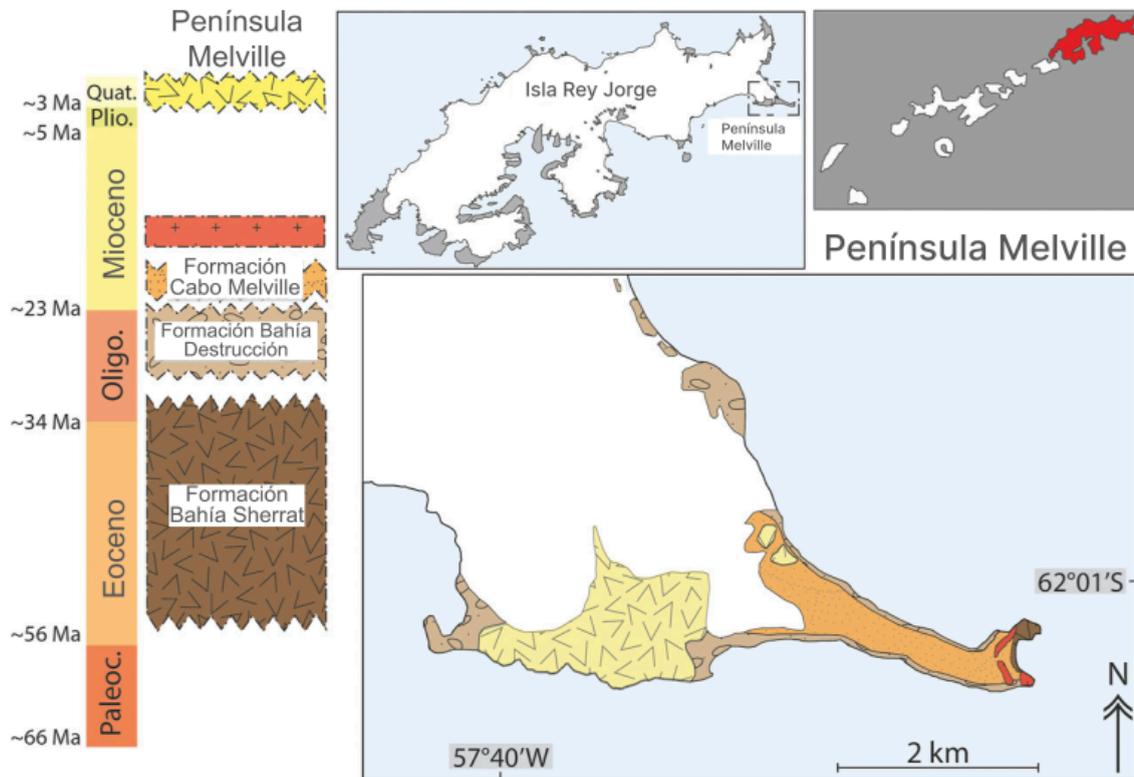


Figura 8. Mapa geológico de la península de Melville, Isla Rey Jorge. Tomado de Bastías et al. (2023).

La estratigrafía de la Isla Rey Jorge es soportada por una considerable cantidad de dataciones, generalmente K-Ar, efectuadas por Birkenmajer, (1983, 1989) y Smellie et al. (1984), entre otros. Estas dataciones han sido cuestionadas en numerosas ocasiones, debido a las limitaciones del método K-Ar para el contexto geodinámico de la región, y es así que muchos aspectos de la estratigrafía aún están en duda.

La Isla Rey Jorge, tiene una de las estratigrafías más complejas de la Antártida. Haase (2012) propuso que el arco de las Islas Shetland del Sur, al norte de la Península Antártica, es un ejemplo bien expuesto de un arco volcánico de larga duración que estuvo activo entre 135 y ca. 24 Ma.

Smellie et al. (1984) indican que la evolución de las Islas Shetland comenzó hacia finales del Jurásico o principios del Cretácico, en el suroeste del archipiélago, como resultado de la subducción de la Placa Phoenix. Los autores presentan como evidencia la presencia de estratos fosilíferos cretácicos, sucedidos por areniscas y conglomerados volcánicos, y luego por lavas basálticas y dacíticas,

intercaladas con andesitas y riolitas. Estas litologías son posteriormente sucedidas por lavas basálticas y múltiples intrusiones datadas por el método K-Ar en 80 Ma. Sin embargo, en la Isla Rey Jorge, las edades de las rocas son mayormente del Cenozoico. Al suroeste de la isla predominan rocas del Paleoceno-Eoceno inferior y Eoceno-Oligoceno mientras las rocas de edades posteriores parecen restringirse a los afloramientos del noreste. Es así que los datos radiométricos junto con el registro fósil hallado llevan a [Smellie et al. \(1984\)](#) a proponer una migración progresiva del vulcanismo de suroeste a noreste.

[Birkenmajer \(1995\)](#) vincula la migración del vulcanismo con la rotación de la Placa Antártica, pero luego fue cuestionado por [Willan y Kelley \(1999\)](#) debido a la presencia de diques cenozoicos en la Isla Livingston (una isla que se encuentra al suroeste del archipiélago) (ver [Figura 2](#)). [Haase et al. \(2012\)](#) sugieren que la migración volcánica se desarrolló en una serie de pulsos importantes, en lugar de una migración progresiva hacia el noreste. [Smellie et al. \(2021\)](#) retoma la idea de una migración progresiva del vulcanismo de suroeste a noreste y esto es nuevamente discutido por [Bastías et al. \(2023\)](#). Recientemente, [Bastías et al. \(2023\)](#) sugieren que en caso de una migración progresiva, es posible que se haya desarrollado un mayor vulcanismo y plutonismo durante Cenozoico temprano en la mayor parte del archipiélago, lo que interrumpió la migración del arco.

El reconocimiento de cuatro bloques tectónicos principales delimitados por fallas de rumbo NE-SO paralelas al eje de la isla (ver [Figura 9](#)), ayudó a explicar grandes diferencias en la edad geológica y la sucesión de estratos sobre la Isla Rey Jorge ([Birkenmajer, 1983](#)). Estos bloques tectónicos probablemente representan terrenos desplazados entre sí una distancia considerable.

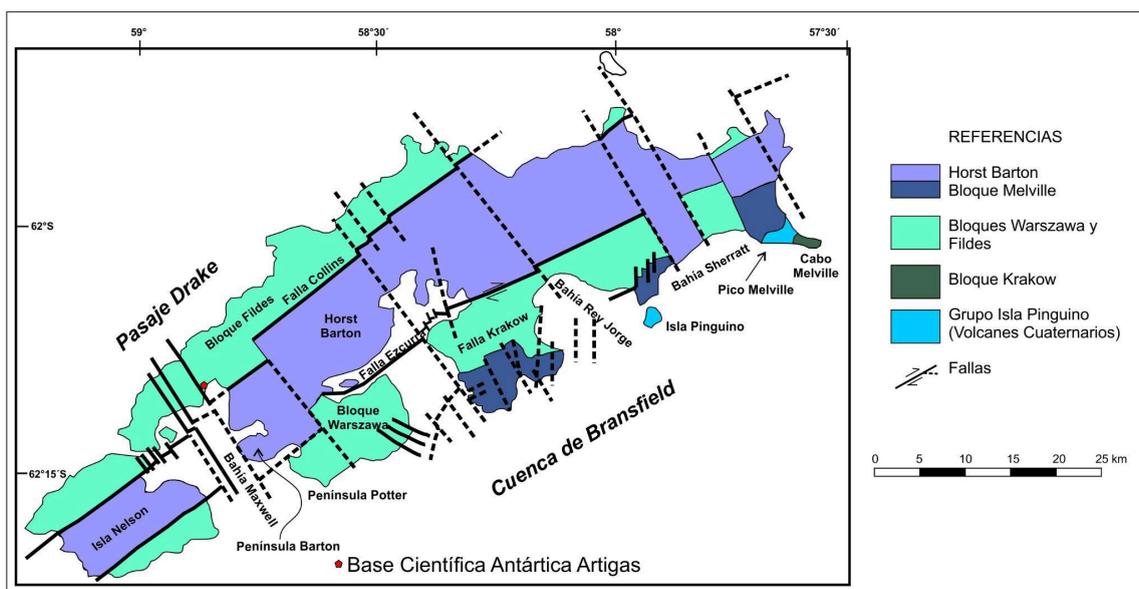
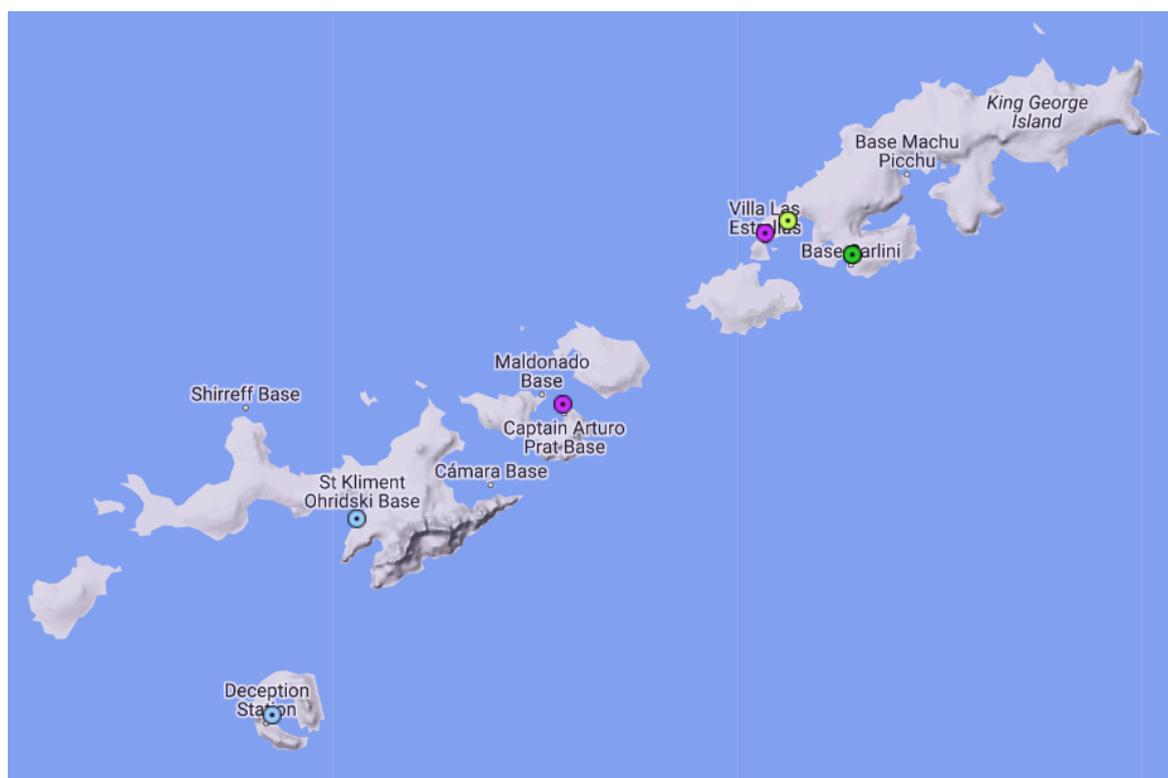


Figura 9. Bloques tectónicos de la Isla Rey Jorge. Modificado de [Birkenmajer, 1983](#).

La actividad sísmica en la región de la cuenca de Bransfield es la más alta de la Antártida, incluidas las áreas volcánicas activas en la Isla Decepción, el monte Orca y la cuenca de Bransfield (Kanao, 2014). Sin embargo, antes de 1957, el Año Geofísico Internacional (*International Geophysical Year, IGY*), se creía que toda la Antártida era estable y que sólo podía esperarse actividad sísmica menor. Desde ese año, se han establecido numerosas estaciones sismológicas permanentes en el continente, incluidas las Islas Shetland del Sur, que para 1991 contaba con 4 estaciones sísmicas en funcionamiento (Kaminuma, 1992). Actualmente en la región se encuentran funcionando cinco estaciones (ver Figura 10, <https://ds.iris.edu/gmap/>)



Red	Estación	Latitud	Longitud	Fecha de inicio	Fecha de fin
● AI	ESPZ	-63.398102	-56.996399	2005-01-26	2599-12-31
● AI	JUBA	-62.237301	-58.662701	2002-03-05	2599-12-31
● AM	R4DE2	-62.180180	-58.88525493	2020-02-18	2599-12-31
● B6	CCV	-64.1563	-60.9567	2008-02-02	2015-05-31
● B6	DCP	-62.9778	-60.679	2008-01-26	2015-05-31
● B6	LVN	-62.6628	-60.3882	2008-02-06	2015-05-31
● C1	IN43	-62.20125	-58.9624	2021-02-23	2599-12-31
● C1	IN44	-62.478742	-59.664009	2021-02-23	2599-12-31

Figura 10. Estaciones sismológicas permanentes entre las coordenadas -60.384, -51.357; -64.5885, -65.6612 (tomado de <https://ds.iris.edu/gmap/>). Se puede observar que se encuentra presente la estación BCAA (R4DE2 del OGU).

En la región de la península Antártica, entre 1916 y 1990, 173 eventos fueron reportados por el Centro Sismológico Internacional (ISC), de los cuales 36 ocurrieron antes de 1969 y 12 de ellos antes del IGY, donde aún no existían

estaciones sismológicas en el continente (Kaminuma, 1995). En su mayoría, estos eventos presentaron magnitudes mayores a 4,0, y profundidades someras. El terremoto tectónico más grande registrado en las inmediaciones de la península Antártica a la fecha, ocurrió en este período, específicamente el 8 de febrero de 1971, alcanzando una magnitud superior a 7,0.

Posteriormente, se informaron dos crisis sísmicas importantes: en 1992 (Ortiz et al., 1997, e Ibáñez et al., 1997), caracterizadas por un fuerte incremento en el número y magnitud de sismos volcano-tectónicos, alcanzando tasas de decenas de sismos por día y magnitudes máximas en torno a 3,0.

Según lo reportado por Dziak et al. (2010), entre diciembre de 2005 y diciembre de 2007, ocurrieron ocho enjambres sísmicos, compuestos por un total de 3146 terremotos en la cuenca de Bransfield (ver Figura 11), y otros 754 terremotos que se localizaron en el resto de la región, incluida la fosa South Shetland y el Pasaje de Drake.

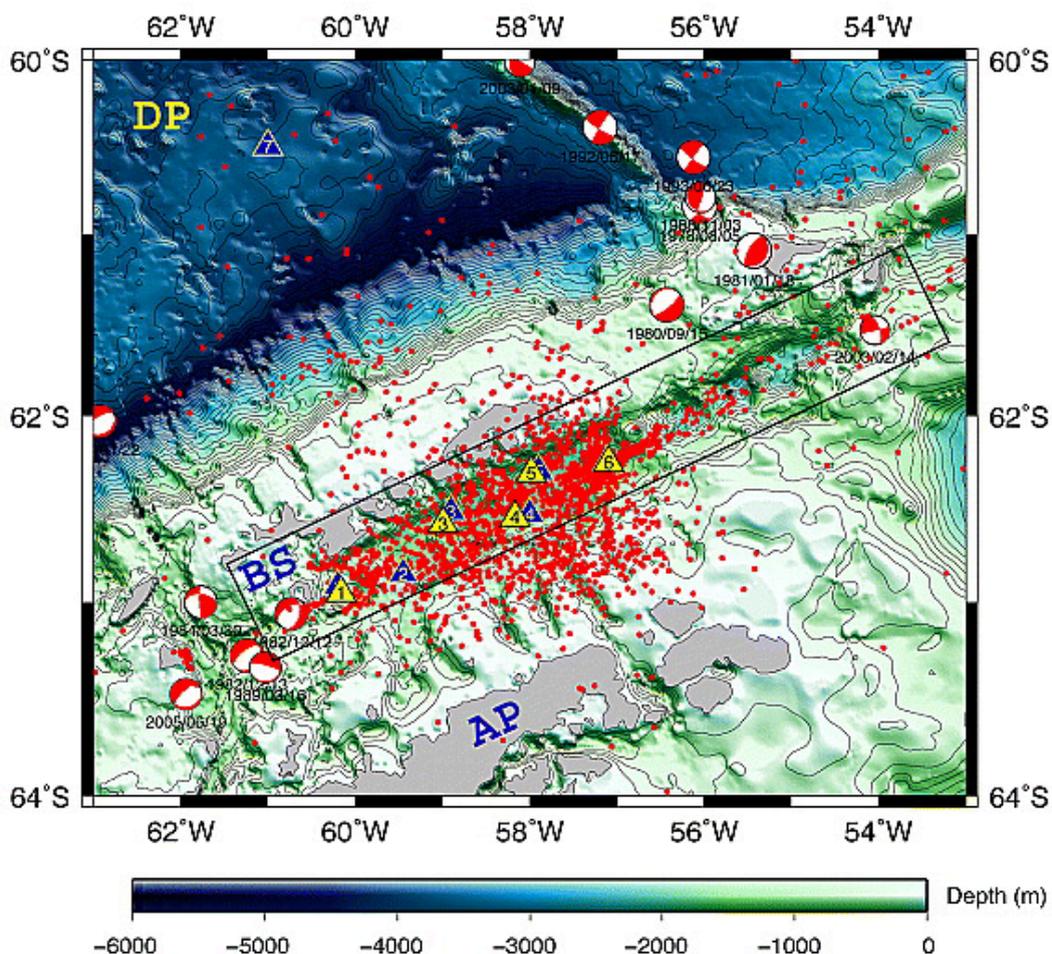


Figura 11. Terremotos localizados utilizando conjuntos de hidrófonos durante 2 años. Los triángulos azules y amarillos representan los despliegues de hidrófonos. Las etiquetas indican el Pasaje de Drake (DP), el Estrecho de Bransfield (BS) y la Península Antártica (AP). Los terremotos ploteados presentan magnitudes (mb) entre 5,0 y 6,0. Los mecanismos focales sugieren un movimiento de rumbo a lo largo de la zona de fractura de Shackleton y uno de falla normal en el suroeste de Bransfield. Tomado de Dziak et al. (2010).

En septiembre de 2014, fueron reportados una serie de eventos sísmicos en la región de Livingston, donde ocurrieron por encima de 9000 terremotos con magnitudes (ML) de hasta 4,6, localizados principalmente al SE de la Isla Livingston. Unos meses más tarde, en febrero de 2015, aumentó considerablemente la sismicidad en la isla volcánica Decepción dando lugar a un enjambre sísmico de características volcano-tectónicas (Almendros et al., 2018).

Las Islas Decepción y Livingston son las que cuentan con los mayores antecedentes de magmatismo y sismicidad (Somoza et al., 2004; Dziak et al., 2010; Almendros et al., 2018), mientras que las investigaciones acerca de magmatismo activo relacionado al volcán Orca o la Isla Rey Jorge son más recientes (Rodrigo et al., 2018).

La actividad sísmica observada en las cercanías del monte submarino Orca ha sido interpretada como asociada a la actividad magmática (Kaminuma, 2001; Robertson et al., 2003; Dziak et al., 2010; Kanao, 2014).

Recientemente, Seivane et al. (2022) instalaron una red sísmica en la región de Bransfield, incluyendo sismómetros terrestres y de fondo oceánico, para estudiar la actividad sísmica durante el periodo enero 2019 a febrero del 2020, identificando ca. 3000 terremotos, principalmente dentro de los primeros 10 km de la corteza.

El enjambre sísmico más reciente comenzó en agosto de 2020 y es el que se estudia en el presente trabajo. El mismo se desarrolló a unos pocos kilómetros al sur de la Isla Rey Jorge, en las cercanías del volcán Orca, y ya ha sido analizado por algunos autores (Loureiro et al., 2021; Poli et al., 2022; Cesca et al., 2022; Chanes et al., 2022).

Cesca et al. (2022) reporta la ocurrencia ~85000 terremotos durante seis meses, localizando ~6000 de ellos, que parecerían comenzar el 10 de agosto con una relación de sismicidad baja que incrementó sustancialmente con el paso del tiempo. Los autores identifican cuatro fases distintas para el enjambre sísmico en los seis meses de estudio:

- Fase 1: 10/08/2020 al 29/08/2020. Sismicidad baja sin migraciones espaciales.
- Fase 2: 29/08/2020 al 21/10/2020. Aumenta la sismicidad y la magnitud de los eventos. Se observan migraciones verticales y laterales. Decece la sismicidad hacia el final de la fase.
- Fase 3: 21/10/2020 al 06/11/2020. Aumenta nuevamente la sismicidad y los eventos ocurridos son casi exclusivamente de fallamiento de rumbo.
- Fase 4: 06/11/2020 al 31/01/2021. La sismicidad y la deformación decaen rápidamente, aunque sigue siendo mayor que las encontradas en fase 1.

Cesca et al. (2022) sugieren que la actividad sísmica es resultado de la intrusión de un dique. Estos autores estiman que el material magmático involucrado representaría entre 0,26 y 0,56 km³ (ver Figura 12). La estructura presenta un rápido ascenso por la corteza en la fase 2 donde también desarrolla una compleja migración lateral.

Loureiro et al. (2021) analizaron el periodo comprendido entre el 26 de agosto y el 11 de septiembre, un total de 3186 eventos. Las distancias entre los hipocentros y la estación BCAA, calculadas por Loureiro et al. (2021), tienen una media de $24,66 \pm 0,89$ km, y una profundidad promedio de $11,1 \pm 5,7$ km. Mientras que Loureiro et al. (2021) relacionan la mayoría de los eventos a fallas normales en la cuenca de Bransfield, Cesca et al. (2022) clasifican a los eventos en dos familias principales según su tipo de desplazamiento: una primera familia con desplazamiento de rumbo predominante y otra correspondiente a fallamiento normal. Por otro lado, Poli et al. (2022) enfatizan la importancia de las estructuras de emplazamiento de magma y le asignan un origen volcánico al enjambre sísmico.

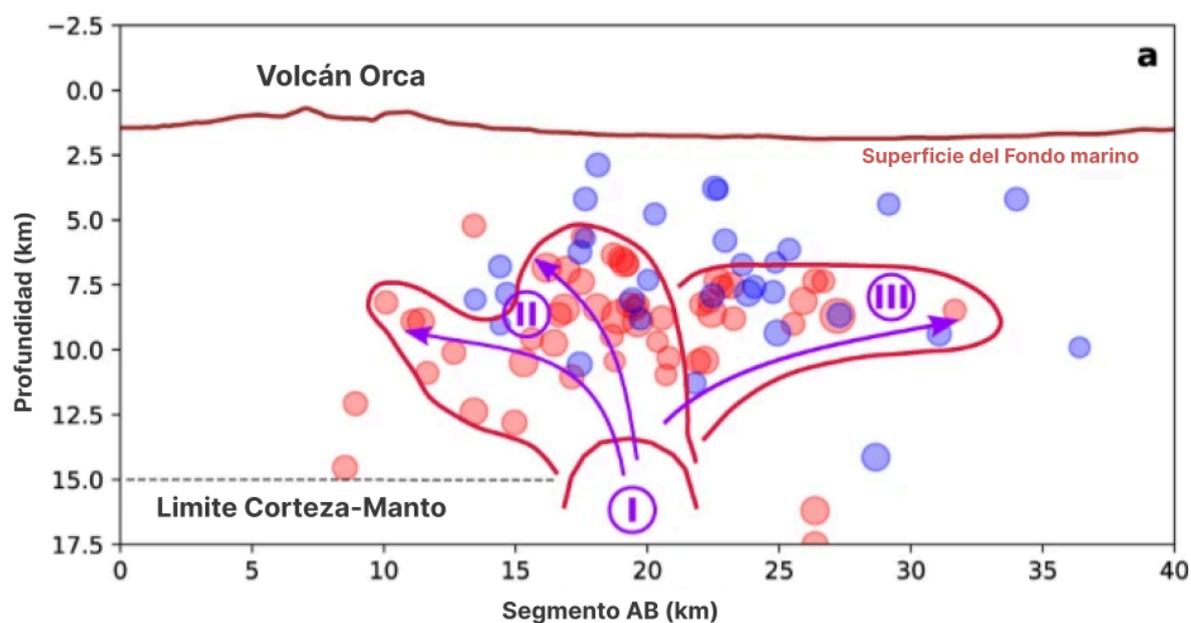


Figura 12. Corte transversal vertical. Eventos con fallamiento de rumbo (rojo) que marcan el desplazamiento del magma (flechas) en diferentes fases (números), y eventos de fallas normales (azul) producto de intrusiones laterales del dique. Tomado de Cesca et al. (2022).

Chanes et al. (2022) definieron la falla Orca a partir de la localización de los eventos sísmicos del mes de octubre de 2020. Esta posee una longitud en superficie de aproximadamente 30 km y un rumbo N33°. Esta falla se puede observar como una estructura en la superficie y se alinea con los eventos localizados por los autores. Es así que se infiere que la falla guarda una estrecha

relación con los eventos localizados por Chanes et al. (2022) y parecería conectar el volcán Orca con la Isla Rey Jorge (ver Figura 13).

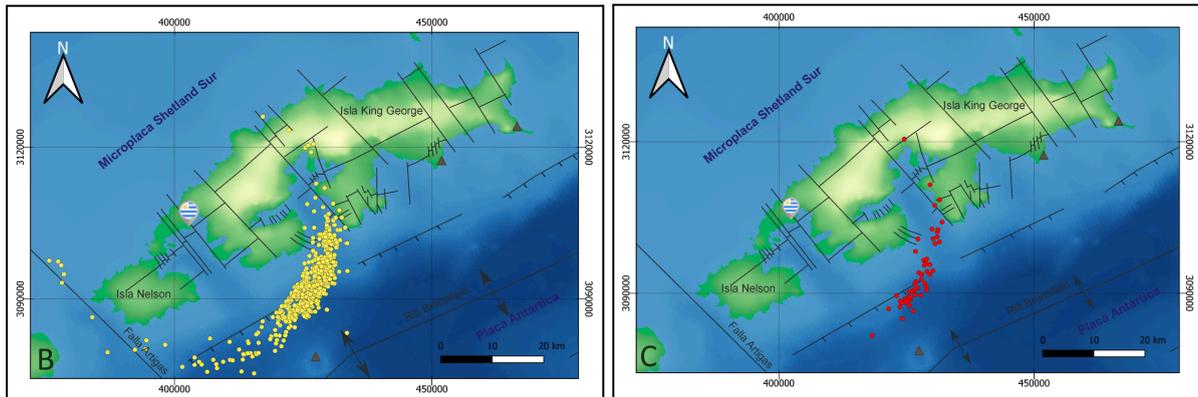


Figura 13. Mapas de localización de eventos sísmicos para magnitudes mayores a 4 (izquierda) y mayores a 5 (derecha). Nótese cómo los eventos se alinean en dirección 33° N. Tomado de Chanes et al. 2022.

Marco Teórico

La palabra Sismología deriva del griego *seismos*: terremoto, y *logos*: ciencia, por lo que, en primera instancia, parecería que la Sismología solo se encarga del estudio de terremotos. Sin embargo, esto está lejos de la verdad. Como la mayoría de las otras ciencias, la Sismología ha crecido más allá de sus límites originales.

Los terremotos, también conocidos como sismos, temblores o movimientos telúricos, han sido históricamente un fenómeno natural que ha causado temor y daño significativo a lo largo de la historia de la humanidad.

Las ondas elásticas que salen de un terremoto permiten los estudios y conclusiones más fiables sobre la constitución interna de la Tierra, gracias a los registros de las estaciones sismológicas de todo el mundo. Las propiedades físicas del interior de la Tierra constituyen, pues, otra rama crucial de los estudios sismológicos.

[Båth \(1979\)](#) define a la Sismología de dos maneras:

1. La ciencia de los terremotos y la física del interior de la Tierra, con foco en la propagación de las ondas sísmicas y la constitución interna del planeta.
2. Ciencia de las ondas sísmicas, es decir: su origen, su propagación por el interior de la Tierra, su registro y su interpretación.

Los sismos se originan por el desplazamiento súbito entre bloques de rocas (falla) en un punto específico de la corteza terrestre, liberando una gran cantidad de energía. Esto puede ser producto de diversos factores, como la actividad volcánica y los desplazamientos tectónicos de la corteza terrestre. Los cambios en la posición de las placas tectónicas, que convergen, son responsables de los terremotos de mayor magnitud.

La energía liberada se propaga en forma de ondas sísmicas que se desplazan desde el lugar de origen, similar a las ondas que se forman en un cuerpo de agua cuando lanzamos una roca. El punto subterráneo donde se origina el sismo se llama hipocentro, y su proyección en la superficie se denomina epicentro (ver [Figura 14](#)).

Por ondas sísmicas entendemos todos los movimientos que pueden observarse en un sismograma, con excepción de las perturbaciones directas de los instrumentos. Las ondas sísmicas o elásticas, que surgen por la ruptura repentina de una fuente sísmica o por una explosión, se propagan por todo el interior de la Tierra o por sus capas superficiales.

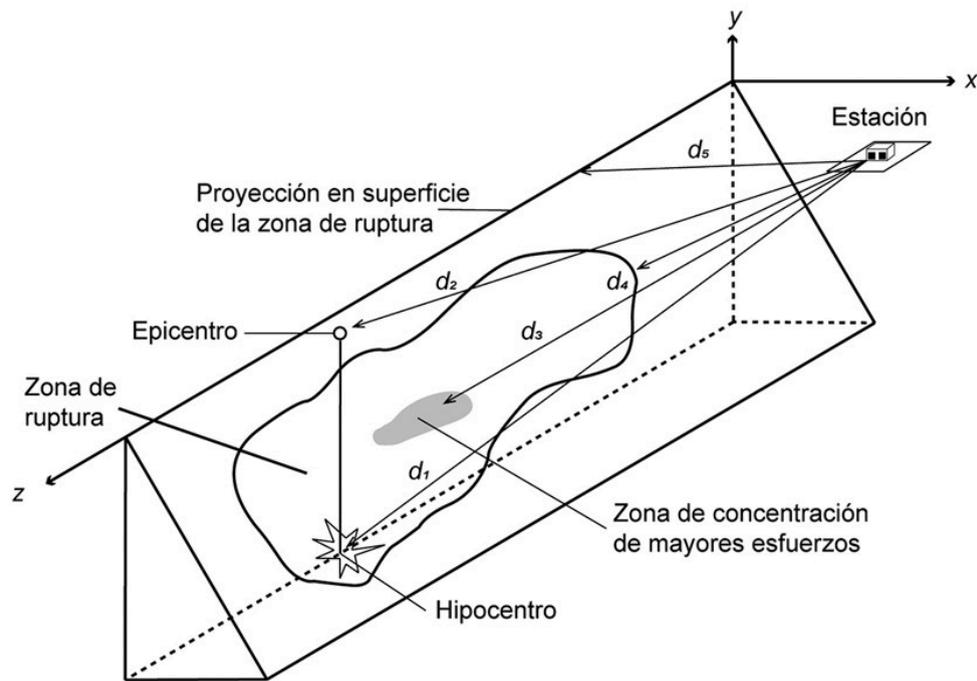


Figura 14. Representación esquemática de medidas entre una estación y una fuente sísmica. d_1 = distancia hipocentral; d_2 = distancia epicentral; d_3 = distancia a la región de mayores esfuerzos; d_4 = distancia más cercana a la zona de ruptura; d_5 = proyección en la vertical a la superficie más cercana a la zona de ruptura. Tomado de Schmidt y Esquivel, 2022.

Los sismos se originan por el desplazamiento súbito entre bloques de rocas (falla) en un punto específico de la corteza terrestre, liberando una gran cantidad de energía. Esto puede ser producto de diversos factores, como la actividad volcánica y los desplazamientos tectónicos de la corteza terrestre. Los cambios en la posición de las placas tectónicas, que convergen, son responsables de los terremotos de mayor magnitud.

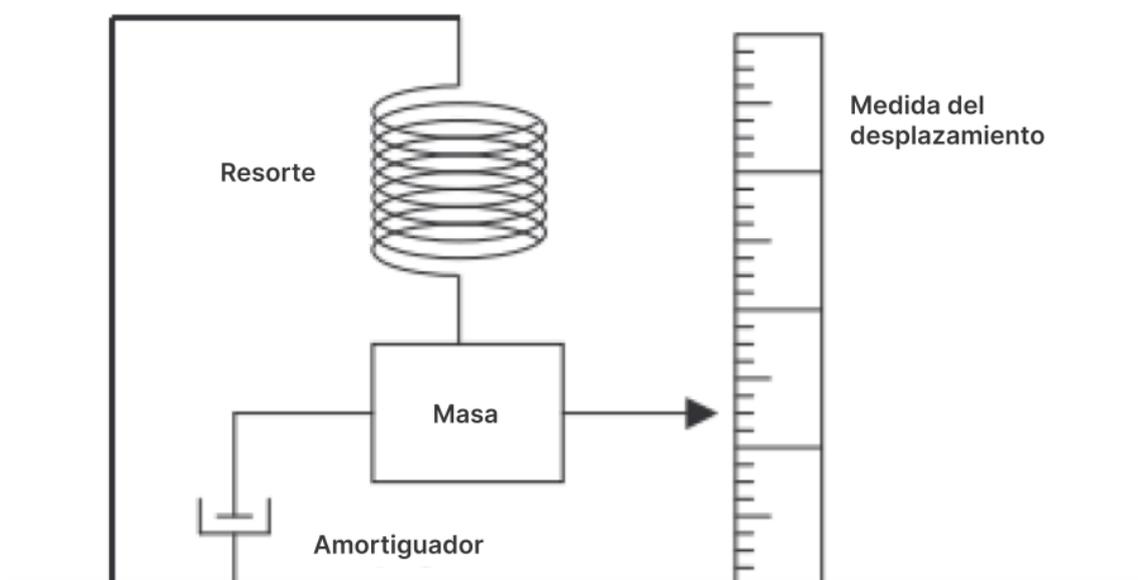
La energía liberada se propaga en forma de ondas sísmicas que se desplazan desde el lugar de origen, similar a las ondas que se forman en un cuerpo de agua cuando lanzamos una roca. El punto subterráneo donde se origina el sismo se llama hipocentro, y su proyección en la superficie se denomina epicentro (ver Figura 14).

Por ondas sísmicas entendemos todos los movimientos que pueden observarse en un sismograma, con excepción de las perturbaciones directas de los instrumentos. Las ondas sísmicas o elásticas, que surgen por la ruptura repentina de una fuente sísmica o por una explosión, se propagan por todo el interior de la Tierra o por sus capas superficiales.

Instrumental Sísmico

Aunque es posible procesar datos de terremotos sin saber mucho sobre instrumentos, ciertamente ayuda tener una comprensión básica de cómo se producen los datos y de qué manera los instrumentos limitan el tipo de análisis que se puede realizar.

Las ondas elásticas que se propagan a partir de la zona de ruptura pueden registrarse tanto localmente (pequeños terremotos) como globalmente (grandes terremotos) mediante instrumentos sísmicos llamados sismómetros. El principio detrás del sismómetro se ve en la [Figura 16](#), que muestra un sismómetro analógico mecánico donde hay una traducción directa del movimiento del suelo al papel luego de ser amplificado.



[Figura 16](#). Principio detrás del sismómetro inercial. Se muestra a modo de ilustración, pero hoy en día se encuentra en desuso. La amortiguación del movimiento puede ser mecánica, pero normalmente es electromagnética. Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2010](#).

Hoy en día, casi todos los sismómetros se basan en registros digitales en los que el movimiento amplificado del suelo se registra de forma numérica. Estos datos pueden ser representados gráficamente para parecerse a un sismograma tradicional o usarse para un procesamiento digital más sofisticado.

Utilizando registros sísmicos digitales y analógicos, se debe conocer la ganancia del instrumento (relación entre la amplitud en el sismograma y en el suelo) para poder relacionarla con el verdadero movimiento del suelo. La ganancia, junto con la respuesta del sismómetro en función de la frecuencia, constituye la llamada respuesta del instrumento. Es fundamental contar con la respuesta instrumental correcta y aunque muchos centros proporcionan esa información como parte de

los datos, en muchos otros casos el usuario tendrá que recopilar esta información y configurarla para el sistema de procesamiento utilizado.

Finalmente, los datos se proporcionan en algún tipo de formato. En los últimos años, se ha producido un alto grado de estandarización, pero diferentes sistemas de procesamiento todavía utilizan otros formatos.

Un sensor sísmico mide el movimiento del suelo y lo traduce en voltaje (ver [Figura 17](#)). El movimiento del suelo puede describirse matemáticamente como desplazamiento, velocidad o aceleración. Dado que la medición se realiza en un marco de referencia en movimiento (el sensor se mueve con el suelo), el principio de inercia dicta que solo se pueden medir los movimientos que causan aceleración (cambio de velocidad). Por tanto, el principio de todos los sensores es que una masa debe moverse con respecto a una referencia en respuesta al movimiento del suelo ([Figura 17](#)).

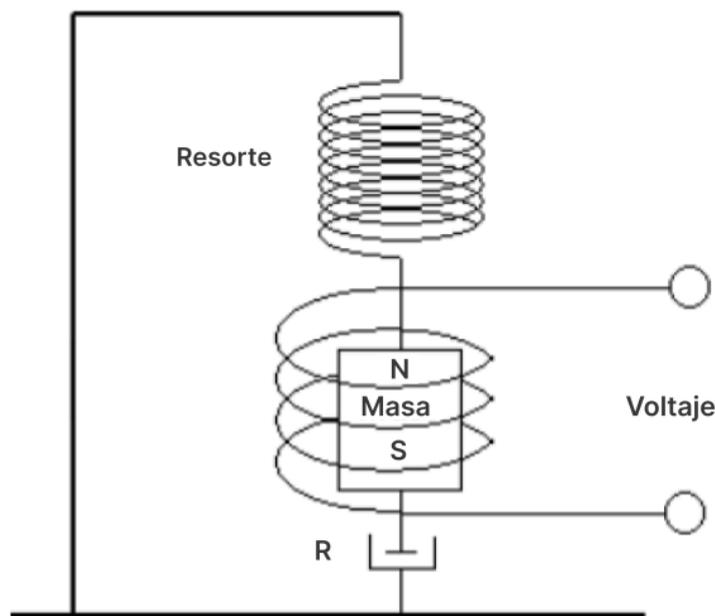


Figura 17. Esquema simplificado de un sismómetro. Una masa magnética se encuentra suspendida en un resorte y su movimiento es detectado por una bobina que genera un voltaje de salida proporcional a la velocidad de la masa. R representa la amortiguación del dispositivo. Tomado de [Havskov y Alguacil \(2006\)](#).

Este tipo de sismómetro detectará el movimiento vertical del suelo y consiste en una masa suspendida de un resorte. El movimiento de la masa se amortigua utilizando un dispositivo amortiguador para que la masa no oscile excesivamente cerca de la frecuencia de resonancia del sistema. Intuitivamente, la masa se moverá con respecto al suelo cuando se la somete a una aceleración. El sistema tiene una frecuencia natural f_0 dependiendo de la rigidez del resorte k y del peso de la masa m (ec. 1):

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{k/m} \quad (\text{ec. 1})$$

La sensibilidad del sistema para medir el movimiento del suelo disminuye rápidamente cuando la frecuencia está por debajo de la frecuencia natural del sismómetro (Figura 18). Si la masa es magnética y se agrega una bobina alrededor de ella, se obtiene una salida eléctrica que es proporcional a la velocidad de la masa. Debido a esto, cuando la frecuencia está por encima de f_0 , este tipo de sensor a menudo se denomina sensor de velocidad y su respuesta se muestra en función de la velocidad en lugar de su respuesta al desplazamiento.

Se puede observar como la sensibilidad cae drásticamente cuando la frecuencia es inferior a 1 Hz. Si bien los registros modernos pueden manejar fácilmente las frecuencias de 1 Hz, no existe ningún equipo de este estilo que pueda manejar 0,01 Hz. Esto debe compararse con lo que necesita el sismólogo y la Tabla 1 muestra las frecuencias que pueden resultar de interés.

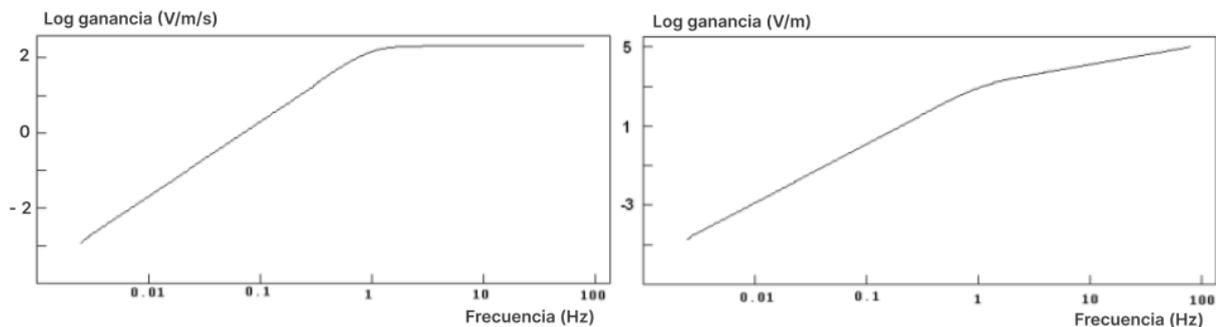


Figura 18. Respuesta de amplitud en función del desplazamiento (derecha) y respuesta de velocidad (izquierda) de un sismómetro de período corto con período natural de 1 s, amortiguamiento de 0,7 y constante del generador de 200 V/ms⁻¹. Tomado de Havskov y Alguacil (2006).

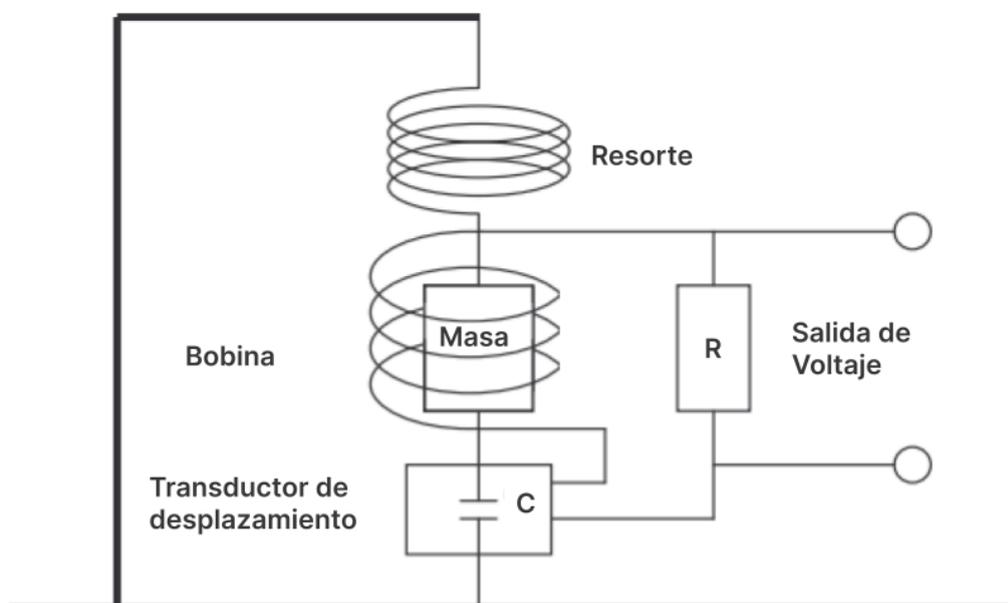
Tabla 1. Frecuencias típicas generadas por distintas fuentes sísmicas. Tomado de Havskov y Alguacil (2006).

Frecuencia (Hz)	Mediciones
0.00001-0.0001	Mareas Terrestres
0.0001-0.001	Oscilaciones libres terrestres, terremotos
0.001-0.01	Ondas de superficie, terremotos
0.01-0.1	Ondas de superficie, P y S, terremotos de M > 6
0.1-10	Ondas P y S, terremotos de M > 2
10-1000	Ondas P y S, terremotos de M < 2

Esto quiere decir que en un observatorio sismológico existe la necesidad de medir señales de hasta al menos 0,01 Hz y eso obviamente no se puede hacer con el sismómetro de periodo corto (sismómetro de velocidad, ver [Figura 18](#)). Analizando la Ecuación ([ec. 1](#)) se ve que al aumentar la masa o disminuir la rigidez del resorte, se puede disminuir la frecuencia natural. En principio, así es como se fabrican los sismómetros de período largo, pero el límite inferior para f_0 era de alrededor de 0,03 Hz. La Red Sísmica Estándar Mundial (WWSSN, por sus siglas en inglés) operó sensores SP (período corto) y LP (período largo) de este tipo durante más de 40 años.

Hoy en día, los sensores puramente mecánicos solo se construyen para tener frecuencias de resonancia de hasta aproximadamente 1,0 Hz (periodo corto), mientras que los sensores que pueden medir frecuencias más bajas se basan en el principio del acelerómetro de equilibrio de fuerzas (*Force Balance Accelerometer*, FBA) para medir la aceleración directamente.

Los FBA tienen una bobina de retroalimentación (ver [Figura 19](#)), que puede ejercer una fuerza igual y opuesta a la fuerza de inercia. La corriente es linealmente proporcional a la aceleración del suelo, por lo que el voltaje sobre la resistencia proporciona una medida directa de la aceleración. Los sensores FBA se utilizaron por primera vez para fabricar instrumentos insensibles de movimiento fuerte (acelerómetros) utilizados en ingeniería sísmica.

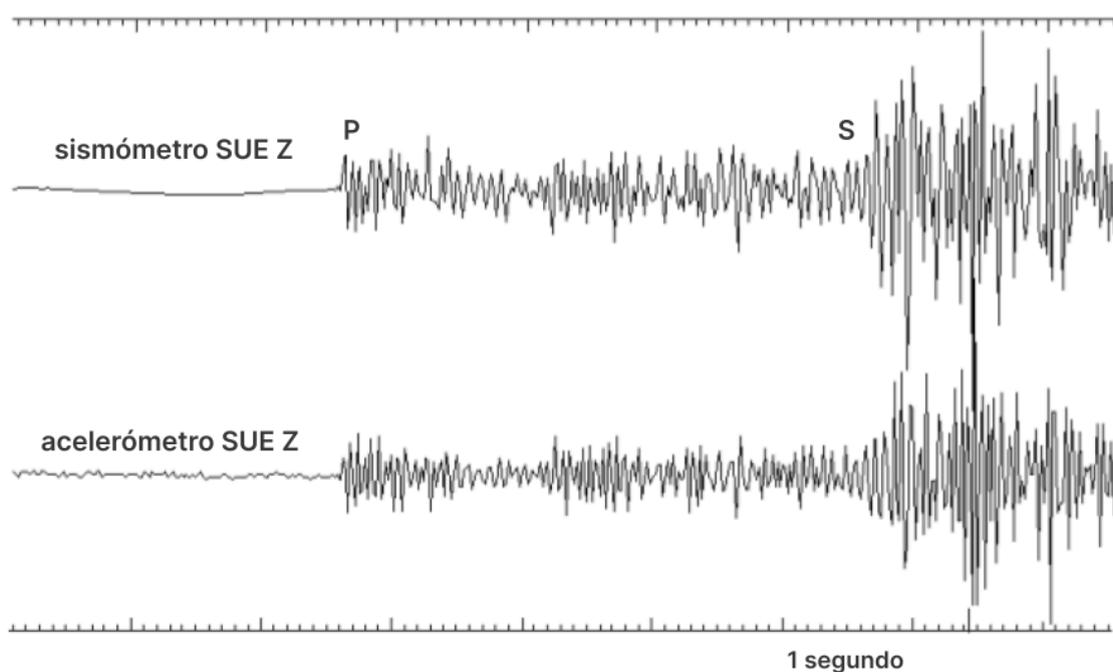


[Figura 19](#). Principio simplificado de un *Forcé Balanced Accelerometer*. El *displacement transducer* usualmente cuenta con un capacitor C , cuya capacitancia varía con el desplazamiento de la masa. La corriente eléctrica, proporcional al output del *displacement transducer*, fuerza a la masa a mantenerse de forma estacionaria relativa al contenedor. Tomado de [Havskov y Alguacil \(2006\)](#).

El principio FBA es el que rige casi todos los sensores de banda ancha modernos (sensores que registran en una banda de frecuencia grande como 0,01 a 50 Hz). Actualmente, los mejores sensores de banda ancha tienen un límite de aproximadamente 0,0025 Hz. Los sensores de banda ancha tienen funciones de respuesta similares a las de la [Figura 18](#), excepto que la frecuencia natural es menor y la constante del generador suele ser mayor.

El acelerómetro tiene más ruido instrumental que un sismómetro de velocidad (ver [Figura 20](#)). Las señales son similares, aunque el acelerómetro tiene un contenido de frecuencia un poco más alto que el sismómetro (visto en contenido espectral).

Las estaciones sísmicas suelen contar con 3 sensores, uno para medir el movimiento vertical (Z, positivo hacia arriba), el movimiento norte-sur (NS, norte positivo) y el movimiento este-oeste (EO, este positivo). Los tres sensores generalmente se combinan en una caja para una fácil orientación e instalación. Tener tres sensores permite analizar el movimiento del suelo de forma tridimensional.



[Figura 20](#). Evento sísmico local registrado en la misma estación por un sismómetro SP (velocidad) y un acelerómetro. Tomado de [Havskov y Alguacil \(2006\)](#).

Las señales del sensor deben registrarse para realizar un sismograma. En los sistemas antiguos esto se hacía amplificando y filtrando la señal, y grabándola en papel sobre un tambor. Ahora las señales se graban exclusivamente en formato digital.

Lo común a ambos sistemas es que la señal puede amplificarse y filtrarse antes de grabarse, lo que influirá en la función de respuesta del instrumento.

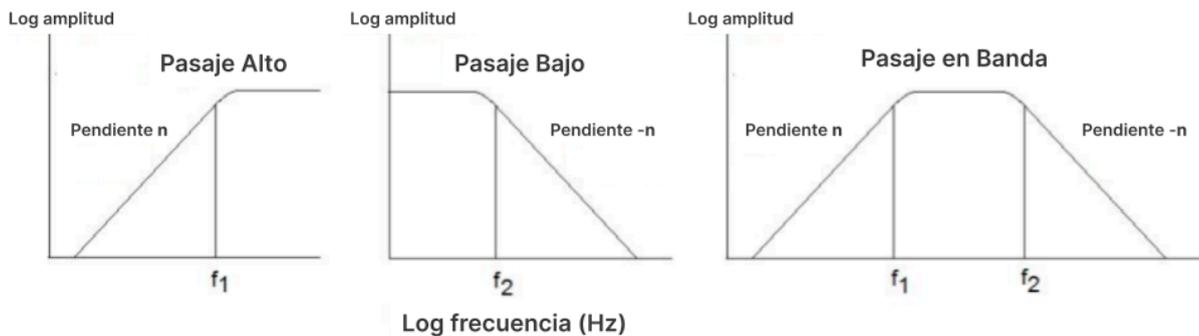
El digitalizador es la unidad que convierte la señal analógica en una serie de números discretos para leerlos en la computadora, procesarlos y almacenarlos. El digitalizador suele ser también la unidad que marca la hora de la señal, ahora exclusivamente con un GPS.

Siendo que los datos de terremotos son en su mayoría digitales, los analistas cuentan con muchas opciones para ver los datos de diferentes maneras (filtrado, entre otros) y realizar tareas avanzadas de procesamiento de señales.

Los datos en sí a menudo requieren procesamiento de señales para ejecutar tareas simples como filtrar al seleccionar fases. Sin embargo, incluso una operación simple como el filtrado no está exenta de problemas, ya que el filtrado puede cambiar el tiempo de llegada de una fase particular.

La operación de procesamiento de señales más común es filtrar las señales para mejorar ciertas características y suprimir otras. Un filtro tiene la finalidad de eliminar parte de la señal en un rango de frecuencia particular (ver [Figura 21](#)) y generalmente se utilizan 3 tipos de filtros:

- Filtro de pase alto (o corte bajo) en la frecuencia f_1 : elimina las señales por debajo de la frecuencia
- Filtro de pase bajo (o corte alto) en la frecuencia f_2 : elimina las señales por encima de la frecuencia
- Filtro de banda de pase de las frecuencias f_1 a f_2 : elimina las señales por encima de f_2 y por debajo de f_1 .



[Figura 21](#). Representación esquemática de los filtros en sismogramas. Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2010](#).

Ondas Sísmicas

Las ondas son registradas por estaciones sismológicas de todo el mundo, siempre que la energía liberada sea lo suficientemente grande. Las ondas sísmicas son de dos tipos principales ([Figura 22](#)):

1. Ondas de cuerpo, que se propagan por el interior de la tierra. Estas constan de dos tipos:

- a. Ondas longitudinales u ondas P.
 - b. Ondas transversales (o de cizalla) u ondas S.
2. Ondas superficiales u ondas guiadas, que se propagan a lo largo de la superficie terrestre. Estas constan de los siguientes tipos:
- a. Ondas de Love (L) y Rayleigh (R) que siguen la superficie libre de la Tierra.
 - i. Las ondas Love tienen un movimiento netamente horizontal, por lo que no causan movimientos verticales en el suelo.
 - ii. Las ondas Rayleigh presentan un movimiento elíptico y retrógrado, que combina movimientos verticales y horizontales.

Mientras que las ondas de cuerpo tienen libertad para propagarse en prácticamente todas las direcciones a través del interior de la Tierra, las ondas superficiales están "ligadas", es decir, dependen de alguna superficie o alguna capa para su propagación.

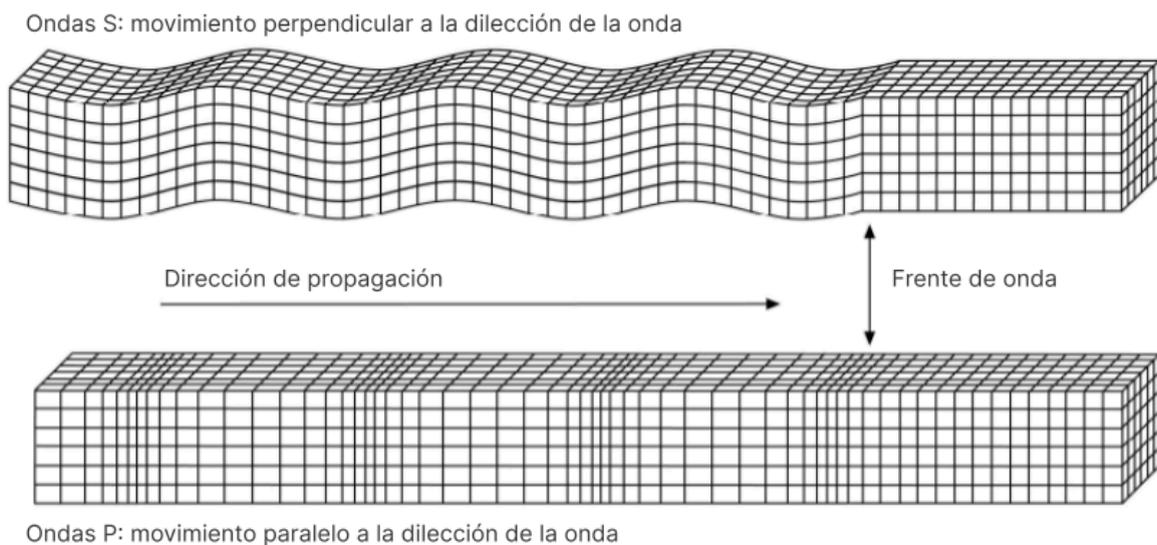


Figura 22. Comportamiento de ondas S (figura superior) y P (figura inferior). Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2009](#).

Además de la forma de propagación, los diferentes tipos de ondas también difieren tanto en el movimiento de las partículas (ver [Figura 22](#)) como en las velocidades de propagación. La onda P es longitudinal, es decir, las partículas alcanzadas por esta onda oscilan hacia adelante y hacia atrás desde su posición de equilibrio en la misma dirección en la que se propaga la onda. La onda S es transversal, es decir, el movimiento de las partículas está confinado a un plano perpendicular a la dirección de propagación. Para simplificar, se suele dividir el movimiento de las ondas S en un componente horizontal (SH) y un componente vertical (SV). Las ondas de Love (L) tienen un movimiento de partículas que coincide con SH, es decir, transversal y horizontal. Para la onda de Rayleigh (R), el movimiento de las partículas es elíptico, con el plano de la elipse vertical y situado en el plano de propagación. La rotación en la elipse es retrógrada.

Con respecto a la velocidad de propagación, esta es máxima para P y disminuye en el siguiente orden P-S-L-R. Como consecuencia, a cierta distancia de la fuente, se registra primero P, seguido de S, L y finalmente R.

Es la teoría de la elasticidad la que puede dar información completa sobre estas ondas, es decir, sobre el comportamiento de los materiales ante la compresión o dilatación (en la onda P) y ante los esfuerzos de cizalla (en la onda S). Las condiciones se pueden expresar en una forma matemática exacta. Sin embargo, en la mayoría de los casos, se realizan supuestos simplificadores que están justificados y son aceptables en el estudio de las condiciones del interior de la Tierra. Los supuestos principalmente utilizados son:

1. Los desplazamientos relativos entre partículas adyacentes son infinitamente pequeños.
2. El material es perfectamente elástico, es decir, la tensión es una función lineal homogénea de la deformación y viceversa. Normalmente, se aplica una forma generalizada de la Ley de Hooke.
3. El material es isotrópico, es decir, los parámetros elásticos son independientes de la dirección (son iguales en todas las direcciones).
4. Las fuerzas externas, como la gravedad, la fricción, etc., pueden despreciarse.

A pesar de los supuestos que subyacen a la teoría de la elasticidad simple, esta ha demostrado ser notablemente útil en el estudio de la propagación de ondas a través de la Tierra. De hecho, solo en casos más especiales se considera necesario abandonar uno u otro de los supuestos simplificadores y luego investigar este efecto particular. La mayor parte de la Sismología, incluido nuestro conocimiento del interior de la Tierra, se basa en estos simples supuestos. Y las investigaciones han confirmado que, no obstante, los resultados son sorprendentemente precisos.

En la teoría de la elasticidad simple, las propiedades elásticas del material se caracterizan por solo dos parámetros independientes:

k = módulo de incompresibilidad y

μ = módulo de rigidez o de cizalla.

Si nombramos a la densidad del material como ρ , entonces las velocidades de onda v_p y v_s para las ondas P y S, respectivamente, están dadas por las siguientes ecuaciones (ec. 2):

$$v_p = \left(\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} ; \quad v_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{ec. 2})$$

Para la corteza terrestre y la parte superior del manto terrestre, tenemos una buena aproximación que $k = 5/3\mu$. Sustituyendo esto en la Ecuación (ec. 2), encontramos que para las partes superiores de la Tierra $v_p : v_s = \sqrt{3} : 1$.

Con esto podemos explicar el orden en que llegan las diferentes ondas. La onda P siempre tiene una velocidad mayor que la onda S según la Ecuación anterior (ec. 2) y, por lo tanto, siempre llega antes que S en el sismograma.

Durante su propagación por el interior de la Tierra, las ondas de cuerpo siguen las mismas leyes que se le aplican a cualquier otro tipo de onda. La relación más importante es la Ley de refracción de Snell. Una onda solo viajará en línea recta de A a B si la velocidad de la onda y los medios que atraviesa tiene el mismo índice de refracción. Este no es el caso en el interior de la Tierra debido a que algunos parámetros, especialmente la densidad, varían con la profundidad. Es por esto que, un rayo sísmico se curva siguiendo la Ley de Snell. En óptica, generalmente se escribe como $n \sin(i) = constante$, a lo largo de una trayectoria de onda determinada, donde n es el índice de refracción e i es el ángulo entre la dirección de la onda incidente y la normal a una superficie de discontinuidad. Este ángulo generalmente se denomina ángulo de incidencia.

En Sismología, es más adecuado trabajar con la velocidad de onda v en lugar del índice de refracción n , entonces la ley se lee como $(\sin i)/v = constante$ a lo largo de una trayectoria de onda determinada. Debido a la curvatura de la Tierra y, por tanto, a la curvatura resultante de todas las superficies y capas de discontinuidad de la Tierra, no podemos utilizar esta forma simple de la Ley de Snell, sino que también tenemos que introducir el radio o la distancia r desde el centro de la Tierra. Por simples consideraciones geométricas, encontramos que la fórmula para capas planas paralelas debe modificarse a la siguiente expresión (ec. 3), cuando tratamos con capas esféricas concéntricas:

$$\frac{r \sin(i)}{v} = constante \text{ para un recorrido determinado} \quad (\text{ec. 3})$$

La expresión de la Ecuación (ec. 3) se denomina parámetro de rayo. Tiene un valor característico para cada trayectoria de onda, pero es diferente para diferentes trayectorias de onda.

Propagación de las ondas sísmicas en el interior Terrestre

Las condiciones en el interior de la Tierra son más complicadas que las de las ondas sonoras, también debido a la existencia de dos tipos de movimiento (P y S) en lugar de uno solo. Por ejemplo, cuando una onda P incide sobre una

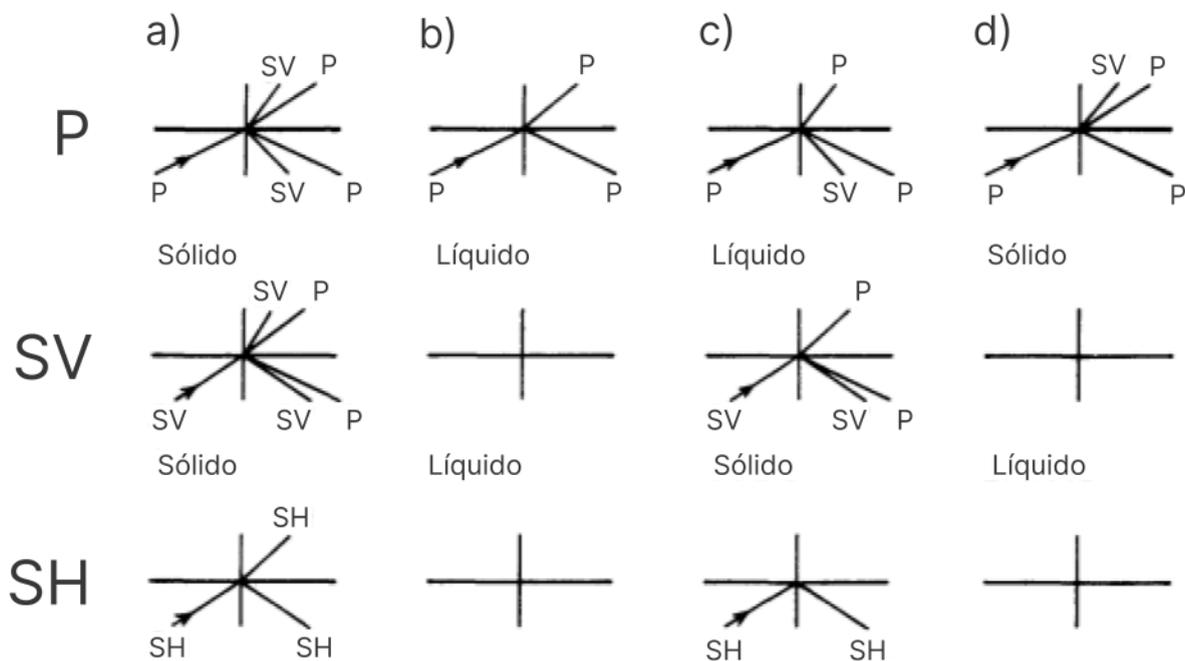
superficie de discontinuidad entre dos medios sólidos, se crean cuatro ondas emergentes, es decir, dos reflejadas (P y S) y dos refractadas (P y S).

La [Figura 23](#) ilustra diferentes casos en una superficie de discontinuidad que separa dos medios diferentes (ver también [Figura 24](#)).

Para que se produzca reflexión o refracción en la superficie, esta debe presentar un contraste en las velocidades de las ondas. Por lo tanto, de la Ecuación anterior ([ec. 3](#)) vemos que se requiere un contraste en las propiedades elásticas y/o las densidades entre los dos medios adyacentes, de tal manera que las velocidades de las ondas cambian.

De esta ecuación, también se infiere que el ángulo de incidencia i es menor para S que para P, porque V_s es menor que V_p . Por regla general, la atmósfera puede considerarse como un vacío, es decir, sin propagación de ondas.

La corteza tiene una velocidad para la onda P de $v_p = 5 - 7$ km/s y justo debajo del Moho, v_p suele ser de alrededor de 8 km/s (normalmente en el rango de 7,8 - 8,2 km/s).



[Figura 23](#). Refracción y reflexión de P, SV (componente vertical de onda S) y SH (componente horizontal de onda S) en las interfases de distintos medios. Tomado de [Båth \(1979\)](#).

El espesor de la corteza varía globalmente desde 8 km bajo las dorsales oceánicas hasta 70 km bajo las altas montañas (ver [Figura 25](#)). El espesor típico bajo los continentes es de 30 km. La corteza continental suele ser complicada y es necesario aproximarla en varias capas. Un modelo de corteza puede incluir sedimentos blandos y duros, seguidos de la corteza superior, media e inferior. En

algunas áreas el modelo puede ser más simple y consistir únicamente en la corteza superior e inferior, separadas por la discontinuidad de Conrad.

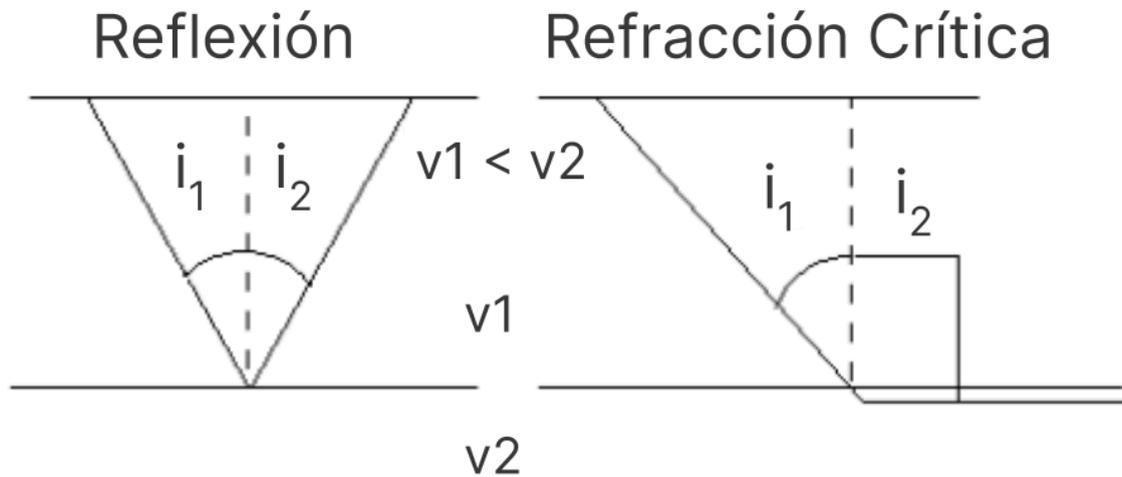


Figura 24. Reflexión y refracción crítica de una onda. Tomado de Havskov y Ottemöller, 2010.

Existe una capa, a lo largo de toda la tierra, de baja velocidad en el manto superior en el rango de profundidad de 100 a 250 km que (ver Figura 26), sin embargo, no está bien desarrollada o incluso puede estar ausente en las grandes áreas cratónicas del Precámbrico.

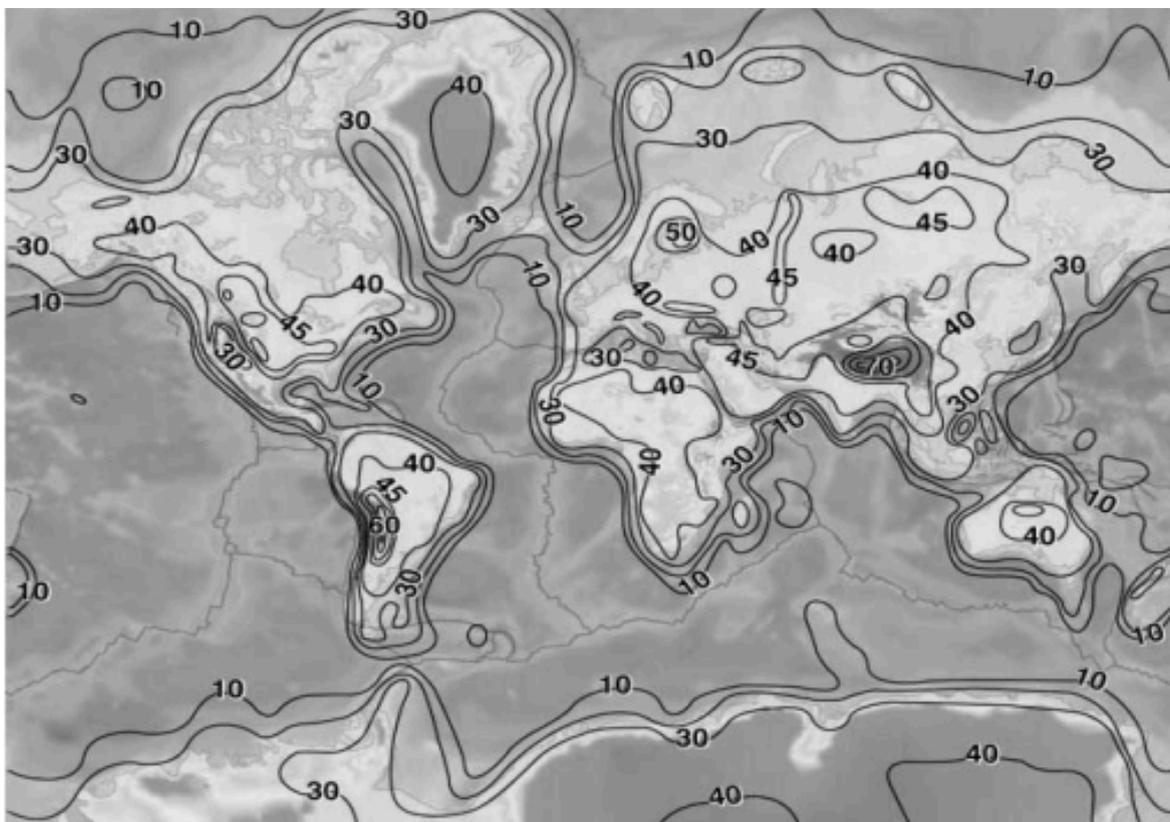


Figura 25. Mapa de contorno del espesor de la corteza. El intervalo de los contornos es de 10km a excepción de los continentes. Tomado de Båth (1979).

El conjunto de la porción del manto superior y la corteza, que son relativamente rígidos por encima de la zona de baja velocidad, se denomina litosfera. Por otro lado, la región situada por debajo de la litosfera se conoce como astenosfera, una capa semiplástica que se extiende hasta aproximadamente 400 km de profundidad y que además representa un límite térmico.

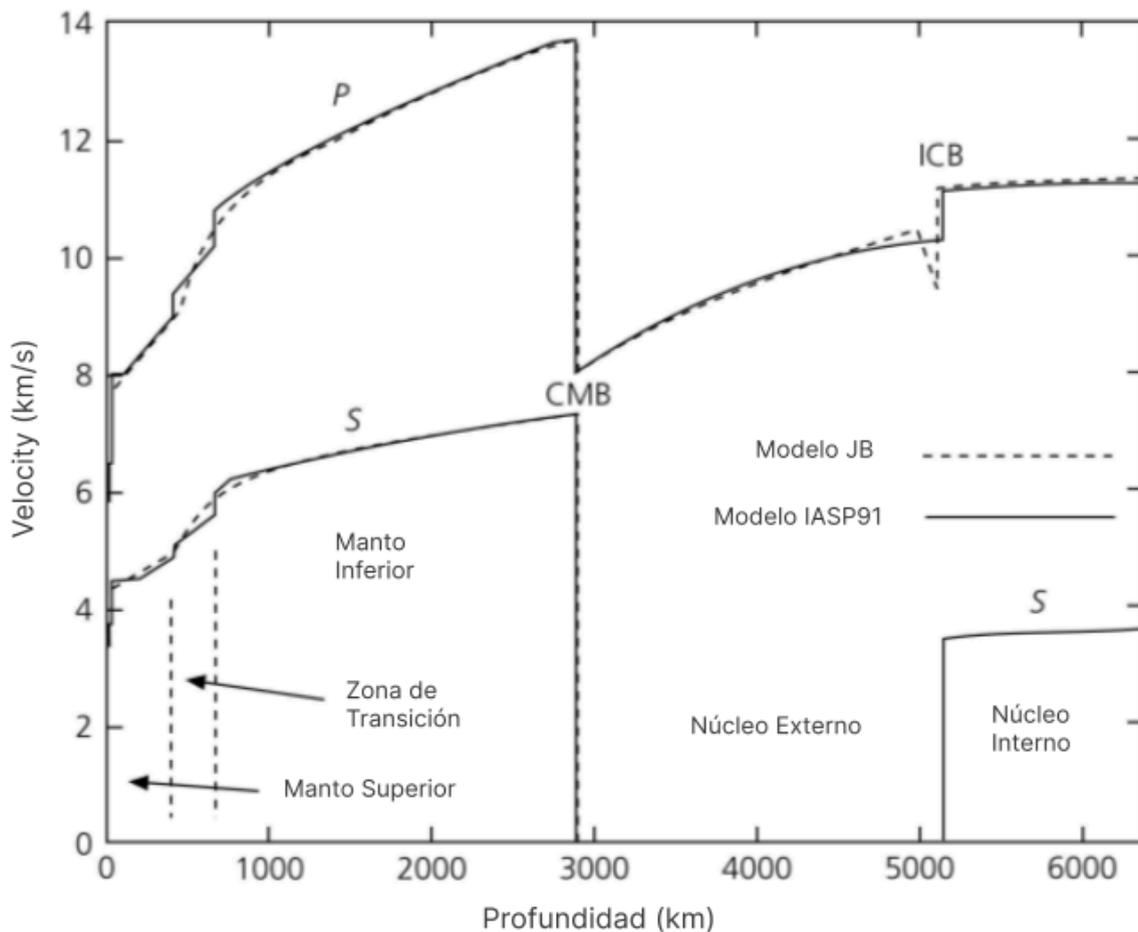


Figura 26. Modelos de velocidad globales. Se puede observar las curvas de velocidad en función de la profundidad para las ondas P y S. Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2009](#).

Debido a la estructura interna de la Tierra, las ondas sísmicas pueden seguir múltiples trayectorias entre la fuente y el receptor. Las interacciones de estas ondas con diversas discontinuidades en el interior y la superficie terrestre generan nuevas ondas, las cuales también pueden ser registradas por los sismómetros y sismógrafos (ver [Figura 27](#)).

Cada una de estas ondas resultantes corresponde a una trayectoria específica y se conoce como fase. Este fenómeno puede dar lugar a un sismograma que incluye muchas más fases, además de las conocidas P y S, como se ilustra en la [Figura 25](#).

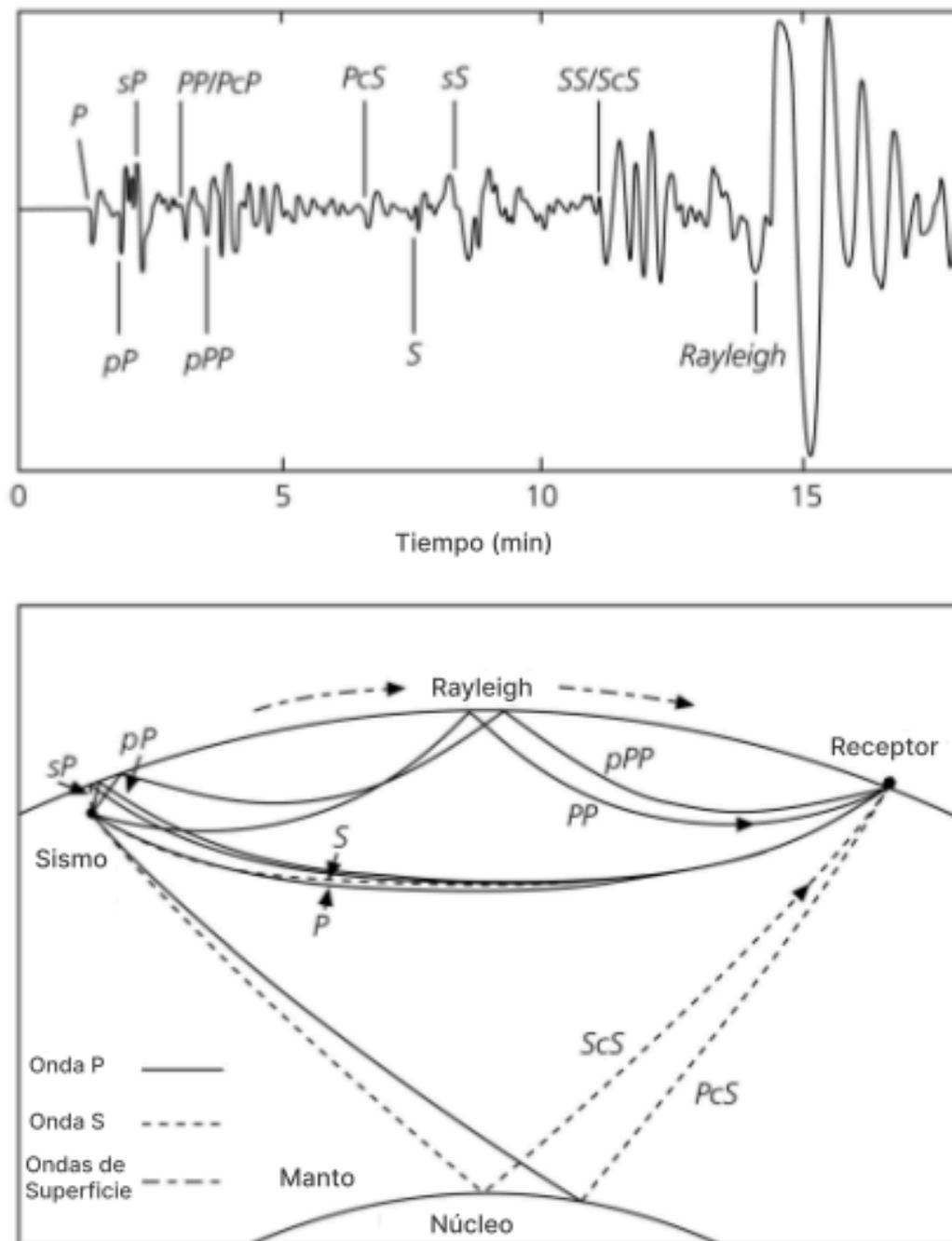


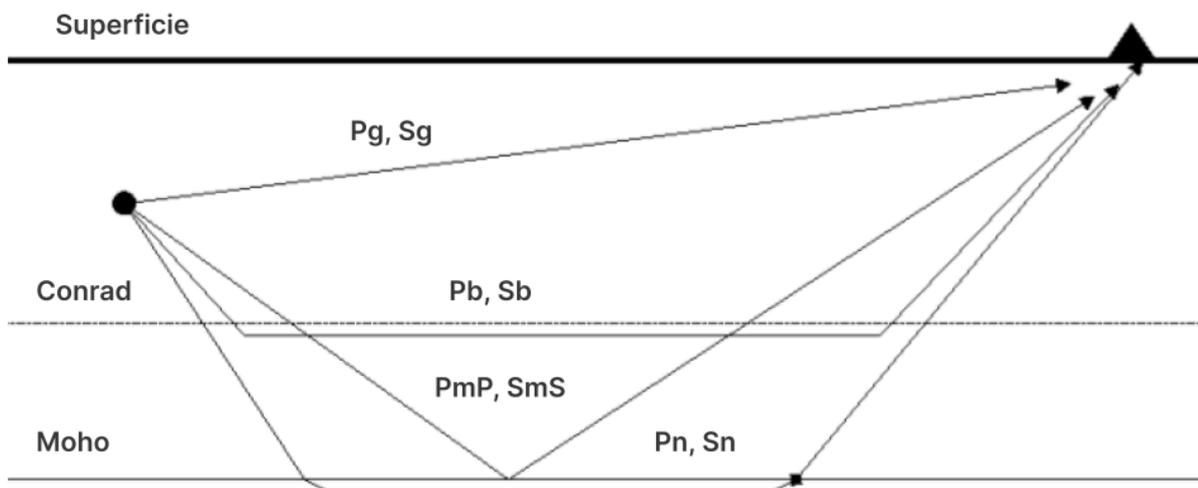
Figura 27. Sismograma de componente Z mostrando las principales fases identificadas (superior). Trayectorias de onda para algunas de las fases identificadas en el sismograma (inferior). Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2010](#).

Para nombrar sistemáticamente las fases, se aplican algunas reglas, de las cuales las más importantes son:

- P: onda de compresión.
- S: onda de cizalla.
- K: onda P refractada a través del núcleo externo.
- I: onda P refractada a través del núcleo interno.

- PP y SS: onda P o S reflejada una vez en la superficie
- PPP: Onda P reflejada dos veces en la superficie, etc.
- SP y PS: Onda S convertida en P u onda P convertida en S durante la reflexión en la superficie.
- pP, pS, sS o sP: Onda P o S que asciende desde el foco y es reflejada o convertida en la superficie.
- c: Denota reflexiones en el límite núcleo-manto
- Pdif: Onda P difractada a lo largo del límite núcleo-manto

Estas nomenclaturas de fases y varias más se pueden combinar infinitamente para ondas sísmicas con trayectorias de viaje complicadas. Además de lo que podrían denominarse fases globales, también hay una serie de fases locales. Para estas fases, las pequeñas distancias permiten simplificar a la Tierra como un medio plano con capas planas paralelas (ver [Figura 28](#)).



[Figura 28](#). Modelo simplificado de la corteza donde se observan las trayectorias de las fases sísmicas corticales más importantes. Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2009](#).

La corteza se suele simplificar para tener dos capas, una capa granítica superior y una capa basáltica inferior, y el límite entre ellas a menudo se denomina discontinuidad de Conrad. Esta estratificación sólo es válida para algunas áreas continentales. Las fases más comunes son las fases directas Pg, Sg (g: granito) y las fases críticamente refractadas Pn, Sn, mientras que Pb (b: basalto, a veces llamado P*) es más difícil de observar (ver [Figura 28](#)). Las reflexiones de Moho, PmP y SmS, solo se ven a distancias donde el ángulo de incidencia en Moho es mayor que el crítico, generalmente a distancias epicentrales mayores de 70 a 100 km. Además de las ondas de cuerpo, también existen ondas superficiales de la corteza terrestre. La más relevante es Lg que sigue a la llegada de Sg.

Para identificar las fases en el sismograma, así como localizar terremotos a partir de las observaciones, es fundamental conocer el tiempo de viaje definido como el tiempo que se tarda en viajar desde el hipocentro hasta la estación (ver [Figura 29](#)). En otras palabras, el tiempo de viaje es la diferencia entre la hora de origen

y la de llegada. Aunque las ondas viajan en el interior de la tierra, la distancia se mide en grados a lo largo de la superficie terrestre. Para terremotos locales se suele utilizar la distancia en kilómetros.

Las primeras tablas de tiempos de viaje se construyeron a partir de observaciones de los tiempos de llegada a determinadas estaciones, a partir de las cuales se pudo estimar un hipocentro preliminar y el tiempo de origen. Se ve que las curvas de tiempo de viaje no son lineales (excepto para las ondas superficiales), ya que la Tierra es esférica y la velocidad cambia con la profundidad. A medida que aumenta la distancia, la diferencia en el tiempo de llegada de las diferentes fases generalmente aumenta y esto se utiliza particularmente para las fases P y S más prominentes para calcular la distancia epicentral. Por ejemplo: si la diferencia de llegada S-P es de 8,5 minutos, entonces la distancia epicentral es de aproximadamente 64° para un terremoto con foco de superficie.

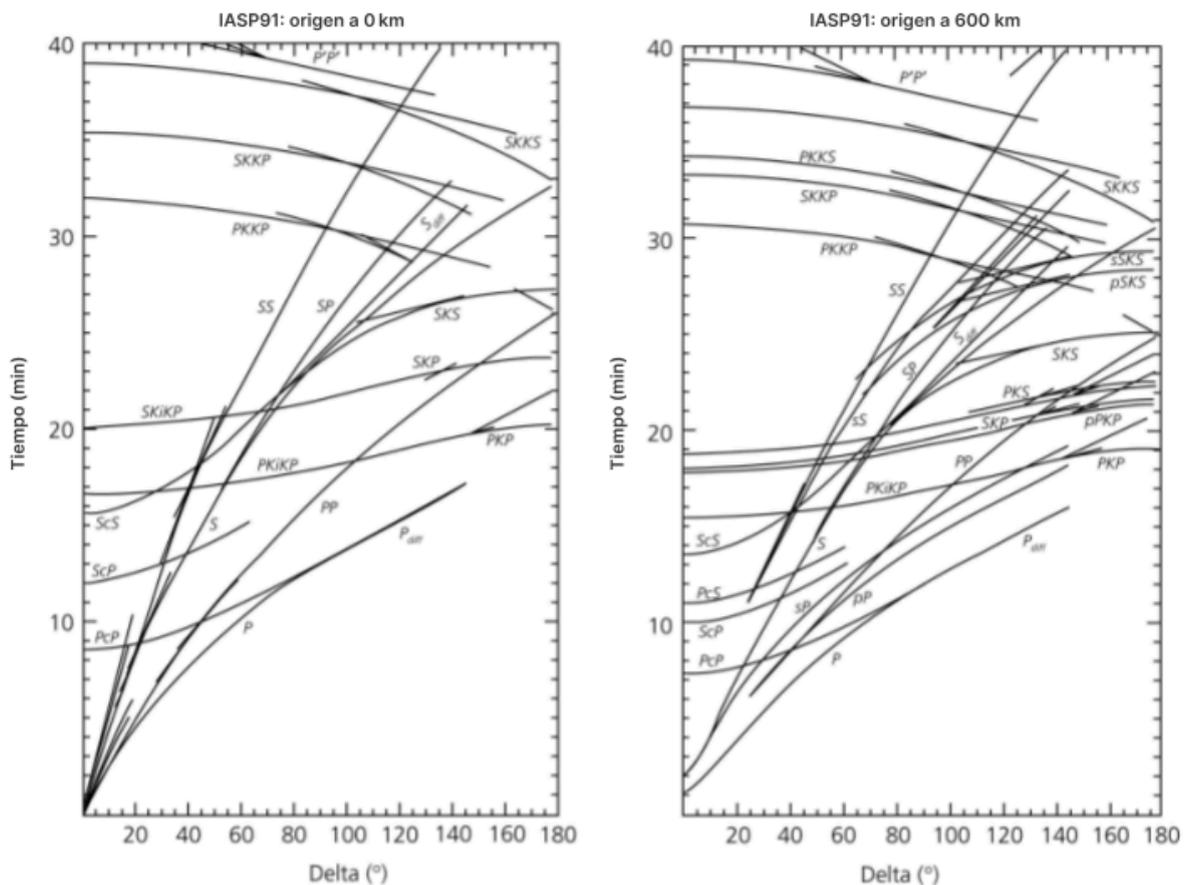


Figura 29. Tiempos de viaje para las fases principales de las ondas de cuerpo utilizando el modelo IASP91. A la izquierda se puede observar los tiempos de viaje para fuente sísmica ubicada en la superficie y a la derecha para una fuente ubicada a 600 km de profundidad. Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2010](#).

En la práctica, la mayoría de los observatorios leen muy pocas fases diferentes, aunque leer más fases contribuiría en gran medida a una mejor localización de la fuente y a la mejora del modelo terrestre. Por otro lado, lleva más tiempo, incluso con ayuda técnica moderna.

Aunque no existe un acuerdo absoluto sobre los límites de distancia para los terremotos, en líneas generales podemos utilizar la siguiente definición.

- Muy local: < 100 km.
- Local: 0 - 1000 km.
- Regionales: 1000 – 2000 km.
- Lejana o telesísmica: > 2000 km.

Para sismos muy locales, el análisis es más simple. La fase P es muy clara en la componente Z y la fase S en las componentes horizontales y menos en la componente vertical. Las fases deben etiquetarse únicamente como P y S aunque puedan tratarse de Pg y Sg. Para sismos a distancias mayores, se identifican distintas fases dependiendo de la señal recibida.

Localización

Luego de determinar las fases presentes en el sismograma, el siguiente paso en el procesamiento de datos de terremotos es determinar el hipocentro. Como se conoce la velocidad de propagación de una onda en el interior de la Tierra, se puede calcular el tiempo de viaje en función de la distancia hipocentral (distancia de la estación al origen del terremoto). Empleando distintos métodos, los tiempos de arribo a las estaciones se pueden utilizar para determinar el hipocentro y la hora a la que ocurrió el evento.

El hipocentro determinado, y particularmente la profundidad, no dan la ubicación exacta debido a errores en las observaciones del tiempo de llegada y diferencias entre el modelo y la Tierra real. Son comunes errores de 10 km para terremotos locales y de 50 km para eventos telesísmicos ([Havskov y Ottemöller, 2009](#)). La localización implica establecer un conjunto de ecuaciones en función de los tiempos de llegada y la ubicación de las estaciones.

La mayoría de las redes sismológicas publican un boletín con los epicentros y las magnitudes de los eventos registrados por la red. A nivel mundial, las observaciones se suelen recopilar en el Centro Sismológico Internacional (*International Seismological Center, ISC*), que reprocesa todos los datos y publica un catálogo global completo que también incluye todos los terremotos locales notificados al ISC.

En general, los epicentros se determinan utilizando muchos tiempos de llegada de diferentes estaciones y fases sísmicas. Sin embargo, también es posible localizar un terremoto utilizando una única estación de tres componentes ([Havskov y Ottemöller, 2010](#); y referencias allí).

Dado que las ondas P están polarizadas vertical y radialmente, el vector de amplitud de la onda P se puede utilizar para calcular el *backazimuth* del epicentro. La componente radial de P se registrará en las dos componentes

horizontales norte y este. La relación de las amplitudes AE/AN (AE corresponde a la amplitud en la componente este y AN en la componente norte) en las componentes horizontales se puede utilizar para calcular el *backazimuth* de llegada (ec. 4)

$$\varphi = \arctan(AE / AN) \quad (\text{ec. 4})$$

Hay una ambigüedad de 180° (ver Figura 30), pero la primera polaridad puede ser hacia arriba o hacia abajo, por lo que también se debe usar la polaridad de cada una de las componentes para obtener el *backazimuth* correcto (ver Tabla 2).

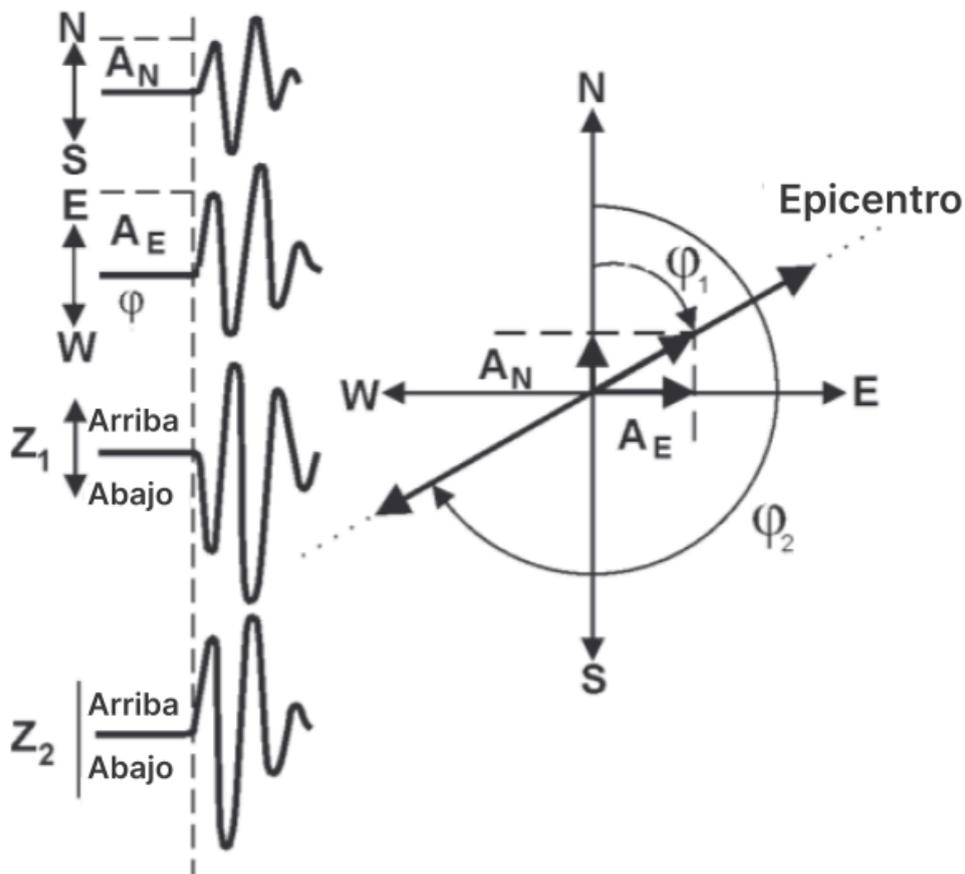


Figura 30. Ejemplo de primer movimiento de onda P en un sismograma de tres componentes (izquierda) de donde se obtiene el *backazimuth*. Obtención del vector de acimut del epicentro (derecha). Tomado de Havskov y Ottemöller, 2009.

Tabla 2. Distintas combinaciones de polaridades en cada componente para las que es necesario adicionar 180° al valor calculado. Tomado de Havskov y Ottemöller, 2010.

Pol Z	+	-	+	-	+	-	+	-
Pol N	+	+	-	-	-	-	+	+
Pol E	+	+	+	+	-	-	-	-
Añadir	180°	0°	0°	180°	0°	180°	180°	0°

La amplitud AZ de la componente Z, junto con la amplitud de la componente radial ($AR = \sqrt{AE^2 + AN^2}$), también se puede utilizar para calcular el ángulo de incidencia aparente (i_{ap}) (ec. 5):

$$i_{ap} = \arctan(AR/AZ) \quad (\text{ec. 5})$$

de una onda P. Sin embargo, según [Wiechert \(1907\)](#), el verdadero ángulo de incidencia de (i_{true}) una onda P está dado por (ec. 6):

$$i_{true} = \arcsen\left(\frac{v_p \sen(0.5 i_{app})}{v_s}\right) \quad (\text{ec. 6})$$

donde v_p corresponde a la velocidad de las ondas primarias y v_s a la velocidad de las ondas secundarias.

Este cálculo corrige la distorsión generada por la refracción de una onda en una superficie libre.

Conociendo el ángulo de incidencia i y la velocidad sísmica local v_p debajo de la estación de observación, podemos calcular la velocidad aparente v_{app} de esta fase sísmica con (ec. 7):

$$v_{app} = \frac{v_p}{\sen(i_{true})} \quad (\text{ec. 7})$$

Con una sola estación ahora tenemos la dirección a la fuente sísmica. La distancia se puede obtener a partir de la diferencia en el tiempo de llegada de dos fases, generalmente P y S. Si asumimos una velocidad constante y un tiempo de origen t_0 , los tiempos de llegada P y S se pueden escribir como (ec. 8):

$$t_p^{arr} = t_0 + \Delta/v_p ; \quad t_s^{arr} = t_0 + \Delta/v_s \quad (\text{ec. 8})$$

donde t_p^{arr} y t_s^{arr} son los tiempos de llegada P y S respectivamente, v_p y v_s son las velocidades P y S respectivamente y Δ es la distancia hipocentral (km). Si el evento es en la superficie, Δ se puede sustituir por distancia epicentral. Eliminando t_0 (ec. 8), la distancia se puede calcular como (ec. 9):

$$\Delta = (t_s^{arr} - t_p^{arr}) \frac{v_p v_s}{v_p - v_s} \quad (\text{ec. 9})$$

Teniendo el azimut y la distancia, el hipocentro se puede obtener midiendo la distancia a lo largo del azimut con que llegó la onda. Finalmente, conociendo la distancia, podemos calcular el tiempo P de viaje y así obtener el tiempo de origen.

Magnitud

La determinación de la magnitud es una parte integral del procesamiento de datos de terremotos y se realiza de manera rutinaria con casi todos los terremotos localizados, ya sean globales o locales.

La magnitud es un número arbitrario proporcional al "tamaño" del evento (energía liberada). El tamaño del número está limitado a la definición original de [Richter \(1935\)](#) que establece que un terremoto de magnitud 3 tiene una amplitud máxima de 1 mm, en un sismógrafo Wood-Anderson a una distancia epicentral de 100 km. Obviamente, el mismo terremoto tendría una amplitud mayor en un sismógrafo de Wood-Anderson a una distancia más corta, por lo que se debe utilizar una función de corrección de distancia. Además, otro sismógrafo con otra ganancia tiene una amplitud diferente. Por lo tanto, esto requiere conocimiento de la respuesta del instrumento. La relación general para determinar la magnitud M es entonces ([ec. 10](#)):

$$M = \log(A_{max}) + f(\Delta) + c \quad (\text{ec. 10})$$

donde A_{max} es el desplazamiento máximo del suelo, $f()$ es una función de corrección que depende de la distancia Δ y c es una constante que vincula la escala a la definición original. Se utilizan diferentes escalas de magnitud, todas con relaciones similares a las de la Ecuación ([ec. 10](#)), basadas en diferentes tipos de ondas sísmicas y distancias epicentrales. Las escalas de magnitud basadas en amplitud más importantes son:

- Magnitudes locales M_L : Basado en la escala de Richter original, utilizada para magnitudes locales.
- Magnitud de onda de cuerpo M_b : Utiliza la onda P de eventos distantes.
- Magnitud de onda superficial M_s : Utiliza las ondas superficiales de eventos distantes.

El tamaño del terremoto también se puede determinar a partir del momento sísmico M_0 definido como ([ec. 11](#)):

$$M_0 = \mu A D \quad (\text{ec. 11})$$

donde μ es la rigidez, A es el área de la falla y D es el deslizamiento en la falla. Entonces la llamada magnitud de momento M_w se define como (ec. 12):

$$M_w \sim \log(M_0) \quad (\text{ec. 12})$$

Para la mayoría de los observatorios, la observación más sencilla de obtener es la amplitud máxima y suele procesarse de forma rutinaria. El momento sísmico se puede obtener mediante análisis espectral o, más confiablemente, por inversión del tensor de momento (en su mayoría eventos mayores a magnitud 4). Para eventos más grandes ($M > 5$), esto lo hacen de manera rutinaria las agencias internacionales y M_w se considera la magnitud más significativa.

Mecanismos Focales

El mecanismo focal es el parámetro más importante a determinar una vez que se conocen la ubicación y la magnitud y se utiliza para determinar la geometría real de las fallas, así como para inferir el estilo de las fallas y los regímenes de tensiones de una región en particular. El mecanismo focal o la solución del plano de falla describe la orientación y el deslizamiento de la falla en relación con un sistema de coordenadas geográficas.

El mecanismo focal de una falla está definido por tres parámetros: rumbo, buzamiento y deslizamiento de la falla (ver Figura 31). Los dos primeros parámetros están relacionados con la orientación física de la falla en el espacio y el último parámetro, el deslizamiento, refiere a la dirección del movimiento en el plano de la falla. La fuente del terremoto puede describirse matemáticamente como la radiación de dos pares dobles de fuerzas. Las fuentes sísmicas pueden ser más complejas que un par doble y para una descripción completa de una fuente sísmica en cualquier sistema de coordenadas, se utiliza una combinación de 5 pares dobles y una explosión. Estos parámetros se combinan en el llamado tensor de momento. Actualmente, las soluciones del plano de falla no se determinan de manera rutinaria para todos los eventos debido a la falta de datos y la dificultad para calcularla. Para eventos mayores que magnitud 5, agencias más grandes determinan rutinariamente los tensores de momento. Idealmente, debería ser un parámetro de rutina como el hipocentro y la magnitud.

La información básica utilizada para la solución del plano de falla es el hecho de que un evento sísmico irradia ondas con diferente amplitud y polaridad en diferentes direcciones con respecto a la dirección de deslizamiento en el plano de falla. Las formas más comunes de determinar la solución del plano de falla son entonces:

- Polaridad de la primera llegada de la onda P (ver Figura 32). Esta es la información de amplitud más sencilla de utilizar, ya sea +1 (compresión) o -1 (dilatación). Se puede utilizar con todo tipo de terremotos y a todas las distancias. Se puede hacer manualmente.
- Amplitudes máximas de las ondas P y S. En una búsqueda de cuadrícula, las amplitudes observadas o su relación se comparan con los valores teóricos calculados y se encuentra la mejor solución.
- Inversión del tensor de momento. Se compara la totalidad o gran parte del sismograma con los sismogramas teóricos y se realiza una inversión del tensor de momentos del que se puede extraer el doble par más significativo.

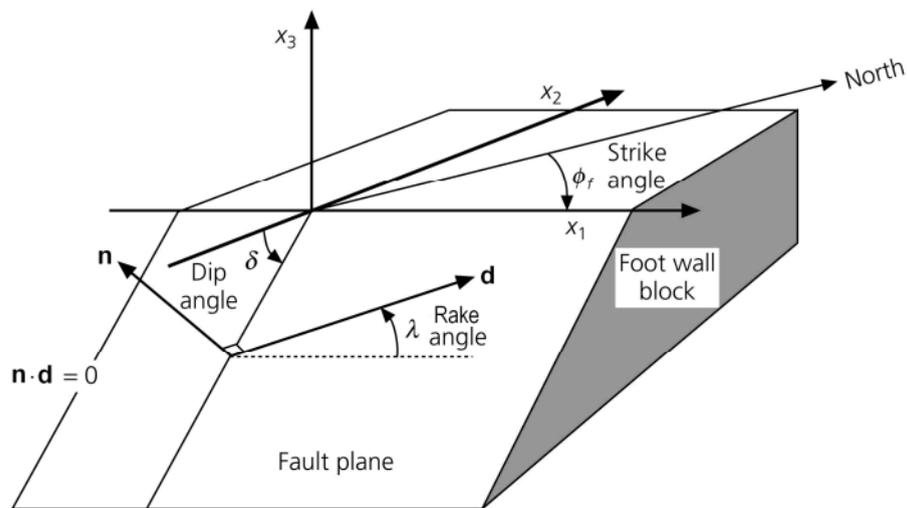


Figura 31. Elementos geométricos de una falla. La orientación de la falla está definida por el ángulo de buzamiento δ ($0-90^\circ$) y el rumbo medido desde el norte ($0-360^\circ$). La dirección del movimiento está dada por el vector de deslizamiento \mathbf{d} . El deslizamiento se define con el ángulo de inclinación medido en el plano de la falla desde la dirección del rumbo \mathbf{x}_1 . El vector normal a la falla es \mathbf{n} . Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2009](#).

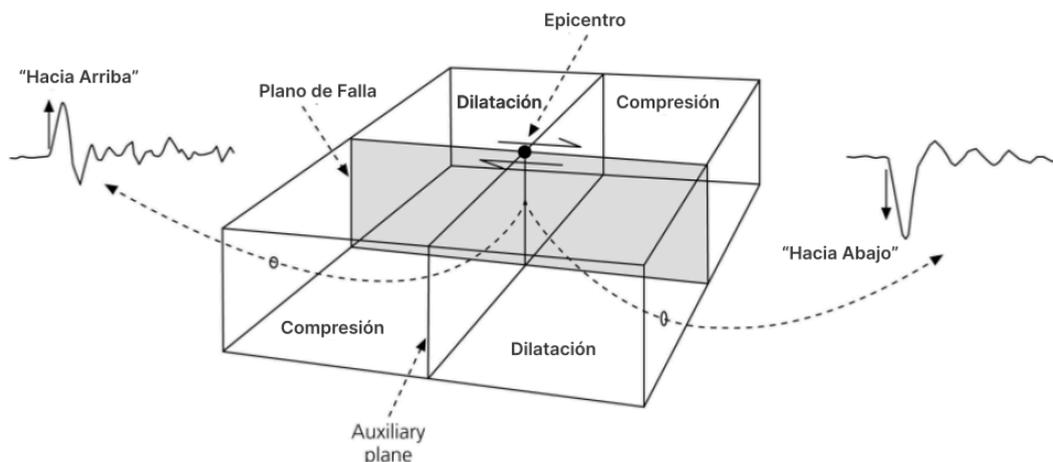


Figura 32. Primer movimiento de onda P observado en diferentes estaciones y su relación con el plano de falla. Las flechas indican el desplazamiento de los bloques. Tomado de [Havskov y Ottemöller, 2010](#).

En el ejemplo de la [Figura 32](#), la superficie de la Tierra plana se dividiría en cuatro cuadrantes, cada uno de los cuales tendría una polaridad de primer movimiento diferente. Si el lado de la falla se mueve hacia la estación, el primer movimiento se llama compresión (C) y si se aleja de la estación, se llama dilatación (D). En un sensor de componente vertical, esto corresponde a movimientos hacia arriba o hacia abajo, respectivamente. Si el deslizamiento fuera en el plano auxiliar, se verían las mismas observaciones. Si se dispusiera de observaciones de muchas estaciones distribuidas uniformemente, la orientación de los dos planos podría determinarse fácilmente dividiendo la superficie en cuatro cuadrantes con diferente polaridad; sin embargo, no habría forma de saber cuál es el plano de falla sin utilizar información adicional. Para terremotos más grandes es posible utilizar la geología, la dirección de ruptura vista a través del modelado de formas de onda y la orientación de las réplicas. Así, en principio, tenemos una forma sencilla de determinar la solución del plano de falla.

Objetivos

Objetivo general

Parametrizar los eventos registrados (cálculo de magnitud local, distancia hipocentral, localización, entre otros) por la estación sismológica AM.R4DE2 para el periodo entre el 15 de septiembre y el 31 de octubre del 2020.

Objetivos específicos

- Confeccionar el catálogo sísmico para el periodo analizado.
- Realizar un análisis de la variación de la localización, magnitud y ocurrencia de los sismos registrados a lo largo del período de estudio.
- Comparar los parámetros obtenidos para los eventos mayores con los proporcionados por entidades internacionales como: *USGS* (Servicio Geológico de Estados Unidos, por sus siglas en inglés), *GFZ* (Centro de Investigación Alemán para las Geociencias, por sus siglas en alemán), *Earth Scope Consortium*.
- Caracterización de la sismicidad en función de su origen (volcánica, tectónica o volcanotectónica).

Metodología

Se realizó una revisión bibliográfica exhaustiva de antecedentes implicando: la geotectónica de la zona, publicaciones que utilizaron datos de otras estaciones sísmológicas ubicadas en la Isla Rey Jorge, y los fundamentos técnicos específicos para el procesamiento de datos sísmicos utilizando una sola estación.

Para el procesamiento de todos los eventos, se decidió utilizar solamente los datos proporcionados por la estación AM.R4DE2 empleando la metodología de localización de eventos con una sola estación expuesta en [Havskov y Ottemöller \(2009\)](#).

En instancias preliminares se exploró la posibilidad de otras metodologías utilizando *softwares* de detección de datos sísmicos automáticos como *REDPy* (<https://github.com/ahotovec/REDPy>), *Lassie* (<https://git.gfz-potsdam.de/pniemz/lassie>), *Phasenet* (<https://github.com/AI4EPS/PhaseNet>) (algoritmos de detección de eventos sísmicos). Sin embargo, los resultados arrojados se mostraron inconsistentes con las observaciones manuales. Ejemplos de esto son eventos obtenidos automáticamente que se encuentran en rangos considerados ruido sísmico y detecciones inexactas debido a fenómenos de superposición de eventos (ver [Figura 33](#)). Esto, aunado a la dificultad para operar los programas y la gran cantidad de eventos sísmicos por hora y día, derivaron finalmente en la elección de una metodología de *picking* (detección de eventos) manual y parametrización mediante fórmulas controladas ([Loureiro et al. 2021](#); [Chanes et al., 2022](#)).

De esta manera se emplean como antecedentes metodológicos principalmente los utilizados por [Loureiro et al. \(2021\)](#) y [Havskov y Ottemöller \(2010\)](#).

Los datos sísmicos han sido descargados por medio de la aplicación web de *RaspberryShake* (<https://data.raspberryshake.org/fdsnws/dataselect/1/>). De esta manera se obtuvo la información de las 24 hs de cada día del período seleccionado, contando así con registro sísmico de 45 días corridos, totalizando 1200 horas continuas de datos.

Para la detección y parametrización de los eventos se empleó un programa de visualización interactiva de señales sísmicas: *SeisGram2K* (<http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html>). Los datos descargados pueden abrirse directamente y ser visualizados en forma de sismograma para cada una de las componentes.

A continuación, se revisó manualmente el registro para cada una de las componentes hasta detectar alguna anomalía, apoyándonos en la guía [Diehl y](#)

Kissling (2007). Al encontrar una, se analiza si realmente se trata de un evento sísmico, observando su forma de onda y el espectro de frecuencias, principalmente para la componente vertical (Z).

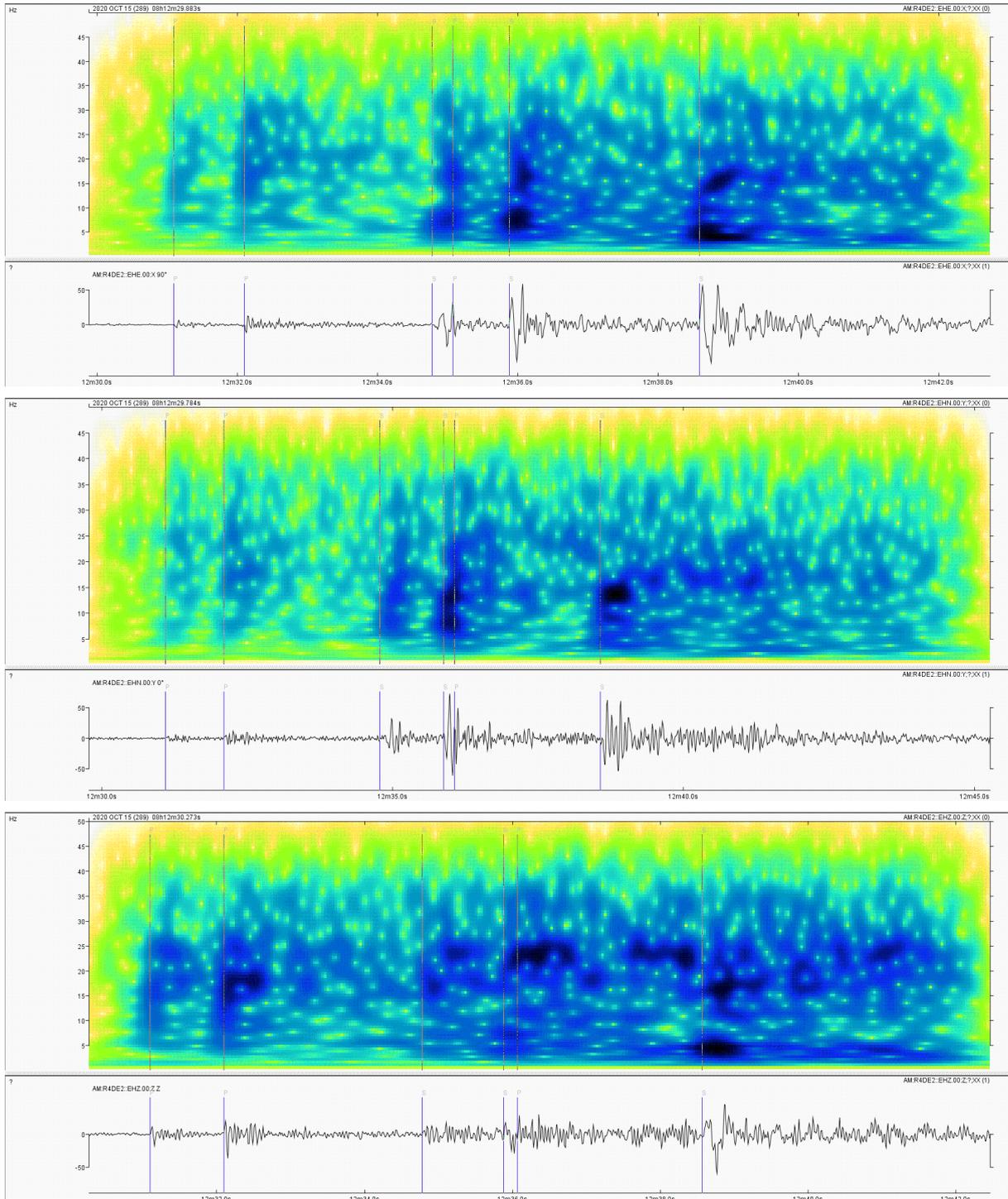


Figura 33. Sismogramas y espectrogramas de frecuencia con superposición de eventos. Componentes: vertical (superior), horizontal norte (central) y horizontal este (inferior). Se pueden observar las múltiples fases P y S identificadas tanto en los sismogramas como en los espectrogramas, evidenciando la llegada de nuevos eventos cuando los anteriores aún se encontraban activos. Registro correspondiente al 15/10/2020 entre las horas 08:12:30 h y 08:12:42 h.

En caso de tratarse de un evento sísmico, se identificó la llegada de la onda P y la onda S (Diehl y Kissling, 2007) y se registran los siguientes datos: fecha, hora,

minutos y segundos de las llegadas de las ondas P y S; la diferencia de tiempo entre estos arribos (arrojada directamente por el programa), amplitud máxima para cada una de las componentes; amplitud y polaridad del primer movimiento de la onda P; la dirección azimutal y ángulo de incidencia del primer movimiento del suelo arrojados por el análisis del movimiento de partícula (funcionalidad integrada en *SeisGram2k*); la magnitud espectral calculada para el evento (funcionalidad integrada en *SeisGram2k*).

Estos datos fueron posteriormente procesados para obtener los principales parámetros para cada evento (Havskov y Ottemöller, 2009; Loureiro et al., 2021).

Para poder localizar espacialmente cada evento primero se calculó el backazimut haciendo uso de la ec. 4 (ver sección *Marco Teórico - Localización*). Adicionalmente, obtuvimos un valor de backazimut (dir) (ver Anexo 5, columna AZ) a partir del análisis del movimiento de partícula incorporado en el programa *Seisgram2k*. Esto permite contar con dos valores distintos de *backazimuth* para calcular y contrastar la localización del evento.

Para determinar el ángulo de incidencia se calculó a partir de la ec. 5. Además de la posibilidad de calcular el ángulo de incidencia aparente, obtuvimos la inclinación (*dip*) de la onda P, arrojada por el movimiento de partícula en *Seisgram2k*. El valor de este ángulo es complementario al ángulo de incidencia, por lo que $(90 - dip) \sim i$ (ver Figura 34). Esto permite obtener dos valores de i_{true} , uno que utiliza el ángulo de incidencia aparente y otro que utiliza el *dip*.

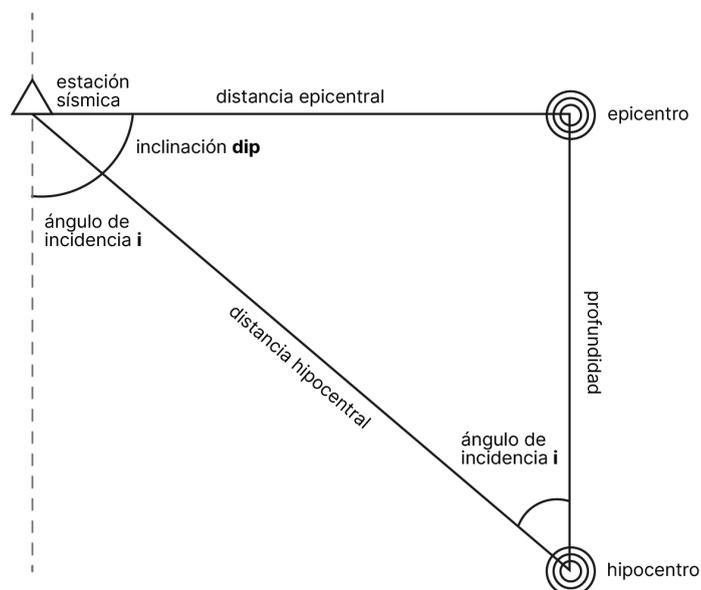


Figura 34. Esquema de distancias y ángulos para un evento sísmico. El hipocentro corresponde a la ubicación espacial de un evento sísmico dentro del planeta tierra. La distancia entre este punto y la estación sísmica es la distancia hipocentral. El epicentro corresponde a la proyección de ese evento en la superficie terrestre y su distancia con la estación sísmica es la distancia epicentral. El ángulo *dip* corresponde al ángulo con la horizontal de la línea imaginaria entre el hipocentro y la estación, mientras que el ángulo de incidencia *i* corresponde a la misma medición, pero con respecto a la vertical.

Teniendo el ángulo de incidencia aparente y la inclinación de la primera llegada de la onda P, calculamos el ángulo de incidencia real propuesto por (Weichert, 1907) siguiendo la ec. 6. El valor v_p / v_s utilizado es 1,93 y corresponde al valor calculado a partir del modelo de velocidades para la Cuenca Bransfield (Robertson et al., 2003; Loureiro et al., 2021 y referencias allí).

La distancia hipocentral (D) se calculó utilizando un valor de 6,55 para la constante de Omori obtenida mediante la ponderación de los valores de velocidad observados en la siguiente tabla (ver Tabla 3) y la diferencia en los tiempos de llegada de las ondas S y P (Loureiro et al., 2021).

Tabla 3. Valores de velocidades para las Ondas P y S. Extraídos de Robertson et al. (2003).

Vp (km/s)	eVp (km/s)	H (km)	eH (km)
3,60	0,01	2,00	0,01
5,40	0,01	1,50	0,02
6,25	0,01	5,00	0,02
7,0	0,01	6,00	0,02

Haciendo uso de la ecuación de distancia hipocentral (ver ec. 9) y sustituyendo los valores ponderados de v_p y v_s , obtuvimos la siguiente ecuación (ec. 15):

$$D = 6,55 (t_s - t_p) \quad (\text{ec. 15})$$

donde t_s y t_p corresponden a los tiempos de arribo de las ondas S y P respectivamente.

Teniendo el ángulo de incidencia verdadero y la distancia hipocentral, podemos realizar un cálculo estimativo de la distancia epicentral (D_{epi}) y la profundidad ($Prof$) (ec. 16 y ec. 17):

$$D_{epi} = D \cdot \cos(i_{true}) \quad (\text{ec. 16})$$

$$Prof = D \cdot \text{sen}(i_{true}) \quad (\text{ec. 17})$$

Otra forma de calcular la distancia epicentral (D_{epi}) y la profundidad ($Prof$) es mediante el uso de la inclinación (dip) (ec. 18 y ec. 19):

$$D_{epi} = D \cdot \text{sen}(dip) \quad (\text{ec. 18})$$

$$Prof = D \cdot \cos(dip) \quad (\text{ec. 19})$$

Con los valores finales de distancia epicentral y *backazimuth* obtenidos, determinamos las coordenadas de latitud y longitud del epicentro (ec. 18 y ec. 19):

$$Lat = \frac{Depi \cos(bAz)}{(60)(1,852)} \quad (\text{ec. 18})$$

$$Long = \frac{Depi \sin(bAz)}{(28)(1,852)} \quad (\text{ec. 19})$$

donde *Depi* es la distancia epicentral en kilómetros y *bAz* es el *backazimuth* para el evento (Loureiro et al., 2021). Al contar con cuatro valores distintos de distancia epicentral, podremos calcular cuatro localizaciones distintas para cada evento.

Se realizó el cálculo de magnitud local para cada una de las componentes del sismograma siguiendo la siguiente ecuación (ec. 23):

$$M_L = \log(Amax) + 2.76 \log(D) - 2,48 \quad (\text{ec. 23})$$

donde *Amax* es la amplitud máxima para la componente a calcular en milímetros y *D* es la distancia hipocentral en kilómetros para el evento (Loureiro et al., 2021).

Los valores obtenidos de magnitud para cada componente se promedian entre sí para obtener un resultado que contempla la tridimensionalidad del movimiento. El valor promedio es el utilizado finalmente para la presentación de todos los resultados, ya que entendemos que representa mejor el total de la energía liberada por un evento sísmico (Loureiro et al., 2021).

Además de la magnitud local, se obtuvo la magnitud espectral para cada evento mediante la herramienta de análisis espectral de frecuencias incorporada en *Seisgram2k*.

Una vez finalizada la parametrización de todos los eventos, se analizó la variación espacio-temporal de los sismos encontrados, estudiando analítica y gráficamente los distintos parámetros y su correlación.

El conjunto de todos los eventos parametrizados constituye el catálogo sísmico de la estación para el período analizado.

Dado que gran parte de los eventos no podrán ser correctamente parametrizados debido a sus bajas amplitudes y a la superposición de eventos, se realizó un conteo detallado de todos los eventos observables para dos días del período estudiado. Con esto, obtuvimos un valor estimado de la relación entre los eventos parametrizados y los eventos observados, lo que nos permitió

finalmente, estimar un valor de cantidad de eventos ocurridos en todo el período de estudio.

Además, se compararon las magnitudes y localizaciones de algunos de los eventos mayores, con la información proporcionada por el Servicio Geológico Estadounidense (USGS por sus siglas en inglés). Esto sirvió como marco de referencia para evaluar la calidad de los resultados obtenidos.

Resultados

Se lograron parametrizar, 6362 eventos sísmicos ocurridos entre las 00:00:00 hs del 15/09/2020 y las 23:59:59 hs del 31/10/2020 (ver [Figura 35](#)), dando un promedio de 135,4 sismos por día (ver catálogo completo, [Anexo 5](#)).

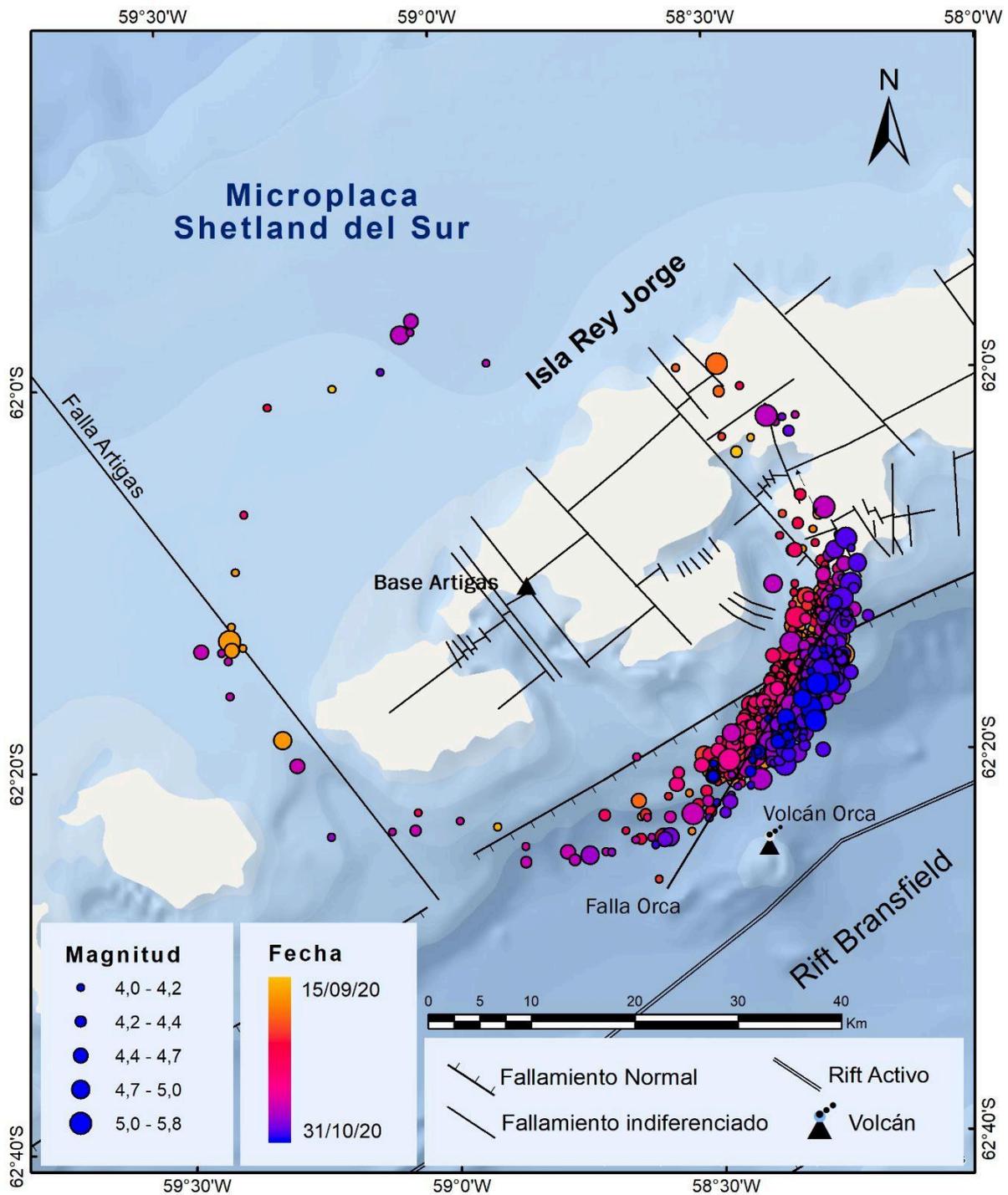


Figura 35. Mapa de epicentros de eventos mayores a 4 para el período estudiado escala 1:500.000. Nótese el arreglo de los eventos en dirección N33° alineados con la Falla Orca (Chanes et al., 2022) que comienza próxima al volcán Orca y que culmina en la Isla Rey Jorge.

Todos los registros de la base AM.R4DE2 entre los días 15/09/2020 y 31/10/2020 fueron recopilados y analizados manualmente. Los parámetros determinados para cada evento fueron: la magnitud local para cada una de las componentes, la magnitud local promedio, la distancia hipocentral, la distancia epicentral, la profundidad del evento, y su localización en términos de latitud y longitud. También fue calculado el error asociado a cada uno de estos parámetros.

Los días que presentan la mayor actividad sísmica son el 10 de octubre y el 25 de octubre, con 343 y 338 eventos respectivamente (ver [Figura 36](#)).

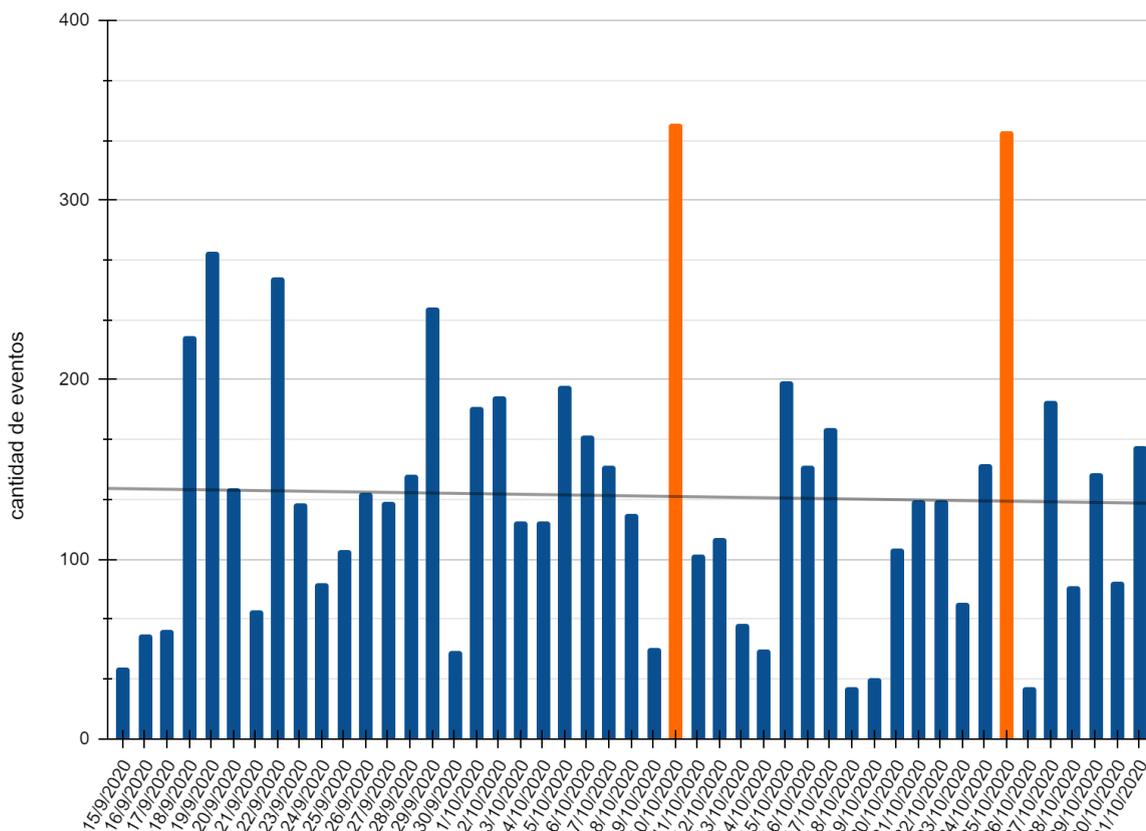


Figura 36. Gráfico de cantidad de eventos por día. Las barras resaltadas (color anaranjado) corresponden a los dos días con mayor cantidad de eventos parametrizados (343 eventos el 10/10/2020 y 338 el 26/10/2020).

Analizando los eventos en su conjunto, no se observa variación temporal significativa en la sismicidad. Sin embargo, podríamos separar al período en dos partes, en donde se puede ver un aumento en la sismicidad antes y después del 10/10/2020 (ver [Figura 37](#)). Antes de esa fecha podemos observar un aumento progresivo en la sismicidad que luego disminuye y vuelve a aumentar.

El 10/10/2020 corresponde al día con mayor cantidad de eventos parametrizados, por lo que también sería el día en donde se liberó mayor cantidad de energía. Esto podría significar que el fenómeno que origina los eventos sísmicos acumula progresivamente un poco más de energía de la liberada en terremotos hasta ese día en donde es descargada. Luego de esa

fecha, la sismicidad disminuye por unos días, pero posteriormente volver a aumentar.

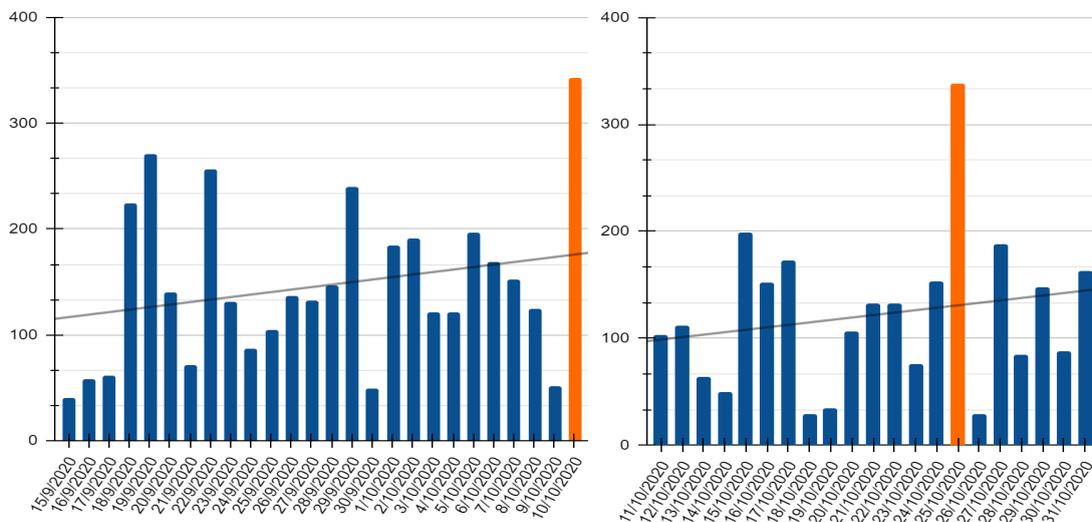


Figura 37. Gráfico de cantidad de eventos por día con línea de tendencia para el período desde el 15/09/2020 al 10/10/2020 (izquierda) y desde el 11/10/2020 al 31/10/2020 (derecha). Las barras en resaltadas (color anaranjado) corresponden a los dos días con más sismicidad.

Analizando todo el período de estudio, se puede observar una muy leve tendencia a la baja en la cantidad de eventos. Sin embargo, esta diferencia no se reconoce como significativa.

La mayoría de los sismos suelen concentrarse en períodos de intensa actividad (usualmente pocas horas)(ver Figura 38), separados por momentos de actividad más moderada. Esto se ve reflejado en el gráfico de dispersión de la Figura 41, en donde se pueden observar linealidades generadas por la presencia de una gran cantidad de eventos, de diversas magnitudes, aglomerados en un corto período de tiempo.

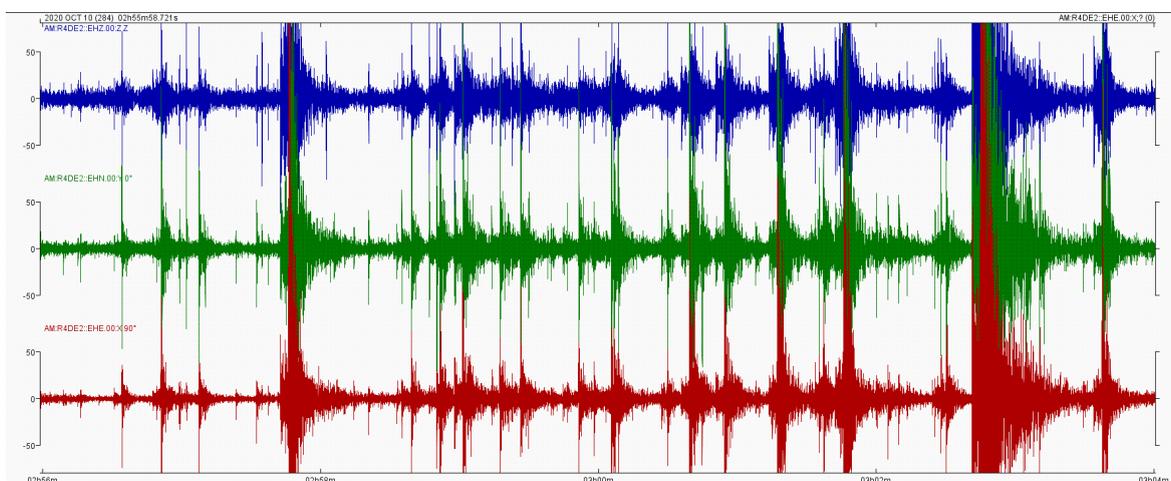
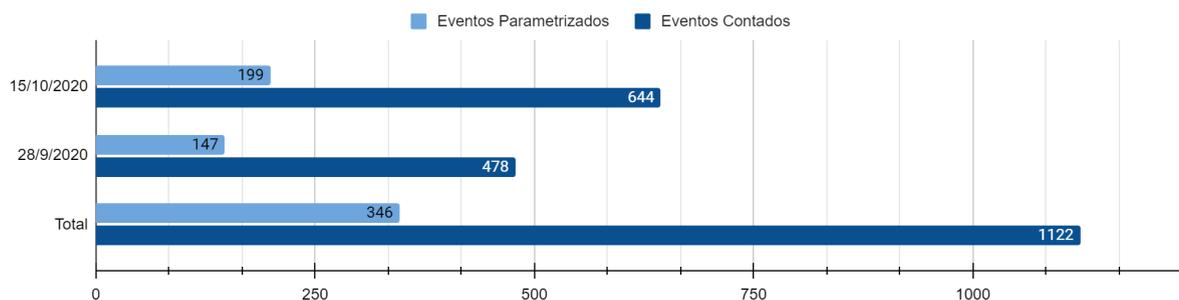


Figura 38. Sismograma mostrando intensa actividad. Se pueden observar las tres componentes: vertical (superior), horizontal norte (central) y horizontal este (inferior). Cabe destacar que el sismograma comprende solamente 8 min de registro, en donde, a simple vista, se pueden observar más de 20 sismos.

Se contabilizó el total de eventos (incluyendo los que no fue posible parametrizar) para los días 28/09/2020 y 15/10/2020, obteniendo como resultado 478 y 644 eventos respectivamente (ver [Figura 39](#)). Al compararlos con los eventos que pudieron ser parametrizados (147 para el 28/09/2020 y 199 para el 15/10/2020) podemos ver que los días cuentan en promedio con 3,24 veces más eventos de los que pudieron ser parametrizados. De esta forma podemos inferir que para todo el período de estudio ocurrieron alrededor de ~ 20000 eventos.



[Figura 39](#). Eventos parametrizados y eventos contados. En total, los eventos parametrizados representan solamente el 31% de los eventos totales contados.

Magnitud

Se determinó la magnitud local para cada una de las componentes, la magnitud local promedio y la magnitud espectral (correspondiente a la magnitud espectral) para cada evento. Los resultados son presentados principalmente con los datos de magnitud local promedio (ver [Discusión](#) para más detalles).

La magnitud local de los eventos parametrizados oscila entre un mínimo de $1,54 \pm 0,26$ y un máximo de $5,78 \pm 0,19$, con un promedio de $3,46 \pm 0,19$. La mayor parte de los eventos presentaron magnitudes entre $3,1$ y $3,7 \pm 0,19$ (ver [Figura 40](#)). Del total, 1037 eventos superan la magnitud local promedio de 4 y solo 56 superan la magnitud local 5.

El promedio de magnitud por día no varía en gran medida con el tiempo y ningún día destaca particularmente por su promedio de magnitudes, aunque se puede observar un muy leve aumento con el paso del tiempo (ver [Figura 41, superior](#)).

Distancia Epicentral

Datos preliminares de distancia epicentral y profundidad fueron analizados y sus resultados no fueron consistentes con los antecedentes recientes para el enjambre sísmico estudiado.

El cálculo de la profundidad suele ser una de las problemáticas más comunes y más difíciles de resolver a la que se enfrentan los sismólogos. Para distancias grandes y someros (eventos telesísmicos), la distancia epicentral podría ser

equiparada con la distancia hipocentral de eventos someros. Sin embargo, el enjambre sísmico en esta región se encuentra muy próximo a la estación sísmica (Loureiro et al., 2021; Cesca et al., 2022; Poli et al., 2022) (ver también la sección *Resultados*), por lo que realizar esta asunción devendría en grandes errores en la localización de los epicentros.

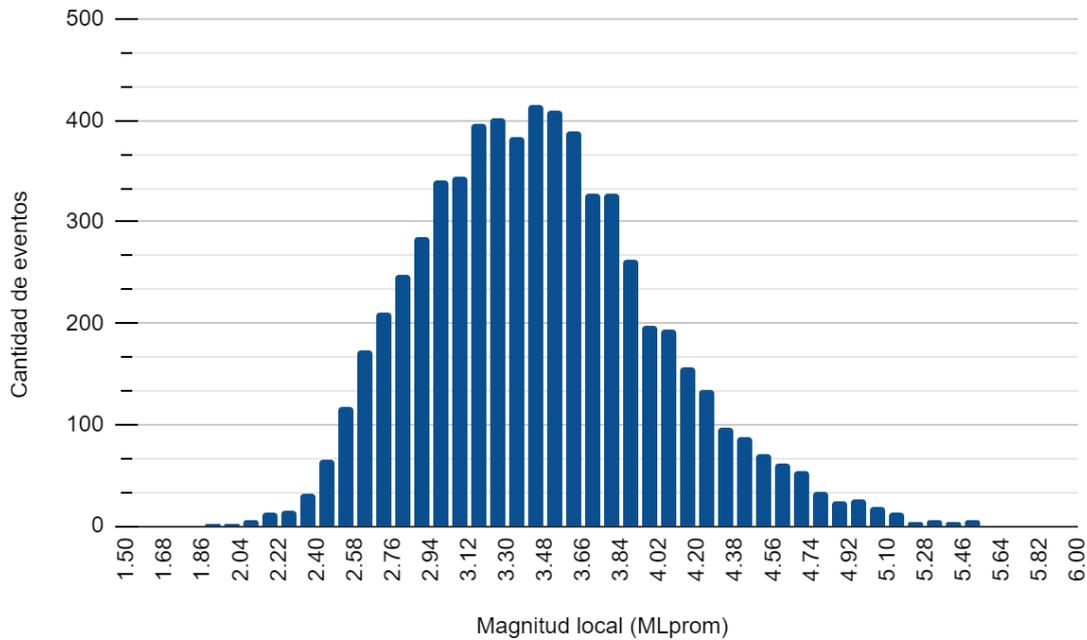


Figura 40. Histograma de magnitud local. Cabe destacar que la cantidad eventos parametrizados comienza a disminuir a partir de 3,5 de magnitud local, debido a que las bajas amplitudes de onda imposibilitan la parametrización de los eventos.

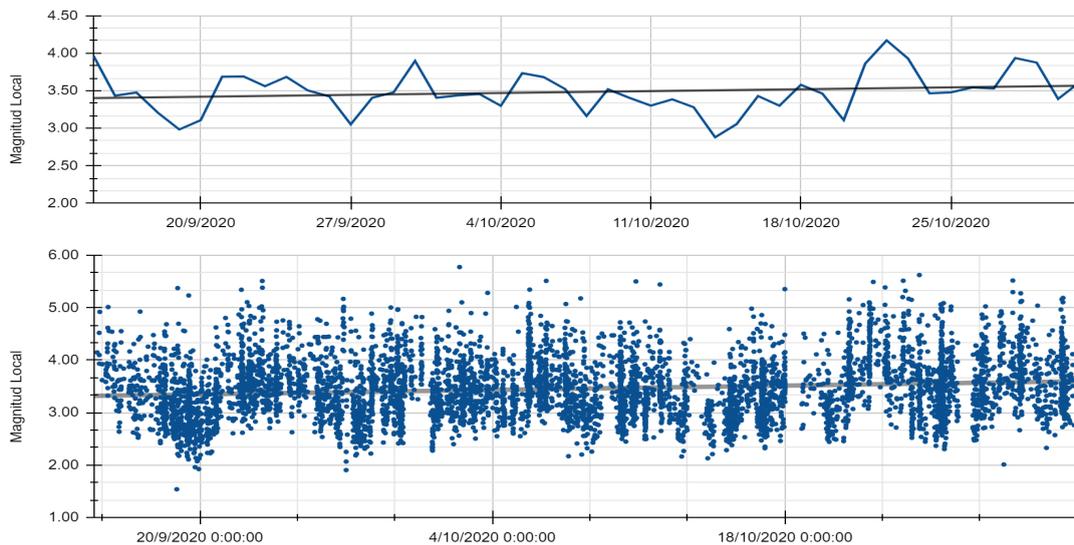


Figura 41. Magnitud local a lo largo del periodo de estudio. Gráfico de Magnitud local promedio por día (superior), gráfico de dispersión de magnitud local por fecha (inferior). La línea de tendencia marca un leve aumento en la magnitud con el paso de los días. Nótese la acumulación de eventos de diversas magnitudes en períodos cortos de tiempo.

Por ende, se decide presentar los resultados, calculando solamente la distancia epicentral y tomando valores predefinidos según los antecedentes de 2, 5, 10 y

15 km de profundidad. Estos valores son obtenidos de los resultados de Loureiro et al. (2021) y Cesca et al. (2022).

Adicionalmente, este tipo de metodología es comúnmente empleada en los servicios sísmológicos internacionales como *Earth Scope* y USGS, en donde se hace uso de los antecedentes de la región y se define un valor de profundidad a partir del cual se calcula el resto de los valores.

De esta manera, no se utilizaron los valores de ángulo de incidencia (i y dip) obtenidos, sino que se calculará la distancia epicentral haciendo uso de una profundidad fija (ec. 20):

$$D_{epi} = \sqrt{D^2 + Prof_{fijada}^2} \quad (\text{ec. 20})$$

Haciendo uso de esta metodología obtendremos cuatro valores de distancia epicentral para cada evento parametrizado. Al utilizar distintas profundidades fijas para calcular la distancia epicentral (ver distancia epicentral en Metodología), obtuvimos cuatro valores distintos de distancia: para 2, 5, 10 y 15 km de profundidad (ver Figura 42).

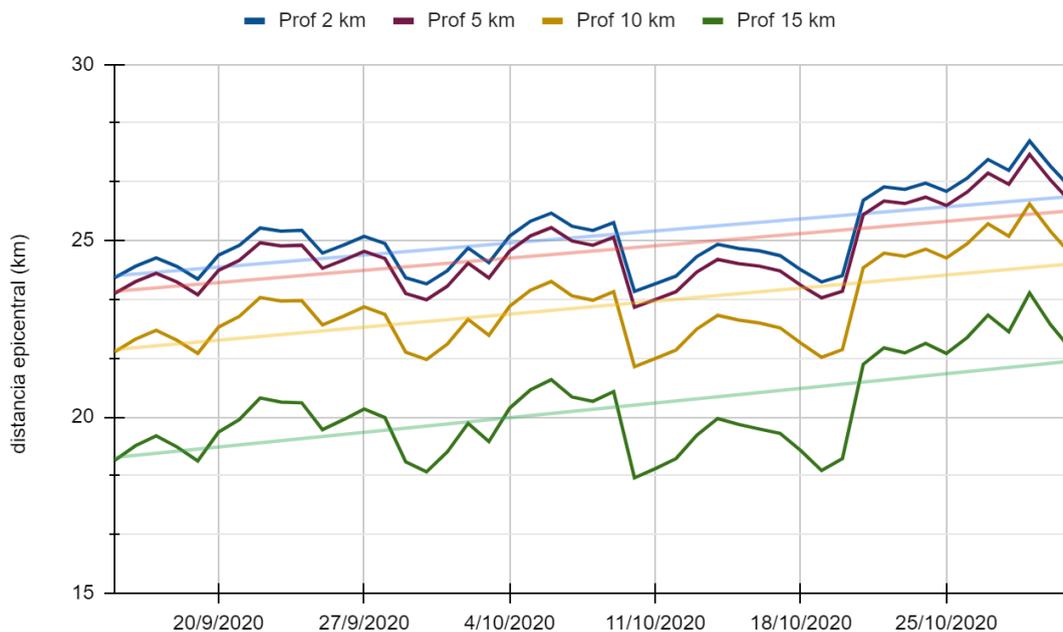


Figura 42. Promedios de distancia epicentral por día para las distintas profundidades fijadas con sus respectivas líneas de tendencia. Se puede observar un aumento en la distancia epicentral a la que están ocurriendo los eventos.

Para la presentación de los resultados, se utilizarán principalmente los valores de distancia para profundidad de 2 km, dado que son los que más se ajustan a los brindados por el servicio estadounidense.

La gran mayoría de los eventos ocurrieron entre 23 y $28 \pm 0,99$ km de distancia de la estación. Se observan dos grupos de distancias epicentrales principales.

Un primer conjunto de eventos ocurridos en 23 a $23,6 \pm 0,96$ km y otro en 25,40 a $26 \pm 1,0$. (ver Figura 43).

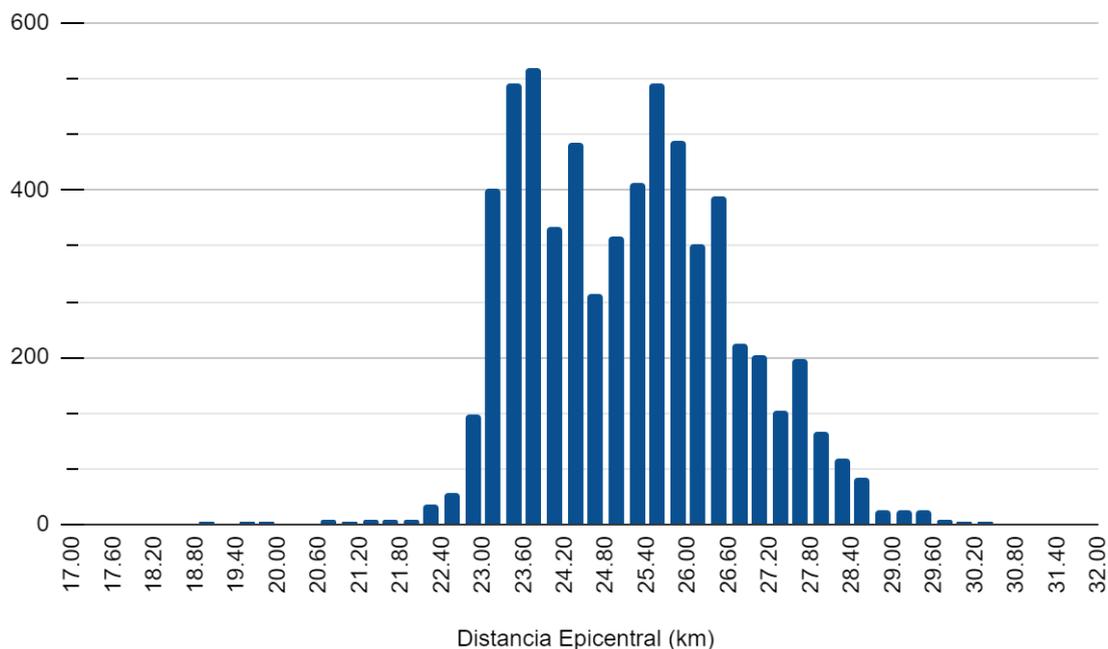


Figura 43. Histograma de distancia epicentral para una profundidad de 2 km. Se pueden observar dos picos principales entre 23 - 23,6 y otro en 25,40 - 26.

Se observa un notorio aumento de la distancia epicentral de los eventos con el avance del tiempo (ver Figura 44), registrando un promedio de distancia de $23,9 \pm 0,97$ km en el primer día del período y $26,5 \pm 1,1$ km en el último día. Este aumento se presenta relativamente constante con el paso de los días, a excepción de un salto importante entre los días 20/10/20 y 21/10/20, con una diferencia en el promedio de 2,1 km (ver Figura 44, superior).

Este aumento parecería a primera vista indicar una migración de la sismicidad, alejándose de la Isla Rey Jorge y adentrándose en la Cuenca Bransfield. Sin embargo, esto puede no ser cierto debido a la metodología utilizada para su cálculo. Dado que la profundidad se tomó como fija, una variación en la distancia epicentral simplemente refleja una variación igual a la de la distancia hipocentral.

Variaciones en la distancia hipocentral podrían significar o un aumento real en la distancia epicentral (y por ende una migración lateral de la sismicidad), o un aumento en la profundidad de los eventos. Estas hipótesis son analizadas posteriormente en la Discusión.

Adicionalmente, se compararon los resultados de distancia epicentral con los de magnitud. Se puede observar una muy leve tendencia al aumento de la distancia epicentral con el aumento de la magnitud (ver Figura 45).

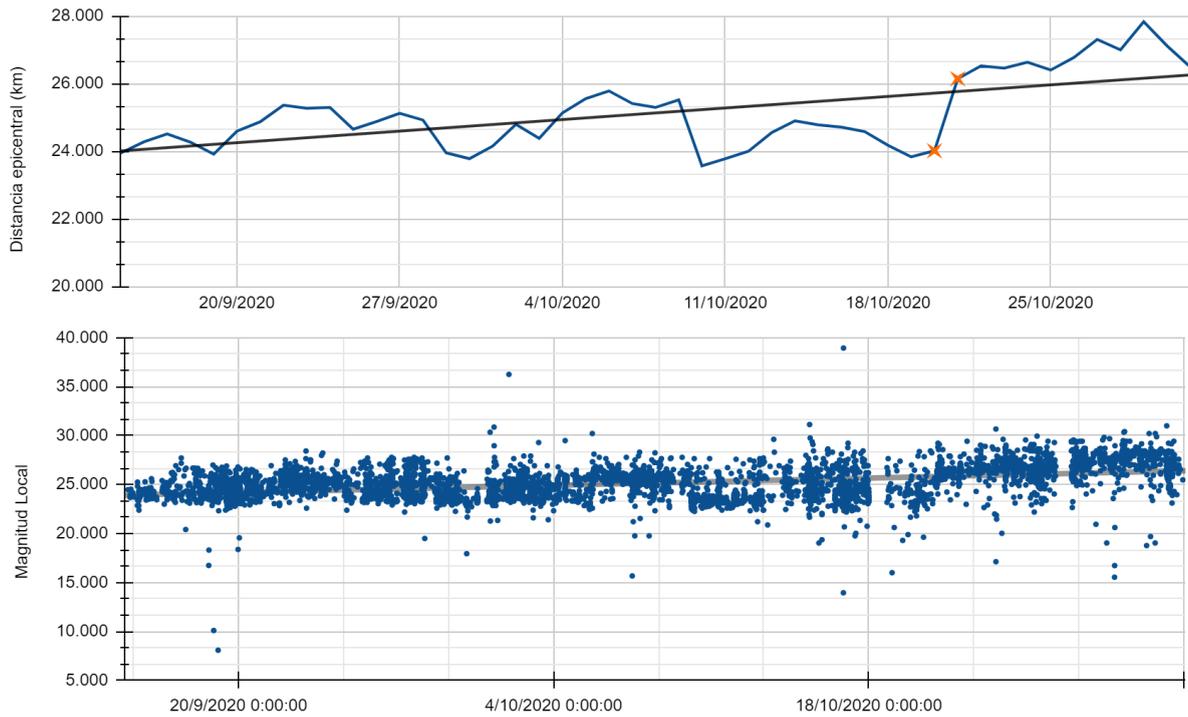


Figura 44. Distancia epicentral en kilómetros para profundidad de 2 km en función de la fecha. Promedio de distancia epicentral por fecha (superior) y gráfico de dispersión de distancia epicentral por fecha y hora (inferior). En el gráfico superior se pueden observar resaltados (x) los datos para los días 20/10/20 y 21/10/20, donde se observa un repentino salto en la distancia epicentral promedio de 2,1 km.

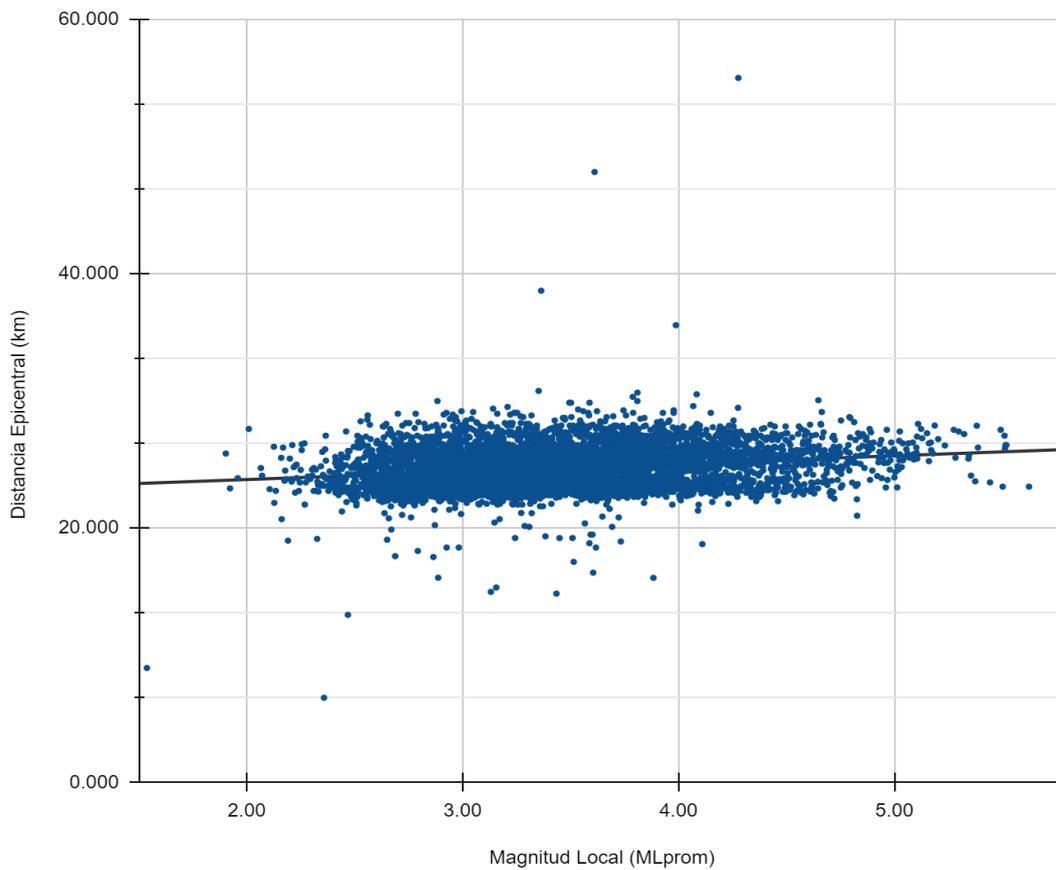


Figura 45. Gráfico de dispersión de distancia epicentral en kilómetros para profundidades de 2 km, en función de la magnitud local del evento. La línea de tendencia muestra un leve aumento de la distancia con el aumento de la magnitud.

El aumento de la distancia con la magnitud parecería es poco significativo, pero parecería indicar que los eventos más fuertes ocurren a más lejos de la estación y más cerca del volcán Orca.

Localización

Todos los eventos parametrizados fueron localizados en términos de latitud y longitud. Dado se obtuvieron cuatro valores distintos de distancia epicentral, cada evento cuenta con cuatro localizaciones distintas (ver los distintos mapas de localización, Anexo 1 - 4).

La mayor parte de los eventos se concentran a una distancia de entre 23 y 28 km de la estación (ver [Figura 46](#)). Los eventos en esta zona se arreglan en forma alargada en dirección N30°. El arreglo coincide en buena medida con la porción final de la Falla Orca.

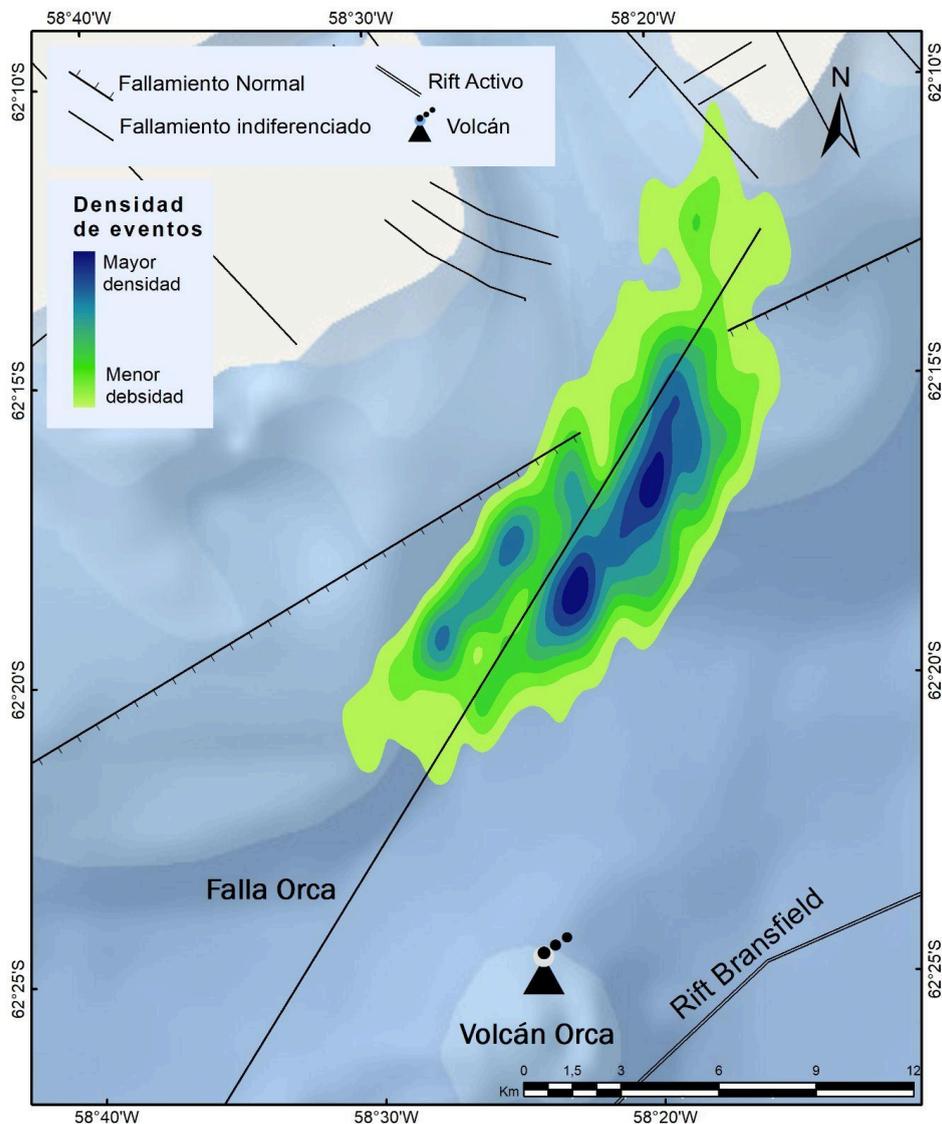


Figura 46. Heatmap de la zona con mayor densidad de eventos escala 1:150.000. Nótese el arreglo alargado en sentido noreste que presentan los eventos y su coincidencia con la Falla Orca.

Si bien los eventos analizados son en su mayoría volcánicos (ver sección de Clasificación de eventos) esta falla parece mantener una estrecha relación con el enjambre sísmico. Esto podría indicar que la Falla Orca controla en alguna medida el magmatismo responsable de los terremotos del período.

En la [Figura 46](#) se pueden observar dos ubicaciones que concentran las densidades más altas. Cada una de ellas corresponde a los picos de 23 a 23,6 y 25,40 a 26 km de distancia epicentral.

Observando los mapas de eventos (ver [Figura 35](#) y [Anexos 1-4](#)), se puede notar que los sismos parecen distribuirse esbozando una circunferencia al rededor de la estación. Esto es aún más evidente en los sismos de menores magnitudes (ver [Anexo 1](#)).

Esta particular distribución parece deberse a que la forma de localizar los eventos implica calcular tanto la distancia a la estación como el azimut. Se estima que la distancia epicentral de los eventos es confiable, mientras que la dirección a la que se encuentran presenta mayor incertidumbre. Esto genera que la localización de los eventos tienda a formar una circunferencia a una distancia determinada de la estación sismológica. Además, se cree que la circunferencia se acentúa en los mapas de eventos menores debido a que estos presentan un primer movimiento de la onda P de mucha menor amplitud y más próxima al ruido sísmico. De ser así, el fenómeno está intrínsecamente relacionado al método de localización con una sola estación.

Si bien, se puede notar esta distribución levemente en otros trabajos (como en [Loureiro et al., 2021](#) y [Cesca et al., 2022](#); ver [Figura 56](#)), en general no muestran una circunferencia tan marcada, porque la cantidad de eventos es mucho menor a la analizada en este trabajo aunado a que los resultados suelen presentarse con los eventos de mayores magnitudes y localizaciones más fiables.

Más allá de que fueron revisados nuevamente, la incertidumbre en la localización de aquellos eventos ubicados en porción noroeste a noreste, queda planteada y no es posible resolverla contando con una sola estación.

Clasificación de eventos

Clasificamos los eventos ocurridos en el período analizando su forma de onda y su espectro de frecuencias.

La gran mayoría de los eventos son clasificados como volcánicos, al menos el 90% de ellos corresponden a este tipo. Adicionalmente, los sismos más importantes (de mayor magnitud) suelen ser de este estilo.

Poseen una forma de onda particular (ver [Figura 47](#)) en donde el arribo de las ondas P y S es muy marcado en las tres componentes, mientras que luego de

los primeros movimientos de estas fases, las amplitudes son mucho menores. La onda P se observa notoriamente en la componente vertical, mientras que la onda S exhibe sus máximas amplitudes en las componentes horizontales. Las mayores frecuencias para los eventos volcánicos se encuentran entre los 20 y 30 Hz.

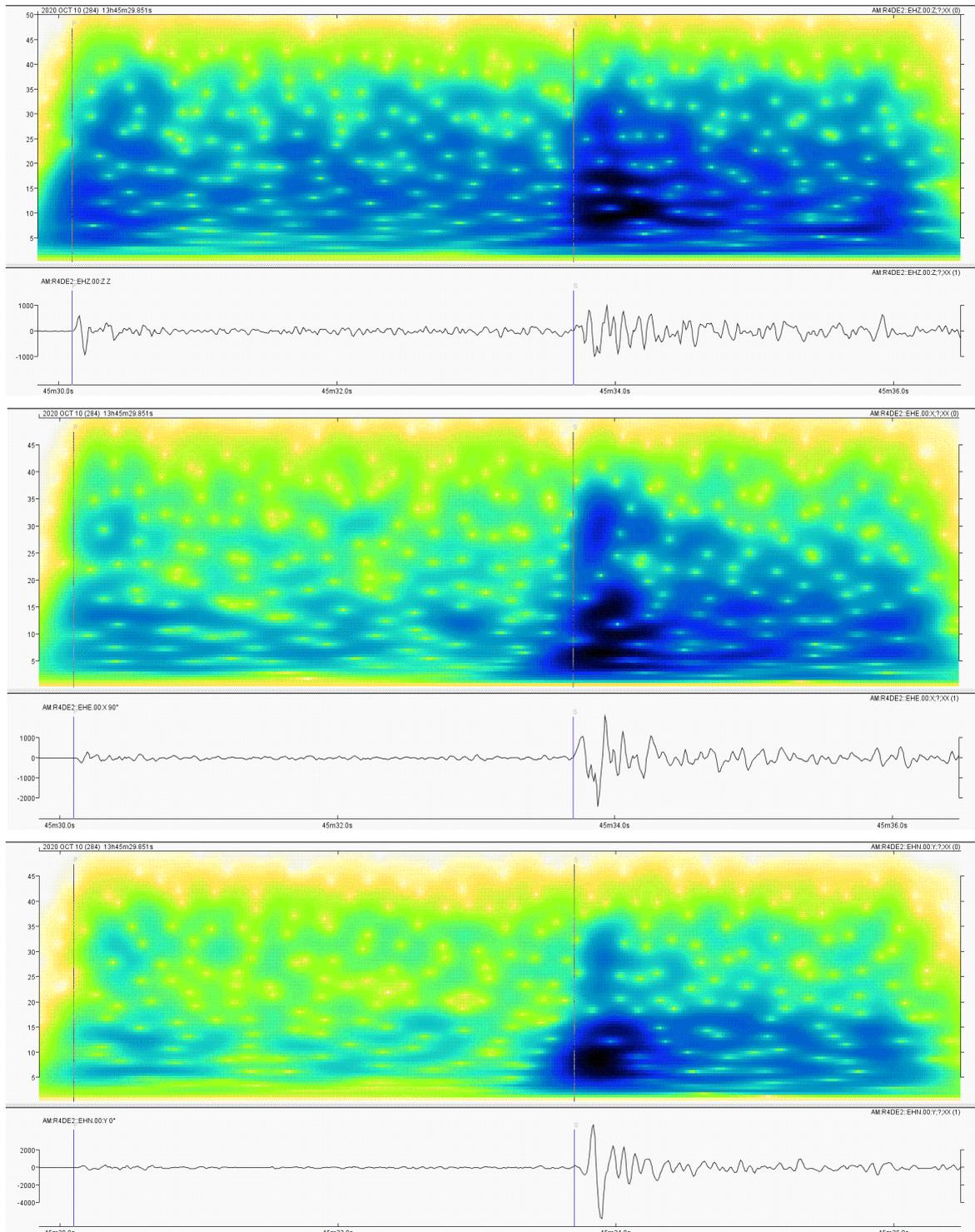


Figura 47. Sismograma y espectrograma de frecuencias para eventos volcánicos. Componentes: vertical (superior), horizontal norte (central) y horizontal este (inferior). Se pueden observar las fases P y S identificadas tanto en el sismograma como en el espectrograma. Evento ocurrido el 10/10/2020 a las 13:45:26 h con una magnitud local de 4,72.

En una proporción mucho menor se reconocen también eventos de naturaleza volcano-tectónica. Estos eventos tienen una forma de onda en donde las fases P y S no son tan claras y las altas amplitudes se mantienen, o incluso aumentan, luego de las llegadas de las fases principales (ver [Figura 48](#)).

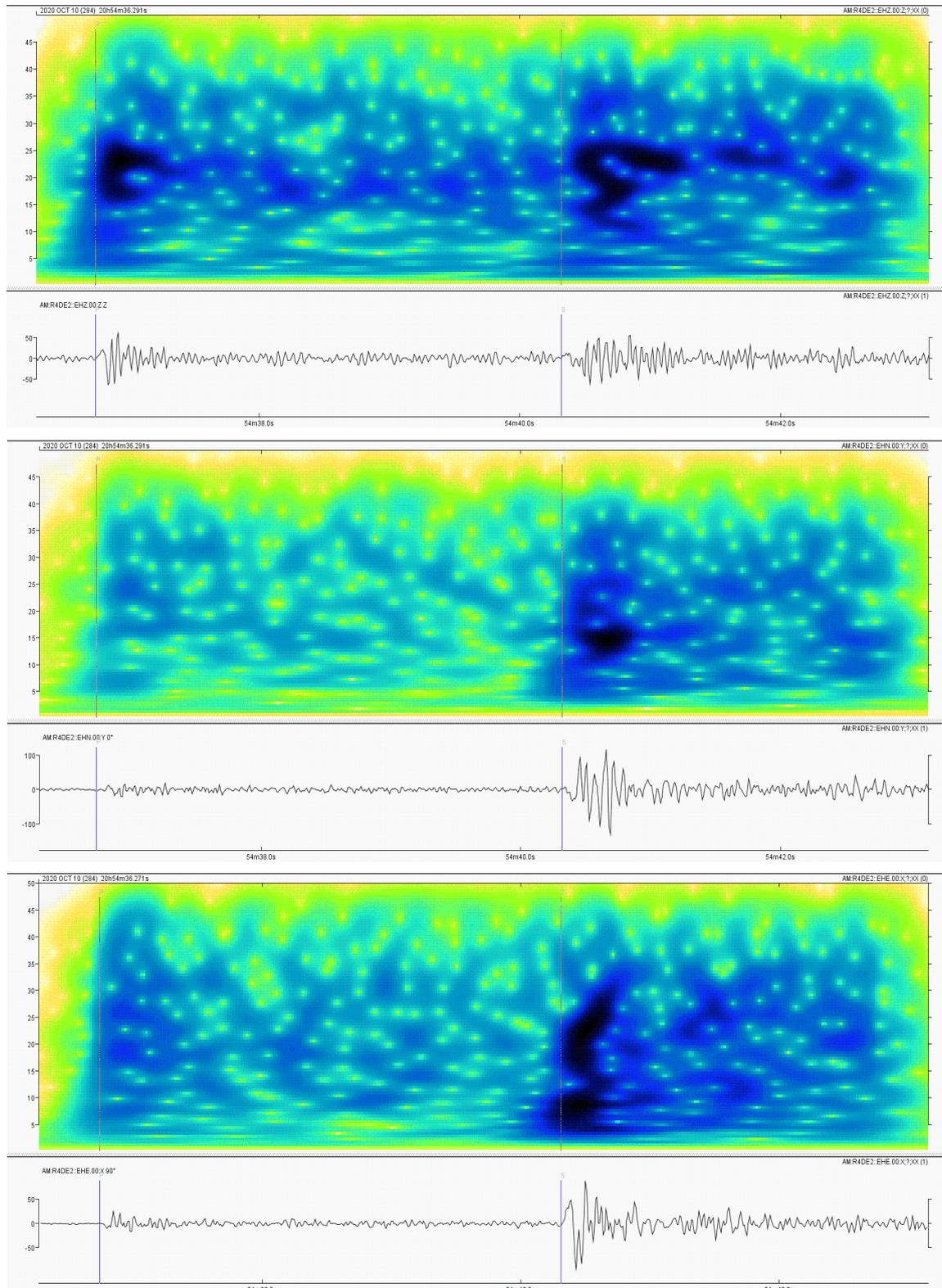


Figura 48. Sismogramas y espectrogramas de frecuencia para las tres componentes de un evento volcano-tectónico. Componentes: vertical (superior), horizontal norte (central) y horizontal este (inferior). Evento ocurrido el 15/10/2020 a las 22:01:54 h con una magnitud local de 3,48.

Las oscilaciones suelen ser más erráticas, con múltiples aumentos y descensos antes de lograr una longitud de onda completa. En comparación, los eventos volcánicos presentan oscilaciones mucho más regulares (ver [Figura 49](#)).

En cuanto a las frecuencias, los sismos clasificados como volcano-tectónicos presentan un espectro de frecuencias más variado, abarcando frecuencias más altas de hasta 40 Hz, mientras que los volcánicos suelen concentrar frecuencias menores a 15 - 20 Hz.

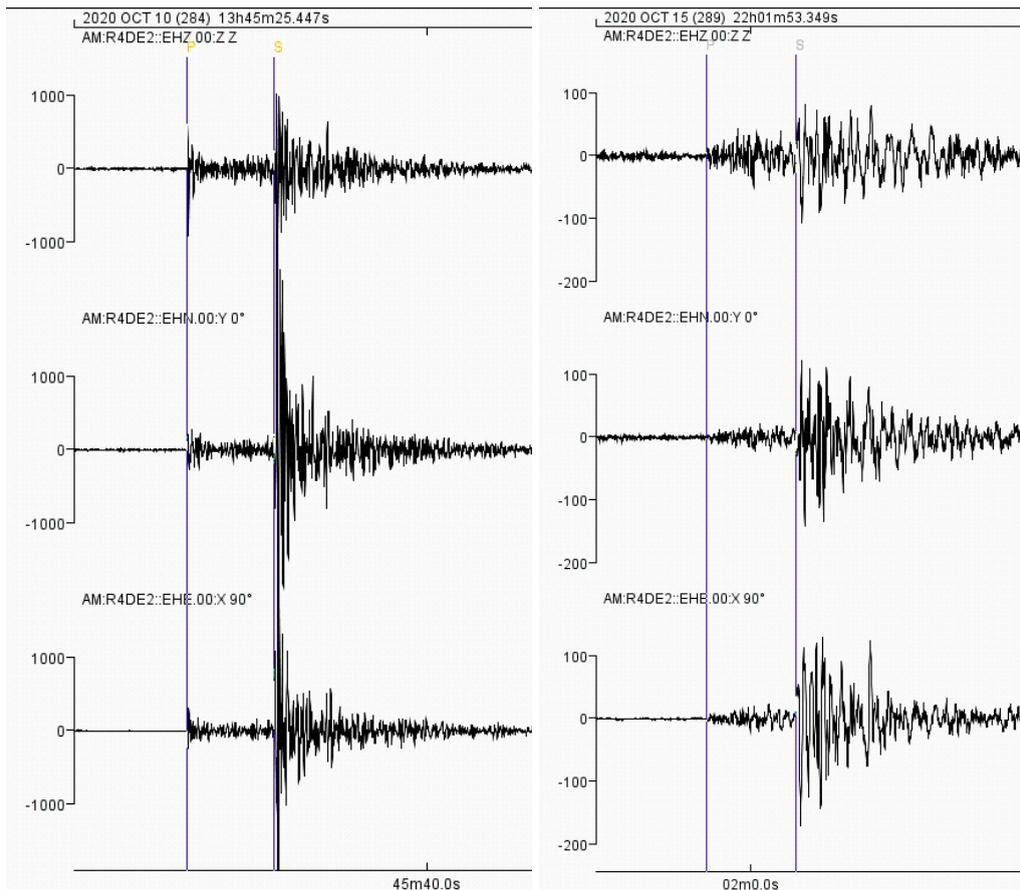


Figura 49. Comparación de sismogramas entre un evento volcánico (izquierda) y un evento volcano-tectónico (derecha). En cada sismograma se pueden observar las fases P y S identificadas en las tres componentes: vertical (superior), horizontal norte (central) y horizontal este (inferior). Evento volcánico 10/10/2020 a las 13:45:26 h con una magnitud local de 4,72; evento volcano-tectónico ocurrido el 15/10/2020 a las 22:01:54 h con una magnitud local de 3,48.

Como se mencionó anteriormente, los eventos más grandes suelen ser del tipo volcánico, sin embargo, difieren en el espectro de frecuencias que contienen. Los sismos de magnitud local mayores a 5 suelen presentar un espectro de frecuencias mucho más restringido a frecuencias bajas, menores a 5 Hz (ver [Figura 50](#)). Mientras tanto, los eventos más pequeños cuentan con frecuencias más altas entre 15 y 25 Hz.

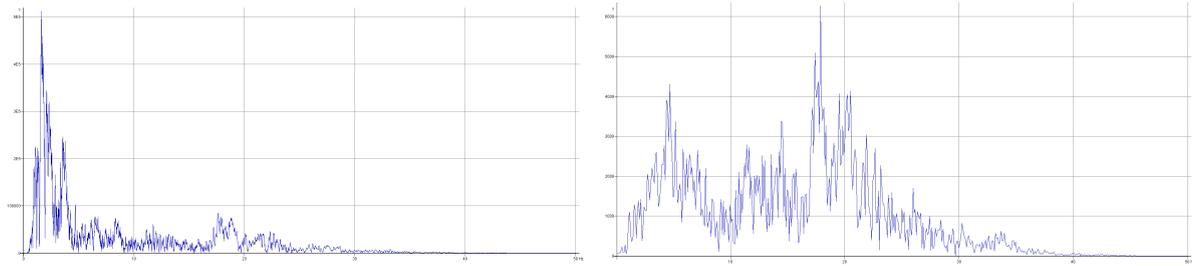


Figura 50. Espectro de frecuencias para un evento de magnitud local 5,5 (izquierda) y para otro de magnitud local 3,25.

Comparación con los datos del USGS

Se compararon los parámetros obtenidos para todos los eventos reportados por el USGS próximos a la Isla Rey Jorge ocurridos dentro del período de estudio (ver Figura 51). Para ese tiempo y lugar, el USGS reportó 82 eventos y todos ellos fueron encontrados en el registro y parametrizados correctamente con nuestra metodología.



Figura 51. Eventos reportados por el USGS para el período comprendido entre el 15/09/2020 y 31/10/2020 inclusive. El polígono de búsqueda está definido por los siguientes parámetros: latitud máxima: -61,47; latitud mínima: 62,775; longitud máxima: -56,536; longitud mínima: -60,798. Tomado de: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map>.

En primer lugar, comparamos las magnitudes reportadas por el USGS para cada evento, con los valores de magnitud espectral, magnitud local para la componente vertical y magnitud local promedio obtenidos en nuestro procesamiento (ver Figura 52). Todos los valores obtenidos se encuentran en promedio por encima de los reportados por el USGS, siendo el valor de magnitud local para la componente vertical el que presenta los valores más ajustados con una diferencia de +0,1.

Es importante mencionar que los valores obtenidos en este trabajo son del tipo ML (magnitud local) y Msp (magnitud espectral), mientras que los reportados por el USGS suelen variar, aunque en su mayoría son del tipo Mb.

Posteriormente, comparamos los valores de latitud y longitud para los eventos (ver Figura 53). Los valores de latitud son los que más se ajustan a los reportados por el USGS, con diferencias promedio que no superan los $+0.05^\circ$. Por otro lado, los valores longitud presentan más error, siendo el valor mínimo de -0.076° .

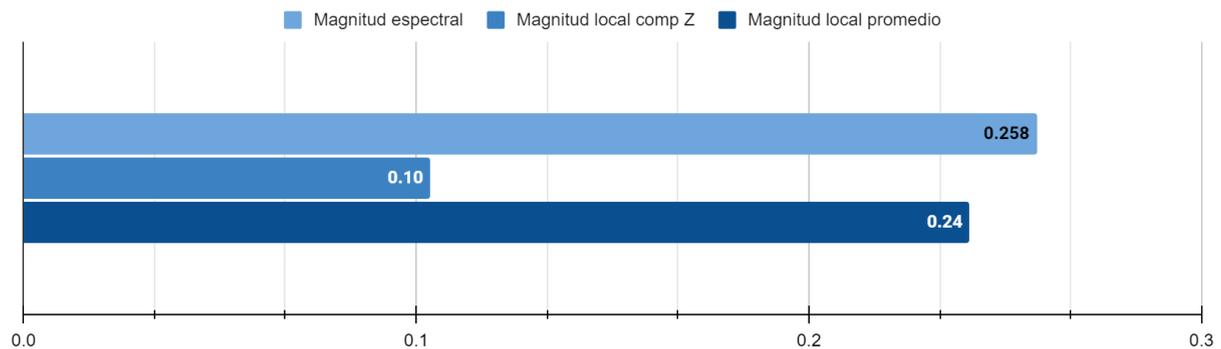


Figura 52. Promedios de diferencias entre los valores de magnitud calculados y los reportados por el USGS. Los valores que presentan la menor diferencia son los de magnitud local promedio con $-0,69$.

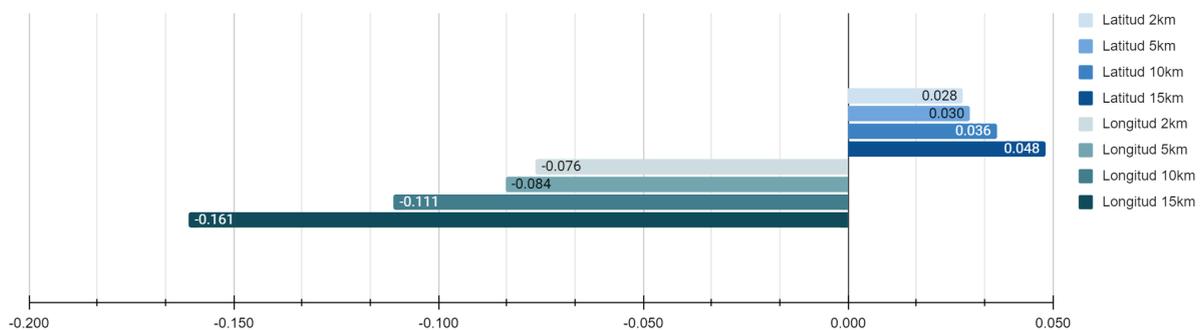


Figura 53. Promedios de diferencia entre los datos reportados por el USGS y valores de latitud y longitud calculados para las distintas profundidades. Los valores de diferencia mínimos ocurren para los cálculos realizados con una profundidad establecida en 2 km.

Los cálculos que presentan los valores con menos diferencia son los calculados asumiendo una profundidad de 2 km. Por este motivo, los datos generados para esta profundidad son los usualmente utilizados para la presentación de resultados.

Discusión

Cesca et al. (2022) reportaron ~85000 eventos ocurridos entre el 1.º de agosto de 2020 y el 31 de enero de 2021, próximos al volcán Orca, al sur de la Isla Rey Jorge. Estos eventos presentan una migración compleja con el paso del tiempo y parecen reflejar la intrusión de 0,26 – 0,56 km³ de magma. Los autores subdividen los seis meses de estudio en cuatro fases. Particularmente la fase 2 comienza el 29/08 y continúa hasta el 21/10 en donde comienza la fase 3 que culmina el 06/11 (ver Figura 54). La fase 2 se caracteriza por un aumento en la sismicidad y la magnitud de los eventos que desciende llegando al final de la fase. Se observan eventos profundos que son posteriormente acompañados por eventos más someros. Con estos datos, los autores sugieren a una rápida migración ascendente de un dique de magma. También reconocen una migración lateral debido a una variación en el *backazimuth* de los eventos procesados y a la localización de los eventos mayores. En la fase 3 se observa un nuevo incremento en la sismicidad.

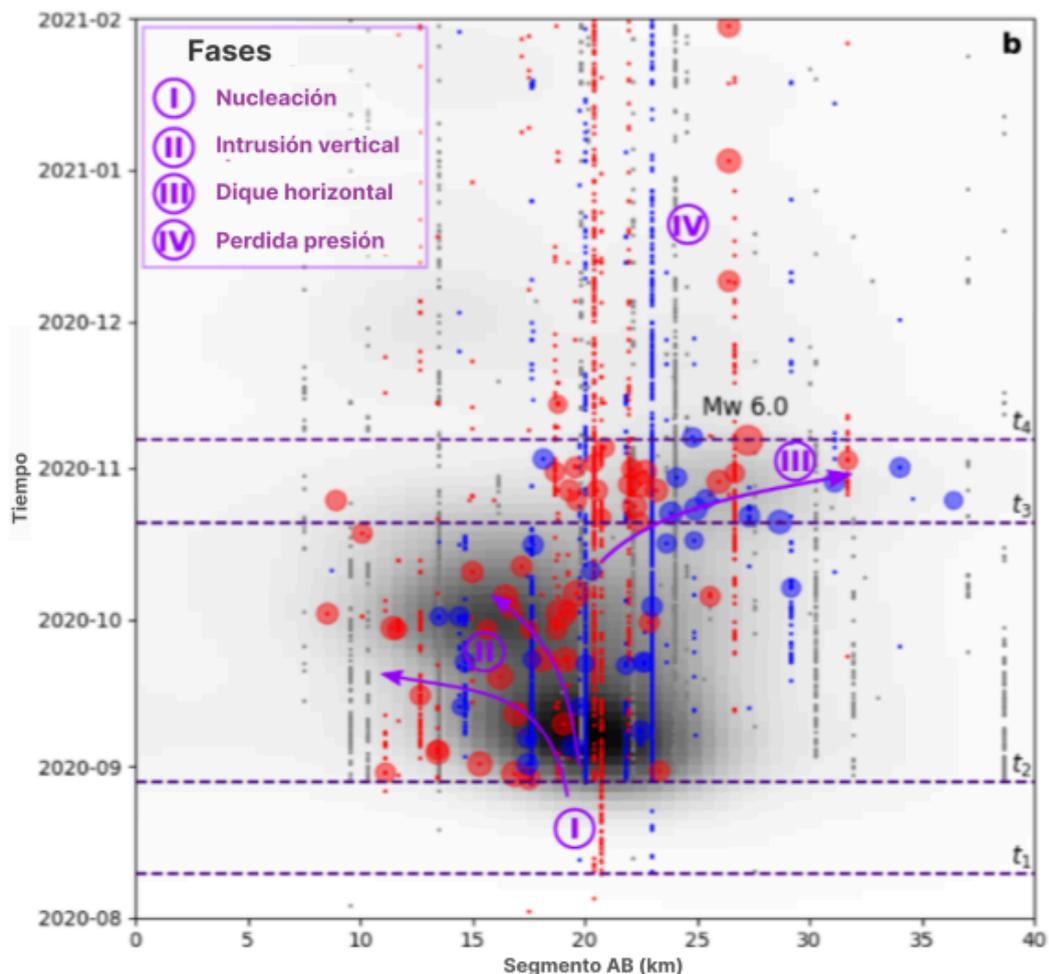


Figura 54. Evolución temporal de la sismicidad a lo largo de corte transversal. Las líneas horizontales discontinuas de color violeta marcan el tiempo de inicio de cuatro fases. Tomado de Cesca et al. (2022).

El período de estudio del presente trabajo quedaría completamente comprendido en las fases 2 y 3 de [Cesca et al. \(2022\)](#). Los resultados coinciden en buena medida con los propuestos por estos autores.

Entre el 15/09/2020 y el 31/10/2020, estimamos la ocurrencia de alrededor de ~20000 eventos sísmicos, lo cual es consistente con lo reportado por [Cesca et al. \(2022\)](#) si ponderamos los ~85000 eventos para los días analizados.

Desde el 15/09/2020 (comienzo del período de estudio) hasta el 10/10/2020 se observa un aumento tanto en la sismicidad como en la magnitud de los eventos parametrizados (ver [Figura 55](#)). La cantidad de eventos desciende luego del 10/10/2020 (el día con mayor ocurrencia de eventos), para posteriormente aumentar de nuevo luego del 21/10/2020. Esto se condice con lo sugerido para las fases 2 y 3 de [Cesca et al. \(2022\)](#), en donde la sismicidad aumenta hasta finales de la fase 2 (10/10/2020), luego disminuye (entre 10/10/2020 y 21/10/2020), para luego volver a aumentar en la fase 3 (luego del 21/10/2020). Podemos decir así que los resultados del presente trabajo se correlacionan muy bien con los reportados por [Cesca et al. \(2022\)](#) en términos de ocurrencia de eventos y magnitudes, y sus variaciones temporales.

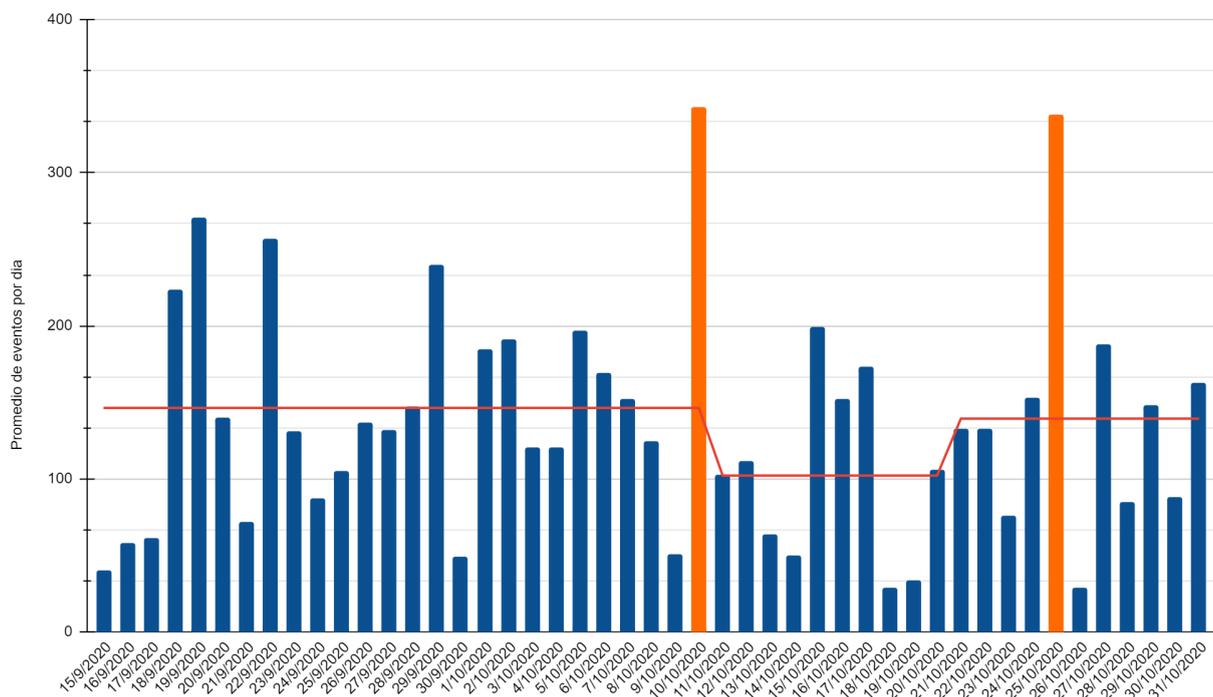


Figura 55. Eventos por día (barras) y promedios de eventos para los períodos reconocidos por Cesca et al. (2022) (línea roja). 146 eventos por día entre el 15/09/2020 y el 10/10/2020 (primera parte de fase 2); 102 eventos por día entre el 11/09/2020 y el 20/10/2020 (finales de la fase 2); 139 eventos por día desde el 21/09/2020 en adelante (fase 3).

Las localizaciones de los sismos parecen coincidir con las reportadas por Loureiro et al. (2021) y Cesca et al. (2022)(ver Figura 56).

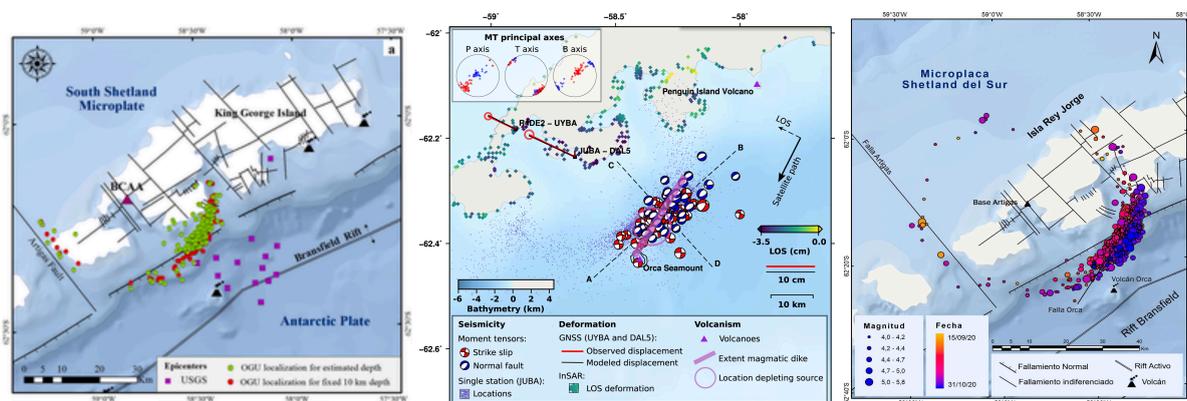


Figura 56. Comparación entre los mapas de eventos de Loureiro et al. (2021)(izquierda), Cesca et al. (2022)(centro) y el presente trabajo (derecha). Nótese cómo los eventos localizados se encuentran en la misma región y se presentan en un arreglo espacial similar.

En los datos obtenidos de distancia epicentral, podemos observar un aumento progresivo con el tiempo, el cual se agudiza luego del 21/10/20. Debido a que se utilizaron profundidades fijas para el cálculo de distancia epicentral, un aumento en este valor en realidad podría estar enmascarando un aumento en la profundidad de los eventos. Sin embargo, la hipótesis de un aumento en la profundidad de los eventos es completamente opuesta a los resultados de Cesca et al. (2022) quienes indican una somerización de los sismos, es decir, un descenso en la profundidad con el tiempo. Adicionalmente, los resultados de estos autores también muestran una migración lateral de los eventos. Debido a esta comparación, entendemos que la hipótesis más adecuada es la de una migración lateral hacia sureste. En el mapa de la Figura 35, se puede observar como los eventos más lejanos, son los más cercanos a la finalización del período estudiado.

Los datos de magnitud presentan muy buena correlación con los reportados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Con solo +0,1 de diferencia entre las magnitudes calculadas para la componente vertical y las reportadas por servicio, para estos datos podemos decir que, la metodología utilizada y los valores encontrados son de gran fiabilidad. De todos modos, la magnitud local promedio para las tres componentes es la utilizada para el reporte de resultados. Entendemos que este dato es el que mejor refleja la energía liberada por un sismo, ya que contempla no solo los desplazamientos verticales, sino los horizontales también.

Las localizaciones de los eventos sísmicos también presentan buena correlación con las reportadas por el USGS. Diferencias promedio de solamente +0,028° y -0,078° para latitud y longitud, respectivamente, representan solamente entre 3 y 5 km de diferencia en los valores obtenidos. Si bien estas distancias pueden

parecer grandes, si las comparamos con las distancias epicentrales calculadas (del orden de los 23-24 km), son muy buenos valores, teniendo en cuenta que la metodología de localización con una sola estación retorna resultados con errores considerables. De todos modos, las localizaciones que mejor se ajustan a las reportadas por el USGS, son las obtenidas para valores de profundidad de 2 km, mientras que los eventos del servicio presentan profundidades del entorno de los 10 km. Para una profundidad de 10 km, los valores de latitud y longitud obtenidos son menos exactos (+0,48° y -0,111° respectivamente).

Una profundidad de 2 km no sería la más adecuada teniendo en cuenta los antecedentes para el enjambre sísmico. Su elección se basa principalmente en su buena correlación con los datos del USGS. Una profundidad de 5 km o incluso mayor podrían correlacionarse mejor con los antecedentes. De todos modos, la diferencia en los resultados para estas dos profundidades no representa grandes modificaciones, por lo que no altera las hipótesis y conclusiones finales realizadas en este trabajo. Los resultados obtenidos para cada evento con las distintas profundidades pueden observarse en el Anexo 5.

Esto parece sugerir que la metodología utilizada podría necesitar algunos ajustes o directamente no ser de gran fiabilidad en términos de localización. Aun así, los resultados siguen siendo buenos, y su correlación moderada con los de el USGS, es consistente por la gran cantidad de datos generados, lo que permite una estadística muy confiable. Como última aclaración, no es la primera vez que los eventos reportados por el servicio estadounidense presentan diferencias con los eventos localizados en publicaciones académicas. En [Loureiro et al. \(2021\)](#) la localización de los eventos no coincide perfectamente con los datos de el USGS (ver [Figura 56](#), izquierda), aunque se encuentran muy próximos.

Los datos de [Loureiro et al. \(2021\)](#) no corresponden al mismo período de estudio que el presente trabajo. De todos modos, comparando las magnitudes y la localización de los eventos, podemos decir que los resultados se correlacionan correctamente.

Los sismos analizados suelen presentarse aglomerados en cortos períodos de tiempo, separados por lapsos con una sismicidad mucho menor. Continuando con la hipótesis de [Cesca et al. \(2022\)](#), que sugiere la intrusión de un dique con un rápido ascenso, podríamos intuir que estos intervalos de intensa actividad sísmica responden a momentos puntuales en donde el dique logra avanzar a través de la roca caja. Esto generaría una gran cantidad de sismos para menguar luego de unas horas. Este ciclo volvería a comenzar, posiblemente en respuesta a un nuevo pulso que abastece al dique y propicia su avance, o a una lenta acumulación de material que presiona la roca caja hasta alcanzar su esfuerzo de ruptura.

Conclusiones

Se logró la parametrización de 6362 eventos sísmicos ocurridos entre el 15/09/2020 y el 31/10/2020, proporcionando magnitud, distancia epicentral, y ubicación en términos de latitud y longitud.

Durante el período analizado, se registró un promedio de 135,4 sismos por día, con picos de actividad en los días 10 y 25 de octubre.

Se observó una tendencia al aumento de la sismicidad hasta el 10/10/2020 inclusive, donde luego de un descenso vuelve a aumentar progresivamente hasta el final del período de estudio.

Se observa un aumento progresivo en la distancia epicentral de los eventos a lo largo del tiempo, indicando una migración de la sismicidad en dirección sureste, alejándose de la Isla Rey Jorge.

La mayoría de los eventos fueron clasificados como volcánicos. Los eventos volcano-tectónicos fueron menos comunes. Esto indicaría un origen volcánico para el enjambre sísmico, lo que concuerda con lo propuesto por otros autores.

Los resultados son consistentes con estudios previos que sugieren la intrusión de un dique, con un aumento de actividad sísmica en fases específicas.

Los resultados obtenidos mostraron buena correlación con los datos del USGS en términos de magnitudes y ubicaciones.

Aunque la metodología demostró ser confiable en muchos aspectos, se necesitaron ajustes en tema de localización de eventos a diferentes profundidades.

El enjambre sísmico analizado abarca una considerable cantidad de eventos sísmicos y su duración temporal es significativamente más extensa que el periodo estudiado en este trabajo. Es imperativo realizar una investigación más detallada, centrándose especialmente en la perspectiva magmática intrusiva, para comprender a fondo la relación entre la actividad sísmica y los procesos magmáticos asociados

El estudio proporciona una visión detallada de la actividad sísmica en la región durante el período analizado, respaldando teorías previas sobre la intrusión de un dique magmático y destacando la importancia de la parametrización precisa para comprender mejor estos fenómenos.

Referencias

- Almendros, J., Wilcock, W., Soule, D., Teixido, T., Vizcaíno, L., Ardanaz, O., Granja-Bruna, J. L., Martín-Jiménez, D., Yuan, X., Heit, B., Schmidt-Aursch, M. C., Geissler, W., Dziak, R., Carrion, F., Ontiveros, A., Abella, R., Carmona, E., Agüí-Fernandez, J. F., Sanchez, N., Serrano, I., Davoli, R., Krauss, Z., Kidiwela, M., Schmahl, L. (2020). BRAVOSEIS: Geophysical investigation of rifting and volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102834. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102834>
- Almendros, J., Carmona, E., Jiménez, V., Díaz-Moreno, A., Lorenzo, F. (2018). Volcano-tectonic activity at deception island volcano following a seismic swarm in the Bransfield Rift (2014–2015). *Geophysical Research Letters*, 45(10), 4788–4798.
- Barker, D. H., 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, P. F. (1982). The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest–trench interactions. *Journal of the Geological Society*, 139(6), 787–801.
- Barton, C. M. (1965). The geology of the South Shetland Islands: III. The stratigraphy of King George Island.
- Bastías, J., Chew, D., Villanueva, C., Riley, T., Manfroi, J., Trevisan, C., Leppe, M., Castillo, P., Poblete, F., Tetzner, D., Giuliani, G., López, B., Chen, H., Zheng, G.-G., Zhao, Y., Gao, L., Rauch, A., Jaña, R. (2023). The South Shetland Islands, Antarctica: Lithostratigraphy and geological map. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1002760>
- Båth, M. (1979). Earthquake Mechanism. In *Introduction to Seismology* (pp. 169–202). Basel: Birkhäuser Basel.
- Birkenmajer, K. (1994). Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: An overview. *International Journal of Earth Sciences*, 83(2), 309–321. <https://doi.org/10.1007/BF00210547>
- Birkenmajer, K., Gaździcki, A., Wrona, R. (1983). Cretaceous and Tertiary fossils in glacio-marine strata at Cape Melville, Antarctica. *Nature*, 303(5912), 56–59.
- Birkenmajer, K. (1989). A guide to tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*, 10(4).
- Biryol, C. B., Lee, S. J., Lees, J. M., Shore, M. J. (2018). Lithospheric structure of an incipient rift basin: Results from receiver function analysis of Bransfield Strait, NW Antarctic Peninsula. *Polar Science*, 16, 47–58.
- Cande, S. C., Herron, E. M., Hall, B. R. (1982). The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(1), 63–74.
- Cesca, S., Sukan, M., Rudzinski, Ł. et al. Massive earthquake swarm driven by magmatic intrusion at the Bransfield Strait, Antarctica. *Commun Earth Environ* 3, 89 (2022). <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00418-5>
- Chanes, A. C., Ferreiro, M., Plenc, F., Sequeira, M., Sanchez, L., Loureiro, J. (2022). Procesamiento y análisis de datos sísmicos de la estación sísmológica R4D2, Isla Rey Jorge (Islas

Shetland del Sur, Antártida), del mes de octubre 2020. Programa de Apoyo a la Investigación Estudiantil (PAIE), Udelar.

Christeson, G. L., Barker, D. H. N., Austin, J. A., Dalziel, I. W. D. (2003). Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108. <https://doi.org/10.1029/2003JB002468>.

Diehl, T., y Kissling, E. (2007). Users guide for consistent phase picking at local to regional scales. Institute of Geophysics, ETH Zurich, Switzerland.

Dietrich, R., Dach, R., Engelhardt, G., Ihde, J., Korth, W., Kutterer, H. J., Lindner, K., Mayer, M., Menge, F., Miller, H., Müller, C., Niemeier, W., Perlt, J., Pohl, M., Salbach, H., Schenke, H. W., Schöne, T., Seeber, G., Veit, A., Völksen, C. (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. <https://doi.org/10.1007/s001900000147>.

Dziak, R. P., Park, M., Lee, W. S., Matsumoto, H., Bohnenstiehl, D. R., Haxel, J. H. (2010). Tectonomagmatic activity and ice dynamics in the Bransfield Strait back-arc basin, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B1).

Espinoza Celi, J. A., Cahuana-Yáñez, N. G., Martillo-Bustamante, C. E., & González-Bonilla, M. (2023). Bransfield Strait and South Shetland Islands sedimentary basement and upper crustal structure: An analysis of gravity and magnetic data at the northwestern area of the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 852. <https://doi-org.proxy.timbo.org.uy/10.1016/j.tecto.2023.229771>

Feenstra, J., Hull, A., Li, F., Fraser, J., Howard, M., McMorran, T. (2019). Estimating seismic Hazard with sparse data: Seismic source model and sensitivity of a PSHA for Palmer Station, Antarctica. *Pacific Conference on Earthquake Engineering* (185), 1–11 (New Zealand).

Ferguson, D. (1921). III.—Geological Observations in the South Shetlands, the Palmer Archipelago, and Graham Land, Antarctica. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 53(1), 29-55.

Fisk, M. R., (1990). Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2–3), 91-101. ISSN 0895-9811. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90022-S](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90022-S).

Galindo-Zaldivar, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S., Bochu, Y. (2004). Tectonic development of the Bransfield basin and its prolongation to the South Scotia ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206(1–4), 267–282.

Gonzalez-Ferrán, O. (1985). Volcanic and tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula-Late Cenozoic to recent. *Tectonophysics*, 114, 389–409.

González-Casado, J. M., Robles, J. L. G., López-Martínez, J. (2000). Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin. *Geology*, 28(11), 1043–1046.

Grad, M., Guterch, A., Janik, T. (1993). Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica. *Geophysical Journal International*, 115(2), 586–600.

Haase, K. M., Beier, C., Fretzdorff, S., Smellie, J. L., Garbe-Schönberg, D. (2012). Magmatic evolution of the South Shetland Islands, Antarctica, and implications for continental crust formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(6), 1103–1119. <https://doi-org.proxy.timbo.org.uy/10.1007/s00410-012-0719-7>.

Hatzky, J. (2005). Ampère Seamount (Sect. 5.2. 6, pp. 131-132). Arctic Ocean and Its Constituent Seas; Bathymetry and Physiography (Sect. 5.4. 1, pp. 202-206). The Orca Seamount Region, Antarctica (Sect. 5.5. 2, pp. 222-223). En Wille, Peter C." Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring", Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

Havskov, J., Ottemoller, L. (2010). Routine data processing in earthquake seismology: with sample data, exercises and software. Springer Science & Business Media.

Havskov, J., Alguacil, G. (2002) Instrumentation in Earthquake Seismology, No. 358. Springer, Dordrecht.

Hawkes, D.D. (1961). The Geology of the South Shetland Islands. Falkland Islands Dependencies Survey.

Herron, E.M., Tucholke, B.E. (1976). Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the south eastern Pacific. En:- Hollister C D and co-workers, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: 35, 1J.S. Govt. Printing Office: Washington D.C., 263-278.

Ibáñez, J. M., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., Del Pezzo, E. (1997). Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica'. Geophysical Research Letters, 24(5), 531-534.

Kaminuma, K. (1996). On the possibility of detecting absolute crustal uplift at syowa station, Antarctica. Proc. NIPR Syrup. Antarct. Geosci, 9, 16-23.

Kaminuma, K. (1995). Seismicity around the Antarctic Peninsula. Polar Geoscience, 8, 35-42.

Kaminuma, K. (2000). A revaluation of the seismicity in the Antarctic. Polar Geoscience, 13, 145-157.

Kanao, M. (2014). Seismicity in the Antarctic Continent and Surrounding Ocean. Open Journal of Earthquake Research, 3, 5-14.

Keller, R. A. (1989). Geochemistry of Quaternary, Rift-Related Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. Master Thesis, Oregon State University.

Klepeis, K. A., Lawver, L. A. (1996). Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101, 20211-20231. <https://doi.org/10.1029/96JB01510>.

Kim, H., Lee, J. I., and Choe, M. Y. (2000). Geochronologic evidence for early cretaceous volcanic activity on Barton peninsula, king george island, Antarctica. Polar Res. 19 (2), 251-260. doi:10.3402/polar.v19i2.6549

Livermore, R., Balanyá, J. C., Maldonado, A., Martínez, J. M., Rodríguez-Fernández, J., de Galdeano, C. S., Viseras, C. (2000). Autopsy on a dead spreading center: the Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica. Geology, 28(7), 607-610.

Loureiro, J., Sánchez, L., Castro-Artola, O. A., Castro, H., Rodríguez, M., & Latorres, E. (2021). A seismic swarm at the Bransfield Rift, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences, 111, 103412. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103412>.

Machado, A. (1997). Petrologia, geoquímica e geologia estrutural da Península Fildes. Ilha Rei George, Antártica (M.Sc. thesis. Brazil: Federal University of Rio Grande do Sul, 182.

Machado, A., Chemale, F., Conceição, R. V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O., & Van Schmus, W. R. (2005). Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos*, 82(3-4), 435–453. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.026>

Magni, V. (2019). The effects of back-arc spreading on arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 519, 141–151.

Nelson, E. P. y Forsythe, R. D. (1989). Ridge collision at convergent margins: Implications for Archean and post-Archean crustal growth. En: Ashwal, L. D. (Ed.), *Growth of the Continental Crust*, vol. 161, 307–315. *Tectonophysics*.

Ortiz, R., García, A., Aparicio, A., Branco, I., Felpeto, A., Rey Del, R., Villegas, M.T., Ibanez, J.M., Morales, J., Pezzo Del, E., Olmedillas, J.C., Astiz, M., Vila, J., Ramos, M., Viramonte, J.G., Riso, C., Caselli, A., 1997. Monitoring of the volcanic activity of Deception Island, South Shetland islands, Antarctica (1986-1995). En: Ricci, C.A. (Ed.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication, Siena. pp. 1071–1076.

Parera-Portell, J. A., Mancilla, F. D. L., Almendros, J., Morales, J., & Stich, D. (2023). Slab tearing underneath the Bransfield Strait, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 50(13), e2023GL103813.

Pedraza, A., Ruiz-Constán, A., Heredia, N., Galindo-Zaldívar, J., Bohoyo, F., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Somoza, L. (2012). The fracture system and the melt emplacement beneath the Deception Island active volcano, South Shetland Islands, Antarctica.

Pelayo, A. M. y Wiens, D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7293–7320.

Poli, P., Cabrera, L., Flores, M. C., Báez, J. C., Ammirati, J. B., Vásquez, J., & Ruiz, S. (2022). Volcanic origin of a long-lived swarm in the Central Bransfield Basin, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 49(1), e2021GL095447.

Rey, J., Somoza, L., Martínez-Frías, J. (1995). Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15(1), 1–8.

Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the seismological society of America*, 25(1), 1–32.

Robertson, M. S. D., Wiens, D. A., Koper, K. D., Vera, E. (2002). Crustal and upper mantle structure of southernmost South America inferred from regional waveform inversion. *AGUFM (S52A)*, 1062–1062.

Robertson M. S. D., D. A. Wiens, P. J. Shore, E. Vera, and L. M. Dorman (2003), Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment, *J. Geophys. Res.*, 108, 2461, doi:10.1029/2003JB002416, B10.

Rodrigo, C., Blamey, J. M., Huhn, O., Provost, C. (2018). ¿Existe un flujo hidrotermal activo desde el monte submarino Orca en el estrecho Bransfield, Antártica? *Andean Geology*, 45(3), 344–356.

Schmidt y Esquivel, L. C. (2022). Análisis de datos acelerográficos de Costa Rica para la generación de modelos de atenuación: periodo 1998 a 2021. *Revista geológica de América central*, 67, 1–23.

Schreider, Al. A., Schreider, A. A., & Evsenko, E. I. (2014). The stages of the development of the basin of the Bransfield Strait. *Oceanology*, 54, 365-373.

Seivane, H., Martín, R., Almendros, J., Wilcock, W., & Soule, D. (2022). Microseismicity around Orca submarine volcano, Bransfield Strait, Antarctica, during 2019-2020 from OBS data. *Authorea Preprints*.

Solari, M. A., Hervé, F., Martinod, J., Le Roux, J. P., Ramírez, L. E., Palacios, C. (2008). Geotectonic evolution of the Bransfield basin, Antarctic Peninsula: Insights from analogue. *Antarctic Science*, 20(2), 185-196.

Smellie, J. L., Pankhurst, R. J., Thomson, M. R. A., & Davies, R. E. S. (1984). The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 87, 1-85.

Smellie, J. L., Hunt, R. J., McIntosh, W. C., and Esser, R. P. (2021a). Lithostratigraphy, age and distribution of Eocene volcanic sequences on eastern king george island, South Shetland islands, Antarctica. *Antarct. Sci.* 33, 373-401. (in press). doi:10.1017/s0954102021000213

Smellie, J. L., McIntosh, W. C., Whittle, R., Troedson, A., and Hunt, R. J. (2021b). A lithostratigraphical and chronological study of Oligocene-Miocene sequences on eastern King George Island, South Shetland Islands (Antarctica), and correlation of glacial episodes with global isotope events. *Antarct. Sci.* 33 (5), 502-532. doi:10.1017/s095410202100033x

Somoza, L., Martínez-Frías, J., Smellie, J. L., Rey, J., Maestro, A. (2004). Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. *Marine Geology*, 203(1-2), 119-140.

Taylor, F. W., Bevis, M. G., Dalziel, I. W. D., Smalley, R., Frohlich, C., Kendrick, E., Foster, J., Phillips, D. A., Gudipati, K. (2008). Kinematics and segmentation of the South Shetland Islands-Bransfield Basin system, northern Antarctic Peninsula. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), Q04035. <https://doi.org/10.1029/2007GC001873>.

Tyrrell, G. W. (1945). Report on Roks from West Antarctica and Scotia Arc. *Discovery Reo.*, 23, 37-102.

Universidad de la República. (2013). Observatorio Geofísico del Uruguay [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/UY>.

Uyeda, S. y Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B3), 1049-1061.

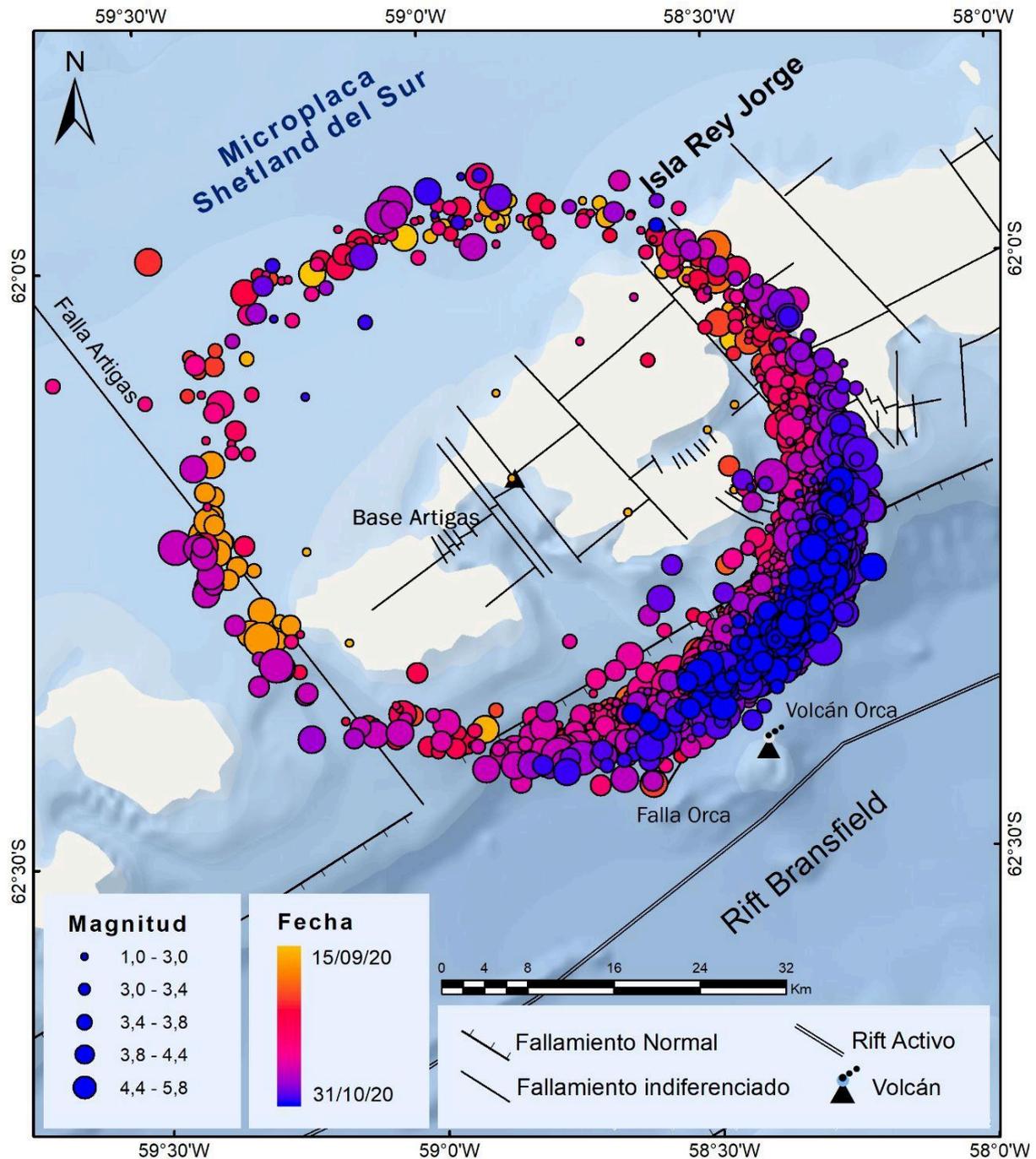
Zheng, X., Sang, H., Qiu, J., Liu, J., Lee, J. I., and Kim, H. (2000). New discovery of the early cretaceous volcanic rocks on the Barton peninsula, king george island, Antarctica and its geological significance. *Acta Geol. Sin.* 74, 176-182. doi:10.1111/j.1755-6724.2000.tb00446.

Wiechert, E. (1907). Über Erdbebenwellen. I. Theoretisches über die Ausbreitung der Erdbebenwellen, *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse*, 415-529.

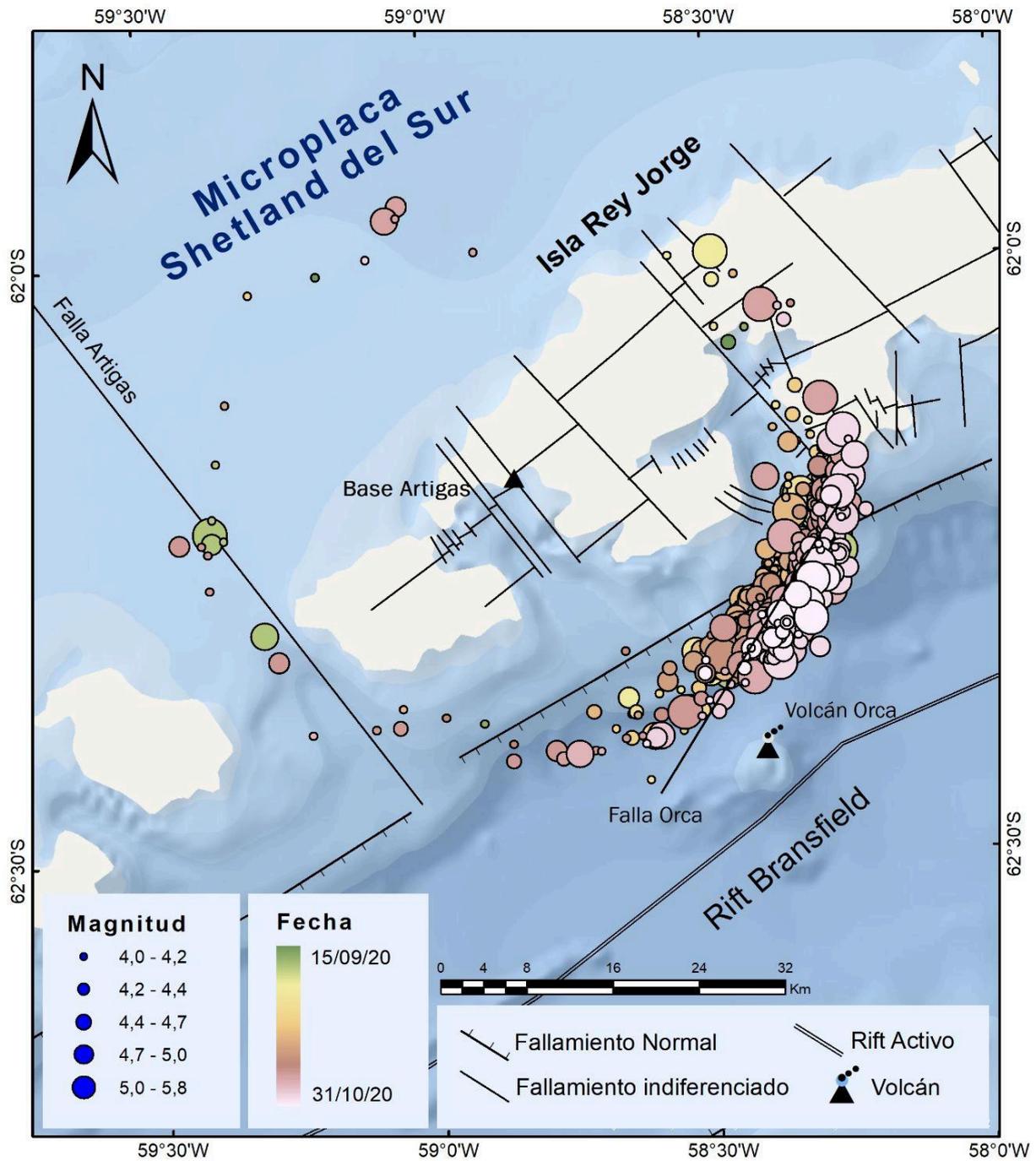
Willan, R. C. R., y S. P. Kelley (1999), Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: Unravelling multiepisodic magmatism related to subduction and continental rifting, *J. Geophys. Res.*, 104(B10), 23051-23068, doi:10.1029/1999JB900180.

Anexo

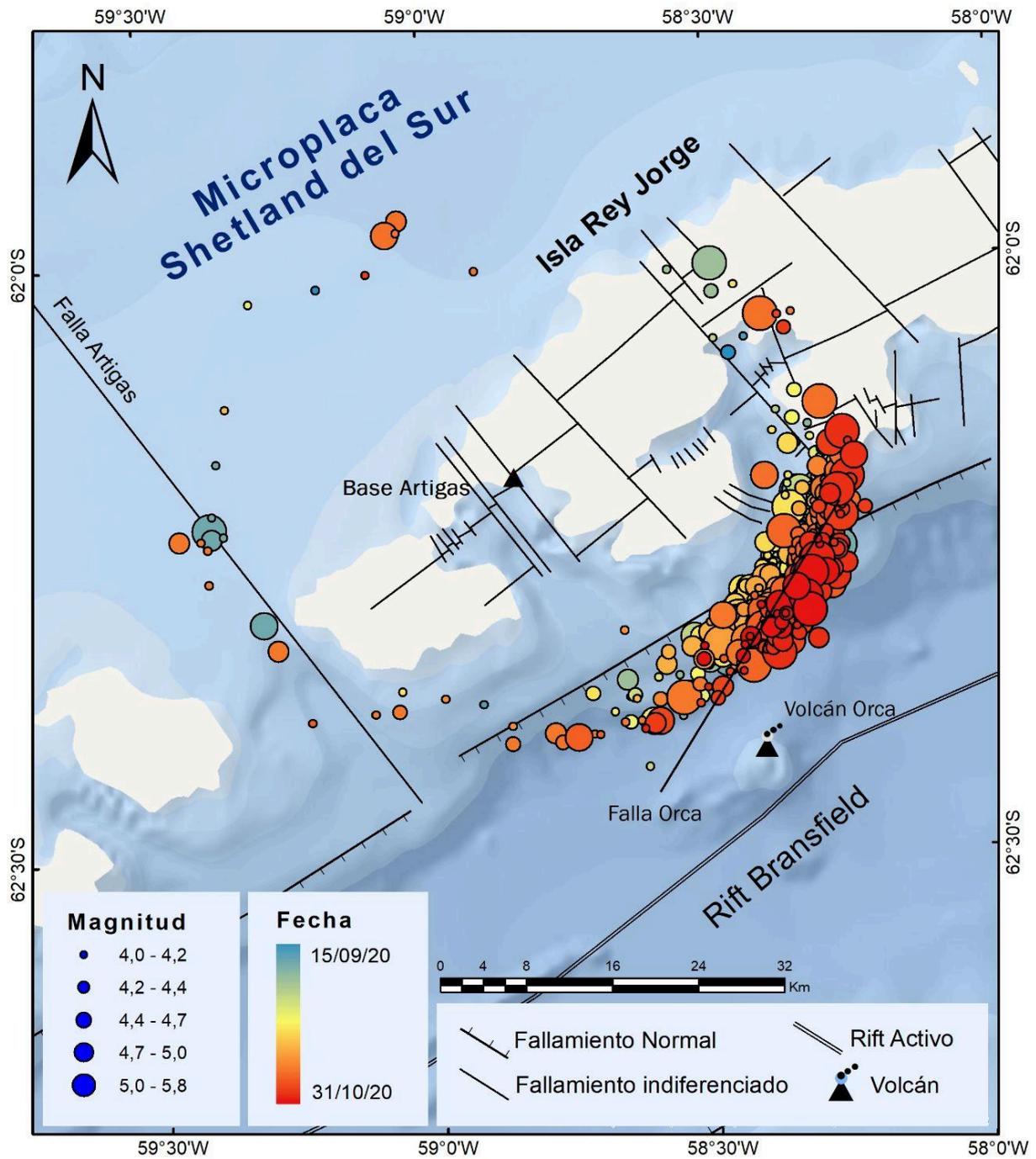
Anexo 1. Mapa de localización de todos los eventos parametrizados en el período para una profundidad de 2 km.



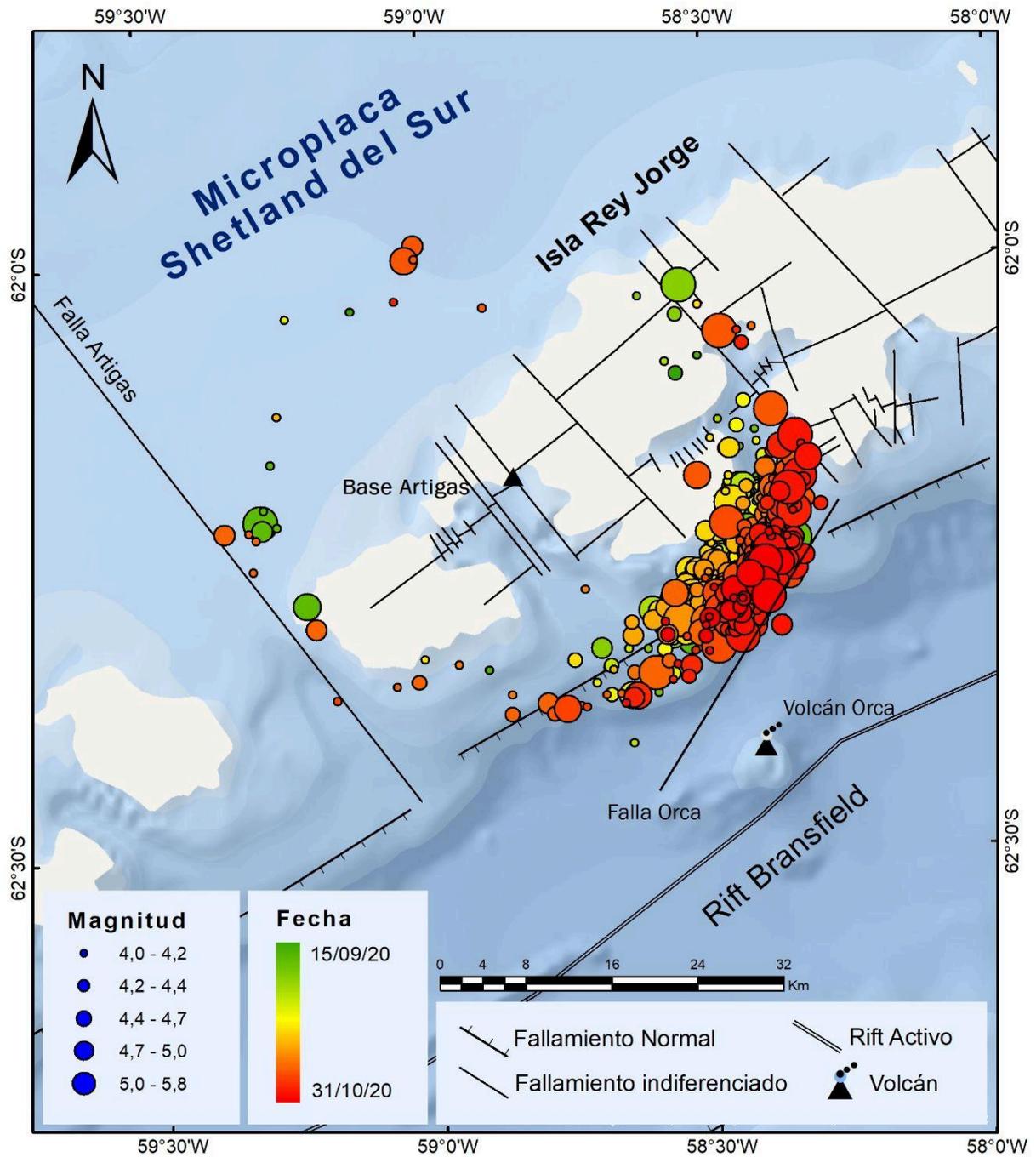
Anexo 2. Mapa de localización de eventos con magnitud local promedio mayor a 4 y profundidad de 5 km. Escala 1:500.000.



Anexo 3. Mapa de localización de eventos con magnitud local promedio mayor a 4 y profundidad de 10 km. Escala 1:500.000.



Anexo 4. Mapa de localización de eventos con magnitud local promedio mayor a 4 y profundidad de 15 km. Escala 1:500.000.



Anexo 5. Tabla de referencias y fórmulas utilizadas para la parametrización de los eventos.

Columna	Descripción	Obtención
Fecha	Fecha de ocurrencia del evento	obtenida de Seisgram2k
Tp	Hora de llegada de la onda P	obtenida de Seisgram2k
Ts	Hora de llegada de la onda S	obtenida de Seisgram2k
AmaxZ	Amplitud máxima para la componente vertical	obtenida de Seisgram2k
AmaxN	Amplitud máxima para la componente norte	obtenida de Seisgram2k
AmaxE	Amplitud máxima para la componente este	obtenida de Seisgram2k
ApZ	Amplitud del primer movimiento de la onda P en la componente vertical	obtenida de Seisgram2k
ApN	Amplitud del primer movimiento de la onda P en la componente norte	obtenida de Seisgram2k
ApE	Amplitud del primer movimiento de la onda P en la componente este	obtenida de Seisgram2k
Ts-Tp	Diferencia de tiempo entre las llegadas de las ondas S y P	obtenida de Seisgram2k
polZ	Polaridad del primer movimiento de la onda P en la componente vertical	obtenida de Seisgram2k
polN	Polaridad del primer movimiento de la onda P en la componente norte	obtenida de Seisgram2k
polE	Polaridad del primer movimiento de la onda P en la componente este	obtenida de Seisgram2k
Az	Azimut del primer movimiento	obtenida de Seisgram2k
dip	Inclinación del primer movimiento	obtenida de Seisgram2k
Mespec	Magnitud Espectral	obtenida de Seisgram2k
K	Constante de Omori	6,55
D(km)	Distancia Hipocentral	$K \cdot (T_s - T_p)$
MLz	Magnitud Local para la componente vertical	$\log(A_z) + 2,76 \cdot \log(D) - 2,48$
MLn	Magnitud Local para la componente norte	$\log(A_n) + 2,76 \cdot \log(D) - 2,49$
MLe	Magnitud Local para la componente este	$\log(A_e) + 2,76 \cdot \log(D) - 2,50$
Mlprom	Magnitud Local promedio	$(ML_z + ML_n + ML_e) / 3$
BAZ	Backazimuth	$AZ - 180^\circ$
Depi_2(km)	Distancia Epicentral para profundidad de 2km	$\sqrt{D^2 - 4}$
Depi_5(km)	Distancia Epicentral para profundidad de 5km	$\sqrt{D^2 - 25}$
Depi_10(km)	Distancia Epicentral para profundidad de 10km	$\sqrt{D^2 - 100}$
Depi_15(km)	Distancia Epicentral para profundidad de 15km	$\sqrt{D^2 - 225}$
Lat_2(°)	Latitud para profundidad de 2 km	$DEpi_2 \cdot \sin BAZ / 60 \cdot 1,853$
Long_2(°)	Longitud para profundidad de 2 km	$DEpi_2 \cdot \cos BAZ / 28 \cdot 1,852$
Lat_5(°)	Latitud para profundidad de 5 km	$DEpi_5 \cdot \sin BAZ / 60 \cdot 1,853$
Long_5(°)	Longitud para profundidad de 5 km	$DEpi_5 \cdot \cos BAZ / 28 \cdot 1,852$
Lat_10(°)	Latitud para profundidad de 10 km	$DEpi_{10} \cdot \sin BAZ / 60 \cdot 1,853$
Long_10(°)	Longitud para profundidad de 10 km	$DEpi_{10} \cdot \cos BAZ / 28 \cdot 1,852$
Lat_15(°)	Latitud para profundidad de 15 km	$DEpi_{15} \cdot \sin BAZ / 60 \cdot 1,853$
Long_15(°)	Longitud para profundidad de 15 km	$DEpi_{15} \cdot \cos BAZ / 28 \cdot 1,852$

[Anexo 6](#). Tabla de parametrización de eventos.