

Departamento de Geociencias  
Facultad de Ciencias  
Sede Bogotá



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

# **Identificación y caracterización de fases T en el territorio colombiano a partir de sismos marinos localizados en el océano Pacífico**

**Sergio Alejandro Velasco Bonilla**

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias – Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2024

Departamento de Geociencias  
Facultad de Ciencias  
Sede Bogotá



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

# **Identification and characterization of T phases in the Colombian territory from marine earthquakes located in the Pacific ocean**

**Sergio Alejandro Velasco Bonilla**

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias – Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2024

# **Identificación y caracterización de fases T en el territorio colombiano a partir de sismos marinos localizados en el océano Pacífico**

**Autor:**

Sergio Alejandro Velasco Bonilla

Tesis presentada en cumplimiento parcial de los requisitos para optar por el  
título de:

**Magister en Geofísica**

**Director:**

PhD., Germán Andrés Prieto Gómez



**Línea de Investigación:**

Sismología

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias – Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2024

*Esta tesis de maestría es para ti, mamá.*



## **Declaración de obra original**

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Nombre: Sergio Alejandro Velasco Bonilla

Fecha 30/01/2024

## **Agradecimientos**

Quiero agradecer en primer lugar a la Universidad Nacional de Colombia por proporcionarme la formación académica, espacios y recursos necesarios para el desarrollo de esta investigación.

Al profesor Germán Andrés Prieto Gómez por su tiempo, dedicación y compromiso con este trabajo para su correcto desarrollo y ejecución. Sin sus aportes y directrices esta investigación no habría sido posible.

A mis compañeros y amigos Cristhian Riascos, José David Basto, Sofía Cubillos, Emmanuel Guzmán y Sebastián Gómez por su apoyo y aportes al presente trabajo.

A mi familia y a todas aquellas personas que estuvieron presentes para mí durante este proceso brindando su apoyo incondicional.

Este trabajo es para ustedes.

## Resumen

Las fases T son ondas acústicas originadas por la propagación de energía sísmica desde el lecho marino hacia la columna de agua. Estas ondas, al viajar a través del *SOFAR channel* y colisionar con el talud continental, tienen la capacidad de generar fases  $T_p$  y  $T_s$ . Este tipo de ondas han sido estudiadas desde la década de 1930 y son muy utilizadas para caracterizar la estructura cortical, localizar fuentes sismogénicas y para mejorar los sistemas de alerta temprana de tsunamis en zonas con poca actividad sísmica. Debido a todas sus posibles aplicaciones y su limitado conocimiento en Suramérica, este proyecto se enfoca en identificar las fases T en la costa pacífica de Colombia, determinando sus propiedades físicas, mecanismos de generación y punto de localización a partir de sismos generados en la Zona de Cizalla de Panamá, registrados en la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). Se construyó un catálogo sísmico con eventos marinos originados en la cuenca de Panamá, se procesaron las señales y se calcularon los tiempos de viaje teóricos de las fases  $T_p$  y  $T_s$ . La metodología *Back Projection* se aplicó para localizar el punto de generación en el continente. Además, se calcularon espectrogramas con la Transformada de Fourier (STFT) para analizar los contenidos de frecuencias de los eventos y evaluar su relación con las características físicas del talud continental y las propiedades de las fuentes sísmicas (magnitud, localización y distancia de estaciones). Se identificó la generación de fases T en las estaciones de la RSNC, y mediante *Back Projection* se observó que el punto de generación de las fases  $T_p$  y  $T_s$  no está vinculado a un punto específico de la costa, sino que depende de la localización del sismo generador en la cuenca de Panamá. Finalmente, se observó que el contenido de frecuencias de los registros está relacionado con las características topográficas del talud continental.

**Palabras clave:** *Back Projection*, Fase T, Onda Acústica, Sismo Marino, *SOFAR channel*.



## Abstract

The T phases are acoustic waves originated by the propagation of seismic energy from the seafloor to the water column. These waves, as they travel through the SOFAR channel and collide with the continental slope, can generate Tp and Ts phases. This type of waves have been studied since the 1930s and are widely used for characterize cortical structure, locate seismogenic sources, and improve tsunami early warning systems in regions with low seismic activity. Due to all their potential applications and limited knowledge in South America, this project focuses on identifying T phases on the Pacific coast of Colombia. It aims to determine their physical properties, generation mechanisms, and location point from earthquakes generated in the Panama Shear Zone, recorded by the National Seismological Network of Colombia (RSNC). A seismic catalog was built with marine events originating in the Panama basin, signals were processed, and theoretical travel times for Tp and Ts phases were calculated. The Back Projection methodology was applied to locate the point of generation on the continent. Additionally, spectrograms were calculated using the Short-Time Fourier Transform (STFT) to analyze the frequency content of events and assess its relationship with the physical characteristics of the continental slope and the properties of seismic sources (magnitude, location, and station distance). The generation of T phases was identified at RSNC stations, and through Back Projection, it was observed that the point of generation of Tp and Ts phases is not linked to a specific point on the coast but depends on the location of the generating earthquake in the Panama basin. Finally, it was able to observe that the frequency content of the records is related to the topographic characteristics of the continental slope.

**Keywords:** Acoustic wave, Back Projection, Marine Earthquake, SOFAR channel, T phase.

## Tabla de contenido

1	Introducción.....	16
1.1	Contexto general .....	16
1.2	Problema de investigación .....	17
1.2.1	Planteamiento del problema .....	17
1.2.2	Justificación del problema.....	17
1.3	Estado del Arte.....	17
1.3.1	Observaciones a escala global .....	19
1.3.2	Observaciones a escala local .....	21
1.4	Objetivos.....	32
1.4.1	Objetivo General.....	32
1.4.2	Objetivos Específicos .....	32
2	Marco Teórico .....	33
2.1	Marco Geológico Regional .....	33
2.2	Principios de Generación .....	34
2.2.1	Downslope Propagation Model .....	34
2.2.2	Rough Seafloor Scattering Model .....	36
2.3	Mecanismos de Propagación .....	37
2.4	Back Projection.....	39
3	Metodología.....	42
3.1	Área de estudio .....	42
3.2	Construcción del catálogo sísmico .....	43
3.3	Procesamiento de señales.....	45
3.3.1	Cálculo de los tiempos de arribo teóricos.....	45
3.3.2	Tratamiento de los sismogramas .....	47
3.4	Localización de la fuente en el continente.....	49
3.5	Análisis del contenido de frecuencias.....	51
4	Análisis de resultados .....	52
5	Conclusiones y recomendaciones.....	76
6	Bibliografía.....	78

## Lista de Figuras

Figura 1. Representación de fases T originadas por sismos en el caribe. Fuente: Linhean, 1940 .....	18
Figura 2. Mecanismo de generación de ondas T a partir de una fuente subsuperficial por medio del método Downslope. El rayo sísmico de la fuente (P) se convierte en el fondo oceánico en un rayo acústico de alta inclinación que se refleja entre la superficie del mar y el fondo marino. La presencia de la pendiente con ángulo $\alpha$ disminuye la incidencia del rayo en cada reflexión en el fondo, y después de varias reverberaciones es posible la penetración. Fuente: Johnson et al., 1963 .....	19
Figura 3. Apilados en los que se observan los primeros arribos de la fase T a escala global. Fuente: Fuente: Buehler & Shearer, 2015 .....	20
Figura 4. Registros de las fases T a partir de dos sismos. Los sismogramas azules representan recorridos principalmente marinos, mientras que los registros negros corresponden a recorridos continentales. Fuente: Buehler & Shearer, 2015 .....	21
Figura 5. Localización y distribución del arreglo sísmico utilizado. Fuente: Zhou et al., 2021 .....	22
Figura 6. Análisis realizados a los sismogramas para identificar las fases T, donde se incluyen: a) datos banda ancha. b) espectrogramas. c) datos filtrados de 2 a 8 Hz. d) envolventes. Fuente: Zhou et al., 2021 .....	22
Figura 7. Relación entre la batimetría y el contenido de frecuencias registradas por las estaciones sísmicas. a) Fase T originada en una región de topografía “suavizada” donde predomina un espectro de bajas frecuencias (2-4 Hz). b) Fase T originada en entorno de topografía “irregular” con dominio de altas frecuencias (5-8 Hz). El triángulo azul señala la ubicación de la estación, mientras que el círculo purpura es el epicentro de generación de la Fase T; es importante mencionar que no es la ubicación del evento detonante. Fuente: Modificado de Lin et al., 2014 .....	24
Figura 8. Registro del evento 16 donde fueron observadas las fases T. Fuente: Wadati & Inouye, 1953 .....	25
Figura 9. Datos observacionales obtenidos por Wadati & Inouye, 1953 .....	25
Figura 10. Tiempos de viaje de las fases T1 y T2. Fuente: Wadati & Inouye, 1953 .....	26
Figura 11. Localización de las estaciones y evento detonante. Fuente: Kosuga, 2011 .....	27
Figura 12. Mapa con la proyección gnomónica centrada en el epicentro del terremoto del norte de Iwate. Fuente: Kosuga, 2011 .....	28
Figura 13. Mecanismos de conversión de fases T. Fuente: Kosuga, 2011 .....	28
Figura 14. Distribución de energía relativa calculada a partir de retroproyección en el que se representa el posible punto de conversión a partir de la energía resultante (cruz azul). Fuente: Kosuga, 2011 .....	29
Figura 15. Fases T identificadas a partir de 2 eventos en la estación de interés. Fuente: Sáez & Ruiz, 2018 .....	30
Figura 16. Esquema ilustrativo de las ondas de cuerpo generadas cerca la fosa en la zona de estudio. c) Batimetría compleja que impide el desplazamiento de las ondas. d) batimetría con mayor eficiencia para la generación de fases T. Fuente: Sáez & Ruiz, 2018.....	30
Figura 17. Registro de tres fases T utilizadas en el estudio para diferentes eventos. Fuente: Koyanagi et al., 1995 .....	31

Figura 18. Cuenca de Panamá. Malpelo Ridge (MR), Coiba Ridge (CR), Regina Ridge (RR), Cocos-Nazca Spreading Centre (CNSC), Costa Rica Rift (crr), Malpelo Rift (mr), Sandra Rift (sr), Coiba Fracture Zone (CFZ), Panama Fracture Zone (PFZ). Fuente: Modificado de Marcaillou et al., 2006.....	33
Figura 19. Mecanismos de generación de Fases T. Fuente: Chien et al., 2014.....	34
Figura 20. Mecanismo de transformación P-T. Fuente: R. H. Johnson et al., 1963.....	35
Figura 21. (a) Ejemplo de una perturbación lateral en un modelo de superficie plana. (b) Modelo con segmento corrugado en el lecho marino en una estructura con homogeneidad lateral. Fuente: Park, 2001 .....	37
Figura 22. a) Ejemplo de la velocidad del sonido en el Atlántico Norte. El SOFAR Channel se extiende desde la superficie hasta su profundidad crítica (línea roja). b) Modelado de rayos para eventos generados por scattering a distintas profundidades, los que se encuentran dentro del SOFAR Channel se propagan a distancias mayores (verde, azul). Fuente: Modificado de Williams et al., 2006.....	38
Figura 23. Modelaciones a partir de la metodología BELLHOP. Se observa que los rayos simulados logran reflejarse en el lecho marino. Fuente: Modificado de Chien et al., 2014	39
Figura 24. Esquema simplificado del Back Projection. Fuente: Shearer, 2014 .....	40
Figura 25. ilustración esquemática con la que se estimaron los puntos de conversión hidroacústica a ondas sísmicas a partir de Back Projection. Fuente: Kosuga, 2011 .....	41
Figura 26. Mapa sismogénico del occidente colombiano. El recuadro rojo representa el área donde se encuentran los eventos a analizar. Los triángulos rojos representan las estaciones utilizadas. Fuente: Propia .....	43
Figura 27. Sismos utilizados para identificar las fases T. Fuente: Propia .....	45
Figura 28. Distancias estimadas entre el evento 7 y las estaciones de registro. Fuente: Propia .....	46
Figura 29. 1. Ventana de tiempo preliminar de la estación PIZC para el evento 4. 2. Ventana de tiempo preliminar de la estación PTA para el evento 7, donde se observa el evento y una perturbación posterior a este. Fuente: Propia .....	48
Figura 30. 1. Registro de la estación PIZC para el evento 4 con un filtro de 2 - 8 Hz aplicado. 2. Registro de la estación PTA para el evento 7 con un filtro de 2 - 8 Hz aplicado. Fuente: Propia.....	48
Figura 31. Picado de un arribo de fase Tp en el evento 3 con la interfaz de Snuffler. Fuente: Propia.....	49
Figura 32. Ejemplo de las curvas de tiempo vs distancia para una localización del evento 1. Los puntos rojos representan los tiempos observados y los puntos verdes los tiempos corregidos ( $TxFix$ ). $TPFix = TPOBS - DifTP$ , donde $DifTP = TPOBS - TPTEORICO$ y $TSTFix = TSOBS - DifTS$ , donde $DifTS = TSOBS - TSTEORICO$ respectivamente. Fuente: Propia.....	51
Figura 33. Espectro de frecuencias para la estación PAL de todos los eventos registrados. Fuente: Propia.....	51
Figura 34. Sismogramas en los que se observan aumentos de amplitud posterior al registro del arribo de las fases P y S de los sismos objeto del estudio. 1. Registro de la estación GR1C del evento 2, donde se observa un aumento de la amplitud aproximadamente a las 12:49:30. 2. Registro de la estación PIZC del evento 4, donde se observa un aumento de la amplitud aproximadamente a las 11:19:30. 3. Registro de la estación CBOC del evento 8, donde se	

observa un aumento de la amplitud aproximadamente a las 21:03:00, se encuentra cortada en la vertical debido a que las amplitudes de las ondas producidas por el sismo enmascaran las demás señales. Fuente: Propia.....	53
Figura 35. Sismogramas con la superposición de los tiempos de arribo teóricos calculados para los diferentes eventos. Las figuras 1. Y 2. al pertenecer a estaciones costeras, no tienen tiempo de arribo para la Fase Ts. 1. Registro de la estación GRIC del evento 2 donde se observa el ajuste entre el tiempo teórico de arribo $T_p$ y el sismograma. 2. Registro de la estación PIZC del evento 4 donde se observa el ajuste entre el tiempo teórico de arribo $T_p$ y el sismograma. 3. Registro de la estación CBOC del evento 8 donde se observa el ajuste entre el tiempo teórico de arribo $T_p$ y $T_s$ con el sismograma. Fuente: Propia.....	53
Figura 36. Comparación de registros para una estación costera (1.) y una continental (2. y 3.) para el evento 11. Se puede observar cómo disminuye la energía de la onda entre las 2 estaciones, por lo que es necesario realizar una normalización y ajuste con el fin de resaltar las variaciones de amplitudes en la estación continental (3.). Fuente: Propia.....	54
Figura 37. Apilados de sismogramas correspondientes al evento 8. Se pueden observar cómo los aumentos de amplitud están relacionados con la distancia recorrida, ya que, a mayor distancia, tardan mayor tiempo en ser registrados por las estaciones (los arribos no son claros en la estación PAL). Las líneas punteadas representan la ventana donde se encuentran los cambios de amplitud en el registro. Fuente: Propia.....	54
Figura 38. Apilados de sismogramas correspondientes al evento 3. Se pueden observar cómo los aumentos de amplitud están relacionados con la distancia recorrida, ya que, a mayor distancia, tardan mayor tiempo en ser registrados por las estaciones (los arribos no son claros en las estaciones TUM, PIZC y POP2). Las líneas punteadas representan la ventana donde se encuentran los cambios de amplitud en el registro. Fuente: Propia.....	55
Figura 39. Espectrograma calculado para el registro del evento 10 de la estación PTA a partir de la transformada de Fourier (STFT). Fuente: Propia.....	56
Figura 40. Espectrograma calculado para el registro del evento 11 de la estación CBOC a partir de la transformada de Fourier (STFT). Fuente: Propia.....	57
Figura 41. Registros de las fases $T_p$ en la estación PTA donde se evidencia una amplitud mayor respecto a las fases P y S del sismo detonante. Fuente: Propia.....	57
Figura 42. Cortes topográficos en las fuentes sísmicas. F-F' abarca los eventos 8 y 9. G-G' abarca el evento 7. Fuente: Propia.....	58
Figura 43. Corte F-F'. Se observan los eventos 8 y 9 junto con sus rayos sísmicos. La línea continua representa la generación de fases T por medio del rough seafloor scattering model, mientras que la línea punteada el downslope propagation model. Fuente: Propia.....	59
Figura 44. Corte G-G'. Se observan el evento 7 junto con su rayo sísmico. La línea continua representa la generación de fase T por medio del rough seafloor scattering model. Fuente: Propia.....	59
Figura 45. Sup. Mapa de localización resultante para el evento 6. Inf. Mapa de localización resultante para el evento 2. Fuente: Propia.....	61
Figura 46. Graficas de tiempo observado vs calculado de las fases $T_p$ y $T_s$ para el evento 6. Fuente: Propia.....	62
Figura 47. Graficas de tiempo observado vs calculado de las fases $T_p$ y $T_s$ para el evento 9. Fuente: Propia.....	63
Figura 48. Localización resultante del punto de conversión de las fases T para el evento 9. Fuente: Propia.....	63

Figura 49. Cortes Topográficos a lo largo de la costa pacífica colombiana. A-A' Punta Arditá, B-B' Bahía Solano, C-C' Pizarro, D-D' Málaga y E-E' Tumaco. Fuente: Propia.....	64
Figura 50. Localización de los puntos de conversión para todos los eventos del presente estudio. Fuente: Propia .....	65
Figura 51. Posibles modelos de generación para fases T en el Pacífico colombiano. a) Modelo 1: Punto de conversión acústico-sísmico cambia de acuerdo con la posición de la fuente. b) Modelo 2: Todos los puntos de la costa son fuentes de $T_p$ y $T_s$ . c) Modelo 3: Hay un único punto de conversión en la costa de fases $T_p$ y $T_s$ . Fuente: Propia .....	66
Figura 52. Trayectorias para calcular los tiempos de arribo teóricos con origen en la estación PIZC. Fuente: Propia .....	67
Figura 53. Comparación entre los tiempos de arribo con fuente lineal y fuente hipotética en la estación SOL. 1. Registro estación PTA para el evento 8. 2. Registro estación PTA para el evento 9. Fuente: Propia .....	68
Figura 54. Izq. Vista a la ventana de tiempo de la estación PTA del evento 7 para realizar su análisis de Frecuencias. Der. Ventana de tiempo de la estación SOL para el evento 9. Fuente: Propia.....	68
Figura 55. Espectros de frecuencia de la estación PTA para cada uno de los eventos en los que la Fase T fue identificada. Fuente: Propia .....	69
Figura 56. Corte A-A' localizado en cercanías a la estación PTA. En general cuenta con morfología suavizada y continua. Fuente: Propia .....	70
Figura 57. Espectros de frecuencia de la estación SOL para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia .....	70
Figura 58. Corte B-B' localizado en cercanías a la estación SOL. En general cuenta con morfología suavizada y continua. Fuente: Propia .....	71
Figura 59. Espectros de frecuencia de la estación PIZC para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia .....	71
Figura 60. Corte C-C' localizado en cercanías a la estación PIZC. En general cuenta con morfología irregular y continua. Fuente: Propia .....	72
Figura 61. Espectros de frecuencia de la estación MAL para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia .....	72
Figura 62. Corte D-D' localizado en cercanías a la estación MAL. En general cuenta con morfología regular y continua. Fuente: Propia.....	73
Figura 63. Espectros de frecuencia de la estación TUM para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia .....	73
Figura 64. Corte E-E' localizado en cercanías a la estación TUM. En general cuenta con morfología irregular y discontinua. Fuente: Propia.....	74
Figura 65. Espectros de frecuencia para todas las estaciones del presente estudio. Fuente: Propia.....	75

## Lista de Tablas

Tabla 1. Estaciones sismológicas utilizadas. Fuente: Propia.....	42
Tabla 2. Eventos seleccionados para identificar fases T. Hora UTC -5: Hora del registro en la base de datos del USGS, Hora catálogo SGC: Hora del registro en horario UTC 0, MAG: Magnitud, PROF: Profundidad, LAT: Latitud, LON: Longitud Fuente: Propia.....	44
Tabla 3. Cálculo de los tiempos de viaje de las fases T teóricos para el evento 7. Dist OC: Distancia de la onda recorrida en el océano, Dist Cont: Distancia de la onda recorrida en el continente, Ttp: Tiempo de viaje en segundos de la fase Tp desde la fuente hasta la estación, Tts: Tiempo de viaje en segundos de la fase Ts desde la fuente hasta la estación, UTC TIME TTP: Hora del arribo de la fase Tp a la estación, UTC TIME TTS: Hora del arribo de la fase Ts a la estación. Fuente: Propia.....	46
Tabla 4. Arribos de fases Tp y Ts picados de manera manual para el evento 3. Ttp_UTM: Hora de arribo observado para la fase Tp en la estación, Tts_UTM: Hora de arribo observado para la fase Ts en la estación, Ttp_seg: Tiempo en segundos recorrido por la fase Tp desde la fuente hasta la estación, Tts_seg: Tiempo en segundos recorrido por la fase Ts desde la fuente hasta la estación, Tp-Ts: Diferencia de tiempo en segundos entre los arribos de Tp y Ts en la estación. Fuente: Propia.....	49
Tabla 5. Sup. Tiempos de arribo Tp y Ts observados en el evento 9. Inf. Tiempos de arribo Tp y Ts observados en el evento 2. Ttp_UTM: Hora de arribo observado de la fase Tp en la estación, Tts_UTM: Hora de arribo observado de la fase Ts en la estación. Fuente: Propia.....	61

# 1 Introducción

## 1.1 Contexto general

Los eventos sismogénicos son procesos naturales en los que se produce una liberación repentina de energía acumulada en el interior de la corteza terrestre. Este mecanismo da lugar a la generación de ondas elásticas que viajan de manera radial desde la fuente por el interior y la superficie del planeta; conocidas como ondas P, S y de Superficie (Lowrie, 2007; Shearer, 2019). Debido a la interacción entre las ondas con las discontinuidades presentes en el interior de la Tierra, estas se pueden refractar, reflejar o difractar y así crear conversiones de fase tales como ondas P a S o S a P.

Aunque son bien conocidas las ondas de cuerpo P y S, se identificó otro tipo de onda de carácter sismoacústico, generada por actividad sísmica marina (Dziak, 2001; Guilbert et al., 2005; Lin et al., 2014) con rangos de frecuencia entre 1 y 100 Hz, y tiempos de arribo tardíos que no están en función de los estimados para las ondas P y S, denominada como onda T o terciaria (Linhean, 1940; Tolostoy & Ewing, 1950).

Las fases T son ondas acústicas de alta frecuencia generadas por el paso de energía sísmica radiada por sismos desde el lecho marino a través del agua (Buehler & Shearer, 2015). Estas ondas se propagan en el océano por medio del Canal de Fijación y Rango de Sonido (*SOFAR channel*), con rangos de frecuencia que oscilan entre los 2 y 8 Hz, que al momento de chocar con el talud continental pueden generar ondas sísmicas elásticas de cuerpo P y S (Buehler & Shearer, 2015; Okal, 2008; Talandier & Okal, 1998; Zhou et al., 2021).

El estudio de las fases T se remonta a su descubrimiento en la década de 1930, pero no son tan conocidas como las ondas P o S debido a que son poco usadas en la sismología. A pesar de esto, este tipo de ondas son empleadas para la localización de eventos marinos (Guilbert et al., 2005; Hanson & Bowman, 2006; Wech et al., 2018); sistemas de alerta temprana de tsunamis (Matsumoto et al., 2016; Okal et al., 2003; Okal & Talandier, 1986) y para caracterizar la atenuación sísmica en zonas tectónicamente estables o que no cuentan con alta ocurrencia de eventos sísmicos (Koyanagi, 1996; Zhou *et al.*, 2021).

Sismológicamente el bloque noroccidental de los Andes se caracteriza por contar con intensa actividad sísmica debido a la subducción de la Placa de Nazca en la Placa Suramericana (Gutscher et al., 1999; Sagiya & Mora, 2019). Además del proceso de subducción, en la cuenca de Panamá hay una alta actividad sismogénica debido al movimiento de fallas de rumbo en dirección N-S relacionadas con el Centro de Separación Cocos-Nazca (Marcaillou et al., 2006), que son la fuente de los eventos estudiados en la presente investigación.

Generar y ampliar el conocimiento de las fases T en el pacífico colombiano es de gran importancia ya que a pesar de que es una zona con alta actividad sísmica, estas ondas pueden ser una herramienta para realizar actividades de monitoreo sísmico, evaluar el peligro generado por tsunamis, aportar en el desarrollo de sistemas de alerta temprana más confiables y en general robustecer el conocimiento científico en sismología y física de terremotos.



Por tal motivo, el presente trabajo busca a partir de datos sismológicos de eventos marinos, identificar, caracterizar, localizar y analizar la ocurrencia de fases T a lo largo de la costa pacífica colombiana, determinando las posibles causas que propicien o dificulten la generación de estas ondas en diferentes puntos del territorio, y así puedan ser aplicadas en la zona de estudio.

## **1.2 Problema de investigación**

### **1.2.1 Planteamiento del problema**

La costa pacífica de Colombia se encuentra en una región sísmicamente activa. La comprensión de las características de las ondas T es importante, ya que la falta de entendimiento de sus propiedades físicas, mecanismos de generación y su ubicación precisa en esta área plantea un desafío en la comprensión integral de la actividad sísmica y los procesos asociados en la región.

Actualmente existe un conocimiento científico limitado sobre las ondas T en el continente suramericano, ya que éste fenómeno solo ha sido estudiado en la costa chilena, por lo tanto, esta investigación pretende ampliar y consolidar el entendimiento científico de este fenómeno en la costa pacífica de Colombia a partir de su detección, identificación, localización y caracterización, con el fin de contribuir con la comprensión de las fases T a nivel global y local, proporcionando a su vez una base científica para futuras aplicaciones en la zona de estudio.

### **1.2.2 Justificación del problema**

La presente investigación pretende aportar con el aumento del conocimiento científico acerca de las fases T a nivel global y local mediante la localización, identificación y caracterización de este tipo de ondas en la costa pacífica del territorio colombiano.

Además, los resultados obtenidos de esta investigación podrán ser base de estudios futuros que apliquen los hallazgos de estas ondas en el noroeste de América del Sur. Estos trabajos podrían abordar la caracterización de la estructura cortical, el cálculo de atenuación sísmica, la relocalización de sismos, la evaluación del riesgo sísmico y el mejoramiento de los sistemas de alerta temprana para tsunamis generados por eventos marinos.

## **1.3 Estado del Arte**

El primer reporte publicado acerca de un conjunto de ondas telesísmicas T se remonta a Jaggard (1930), quien las describió como oscilaciones de alta frecuencia registradas en el Observatorio Volcanológico de Hawaii, debido a un sismo de gran magnitud que ocurrió en octubre de 1927 en Alaska. Jaggard en su reporte interpretó el registro como tremores volcánicos locales generados a partir de las ondas del evento, pero en estudios más recientes se confirmó que las ondas observadas por Jaggard correspondían a ondas T (Okal, 2008).

Posteriormente, Collins (1936) fue el primer académico que interpretó de manera correcta las fases T como una fase independiente de un sismo lejano, ya que, a partir

del registro de un evento ocurrido en el Caribe en 1935, caracterizó un tercer arribo que era posterior a los de P y S, detectado solamente en canales de periodo corto. Luego, Linhean (1940) realizó un análisis a profundidad en el que propuso especulaciones acerca de su origen, además de realizar un dibujo esquemático de los arribos con base en los tiempos de viaje (Figura 1).

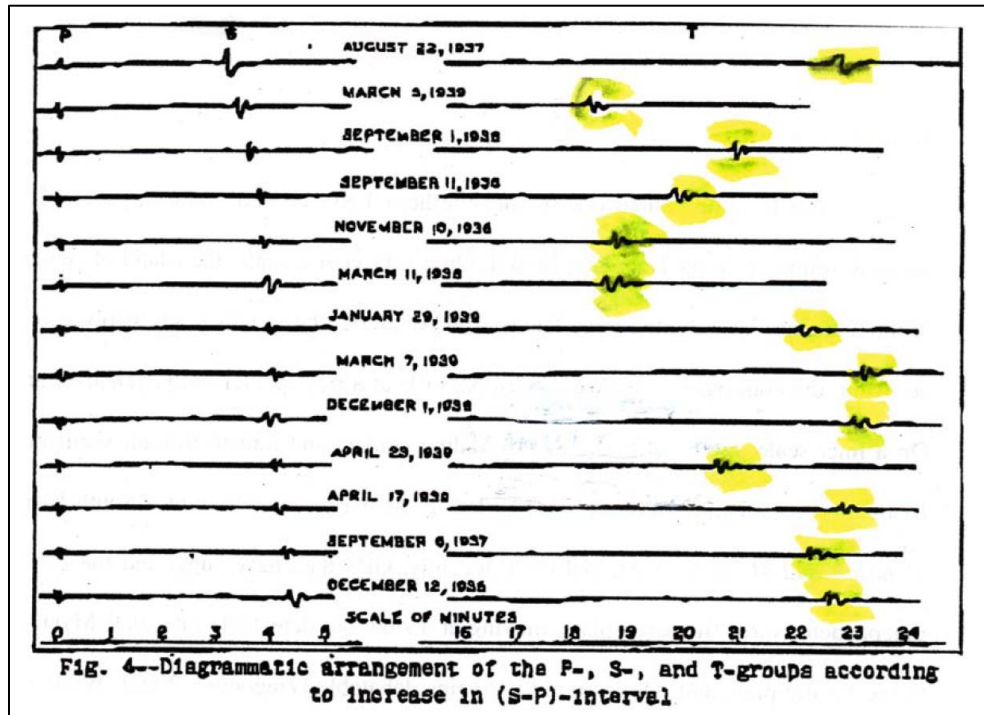


Figura 1. Representación de fases T originadas por sismos en el caribe. Fuente: Linhean, 1940

En la década de 1940, gracias al desarrollo de la hidroacústica durante la Segunda Guerra Mundial se llegó a la correcta definición de las fases T y su propagación por medio del *SOFAR channel*, gracias a los trabajos de Ewing & Worzel (1948) y Pekeris (1948) en los que se realizaron modelos básicos sobre la estructura de las ondas T.

El geofísico y oceanógrafo William Maurice Ewing, junto a su equipo de trabajo, durante los inicios de la década de 1950, estableció las bases de la generación de las fases T a partir de sismos, como el resultado de la conversión de energía sísmica a ondas acústicas cuando llegan al límite entre la corteza y la columna de agua (Okal, 2008). Luego, R. H. Johnson et al. (1963) propusieron el mecanismo de generación basado en la diferencia de pendientes (Figura 2).

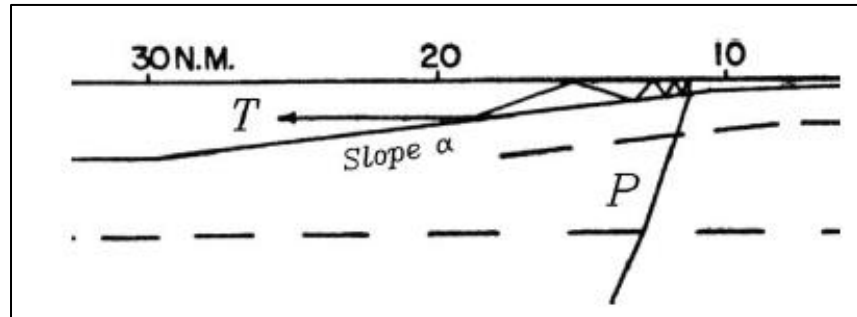


Figura 2. Mecanismo de generación de ondas T a partir de una fuente subsuperficial por medio del método *Downslope*. El rayo sísmico de la fuente (P) se convierte en el fondo oceánico en un rayo acústico de alta inclinación que se refleja entre la superficie del mar y el fondo marino. La presencia de la pendiente con ángulo  $\alpha$  disminuye la incidencia del rayo en cada reflexión en el fondo, y después de varias reverberaciones es posible la penetración. Fuente: Johnson *et al.*, 1963

Biot (1952) fue el primero en proponer un mecanismo para la generación de ondas T en el fondo marino, en zonas donde no hay diferencias de pendientes que permitan su desarrollo “convencional”. Fue hasta el año 2002 que gracias a las observaciones de Butler & Lomnitz se logró confirmar la identificación de fases T en el fondo marino que posteriormente logran propagarse por medio del *SOFAR channel*.

Las primeras investigaciones a cerca de las ondas T y la consolidación de sus mecanismos de generación, permitió que, en los años posteriores a su descubrimiento, diversos autores logran visualizarlas e identificarlas de manera global.

### 1.3.1 Observaciones a escala global

Buehler & Shearer (2015) construyeron una base de datos con aproximadamente 5200 eventos de magnitud mayor a 5,7 registrados mediante hidrófonos o estaciones sísmicas costeras de la Red Sísmica Global (GSN por sus siglas en inglés) entre los años 1988 y 2014 para observar la conversión de energía acústica a sísmica (fase T).

Para cada uno de los eventos analizados, guardaron 61 minutos de datos registrados en todas las estaciones de la GSN, apilaron los sismogramas con base en la metodología de Astiz *et al.* (1996), filtraron las componentes verticales, calcularon las funciones de relación de ventana de periodo corto (STA por sus siglas en inglés) y de largo periodo (LTA) para cada traza, con el fin de observar los arribos de las fases T al realizar apilados de las funciones STA/LTA.

En los apilados realizados identificaron los primeros arribos de las ondas P seguidos de los correspondientes a las ondas S. Adicionalmente, observaron arribos tardíos poco visibles con velocidades que oscilan entre los 1,45 y 1,6 km/s, que sugieren el registro de fases T en sismómetros terrestres pertenecientes a la GSN. Para mejorar la visualización de estos arribos, aplicaron filtros de frecuencia entre 2 y 8 Hz.

Al aplicar los filtros en apilados donde la mayoría de los datos son marinos, obtuvieron registros más claros, mientras que, al momento de hacerlo solo en datos continentales, el registro de la fase T no era visible (Figura 3).

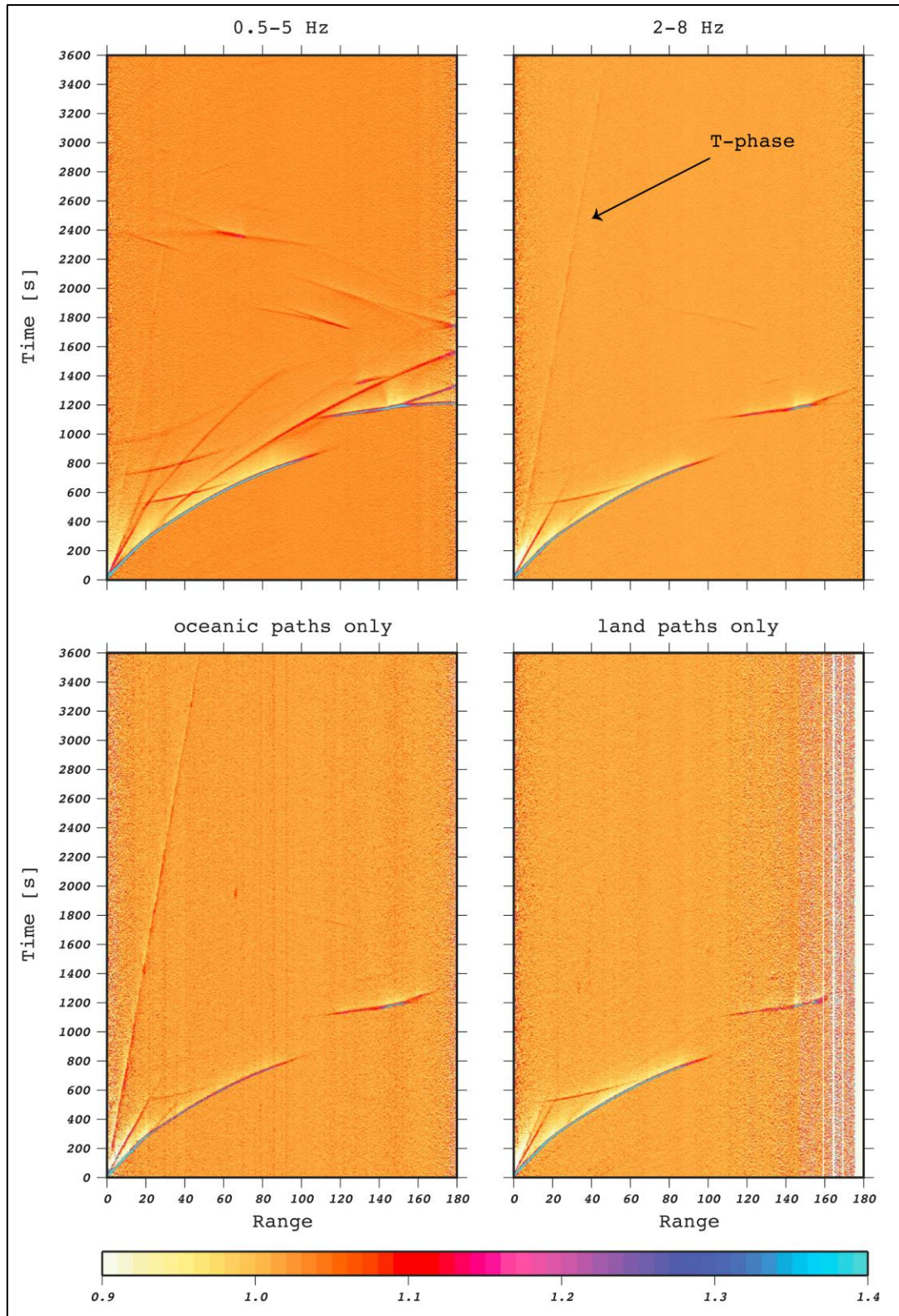


Figura 3. Apilados en los que se observan los primeros arribos de la fase T a escala global. Fuente: Fuente: Buehler & Shearer, 2015

Adicionalmente, utilizaron sismogramas de dos eventos diferentes donde observaron que la señal de la fase T proveniente de recorridos principalmente marinos era más visible que la correspondiente a recorridos continentales (Figura 4), debido a factores como la batimetría, el talud continental y la cobertura de sedimentos durante la propagación y transferencia de energía de las fases T.

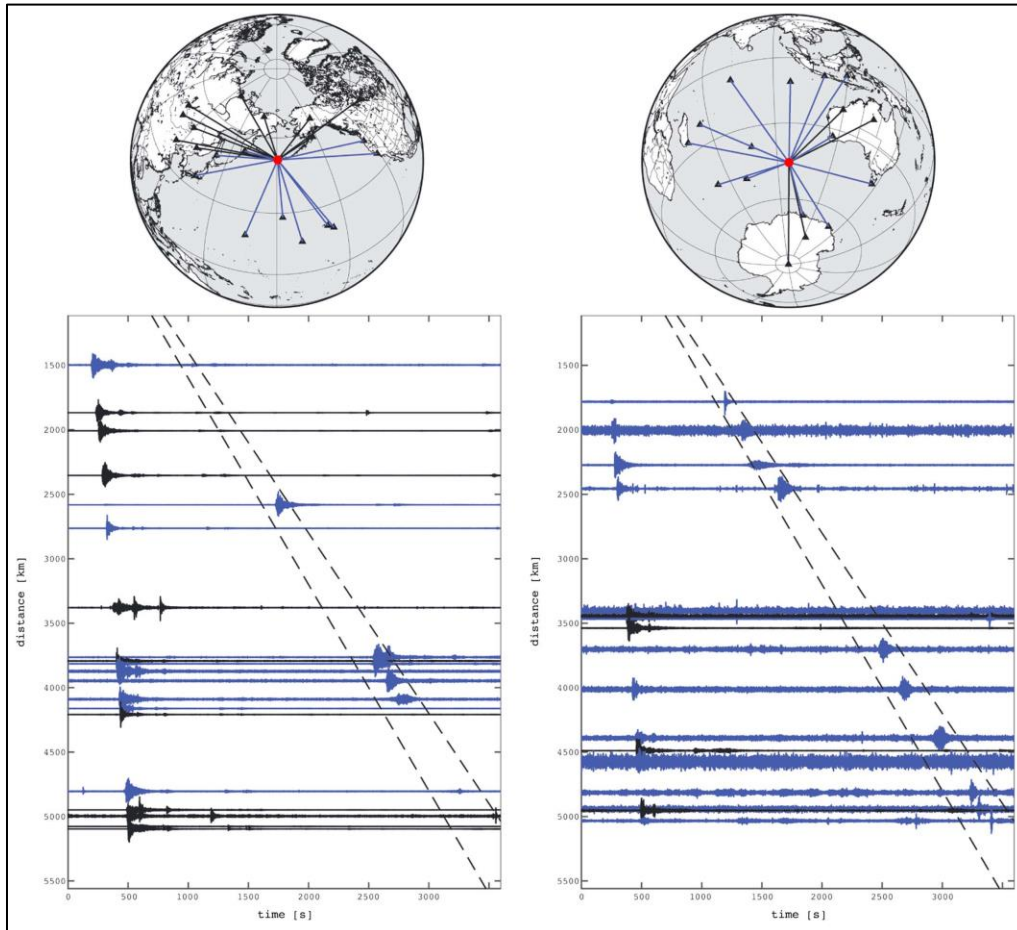


Figura 4. Registros de las fases T a partir de dos sismos. Los sismogramas azules representan recorridos principalmente marinos, mientras que los registros negros corresponden a recorridos continentales. Fuente: Buehler & Shearer, 2015

### 1.3.2 Observaciones a escala local

#### Sudáfrica

Zhou et al. (2021) exploraron el potencial uso de fases sísmicas T con el objetivo de determinar la atenuación de la corteza en regiones con baja sismicidad. Analizaron las características principales de las fases T a partir del registro de tres sismos con magnitud mayor a 5 en un arreglo sísmico de alta resolución conformado por 82 estaciones sísmicas banda ancha, distribuidas en un área de 1800 km de largo por 600 km de ancho, con un espaciamiento de 100 km entre estaciones (Figura 5).

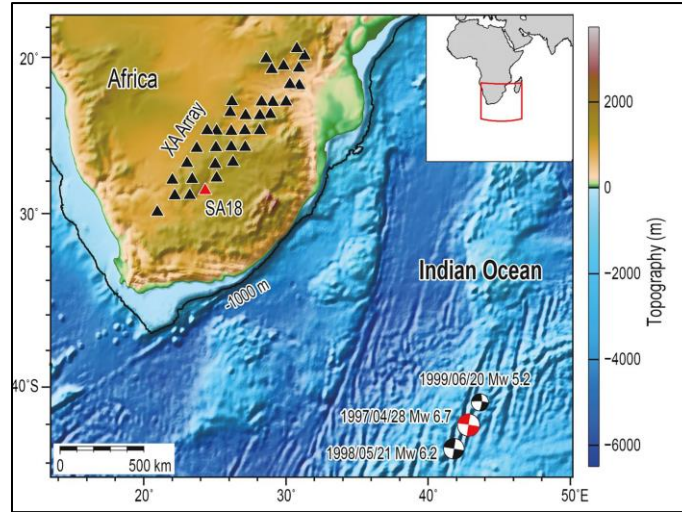


Figura 5. Localización y distribución del arreglo sísmico utilizado. Fuente: Zhou et al., 2021

En general, localizaron e identificaron las fases Tp y Ts originadas a partir de eventos marinos en las estaciones sísmicas mediante el análisis de las formas de onda, tiempos de viaje, polarización y su contenido de frecuencias (Figura 6), para posteriormente cuantificar la atenuación sísmica de ondas P y S locales al sur de África con el fin de generar nuevos acercamientos para la evaluación de riesgo sísmico y estudios geodinámicos en zonas sísmicamente pasivas.

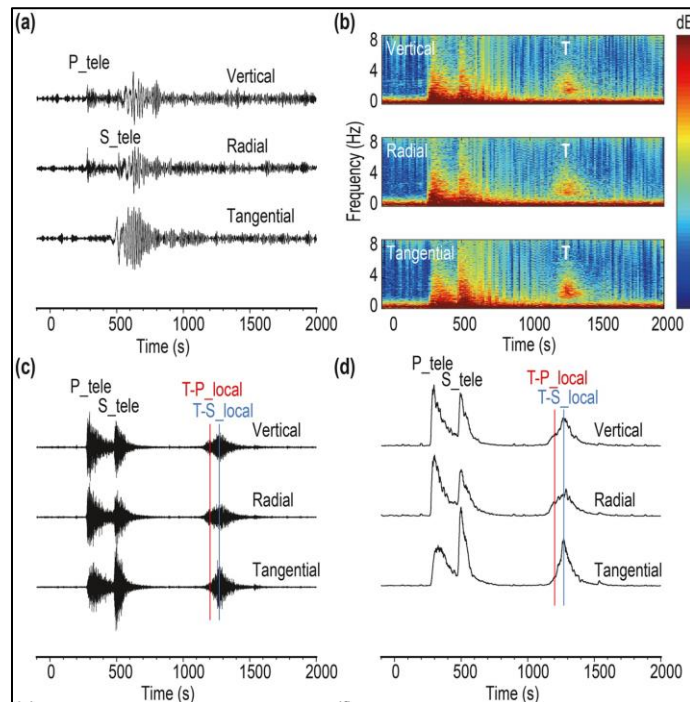


Figura 6. Análisis realizados a los sismogramas para identificar las fases T, donde se incluyen: a) datos banda ancha. b) espectrogramas. c) datos filtrados de 2 a 8 Hz. d) envolturas. Fuente: Zhou et al., 2021

El trabajo realizado por Zhou et al. (2021) es de gran importancia para el presente proyecto, porque además de presentar una metodología clara y concisa para identificar las fases T, propone la ecuación para calcular los tiempos de viaje teóricos de las Fases T-P y T-S desde la fuente sismogénica.

$$T_{T-P/S\_local} = \frac{L_{ocean}}{V_{ocean}} + \frac{L_{continent}}{V_{P/S}}$$

Donde:

- $L_{ocean}$  y  $L_{continent}$ : Distancia de propagación en el océano y continente respectivamente
- $V_{ocean}$ : Velocidad acústica en el océano de 1,48 km/s (Ewing et al., 1950)
- $V_{P/S}$ : Velocidad promedio para la Onda P (6 km/s) y S (3,6 km/s) en el continente

### Taiwán

Lin et al. (2014) realizaron observaciones de ondas T a partir de sismómetros de fondo marino en la cuenca Oceánica de Taiwán. A partir de la información recolectada los autores señalan que debido a que este tipo de ondas se transmiten por medio del *SOFAR (Sound Fixing and Ranging) channel*, tienen baja pérdida de transmisión, y por consiguiente pueden ser registradas por estaciones sísmicas terrestres e hidrófonos a largas distancias del epicentro.

En general, realizaron estudios para determinar cómo se dispersa la energía acústica y su interacción con la topografía del lecho marino, tomando como principio la teoría de rayos acústicos.

A partir de sus observaciones, Lin et al. (2014) concluyeron que las fases T son generadas por actividad volcánica marina o por sismos marinos someros (menores a 50 km de profundidad), en su mayoría localizados en zonas de fallas de rumbo (*Strike slip*) y en menor proporción en zonas de subducción (*Dip slip*).

Adicionalmente, a partir de las observaciones realizadas en las estaciones, concluyeron que la batimetría juega un papel fundamental en la propagación de las ondas, ya que, en zonas con batimetrías suavizadas hay un predominio de las bajas frecuencias, mientras que en zonas más complejas hay mayor presencia de altas frecuencias (Figura 7).

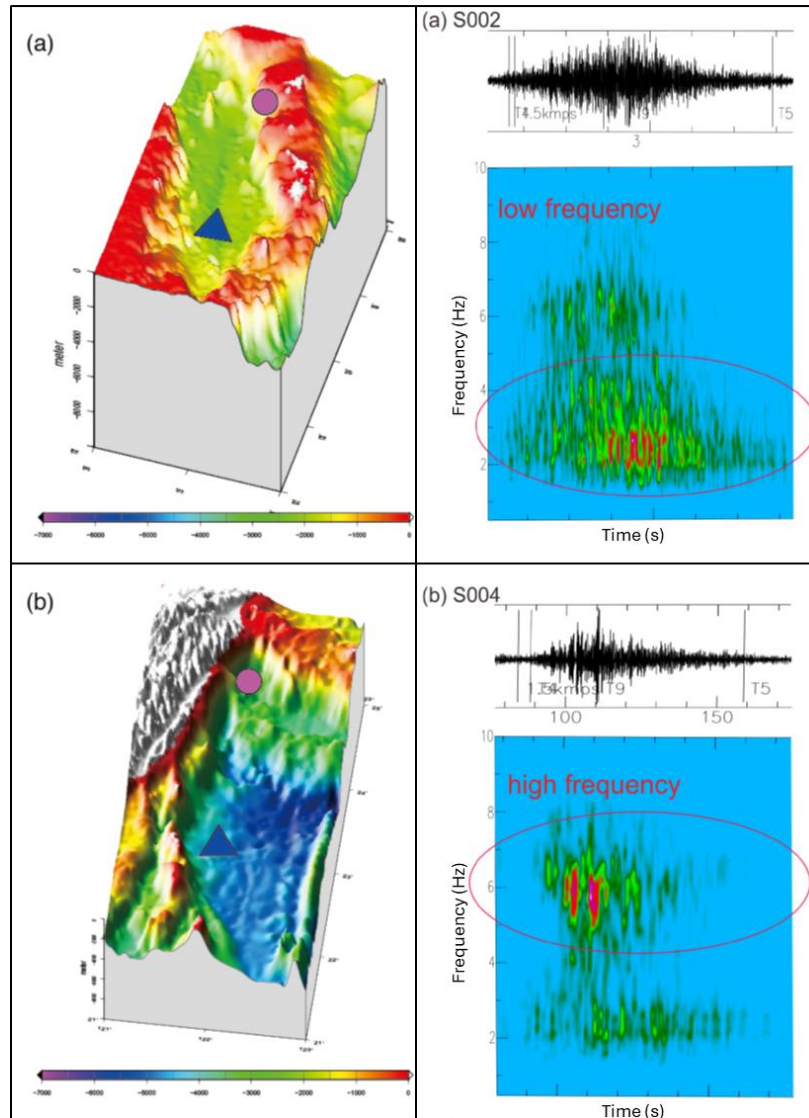


Figura 7. Relación entre la batimetría y el contenido de frecuencias registradas por las estaciones sísmicas. a) Fase T originada en una región de topografía “suavizada” donde predomina un espectro de bajas frecuencias (2-4 Hz). b) Fase T originada en entorno de topografía “irregular” con dominio de altas frecuencias (5-8 Hz). El triángulo azul señala la ubicación de la estación, mientras que el círculo púrpura es el epicentro de generación de la Fase T; es importante mencionar que no es la ubicación del evento detonante. Fuente: Modificado de Lin et al., 2014

Por último, también concluyen que la topografía del lecho marino influye en el patrón de propagación acústica, ya que parte de esta energía alcanza las regiones más profundas del lecho oceánico, factor que indica que las ondas T pueden viajar fuera del *SOFAR channel*.

### Japón

Wadati & Inouye (1953) estudiaron los sismogramas de diferentes estaciones sismológicas de la red japonesa, en los que identificaron las fases T para distintos eventos sismológicos, incluso para uno con epicentro continental en la Península Kii.



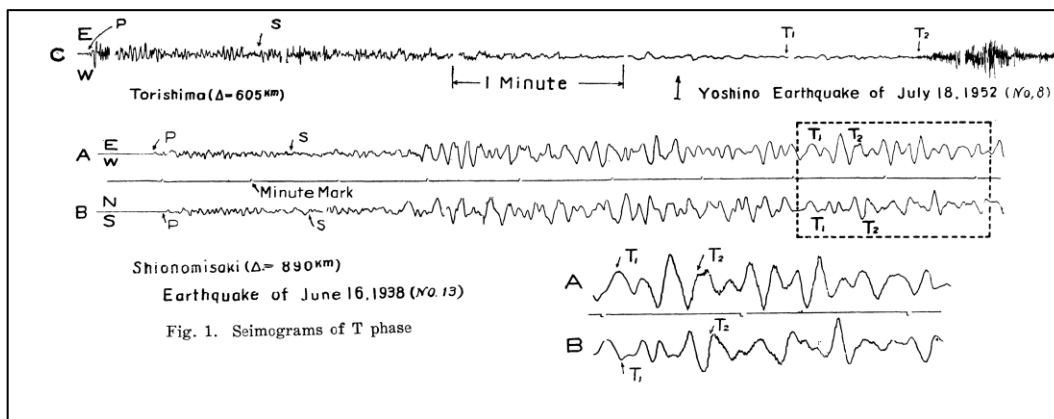


Figura 8. Registro del evento 16 donde fueron observadas las fases T. Fuente: Wadati & Inouye, 1953

Los autores identificaron que los arribos de las fases T suceden aproximadamente cuatro veces más tarde que el arribo de la fase S después de la incidencia de la fase P, y se caracterizan por su rápida oscilación, incluso cuando la amplitud es muy pequeña al ser vista en un sismógrafo de largo periodo (Figura 8). Usualmente, los arribos de T iniciaron con pequeñas oscilaciones (T1) que posteriormente fueron seguidas por un tren de ondas de mayor amplitud varios segundos después (T2) (Figura 9).

No.	Time of occurrence (J.S.T.)	Epicenter	Focal depth	$\Delta$	Travel time		Magni-tude	Station
					T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>		
			km	km	sec.	sec.		
1	{ 1950, XII 15 { 10h 40m	{ 24.5°N { 143.—E	150	720	—	450	—	Torishima
2	{ '50, XII 29 { 07h 44m	{ 24.— { 144.—	150	800	—	570	—	"
3	{ '51, I 7 { 00h 22m	{ — { —	Shallow	290	—	177	—	"
4	{ '51, VII 27 { 09h 59m	{ 32.3 { 142.2	Shallow	270	—	200	—	"
5	{ '51, X 22 { 06h 36m	{ 24.— { 122.—	Shallow	1920	—	1363	6 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	"
6	{ '52, III 5 { 04h 56m	{ 41.9 { 145.0	40	1350	915	940	—	"
7	{ '52, III 10 { 02h 04m	{ 41.7 { 143.5	0~20	1290	869	872	—	"
16	{ '52, III 13 { 22h 58m	{ 28.5 { 127.3	240	{ 960 { 830	{ 450 { —	{ 570 { 498	—	{ Shionom. { Muroto

Figura 9. Datos observacionales obtenidos por Wadati & Inouye, 1953

Además, realizaron un cálculo aproximado de la velocidad de estas ondas a partir de los tiempos de viaje y la distancia epicentral de todos los eventos estudiados, dando como resultado una velocidad de 1,49 km/s (Figura 10).



El recorrido propuesto por los autores implica que las ondas generadas por la fuente sísmica se propagaron a través de la subduciente Placa Pacífica. Al alcanzar el fondo marino, estas ondas se transformaron en ondas hidroacústicas que viajaron a través del *SOFAR channel* en el Pacífico Norte hasta colisionar con la cadena de Montes submarinos del Emperador. Las ondas acústicas, al ser reflejadas y/o dispersadas por esta cadena montañosa, se retro-propagaron a través del Pacífico Norte e impactaron las islas japonesas, donde se convirtieron nuevamente en ondas sísmicas y finalmente fueron registradas por la red sísmica (Figura 12).

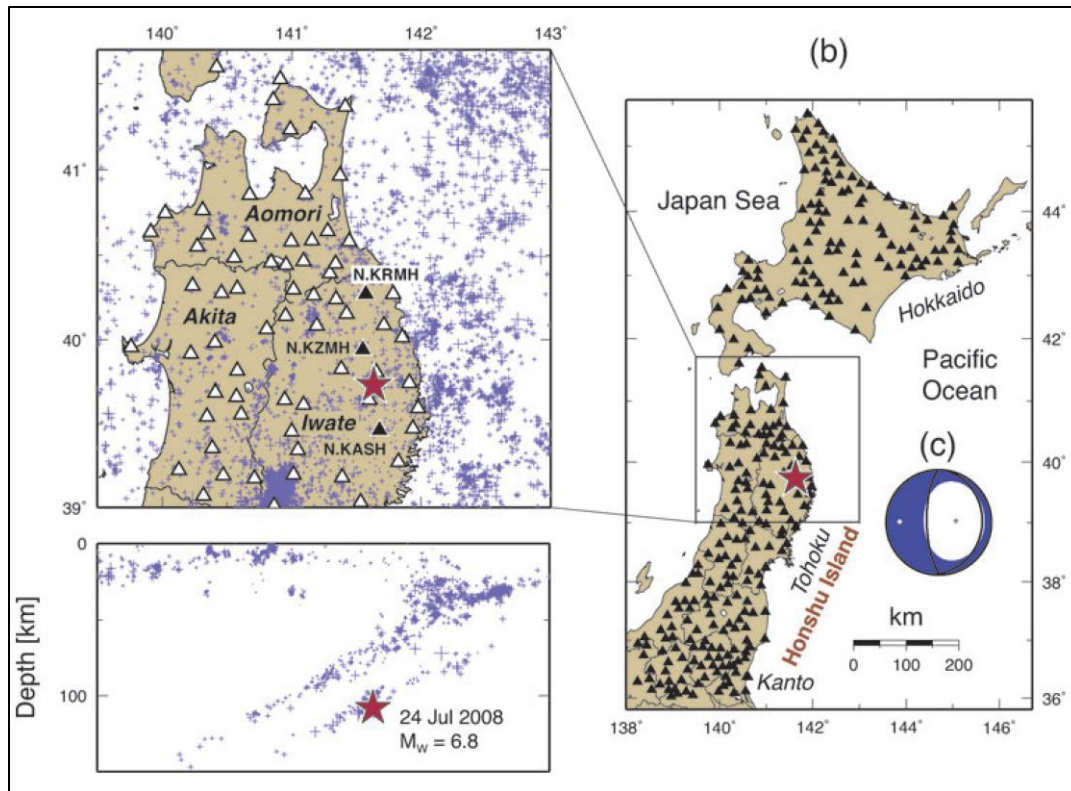


Figura 11. Localización de las estaciones y evento detonante. Fuente: Kosuga, 2011

Debido a las características espaciales de los primeros arribos de la onda y a sus características de polarización (ángulo de inclinación elevado, alta planaridad) se consideró este tipo de onda como una onda superficial de tipo Rayleigh, con un punto de conversión localizado en el talud continental, ya que, en este caso, en vez de obtener una conversión sísmica - hidroacústica - sísmica (mecanismo típico), se generó una conversión hidroacústica - sísmica (Figura 13).

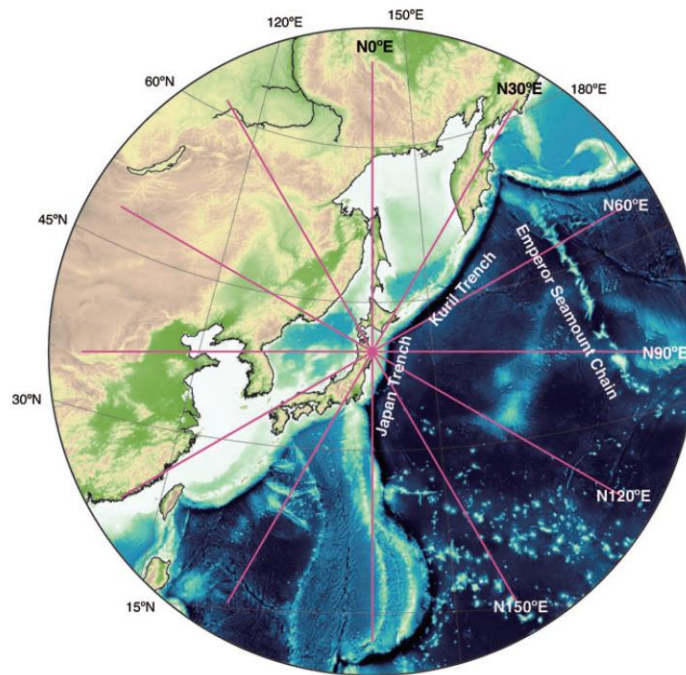


Figura 12. Mapa con la proyección gnomónica centrada en el epicentro del terremoto del norte de Iwate. Fuente: Kosuga, 2011

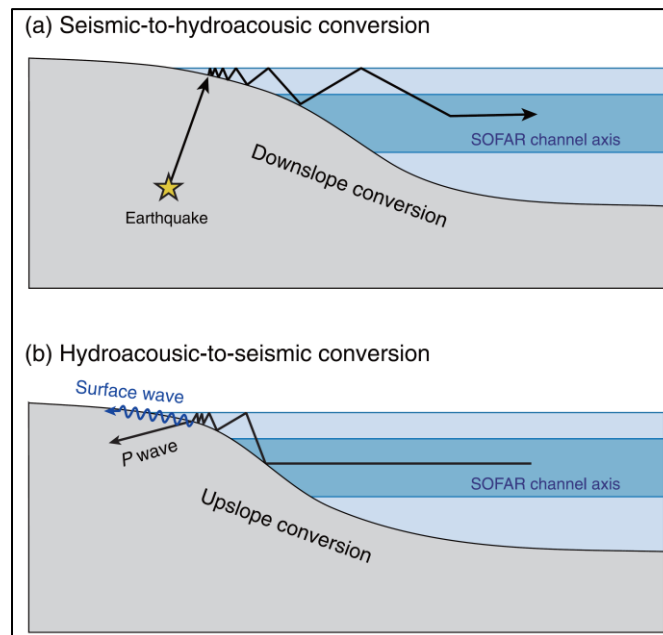


Figura 13. Mecanismos de conversión de fases T. Fuente: Kosuga, 2011

De igual forma, otro factor importante de este trabajo es que el autor utilizó la técnica de localización *Back Projection* (Figura 14), con puntos hipotéticos de conversión distribuidos en una grilla elaborada a lo largo de la costa de Japón y, a partir de los valores obtenidos de amplitud *rms* determinó la zona donde es más probable la conversión de la fase T.

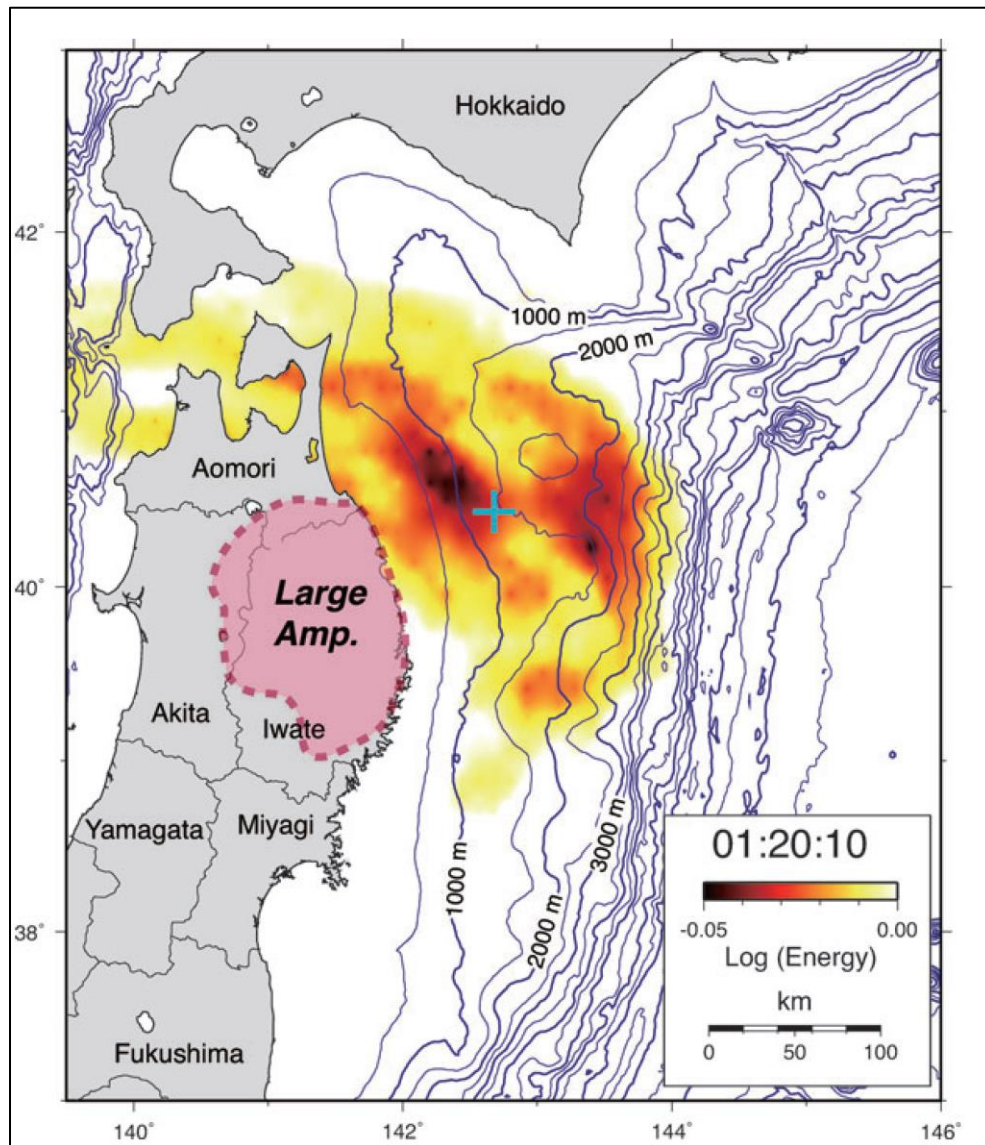


Figura 14. Distribución de energía relativa calculada a partir de retroproyección en el que se representa el posible punto de conversión a partir de la energía resultante (cruz azul). Fuente: Kosuga, 2011

## Chile

Sáez & Ruiz (2018) observaron fases T de 54 eventos sudamericanos con magnitud de momento  $M_w > 5,2$  en una estación de banda ancha localizada en la Isla Juan Fernández (Figura 15). Calcularon el flujo de energía de las fases T generados por los eventos de fuente intraplaca y de zona de subducción, evidenciando una mayor eficiencia de generación de fases T a partir de los eventos más alejados de la fosa (profundidades menores a 15 km). Los autores relacionan las variaciones de la eficiencia en la generación de fases T debido a la trayectoria de los rayos continentales de las ondas de cuerpo y los ángulos de incidencia de las ondas que ingresan al *SOFAR channel*.

Por otro lado, también asocian las variaciones en la generación de fases T por la irregularidad de la batimetría marina, ya que hay presencia de montañas submarinas en la parte superior de la placa de Nazca por donde viajan las fases T (Figura 16). Esta investigación es de gran influencia para el presente trabajo, ya que los investigadores logran identificar fases T en el continente suramericano, precursores para la observación y localización de este tipo de ondas en el Pacífico colombiano.

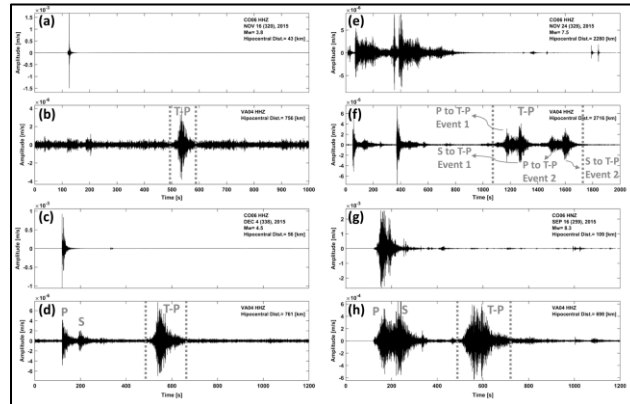


Figura 15. Fases T identificadas a partir de 2 eventos en la estación de interés. Fuente: Sáez & Ruiz, 2018

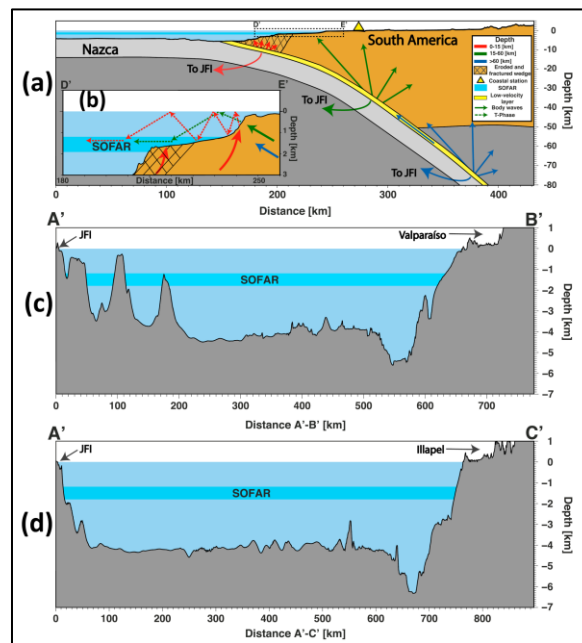


Figura 16. Esquema ilustrativo de las ondas de cuerpo generadas cerca la fosa en la zona de estudio. c) Batimetría compleja que impide el desplazamiento de las ondas. d) batimetría con mayor eficiencia para la generación de fases T.

Fuente: Sáez & Ruiz, 2018

## Hawaii

Koyanagi et al. (1995) emplean factores de amplificación para visualizar las fases T captadas por la red del Observatorio de Volcanes de Hawaii (Figura 17). Los autores, para

este escenario, además de identificar las fases T, las utilizaron para calcular la atenuación sísmica presente en la isla, a partir de la disminución de las amplitudes observadas a medida que se alejan del punto de conversión en la costa.

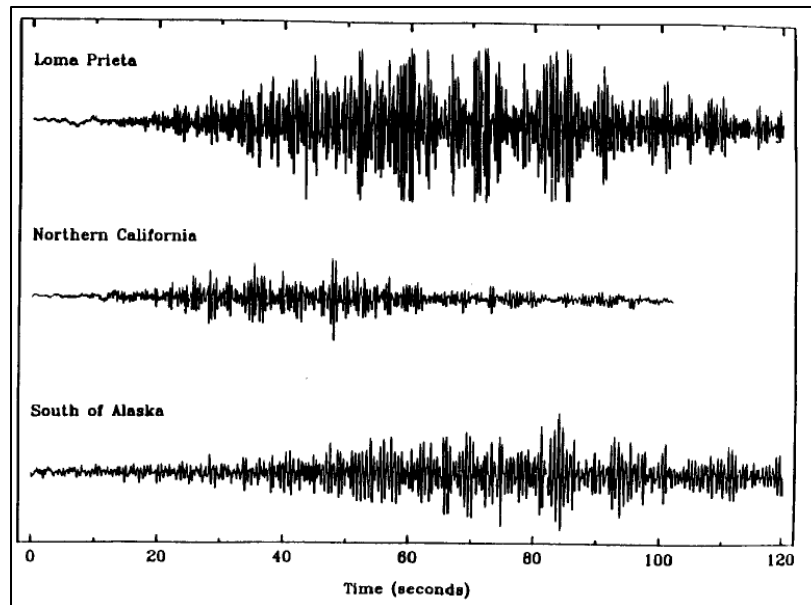


Figura 17. Registro de tres fases T utilizadas en el estudio para diferentes eventos. Fuente: Koyanagi et al., 1995

En general, el estudio de las ondas T ha sido orientado hacia actividades de monitoreo sísmico, relocalización de eventos, evaluar el peligro generado por tsunamis, caracterizar las propiedades de atenuación sísmica en diferentes partes del mundo y ampliar el conocimiento tanto en la hidroacústica como en sismología.

## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Objetivo General**

Investigar y caracterizar la ocurrencia, propiedades y posibles mecanismos de generación de las fases T en la costa pacífica colombiana a partir de sismos generados en la cuenca de Panamá, con el objetivo de ampliar el conocimiento geocientífico de este tipo de ondas sísmicas y así fomentar su aplicación.

### **1.4.2 Objetivos Específicos**

- Detectar e identificar las fases T en estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional en la costa Pacífica colombiana
- Identificar la distribución espacial y características de las fases T, incluyendo su contenido de frecuencias, amplitud y relación respecto con los arribos de las fases P y S.
- Evaluar la relación de la ocurrencia de las fases T con las características físicas del talud continental, además de su relación con la magnitud, localización y distancia de los eventos sísmicos respecto a la costa y estaciones de registro.



## 2 Marco Teórico

### 2.1 Marco Geológico Regional

El área de estudio se encuentra localizada en el interior de la cuenca de Panamá, en un sistema de fallas de rumbo norte-sur asociado a la Zona de Fractura de Panamá, al norte del Centro de Separación Cocos – Nazca (Figura 18) (Kellogg et al., 1995; Marcaillou et al., 2006).

La Dorsal de Malpelo hace parte de la provincia volcánica de Cocos - Nazca, originada a partir de la interacción entre el Punto Caliente de Galápagos y los centros de separación dentro de la cuenca (Lonsdale & Klitgord, 1978). Estos autores proponen que la separación del lecho marino comenzó cuando la antigua Placa de Farallones se separó en las placas de Cocos y Nazca, con un centro de separación con rumbo este-oeste (Marcaillou et al., 2006).

El sistema de Dorsales Cocos y Carnegie está directamente influenciado por la actividad del Punto Caliente de Galápagos, ya que representa la trayectoria de este en las placas de Cocos y Nazca respectivamente (G. L. Johnson & Lowrie, 1972). El Punto Caliente de Galápagos está localizado en el Centro de Separación de las Dorsales Cocos – Nazca, que a su vez es el ápice de la estructura en forma V donde estas dos estructuras convergen y se encuentran en proceso de separación desde hace 22.7 millones de años (Barckhausen et al., 2001; Marcaillou et al., 2006).

La Dorsal de Malpelo es una estructura de 300 km de largo y 100 km de ancho, con rumbo noreste-suroeste, subparalelo a la Dorsal de Cocos, conformada por edificios volcánicos que puede ser la continuación de esta, desplazada hacia el sur a lo largo de la Zona de Fractura de Panamá (Gardner et al., 1992; Lonsdale & Klitgord, 1978).

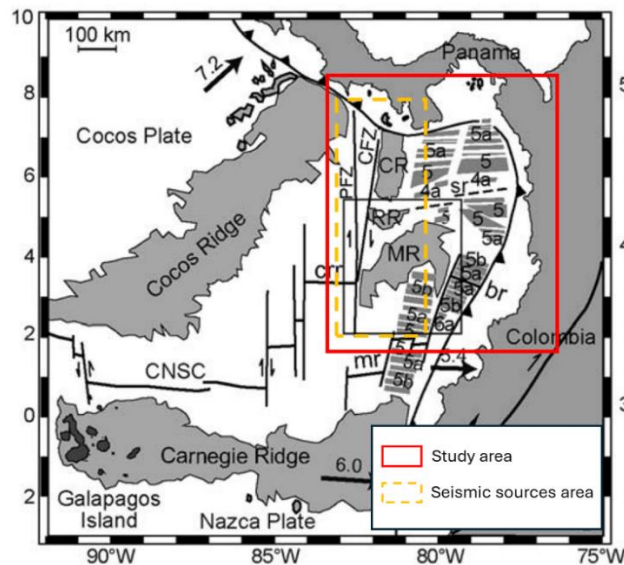


Figura 18. Cuenca de Panamá. Malpelo Ridge (MR), Coiba Ridge (CR), Regina Ridge (RR), Cocos-Nazca Spreading Centre (CNSC), Costa Rica Rift (cr), Malpelo Rift (mr), Sandra Rift (sr), Coiba Fracture Zone (CFZ), Panama Fracture Zone (PFZ). Fuente: Modificado de Marcaillou et al., 2006

## 2.2 Principios de Generación

Maurice Ewing y su equipo de trabajo establecieron las bases de la generación de las fases T a partir de sismos (Okal, 2008), como el resultado de la conversión de energía sísmica a ondas acústicas con fuente localizada en la interfase entre corteza oceánica y la columna de agua, seguida por el mecanismo inverso acústico-sísmico en el sector donde la onda choca con corteza continental (Tolstoy & Ewing, 1950).

La existencia de segmentos con diferentes ángulos de inclinación en el fondo oceánico es un aspecto fundamental del modelo de generación de estas ondas, ya que permite que la energía acústica quede atrapada en el interior de un canal de baja velocidad de onda y permita así su propagación eficiente a largas distancias (Okal, 2008).

El principio de generación de ondas T presenta un problema para los investigadores, ya que la conversión de energía sísmica a acústica se genera con bajos ángulos de incidencia debido al contraste entre el lecho marino y la columna de agua (Williams et al., 2006). Debido a este problema, se han propuesto mecanismos de conversión de baja a alta incidencia de energía, como lo son el *Downslope Propagation Model* (Chiu, 1994; R. H. Johnson et al., 1963; Talandier & Okal, 1998) (Figura 19a) y el *Rough seafloor scattering model* (de Groot-Hedlin & Orcutt, 1999; Park et al., 2001; Walker et al., 1992; Yang & Forsyth, 2003) (Figura 19b).

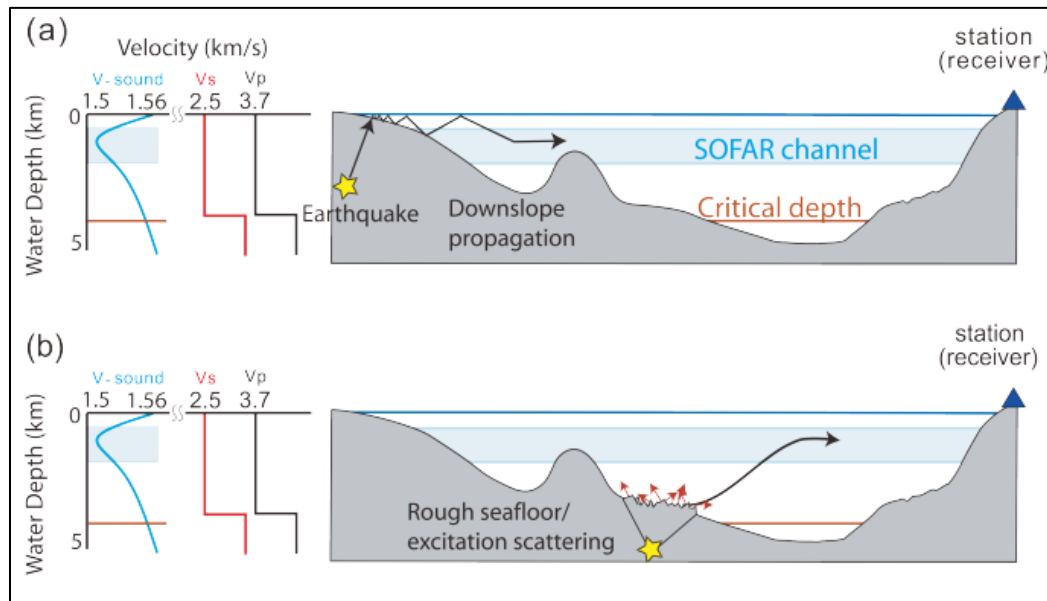


Figura 19. Mecanismos de generación de Fases T. Fuente: Chien et al., 2014

### 2.2.1 Downslope Propagation Model

De manera cualitativa, el modelo de propagación *downslope* consiste en que las ondas elásticas generadas por una fuente sismogénica somera, al llegar al límite entre el lecho marino y la columna de agua, generan ondas acústicas. Estas ondas se reflejan de manera continua entre el lecho marino y la superficie del océano, cambiando su ángulo de reflexión

con cada ciclo. A medida que se reflejan, el ángulo se va horizontalizando, lo que eventualmente permite que las ondas ingresen al *SOFAR channel* (Figura 19a).

De hecho, la interacción de ondas elásticas con variaciones en la inclinación de las pendientes es uno de los mecanismos principales para la conversión de ondas de cuerpo y de cizalla en ondas acústicas (Frank et al., 2015). Según este modelo, cuando hay una pendiente con un ángulo de inclinación específico, los rayos acústicos que se reflejan entre el lecho marino y la superficie del océano aumentan su ángulo a medida que se desplazan en la horizontal, lo que eventualmente permite que la energía quede atrapada en el *SOFAR channel* con un ángulo de inclinación menor a  $12^\circ$  desde la horizontal (Okal, 2008).

El contraste de velocidad entre la corteza terrestre (6.6 km/s) y el océano (1.5 km/s) para las ondas compresionales provoca que los rayos se proyecten en el agua con una dirección cercana a la normal de la pendiente del fondo marino, con un ángulo crítico  $\theta$  calculado por medio de la Ley de Snell, asumiendo capas paralelas (Williams et al., 2006):

$$\theta_c = \sin^{-1} \frac{C_1}{C_3} = \sin^{-1} \frac{1.5}{6.6} = 13^\circ$$

Los taludes continentales son en su mayoría del orden de  $10^\circ$  o menos respecto a la horizontal, al igual que los rayos de canal de sonido, por lo que las ondas compresionales de los sismos pueden entrar al canal de sonido directamente por refracción. A pesar de esto, se sabe que el proceso de propagación por *downslope* puede convertir los rayos de superficie y fondo oceánico reflejados en rayos de canal de sonido (Williams et al., 2006).

Es posible, ya que, para cada ciclo de reflexión entre la superficie y el fondo marino, el rayo que se propaga pendiente abajo tiende a volverse casi horizontal por un ángulo igual al doble de la pendiente del fondo. Para su conversión a rayos de sonido de canal, se necesita una relación entre el ángulo y la extensión de la pendiente con la profundidad del canal de sonido (Williams et al., 2006).

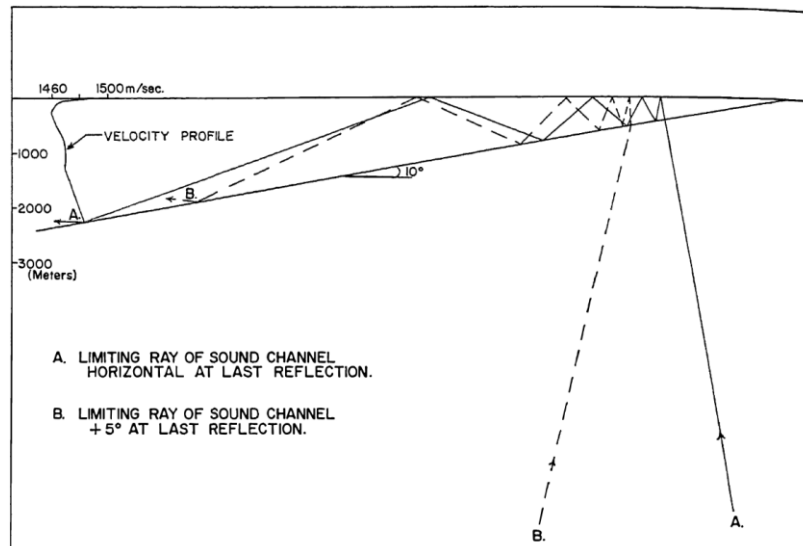


Figura 20. Mecanismo de transformación P-T. Fuente: R. H. Johnson et al., 1963

En la Figura 20, se asume un ángulo de  $10^\circ$  donde el rayo A entra al agua a una profundidad de 400 m y se propaga por medio del modelo *downslope*. Luego de 4 ciclos de reflexión, el rayo se proyecta de manera horizontal a una profundidad de 2200 m aproximadamente (profundidad donde la velocidad del sonido es igual que en superficie). Debido a esto, el rayo A es un rayo límite para la propagación del canal sonoro, por lo que todos los rayos del canal acústico se refractarán en el agua a partir de una zona próxima a la parte superior del talud continental (Williams et al., 2006).

Los rayos del canal de sonido pueden salir de la pendiente en ángulos distintos al horizontal. Por ejemplo, el rayo B (Figura 20) entra al agua a  $+5^\circ$ , refractándose más abajo en la pendiente que el rayo A, ampliando la ventana de la fase T. Sin embargo, sus reflexiones ocurren con ángulos más pronunciados, lo genera mayor energía refractada hacia el fondo. La Longitud de la pendiente por encima de la profundidad donde el rayo B se refracta en el agua representa el ancho máximo de la ventana de la fase T (Williams et al., 2006).

### 2.2.2 *Rough Seafloor Scattering Model*

De manera cualitativa, este modelo intenta explicar la generación de fases T en el fondo marino, donde no hay presencia de pendientes como la de los taludes continentales, sino por el contrario, son superficies que contienen irregularidades topográficas que al momento de llegar la onda elástica proveniente de la fuente sísmica, la dispersan en todas las direcciones y generan ondas acústicas (fases T) que pueden desplazarse por medio del *SOFAR channel* (Figura 19b).

El método basado en pendientes no puede dar cuenta de las observaciones de ondas T en áreas profundas del océano, ya que no se produce un cambio significativo en la inclinación de la pendiente entre la fuente y el receptor. Se ha propuesto que la dispersión en la ubicación de la fuente es un mecanismo para la generación de ondas T en áreas abisales, debido a la interacción entre los modos elásticos y acústicos, que depende de la batimetría en la región de la fuente (Frank et al., 2015).

La aplicación de la teoría de perturbación en el contexto modal permite estudiar el acoplamiento de modos inducidos por heterogeneidades laterales en las estructuras que se toman en consideración. La mayoría de los modelos incluyen dos tipos de heterogeneidades: la primera consiste en dos cuencas planas con diferentes profundidades de agua, con transiciones suaves que se extienden sobre varias longitudes de onda. El segundo modelo incluye una cuenca con irregularidades localizadas en el lecho marino (Okal, 2008).

Los estudios han demostrado que una estructura corrugada puede generar un mecanismo que permita filtrar la energía de modos con poca o ninguna amplitud en el *SOFAR channel* (altamente alterados por fuentes sismogénicas) en modos que representan la propagación de la energía atrapada en el canal (no alterada por fuentes bajo tierra) (Okal, 2008).

Según el estudio realizado por Park et al. (2001) en escenarios que involucran diferentes profundidades y geometrías de sismos en interfaces homogéneas y heterogéneas del lecho marino, se afirma que el proceso de transformación puede ser determinístico o

estocástico. A partir de varias simulaciones Park cuantifica que, para estructuras planas la amplitud sísmica puede ser perturbada en varias ramas armónicas y solo algunos modos son perturbados con rangos de 18 a 55. Mediante la multiplicación de una función de dispersión, se generan amplitudes de cruce convertidas en diferentes modos, teniendo en cuenta que la propagación horizontal de los modos en el agua varía de 1 a 10. Estos modos, que están actualmente perturbados con una amplitud finita, son clave en el modelo que permite predecir la perturbación de una fase T en áreas abisales (Figura 21).

THE GENERATION OF T WAVES BY EARTHQUAKES

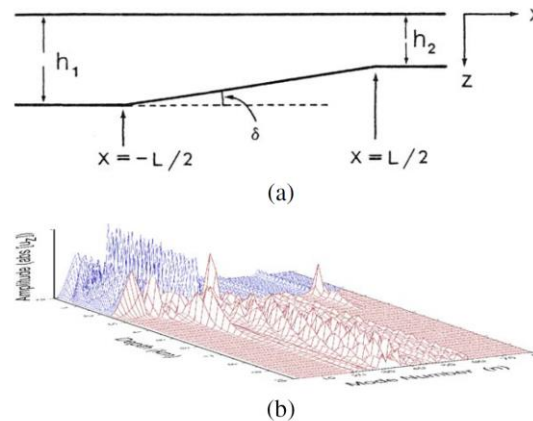


Figura 21. (a) Ejemplo de una perturbación lateral en un modelo de superficie plana. (b) Modelo con segmento corrugado en el lecho marino en una estructura con homogeneidad lateral. Fuente: Park, 2001

En general, la topografía del lecho marino juega un papel crucial en la generación de las fases T. Dependiendo si se encuentra en una zona inclinada (talud continental, cadenas montañosas submarinas) o en una zona plana con irregularidades en la superficie (fondo marino), las fases T pueden generarse por el modelo de propagación descendente (*downslope*) o de dispersión (*scattering*) reselectivamente.

Además de estos dos mecanismos de generación de fases T, hay otros factores que facilitan su formación. En primer lugar, las ondas S o de cizalla por su naturaleza son más susceptibles a generar ondas T (Lin et al., 2014). Por otro lado, estas ondas han sido identificadas por instrumentos a partir de fuentes con magnitudes  $M_w$  mayores a 5 en diferentes ambientes tectónicos y profundidades; principalmente por eventos someros, con profundidades menores a 50 km, en zonas con fallamiento de rumbo (*strike-slip*) y localizados en zonas con batimetrías “simples”, ya que, al presentar superficies de lecho marino más complejas la identificación de fases T es menor (Lin et al., 2014).

### 2.3 Mecanismos de Propagación

Las fases T se propagan en el océano por medio del Canal de Fijación y Rango de Sonido (*SOFAR channel*) con rangos de frecuencia que oscilan entre los 2 y 8 Hz (Okal, 2008; Talandier & Okal, 1998).

El *SOFAR channel* es un canal de baja velocidad localizado a 1200 m por debajo de la superficie del océano y funciona como una guía para las fases T que viajan largas distancias

sin sufrir atenuación anelástica, alcanzando una velocidad promedio de 1,5 km/s (Kosuga, 2011; Lin et al., 2014; Okal, 2008; Sáez & Ruiz, 2018; Thorp, 2005). En cambio, las fases que no logran desplazarse por el canal sufren atenuación y no alcanzan distancias lejanas (Figura 22b).

Este canal está definido por la estructura de velocidad del sonido en la columna de agua. Por ejemplo, en el Atlántico Norte (Figura 22a), el perfil típico de velocidad del sonido muestra que la profundidad donde la velocidad del sonido en el agua es igual a la de la superficie se denomina profundidad crítica (Williams et al., 2006). La columna de agua desde la superficie hasta esta profundidad se denomina como *SOFAR channel*, cuyo eje se encuentra donde la velocidad del sonido es mínima, aproximadamente a 1 km de profundidad en los trópicos y latitudes medias.

En general, la eficiencia en la propagación de las fases T está basada en la profundidad a la que ocurre el evento, ya que un evento cercano a la profundidad del eje del *SOFAR channel* se propagará de manera más eficiente debido a que la mayoría de su energía entrará en la guía de las ondas con baja atenuación (Williams et al., 2006). Además, las fases T originadas a una profundidad mayor a la profundidad crítica (5 km de profundidad), no podrán ser propagadas en largas distancias.

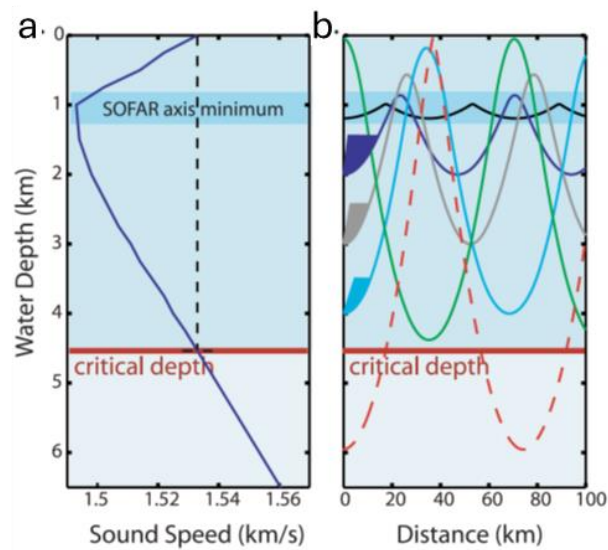


Figura 22. a) Ejemplo de la velocidad del sonido en el Atlántico Norte. El *SOFAR Channel* se extiende desde la superficie hasta su profundidad crítica (línea roja). b) Modelado de rayos para eventos generados por *scattering* a distintas profundidades, los que se encuentran dentro del *SOFAR Channel* se propagan a distancias mayores (verde, azul). Fuente: Modificado de Williams et al., 2006

Además de propagarse en el *SOFAR channel*, las fases T también tienen la capacidad de transmitirse fuera de él, ya que en estudios como los de Lin et al. (2014) y Chen et al. (2017) a partir de modelaciones de trayectoria de rayos BELLHOP (Figura 23) en ambientes con batimetrías heterogéneas, se logró determinar que la energía emanada por las fases T es capaz de reflejarse fuera del *SOFAR channel* con suficiente potencia para alcanzar el lecho marino y por consiguiente, profundidades mucho mayores.

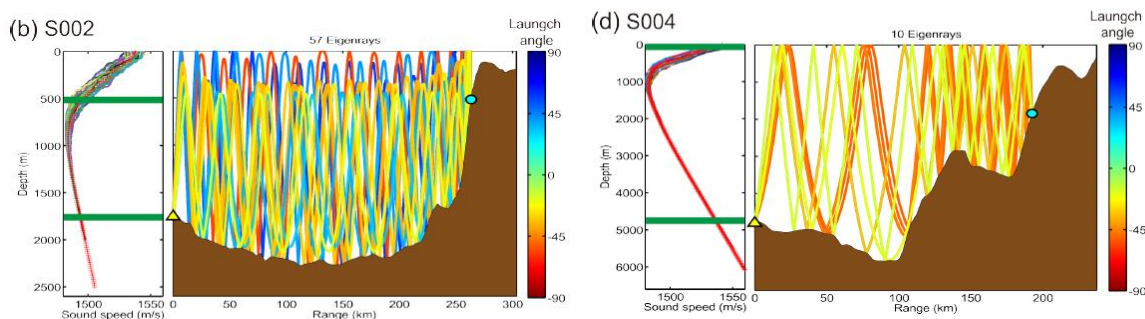


Figura 23. Modelaciones a partir de la metodología BELLHOP. Se observa que los rayos simulados logran reflejarse en el lecho marino. Fuente: Modificado de Chien *et al.*, 2014

Por último, los tiempos de arribo teóricos para las fases  $T_p$  y  $T_s$  desde la fuente hasta las estaciones de registro pueden ser calculados por medio de la siguiente ecuación, elaborada por Zhou *et al.* (2021):

$$T_{T-P/S\_local} = \frac{L_{ocean}}{V_{ocean}} + \frac{L_{continent}}{V_{P/S}}$$

Donde:

- $L_{ocean}$  y  $L_{continent}$ : Distancia de propagación en el océano y continente respectivamente.
- $V_{ocean}$ : Velocidad acústica en el océano de 1,48 km/s (Ewing *et al.*, 1950).
- $V_{P/S}$ : Velocidad promedio para la Onda P (6 km/s) y S (3,6 km/s) en el continente.

## 2.4 Back Projection

El análisis de sismos por medio de la metodología *Back Projection* es un tipo de procesamiento que ilustra la fuente de ondas sísmicas registradas en estaciones a través de una red sismológica (Kiser & Ishii, 2017), con el objetivo de localizar eventos de gran magnitud; aunque también ha sido preciso para ubicar eventos más pequeños.

Esta metodología fue desarrollada posteriormente al sismo de magnitud 9.2 ocurrido en Sumatra el año 2004, con el fin de obtener imágenes directas de la ruptura provocada por un evento a partir de los arribos de la primera onda compresional que es registrada por una estación sismológica, capaz de producir imágenes de alta resolución (Ishii *et al.*, 2005).

En general, el método consiste en una simplificación de la migración del tiempo inverso del campo de ondas, herramienta para obtener imágenes del subsuelo en la sísmica de reflexión (Ishii *et al.*, 2005). Para obtener la localización de la fuente sismogénica en la estación  $k$ , los sismogramas se suman para generar un apilado  $S_j$  como función del tiempo  $t$ :

$$s_j(t) = \sum_k (p_k/A_k) u_k(t - t_{jk}^p + \Delta t_k)$$

Donde  $u_k$  es la componente vertical del sismograma registrado en la estación  $k$ , y  $t_{jk}^p$  es el tiempo de viaje teórico de la onda P a la estación  $k$  desde la fuente  $j$ .  $\Delta t_k$  representa las correcciones de tiempo resultantes de correlación cruzada de las formas de onda con los primeros segundos de las ondas P, utilizados para mejorar la coherencia de las trazas por los efectos de una estructura tridimensional. Finalmente,  $p_k$  y  $A_k$  son la polaridad y la amplitud de los sismogramas obtenidos a partir del análisis de correlación cruzada (Ishii et al., 2005).

En otras palabras, esta metodología busca invertir el proceso de propagación de ondas sísmicas, ya que, en lugar de seguir la trayectoria de las ondas desde el hipocentro hacia las estaciones de registro, se toma la información obtenida en cada estación y se retrocede hacia el epicentro hipotético (Figura 24), tomando los tiempos de arribo observados y amplitudes principalmente.

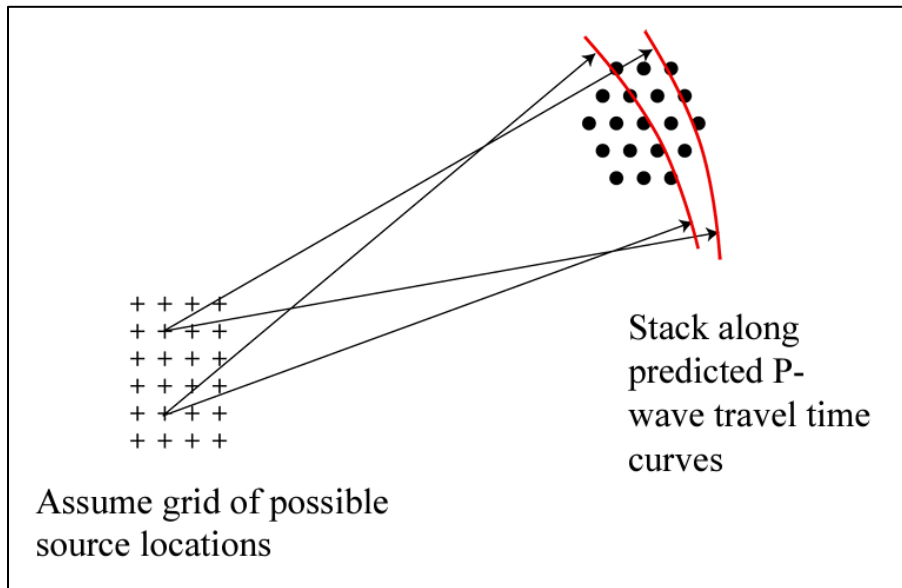


Figura 24. Esquema simplificado del *Back Projection*. Fuente: Shearer, 2014

Por otro lado, Kosuga (2011) adoptó un método análogo que utiliza un algoritmo para localizar la fuente de un sismo propuesto por Kao & Shan (2004) en el que las amplitudes *rms* observadas son retroproyectadas en puntos hipotéticos de conversión (puntos de fuente) para obtener la distribución espacial de la iluminación.

Kosuga (2011), utilizó las amplitudes *rms* observadas en las  $N$  estaciones disponibles.

$$B_{ki} = \sum_{j=1}^N \{A(t_k + T_{ij})\}^2$$

Para los tiempos de origen  $t_k$  en la fuente  $k$ , la onda T con origen en la fuente  $i$  llega a la estación  $j$  en un tiempo  $t_k + T_{ij}$ , donde  $T_{ij}$  es el tiempo de viaje para la onda T desde



una fuente  $i$  a una estación  $j$ . Posteriormente, las amplitudes  $rms$   $A(t_k + T_{ij})$  fueron normalizadas en un tiempo  $t_k + T_{ij}$  fueron elevadas al cuadrado y sumadas para todas las estaciones para obtener el valor de energía liberada para un tiempo de origen  $k$  en una localización de fuente  $j$  (Figura 25).

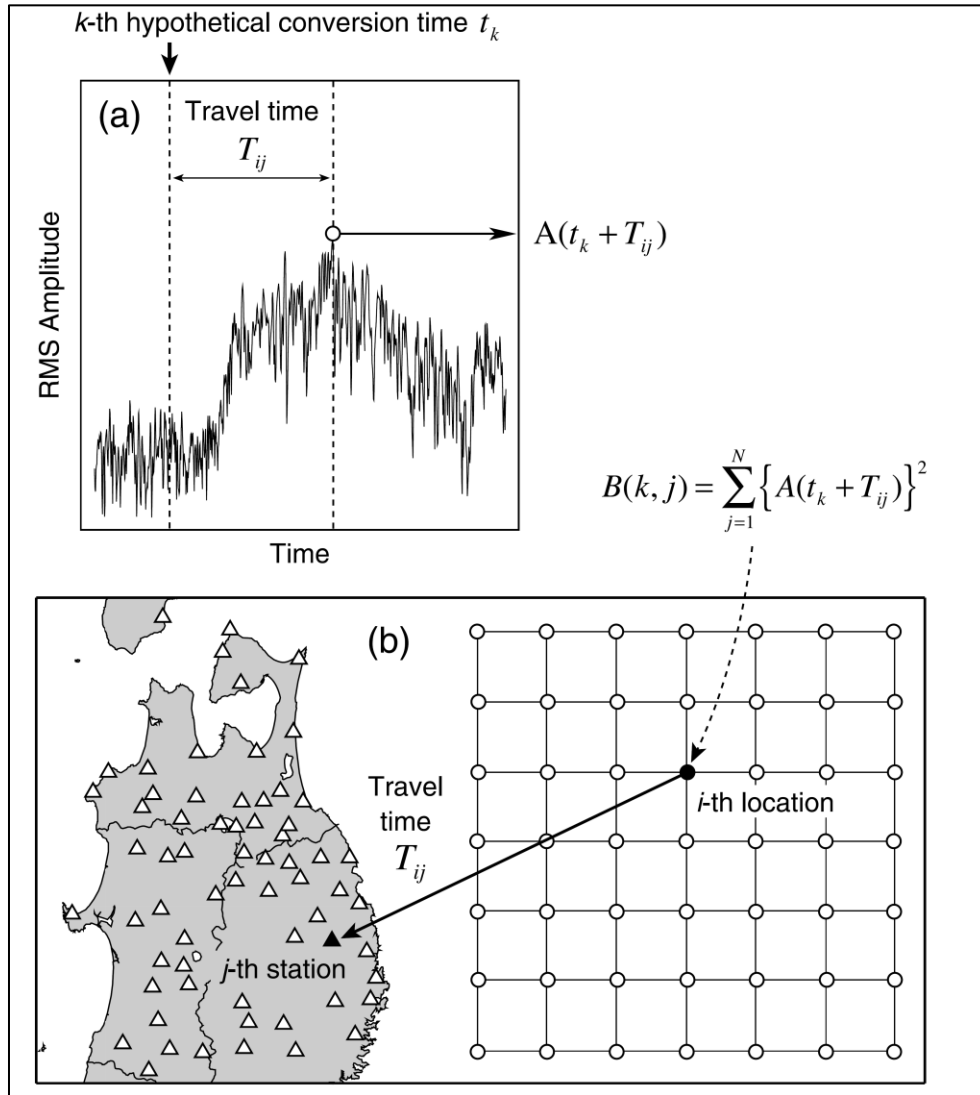


Figura 25. ilustración esquemática con la que se estimaron los puntos de conversión hidroacústica a ondas sísmicas a partir de *Back Projection*. Fuente: Kosuga, 2011

### 3 Metodología

#### 3.1 Área de estudio

Las fases T son el resultado de la conversión de ondas acústicas que viajan por medio del *SOFAR channel*, detonadas generalmente por sismos con magnitudes de  $M_w$  mayores a 5, profundidades menores a 50 km en zonas con predominancia de fallamiento de rumbo (*strike-slip*) (Lin et al., 2014).

Con base en lo anterior, a partir de la base de datos sismológica del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) y del mapa sismogénico del occidente colombiano (Figura 26) se definió el área de estudio en la cuenca de Panamá, localizada aproximadamente a 600 km de la costa pacífica colombiana, ya que la configuración tectónica de esta región cumple con las características principales mencionadas por Lin et al. (2014) para generar fases T.

Adicionalmente, debido a que la velocidad promedio de propagación de estas ondas oscila entre los 1,5 y 1,6 km/s (Buehler & Shearer, 2015; Kosuga, 2011; Lin et al., 2014; Okal, 2008; Sáez & Ruiz, 2018; Thorp, 2005; Wadati & Inouye, 1953; Zhou et al., 2021), se propuso este sector localizado en el océano pacífico para aprovechar la diferencia de velocidad que tienen con las ondas P y S; y así, puedan ser registradas con mayor claridad y no son enmascaradas por los registros de las ondas de cuerpo en las estaciones sismológicas (Sáez & Ruiz, 2018).

Buehler & Shearer (2015) afirman la visualización de fases T en sismogramas hasta 440 km de distancia de la costa hacia el interior de los continentes. En el presente trabajo, se seleccionaron 15 estaciones sismológicas (Tabla 1) de banda ancha pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) del Servicio Geológico Colombiano (SGC) a una distancia igual o menor a 200 km del talud continental, con el objetivo de estar dentro del rango propuesto por Buehler & Shearer (2015) y así observar con claridad los arribos de estas ondas.

Tabla 1. Estaciones sismológicas utilizadas. Fuente: Propia

Nombre	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Departamento
PUNTA ARDITA	PTA	7,147	-77,808	CHOCO
ISLA GORGONA 2	GR1C	3,003	-78,167	CAUCA
SOLANO	SOL	6,226	-77,409	CHOCO
PIZARRO	PIZC	4,965	-77,36	CHOCO
TUMACO	TUM	1,824	-78,727	NARIÑO
MALAGA	MAL	4,013	-77,335	VALLE DEL CAUCA
JAMUNDI	JAMC	3,215	-76,673	VALLE DEL CAUCA
SAN JOSE DEL PALMAR	PAL	4,905	-76,283	CHOCO
APARTADO	APAC	7,9	-76,58	ANTIOQUIA

Nombre	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Departamento
BALBOA	BBAC	2,022	-77,247	CAUCA
YOTOCO	YOT	3,983	-76,345	VALLE DEL CAUCA
DABEIBA	DBB	7,018	-76,21	ANTIOQUIA
CIUDAD BOLIVAR	CBOC	5,864	-76,012	ANTIOQUIA
CUMBAL	CUM	0,941	-77,825	NARIÑO
POPAYAN	POP2	2,54	-76,676	CAUCA

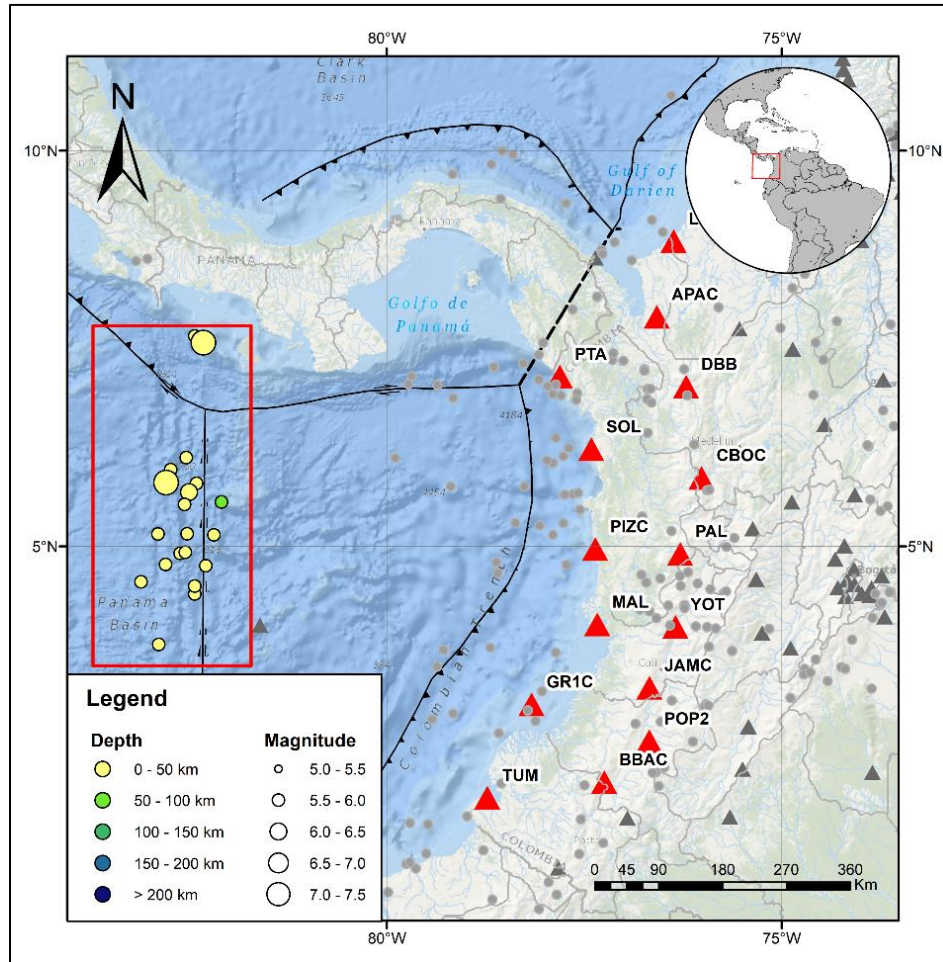


Figura 26. Mapa sísmogénico del occidente colombiano. El recuadro rojo representa el área donde se encuentran los eventos a analizar. Los triángulos rojos representan las estaciones utilizadas. Fuente: Propia

### 3.2 Construcción del catálogo sísmico

En primer lugar, se filtraron todos los eventos de magnitud  $M_w$  igual o superior a 5 con profundidades inferiores a 50 km, entre el 7 de enero de 2015 y el 2 de agosto de 2023. Estos sismos se encuentran ubicados en la cuenca de Panamá, entre la dorsal de Cocos y de Malpelo, situados en su mayoría sobre el trazado de la falla de rumbo con sentido N-S

perteneciente la Zona de Fractura de Panamá, dando como resultado preliminar un total de 35 eventos.

Adicionalmente, se realizó un control de calidad a los datos disponibles de los eventos, teniendo en cuenta la cobertura de estaciones y la calidad del registro, con el objetivo de tomar los sismos que cuenten con la mayor cantidad disponible de información, insumo clave para lograr identificar las fases T. Posteriormente, se sectorizó en tres zonas distintas (norte, centro y sur) el área de estudio (Figura 27) con el propósito de clasificar y unificar los sismos con base en su localización para su análisis relacionado con la generación de fases T en el continente.

Con base en lo anterior, se obtuvo como resultado un total de 11 eventos distribuidos de manera sectorizada a lo largo de la cuenca de Panamá (Figura 27), que cuentan con una buena cobertura de estaciones y registros en tiempo aptos para realizar su distinción (Tabla 2).

Tabla 2. Eventos seleccionados para identificar fases T. Hora UTC -5: Hora del registro en la base de datos del USGS, Hora catálogo SGC: Hora del registro en horario UTC 0, MAG: Magnitud, PROF: Profundidad, LAT: Latitud, LON: Longitud Fuente: Propia

ID	Grupo	Región	Fecha	Hora UTC-5	Hora catálogo SGC	MAG ( $M_0$ )	PROF (Km)	LAT (°)	LON (°)
1	1	Sur	18/05/2018	08:56:37	13:56:37	5,3	10	3,897	-82,671
2	1	Sur	18/05/2018	07:43:54	12:43:54	5,4	10	4,025	-82,531
3	1	Sur	17/04/2019	04:55:48	09:55:48	5,1	10	3,97	-82,612
4	2	Centro	28/01/2022	06:14:09	11:14:09	6	8	5,497	-82,584
5	2	Centro	12/12/2022	13:27:34	18:27:34	5,5	10	4,849	-82,767
6	2	Norte	02/09/2020	16:09:23	21:09:23	5,3	10	6,108	-79,915
7	2	Centro	18/04/2018	01:16:01	06:16:01	5,4	10	5,14	-82,561
8	3	Norte	17/07/2021	15:56:10	20:56:10	6,1	4.1	6,826	-82,677
9	3	Norte	13/05/2021	04:42:12	09:42:12	6,1	10	6,714	-82,415
10	3	Norte	26/08/2017	03:12:51	08:12:51	5,2	10	6,169	-82,665
11	2	Centro	02/08/2023	20:25:21	01:25:21	5,9	8	5,623	-82,642

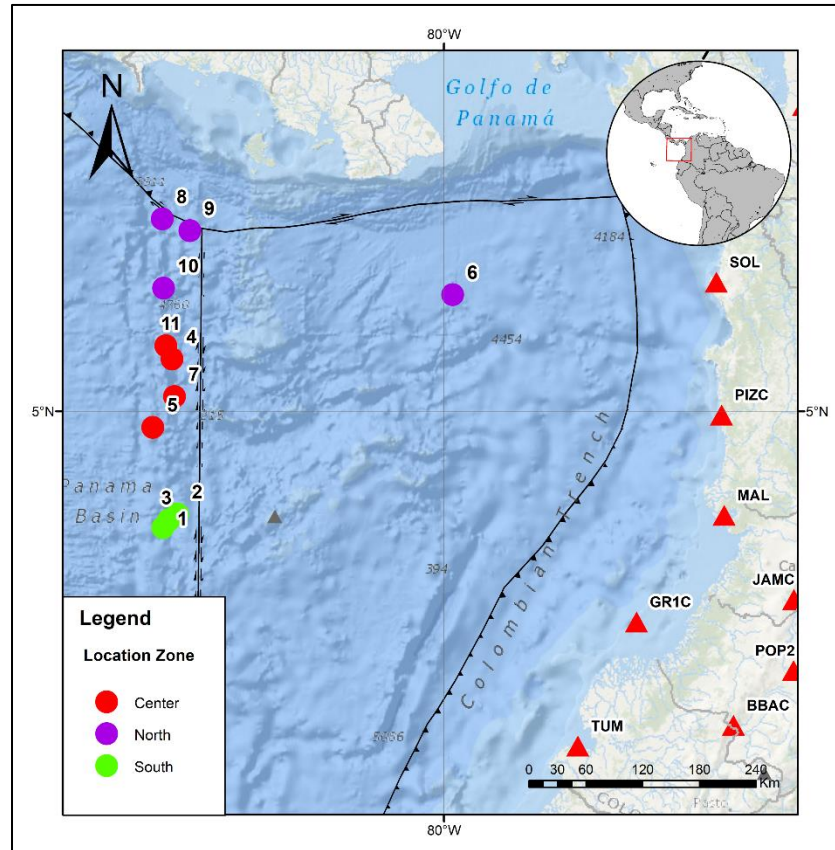


Figura 27. Sismos utilizados para identificar las fases T. Fuente: Propia

### 3.3 Procesamiento de señales

#### 3.3.1 Cálculo de los tiempos de arribo teóricos

Para el cálculo de los tiempos de arribo teóricos, en primer lugar, fue necesario calcular las distancias recorridas por las ondas sísmicas asumiendo que tienen un trayecto lineal desde la fuente hasta cada una de las estaciones sismológicas seleccionadas. En la Figura 28 se muestra el ejemplo de estas trayectorias calculadas para el evento 7.

Posteriormente, se utilizó la ecuación propuesta por Zhou et al. (2021) para calcular el tiempo de viaje teórico de las fases T desde la fuente hasta la estación sismológica en segundos y en horario UTM (por sus siglas en inglés), a partir de la distancia estimada entre ambos puntos.

Como se observa en la Tabla 3, para las estaciones costeras se asumió que la distancia recorrida por la onda elástica generada por la conversión del choque de la onda acústica con el talud continental es cero, asumiendo que el talud está presente a lo largo de toda la costa y la conversión ocurre justo donde se localiza la estación.

Para el cálculo de los tiempos de arribo, no se tuvo en cuenta el trayecto recorrido por la onda sísmica entre el hipocentro y la superficie del lecho marino, ya que, al ser sismos someros, con profundidad igual o menor a 10 km, el tiempo tardado por la fase P (menor a

2 segundos) es despreciable en comparación con el tiempo tardado por la fase T en recorrer el océano hasta la costa (mayor a 330 segundos).

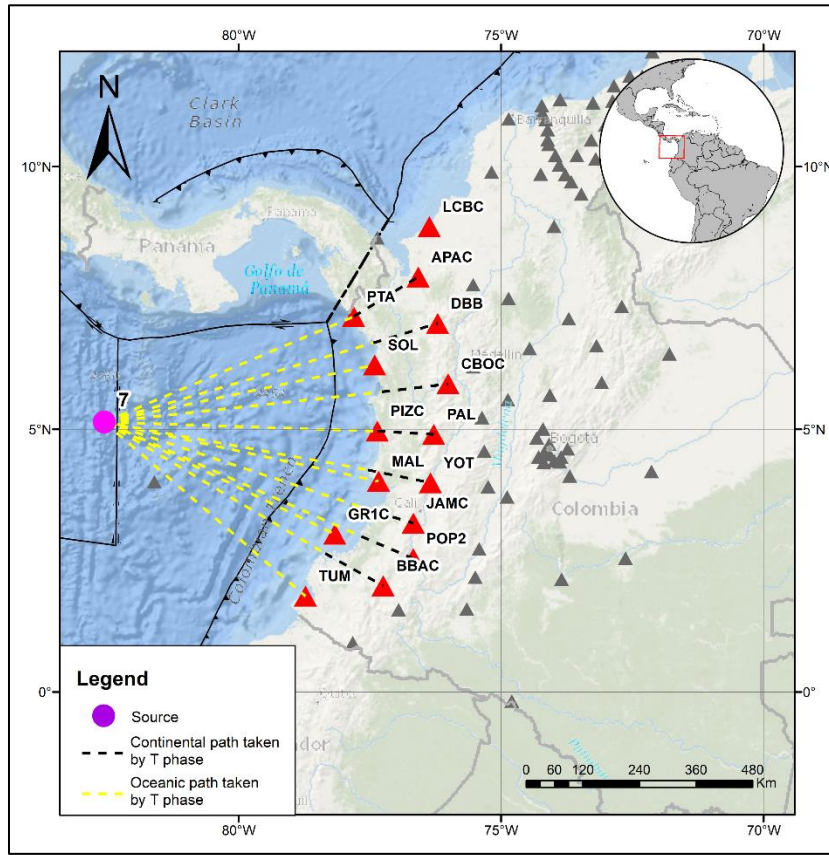


Figura 28. Distancias estimadas entre el evento 7 y las estaciones de registro. Fuente: Propia

Tabla 3. Cálculo de los tiempos de viaje de las fases T teóricos para el evento 7. Dist OC: Distancia de la onda recorrida en el océano, Dist Cont: Distancia de la onda recorrida en el continente, Tttp: Tiempo de viaje en segundos de la fase Tp desde la fuente hasta la estación, Ttts: Tiempo de viaje en segundos de la fase Ts desde la fuente hasta la estación, UTC TIME TTP: Hora del arribo de la fase Tp a la estación, UTC TIME TTS: Hora del arribo de la fase Ts a la estación. Fuente: Propia

ID	Dist OC (km)	Dist Cont (km)	Tttp (s)	Ttts (s)	UTC TIME TTP	UTC TIME TTS
PTA	513,621	0	347,04	347,04	2018-04-18T06:21:48,041216Z	2018-04-18T06:21:48,041216Z
GR1C	490,338	0	331,31	331,31	2018-04-18T06:21:32,309459Z	2018-04-18T06:21:32,309459Z
SOL	525,312	0	354,94	354,94	2018-04-18T06:21:55,940541Z	2018-04-18T06:21:55,940541Z
PIZC	521,388	0	352,29	352,29	2018-04-18T06:21:53,289189Z	2018-04-18T06:21:53,289189Z
TUM	510,444	0	344,89	344,89	2018-04-18T06:21:45,894595Z	2018-04-18T06:21:45,894595Z
MAL	537,075	0	362,89	362,89	2018-04-18T06:22:03,888514Z	2018-04-18T06:22:03,888514Z

ID	Dist OC (km)	Dist Cont (km)	Tttp (s)	Ttts (s)	UTC TIME TTP	UTC TIME TTS
JAMC	544,527	75,285	380,47	388,84	2018-04-18T06:22:21,471149Z	2018-04-18T06:22:29,836149Z
PAL	519,705	111,915	369,80	382,24	2018-04-18T06:22:10,804527Z	2018-04-18T06:22:23,239527Z
APAC	505,548	151,866	366,90	383,77	2018-04-18T06:22:07,897486Z	2018-04-18T06:22:24,771486Z
BBAC	490,554	130,428	353,19	367,69	2018-04-18T06:21:54,193405Z	2018-04-18T06:22:08,685405Z
YOT	513,675	120,879	367,22	380,66	2018-04-18T06:22:08,224203Z	2018-04-18T06:22:21,655203Z
DBB	528,66	133,371	379,43	394,25	2018-04-18T06:22:20,431203Z	2018-04-18T06:22:35,250203Z
CBOC	528,3	130,896	378,78	393,32	2018-04-18T06:22:19,775459Z	2018-04-18T06:22:34,319459Z
CUM	499,896	135,828	360,41	375,50	2018-04-18T06:22:01,405568Z	2018-04-18T06:22:16,497568Z
POP2	532,899	112,707	378,85	391,37	2018-04-18T06:22:19,851392Z	2018-04-18T06:22:32,374392Z

### 3.3.2 Tratamiento de los sismogramas

Con base en los tiempos de arribo teóricos calculados, se procedió a seleccionar la ventana de tiempo para cada uno de los eventos a analizar, que depende principalmente del tiempo de arribo teórico de la fase Ts más tardía calculada en todas las estaciones.

La ventana de tiempo se estandariza con el mismo intervalo, con el objetivo de manejar el mismo rango de visualización para futuras comparaciones entre estaciones. En general, se tomaron ventanas que oscilan entre los 5 y 8 minutos posteriores al registro del sismo detonante para los 11 sismos analizados. En la Figura 29 se puede observar la ventana de tiempo seleccionada para los eventos 4 y 7, en la que se encuentran los arribos de las fases P, S y un aumento en la amplitud minutos después.

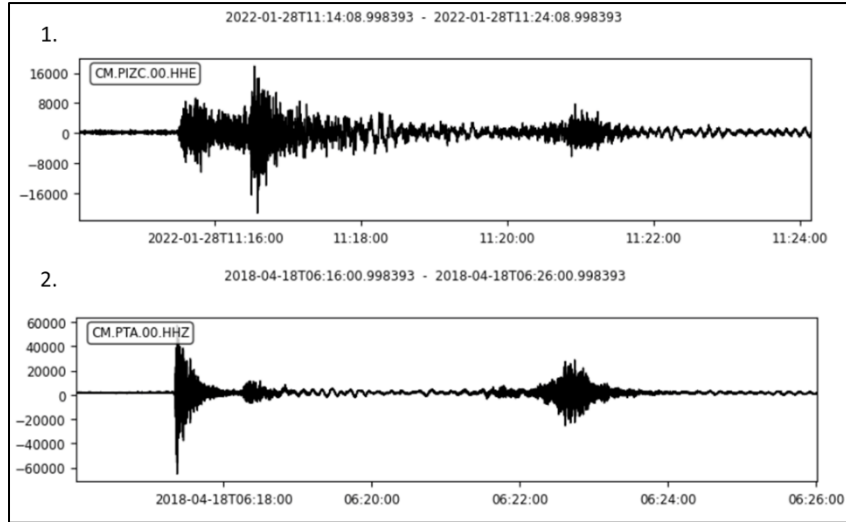


Figura 29. 1. Ventana de tiempo preliminar de la estación PIZC para el evento 4. 2. Ventana de tiempo preliminar de la estación PTA para el evento 7, donde se observa el evento y una perturbación posterior a este. Fuente: Propia

Posterior a la estimación de la ventana de tiempo, se les aplicó un filtro a los sismogramas de 2 a 8 Hz (Buehler & Shearer, 2015; Lin et al., 2014; Zhou et al., 2021) con el objetivo de eliminar ruido ambiente y resaltar las perturbaciones generadas por el sismo y así lograr identificar las fases T (Figura 30).

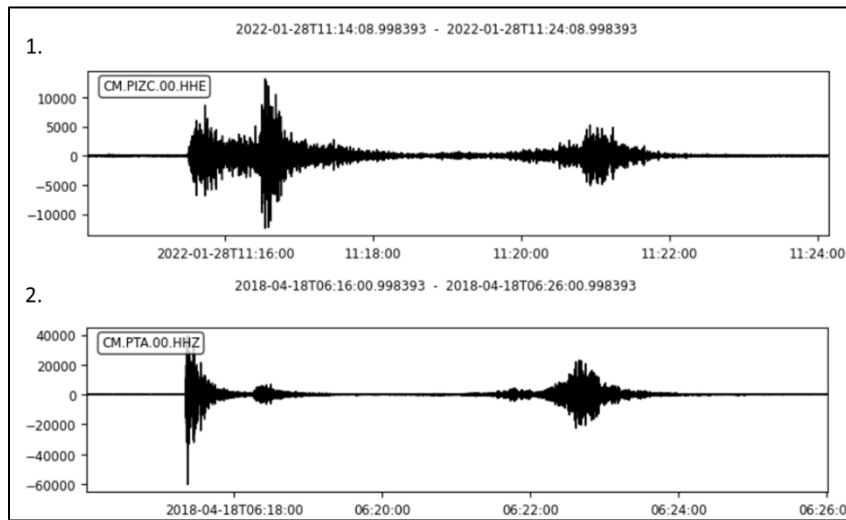


Figura 30. 1. Registro de la estación PIZC para el evento 4 con un filtro de 2 - 8 Hz aplicado. 2. Registro de la estación PTA para el evento 7 con un filtro de 2 - 8 Hz aplicado. Fuente: Propia

Debido a las características geológicas donde se encuentran las estaciones, se pueden presentar registros de amplitud que varían en uno o dos órdenes de magnitud respecto a otras estaciones, por lo que se aplicó una normalización de las señales, para que todas puedan ser visibles y comparadas al momento de, por ejemplo, organizar los sismogramas en función de la distancia.



Luego de acondicionar los sismogramas, se compararon sus tiempos de arribo teórico de las fases  $T_p$  y  $T_s$  con las amplitudes vistas en los registros. Además, se analizaron las envolventes, los contenidos de frecuencias y distribución de los eventos por estación en función de la distancia y el tiempo. Esto permitirá determinar si los cambios de amplitudes registrados corresponden a los arribos de las fases T generadas por los sismos en la cuenca de Panamá.

### 3.4 Localización de la fuente en el continente

Con la finalidad de identificar la zona en la que se genera la conversión de ondas acústicas a ondas elásticas, choque de las ondas con el talud continental, se realizó una relocalización basada en la metodología de *Back Projection*, utilizando tiempos de arribo teóricos y observados de fases T en los diferentes sismogramas de los eventos seleccionados para cada una de las estaciones disponibles.

En primer lugar, con la herramienta Snuffler se realizó un picado manual de primeros arribos de fases  $T_p$  y  $T_s$  en los sismogramas que son visibles (Figura 31), ya que, por diversos factores como localización, el tipo de sensor o el eje de adquisición, los arribos no son visibles en todas las estaciones. Esta herramienta permite aplicar el filtro de 2 a 8 Hz sugerido en la literatura para visualizar estas ondas y facilitar la identificación de su arribo.

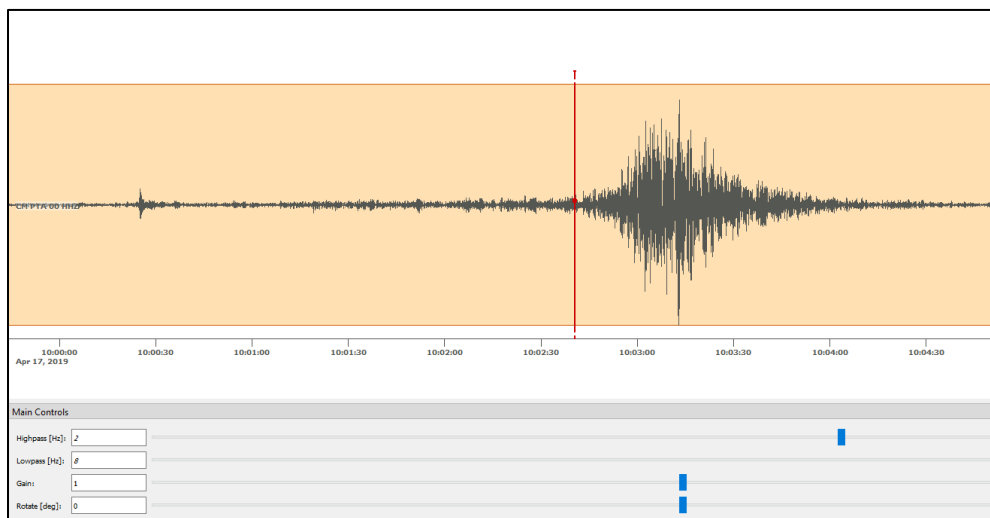


Figura 31. Picado de un arribo de fase  $T_p$  en el evento 3 con la interfaz de Snuffler. Fuente: Propia

Llegado a este punto, se construyó una grilla de 50 por 50 puntos distribuida entre las latitudes  $1^\circ$  y  $11^\circ$ , y longitudes  $-88^\circ$  y  $-75^\circ$  en la que se aplicó el método de *Back Projection*. Para emplearlo, en primer lugar, se calculó para cada punto de la grilla el tiempo de viaje de las fases  $T_p$  y  $T_s$  hasta las estaciones donde se picaron primeros arribos de manera manual.

Tabla 4. Arribos de fases  $T_p$  y  $T_s$  picados de manera manual para el evento 3.  $T_{p\_UTM}$ : Hora de arribo observado para la fase  $T_p$  en la estación,  $T_{s\_UTM}$ : Hora de arribo observado para la fase  $T_s$  en la estación,  $T_{p\_seg}$ : Tiempo en segundos

recorrido por la fase  $T_p$  desde la fuente hasta la estación,  $T_{ts\_seg}$ : Tiempo en segundos recorrido por la fase  $T_s$  desde la fuente hasta la estación,  $T_p-T_s$ : Diferencia de tiempo en segundos entre los arribos de  $T_p$  y  $T_s$  en la estación. Fuente: Propia

ID	Ttp_UTM	Tts_UTM	Ttp_seg	Tts_seg	Tp-Ts (seg)
PTA	10:02:43	10:03:01	415	433	18
SOL	10:02:40	10:02:53	412	425	13
PIZC	10:02:21	10:02:31	393	403	10
GR1C	10:01:09	10:01:26	321	338	17
POP2	10:02:15	10:02:40	387	412	25

Luego, los tiempos de viaje de las fases picadas manualmente fueron referenciados al continente (puntos verdes), ya que en primera instancia estaban relacionados con la fuente sismogénica (puntos rojos), por lo que no permitía su comparación con los tiempos teóricos calculados en la grilla (Figura 32).

Con todos los tiempos referenciados al mismo datum, se procedió a aplicar una diferencia de cuadrados entre los tiempos de arribo teóricos y calculados, con el fin de obtener un valor de error para cada punto de la grilla.

$$Error = (Tp_{obs} - Tp_{calc})^2 + (Ts_{obs} - Ts_{calc})^2$$

Donde:

- $Tp_{obs}$  : Tiempo de arribo de la Fase  $T_p$  observado (picado manual).
- $Tp_{calc}$  : Tiempo de arribo de la Fase  $T_p$  teórico calculado para ese punto en la grilla.
- $Ts_{obs}$  : Tiempo de arribo de la Fase  $T_s$  observado (picado manual).
- $Ts_{calc}$  : Tiempo de arribo de la Fase  $T_s$  teórico calculado para ese punto en la grilla.

Este proceso consiste en comparar las pendientes de los tiempos de arribo picados manualmente y los teóricos, donde el menor error se traduce en dos pendientes similares. El menor valor de error coincide con el punto más probable en el que se genera la conversión de ondas acústicas a ondas elásticas, y, por consiguiente, donde se generan las fases  $T_p$  y  $T_s$  en el continente. Las velocidades sísmicas en el continente se asumen constantes ( $V_p = 6000$  m/s y  $V_s = 3600$  m/s), ya que los tiempos de arribo teóricos fueron calculados con base en la metodología propuesta por Zhou et al. (2021).

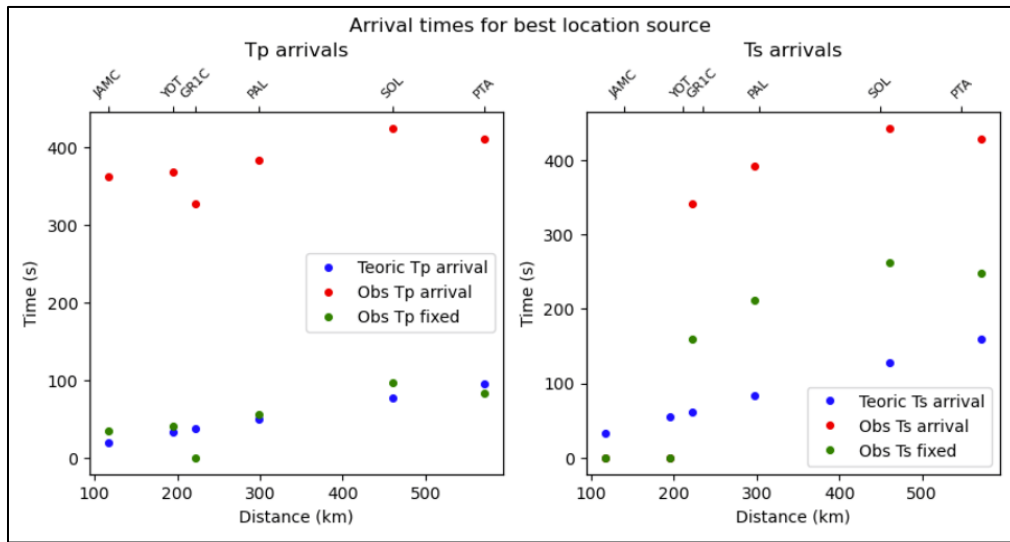


Figura 32. Ejemplo de las curvas de tiempo vs distancia para una localización del evento 1. Los puntos rojos representan los tiempos observados y los puntos verdes los tiempos corregidos ( $T_xFix$ ).  $T_PFix = T_{POBS} - \overline{Dif_{TP}}$ , donde  $\overline{Dif_{TP}} = \overline{T_{POBS} - T_{PTEORICO}}$  y  $T_SFix = T_{SOBS} - \overline{Dif_{TS}}$ , donde  $\overline{Dif_{TS}} = \overline{T_{SOBS} - T_{STEORICO}}$  respectivamente. Fuente: Propia

### 3.5 Análisis del contenido de frecuencias

A los sismogramas se les realizó el análisis de los espectros de frecuencias resultantes del cálculo mediante la Transformada de Fourier (STFT), con el propósito de determinar si la ubicación y magnitud de la fuente están directamente vinculadas con las frecuencias predominantes en el espectro (Figura 33). Así mismo, se realizará una comparación con los resultados obtenidos por Lin et al. (2014), con el fin de determinar si la morfología del talud continental en el pacífico colombiano ejerce alguna influencia en el contenido de frecuencias de la onda.

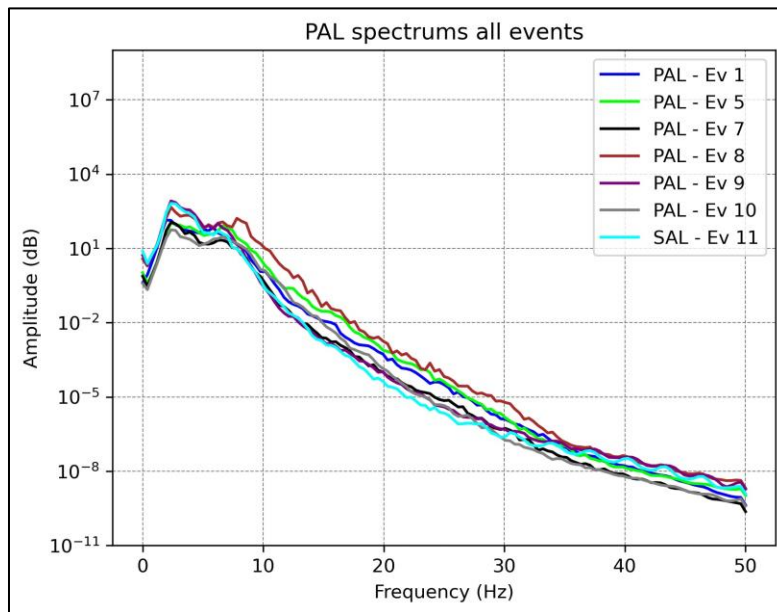


Figura 33. Espectro de frecuencias para la estación PAL de todos los eventos registrados. Fuente: Propia

## 4 Análisis de resultados

Luego del procesamiento de las señales, se procedió a analizar las formas de onda, en el que se logró observar aumento en las amplitudes de la señal minutos posteriores al arribo de las ondas P y S del sismo en la estación, con una apariencia similar a posibles réplicas, principalmente en las estaciones costeras para los 11 sismos, objeto del estudio (Figura 34).

Debido a que este comportamiento se presentó en todos los eventos, se procedió a realizar una superposición de los tiempos de arribo teóricos resultantes de la ecuación propuesta por Zhou et al. (2021) con el fin de determinar si se trata en realidad de réplicas posteriores al sismo principal, o si por el contrario estos aumentos en la amplitud del registro corresponden a los arribos de las fases T en las estaciones.

Al momento de sobreponer los tiempos teóricos con las formas de onda se confirmó que estos aumentos en las amplitudes no corresponden a réplicas generadas por el evento fuente, sino que, pertenecen a los arribos teóricos de las fases  $T_p$  y  $T_s$  en la estación de registro, pues estos tiempos calculados se presentan segundos antes de que se manifiesten los aumentos de amplitud. En la Figura 35 se muestran los registros de las estaciones GR1C, PIZC y CBOC donde se evidencia esta observación.

Para las estaciones costeras de PTA, SOL, PIZC y GR1C se observaron mayores amplitudes en la señal registrada, mientras que, para las estaciones localizadas dentro del continente este aumento fue mucho menor, pero visible. De las estaciones continentales disponibles, las estaciones CBOC y DBB son las que contienen el mejor registro, pero debido a su baja amplitud, fue necesario cortar y normalizar la señal en la vertical para identificar el cambio; finalmente, en otras estaciones continentales los arribos de las fases T no fueron visibles (Figura 36).

Esto puede ser debido a la magnitud y cercanía de la fuente con las estaciones de registro, también por las características batimétricas del talud continental, la cobertura sedimentaria, o por la atenuación de la onda a medida que esta se desplaza a través del continente. Por lo que, al momento de llegar a la estación receptora, ha perdido energía y, por consiguiente, su amplitud es menor.

Otro factor importante que puede influir en la visualización de las fases T es el tipo de arreglo sísmico disponible, ya que para visualizar estas ondas es necesario contar con una red sísmica densa (distancia entre estaciones de 50 a 100 km) en forma de cuadrícula (Kosuga, 2011; Zhou et al., 2021), orientada en sentido este – oeste debido a la localización de los eventos fuente utilizados para el presente estudio. En este caso, se está contando con las estaciones de la Red Sismológica Nacional (RSNC), que están ubicadas de manera estratégica para fines de monitoreo volcánico y de amenaza sísmica, lo que dificulta la identificación de las fases T.

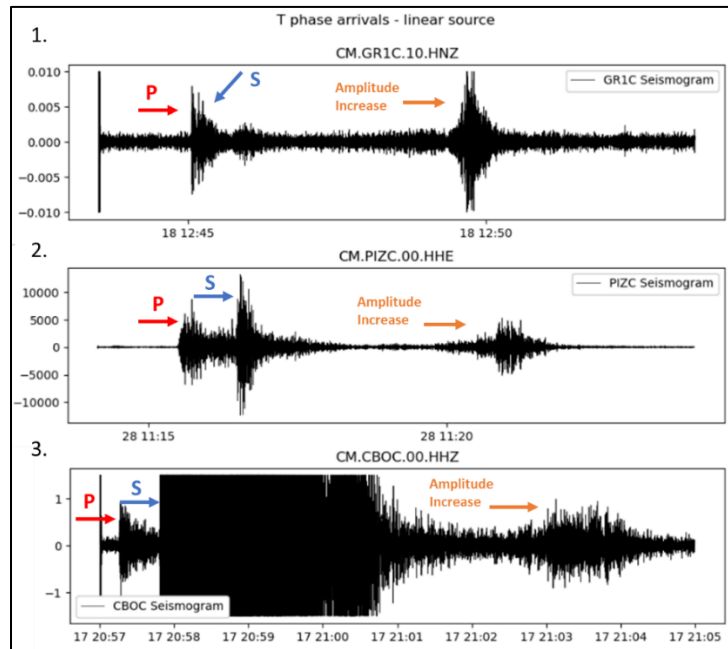


Figura 34. Sismogramas en los que se observan aumentos de amplitud posterior al registro del arribo de las fases P y S de los sismos objeto del estudio. 1. Registro de la estación GRIC del evento 2, donde se observa un aumento de la amplitud aproximadamente a las 12:49:30. 2. Registro de la estación PIZC del evento 4, donde se observa un aumento de la amplitud aproximadamente a las 11:19:30. 3. Registro de la estación CBOC del evento 8, donde se observa un aumento de la amplitud aproximadamente a las 21:03:00, se encuentra cortada en la vertical debido a que las amplitudes de las ondas producidas por el sismo enmascaran las demás señales. Fuente: Propia.

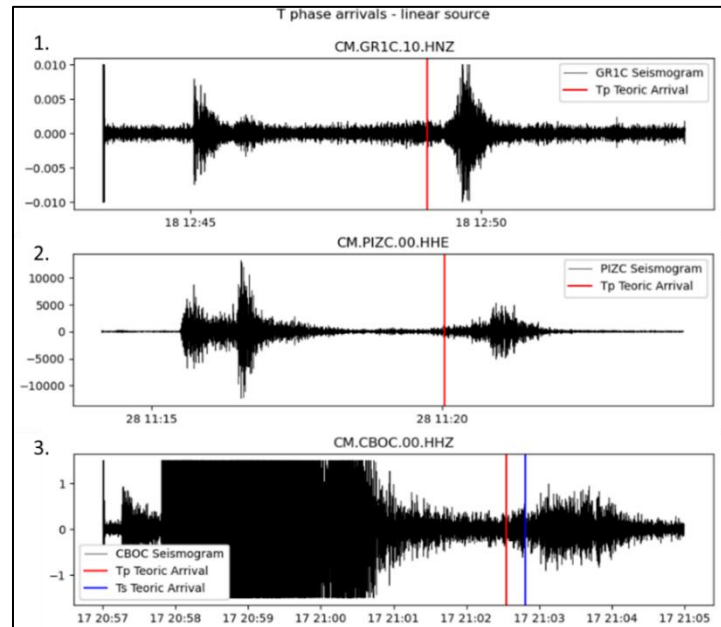


Figura 35. Sismogramas con la superposición de los tiempos de arribo teóricos calculados para los diferentes eventos. Las figuras 1. Y 2. al pertenecer a estaciones costeras, no tienen tiempo de arribo para la Fase Ts. 1. Registro de la estación GRIC del evento 2 donde se observa el ajuste entre el tiempo teórico de arribo Tp y el sismograma. 2. Registro de la estación PIZC del evento 4 donde se observa el ajuste entre el tiempo teórico de arribo Tp y el sismograma. 3. Registro de la estación CBOC del evento 8 donde se observa el ajuste entre el tiempo teórico de arribo Tp y Ts con el sismograma.

Fuente: Propia

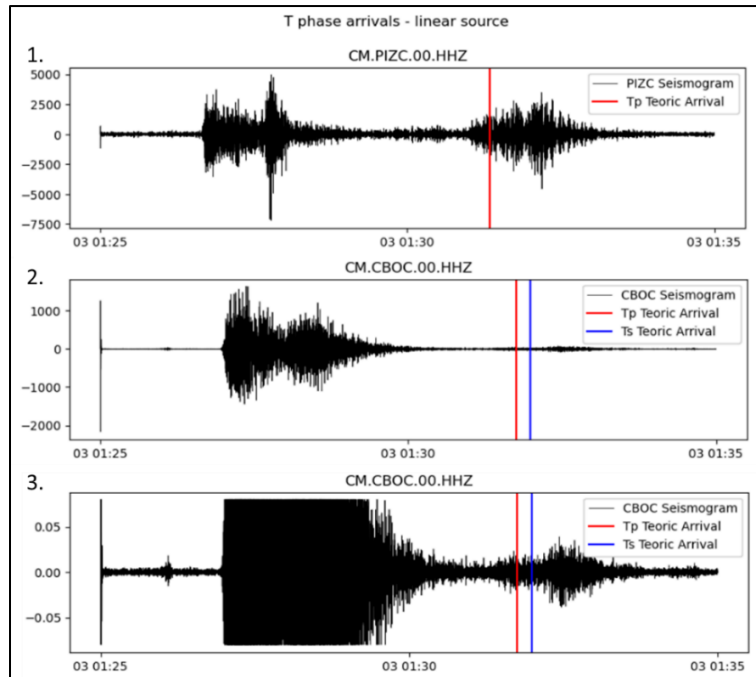


Figura 36. Comparación de registros para una estación costera (1.) y una continental (2. y 3.) para el evento 11. Se puede observar cómo disminuye la energía de la onda entre las 2 estaciones, por lo que es necesario realizar una normalización y ajuste con el fin de resaltar las variaciones de amplitudes en la estación continental (3.). Fuente: Propia

Buehler & Shearer (2015) y Zhou et al. (2021) organizaron sismogramas en sección con base en la distancia entre el origen del evento y las estaciones de registro, con el objetivo de mostrar las ventanas de arribo de las fases T. En el presente estudio se logró observar un patrón similar al obtenido por estos autores, donde se evidencia que, a medida que la fuente sísmica está más lejana, el arribo de las ondas tarda más tiempo; característica que respalda la afirmación de que son fases T, pues son coherentes con la distancia y es posible descartar que las perturbaciones sean asociadas a otros factores que no corresponden a los eventos del presente estudio (Figura 37 y Figura 38).

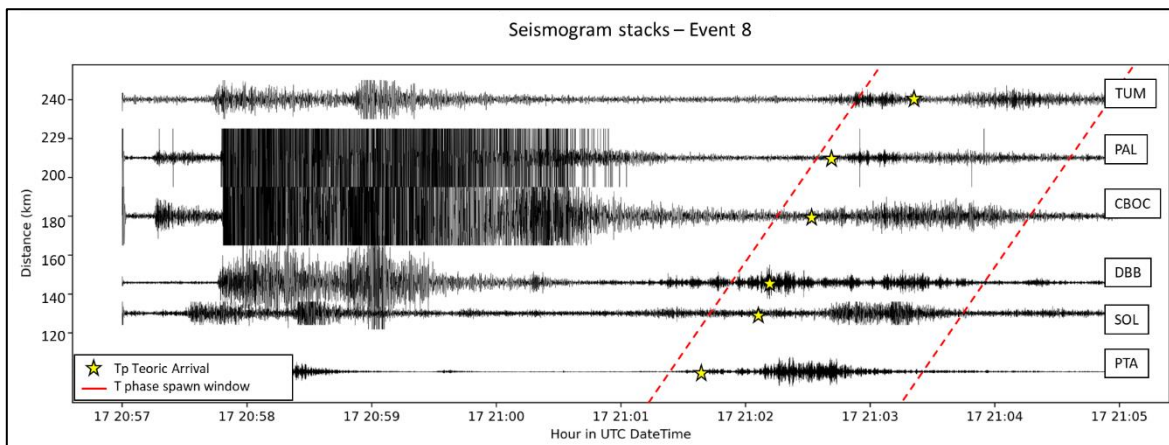


Figura 37. Apilados de sismogramas correspondientes al evento 8. Se pueden observar cómo los aumentos de amplitud están relacionados con la distancia recorrida, ya que, a mayor distancia, tardan mayor tiempo en ser registrados por las

estaciones (los arribos no son claros en la estación PAL). Las líneas punteadas representan la ventana donde se encuentran los cambios de amplitud en el registro. Fuente: Propia

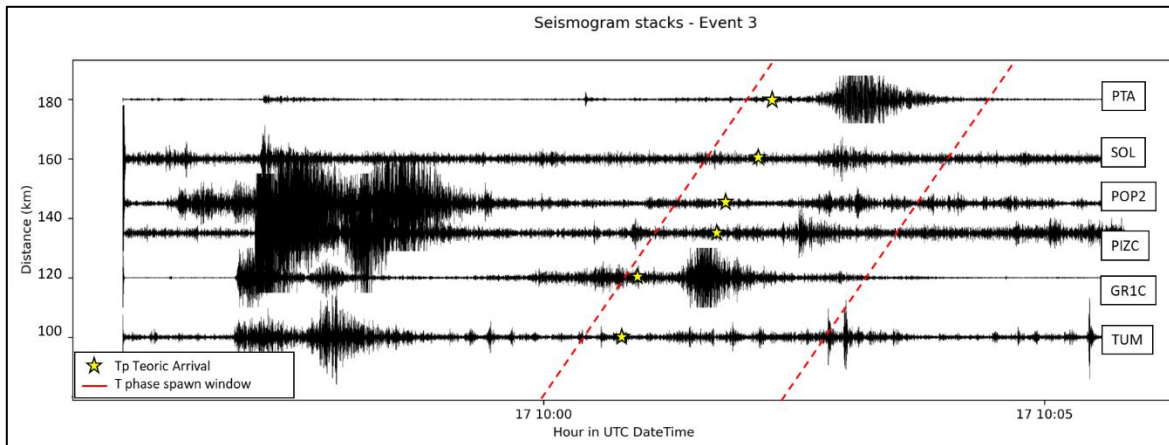


Figura 38. Apilados de sismogramas correspondientes al evento 3. Se pueden observar cómo los aumentos de amplitud están relacionados con la distancia recorrida, ya que, a mayor distancia, tardan mayor tiempo en ser registrados por las estaciones (los arribos no son claros en las estaciones TUM, PIZC y POP2). Las líneas punteadas representan la ventana donde se encuentran los cambios de amplitud en el registro. Fuente: Propia

Adicionalmente, se realizaron espectrogramas de tiempo - frecuencia utilizando la Transformada de Fourier de periodo corto (STFT) empleada por Kosuga (2011), Lin et al. (2014) y Zhou et al. (2021). En estos se logró observar que las señales de frecuencias menores a 10 Hz se encuentran presentes con alta energía a lo largo de la ventana de tiempo seleccionada para todos los eventos y estaciones seleccionadas.

La energía de las ondas P y S generadas por los eventos es visible en los espectrogramas, además, es posible observar aumentos de energía en los tiempos teóricos donde se encuentra establecido el arribo de las fases Tp y Ts; sustento de la presencia de este tipo de ondas en los registros analizados y concordante con los resultados obtenidos por Zhou et al. (2021) (Figura 39 y Figura 40).

Por ejemplo, para el caso de la estación PTA en el registro del sismo 10 (Figura 39), se puede observar que para las frecuencias entre 0 y 20 Hz la amplitud de las señales oscila entre los 10 y 30 dB, exceptuando el intervalo de 70 a 140 segundos, en el que se registra el arribo de las ondas P y S del sismo, donde se alcanzan amplitudes de 40 a 50 dB. A su vez, en el intervalo de 250 a 320 segundos aproximadamente, cuando arriba la fase Tp, se alcanzan amplitudes que alcanzan los 60 dB para frecuencias entre los 0 y 15 Hz, lo que evidencia que cuando las ondas arriban a la estación, su energía aumenta, reflejada en la amplitud.

Así mismo, para el registro del sismo 11 en la estación CBOC (Figura 40) la amplitud predominante en los rangos de frecuencia hasta 10 Hz está situada entre los 0 y 10 dB, alcanzando un pico máximo en el arribo de las ondas de cuerpo P y S resultantes del evento detonante (80 a 170 segundos) con valores de hasta 50 dB; mientras que, en el rango de tiempo donde se sitúa la Fase T (250 a 320 segundos) se alcanzan valores de 20 dB aproximadamente. Este contraste en términos de energía, en comparación con el registro del sismo 10 en la estación PTA puede estar relacionado con su localización, ya que la estación PTA es una estación costera que para la mayoría de los eventos ha logrado obtener un registro limpio de las fases T; en cambio, la estación CBOC al estar localizada aproximadamente 150

km en el interior del continente, respecto a la localización del evento, registra las ondas sísmicas posiblemente atenuadas.

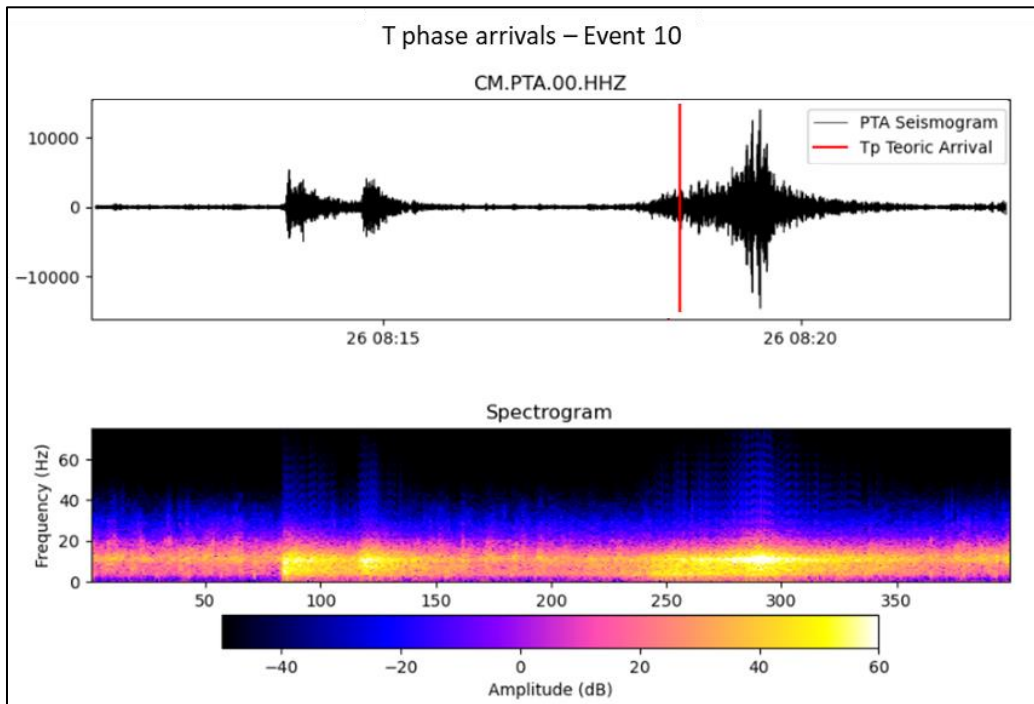


Figura 39. Espectrograma calculado para el registro del evento 10 de la estación PTA a partir de la transformada de Fourier (STFT). Fuente: Propia

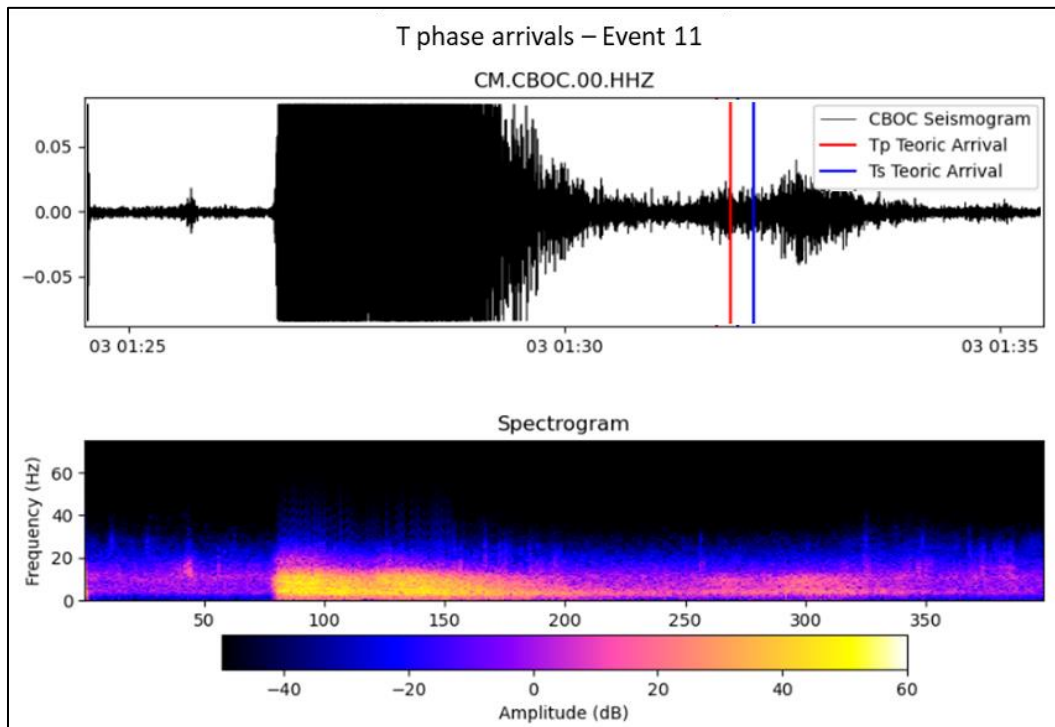




Figura 40. Espectrograma calculado para el registro del evento 11 de la estación CBOC a partir de la transformada de Fourier (STFT). Fuente: Propia

Al revisar todas las formas de onda se logró observar que en la estación PTA para los eventos 1, 3, 8, 9 y 10 la amplitud de las fases  $T_p$  y  $T_s$  es mucho mayor respecto a la registrada para las fases P y S del sismo detonante (Figura 41). La razón por la que esto sucede no es posible determinarla en el presente estudio, pero puede estar relacionada con la localización de la estación, ya que está ubicada en un sector donde la batimetría es escarpada y suavizada. Con base en las observaciones de Lin et al. (2014) y Wadati & Inouye (1953), en las zonas con topografía marina regular e inclinada la eficiencia de la conversión de T a  $T_p$  y  $T_s$  es mucho mayor.

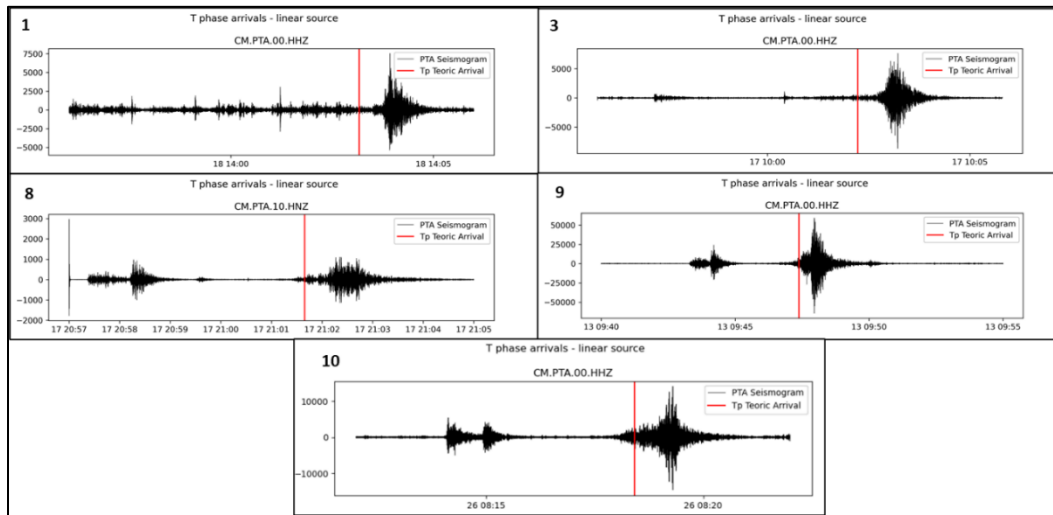


Figura 41. Registros de las fases  $T_p$  en la estación PTA donde se evidencia una amplitud mayor respecto a las fases P y S del sismo detonante. Fuente: Propia

Luego de la detección de las fases  $T_p$  y  $T_s$ , se procedió a identificar el posible mecanismo de generación de estas ondas en el fondo oceánico, ya sea mediante el *downslope propagation model* (Figura 19a) o el *rough scattering model* (Figura 19b). Para ello, se realizaron dos cortes topográficos esquemáticos en dirección oeste-este, ubicados en zonas donde se observan cambios importantes en la batimetría en los recorridos entre los dos recorridos. Estos cortes abarcan las áreas donde se encuentran las fuentes sísmicas y un posible trayecto hacia la costa (Figura 42).

El corte F-F' (Figura 43) muestra una batimetría irregular y heterogénea, con un alto topográfico localizado aproximadamente a 100 km del evento 8 y 75 km del evento 9. En este sector del océano Pacífico, el lecho marino se encuentra mayoritariamente a 3 km de profundidad, excepto en el sector donde se encuentra el alto que se eleva 2 km respecto al lecho marino (llegando a hasta una profundidad de 1 km respecto a la superficie del mar). Con base en el trabajo de Williams et al., (2006), debido a que la superficie se encuentra a una profundidad entre los 3 y 5 km de profundidad, es posible que los eventos 8 y 9 se hayan originado por el modelo de *rough seafloor scattering model*.

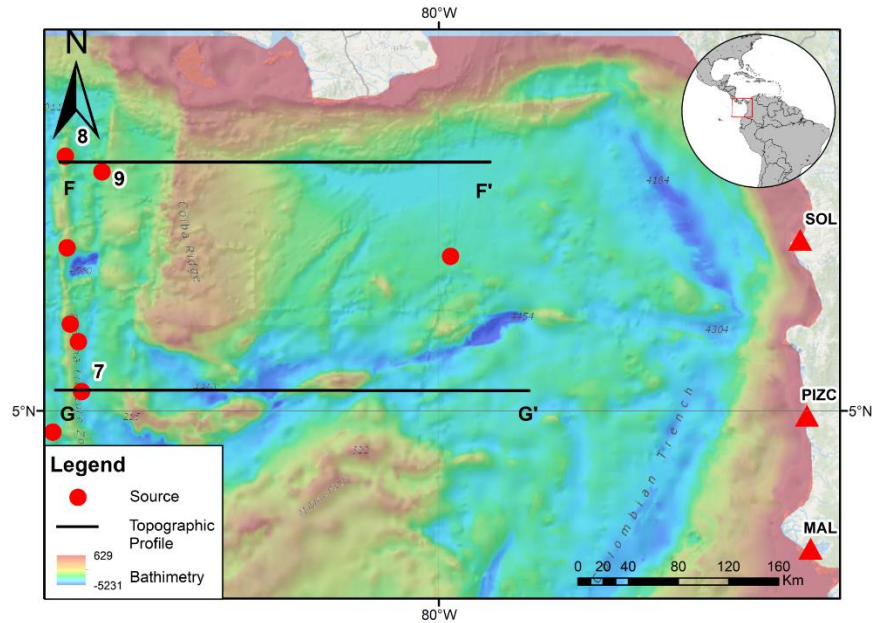


Figura 42. Cortes topográficos en las fuentes sísmicas. F-F' abarca los eventos 8 y 9. G-G' abarca el evento 7. Fuente: Propia

No obstante, es posible que el rayo sísmico del evento 9 haya alcanzado la zona topográficamente más elevada. Debido a la longitud de su pendiente y proximidad con el eje del *SOFAR channel*, posiblemente pudo ser generada mediante el *downslope propagation model*. Sin embargo, también es posible que, a pesar de impactar en la estructura con pendiente prolongada, la fase T se haya generado a través del *rough seafloor scattering model*.

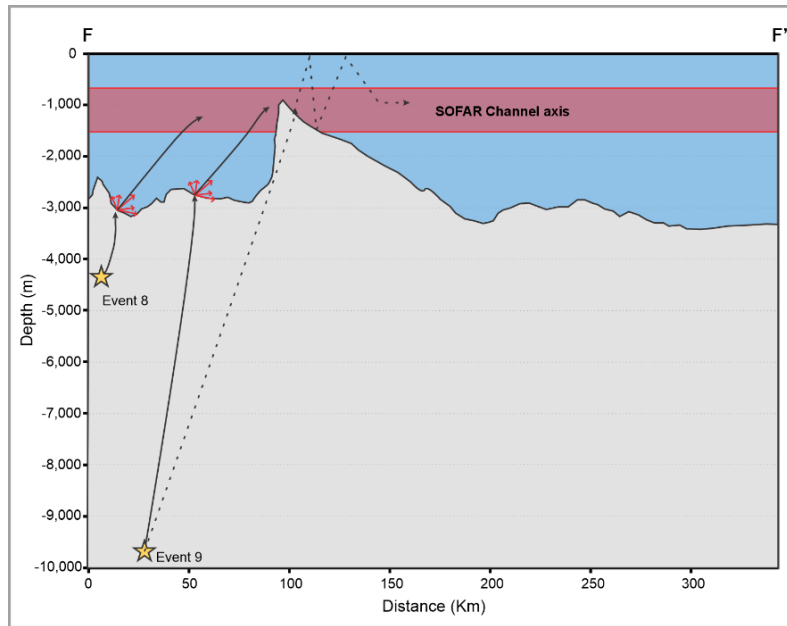


Figura 43. Corte F-F'. Se observan los eventos 8 y 9 junto con sus rayos sísmicos. La línea continua representa la generación de fases T por medio del *rough seafloor scattering model*, mientras que la línea punteada el *downslope propagation model*. Fuente: Propia

Por otro lado, en el corte G-G' (Figura 44) se observa una batimetría rugosa e irregular con una profundidad promedio de 3 km, donde el posible punto de conversión de onda elástica a acústica está localizado a 3,5 km de profundidad, sin presencia de pendientes largas y pronunciadas. Por lo tanto, se considera que el mecanismo de generación de la fase T en esta área es el *rough seafloor scattering model*.

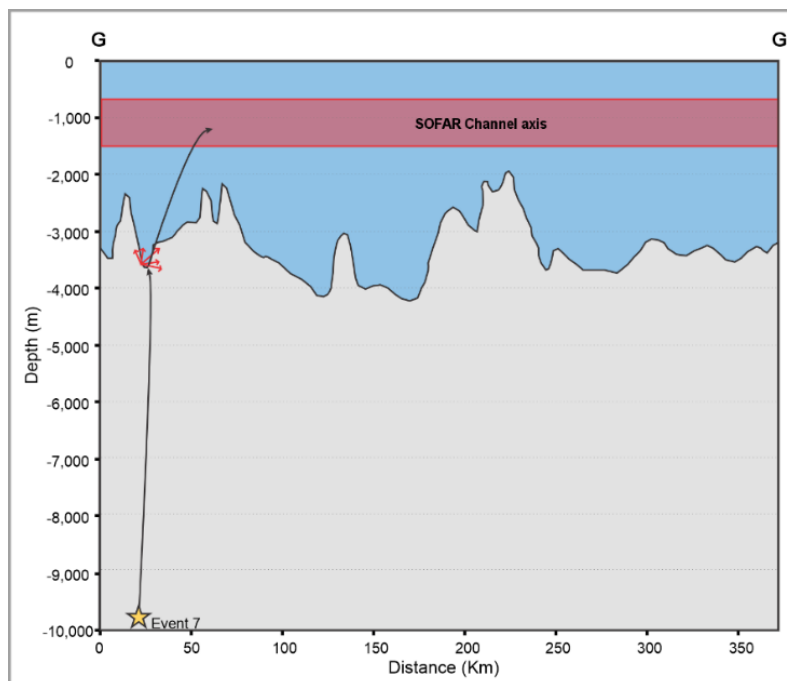


Figura 44. Corte G-G'. Se observan el evento 7 junto con su rayo sísmico. La línea continua representa la generación de fase T por medio del *rough seafloor scattering model*. Fuente: Propia

En general, se realizó un análisis cualitativo de la batimetría cercana al lugar donde se localizaron los eventos sísmicos utilizados en el presente estudio, y se logró observar que debido a la profundidad promedio del lecho marino (3 km) y sus características de rugosidad y heterogeneidad, el mecanismo de generación que más se ajusta a estas condiciones es el *rough seafloor scattering model*.

Posterior a la caracterización del posible mecanismo de generación de las fases T, se procedió a calcular la posible localización del punto de conversión acústico-elástico en la costa por medio de un derivado de la metodología de *Back Projection* de manera cualitativa en 2 dimensiones, latitud y longitud aproximada.

Se generaron mapas de calor del error cuadrático medio entre los tiempos de arribo teóricos y calculados, donde los tonos azules representan el menor error, correspondiente con el punto de conversión acústico - elástico que genera las fases Tp y Ts.

Esta metodología es más precisa cuando aumenta el número de arribos observados en diversas estaciones, lo que permite una localización más precisa. Por ejemplo, para el sismo 6, se logró identificar arribos de fases Tp y Ts en 6 estaciones (Tabla 5), lo que posibilitó la obtención de valores de error bajos y concentrados en una zona reducida (Figura 45). En contraste, en el caso del evento 2, solo se observaron arribos en 3 estaciones, las cuales estaban considerablemente distanciadas entre sí. Esta limitación resultó en valores de error elevados y una extensión de la zona de localización mucho mayor en comparación con la obtenida para el evento 6.

Los errores resultantes de la comparación entre los tiempos de tránsito teóricos y observados pueden ser visibles en la Figura 46 y Figura 47. Para el caso del evento 6 (Figura 46), se puede observar que los tiempos observados son bastante similares a los teóricos, con variaciones que no superan los 10 segundos entre sí, pero sin una tendencia clara comparada con los datos calculados; esto se debe, posiblemente a que los datos observados fueron obtenidos de manera manual, y por consiguiente contengan error instrumental o del interprete a la hora de seleccionar el punto de arribo de las ondas en la estación.

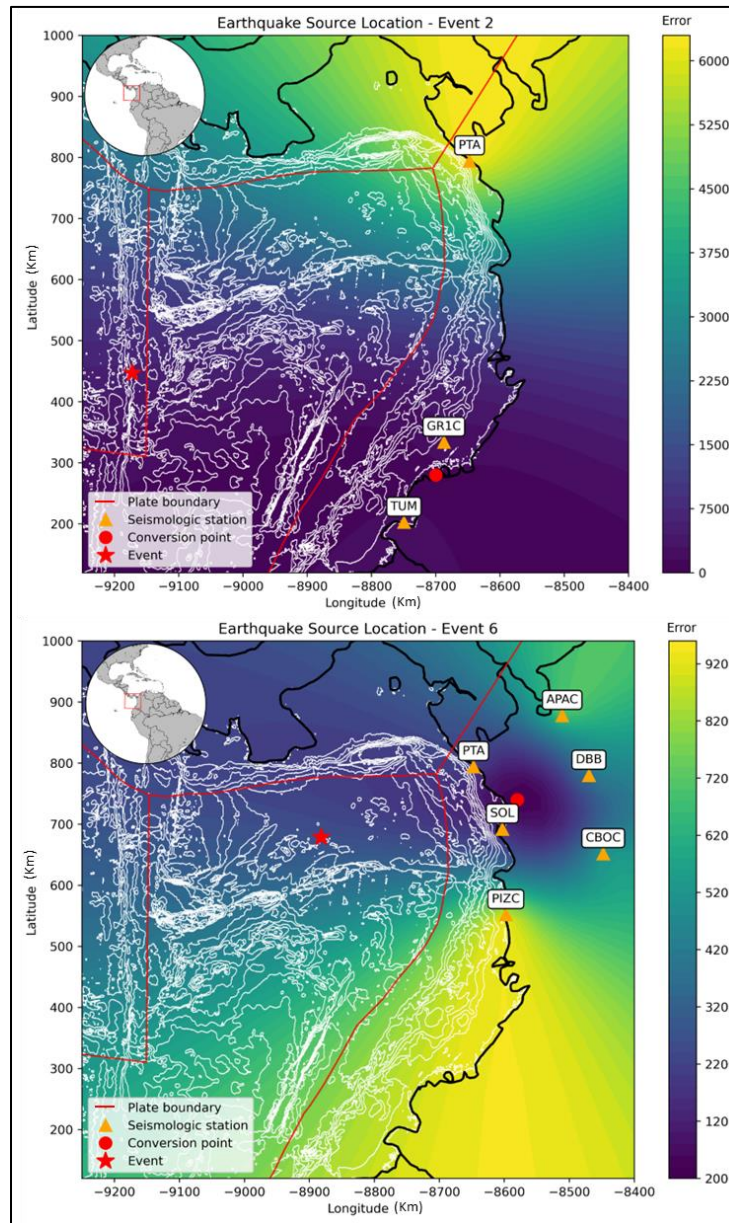


Figura 45. Sup. Mapa de localización resultante para el evento 6. Inf. Mapa de localización resultante para el evento 2.  
Fuente: Propia

Tabla 5. Sup. Tiempos de arribo  $T_p$  y  $T_s$  observados en el evento 9. Inf. Tiempos de arribo  $T_p$  y  $T_s$  observados en el evento 2.  $T_{p\_UTM}$ : Hora de arribo observado de la fase  $T_p$  en la estación,  $T_{s\_UTM}$ : Hora de arribo observado de la fase  $T_s$  en la estación. Fuente: Propia

Evento 6		
ID	$T_{p\_UTM}$	$T_{s\_UTM}$
PTA	21:12:03	21:12:15
SOL	21:12:15	21:12:17
PIZC	21:12:30	21:12:37
APAC	21:12:21	21:12:35
DBB	21:12:18	21:12:25

Evento 6		
ID	Ttp_UTM	Tts_UTM
CBOC	21:12:18	21:12:28
Evento 2		
ID	Ttp_UTM	Tts_UTM
PTA	12:50:47	12:51:05
GRIC	12:49:19	12:49:36
TUM	12:49:11	12:49:23

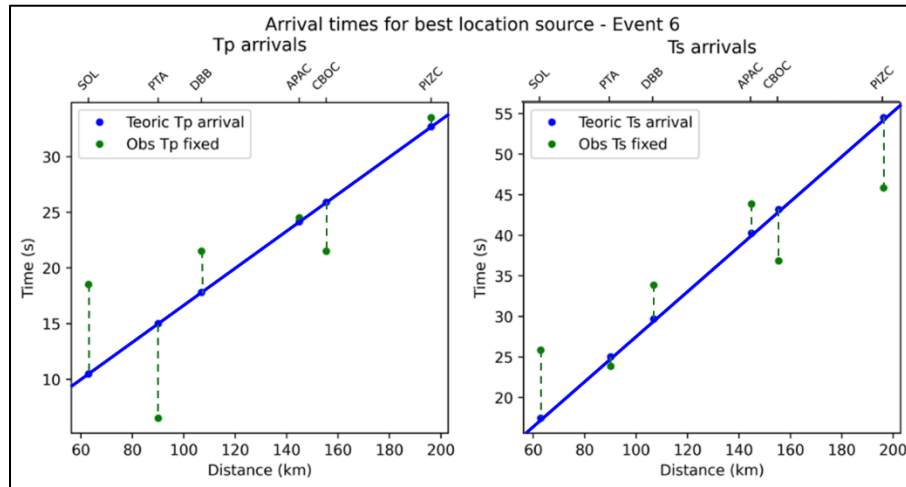


Figura 46. Graficas de tiempo observado vs calculado de las fases Tp y Ts para el evento 6. Fuente: Propia

En referencia al evento 9, la ubicación del punto de conversión y generación de fases Tp y Ts se identificó aproximadamente en la dirección noreste de la zona de estudio (Figura 48). En este sector, se observan los valores más bajos de error, como se evidencia en la Figura 47, donde los tiempos de arribo registrados siguen la tendencia de los datos teóricos y no difieren en más de 10 segundos entre sí.

Este resultado se ve respaldado por el hecho de que se dispone de registros de fases observadas en un total de 6 estaciones para este evento. Por consiguiente, se considera que esta localización es más confiable que la obtenida para el evento 6, ya que, aunque esta última presenta una dispersión menor, los valores no siguen de manera clara la tendencia de los datos teóricos.

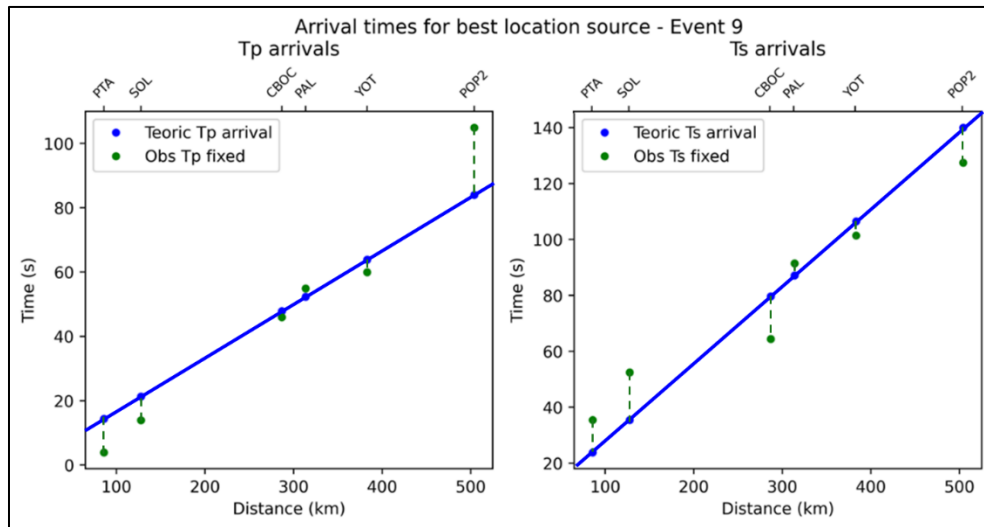


Figura 47. Graficas de tiempo observado vs calculado de las fases Tp y Ts para el evento 9. Fuente: Propia

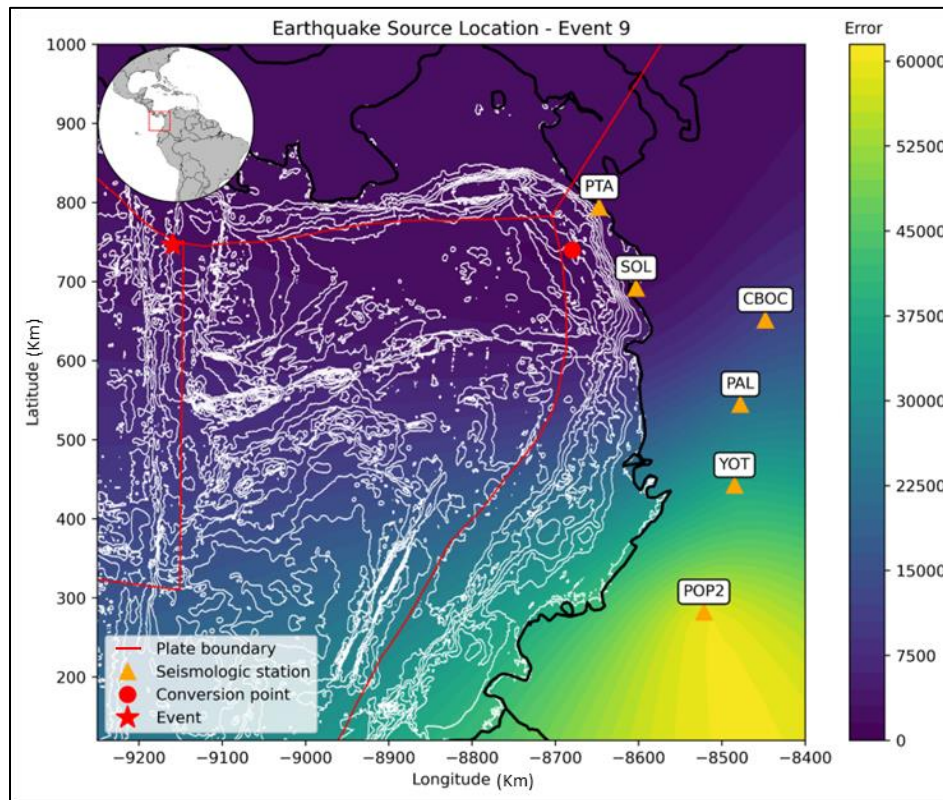


Figura 48. Localización resultante del punto de conversión de las fases T para el evento 9. Fuente: Propia

Debido a que se tomó una grilla cuadrada para determinar la localización, hay puntos que pueden tener menor error fuera de la costa, por lo que para elegir la zona de conversión se ignoraron los artificios resultantes del cálculo y solo se tuvo en cuenta el menor error coherente con la zona de costa y la dirección de la fuente. Por ejemplo, en la Figura 48 donde se encuentra Panamá están localizados los menores valores de error para localizar la zona de conversión de fases Tp y Ts correspondientes al evento 9, pero fueron desestimados ya que

se sabe que la generación de estas ondas se focaliza en la zona del talud continental y no dentro del continente.

Al analizar las localizaciones de los 11 eventos y la batimetría de la costa pacífica por medio de cortes topográficos (Figura 49), no se evidencia que sea un factor que determine el punto de generación de fases Tp y Ts en el continente. Puesto que se debe a que la trayectoria entre la fuente y zona de conversión de las ondas tiene una orientación lineal hacia la costa, reflejado en la similitud entre la latitud entre el punto de conversión en el continente con la de la fuente sísmica. En la región norte del pacífico colombiano, donde se ubican las estaciones PTA, SOL, PIZC y MAL la batimetría tiene topografías continuas de superficie regular (cortes A-A', B-B', C-C' y D-D') respecto a la de la zona de la estación TUM (corte E-E'), que cuenta con superficies irregulares y discontinuas con presencia de altos topográficos donde son visibles los arribos de las fases Tp y Ts.

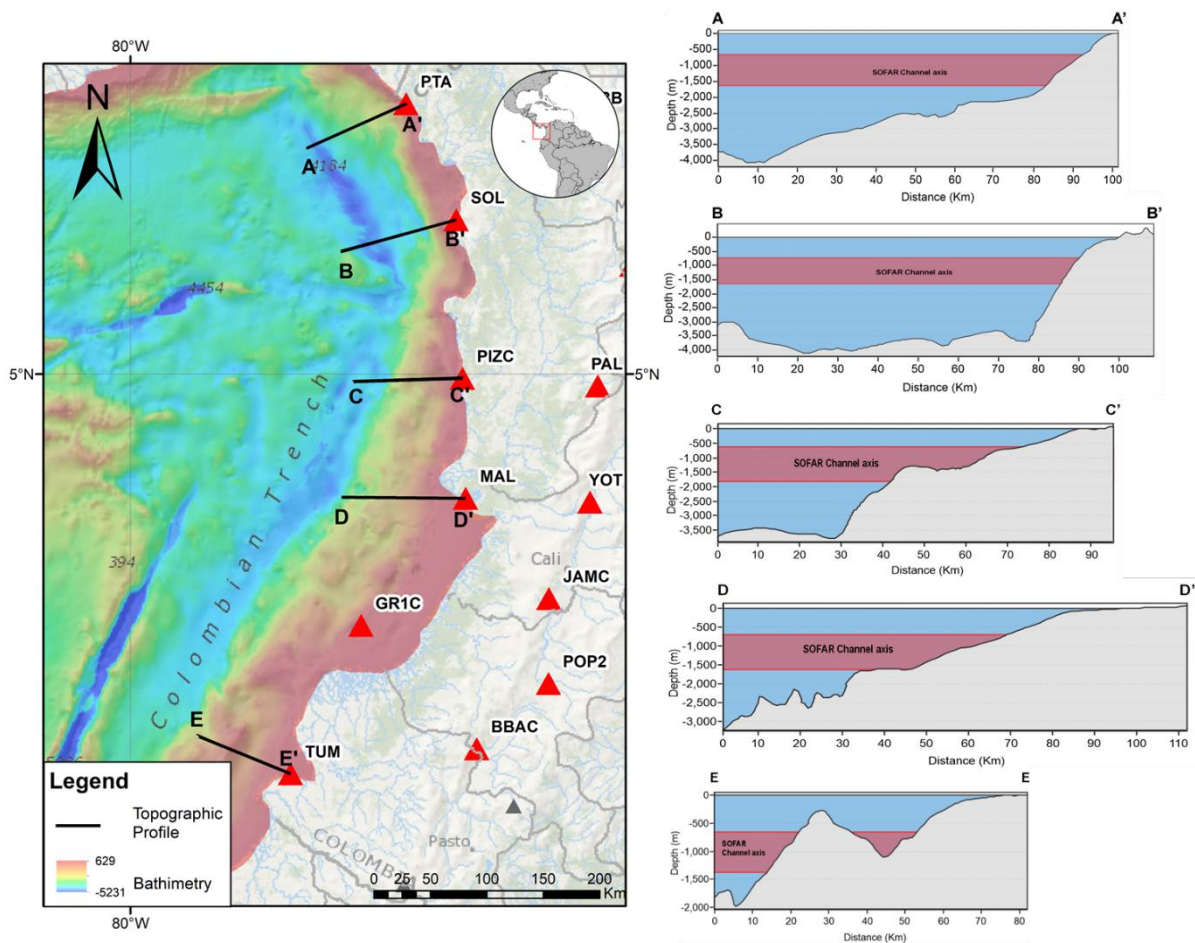


Figura 49. Cortes Topográficos a lo largo de la costa pacífica colombiana. A-A' Punta Arditá, B-B' Bahía Solano, C-C' Pizarro, D-D' Málaga y E-E' Tumaco. Fuente: Propia

Para los eventos 1, 2 y 3, situados al sur oeste de la zona de estudio (grupo 1 - Tabla 2), las localizaciones resultantes del punto de conversión están fijadas hacia el sureste (Figura 50), mientras que para los sismos pertenecientes a los grupos 2 y 3, ubicados hacia el noreste, los puntos de conversión resultantes se posicionan hacia el noroeste de la zona de estudio,



exceptuando el evento 10, que su fuente está orientada en dirección noroeste respecto al punto de conversión en la costa.

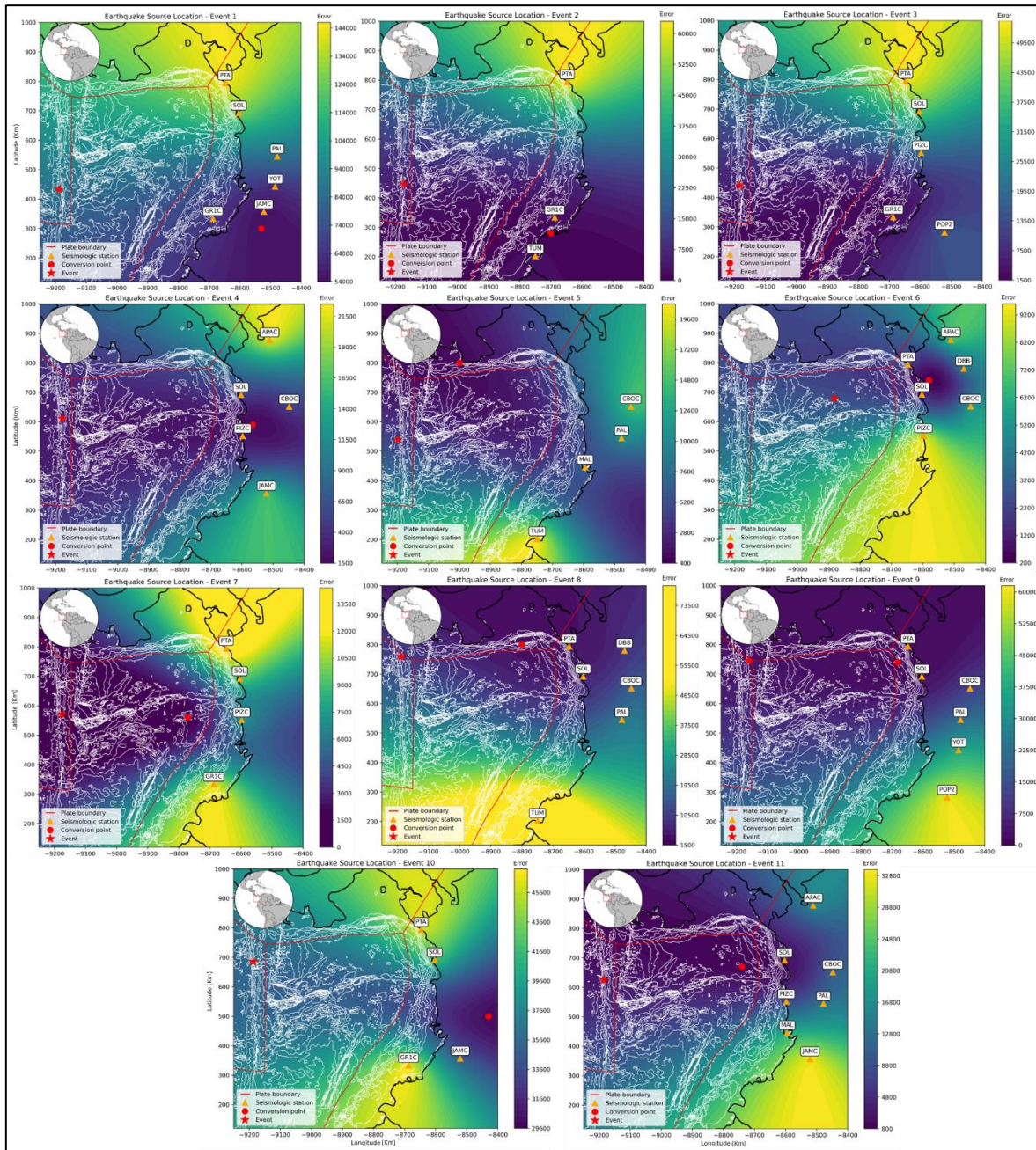


Figura 50. Localización de los puntos de conversión para todos los eventos del presente estudio. Fuente: Propia

Se estimaron tres posibles modelos para la generación de las fases  $T_p$  y  $T_s$  en el continente (Figura 51). El primer modelo se basa en una trayectoria lineal entre la fuente y las estaciones receptoras (Figura 28), en el cual el punto de conversión acústico-sísmico varía de acuerdo a la posición del evento fuente, ya que a partir de la localización obtenida en la zona de estudio, esta zona está ubicada aproximadamente a la misma latitud de la fuente (Figura 51a).

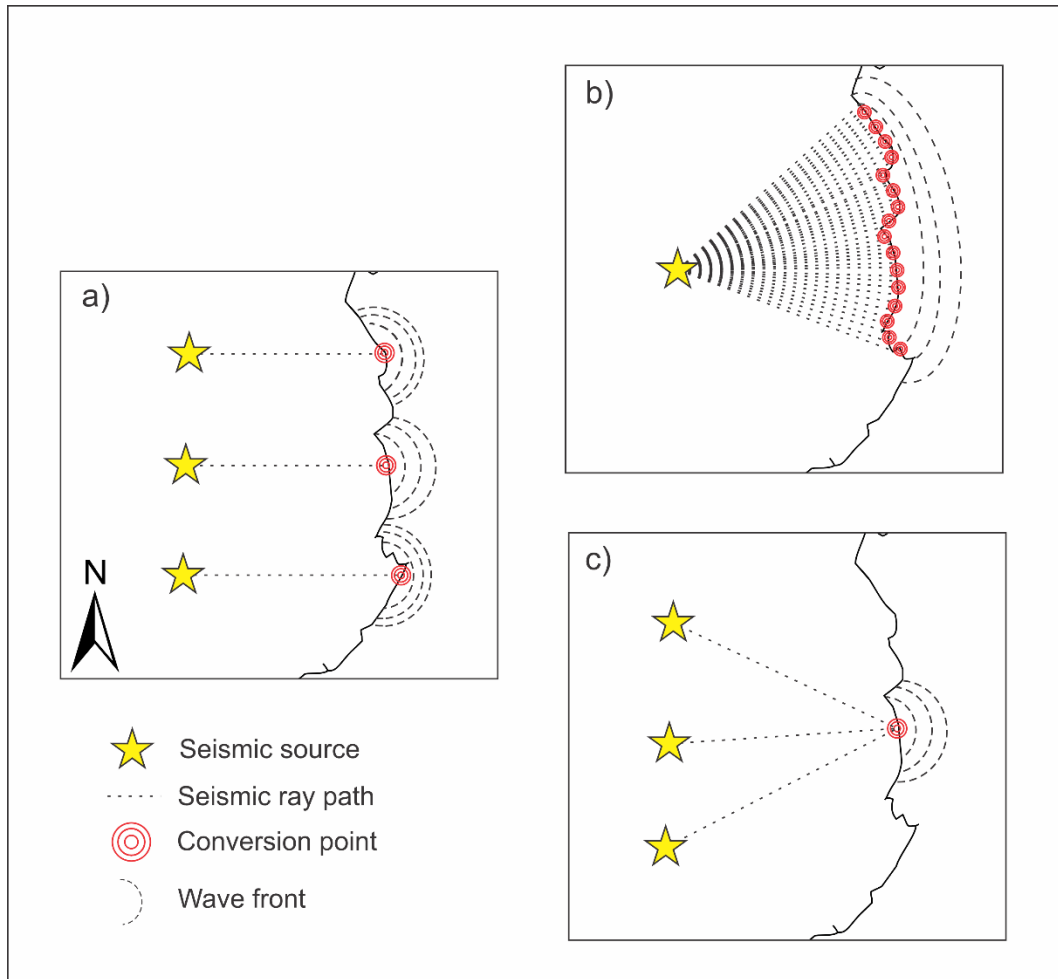


Figura 51. Posibles modelos de generación para fases T en el Pacífico colombiano. a) Modelo 1: Punto de conversión acústico-sísmico cambia de acuerdo con la posición de la fuente. b) Modelo 2: Todos los puntos de la costa son fuentes de Tp y Ts. c) Modelo 3: Hay un único punto de conversión en la costa de fases Tp y Ts. Fuente: Propia

Por otro lado, el segundo modelo (Figura 51b) propone trayectorias colineales en el que todos los puntos de la costa actúan como fuentes de ondas Tp y Ts (similar al método de *backprojection*). En este modelo, todas las trayectorias concentran energía y actúan como un frente de onda que viaja de la fuente en el océano hacia la costa. Este modelo es el más difícil de evaluar debido a que la energía se dispersa en todas las direcciones.

Adicionalmente, el tercer modelo (Figura 51c) se fundamenta en que la conversión ocurre en un punto hipotético de la costa, independientemente de la localización del evento detonante. La Figura 52 ilustra este modelo con el ejemplo del evento 7, donde el punto de conversión hipotético está localizado en la estación PIZC. Desde este punto, se generan las fases Tp y Ts, que luego viajan hacia las demás estaciones receptoras.

En la Figura 53 se observa que el arribo teórico de la onda calculado para la estación PTA con origen hipotético en la estación SOL en los eventos 8 y 9 no coincide con los cambios de amplitud visibles en la señal, ya que en general el arribo obtenido está desfazado respecto

al registro, factor que depende de la distancia a la que se encuentran las estaciones de estos orígenes potenciales.

Es importante mencionar que, debido a la geometría de la costa colombiana, las distancias recorridas por las ondas en los modelos 1 y 2 son similares. Por lo tanto, en este caso en concreto, ambos modelos pueden producir resultados similares. Sin embargo, se requiere realizar pruebas adicionales con el fin de determinar cuál es el modelo es el más óptimo. Con los resultados actuales, se puede afirmar que el modelo 1 es el más ajustado a la realidad.

Por lo anterior se determinó que, el modelo 1 es el más sugerente, ya que la onda no tiene un punto de conversión principal en la costa colombiana, sino que, el desplazamiento de las ondas es lineal entre la fuente y las estaciones (Figura 28), evidenciado en las latitudes entre las fuentes y los posibles puntos de generación de fases  $T_p$  y  $T_s$ ; lo que permite una conversión de las ondas en zonas aledañas a la trayectoria lineal entre la fuente y las estaciones receptoras.

Debido a que en las estaciones de PTA, PIZC, SOL, TUM y GR1C los arribos de las fases T son visibles, se calcularon tiempos de viaje desde la fuente sísmogénica hasta cada una de estas estaciones con el objetivo de determinar si hay un punto de conversión preferente en la costa debido a sus características batimétricas, o si por el contrario estas ondas tienen una trayectoria lineal y el punto de generación de las fases  $T_p$  y  $T_s$  depende de la localización de la fuente.

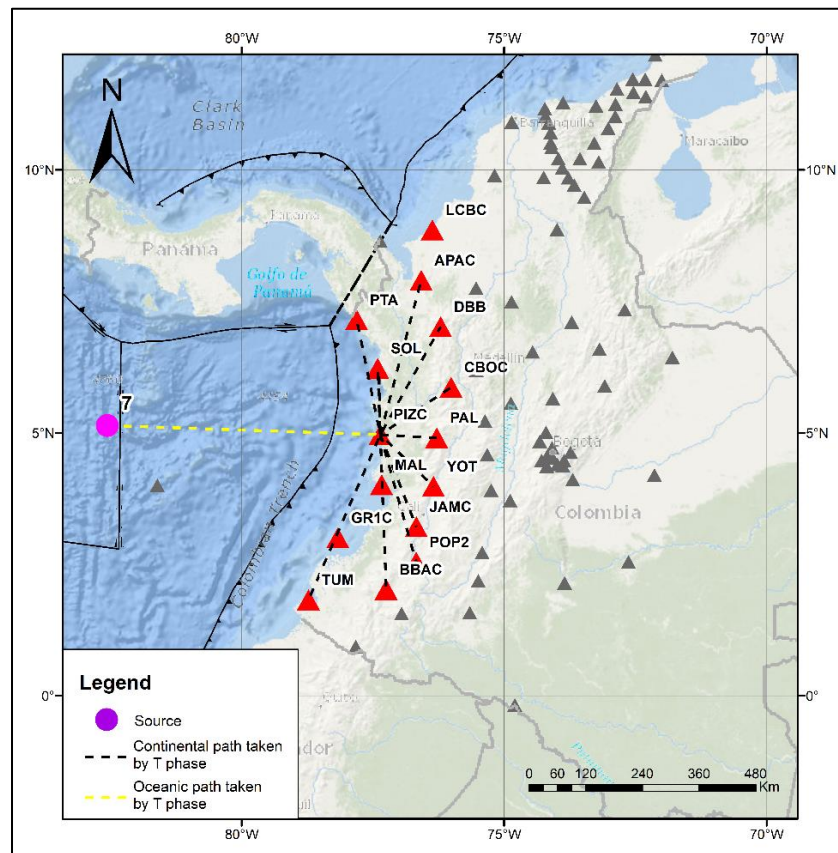


Figura 52. Trayectorias para calcular los tiempos de arribo teóricos con origen en la estación PIZC. Fuente: Propia

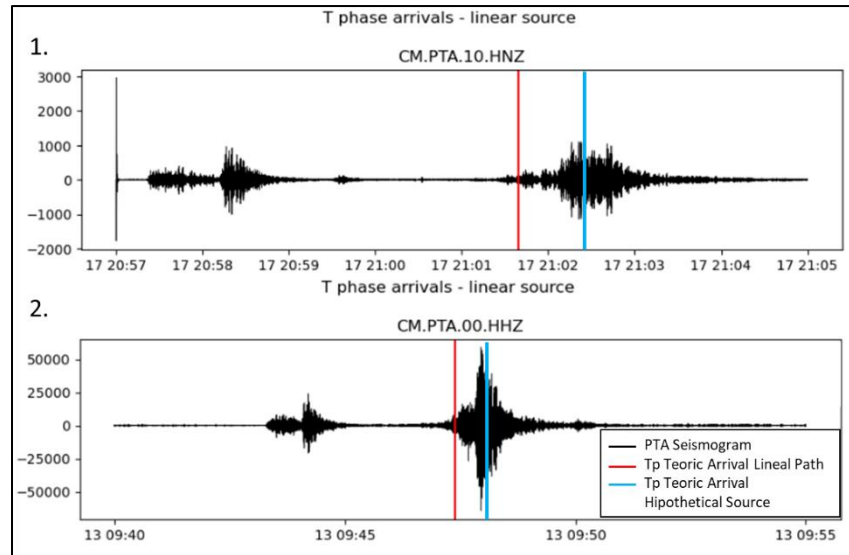


Figura 53. Comparación entre los tiempos de arribo con fuente lineal y fuente hipotética en la estación SOL. 1. Registro estación PTA para el evento 8. 2. Registro estación PTA para el evento 9. Fuente: Propia

Adicionalmente, se realizó un análisis del contenido de frecuencias entre los eventos para cada una de las estaciones con base en el trabajo realizado por Lin et al. (2014), con el fin de visualizar variaciones en su contenido que tengan relación con la localización, topografía marina, magnitud de la fuente o su distancia respecto a las estaciones.

Para llevar a cabo este procedimiento, se implementó una ventana variable con una duración que oscila entre 2 y 2 minutos 30 segundos, que abarca registros antes, durante y después del arribo de la fase T en las estaciones para analizar el comportamiento de su contenido de frecuencias a lo largo de todo el registro (Figura 54). A través del espectro de frecuencias, se determinó un valor promedio de amplitud para cada rango de frecuencias identificadas en la ventana de tiempo; esto permitió visualizar de manera más precisa sus variaciones a través de gráficas de Amplitud vs Frecuencia para comparar los registros de las estaciones en todos los eventos.

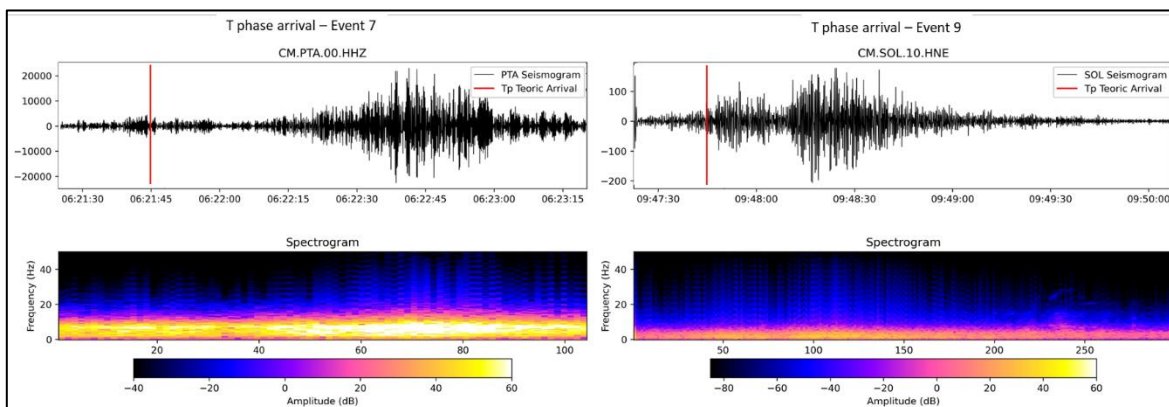


Figura 54. Izq. Vista a la ventana de tiempo de la estación PTA del evento 7 para realizar su análisis de Frecuencias. Der. Ventana de tiempo de la estación SOL para el evento 9. Fuente: Propia

Lin et al. (2014) en su trabajo concluyó que, para zonas con batimetrías relativamente planas y simples dominan las bajas frecuencias (2 a 4 Hz) mientras que, en sectores con topografías complejas e irregulares dominan las frecuencias altas (5 a 8 Hz) (Figura 7). Por lo anterior, se calcularon los espectros de frecuencia para todas las estaciones y eventos disponibles, con el fin de determinar si para el caso del pacífico colombiano esta pauta se mantiene, o si, por el contrario, se ve afectada por otros factores.

Al examinar el comportamiento del contenido de frecuencias de la estación costera PTA para todos los eventos registrados (Figura 55), se reveló una tendencia consistente y valores similares de amplitud para las frecuencias presentes. En primer lugar, se observa un aumento pronunciado en las amplitudes en el rango de 1 a 8 Hz en todos los eventos; seguido de una marcada disminución de energía hasta los 20 Hz; que luego se estabiliza hasta el final del registro. Sin embargo, destaca el evento 8, ya que presenta amplitudes aproximadamente tres órdenes de magnitud más bajas, y su declive inicia alrededor de los 5 Hz.

En primera instancia, podría asumirse que, a menor magnitud y mayor distancia entre el evento y la estación, el contenido de frecuencias disminuye, y a medida que ambas variables aumentan, el espectro de frecuencias incrementa. No obstante, esta premisa no se cumple en este caso. Por ejemplo, el evento 8, de mayor magnitud (6.1  $M_w$ ) y cercanía a la estación PTA que los eventos 1, 2, 3, 7 y 11, muestra un comportamiento contrario, ya que, pese a su proximidad, exhibe amplitudes significativamente menores en comparación con los demás eventos a lo largo de todo el registro.

Por otro lado, el evento 9 sí respalda esta suposición, ya que presenta el mayor contenido de frecuencias a lo largo de toda la duración del registro (Figura 55), teniendo en cuenta que tiene la misma magnitud y cercanía que el evento 8 (Figura 50).

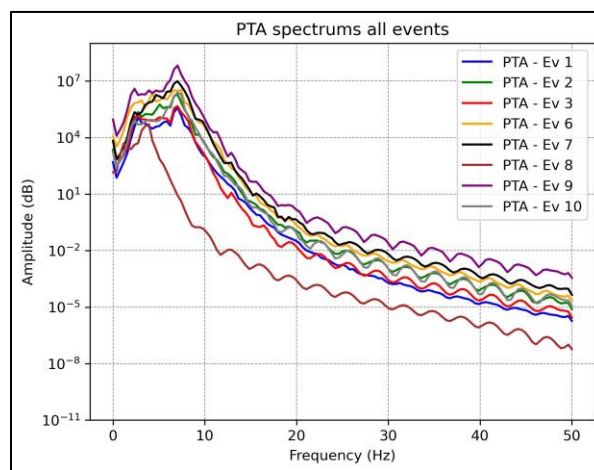


Figura 55. Espectros de frecuencia de la estación PTA para cada uno de los eventos en los que la Fase T fue identificada.

Fuente: Propia

Para esta estación, no es posible afirmar que el comportamiento del contenido de frecuencias sea consistente con los registros analizados por Lin et al. (2014). Se llevó a cabo un corte topográfico en dirección suroeste-noreste (Figura 56), revelando un talud de morfología continua y superficie suavizada. Aunque se observa un cambio de pendiente aproximadamente a los 25 km de la costa y a una profundidad de unos 2000 m, su tendencia

general es continua, pero prevalecen las altas frecuencias (6 a 8 Hz), en lugar de ser las bajas que oscilan entre los 2 y 4 Hz observadas para este tipo de topografías.

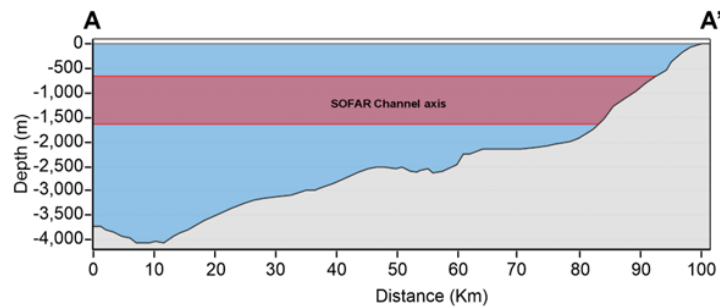


Figura 56. Corte A-A' localizado en cercanías a la estación PTA. En general cuenta con morfología suavizada y continua.  
Fuente: Propia

Respecto a la estación costera SOL (Figura 57), el evento 11 destaca con amplitudes que son aproximadamente tres órdenes de magnitud superiores a las observadas en otros eventos. Además, su pendiente entre las frecuencias de 4 y 12 Hz es menor, resultando en amplitudes más altas en frecuencias más elevadas. Por otro lado, el evento 7 sobresale en comparación con los demás, ya que exhibe amplitudes notablemente superiores hasta los 10 Hz.

El evento 6, a pesar de su proximidad a la estación SOL, no lidera en términos de amplitudes, posiblemente debido a su magnitud ( $5.3 M_w$ ), mientras que, el evento 11, a pesar de su ubicación más distante de la estación, probablemente gracias a su magnitud ( $5.9 M_w$ ), fue el responsable de la mayor cantidad de energía registrada en la estación SOL.

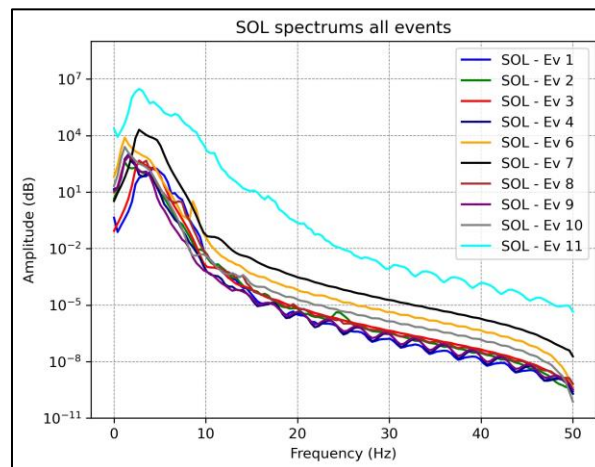


Figura 57. Espectros de frecuencia de la estación SOL para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia

Como se aprecia en el corte B-B' de la Figura 58, que se extiende en dirección suroeste-noreste, en la región de Bahía Solano (estación SOL) el talud continental presenta una pendiente continua y una superficie regular a lo largo de sus 30 km de extensión. De manera consistente con las observaciones de Lin et al. (2014), se observa un predominio de bajas frecuencias, con oscilaciones en el rango de 2 a 4 Hz, a lo largo de todo el registro.

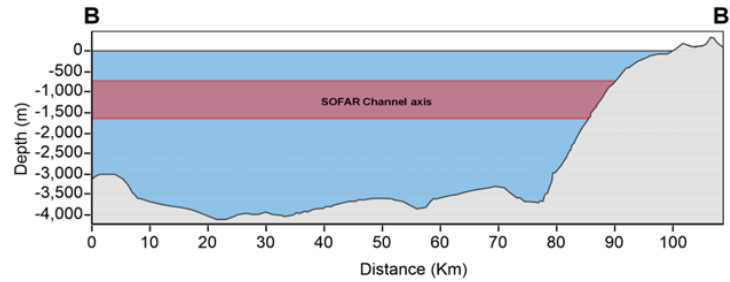


Figura 58. Corte B-B' localizado en cercanías a la estación SOL. En general cuenta con morfología suavizada y continua.  
Fuente: Propia

En la estación PIZC (Figura 59), los eventos 4, 6 y 11 tienen una amplitud mayor respecto a los otros y además sus frecuencias predominantes están en el rango de los 2 a 5 Hz aproximadamente, a diferencia de los eventos 3, 7 y 10 que cuentan con un rango dominante de bajas frecuencias (5 a 8 Hz).

Como se nota en el corte C-C' orientado en dirección oeste – este de la Figura 60, el talud continental en esta región exhibe una pendiente constante hasta aproximadamente el kilómetro 25 desde la costa, momento en el cual comienzan a surgir irregularidades y variaciones en la pendiente. Estos cambios culminan con una ladera muy escarpada hacia el final de la estructura. Es posible que, debido a la presencia de estas variaciones de la estructura en este sector, haya un dominio de altas frecuencias para la mitad de los eventos y de bajas frecuencias para la otra mitad. Por lo tanto, la afirmación de Lin et al. (2014) solo es aplicable para los eventos 3, 7 y 10 ya que, es una pendiente irregular propicia para el dominio de las altas frecuencias (5 a 8 Hz).

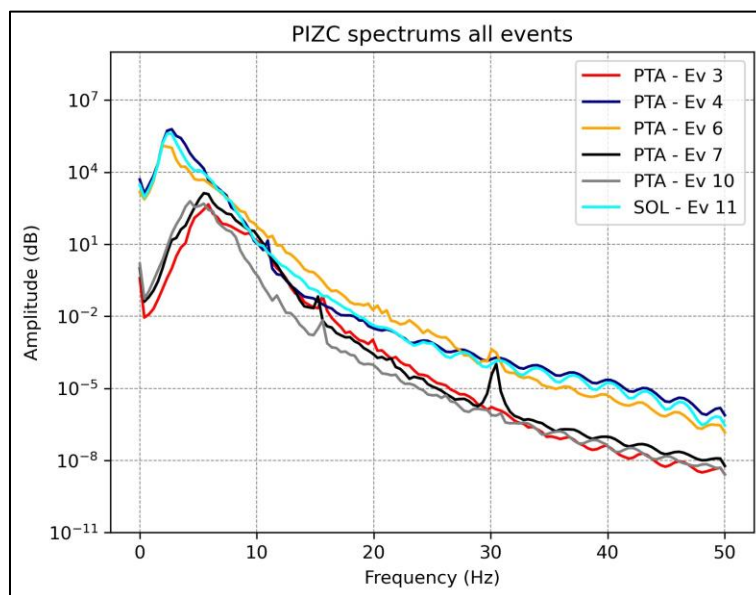


Figura 59. Espectros de frecuencia de la estación PIZC para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia

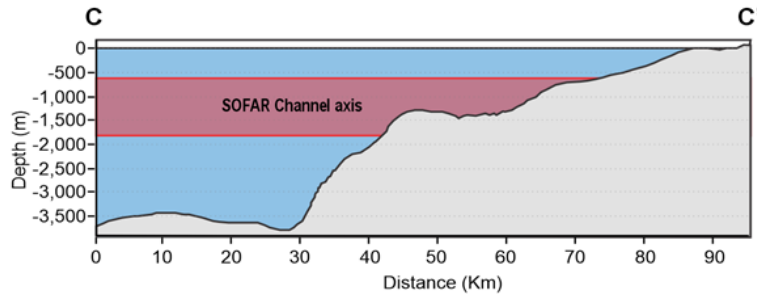


Figura 60. Corte C-C' localizado en cercanías a la estación PIZC. En general cuenta con morfología irregular y continua.  
Fuente: Propia

El espectro de frecuencias de la estación MAL (Figura 61) muestra que los eventos 5 y 11 tienen un contenido similar de frecuencias a lo largo del registro, exceptuando el tramo entre los 8 y 20 Hz aproximadamente, donde el evento 5 tiene mayores registros de amplitud. El evento 2 destaca respecto al 5 y 11 ya que, a pesar de tener un predominio de frecuencias entre los 2 y 5 Hz, sus valores de amplitud son tres órdenes de magnitud menores. Esto puede ser debido a que el evento 2 está localizado a mayor distancia y tiene menor magnitud (5.4  $M_w$ ) que los eventos 5 (5.5  $M_w$ ) y 11 (5.9  $M_w$ ).

El corte D-D' con dirección oeste - este (Figura 62) refleja que en general, la batimetría contigua a la estación MAL está caracterizada por ser una zona donde la pendiente tiene superficie regular y continua hasta los 60 km aguas adentro desde la costa, donde se encuentra una zona con pendientes irregulares y discontinuas. Para este sector se cumple la observación de Lin et al. (2014), ya que dominan las bajas frecuencias (2 a 4 Hz) en una zona con topografía marina regular y suavizada.

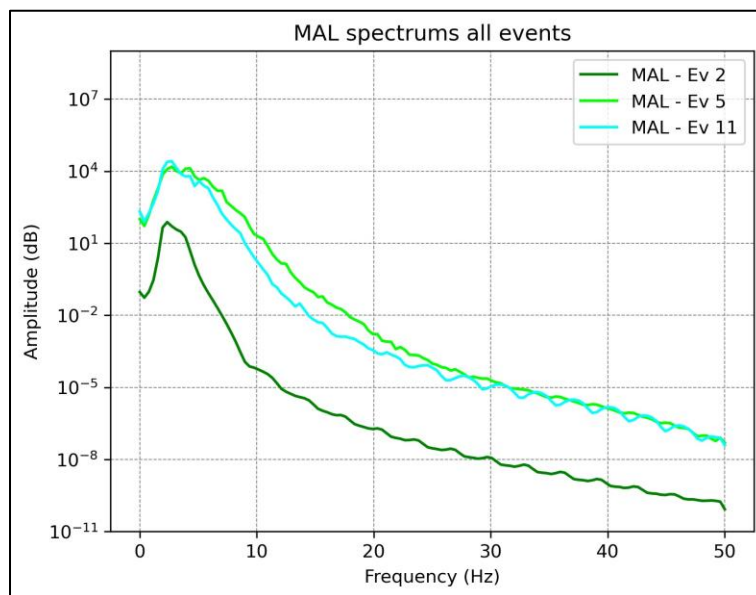


Figura 61. Espectros de frecuencia de la estación MAL para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia



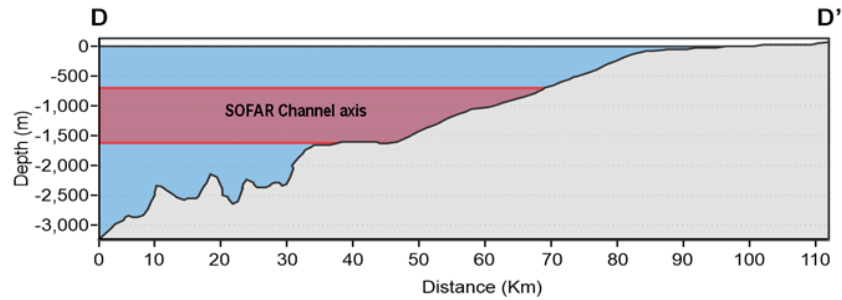


Figura 62. Corte D-D' localizado en cercanías a la estación MAL. En general cuenta con morfología regular y continua.  
Fuente: Propia

En cuanto a la estación TUM (Figura 63), los eventos 8 y 9 destacan de manera significativa en comparación con los demás. Se distinguen por presentar amplitudes predominantes en el rango de los 2 a 5 Hz, a diferencia de los demás eventos sísmicos registrados, cuyas frecuencias predominantes se encuentran aproximadamente entre los 5 y 11 Hz. Es notable que, a pesar de estar ubicados a una mayor distancia en comparación con los demás sismos, los eventos 8 y 9 exhiben un contenido de frecuencias más elevado.

Esta estación está localizada en una zona donde el talud y la plataforma continental son de morfología irregular y abrupta, ya que como se observa en el corte E-E' de la Figura 64, hay un alto topográfico localizado a 60 km aproximadamente de la costa que interrumpe la continuidad de la pendiente, favoreciendo el predominio de las altas frecuencias (5 – 11 Hz) para 5 de los 7 eventos registrados en la estación, dato que coincide con los resultados obtenidos por Lin et al. (2014). Sólo los eventos 8 y 9 no cumplen con este patrón, ya que sus frecuencias están entre los 2 y 5 Hz, característica de zonas con pendientes planas y regulares.

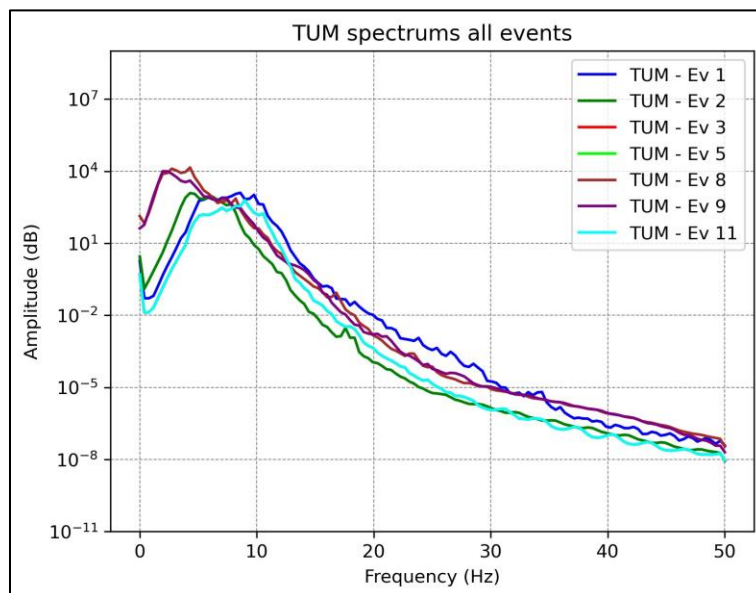


Figura 63. Espectros de frecuencia de la estación TUM para cada uno de los eventos registrados. Fuente: Propia

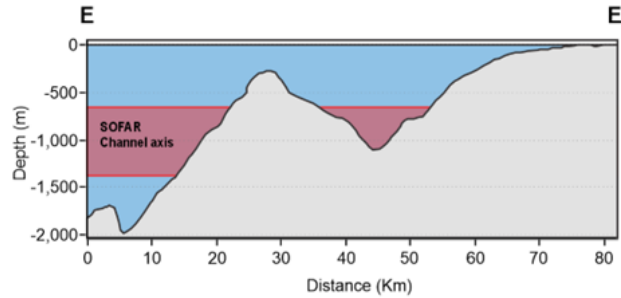


Figura 64. Corte E-E' localizado en cercanías a la estación TUM. En general cuenta con morfología irregular y discontinua. Fuente: Propia

En general, luego de analizar los espectros de las 14 estaciones que cuentan con registro (Figura 65) se puede observar que los eventos localizados hacia el norte de la Zona de Fractura de Panamá (Grupos 2 y 3 - Tabla 2) tienen mayor contenido de frecuencias que los localizados en la zona sur (Figura 50), pero no se puede afirmar que la magnitud y distancia de los eventos respecto a las estaciones receptoras determine su contenido, pues no siempre el evento más cercano y con magnitud mayor es el que tiene las amplitudes predominantes. Posiblemente la atenuación que sufre la onda al momento de chocar y avanzar a través del continente es la que controla el contenido de las frecuencias.

Por último, en las estaciones de SOL, TUM, MAL y parcialmente PIZC se confirma la observación planteada Lin et al. (2014), donde afirma que en áreas caracterizadas por presentar un talud continuo con superficie regular predominan las bajas frecuencias, mientras que, para sectores donde el talud presenta discontinuidades, variaciones en la pendiente e irregularidades en su superficie hay un predominio de las altas frecuencias.

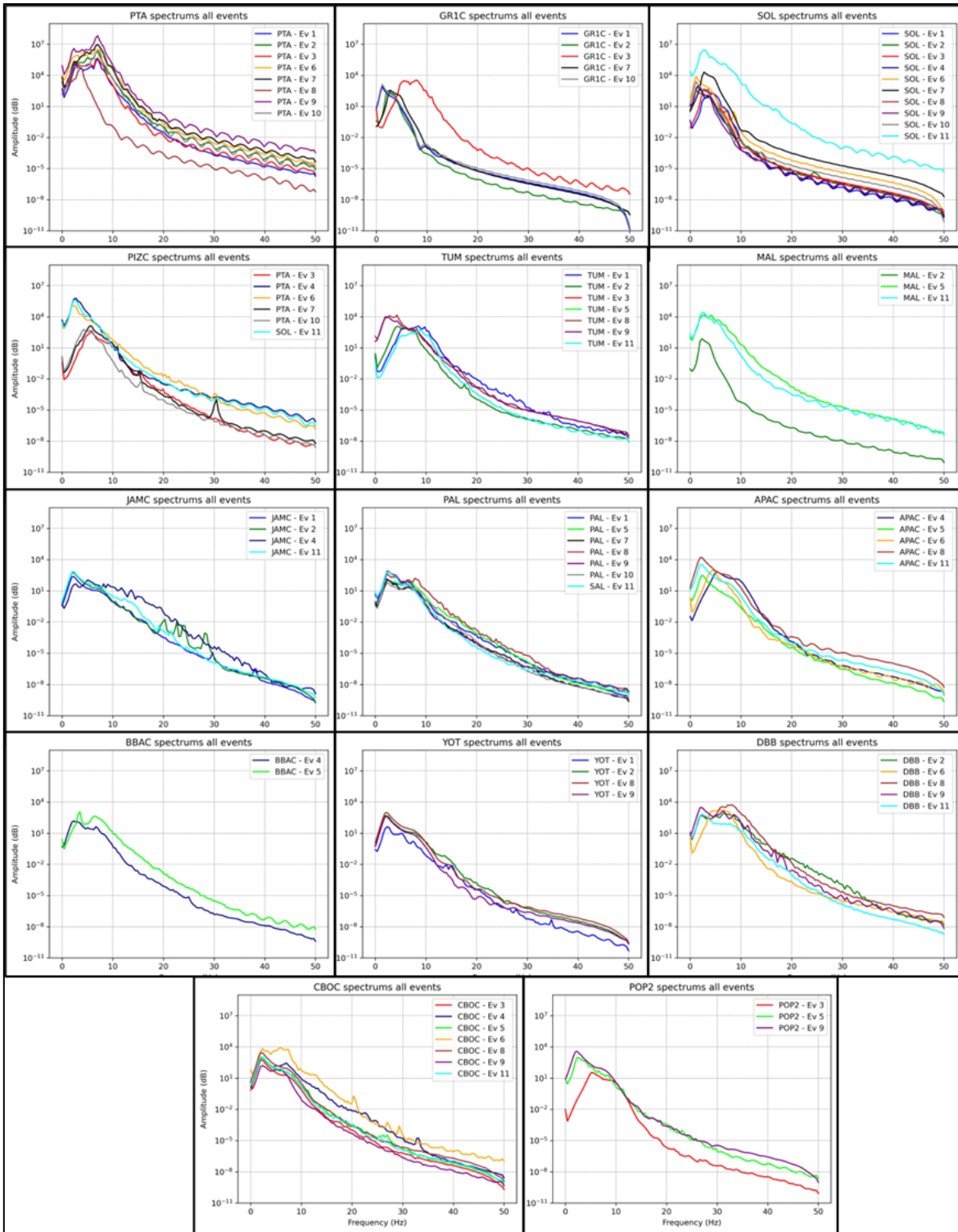


Figura 65. Espectros de frecuencia para todas las estaciones del presente estudio. Fuente: Propia

## 5 Conclusiones y recomendaciones

Tras llevar a cabo el análisis de los sismogramas de los eventos generados en la Zona de Fractura de Panamá utilizando tiempos de viaje teóricos, observados y espectros de frecuencias, se puede confirmar la detección de la generación de fases Tp y Ts en la costa pacífica colombiana. Este proceso implica la generación de ondas acústicas mediante la colisión de ondas elásticas en la interface del lecho marino y el océano, que viajan a través del *SOFAR channel* y, posteriormente, chocan en la costa dando origen a las ondas elásticas Tp y Ts.

Las observaciones de las fases T fueron más claras en las estaciones costeras respecto a las continentales, posiblemente por factores de distancia respecto a la fuente, tipo de material en el que se encuentra situada la estación o atenuación sufrida por la onda a medida que viaja a través del continente.

Se considera que el mecanismo de generación de las fases T en la zona de estudio es el *rough seafloor scattering model*, ya que la profundidad media del lecho marino donde se localizan las fuentes sísmicas (3 km aproximadamente), junto con sus características batimétricas (rugosidad y heterogeneidad), son factores característicos de su generación mediante este mecanismo.

A partir de la aplicación del método de *Back Projection*, se deduce que la conversión acústica-elástica de las fases T a Tp y Ts no está vinculada a un punto específico en la costa. En cambio, se encuentra correlacionada con la latitud y longitud del evento detonante en la Zona de Fractura de Panamá, ya que, para todos los eventos analizados, el punto de conversión se sitúa en latitudes cercanas al lugar donde se localiza la fuente, proyectado en la costa colombiana con una orientación aproximada oeste – este y en el caso del evento 10 en dirección noroeste - sureste.

Se estimaron tres posibles modelos para la generación de las fases T en el continente, concluyendo que el modelo en el cual el punto de conversión acústico-sísmico varía de acuerdo a la posición del evento fuente es el más óptimo, ya que a partir de la localización obtenida en la zona de estudio, esta zona está ubicada aproximadamente a la misma latitud de la fuente.

Con base en la localización y el análisis de los contenidos de frecuencias, se puede inferir que la conversión acústica-elástica exhibe una mayor eficiencia hacia el norte de la costa pacífica colombiana, específicamente en las áreas de Punta Ardita, Pizarro y Bahía Solano, ya que la mayoría de los eventos contienen valores de amplitud superiores respecto a los registros de las estaciones ubicadas en el sector sur de la costa (TUM y GR1C), posiblemente por factores como el ángulo de arribo de los rayos a la costa o la temperatura del *SOFAR channel*.

Las estaciones de PTA, SOL, PIZC y MAL están localizadas en sectores donde el talud es de morfología continua y superficie suavizada, con irregularidades a lo largo de la pendiente, mientras que la estación de TUM está ubicada en una zona donde el talud es de

morfología irregular y abrupta, presentando altos topográficos que interrumpen la continuidad de la pendiente.

Se verificó la afirmación de Lin et al. (2014) en las estaciones SOL, TUM, MAL y parcialmente PIZC. El patrón observado indica que, en regiones con un talud continuo y superficie regular prevalecen las bajas frecuencias (2 a 4 Hz), mientras que en áreas donde el talud presenta discontinuidades, variaciones en la pendiente e irregularidades en su superficie, se evidencia un predominio de las altas frecuencias (4 a 8 Hz).

Se sugiere para investigaciones futuras la creación de un catálogo de eventos más amplio que abarque sismos de magnitud superior a 5, con profundidades inferiores a 50 km, localizados tanto en la zona de cizalla de Panamá como en la zona de subducción entre las placas de Nazca y Suramérica (Sáez & Ruiz, 2018). El propósito de este catálogo ampliado es proporcionar una visión más completa al explorar un rango más extenso de eventos, para permitir una observación más detallada de los arribos de las fases Tp y Ts. Este enfoque contribuiría a una comprensión más precisa de la conversión de ondas acústicas a elásticas en la costa pacífica colombiana.

Adicionalmente, se recomienda utilizar la red sismológica MUSICA que cuenta con 70 estaciones instaladas a lo largo del territorio colombiano (Monsalve et al., 2023), con el fin de complementar los datos de la RSN para obtener un arreglo sísmico denso que permita determinar con mayor precisión el recorrido y los tiempos de viaje de las fases Tp y Ts para calcular así valores de atenuación y tener un mayor entendimiento de estas ondas en Colombia.

## 6 Bibliografía

- Astiz, L., Earle, P., & Shearer, P. (1996). Global Stacking of Broadband Seismograms. *Seismological Research Letters*, 67(4), 8–18. <https://doi.org/10.1785/gssrl.67.4.8>
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., & Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9), 19207–19220. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2001JB000238>
- Biot, M. A. (1952). The interaction of Rayleigh and Stoneley waves in the ocean bottom\*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 42(1), 81–93. <https://doi.org/10.1785/BSSA0420010081>
- Buehler, J. S., & Shearer, P. M. (2015). T phase observations in global seismogram stacks. *Geophysical Research Letters*, 42(16), 6607–6613. <https://doi.org/10.1002/2015GL064721>
- Chen, C. W., Huang, C. F., Lin, C. W., & Kuo, B. Y. (2017). Hydroacoustic ray theory-based modeling of T wave propagation in the deep ocean basin offshore eastern Taiwan. *Geophysical Research Letters*, 44(10), 4799–4805. <https://doi.org/10.1002/2017GL073516>
- Chiu, C.-S. (1994). *Downslope modal energy conversion*. <http://acousticalsociety.org/content/terms>.
- de Groot-Hedlin, C. D., & Orcutt, J. A. (1999). Synthesis of earthquake-generated T-waves. *Geophysical Research Letters*, 26(9), 1227–1230. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/1999GL900205>
- Dziak, R. P. (2001). Empirical relationship of T-wave energy and fault parameters of northeast Pacific Ocean earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 28(13), 2537–2540. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2001GL012939>
- Ewing, M., Tolstoy, I., & Press, F. (1950). Proposed use of the T phase in tsunami warning systems\*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 40(1), 53–58. <https://doi.org/10.1785/BSSA0400010053>
- Ewing, M., & Worzel, J. L. (1948). *LONG-RANGE SOUND TRANSMISSION*.
- Frank, S. D., Collis, J. M., & Odom, R. I. (2015). Elastic parabolic equation solutions for oceanic T -wave generation and propagation from deep seismic sources . *The Journal of the Acoustical Society of America*, 137(6), 3534–3543. <https://doi.org/10.1121/1.4921029>
- Gardner, T., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K., Bullard, T., & Wells, S. (1992). Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica.

- GSA Bulletin*, 104(2), 219–232. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<0219:QUATAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<0219:QUATAC>2.3.CO;2)
- Guilbert, J., Vergoz, J., Schisselé, E., Roueff, A., & Cansi, Y. (2005). Use of hydroacoustic and seismic arrays to observe rupture propagation and source extent of the Mw = 9.0 Sumatra earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32, L15310. <https://doi.org/10.1029/2005GL022966>
- Gutscher, M. A., Olivet, J. L., Aslanian, D., Eissen, J. P., & Maury, R. (1999). The “lost Inca Plateau”: Cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 335–341. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00153-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00153-3)
- Hanson, J. A., & Bowman, J. R. (2006). Methods for monitoring hydroacoustic events using direct and reflected T waves in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(2). <https://doi.org/10.1029/2004JB003609>
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., & Vidale, J. E. (2005). Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array. *Nature*, 435(7044), 933–936. <https://doi.org/10.1038/nature03675>
- Jaggar, T. (1930). How the seismograph works. *The Volcano Letter*, 268, 1–4.
- Johnson, G. L., & Lowrie, A. (1972). Cocos and Carnegie Ridges result of the Galapagos “hot spot”? *Earth and Planetary Science Letters*, 14(2), 279–280. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90020-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90020-9)
- Johnson, R. H., Northrop, J., & Eppley, R. (1963). Sources of Pacific T phases. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 68(14), 4251–4260. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JZ068i014p04251>
- Kao, H., & Shan, S.-J. (2004). The Source-Scanning Algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysical Journal International*, 157(2), 589–594. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02276.x>
- Kellogg, J., Vega, V., Aiken, C., & Stallings, T. C. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. In *Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 295, pp. 75–90). <https://doi.org/10.1130/SPE295-p75>
- Kiser, E., & Ishii, M. (2017). Back-Projection Imaging of Earthquakes. *Annual Reviews*, 45, 271–299. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016>
- Kosuga, M. (2011). Localization of T-wave energy on land revealed by a dense seismic network in Japan. *Geophysical Journal International*, 187(1), 338–354. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05143.x>
- Koyanagi, S., Aki, K., Biswas, N., & Mayeda, K. (1995). Inferred Attenuation from Site Effect-corrected T Phases Recorded on the Island of Hawaii. In *PAGEOPH* (Vol. 144, Issue 1).

- Lin, C.-W., Chuang, L. Y.-L., Huang, C.-F., Chen, C.-W., & Kuo, B.-Y. (2014). T-wave observations on ocean-bottom seismometers offshore eastern Taiwan. *OCEANS 2014 - TAIPEI*, 1–5. <https://doi.org/10.1109/OCEANS-TAIPEI.2014.6964430>
- Linnean, D. (1940). Earthquakes in the West Indian region. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 21(2), 229–232. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/TR021i002p00229>
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. I. M. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *GSA Bulletin*, 89(7), 981–999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press.
- Marcaillou, B., Charvis, P., & Collot, J. Y. (2006). Structure of the Malpelo Ridge (Colombia) from seismic and gravity modelling. *Marine Geophysical Research*, 27(4), 289–300. <https://doi.org/10.1007/s11001-006-9009-y>
- Matsumoto, H., Haralabus, G., Zampolli, M., & Özel, N. M. (2016). T-phase and tsunami pressure waveforms recorded by near-source IMS water-column hydrophone triplets during the 2015 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(24), 12,511–12,519. <https://doi.org/10.1002/2016GL071425>
- Monsalve, G., Wagner, L., & Avellaneda, D. (2023). Red Sismológica portátil MUSICA: En búsqueda del entendimiento de la subducción plana en el norte colombiano. *XIX Congreso Colombiano de Geología*.
- Okal, E. A. (2008). The generation of T waves by earthquakes. In *Advances in Geophysics* (Vol. 49, pp. 1–65). Academic Press Inc. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(07\)49001-X](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(07)49001-X)
- Okal, E. A., Alasset, P.-J., Hyvernaud, O., & Schindelé, F. (2003). The deficient T waves of tsunami earthquakes. In *Geophysical Journal International gji1853 Geophys. J. Int* (Vol. 11).
- Okal, E. A., & Talandier, J. (1986). T-WAVE DURATION, MAGNITUDES AND SEISMIC MOMENT OF AN EARTHQUAKE-APPLICATION TO TSUNAMI WARNING. In *I. Phys. Earth* (Vol. 34).
- Park, M., Odom, R. I., & Soukup, D. J. (2001). Modal scattering: A key to understanding oceanic T-waves. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3401–3404. <https://doi.org/10.1029/2001GL013472>
- Pekeris, C. L. (1948). THEORY OF PROPAGATION OF EXPLOSIVE SOUND IN SHALLOW WATER. In J. L. Worzel, M. Ewing, & C. L. Pekeris (Eds.), *Propagation of Sound in the Ocean* (Vol. 27, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM27-2-p1>



- Sáez, M., & Ruiz, S. (2018). Controls on the T Phase Energy Fluxes Recorded on Juan Fernandez Island by Continental Seismic Wave Paths and Nazca Bathymetry. *Geophysical Research Letters*, 45(6), 2610–2617. <https://doi.org/10.1002/2017GL076790>
- Sagiya, J., & Mora, H. (2019). *Estimación del acoplamiento interplaca en la zona de subducción colombo-ecuatoriana a partir de datos GPS*.
- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316877111>
- Talandier, J., & Okal, E. A. (1998). On the mechanism of conversion of seismic waves to and from T waves in the vicinity of island shores. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2), 621–632. <https://doi.org/10.1785/bssa0880020621>
- Thorp, W. H. (2005). Deep-Ocean Sound Attenuation in the Sub- and Low-Kilocycle-per-Second Region. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 38(4), 648–654. <https://doi.org/10.1121/1.1909768>
- Tolstoy, I., & Ewing, M. (1950). *FURTHER STUDY OF THE T PHASE\**.
- Wadati, K., & Inouye, W. (1953). *On the T Phase of Seismic Waves Observed in Japan*.
- Walker, D., McCreery, C., & Hiyoshi, Y. (1992). T-Phase spectra, seismic moments, and tsunami genesis. *Bulletin Seismological Society of America*, 82, 1275–1305.
- Wech, A., Tepp, G., Lyons, J., & Haney, M. (2018). Using Earthquakes, T Waves, and Infrasound to Investigate the Eruption of Bogoslof Volcano, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 45(14), 6918–6925. <https://doi.org/10.1029/2018GL078457>
- Williams, C. M., Stephen, R. A., & Smith, D. K. (2006). Hydroacoustic events located at the intersection of the Atlantis (30°N) and Kane (23°40'N) transform faults with the Mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(6). <https://doi.org/10.1029/2005GC001127>
- Yang, Y., & Forsyth, D. W. (2003). Improving Epicentral and Magnitude Estimation of Earthquakes from T Phases by Considering the Excitation Function. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 2106–2122. <https://doi.org/10.1785/0120020215>
- Zhou, Y., Chen, X., Ni, S., Qian, Y., Zhang, Y., Yu, C., Zhong, Q., Zheng, T., & Xu, M. (2021). Determining Crustal Attenuation With Seismic T Waves in Southern Africa. *Geophysical Research Letters*, 48(15). <https://doi.org/10.1029/2021GL094410>



---

Prof. Germán Andrés Prieto Gómez  
Profesor Asociado – Dedicación Exclusiva  
Departamento de Geociencias  
Universidad Nacional de Colombia  
Ciudad Universitaria – Edificio 224 (Manuel Ancizar) – Oficina 302  
Tel. (57) 1 3165000 ext. 16530