



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

La secuencia sísmica de
Ixtlán del Río ¿Un caso de
sismicidad disparada por
presas?

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

PRESENTA

Gustavo Sánchez López

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Xyoli Pérez Campos



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN106119. Agradezco a la DGAPA-UNAM el apoyo para mi asistencia a la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 2020 a presentar los resultados de este trabajo.

Los datos sismológicos fueron obtenidos por el Servicio Sismológico Nacional (México). Agradezco a todo el personal del mismo por el mantenimiento de las estaciones, la adquisición y distribución de los datos. Especialmente a Daniel González, por su asesoramiento en la localización de epicentros.

Al Dr. Juan Manuel Espíndola por compartir los datos sismológicos de la estación Amatitán, cuyo mantenimiento fue posible gracias a los proyectos CONACYT Problemas Nacionales PDCPN2015-163 y UNAM-DGAPA 2018 PAPIIT-IA103618.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, en especial, a la Facultad de Ingeniería por darme la oportunidad de realizar mis estudios de licenciatura, y a los profesores que durante 5 años contribuyeron a mi formación social y profesional.

Mi completa gratitud a la Dra. Xyoli Pérez Campos, por aceptarme como su estudiante y estar siempre al pendiente de los avances de este trabajo. Gracias por transmitir esa gran pasión por la sismología, por sus enseñanzas en el aula y por sus consejos.

Agradezco a los doctores Dr. Miguel Ángel Santoyo, Dr. Martín Cárdenas, Dr. Victor Hugo Espíndola y Dr. Francisco Chávez por sus comentarios y sugerencias que enriquecieron ampliamente este trabajo. Al Dr. Juan Carlos Montalvo, por su ayuda incondicional durante las diferentes etapas de este trabajo.

A mi primo y amigo, Daniel Alarcón. Agradezco por esas largas charlas de temas aleatorios con las que conseguía vaciar la taza y dar paz a mi mente. A mi amiga Kenia Ortiz, quien me ha contagiando de su alegría y ha estado para mí hasta en las situaciones más adversas. Con ustedes siempre encuentro un respiro y un respaldo.

A aquellos compañeros que conocí en la Facultad de Ingeniería y se convirtieron en mis grandes amigos: Deni González, Gabriela Alvarado, Gilberto Aquino, Isaac Valverde, Josué García, Mónica Nochebuena. Siempre fue un gusto compartir con ustedes los proyectos escolares. Gracias por hacer mis años en la Facultad de Ingeniería una etapa inolvidable, por compartir conmigo su inteligencia, sus habilidades y sobre todo su amistad.

Quisiera dedicar un espacio para reiterar mi agradecimiento a Isaac Valverde, con quien comparto un estrecho lazo de amistad desde los primeros días en la Facultad de Ingeniería. Gracias porque además de ser un apoyo en la cuestión académica, siempre tuviste un genuino interés en ayudarme, ya sea haciendo una broma, compartiendo una naranja o incluso todo el almuerzo. No tengo forma de pagar esos gestos de verdadera amistad, pero estoy seguro que la vida será la encargada de hacerlo por mí. Tienes la escuela de un gran hombre, el Sr. Marco Polo Valverde, a quien también extiendo mi respeto y gratitud.

En estas líneas debo agradecer a una persona que durante 5 años ha sido un pilar en mi vida. Gracias Deni González por cuidarme, motivarme y apoyarme; por enseñarme que la vida tiene muchísimos colores y por ayudarme a encontrar el equilibrio. Contigo descubrí que, contrario a lo que dicen las matemáticas, uno más uno puede resultar en uno sin dejar de ser dos. No sé que nos espera mañana, pero sé que hoy soy feliz y formas parte de esa felicidad. Gracias por compartir conmigo tu maravillosa familia, siempre me han hecho sentir como parte de ellos y les agradezco mucho todos los buenos gestos hacia mí.

Agradezco a mi familia. A mis tíos, Geronimo López, Gilberto López, Epifanio López y Ramón López. De ustedes aprendí que se debe luchar y trabajar en la vida. A mi tía, Margarita López, que me cuidó cuando era un niño mientras mi mamá salía a trabajar; a mi tía, Antonia López, que me recibió cuando llegue a la Ciudad de México y siempre se ha preocupado por mi como una madre. A mi primo, Gilberto López, quien diferentes ocasiones y de distintas formas ha visto por mí bienestar. A mis hermanos, Cruz y Neto, con los que crecí, jugué, reí; y hoy en día puedo contar con ellos incondicionalmente. A mi abuelita, ma' Bertha, que hoy comparte el firmamento con todas las estrellas; pero me dejó su esencia, su amor, y las mejores lecciones de vida. Porque sin el apoyo de todos no sería lo que soy y difícilmente habría conseguido este logro.

Y a quien le debo todo, mi mamá, María de Jesús López. Siempre te preocupaste por priorizar mis estudios sobre todas las cosas y me motivaste para seguir adelante. Hoy tu perseverancia rinde un gran fruto. Agradezco todo lo que hiciste para que nunca me faltara nada. Me transmitiste tus buenos valores. Fuiste firme cuando necesité un regaño, una amiga cuando necesité un consejo; me diste aliento cuando me sentí sofocado, me guiaste cuando me sentí perdido; pero sobre todo, me diste amor y cobijo. De ti aprendí que lo más importante en la vida es ser feliz y hoy gracias a todas tus enseñanzas consigo este logro.

Resumen

En este trabajo se presentan las principales características de una secuencia sísmica ocurrida en los alrededores de Ixtlán del Río, Nayarit, en México, activa de diciembre 2018 a abril 2019. El enfoque es determinar su origen y una posible asociación con el llenado de las presas hidroeléctricas El Cajón y La Yesca, cuya ubicación es cercana a los epicentros del enjambre. Se utilizó un algoritmo basado en similitud de formas de onda para encontrar el máximo número de eventos dentro de la secuencia. Se identificaron 126 eventos, con los que se completó un catálogo de 134 sismos ($2.7 \leq M_c \leq 4.1$). Se localizaron los epicentros seleccionando arribos de las fases P y S, y se relocalizaron empleando dobles diferencias. Las ubicaciones coinciden espacialmente con estructuras geológicas cartografiadas dentro de la región. Los mecanismos focales compuestos y del sismo principal coinciden con los movimientos esperados para las fallas presentes. El valor b determinado para la secuencia es 2.48 ± 0.21 , alto para sismicidad natural, pero aceptado para sismicidad disparada por presas. Los coeficientes de correlación de Pearson momento-producto de 0.19 y 0.17, para las presas La Yesca y El Cajón, respectivamente, no muestran una dependencia lineal entre el nivel de la cortina de agua y los cambios en la sismicidad. Sin embargo, los valores de difusividad hidráulica obtenidos para la presa La Yesca se encuentran en el intervalo de 0.1 a 10, aceptados para fracturas con tendencia a romper por efecto de difusión de presión de poro. Los resultados sugieren que el enjambre sísmico podría estar asociado con una respuesta con retraso debido al cambio en el nivel del agua en la presa La Yesca.

Abstract

In this work we present the main characteristics of a seismic sequence that occurred in the vicinity of Ixtlán del Río, Nayarit, Mexico, from December 2018 to April 2019. The focus is to determine its origin and likely association with the filling of El Cajón and La Yesca hydroelectric dams, given their proximity to the swarm's epicenters. A detection algorithm, based on waveform similarity, was used to find the largest possible number of events part of this sequence. We identified 126 quakes and completed a catalog with 134 events ($2.7 \leq M_c \leq 4.1$). The hypocenters locations were determined by P- and S- phase selection; we relocated them by double differences, and found spatial coincidences with geological structures mapped in the region. The main earthquake focal mechanism and the composed focal mechanisms are consistent with the expected movement of the regional faults. The sequence b value is 2.48 ± 0.21 , which is high for natural seismicity but accepted for seismicity triggered by reservoirs. Pearson's correlation coefficients of 0.19 and 0.17 for the La Yesca and El Cajón dams, respectively, indicate no linear correlation between water level and seismic activity changes. However, hydraulic diffusivity values obtained for the La Yesca dam, in the interval from 0.1 to 10, are consistent for fractures prone to rupture triggered by pore pressure diffusion. The results suggest that the seismic swarm may be the result of a delayed response to the change in the La Yesca dam.

Índice general

Resumen	I
Abstract	II
1. Introducción	1
2. Tectónica, Geología e Hidrología	4
2.1. Historia tectónica y dinámica activa	4
2.2. Geología	7
2.3. Sistema hidrológico del Río Santiago	8
2.4. Sismicidad y sismicidad inducida	10
3. Metodología	12
3.1. Algoritmos de detección	12
3.2. Localización y relocalización	16
3.3. Magnitud y relación Gutenberg-Richter	18
3.4. Mecanismos focales	19
3.5. Correlación cruzada	20
3.6. Identificación de sismicidad disparada por presas	21
4. Datos y análisis	26
4.1. Detección	28
4.2. Localización	29
4.3. Mecanismos focales	30
4.4. Distribución de frecuencias	30
4.5. Presas y sismicidad	30
5. La secuencia de Ixtlán del Río	33
5.1. Características	33
5.2. Elementos que ajustan a un caso de RTS	51
5.3. Posibles implicaciones geológicas	53
6. Conclusiones	54
Referencias	55
A. Eventos antes de la secuencia de Ixtlán del Río	63
B. Eventos de la secuencia de Ixtlán del Río	64
C. Distancia de las estaciones sísmicas a la región epicentral	69
D. Modelo de velocidades del SSN	70
E. Análisis de presión de poro y difusividad hidráulica	71
F. Arribos de onda P	76

1 Introducción

En diciembre de 2018, los habitantes del sur de Nayarit, en el occidente de México, experimentaron una Navidad muy agitada. Aunque la región de Ixtlán del Río es considerada sísmicamente activa, con actividad moderada, antes de 2018 solo 14 terremotos habían sido reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), de los cuales 7 son someros. El primero ocurrió en diciembre de 2003 (M_c 3.5) y el último en abril de 2017 (M_c 3.5); la lista completa puede consultarse en el Anexo A. Sin embargo, el 25 de diciembre de 2018 el SSN reportó 16 sismos con epicentros en esa región, donde se incluye un evento con magnitud 4.1. Estos eventos forman parte de la secuencia sísmica de Ixtlán del Río que inicialmente se consideró activa de diciembre de 2018 a abril de 2019.

La región epicentral se encuentra dentro del *rift* Tepic-Zacoalco, entre los límites del bloque de Jalisco y la Sierra Madre Occidental. La zona ha estado en una constante evolución tectónica a lo largo del tiempo; por lo que, en la actualidad, se considera geológica y estructuralmente compleja.

Las primeras localizaciones de los epicentros, publicadas por el SSN, tienen una orientación similar a la trayectoria del río Santiago (Figura 1.1). Este hecho, junto con la cercanía a dos presas hidroeléctricas cuya etapa de máximo llenado coincidió con el periodo en el que se desarrolló la secuencia, fue punto de partida para que los noticieros locales difundieran información sugiriendo que el enjambre sísmico era un caso de sismicidad disparada por presas.

En este trabajo se busca discriminar si la secuencia de Ixtlán del Río es un caso de sismicidad de origen antropogénico, o bien, es resultado de procesos puramente tectónicos. La importancia de indagar el origen está relacionada con el peligro sísmico para la región, ya que cada propuesta tiene diferentes periodos de recurrencia. Además, un análisis de sismicidad histórica en una región aledaña, aún dentro del *rift* Tepic-Zacoalco, sugiere que las fallas dentro del *rift* tienen el potencial para producir sismos de magnitudes tan

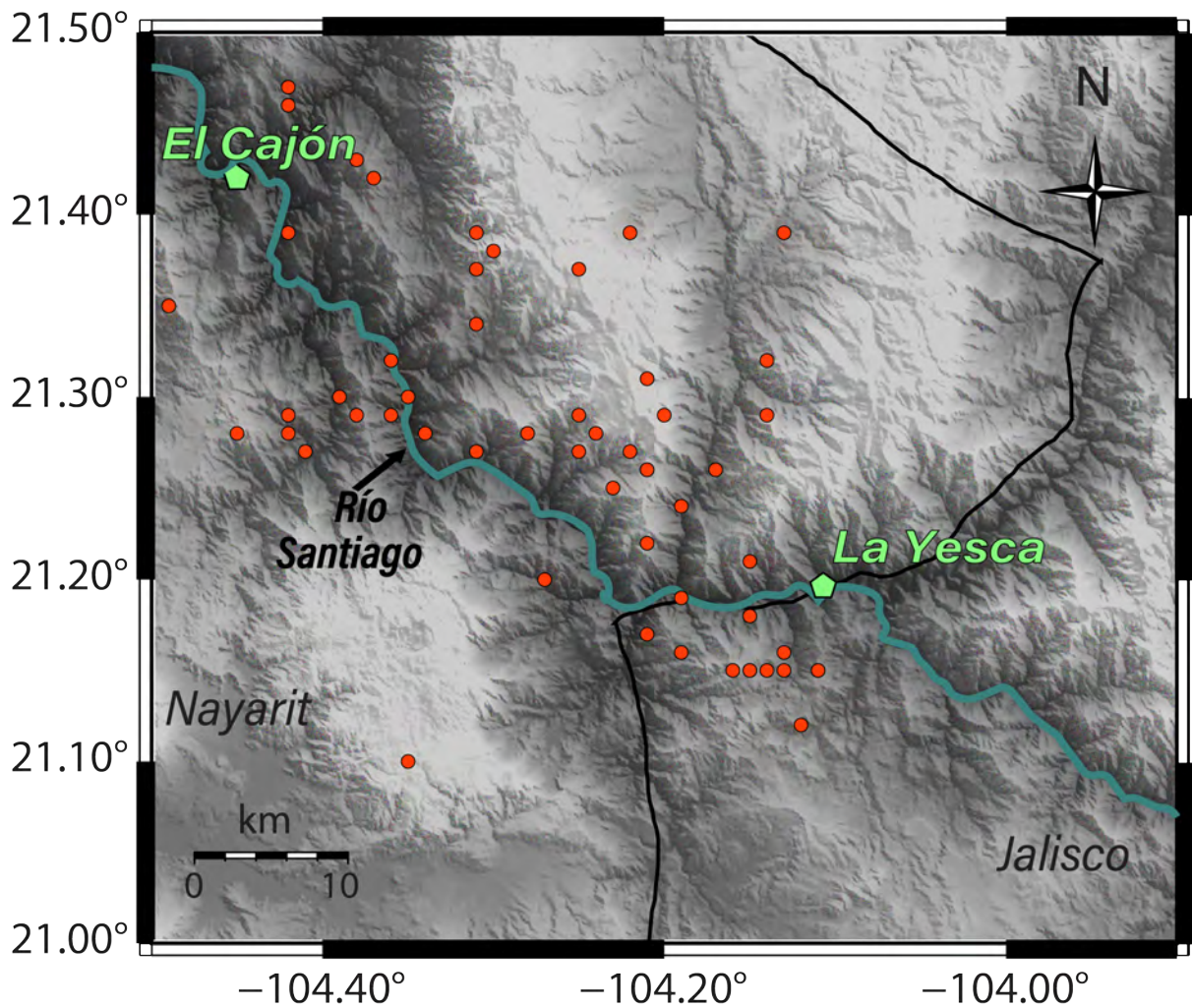


Figura 1.1: Localizaciones reportadas por el SSN para el enjambre de Ixtlán del Río .

grandes como ~ 7.0 (Suárez et al., 1994). Entonces, si se trata con un caso de sismicidad no tectónica es imprescindible evaluar si el llenado de las presas podría disparar sismos de magnitudes mayores.

En el Capítulo 2 se presenta la información relevante en cuanto a tectónica, geología e hidrología de la región de Ixtlán del Río. Se hace énfasis en las rocas y estructuras dentro del *rift* Tepic-Zacoalco, así como su relación con diferentes episodios tectónicos. Además, se proporcionan detalles de las presas hidroeléctricas cercanas a la región epicentral que forman parte del sistema hidroeléctrico del río Santiago.

Para el Capítulo 3 se aborda la descripción de métodos básicos para la caracterización sísmica de un enjambre y los detalles fundamentales del origen y desarrollo de sismicidad disparada por presas. También se incluyen métodos y características particulares que

permiten diferenciarla de la sismicidad de origen tectónico.

En el Capítulo 4 se comparte la distribución de estaciones sísmicas utilizadas en este trabajo, junto con los detalles relacionados a los datos utilizados en cada etapa del análisis: criterios de selección y procesamiento. También se describe la elección de parámetros y los detalles que competen a la aplicación de las técnicas presentadas en el capítulo 3. Por último, se incluye la descripción de las historias de llenado de las presas hidroeléctricas que presuntamente están relacionadas con el enjambre de Ixtlán del Río.

Como primer punto en el Capítulo 5, se describen las principales características del enjambre: localización, profundidad, magnitud y mecanismos focales asociados. En seguida, se evalúa la evolución temporal y la distribución frecuencia-magnitud para la secuencia sísmica. Después, se analiza si los dos mecanismos principales en el desarrollo de sismicidad por llenado de presas, carga-descarga y difusión de presión de poro, son justificaciones factibles a la actividad sísmica. Finalmente, se describe si la secuencia de Ixtlán cumple los criterios básicos para ser catalogada como un caso de sismicidad antropogénica, y se proponen algunos sistemas de fallas como posible fuente sísmica; también, se plantean algunas características estructurales y geológicas que podría provocar cambios en la difusión de presión de poro.

2 Tectónica, Geología e Hidrología

Los epicentros de la secuencia sísmica de Ixtlán del Río se localizaron dentro del rift Tepic-Zacoalco (RTZ). Un corredor de ~ 50 km de ancho, que se extiende ~ 250 km desde Guadalajara, Jalisco, hasta Tepic, Nayarit (Frey et al., 2007). Junto con los *rifts* de Chapala y Colima, el RTZ forma el sistema triple que delimita el bloque de Jalisco (BJ) (Figura 2.1).

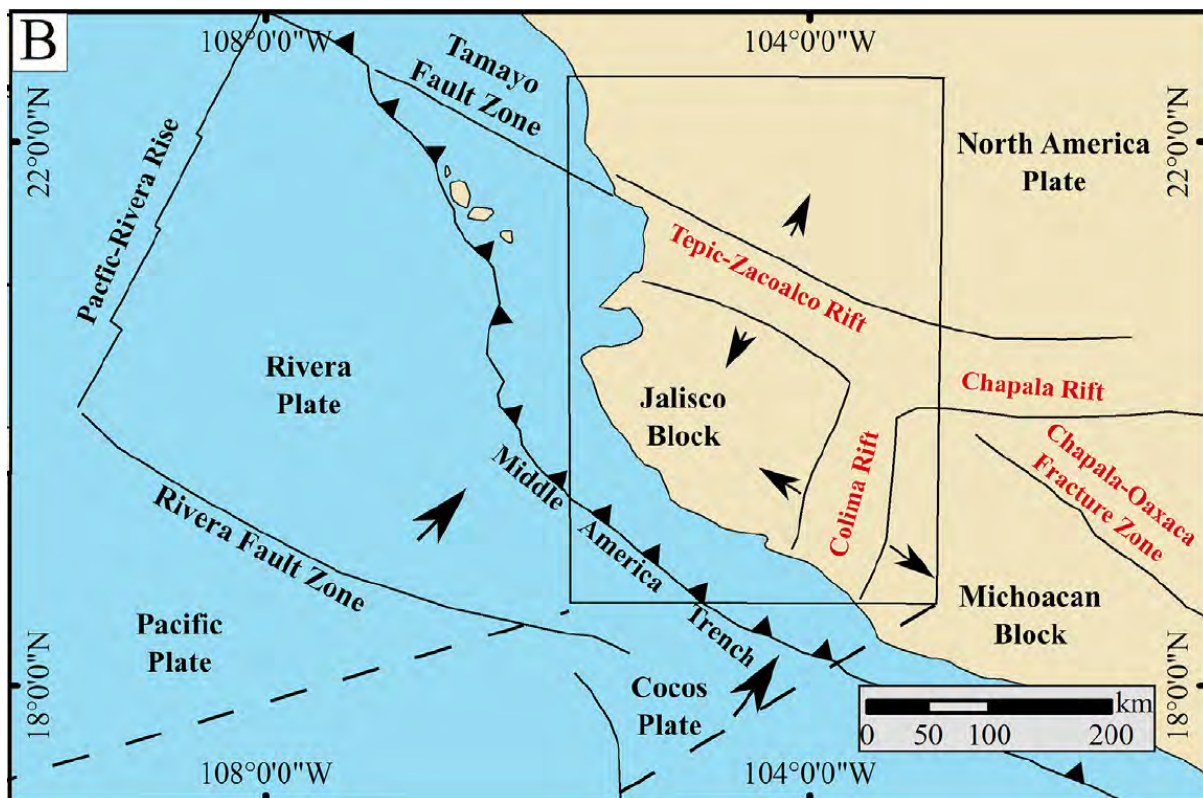


Figura 2.1: Ubicación del RTZ dentro del marco tectónico actual. Tomada de Godínez-Tamay et al. (2020).

2.1 Historia tectónica y dinámica activa

Ferrari y Rosas-Elguera (1999) proponen que el RTZ es una zona de deformación compleja constituida principalmente de tres sistemas de fallas geométrica y temporalmente independientes: 1) El sistema Pochotitán, al norte de Tepic, está conformado por un con-

junto de fallas normales de orientación NNW-SSE que cortan la Sierra Madre Occidental (SMO). Éstas pertenecen a la sección más al sur de la provincia Cuencas y Cordilleras, formada por la apertura del golfo de California al final del Mioceno. 2) Grupo de grabens Barracas-Santa Rosa y Compostela-Ceboruco, los cuales están constituidos por fallas normales con componente de deslizamiento lateral derecho cuya actividad se asocia al movimiento del BJ (Figura 2.2).

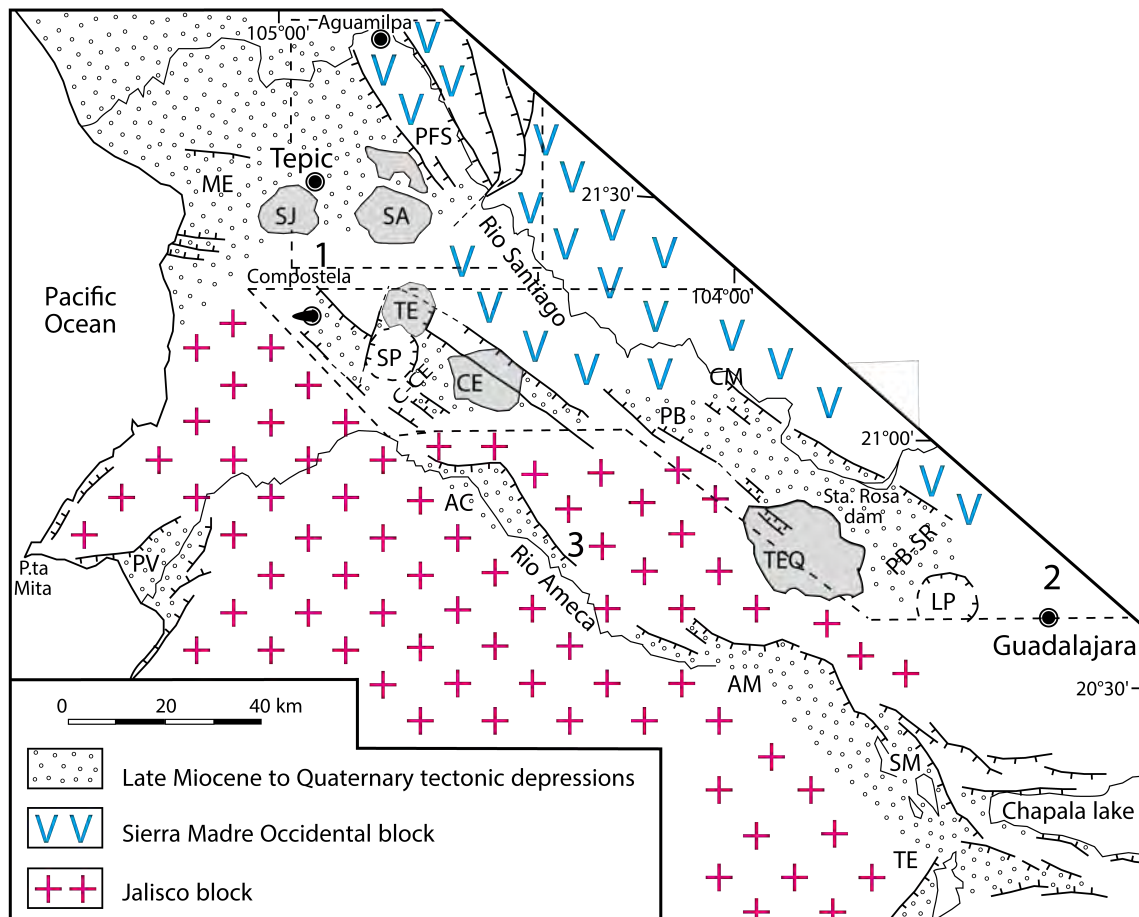


Figura 2.2: Sistemas de fallas principales del RTZ: 1. Sistema de fallas Pochotitán (PFS); 2. Grupo de grabens; PB-SR= Plan de Barracas-Santa Rosa, C-CE=Compostela-Ceboruco; 3. Depresiones del río Ameca. ME = Graben Mecatan; PV = Graben Puerto Vallarta; AC =Medio Graben Amatlán de Cañas; PB = falla Plan de Barrancas t; AM = falla Ameca; SM = falla San Marcos; TE = falla Techaluta; SJ = Volcán San Juan; SA = Volcán Sangangüey; TE = Volcán Tepetitlic; SP = caldera San Pedro; CE = Volcán Ceboruco; TEQ = Volcán Tequila; LP = Caldera La Primavera. Modificada de Ferrari y Rosas-Elguera (1999).

Diferentes modelos han sido postulados para explicar la formación del RTZ (Luhr et al., 1985; Serpa et al., 1989; Rosas-Elguera et al., 1996). Frey et al. (2007) discuten y concluyen a favor de Luhr et al. (1985) que, el movimiento del bloque de Jalisco y la

placa de Rivera al acoplarse con la placa del Pacífico originaron los esfuerzos de extensión para generar las fallas mayores encontradas en el RTZ. Por su parte, Ferrari et al. (2013) y Duque-Trujillo et al. (2014), basados en análisis estructural, concluyeron que el movimiento normal con componente lateral derecho está relacionado con dos procesos extensivos: la formación de la provincia de Cuencas y Cordilleras y el movimiento de la placa del Pacífico respecto a la de Norteamérica. Por otro lado, Selvans et al. (2011) utilizaron datos de GPS para mostrar que el RTZ se encuentra en extensión y se expande con una velocidad de ~ 6 mm/año. La baja tasa de extensión es consistente con los largos periodos de recurrencia calculados por Pardo y Suárez (1995), lo que implica que el movimiento de rumbo en el RTZ está relacionado con el movimiento oblicuo de la placa de Rivera respecto a la de Cocos y el pronunciado ángulo con el que la placa de Cocos subduce debajo de Norteamérica a 180 km de la trinchera. Estas observaciones apoyan los modelos de Serpa et al. (1989) y Rosas-Elguera et al. (1996).

En resumen, el RTZ se encuentra en extensión y sus complejos sistemas de fallas son producto de la superposición de diferentes eventos tectónicos, así como la debilidad de la corteza debido al magmatismo que se originó después de la ruptura de la placa Farallón. Los factores responsables de la dinámica actual han sido los mismos que llevaron a su reactivación en el periodo Plioceno-Cuaternario: subducción de la placa de Rivera, movimiento del bloque de Jalisco y debilitamiento de la corteza por magmatismo (Godínez-Tamay et al., 2020).

El potencial de las fallas dentro del RTZ fue estudiado por Suárez et al. (1994); ellos encontraron que es posible que ocurra otro sismo con $M > 7.0$ como ocurrió en diciembre de 1568, aunque la tasa de recurrencia es muy baja. Por otro lado, Pacheco et al. (1999) estudiaron un enjambre sísmico ocurrido de abril a mayo de 1997 en la misma región. Los eventos que apenas alcanzaron magnitudes en el intervalo de 1.7 - 3.5 resultaron de la ruptura aislada de fallas de tamaño menor; sin embargo, ellos sugieren que es posible un escenario en el que estas rompan en conjunto para generar un evento como el de 1568 (Pacheco et al., 1999).

2.2 Geología

Las rocas volcánicas e ígneas que se encuentran en el RTZ están relacionadas con el origen de las provincias geológicas adyacentes: el BJ al sur y la SMO al norte, bajo una superposición de eventos de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Las rocas más antiguas en el RTZ provienen principalmente del Batolito de Puerto Vallarta, un grupo de rocas graníticas y dioríticas que forman el basamento del BJ, cuyas edades corresponden al periodo Cretácico-Paleógeno. Durante el Oligoceno-Mioceno, la actividad volcánica derivada de la subducción de la placa Farallón y el magmatismo posterior a su ruptura favorecieron la actividad volcánica félsica que resultó en el emplazamiento de la gran cantidad de ignimbritas riolíticas que constituyen la SMO (Mcdowell y Keizer, 1977; Ferrari et al., 2002; Ferrari et al., 2005; Ferrari et al., 2018). Estas rocas se extienden en todo el RTZ y cubren el basamento plutónico del BJ (Frey et al., 2007). Las rocas volcánicas que predominan en la superficie del RTZ tienen una composición variable, desde basáltica hasta riolítica, dicho complejo rocoso surgió como resultado de la actividad del Mioceno al Holoceno de la FVTM. Según Ferrari et al. (2000), el comportamiento composicional de la FVTM sigue un patrón zigzag, en función de si esta se encuentra sobre el BJ o sobre la SMO, cambiando del dominio máfico al volcanismo bimodal, respectivamente. En la parte más al sur del RTZ, Bandy et al. (2001) identificaron un grupo volcánico alcalino Plioceno-Cuaternario independiente a la FVTM, con asociación a la reactivación del BJ. La Figura 2.3 muestra la distribución espacial de las características geológicas descritas.

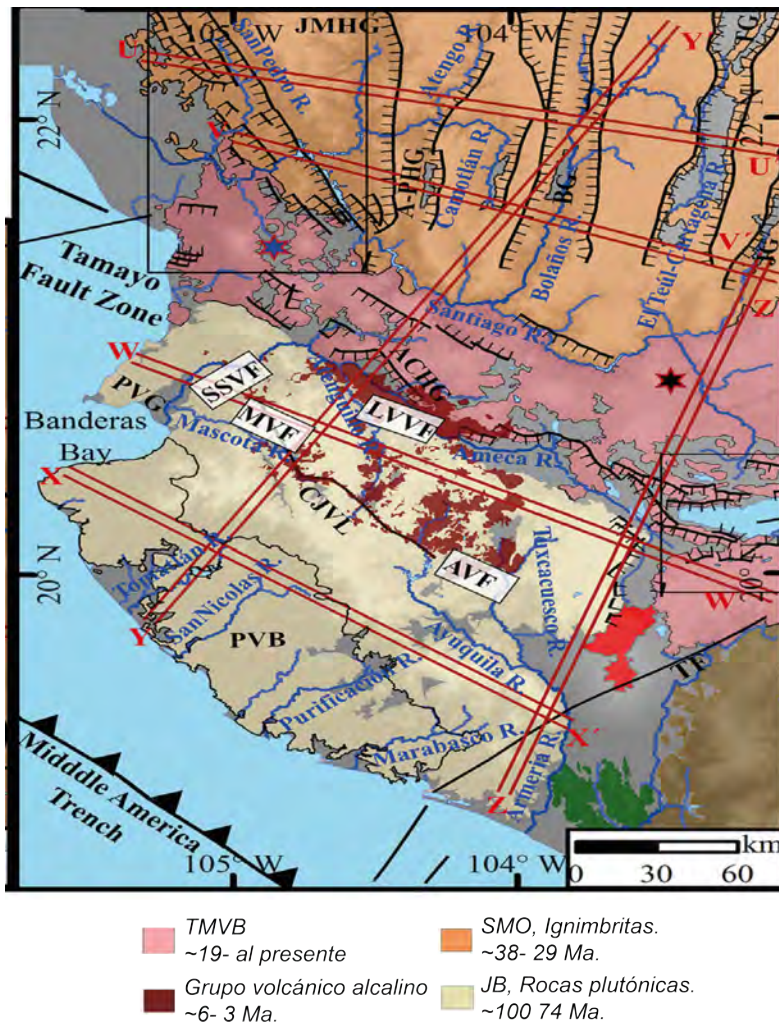


Figura 2.3: Provincias geológicas que competen a la composición del RTZ, en superficie, principalmente vulcanismo de la FVTM. Se muestran las fallas normales mayores: Cerca del río Santiago el rift Tepic-Zacoalco, en los límites de la TMVM y la SMO, centro de la figura; río arriba, PFS; en el límite norte de BJ, las depresiones de Ameca; la secuencia de cuencas y cordilleras dentro de la SMO. PVB = Batolito Puerto Vallarta; Complejo volcánico Colima; JMHG = Medio graben Jesús María; APHG = Medio graben Alicia-Pajaritos; BG = Graben Bolaños; TG = Graben Tlaltengo; JG = Graben Juchipila; ACHG = Medio graben Amatlán de Cañas, PVG = Graben Puerto Vallarta; Lineamiento volcánico Central Jalisco; SSVF = Campo volcánico San Sebastián; MVF = Campo volcánico Mascota; LVVF = Campo volcánico Los Volcanes; AVF = Campo volcánico Ayutla; FT= Falla Tamazula. Los perfiles en color rojo corresponde al estudio de donde se tomó la figura. Figura tomada de Godínez-Tamay et al. (2020).

2.3 Sistema hidrológico del Río Santiago

El río grande de Santiago posee uno de los caudales más grandes del país. Este se alimenta de la cuenca hidrográfica Lerma-Chapala-Santiago. Nace en el lago Chapala y

desemboca hacia el océano Pacífico en Nayarit, estado que, junto con Jalisco, es atravesado por el río Santiago durante su recorrido de 475 km. Debido a su gran caudal, el río Santiago es utilizado como fuente de energía eléctrica. Las presas, a cargo de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), Santa Rosa, La Yesca, El Cajón y Aguamilpa forman el sistema hidrológico del río Santiago. La presa Ing. Alfredo Elías Ayub, La Yesca, es la segunda que se encuentra en el cauce del río; se ubica en el municipio de Hostotipaquillo, Jalisco, y fue inaugurada en 2012. Después, río abajo, se ubica la presa Leonardo Rodríguez Alcaine, El Cajón, en Santa María del Oro, Nayarit, inaugurada en el año 2006. Las características principales de cada una se muestran en la Tabla 2.1. En este trabajo se tiene un interés especial por las presas El Cajón y La Yesca por su posible relación con la secuencia sísmica de Ixtlán del Río.

Tabla 2.1: Características de las presas hidroeléctricas cercanas a la región epicentral.

Presa	El Cajón	La Yesca
Latitud [°]	21.427	21.196
Longitud [°]	- 104.451	- 104.105
Elevación de la corona [msnm]	394.5	579
Altura Máxima [m]	186	208.5
Volumen al NAME ¹ [hm ³]	1446.1	2392.9

¹ NAME: Nivel de Aguas Máximas Extraordinarias.

La información que compete a las características de diseño de las presas fue recuperada de la base de datos de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT, 2021)¹. Las historias de llenado para ambas presas, El Cajón y la Yesca, se encuentra disponible en el portal digital “Sistema Nacional de Monitoreo de presas” (SINA, 2021)² con resolución de un día y datos disponibles a partir del año 2011.

¹ Sistema de seguridad de presas: <https://presas.conagua.gob.mx/inventario/>, última visita mayo 2020.

² Sistema Nacional de Monitoreo de presas: <http://sina.conagua.gob.mx/sina/almacenamientoPresas.php>, última visita octubre 2020.

2.4 Sismicidad y sismicidad inducida

La Tierra, nuestro planeta, es un sistema que se encuentra en constante cambio; sin embargo, de lo que en ella ocurre muy poco puede verse, oírse o sentirse. La sismología trata con un campo restringido de manifestaciones de su dinámica interna, algunas veces perceptibles. Los sismos son fenómenos producidos por la continua acumulación y súbita liberación de energía³ en todas direcciones y distintas formas. Una de ellas son las ondas sísmicas, perturbaciones mecánicas en forma de desplazamientos que se propagan dentro de la Tierra según las propiedades elásticas que el medio posea. Debido a la heterogeneidad de la Tierra, las ondas sufren diferentes cambios desde el inicio de su viaje, en la fuente, hasta que son registradas por los sismómetros en la superficie de la Tierra. Cada modificación contiene información de la fuente o la trayectoria y se presenta en el registro sísmico como cambios de posición, polaridad, amplitud y forma de los pulsos o fases sísmicas.

Así, los terremotos son producto del deslizamiento de bloques a lo largo de un plano de debilidad (falla), debido a la acumulación de esfuerzos en el interior de la Tierra aunado a la tectónica de placas. Ésta es la razón por la que la distribución de sismicidad alrededor del mundo ocurre preferencialmente a lo largo de bordes de placas tectónicas. Los sismos interplaca, los más comunes, ocurren en zonas de convergencia donde esfuerzos compresivos favorecen el movimiento de fallas inversas; los sismos de corrimiento lateral, en bordes de placa transformantes con esfuerzos de transtensión⁴ y transpresión⁵. Otro tipo de sismicidad es la llamada intraplaca, que ocurre en el interior de las placas tectónicas debido a la deformación que estas sufren en su interior al estar en constante movimiento.

En ocasiones, la energía que libera un sismo no proviene completamente de la deformación por el choque de las placas tectónicas; en su lugar, parte de ella proviene de actividades de origen antropogénico: fracturamiento hidráulico, minería, explotación convencional de hidrocarburos, geotermia y embalse de agua en presas. McGarr et al. (2002) proponen que en el caso de que la alteración del estado de esfuerzos sea principalmente de

³ Existen sismos lentos que liberan energía de manera paulatina. Aunque pueden alcanzar grandes magnitudes son imperceptibles.

⁴ Estado de esfuerzos en el que además del movimiento de corte están presentes esfuerzos extensivos.

⁵ Estado de esfuerzos en el que además del movimiento de corte están presentes esfuerzos compresivos.

origen antropogénico se utilice el término sismicidad inducida; por otro lado, si el campo de esfuerzos preexistente es el mayor contribuyente, de modo que el esfuerzo antropogénico solo es un estímulo que favorece el deslizamiento sobre la falla se habla de sismicidad disparada. Por su parte, Wilson et al. (2017) en el proyecto HiQuake,⁶ donde reportan un conteo de 1229 casos de sismicidad relacionados con actividad antropogénica alrededor del mundo, prefieren el término sismicidad inducida para cualquier caso.

⁶ Proyecto HiQuake: <https://inducedearthquakes.org/>

3 Metodología

3.1 Algoritmos de detección

Con el comienzo de la era digital, la capacidad de almacenamiento se convirtió en uno de los problemas principales para las redes de monitoreo sísmico. Entonces, era necesario priorizar el registro de datos de movimientos fuertes sobre ruido sísmico de fondo. Como solución a este problema surgieron los algoritmos de adquisición por disparo.

El algoritmo STA/LTA es uno de los primeros y más utilizados. Basa su funcionamiento en un cociente de energías entre una ventana de corta duración (STA) y otra de larga duración (LTA); cuando este cociente supera un umbral definido, se declara una detección. Por su naturaleza, STA/LTA está limitado a registros sísmicos con buena relación señal-ruido y terremotos con fases impulsivas.

Por otro lado, el método de Correlación cruzada (CC) ha sido ampliamente utilizado para buscar señales sísmicas en registros con baja relación señal-ruido. A diferencia de STA/LTA, CC utiliza una ventana de un evento sísmico predefinido para buscar formas similares en una señal continua seccionada, utilizando como criterio de detección un valor de coeficiente de correlación. A pesar de sus buenos resultados, CC tiene un alto costo computacional y requiere la selección de información *a priori*.

FAST

El algoritmo FAST (*Fingerprint And Similarity Thresholding*; Yoon et al., 2015; Bergen et al., 2016; Bergen y Beroza, 2018) resuelve algunos problemas de los métodos STA/LTA y CC. FAST busca señales sísmicas similares dentro de una serie de tiempo continua mediante la comparación de sus huellas binarias. Cada huella binaria es una representación en forma de 0 y 1 de una porción de la señal original. Entonces, si dos huellas

son similares, las formas de onda de donde provienen deberán ser similares también, y, por lo tanto, derivar de la misma fuente.

El funcionamiento de FAST se completa en un proceso de dos pasos:

1. La Figura 3.1 muestra el diagrama de flujo para obtener la representación en 0 y 1 de una serie de tiempo. La huella binaria es extraída de secciones del espectrograma de la señal original o imágenes espectrales. Cada imagen se comprime a una representación de ondícula mediante la transformada de Haar 2D. Cada elemento de su representación matricial es un coeficiente de la transformada de Haar. Dado que la mayor parte de señal es ruido, se mantienen únicamente los elementos más alejados de la mediana de la desviación absoluta de la mediana (MAD)⁷, utilizando los coeficientes normalizados; el resto se igualan con 0. El resultado es una segunda compresión a la imagen espectral. Por último, se extrae el signo de los coeficientes restantes y se guarda en una representación binaria: $-1 \rightarrow 01, 0 \rightarrow 00, 1 \rightarrow 10$. De esta manera, cada imagen espectral tiene tamaño de apenas unos bits.
2. La comparación de huellas binarias se realiza con métodos de minería de datos. A cada huella binaria se le aplican p transformaciones Hash⁸, y de cada una se extrae el primer valor diferente de 0 para construir la *MinHash Signature* (MHS), un arreglo de datos con p enteros sin signo. Cada MHS es seccionada en N subgrupos o tablas hash con p/N elementos. Finalmente, se buscan los candidatos a pares con el método *locality sensitive hashing* (LSH): aquellas huellas cuyos elementos sean iguales son agrupadas en una base de datos compuesta del mismo número de tablas hash, respetando su posición original. Los grupos que contengan el mismo par de huellas binarias aportan una fracción al índice de similitud. El valor necesario para aceptar una detección por pares es definido por el usuario. En la Figura 3.2 se presenta un ejemplo del sistema de comparación de huellas binarias y el método de selección por pares.

⁷ Para un conjunto $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$, la MAD se define como la mediana de la desviación absoluta de la mediana: $MAD = \text{mediana}(|x_i - \text{mediana}(x)|)$

⁸ Una función Hash proyecta los elementos de un conjunto de tamaño arbitrario a una salida finita de menor dimensión. Por ejemplo: $\{\textit{Latesiseseexcelente} \rightarrow \textit{Hash} \rightarrow 10\}$

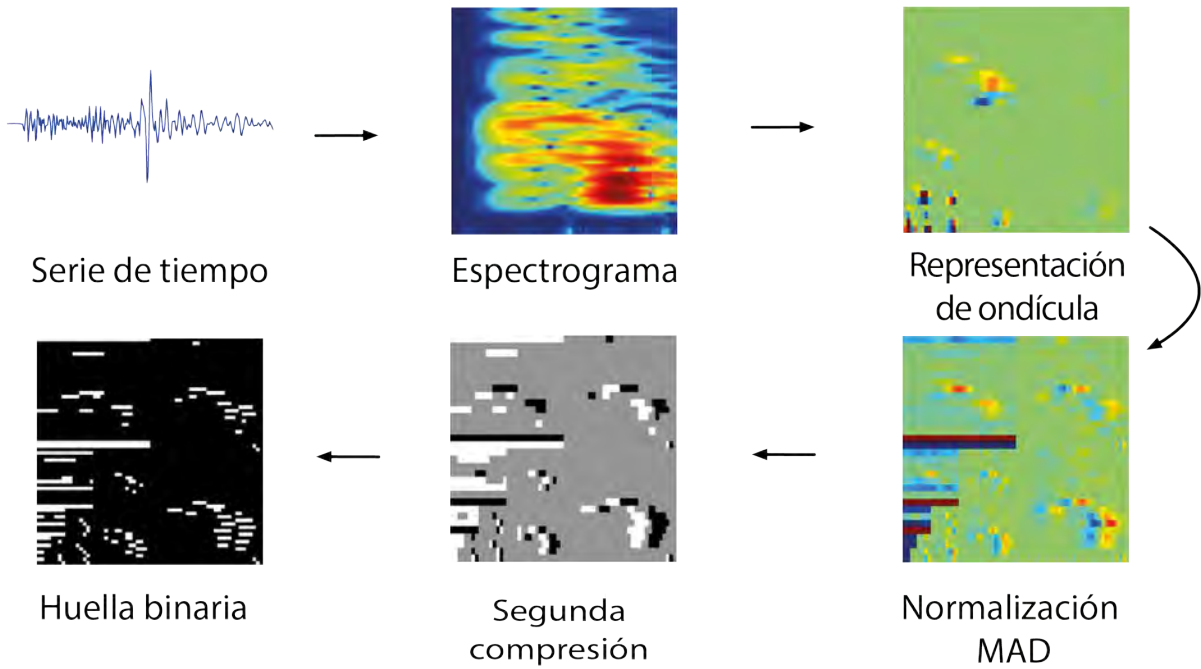


Figura 3.1: Proceso de extracción de la huella binaria de una serie de tiempo (paso 1 del funcionamiento de FAST). Se genera un espectrograma que después se comprime mediante transformaciones de ondícula, se cambia cada valor de la matriz de Haar por su coeficiente MAD normalizado, se seleccionan los elementos más alejados de la MAD y se guarda su signo, el signo se transforma a una representación binaria. Tomada de Rong et al. (2018).

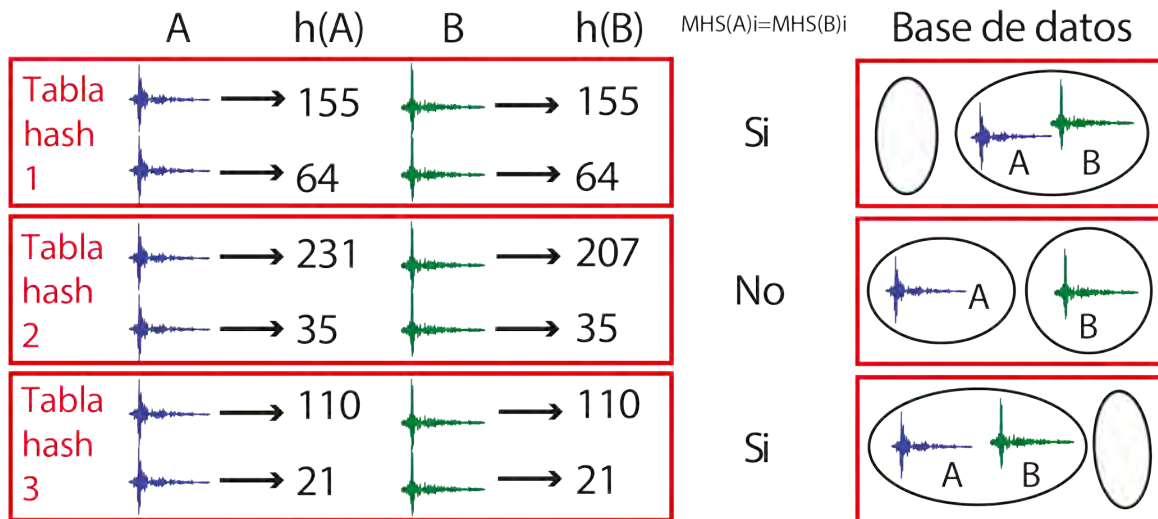


Figura 3.2: Esquema de la detección por pares implementado en FAST. Tomada de Yoon et al. (2015). La huella de los eventos azul (A) y verde (B) es proyectada con 6 funciones Hash ($h(a)$ y $h(B)$), los números representan la MHS. Los bloques rojos, tablas hash, agrupan los elementos de la MSH en pares. En las tablas hash 1 y 3, ambos p elementos del evento azul y el evento verde son iguales, por lo tanto se agrupan en la base de datos, no es el caso para el bloque 2. De esta manera la similitud entre eventos es $2/3$.

Aceptar que dos huellas binarias tienen la misma MHS tiene fundamento desde el

punto de vista probabilista en el índice de Jaccard J , que expresa la similitud de dos conjuntos A y B en un rango de 0 a 1, siendo 1 el valor de J para dos conjuntos exactamente iguales,

$$J(A, B) = \left| \frac{A \cap B}{A \cup B} \right|, \quad (3.1)$$

que según la teoría LSH, resulta ser igual a la probabilidad de que dos MSH sean iguales. De modo que, las transformaciones Hash reducen la dimensionalidad del problema manteniendo la similitud (Yoon et al., 2015).

FAST ofrece la posibilidad de buscar eventos dentro de series de tiempo continuas y agruparlos según su origen, sin necesidad de información *a priori*. Esto es posible porque FAST analiza secciones de la señal completas igual que CC, pero con un costo computacional menor. Sin embargo, al tomar como referencia un método de detección por pares no es capaz de detectar eventos aislados.

Si existen redes sísmicas disponibles, el método reduce los falsos negativos comparando el retraso entre eventos Δt . Si en una fuente sísmica se origina un evento y los tiempos de arribo a dos estaciones A y B son δt_A y δt_B , respectivamente. Entonces, dos sismos que ocurran a los tiempos t_1 y t_2 llegarán a la estación A en $t_1 + \delta t_A$ y $t_2 + \delta t_A$, mientras que para la estación B , los eventos llegarán en $t_1 + \delta t_B$ y $t_2 + \delta t_B$ (Figura 3.3). De esta manera Δt puede calcularse como:

$$\Delta t = (t_2 + \delta t_A) - (t_1 + \delta t_A) = (t_2 + \delta t_B) - (t_1 + \delta t_B) = t_2 - t_1, \quad (3.2)$$

por lo tanto, el tiempo interevento Δt es independiente de la ubicación de las estaciones y puede utilizarse para verificar o descartar una detección por pares (Rong et al., 2018).

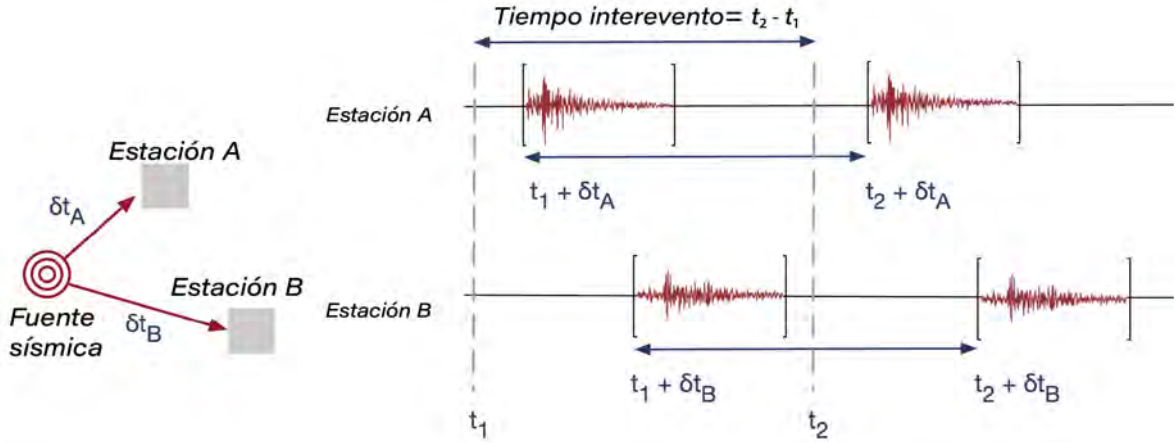


Figura 3.3: Sistema de detección por redes sísmicas implementado en FAST. Tomada de Rong et al. (2018).

3.2 Localización y relocalización

La ubicación en la que ocurrió un sismo es uno de los parámetros más importantes en sismología. El hipocentro define tal posición como función de la latitud, longitud y la profundidad; su determinación se obtiene por diferentes métodos en función de la cantidad de datos disponibles, su calidad, y la distribución de estaciones.

El método de azimut inverso (*back azimuth*) utiliza una sola estación sísmica con tres componentes del movimiento. Ya que las ondas P tienen componente vertical y se polarizan radialmente, la amplitud de la fase puede ser usada para calcular el azimut al epicentro. De la Figura 3.4, el ángulo Φ se puede obtener de las componentes horizontales del movimiento:

$$\Phi = \tan^{-1} \left(\frac{A_E}{A_N} \right), \quad (3.3)$$

donde A_E y A_N corresponden a las amplitudes en la dirección este y norte, respectivamente. La ambigüedad de 180° puede ser resuelta con la polaridad de la componente vertical. De acuerdo con el patrón de irradiación de ondas P (ver Sección 4.3). Si el movimiento en la componente vertical es hacia arriba, la estación se encuentra en la dirección del deslizamiento del plano de falla; por lo tanto, el ángulo Φ representa la dirección radial y es necesario agregar 180° para encontrar el azimut inverso. Por otro lado, si el movimiento

es hacia abajo, el plano de falla se alejó de la estación; así que el ángulo Φ representa directamente el azimut inverso (Figura 3.4).

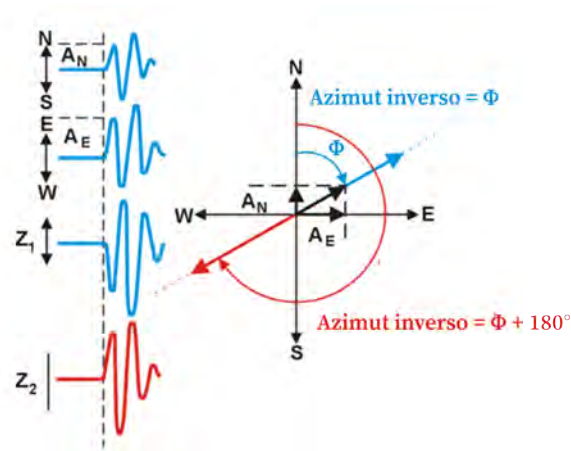


Figura 3.4: Localización por azimut inverso. Los colores azul y rojo muestran la solución a la ambigüedad de 180° en la solución. Z_1 representa la polaridad cuando $\Phi = BAZ$ y Z_2 la polaridad cuando Φ representa la dirección radial. Figura tomada de Havskov et al. (2012)

Si el registro de diferentes estaciones está disponible, es posible utilizar el retraso entre fases sísmicas para invertir la ubicación del sismo. Se ajusta la posición hipocentral para que el residual entre tiempos de arribo de fases sísmicas teóricas sea mínimo respecto a las fases seleccionadas de manera visual. La profundidad es el parámetro más difícil de aproximar, puesto que el tiempo de viaje no es fuertemente dependiente, es decir, se puede reducir o aumentar la profundidad sin alterar el tiempo de viaje. Su determinación muchas veces depende del conocimiento geológico y la habilidad para identificar variaciones en las formas de onda. No obstante, los algoritmos actuales han agregado al problema de inversión la reducción del intervalo entre dos fases sísmicas, comúnmente S y P, esto permite determinar con más precisión la profundidad del evento. El equivalente gráfico a dicho procedimiento es trazar círculos centrados en cada estación con diámetro igual a $t_s - t_p$ y seleccionar la ubicación del epicentro dentro de la región de intersección de todos los círculos hasta que el error sea mínimo, t_s y t_p representan los tiempos de viaje de las ondas S y P, respectivamente.

También, se han desarrollado formas de relocalización relativa. El método de doble diferencia DD, (Waldhauser y Ellsworth, 2000), trabaja por medio de ajustar la posición de un evento construyendo una función de error con la diferencia de tiempos residuales (teórico-real) de dos eventos registrados en estaciones comunes. Si la distancia que hay

entre los epicentros de ambos eventos es menor que las distancias epicentrales, entonces se puede asumir que las diferencias que existen en el tiempo de viaje se deben principalmente al cambio en la ubicación de la fuente. El método permite ajustar la posición de manera grupal, comparando diferentes eventos registrados con múltiples estaciones, y de manera relativa tomando como referencia un evento bien localizado.

3.3 Magnitud y relación Gutenberg-Richter

La magnitud de un evento sísmico es una estimación de la cantidad de energía liberada; su cálculo resulta útil en el análisis de riesgo sísmico y predicción del movimiento. Existen diferentes tipos de magnitud, p. ej., Coda = M_c , Momento sísmico = M_w , Local = M_L , Ondas de cuerpo = m_b , Ondas superficiales = M_S ; la mayoría están basadas en las amplitudes del registro en el dominio del tiempo, por lo que requieren corrección por expansión geométrica y atenuación. El uso de cada magnitud depende principalmente de las características del evento: tamaño, contenido frecuencial y distancia hipocentral. Inicialmente las magnitudes m_b y M_S estaban limitadas por el instrumento de registro; sin embargo, su derivación ha sido corregida para utilizar registros de banda ancha.

La magnitud de coda M_c es utilizada para eventos con magnitudes menores que 5, recibe el nombre por la última porción del registro que corresponde a ondas que sufren dispersión al salir de la fuente sísmica. De forma general se expresa como,

$$M_c = a \log t + br + c, \quad (3.4)$$

t es el tiempo de coda, medido desde el arribo de P hasta el final del registro; a , b , c , son constantes de corrección por expansión geométrica y atenuación; r es la distancia hipocentral. La magnitud de coda para México fue calibrada por Jens Havskov en 1979 durante una estancia en el Instituto de Geofísica. El SSN sigue reportando esta magnitud para sismos con $M_c < 5$ (Pérez-Campos et al., 2019), con

$$M_c = 0.009 + 1.85 \log t - 0.0004r. \quad (3.5)$$

Es común tratar de hacer inferencias a partir de la tasa de ocurrencia de sismicidad

y su magnitud. Una forma es la relación Gutenberg-Richter (GR), una distribución de frecuencias contra magnitud para una región espacial y temporalmente limitada, que está dada por la expresión

$$\log(N) = a - bM, \quad (3.6)$$

donde N representa el número acumulado de eventos con una magnitud mayor o igual que M ; a es el número de terremotos con magnitud igual que 0 y se asocia comúnmente con la actividad sísmica en una región; b , conocido como el valor b , es la pendiente de esta relación lineal y representa la proporción entre terremotos pequeños y grandes. Aunque el valor b , por lo general, es cercano a 1.0, sus variaciones han sido objeto estudio en sismología. Se observa un valor bajo en zonas sismogénicas sujetas a grandes esfuerzos (Scholz, 1968; Wyss, 1973; Monterroso Juárez, 2003; Farrell et al., 2009; Dublanchet, 2020). Por otro lado, presión de poro elevada, patrones de fallas aleatorias y las altas heterogeneidades aumentan el valor b (Mogi, 1962a, 1962b; Monterroso Juárez, 2003; Farrell et al., 2009). Se han documentado valores b altos, hasta 3.0, para enjambres de tipo volcánico, asociado con altos volúmenes de grietas, diques, sills y gradientes térmicos elevados (Farrell et al., 2009). Mientras que, los enjambres tectónicos presentan valores en el rango de 1.5 y 2.5 (p. ej., Kayal, 2008). En el caso de sismicidad disparada por reservorio, valores en el intervalo de 1.0 a 2.0 han sido reportados (p. ej., Gupta, 2002; Montalvo-Arrieta et al., 2018; Ruiz-Barajas et al., 2019).

3.4 Mecanismos focales

La amplitud de las ondas sísmicas no es la misma en cada estación. Aun si se pudiera corregir de manera perfecta el fenómeno de atenuación, el tamaño de los pulsos y su polaridad tendría variaciones en función del azimut. Tales variaciones son resultado de los patrones de irradiación de la fuente. La polaridad del primer arribo de la onda P es consecuencia del movimiento opuesto en ambos lados del plano de falla o plano auxiliar (Figura 3.5). Si la estación se encuentra en uno de los dos cuadrantes hacia los que el bloque se desliza, el movimiento será de compresión (arriba); en caso contrario, el primer arribo será una dilatación (abajo).

Basado en la descripción anterior, si se tiene una distribución de estaciones en di-

ferentes direcciones azimutales, es posible reconstruir los cuadrantes de compresión y dilatación a partir del primer arribo. Dicha solución gráfica al plano de falla se le conoce como mecanismo focal.

En ocasiones, cuando el problema implica pequeños terremotos o redes dispersas, identificar de manera clara la polaridad en varias estaciones para dar una solución confiable resulta problemático; sin embargo, se puede calcular un mecanismo focal compuesto (MFC) utilizando grupos de terremotos ocurridos en una misma región. El MFC representa la solución promedio bajo el supuesto de que el campo de esfuerzos local genera eventos con fuentes parecidas, por lo tanto, soluciones de plano de falla similares (Havskov y Ottemöller, 2010).

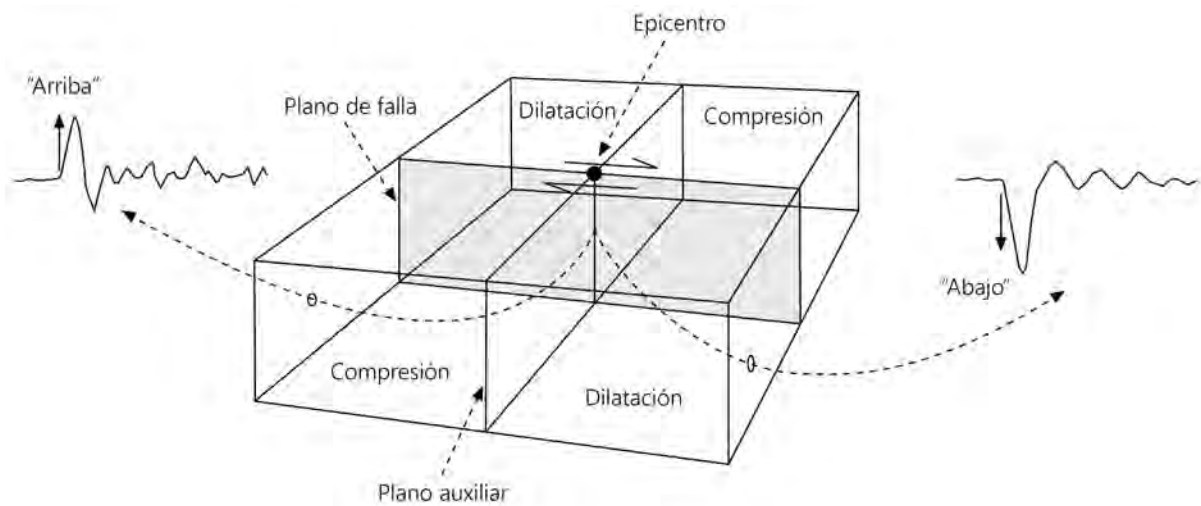


Figura 3.5: División de cuadrantes en compresión y dilatación según el movimiento de los bloques sobre el plano de falla. Tomada de Stein y Wyssession (2009).

3.5 Correlación cruzada

La correlación cruzada entre dos señales es una medida de su similitud, o su covarianza. En el caso de series temporales la correlación puede mostrar el retraso que un fenómeno tiene respecto a otro antes de alcanzar el emparejamiento, sin importar si la relación entre variables posee un significado físico. Para dos señales f y g discretas y finitas de tamaño

N , la correlación cruzada se puede calcular como

$$R_{fg} = \sum_{t=0}^{N-1} g(t) \cdot f(t+n), \quad (3.7)$$

t representa el vector tiempo discreto y n el desplazamiento de f respecto a g . En la práctica resulta útil limitar el valor de la correlación de $[-1, 1]$; para hacerlo, se utiliza como factor de normalización el producto de las desviaciones estándar de cada función. Matemáticamente se calcula como

$$r_{fg} = \frac{R_{fg}}{(R_{ff}R_{gg})^{\frac{1}{2}}}. \quad (3.8)$$

El valor que toma r_{fg} cuando ninguna de las señales se encuentra desplazada se conoce como coeficiente de correlación de Pearson momento-producto, toma valores entre -1 y 1 , y mide el grado de dependencia lineal que existe entre f y g .

3.6 Identificación de sismicidad disparada por presas

El interés en estudiar el potencial de una presa artificial para cambiar la actividad sísmica de una región comenzó a considerarse desde el trabajo de Carder (1945) tras un aumento repentino en la sismicidad posterior a la construcción de la presa Boulder en Overton, Nevada. En la actualidad, es aceptado que el embalse de agua en los reservorios puede inducir pequeños cambios en el estado de esfuerzos, suficientes para favorecer el movimiento de fallas preexistentes en la región circundante a la presa. Bajo la consideración que estos cambios son de apenas algunos KiloPascales, mucho menores que los esfuerzos litoestáticos, se ha aceptado entre la comunidad científica utilizar el término sismicidad disparada por reservorio o RTS, por sus siglas en inglés (*Reservoir Triggered Seismicity*), para referirse a este de fenómeno (p. ej., Gupta, 2002; McGarr et al., 2002; Gahalaut et al., 2007; Gahalaut et al., 2016; Montalvo-Arrieta et al., 2018; Ruiz-Barajas et al., 2019).

Mecanismos de RTS

Como se describe en la revisión de Gupta (2002), la dinámica de RTS es resultado de una interacción compleja entre distintos factores que varían de lugar a lugar: homogeneidad del medio, estado de esfuerzos, tectónica, geología y características hidrogeológicas. Así como también, las características de diseño de las presas: altura de la corona, volumen total de embalse; el más importante de ellos, la profundidad del caudal. A pesar de esto, diferentes autores han puesto esfuerzos en describir los mecanismos que gobiernan los RTS y están de acuerdo en considerar dos como los principales agentes: 1) Carga-descarga, y 2) difusión de presión de poro (p.ej., McDowell y Keizer, 1977; Gupta, 2002; McGarr et al., 2002; Gahalaut et al., 2007; Montalvo-Arrieta et al., 2018; Ruiz-Barajas et al., 2019).

El proceso de carga-descarga caracteriza la respuesta inmediata, aquí el estado de esfuerzos local es perturbado en dos formas:

1. El aumento en el volumen de agua almacenado transfiere una carga extra al medio.
2. Ocurre un cambio inmediato en la presión de poro, sin intervención de fluidos móviles, cuando el volumen de los poros disminuye como consecuencia de la compactación.

El alcance de este fenómeno no va más allá de una región de 3-4 veces la longitud horizontal y de 6 a 7 veces la altura del reservorio (Durá-Gómez y Talwani, 2010), ocurre tan pronto un cambio en el volumen de agua en la presa es significativo para alterar las condiciones de estabilidad dentro de las fallas geológicas locales (Talwani et al., 2007). En cualquier caso, la frecuencia y magnitud de los eventos sísmicos están íntimamente relacionados tanto con la velocidad del llenado y desfogue de la presa, como con el nivel máximo acumulado y el tiempo que se mantiene (Gupta, 2002).

Por otro lado, la difusión de presión de poro influye en la respuesta con retraso. Asumiendo un medio heterogéneo con fracturas saturadas, Chen y Talwani (2001) dividen la interacción en dos partes:

1. El fluido dentro de dos poros interconectados se difunde por una fractura para

provocar un aumento en la presión de poro.

2. Fluidos inicialmente dentro de poros en una región bajo compactación son liberados por relajación, y se reduce la presión de poro.

A diferencia de la respuesta inmediata, la difusión de presión de poro permite activar fallas en regiones más distantes al reservorio siempre que existan fracturas. Como el proceso es inherente al intercambio de fluidos, el tiempo en que se desarrolle la sismicidad dependerá principalmente de la difusividad hidráulica del medio. La respuesta podría manifestarse en cualquier punto en la vida del reservorio, incluso después de varios ciclos de llenado como respuesta a pequeños cambios estacionales del nivel de agua (Gupta, 2002). Ambos mecanismos, inmediato y con retraso, suelen estar presentes en los RTS e incluso variar ocasionalmente.

Difusión de presión de poro

La difusión de presión de poro es uno de los procesos que más tienen impacto en el desarrollo de sismicidad a causa del llenado de presas, en especial, la respuesta con retraso. La efectividad que tenga el movimiento del fluido depende de las condiciones hidrogeológicas. Según Talwani et al. (2007) cualquier fractura saturada está en un equilibrio dinámico crítico, de manera que un pequeño cambio en el estado de esfuerzos puede propiciar el movimiento. Tales fracturas poseen una permeabilidad intrínseca más grande que la del medio encajonante que pertenece al intervalo de 5×10^{-16} a 5×10^{-14} m²/s. A este rango de permeabilidad sismogénica se le asocian valores de difusividad hidráulica D en el intervalo de 0.1 a 10 m²/s.

Para los casos de sismicidad donde se conoce el tiempo Δt entre el comienzo de la etapa de llenado y el comienzo de la actividad sísmica, la difusividad hidráulica se puede calcular como (Talwani et al., 2007):

$$D = \frac{R^2}{4\Delta t}. \quad (3.9)$$

El factor 4 en la ecuación anterior es una corrección a la ecuación original propuesta

por Talwani y Acree (1984) después de observar el comportamiento temporal y espacial en casos de sismicidad inducida. Kessels y Kück (1995) observaron que, al pulso de presión generado por inyectar fluidos a un medio le toma un tiempo $t = R^2/4D$ alcanzar la distancia R . Por su parte, Wang (2000) demostró que el tiempo que le toma a un pulso de presión difundirse a una profundidad z desde la superficie es $t = z^2/4D$.

Una alternativa fue propuesta en Shapiro et al. (1997), ellos consideran la presión de poro como una perturbación armónica en espacio y tiempo, a pesar de no ser el caso para sismicidad inducida, quedando

$$D = \frac{R^2}{4\pi\Delta t}. \quad (3.10)$$

En cualquier caso, la curva de difusividad hidráulica en una gráfica distancia-tiempo (RT) define un frente de activación que divide dos dominios: la zona de relajación, a distancias cortas donde es altamente probable que ocurran eventos sísmicos, y una zona a grandes distancias con probabilidad de ocurrencia menor (Shapiro, 2015). En este trabajo se prefiere la aproximación de Talwani et al. (2007) por derivar de observaciones de casos sismicidad inducida.

El efecto de la presión de poro inicia su actividad por compactación. A una distancia R del reservorio puede cuantificarse según Durá-Gómez y Talwani (2010) como

$$P(R) = -\frac{B\Delta\sigma_{kk}}{3}, \quad (3.11)$$

donde B , es el coeficiente de Skempton y $\frac{\sigma_{kk}}{3}$, el cambio en el esfuerzo promedio.

Una vez que comienza el movimiento de fluidos, el cambio en la presión $P(R)$ a una profundidad z debe cumplir la ecuación de difusión

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{D} \frac{\partial P}{\partial t}, \quad (3.12)$$

donde t es el tiempo. La solución general a esta ecuación, incluyendo el efecto en el cambio

de la presión de poro por compresión, fue propuesta por Roeloffs (1988),

$$P(z, t) = (1 - \alpha)P_0 \cdot \operatorname{erfc} \left[\frac{z^2}{(4Dt)^{1/2}} \right] + \alpha H(t)P_0, \quad (3.13)$$

con $\alpha = B \frac{(1+\nu)}{3(1-\nu)}$; erfc es la función de error complementario; $H(t)$, la función impulso de Heaviside; y ν , el coeficiente de Poisson sin movimiento de fluidos. El segundo término es el equivalente a la Ecuación 3.11. Puesto que solo nos interesa el aporte de la presión de poro a la respuesta $\alpha = 0$, y la Ecuación 3.13 se simplifica a

$$P(z, t) = P_0 \cdot \operatorname{erfc} \left[\frac{z^2}{(4Dt)^{1/2}} \right]. \quad (3.14)$$

Finalmente, después de seguir el desarrollo por superposición de (Durá-Gómez y Talwani, 2010):

$$P_n = \delta p_1 \cdot \operatorname{erfc} \left[\frac{R}{(4Dn\delta t)^{\frac{1}{2}}} \right] + \delta p_2 \cdot \operatorname{erfc} \left[\frac{R}{(4D(n-1)\delta t)^{\frac{1}{2}}} \right] + \delta p_3 \cdot \operatorname{erfc} \left[\frac{R}{(4D(n-2)\delta t)^{\frac{1}{2}}} \right] + \dots + \delta p_n \cdot \operatorname{erfc} \left[\frac{R}{(4D\delta t)^{\frac{1}{2}}} \right]. \quad (3.15)$$

La Ecuación 3.15 expresa el cambio en la presión de poro 1D en cualquier dirección, n días después del comienzo del llenado, a una distancia R de la presa, considerando el aporte de pequeños cambios de presión δp como consecuencia de un incremento en el nivel de agua cada δt . De tal manera que δp_1 contribuye a la presión de poro hasta el n ésimo día y δp_n contribuye únicamente al último día.

4 Datos y análisis

El Servicio Sismológico Nacional (SSN) es la principal fuente de datos sísmicos en México. Cuenta con una red de sismómetros de banda ancha distribuidos en toda la república, con respuesta plana de 120 s a 50 Hz, y almacenamiento digital continuo de 100 muestras por segundo (SSN, 2021). En la zona centro-sur del país la actividad sísmica es más recurrente e intensa. Además, históricamente la mayor cantidad de estragos por sismicidad se ha concentrado en esta región. Estos son los motivos para que la distribución de instrumentos se encuentre concentrada en la región centro-sur; dejando una red dispersa al norte del país con dificultad para registrar y analizar sismos de magnitudes pequeñas.

La secuencia de Ixtlán del Río, Nayarit, fue registrada principalmente en las estaciones del SSN (triángulos rojos, Figura 4.1) ANIG, AAIG, CJIG, y ZAIG (Pérez-Campos et al., 2019; SSN, 2021); de la red de Colima (triángulos amarillos, Figura 4.1), CEGR, ESLC, SOMA, MNGR; de la red de Jalisco (triángulo verde, Figura 4.1), CIHU, y una estación temporal AMTJA (triángulo cian, Figura 4.1) en Amatitán, Jalisco, sin tiempo absoluto. La distancia aproximada de cada estación a la región epicentral puede ser consultada en el Anexo C.

Debido a la variabilidad en la calidad de los datos, se realizó una selección apropiada a cada procedimiento aplicado en este trabajo:

1. Detección: se utilizaron dos años de datos continuos (2018-2019) con muestreo de 100 mps, de las estaciones ANIG, AAIG, CJIG.
2. Localización: se utilizaron las estaciones ANIG, AAIG, CJIG, ZAIG, más algunas estaciones de la zona centro sur de la red de banda ancha del SSN; las estaciones de las redes de Colima y Jalisco; y la estación de Amatitán, en los casos que existieran datos disponibles. La cantidad de estaciones seleccionadas para cada evento depende de su magnitud.

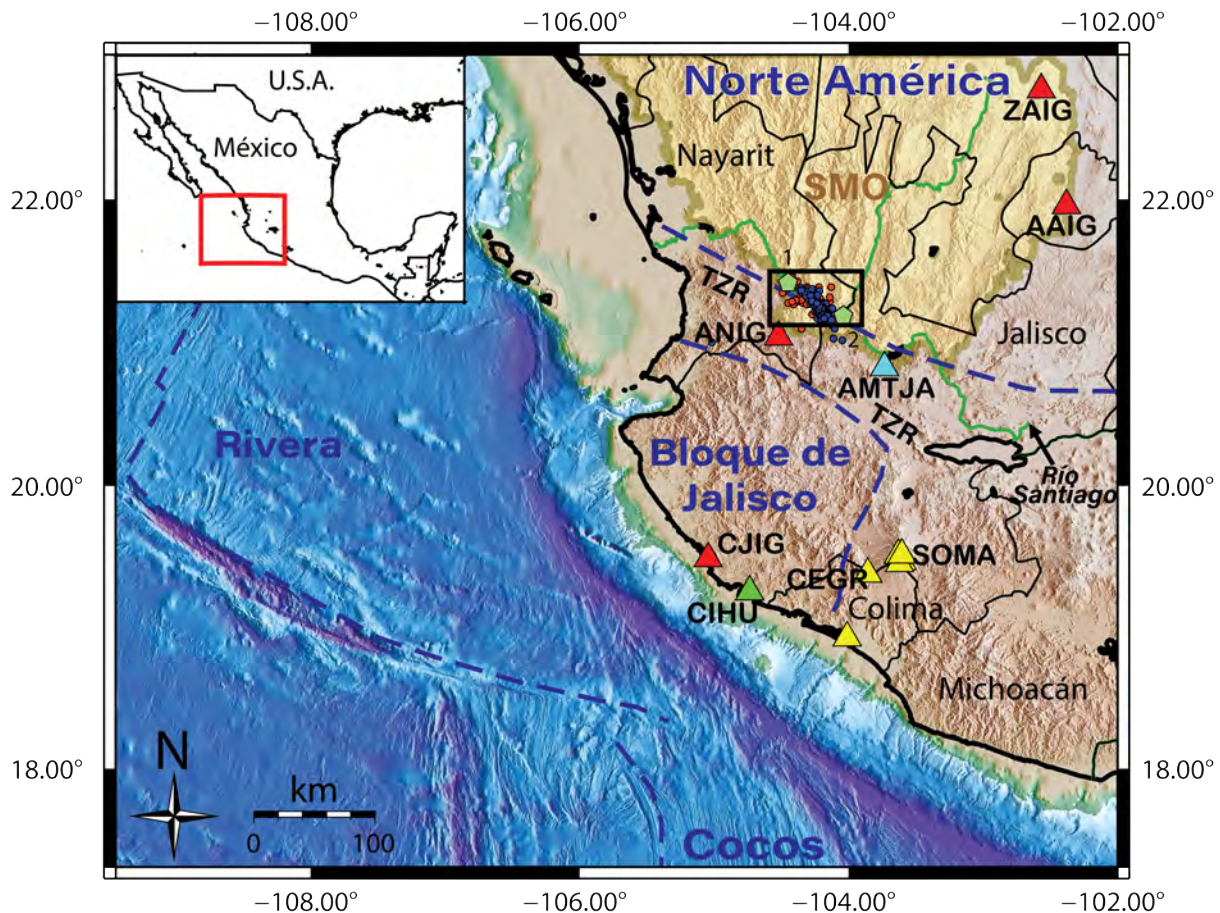


Figura 4.1: Región epicentral (recuadro negro) dentro del marco tectónico, y estaciones sísmicas utilizadas en este trabajo. Triángulos rojos = estaciones del SSN; amarillos = red de Colima; verde = red de Jalisco, cian = estación temporal Amatitán. Los puntos representan las localizaciones: SSN en naranja, azul para este trabajo. En polígonos verdes se muestran las presas del río Santiago. SMO = Sierra Madre Occidental, RTZ = Rift Tepic-Zacoalco.

La base de datos de 134 sismos se construyó con los resultados de la inspección por similitud de formas de onda y datos en el catálogo del SSN, la lista completa se encuentra en el Anexo B.

En este trabajo se analiza el origen de sismicidad atípica en Ixtlán del Río, Nayarit. Primero ampliamos el catálogo de sismos que conforman el enjambre. Después, realizamos la caracterización espaciotemporal e indagamos su posible relación con características geológicas de la región. Buscamos discernir si el enjambre tiene carácter tectónico o antropogénico del tipo RTS; para esto, evaluamos los criterios propuestos por Gupta et al. (1972a, 1972b), Gupta (2002) basados en revisión de casos y, los experimentos de laboratorio de Mogi (1962a, 1962b, 1963), Gupta (1992): alto valor b ; cociente entre las magnitudes del sismo más grande y el evento próximo de mayor magnitud cercano en

espacio y tiempo ~ 0.9 . Además, revisamos si los procesos de carga-descarga y difusión de presión poro originados por las presas son factibles para explicar el enjambre de Ixtlán.

4.1 Detección

Se utilizó el algoritmo FAST basado en similitud de formas de onda para identificar sismos durante la secuencia sísmica de Ixtlán del Río. Los datos de entrada fueron las tres componentes del movimiento de la estación ANIG y las componentes verticales de AAIG y CJIG. Estas fueron decimadas a una tasa de muestreo de 50 Hz y convolucionadas con un filtro Butterworth de fase 0 y 4 polos, las frecuencias de corte se encuentran en la tabla 4.1. Previo al proceso de detección las señales fueron corregidas por media y tendencia; además, se removieron *spikes*⁹ y se llenaron los *gaps*¹⁰ con ruido Gaussiano no correlacionado. La búsqueda se hizo analizando grupos de datos de 24 horas en segmentos de una hora. Grupos de mayor tamaño y duración tienen altos requerimiento de memoria RAM.

Para obtener la huella binaria, el espectrograma se partió en ventanas de 20 segundos con traslape del 90 %. Se mantuvieron 400 de los 1024 coeficientes de la transformada de Haar. En la búsqueda de candidatos a pares se emplearon 100 tablas hash y 400 funciones hash.

Cada estación, sin importar el número de componentes, aportó un voto al índice de similitud. Aquellos eventos que obtuvieron votos en dos de las tres estaciones fueron aceptados como detección.

La paquetería de FAST, escrita en lenguaje Python, está disponible de manera gratuita en *GitHub*¹¹. El preprocesado fue realizado con la paquetería Obspy, de Python, y el software SAC (Goldstein y Snoke, 2005).

⁹ Spike: Pulso de gran amplitud y corta duración en las señales. Originado por errores en los sistemas de adquisición.

¹⁰ Gap: Porción de la serie de tiempo que no contiene datos.

¹¹ Fast: <https://github.com/stanford-futuredata/FAST>

Tabla 4.1: Bandas de filtrado para las estaciones utilizadas en FAST.

Estación	Banda de filtrado [Hz]
ANIG	4-10
AAIG	5-10
CJIG	5-10

4.2 Localización

Las primeras localizaciones de los eventos dentro del enjambre de Ixtlán del Río se obtuvieron con la paquetería SEISAN (Havskov y Ottemöller, 1999). Se utilizó un modelo de velocidades de capas planas, utilizado por el SSN en la localización de eventos en el país, disponible en el Anexo D (Pérez-Campos et al., 2019). SEISAN incluye el programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986; Lienert y Havskov, 1995) para localización con una y múltiples estaciones. Se seleccionaron los arribos de fase P y S en todas las estaciones donde el evento estuviera lo suficientemente claro. Para mejorar algunas localizaciones se aprovechó el esquema de pesos y la conversión de grados a segundos de HYPOCENTER¹²; se agregó la polaridad del primer arribo en las estaciones más cercanas. Dicha acción restringe el espacio de soluciones y aumenta su confiabilidad. Por último, los eventos con magnitudes pequeñas, apenas visibles en una o dos estaciones, fueron localizados con el método de azimut inverso.

Debido a que la mayoría de las estaciones se encuentran más allá de 200 km de la región epicentral, la incertidumbre esperada en las localizaciones es grande. Para refinar la posición de los epicentros e intentar resaltar algunas estructuras geológicas, se utilizó un segundo procedimiento: el método de localización relativa basado en dobles diferencias. El programa *HypoDD* (Waldhauser y Ellsworth, 2001), escrito en lenguaje Fortran, permite combinar las dobles diferencias a partir de datos de catálogo (selección de fase por inspección visual) y el método de correlación cruzada. Los archivos de entrada de catálogo fueron generados desde SEISAN, y los de correlación con SAC. Solo ingresaron al procedimiento las dobles diferencias de sismos con error cuadrático medio o *root mean square* (*rms*) < 0.4 y valores de coeficiente de correlación > 0.8 . Se corrieron cuatro grupos de iteraciones: 1) solo con datos de catálogo, 2) con datos de catálogo y correlación

¹² En HYPOCENTER un error residual de 10 grados es equivalente a 1 segundo.

cruzada, priorizado a las diferencias de catálogo, 3) datos de catálogo y correlación cruzada, priorizado a las diferencias de correlación cruzada, 4) solo con datos de correlación cruzada. Las primeras corridas atraen los epicentros a un grupo, y las últimas refinan la ubicación tomando el sismo de mayor magnitud como referencia.

4.3 Mecanismos focales

Debido a la poca cantidad de estaciones cercanas a la región epicentral se decidió calcular mecanismos focales compuestos; el fundamento es la similitud entre formas de onda. La implementación de esta técnica se realizó con el programa FOCMEC (Snoke, 2003), también incluido en la paquetería SEISAN. Para reducir la incertidumbre en la selección de polaridad, solo se incluyeron las de primeros arribos de eventos con $M_c > 3.6$, las ventanas con los arribos de onda P se encuentran en el Anexo F. Dentro del catálogo, 26 eventos satisfacen la condición y suman un total de 139 polaridades.

4.4 Distribución de frecuencias

Durante el proceso de localización SEISAN permite calcular la magnitud de coda. El SSN utiliza esta magnitud para eventos con $M_c < 5$. Por ser consistentes con la institución se empleó la misma metodología para los eventos recuperados con FAST. Con el catálogo completo y uniforme se calculó la relación Gutenberg-Richter empleando el método de máxima curvatura disponible en ZMAP (Wiemer, 2001). Los resultados incluyen el valor de b y la magnitud de completitud MC^{13} .

4.5 Presas y sismicidad

Para evaluar si la secuencia de Ixtlán del Río está relacionada con el embalse de agua en las presas El cajón y La Yesca se indagaron los dos procesos principales en los casos de RTS: carga-descarga y difusión de presión de poro.

Se construyó una curva de eventos sísmicos acumulados por día, para ser consistentes

¹³ Magnitud menor para la cual todos los sismos son detectados en una región limitada en espacio y tiempo.

con la resolución en las historias de llenado de las presas El Cajón y La Yesca. Una vez construida la curva es posible indagar si existe una dependencia de la ocurrencia de eventos con el cambio en el volumen de agua mediante la operación de correlación cruzada.

Si el mecanismo de RTS es la respuesta inmediata, la curva de correlación debería tener el máximo al inicio y decrecer; en otro caso, es posible recuperar el retraso de la sismicidad. Además, de la relación de Skempton para el cambio de presión, las series de tiempo deberán mostrar cierta dependencia lineal, misma que es evaluada con el coeficiente de correlación de Pearson.

Para completar el análisis, aproximamos los valores de difusividad hidráulica que deberían estar asociados al medio para generar sismicidad. En una gráfica distancia-tiempo, la evolución espacio temporal de la secuencia debería ser representada por una curva de difusividad hidráulica, misma que puede ser utilizada para aproximar el efecto de la presión de poro utilizando la Ecuación 3.15. Se consideró el retraso Δt entre el comienzo de la etapa de llenado y el día en que ocurrieron sismos dentro de diferentes etapas del ciclo. Para cada Δt es posible calcular el valor de difusividad D utilizando la distancia hipocentral R medida de la base del reservorio. Para reducir la incertidumbre, seleccionamos aquellos eventos considerados como bien localizados, que además sean representativos de diferentes etapas; los criterios que se tomaron fueron: localización calculada con más de 5 estaciones y valor $rms < 0.3$. El sismo del 26 de septiembre (M_c 3.7), es el primero en la secuencia, 55 días después de la etapa de llenado de la presa; 2 de diciembre (M_c 3.9), pertenece al comienzo de la etapa altamente sísmica; 15 y 25 de diciembre (M_c 4.0, 4.1), fueron seleccionados como representativos de los días con mayor tasa de sismicidad por día; los eventos del 21 enero y 21 de febrero, se encuentran en los límites de un periodo de quietud en la secuencia; 24 de marzo (M_c 3.6), el último en la etapa de alta actividad; 20 de agosto (M_c 3.6), el final de la secuencia y la etapa de desfogue (Tabla 4.2). Las historias temporales se corrigieron para tener datos referidos a la base del reservorio y no a la altura sobre el nivel del mar. Los valores de difusividad para cada evento deberían ser consistentes con la aproximación para toda la secuencia.

Tabla 4.2: Eventos seleccionados para el análisis de difusión de presión de poro y difusividad hidráulica.

Fecha	M_c	Distancia epicentral [km]	Profundidad z [km]	Distancia hipocentral R [km]	Retraso Δt [días]
26-Sep-2018	3.7	11.7	3.0	12.07	55
02-Dec-2018	3.9	7.0	4.6	8.37	122
15-Dec-2018	4.0	10.0	11.5	15.23	135
25-Dec-2018	4.1	7.3	15.0	16.68	145
16-Jan-2019	4.0	10.4	12.0	15.87	167
21-Jan-2019	3.7	16.1	9.3	18.59	172
21-Feb-2019	3.9	6.0	2.3	6.51	203
24-Mar-2019	3.6	9.9	5.0	11.09	234
20-Aug-2019	3.7	2.2	3.0	3.72	383

Los métodos propuestos han sido utilizados anteriormente para investigar casos de sismicidad y sismicidad inducida (p. ej., Talwani et al., 2007; Durá-Gómez y Talwani, 2010; Oprsal y Eisner, 2014; de Menezes et al., 2021). Un caso en particular, por ocurrir en México, es la secuencia El Cuchillo, en Nuevo León, analizada por Montalvo-Arrieta et al. (2018)

5 La secuencia de Ixtlán del Río

5.1 Características

Se realizó una inspección minuciosa a la salida del algoritmo FAST. Se seleccionaron aquellos eventos cuya diferencia entre los tiempos de arribo de ondas S y ondas P fuera similar a la que presentan los eventos previamente reportados por el SSN. Los resultados son 126 detecciones (Figura 5.1). De los 60 eventos en el catálogo del SSN, FAST logró identificar 52, lo que deja un total de 74 nuevas detecciones. Por lo tanto, ampliamos el catálogo de 60 a 134 sismos para la secuencia de Ixtlán del Río. Los 8 eventos que no pudieron ser reconocidos por FAST son consecuencia del intervalo de datos ingresados de manera continua: se trabajaron series de datos con duración de un día, esto hace imposible que el sistema de detección por pares encuentre alguna similitud en los días que solo ocurrió un evento.

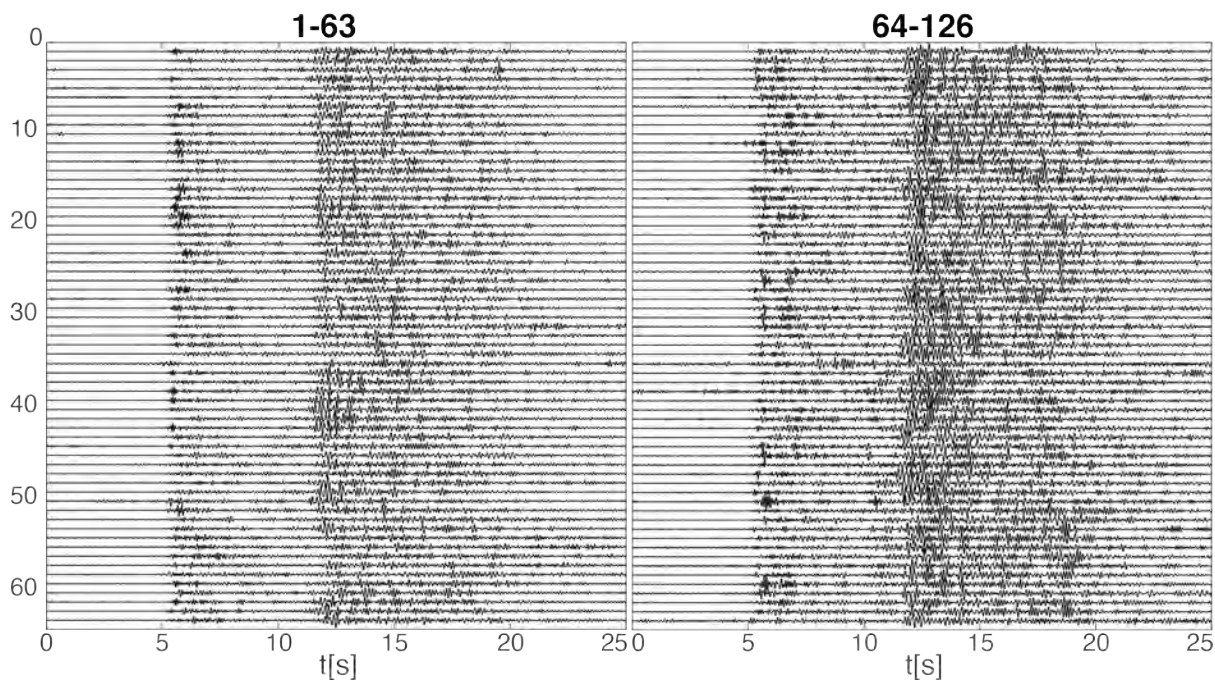


Figura 5.1: Formas de onda de los eventos detectados por FAST, en la banda de 1-10 [Hz]. Intervalo $t_s - t_p \sim 7$ [s], escala vertical común.

La Figura 5.2 muestra la distribución espacial de los eventos dentro del enjambre de Ixtlán del Río. Los puntos azules representan las 134 localizaciones mediante selección de fases en SEISAN; los puntos naranjas, los epicentros reportados por el SSN. Se puede observar una distribución a lo largo del río Santiago en el transecto que conecta las presas El Cajón, al norte, y La Yesca, al sur. El principal cúmulo de epicentros se encuentra al oeste de la presa La Yesca (GS), estos parecen distribuirse siguiendo una tendencia ENE-WSW coincidente con el grupo de fallas normales dentro del *rift* Tepic- Zacoalco. Por otro lado, los epicentros más al norte (GN) son más dispersos y aunque coinciden en dirección con el PFS, el sistema de fallas en la SMO y las fallas mayores que delimitan la fosa Tepic-Zacoalco no existe ninguna relación espacial evidente.

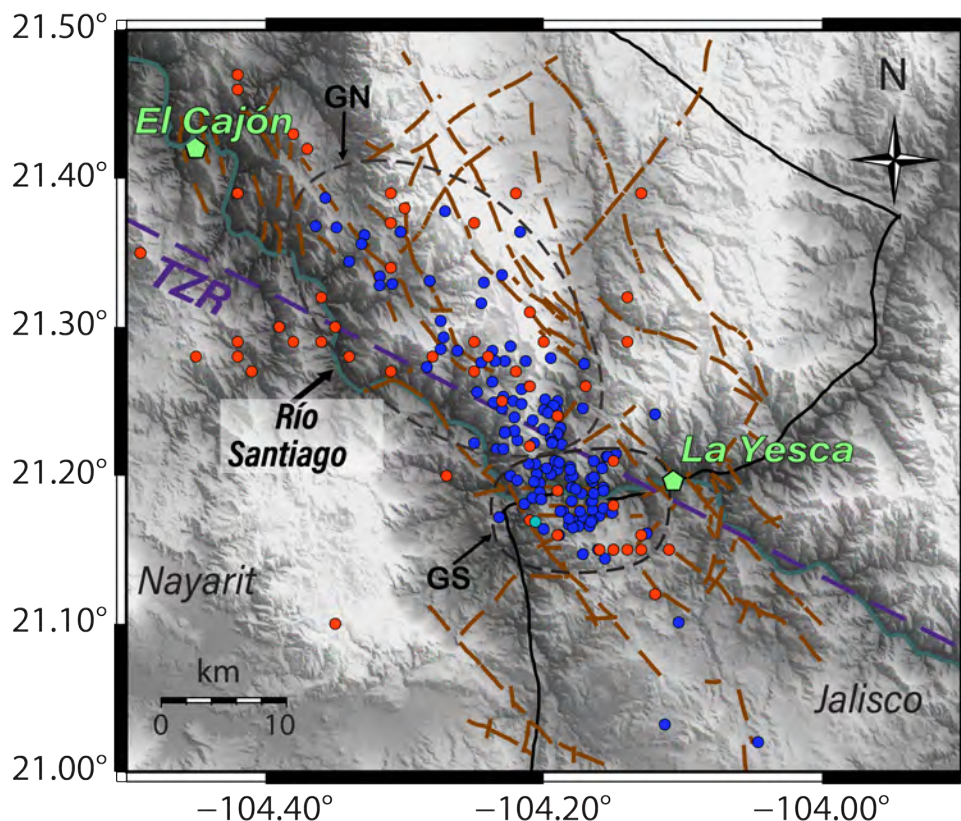


Figura 5.2: Distribución espacial de la secuencia de Ixtlán del Río. El círculo en cian representa el primer evento que se presentó en la secuencia. Los círculos color naranja, corresponden a las localizaciones del SSN; los círculos en color azul, a la relocalización y localización obtenida en este trabajo para los 134 eventos.

En la Figura 5.3 se presentan los eventos relocalizados con el método de dobles diferencias. Aunque solo el 60 % del total de eventos se mantuvo después del proceso, algunos aspectos se pueden resaltar. Se observa que los epicentros en el GS, dentro de la Fosa

Tepic Zacoalco (TZF); parecen seguir una tendencia ENE-WSW similar a la orientación de las fallas Cabrera (C) y Victoria (V). Por otro lado, los epicentros del GN tienden a seguir la dirección NW-SE de las estructuras mayores dentro del grupo de grabens (recuadro 2) y las fallas extensionales de la SMO (recuadro 3): las fallas Cinco Minas (CM), Monte del Favor (MF) y Plan de Barracas (PB).

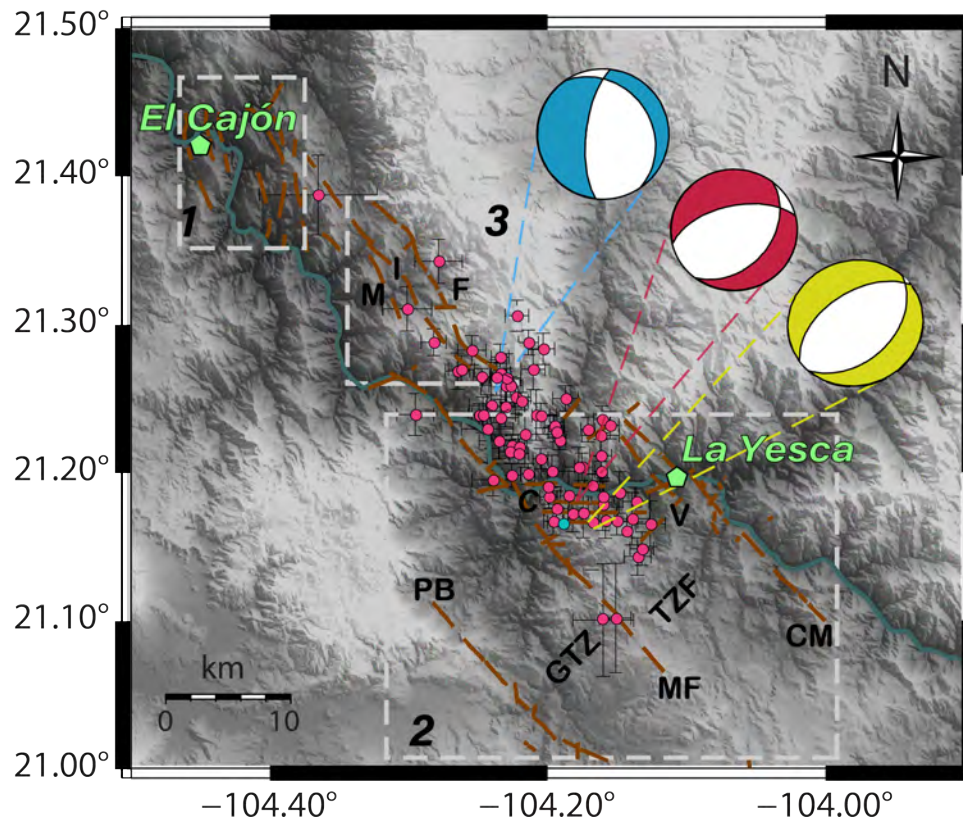


Figura 5.3: Relocalizaciones por el método de dobles diferencias (DD). Mecanismos focales compuestos: en color azul, el asociado al grupo norte; en color rojo, el asociado al grupo sur. En color amarillo se muestra el mecanismo focal del sismo principal. Los recuadros blancos delimitan los tres sistemas de fallas más cercanos a la región epicentral: 1 Sistema de fallas Pochotitán; 2 Grupo de grabens; 3 Fallas extensionales de la Sierra Madre Occidental. Los polígonos verdes marcan la ubicación de las presas: al norte, El Cajón; al sur, La yesca. En líneas discontinuas marrón se muestran las fallas mapeadas: PB = Falla Plan de Barras, MF = Falla Monte del Favor, CM = Falla Cinco Minas, M = Falla El Mirador, I = Falla Iguana, F = Falla Fajitos, C = Falla Cabrera, V = Falla Victoria, GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, TZF = Fosa Tepic-Zacoalco.

Temporalmente, la secuencia comenzó el 26 de septiembre de 2018 y finalizó el 20 de agosto de 2019. La Figura 5.4 muestra la distribución de eventos para ese intervalo de tiempo (abajo) y su magnitud, junto con la historia de llenado de las presas El Cajón y La yesca (arriba). Los eventos marcados con rombos olivo (profundidad 2.5 – 5 km) son aquellos que no fueron recuperados utilizando FAST. Puede verse que éstos coinciden

con las etapas de llenado y desfogue de las presas. Los colores rojo y azul diferencian los epicentros en función de su ubicación, aunado a esto, la asociación a un grupo GN o GS, así como la cercanía a una de las presas. Hay tres características importantes en el comportamiento: 1) Alta actividad, de diciembre 2018 a enero 2019; 2) periodo de quietud, de mediados de enero a mediados de febrero; 3) reactivación, al final de febrero e inicio de marzo. En el principio de la etapa de alta actividad, los grupos norte y sur tenían sismicidad en igual proporción (profundidad 2 – 10 km). Sin embargo, los eventos con $M_c > 3.5$ provenían principalmente del grupo sur; mientras que, al final, solo el grupo norte permaneció activo con sismos de $M_c > 3.3$ (profundidad 2 – 12 km). En la reactivación había sismicidad en ambos grupos; de nuevo, los de mayor magnitud se desarrollaron en el GS (profundidad 3 – 15 km).

No parece haber diferencias significativas en el número de eventos por profundidad de 2 a 10 km; sin embargo, como puede verse en el histograma de profundidades a la izquierda de la Figura 5.5, más allá de 10 km hay un número mayor de eventos en el GN. Por otro lado, en la evolución temporal de profundidades (Figura 5.5 a la derecha) podemos ver que de diciembre a enero la actividad era uniforme en profundidades de 2 a 19 km. Después, la actividad se concentró hasta 12 km antes de iniciar el periodo de quietud. Finalmente, en la reactivación hubo eventos de 3 a 15 km. El tamaño de los recuadros en la Figura 5.5, que representa la magnitud, no muestra una dependencia de la magnitud a la profundidad para ninguno de los dos grupos. Únicamente aquellos eventos marcados con estrellas ($M_c > 3.9$) no ocurrieron a menos de 12 km.

De manera cuantitativa se presenta la distribución de frecuencias contra magnitud, calculada con los 134 eventos de la secuencia mediante el método de máxima curvatura disponible en ZMAP (Figura 5.6). La completitud de la red $MC = 3.6$ puede deberse a la cantidad de ruido en las estaciones y la baja densidad de estaciones cercanas a la región epicentral; sin embargo, aun con esa limitante fue posible encontrar eventos con magnitudes hasta 2.7. El valor de $b = 2.48 \pm 0.21$ representa el dominio de sismos de pequeña magnitud; este valor es muy alto para actividad sísmica tectónica, para la cual se esperan valores cercanos a 1.0. No obstante, un aumento en el valor de b es esperado en zonas de alta heterogeneidad; además, se ha propuesto que también se eleva mientras se desarrolla sismicidad del tipo RTS. Por ejemplo, en el trabajo de Ruiz-Barajas et al.

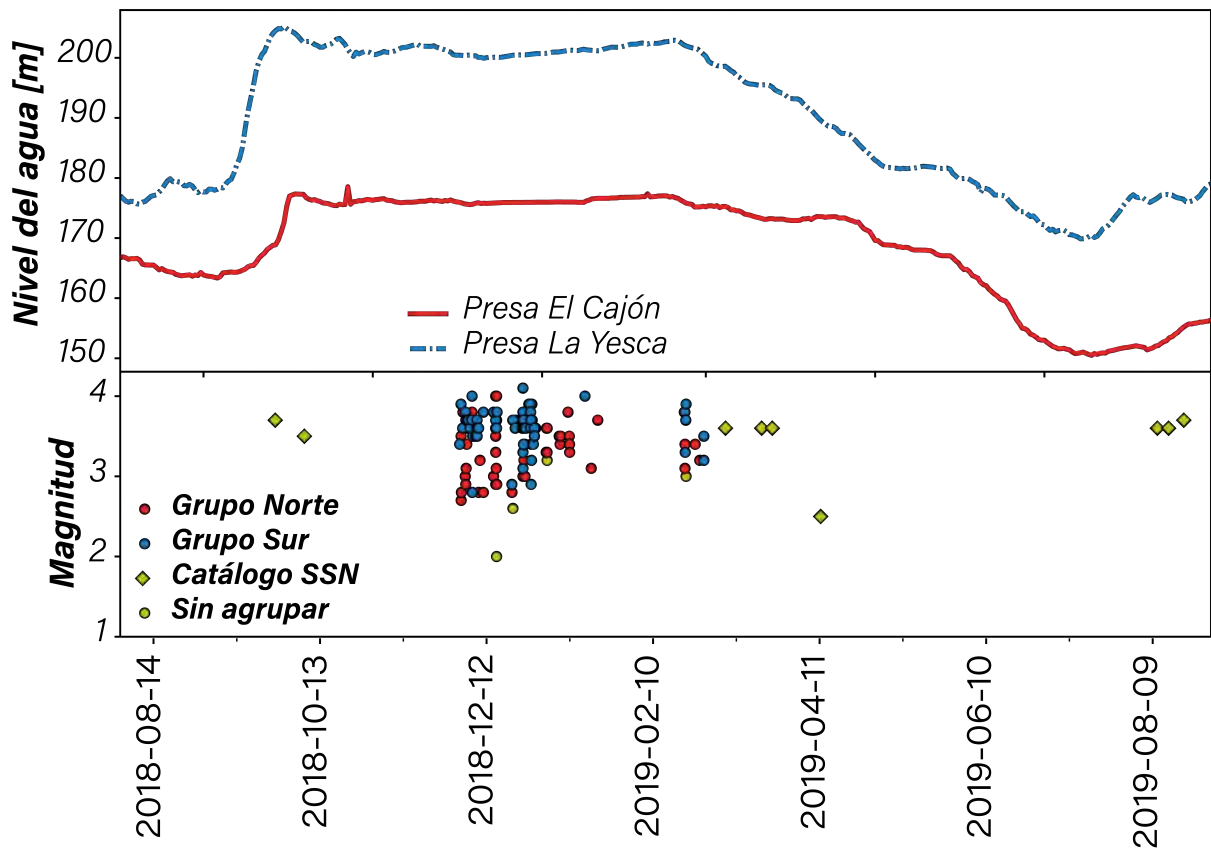


Figura 5.4: Evolución temporal de la secuencia de Ixtlán del Río. Panel superior: historia de llenado de las presas. Panel inferior: magnitud contra tiempo. Los eventos no agrupados se muestran en color olivo; los rombos corresponden a eventos no detectados por FAST; los círculos, a no agrupados por su lejanía.

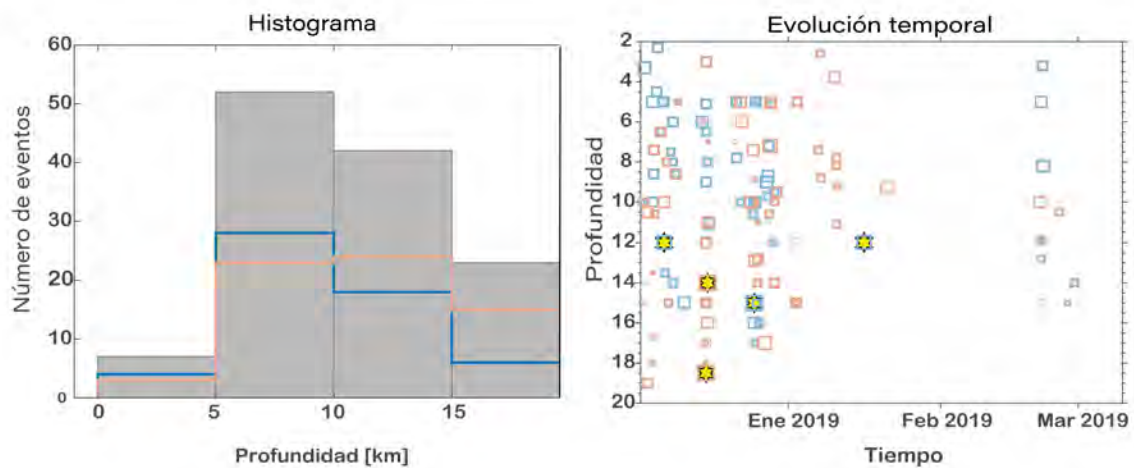


Figura 5.5: Izquierda: histograma de profundidades; la línea naranja corresponde al grupo norte; la línea azul, al grupo sur. Derecha: distribución temporal de profundidades; el tamaño del símbolo es función de la magnitud del evento; las estrellas denotan eventos con $M_c > 3.9$. El código de colores corresponde con el histograma de la izquierda.

(2019) el valor de b aumentó de 0.77 ± 0.24 a 2.64 durante la actividad sísmica disparada por la presa Pirris en Costa Rica. Lamentablemente, no existen datos de sismicidad histórica para asegurar que el valor b obtenido en Ixtlán del Río haya aumentado durante la secuencia. Debemos mencionar que, el intervalo de magnitudes recomendado para una estimación confiable de la relación Gutenberg-Richter es 3, por lo que el cálculo obtenido para este trabajo utilizando un rango de 1.5 tiene implícita una alta incertidumbre.

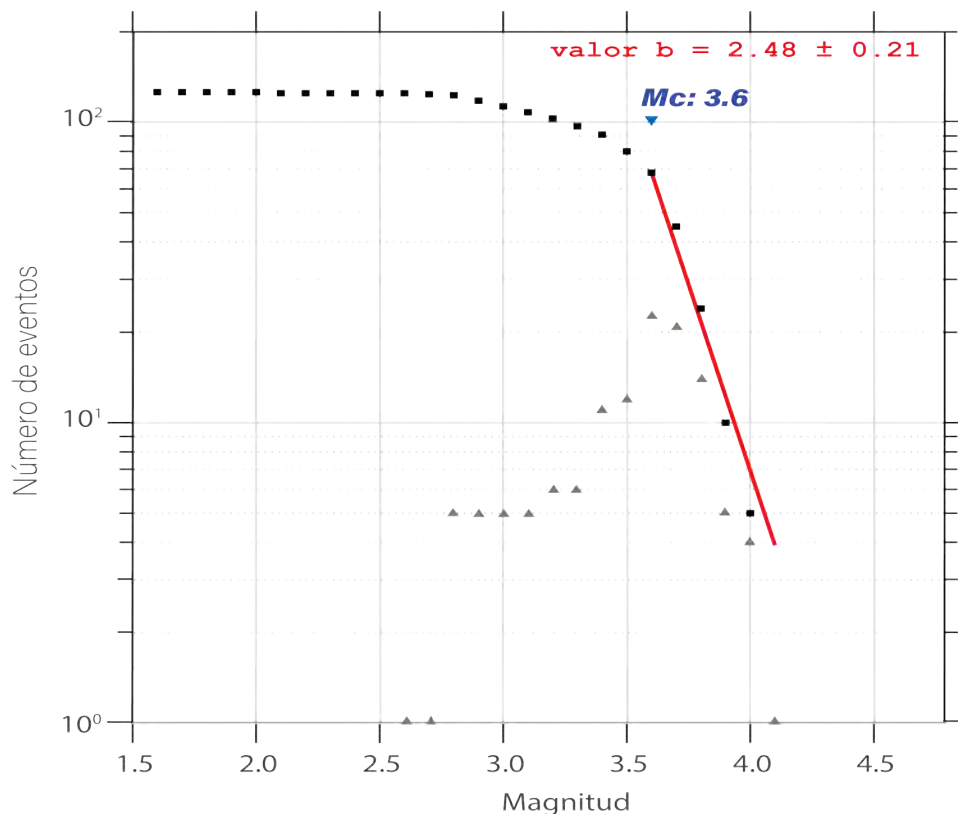


Figura 5.6: Relación Gutenberg-Richter de la secuencia de Ixtlán del Río. En triángulos color gris se muestra el número discreto de eventos para cada valor de magnitud; en recuadros negros, el número acumulado de eventos.

Además de las diferencias ya enunciadas para el GN y el GS, las soluciones de mecanismos focales compuestos utilizando todos los datos carecen de sentido para una secuencia mayormente somera. Recordemos que un mecanismo compuesto es una solución promedio al plano de falla, donde se asume que todos los eventos tienen la misma fuente. Inspirados por estos resultados y los lineamientos sugeridos para los epicentros (Figura 5.3), se optó por calcular mecanismos focales de manera independiente para cada grupo. En el GN, se utilizaron 45 polaridades obtenidas de 9 eventos; en tanto que, para el GS, 94 polaridades de 17 eventos. Se permitió el 20% de polaridades libres. En el GN, la solución no fue

única; sin embargo, las 8 soluciones mostradas en la Tabla 5.2 presentan mecanismos similares al movimiento esperado para las fallas mayores en la región del RTZ; las cuales son fallas normales con componente de rumbo derecha y con una orientación preferencial NW-SE (Figura 5.7); sin embargo, las localizaciones no coinciden con fallas previamente mapeadas. El mecanismo resultante para el GS es [rumbo = 250° , echado = 50° , deslizamiento = -81°] (Figura 5.7), lo que corresponde con una falla normal de orientación ENE-WSW, congruente con los lineamientos propuestos dentro del GS y las fallas dentro de la fosa Tepic-Zacoalco (Figura 5.2).

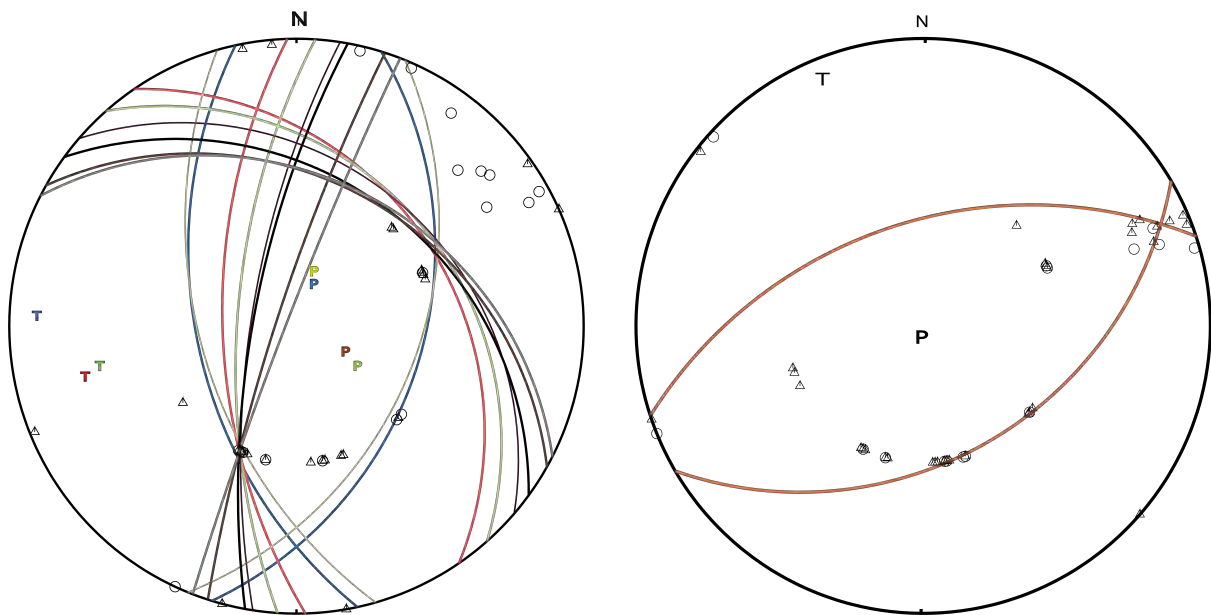


Figura 5.7: Mecanismos focales compuestos. Para el GN a la izquierda y para el GS a la derecha. Los triángulos representan dilatación y los círculos, compresión. P = eje de compresión, T = eje de tensión. La solución preferida se muestra en color naranja.

Adicionalmente, se calculó el mecanismo focal del sismo de mayor magnitud en la secuencia (M_c 4.1). Se utilizaron las polaridades del primer arribo de 9 estaciones sin permitir polaridades libres (Figura 5.8). La solución promedio es una falla normal con plano [rumbo = 204° , echado = 42° , deslizamiento = -89°], la cual parece ser consistente con los resultados obtenidos para el mecanismo del GS.

Tabla 5.1: Soluciones del mecanismo focal compuesto para el grupo norte.

Rumbo [°]	Echado [°]	Deslizamiento [°]
163	53	-112
326 ¹	33	-118
164	53	-115
318	32	-131
311	32	-144
306	36	-149
299	36	-166
297	35	-173

¹ Solución preferida

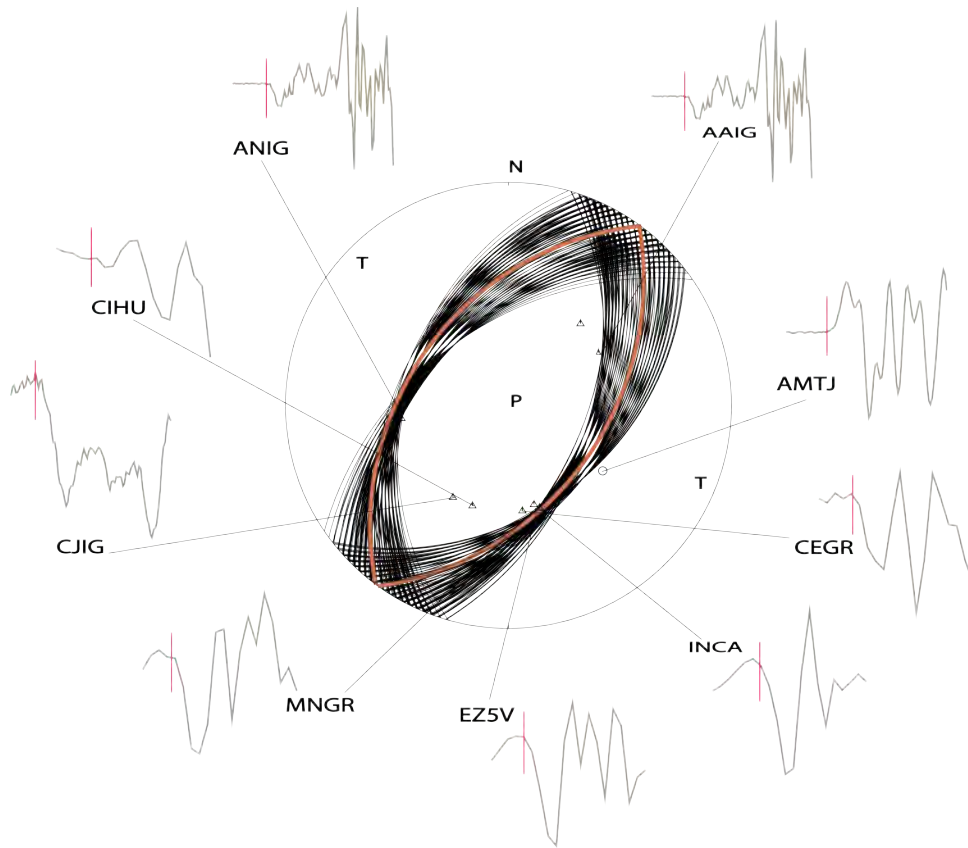


Figura 5.8: Solución del plano de falla para el evento del 25 de diciembre 2018, M_c 4.1. En negro se muestran todas las soluciones posibles; en naranja, la solución promedio. Se muestra la ventana que contiene el primer arribo, marcado en rojo. Los triángulos representan dilatación; los círculos, compresión. P = eje de presión, T = eje de tensión.

La correlación cruzada del número de eventos acumulados por día y la historia de llenado de las presas La Yesca y El Cajón se muestran en la Figura 5.9. Es claro que el periodo de máxima actividad sísmica coincide con el nivel más alto en la etapa de llenado (~ 200 metros). Los coeficientes de correlación de Pearson producto-momento (Tabla 5.2)

muestran que no existe una fuerte dependencia entre las fluctuaciones en el nivel del agua y la actividad sísmica. Por otro lado, el mayor coeficiente de correlación se da con una diferencia de 50 días del inicio del ciclo de llenado. Sin embargo, desde el día 0 hasta el día 70, las variaciones son casi nulas. Que no exista variación en ese intervalo puede deberse a que este es el tiempo que tarda el nivel del agua en alcanzar su máximo estacional y coincide con la ocurrencia de los primeros eventos; además, son los días que transcurren para que se inicie la actividad sísmica intensa después de completarse el llenado. Estas observaciones sugieren que la respuesta inmediata no ajusta a todas las observaciones; aunque, como se vio en la Figura 5.4, hay eventos aislados que coinciden con los puntos de inflexión en la curva de llenado y, por lo tanto, aún puede estar presente el efecto de carga-descarga.

Tabla 5.2: Coeficiente de correlación momento-producto de Pearson.

Presas	Coeficiente de correlación momento-producto
El Cajón	0.17
La Yesca	0.19

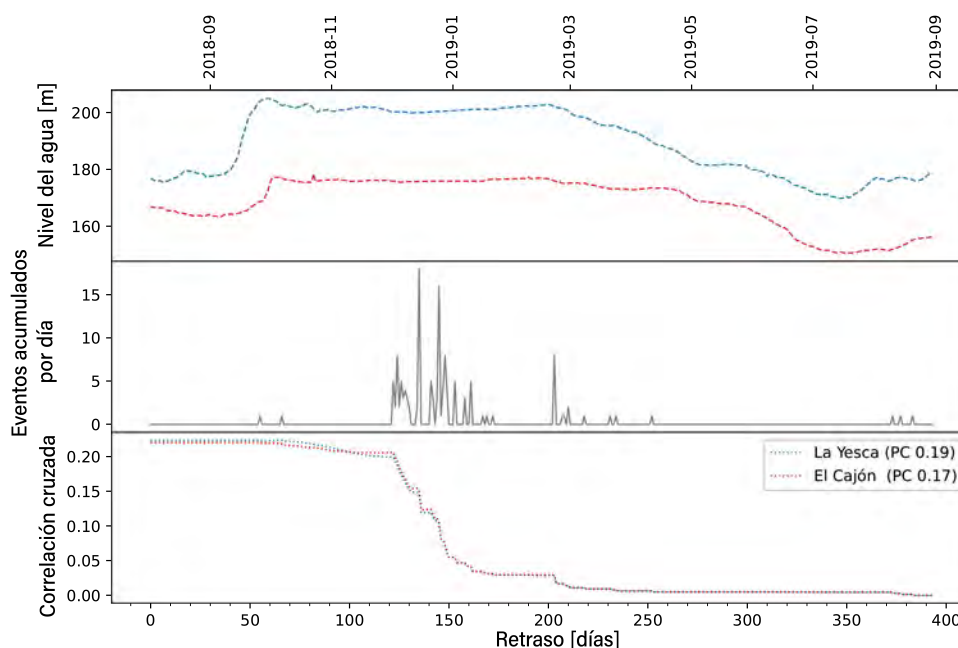


Figura 5.9: Correlación cruzada (inferior) de la historia de llenado (superior) y el número de eventos acumulados al día (centro). El valor PC representa el coeficiente producto-momento de Pearson.

En la Figura 5.10 se representa la distancia de cada evento relocalizado con HypoDD a la presa La Yesca, y su retraso respecto al comienzo de la etapa de llenado. Puede

verse que la mayoría de los eventos ajustan a un valor de difusividad de $10 \text{ m}^2/\text{s}$, el cual se encuentra dentro del intervalo propuesto por Talwani et al. (2007) para difusividad sismogénica. Recordemos que la curva RT representan el límite entre dos zonas con diferente probabilidad de ocurrencia de sismos y, por lo tanto, los eventos pueden ocurrir a cualquier distancia debajo de esa curva. Ahora bien, el azimut medido desde el centro de la presa a cada epicentro muestra que: la concentración de colores fríos (Azimut $< 250^\circ$) están principalmente debajo de la curva de $5 \text{ m}^2/\text{s}$ y los colores cálidos (Azimut $> 250^\circ$) entre las curvas de 5 y $10 \text{ m}^2/\text{s}$.

En el trabajo de de Menezes et al. (2021) se propone que un pulso de presión de poro extra es añadido por el primer evento en la secuencia, de manera que el resto de la sismicidad debería ajustar a un frente de propagación marcado por la curva RT. En este trabajo se probó esa aproximación calculando la distancia y el tiempo de retraso respecto al primer evento de la secuencia (26 de septiembre de 2018, Tabla 4.1). Los resultados usando la aproximación de de Menezes et al. (2021) se presentan en la Figura 5.11. En este caso, difusividades de 0.1 a $3.5 \text{ m}^2/\text{s}$ explican la sismicidad en azimuts de 0° a 150° y, para azimuts $> 150^\circ$ las observaciones ajustan a una difusividad de $5 - 10 \text{ m}^2/\text{s}$; además, desde esta perspectiva, los valores de difusividad sismogénica también pertenecen al intervalo propuesto por Shapiro et al. (1997) de $0.1 - 2.1 \text{ m}^2/\text{s}$ para sismicidad inducida.

En ambos casos, tomando la presa La Yesca o el primer evento de la secuencia como fuentes de presión de poro, la propagación de presión de poro en dirección NW ocurre más rápido que en dirección al SW de la presa La Yesca. Estos resultados apoyan la división por grupos en el cálculo de mecanismo focales, y la posible presencia de lineamientos en diferentes direcciones mostradas en la Figura 5.3. Sin embargo, los datos son eventos sísmicos de magnitudes < 4.2 , localizados con estaciones regionales; de manera que, existe incertidumbre en los resultados pese a que estos sean consistentes para diferentes observaciones.

A diferencia de La Yesca, la presa El Cajón no parece tener alguna relación con la sismicidad, puesto que todos los eventos caen fuera del rango de difusividad sismogénica (Figura 5.12).

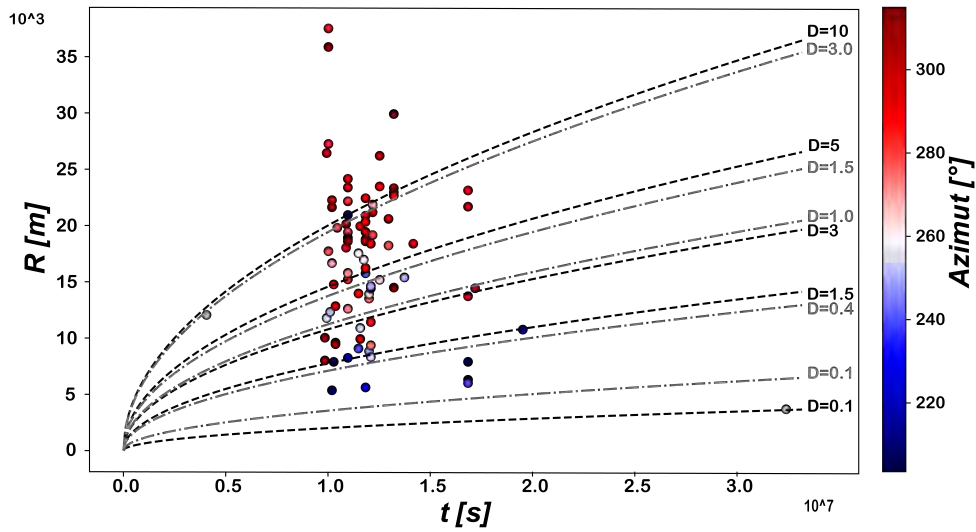


Figura 5.10: Curva RT, considerando el punto de inyección de presión la presa La Yesca. En líneas discontinuas se muestran las curvas de difusividad hidráulica de Talwani et al. (2007), en color negro, y de Shapiro et al. (1997), en color gris. La posición de los círculos depende de la distancia hipocentral al reservorio y su retraso respecto al llenado; el color denota el azimut medido en sentido horario desde el norte.

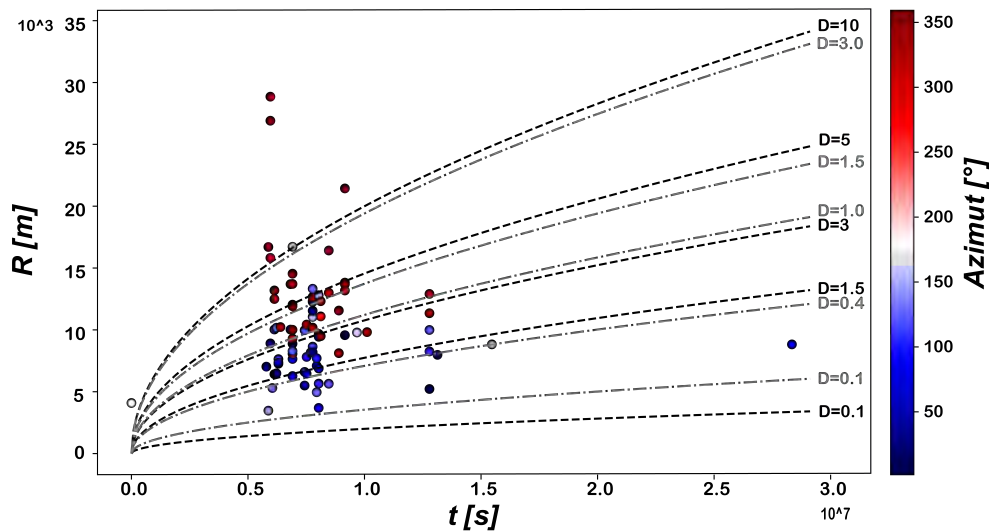


Figura 5.11: Curva RT, como punto de inyección de presión el primer evento de la secuencia (26 de septiembre de 2018, Mc 3.7). En líneas discontinuas se muestran las curvas de difusividad hidráulica de Talwani et al. (2007), en color negro, y de Shapiro et al. (1997), en color gris. La posición de los círculos depende de la distancia hipocentral al reservorio y su retraso respecto al llenado; el color denota el azimut medido en sentido horario desde el norte.

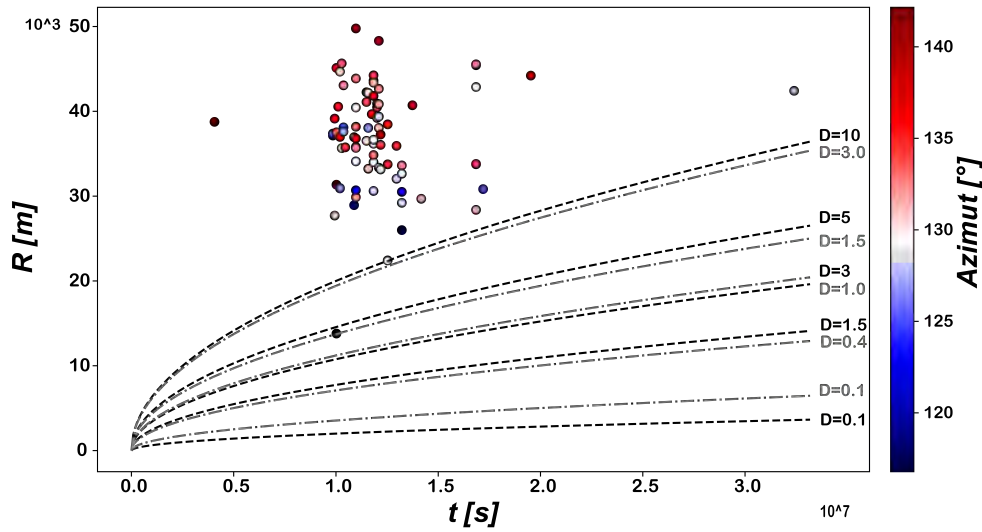


Figura 5.12: Curva RT, considerando el punto de inyección de presión la presa El Cajón. En líneas discontinuas se muestran las curvas de difusividad hidráulica de Talwani et al. (2007), en color negro, y de Shapiro et al. (1997), en color gris. La posición de los círculos depende de la distancia hipocentral al reservorio y su retraso respecto al llenado; el color denota el azimut medido en sentido horario desde el norte.

Por último, se evaluó la presión de poro para dos valores de difusividad utilizando la Ecuación 3.15. De acuerdo con el análisis de las curvas RT, un valor de $1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ resultaría un promedio que ajusta a la difusión de presión de poro al sur; y de $5.0 \text{ m}^2/\text{s}$, para la difusión de presión de poro al norte. En el segundo panel de la Figura 5.13 se observa que en el ciclo de llenado de 2018, la presión de poro a 15 km de la presa La Yesca podría variar desde 15 kPa hasta 60 kPa para los valores de difusividad propuestos. Las líneas verticales color olivo marcan la ocurrencia de los eventos en la Tabla 4.2. De acuerdo con este análisis, el sismo de mayor magnitud en la secuencia (M_c 4.1) se disparó cuando la presión de poro alcanzó los 25 kPa, después de 140 días de haber comenzado la etapa de llenado en 2018 (Figura 5.17). Sin embargo, los niveles de agua para generar una presión de poro de 25 kPa se alcanzan en cada ciclo de llenado de la presa, por lo que la explicación no ajusta a la poca sismicidad para la región (Anexo A).

Por otro lado, en la Figura 5.14 se presenta el análisis desde 2013¹⁴. En el panel intermedio se puede observar que a partir de octubre de 2017 la presión de poro aumentó casi de manera continua hasta alcanzar el máximo global en mayo de 2019. Para cuando

¹⁴ La historia de llenado desde la inauguración de La Yesca hasta agosto de 2013 no se encuentra de manera continua, motivo por el que este periodo fue excluido del análisis.

comenzó la secuencia de Ixtlán, la presión de poro ya había superado en 50 kPa el máximo anterior (140 kPa), el cual se alcanzó en junio de 2017. Es posible que en 2018 la presión de poro haya superado un punto crítico, siendo esta la razón por la que no existe ninguna secuencia antes del enjambre de Ixtlán del Río. Debe notarse que los máximos para los anteriores ciclos de llenado siempre habían estado cercanos a 140 kPa. Kaiser (1953) notó que ocurría un aumento en la actividad micro sísmica cuando el esfuerzo de un nuevo ciclo superaba al del ciclo anterior de carga; este fenómeno se conoce como memoria de esfuerzo y se ha comprobado que tiene un papel importante en el desarrollo de RTS (p.ej. Durá-Gómez y Talwani, 2010). Entonces, para el día 25 de diciembre de 2018, cuando ocurre el evento de mayor magnitud, la presión de poro a 15 km de la presa se encontraba entre los valores de 110 kPa y 180 kPa (Figura E.4).

En el tercer panel de la Figura 5.13 se presenta la derivada de la presión de poro para el ciclo de 2018-2019. Puede verse que el punto máximo se presenta dos meses después de que la presa alcanza el máximo nivel y que este coincide con el comienzo de la etapa de mayor actividad sísmica. Entonces, es posible que la presión de poro por la carga de la presa haya contribuido a detonar la etapa intensa de sismicidad, 70 días después de que el agua en la presa alcanzó el nivel máximo.

De acuerdo con los datos del Anexo A, solo un evento en la región de Ixtlán del Río ocurrió antes de la inauguración de la presa la Yesca (M_c 3.6, 2003). Después, a un año de haber iniciado el llenado de la presa ocurrió un evento (M_c 3.2, 2013). Más adelante la actividad sísmica reapareció en 2016 con 3 sismos a 10 km de profundidad. Finalmente, en 2017 y 2018 (antes de la secuencia de Ixtlán del Río) ocurrieron 2 eventos por año. En la 5.14 puede verse que estos sismos ocurren cuando la presa se encuentra en los niveles máximos de cada ciclo de llenado o cercano a los puntos de inflexión, cuando inicia o termina un ciclo. Este comportamiento es similar al que se observó en la secuencia de Ixtlán del Río en la Figura 5.4.

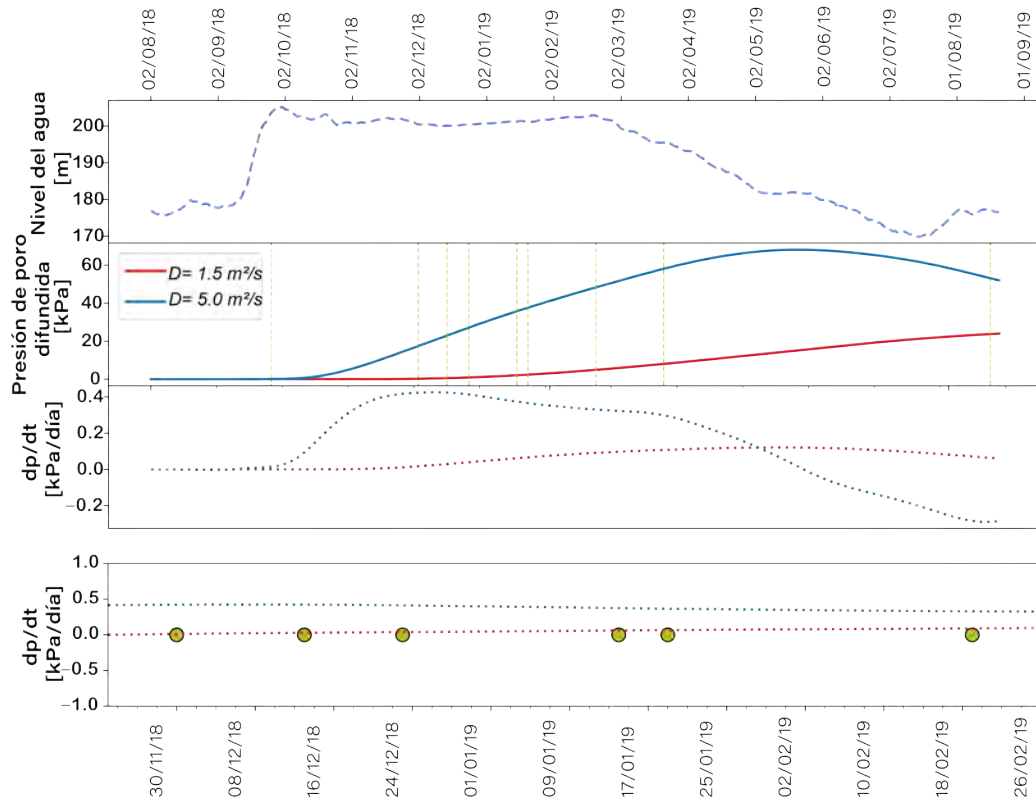


Figura 5.13: Análisis de presión de poro a 15 km de la presa La Yesca, para valores de difusividad hidráulica 1.5 (rojo) y 5.0 m²/s (azul). En el primer panel se muestra la historia de llenado de la presa; en el segundo, la presión de poro; en el tercero, la derivada de la presión de poro; y en el cuarto, la sección de la curva en la etapa de mayor actividad sísmica, diciembre de 2018-abril de 2019. Las líneas y círculos color olivo marcan el día en que ocurrieron los eventos seleccionados (Tabla 4.2).

Ya que la presión de poro depende de la distancia, se calcularon curvas para los valores representativos de difusividad a diferentes distancias: $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (Figura 5.15), $D = 5.0 \text{ m}^2/\text{s}$ (Figura 5.16). Se observa que cuando D aumenta la presión de poro tiene efectos más significativos a mayores distancias y en distancias cortas el cambio es más impulsivo. Por ejemplo, la presión de poro a 30 km para $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (curva café en la Figura 5.15) es similar que la que se tiene a 20 km para $D = 5.0 \text{ m}^2/\text{s}$ (curva roja en la 5.16). El hecho de que el efecto de la presión de poro disminuya con la distancia no significa que las regiones más cercanas al punto de inyección deben activarse antes que las más lejanas, ya que la respuesta sísmica depende principalmente del estado de esfuerzos local. En su lugar, si fallas cercanas al punto de inyección no se activan por efecto de la presión de poro es un indicio de que estas estructuras no se encuentran en un estado de equilibrio crítico, lo que podría ser el porqué de la falta de sismicidad cercana a las fallas muy próximas a la presa La Yesca. En diferentes estudios de RTS ya se ha visto sismicidad

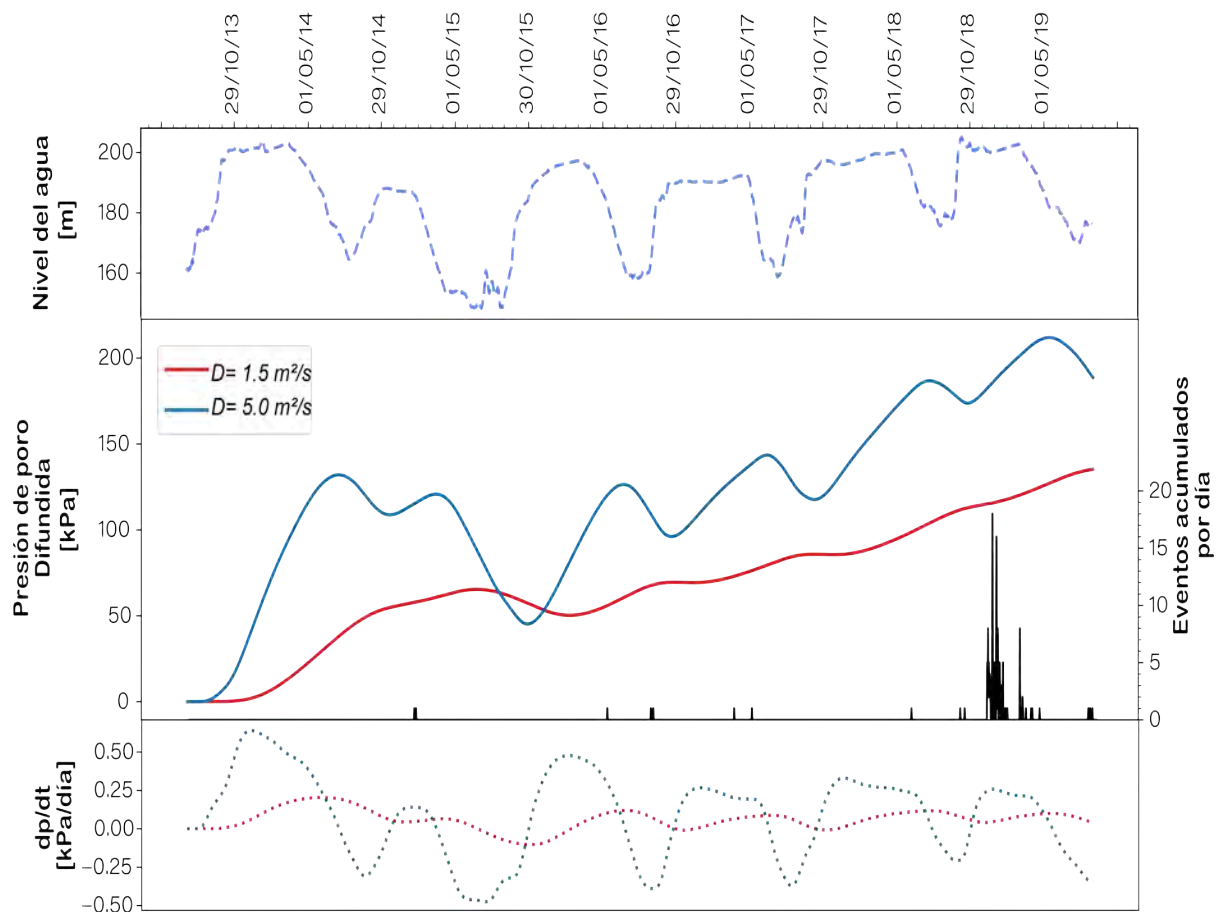


Figura 5.14: Análisis de presión de poro para la presa La Yesca a 15 km de distancia desde la inauguración de La Yesca. En el panel superior la historia de llenado de la presa. En el panel intermedio las curvas de presión de poro para valores de difusividad hidráulica 1.5 (rojo) y 5.0 m^2/s (azul). En el panel inferior la derivada de la presión de poro. Las líneas negras en el panel intermedio representan el número acumulado de eventos sísmicos por día cuyos epicentros se localizan en la región de Ixtlán del Río.

a distancias más allá de 20 km, principalmente en casos con respuesta retrasada después de que transcurren varios ciclos de llenado (p.ej., Gupta, 2002; Durá-Gómez y Talwani, 2010; Mikhailov et al., 2017).

De acuerdo con la Figura 5.15, la presión de poro acumulada desde 2013 a una distancia de 20 km alcanzó valores de apenas 40 kPa, por lo que el valor de $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ difícilmente explica la sismicidad en el GN, ubicada a 15 km de La Yesca. Por otro lado, en la Figura 5.16 se nota que fallas a distancias entre 15 y 20 km de La Yesca todavía acumulan una presión de poro entre 100 y 210 kPa. Entonces, un valor de difusividad $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ solo podría explicar la sismicidad al SW de la presa la Yesca, como se mostró en la Figura 5.11. Este comportamiento podría ser indicio de que, si se trata de un caso de RTS, es posible que existan variaciones espaciales de las propiedades hidrológi-

cas en diferentes direcciones, ya que los eventos al NW de La Yesca solo ajustan a un modelo con $D = 5.0 \text{ m}^2/\text{s}$. Las Figuras 5.10 y 5.11 sugieren que este es el caso. Además, la variación azimutal de la difusividad explicaría el motivo por el que los eventos de la fase altamente activa del enjambre ocurren de manera uniforme a lo largo del tiempo en el GN y el GS, aunque la lejanía a la presa es diferente. Además, que se tenga una difusividad mayor al NW es consistente con que los eventos a profundidades mayores de 10 km ocurran preferentemente en el GN (Figura 5.5). Sin embargo, de acuerdo con Shapiro (2015), la sismicidad puede ocurrir a cualquier distancia debajo de la curva RT, por lo que la percepción de una variación azimutal también podría ser errónea.

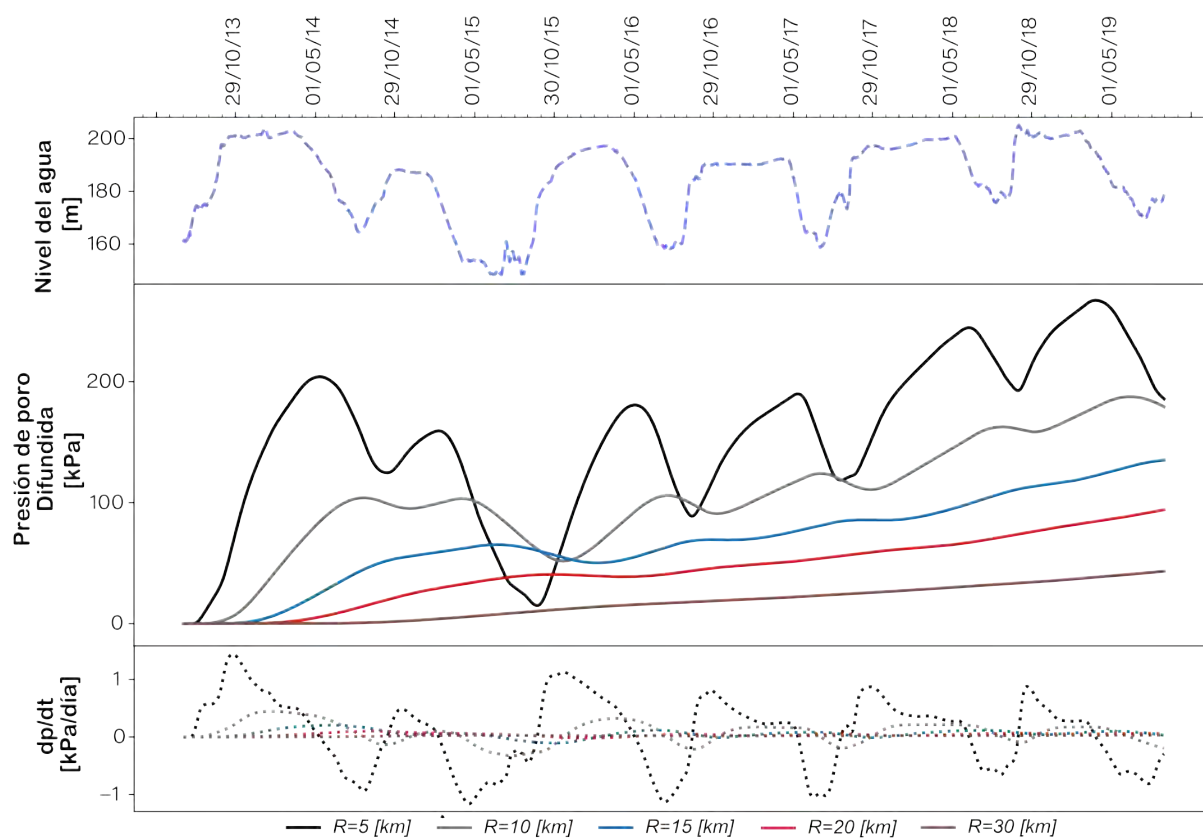


Figura 5.15: Variación de presión de poro en función de la distancia, $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$. En el primer panel se muestra la historia de llenado; en el segundo, la presión de poro; en el tercero, la curva dp/dt ; y en el cuarto, el acercamiento a la fase activa curva dp/dt .

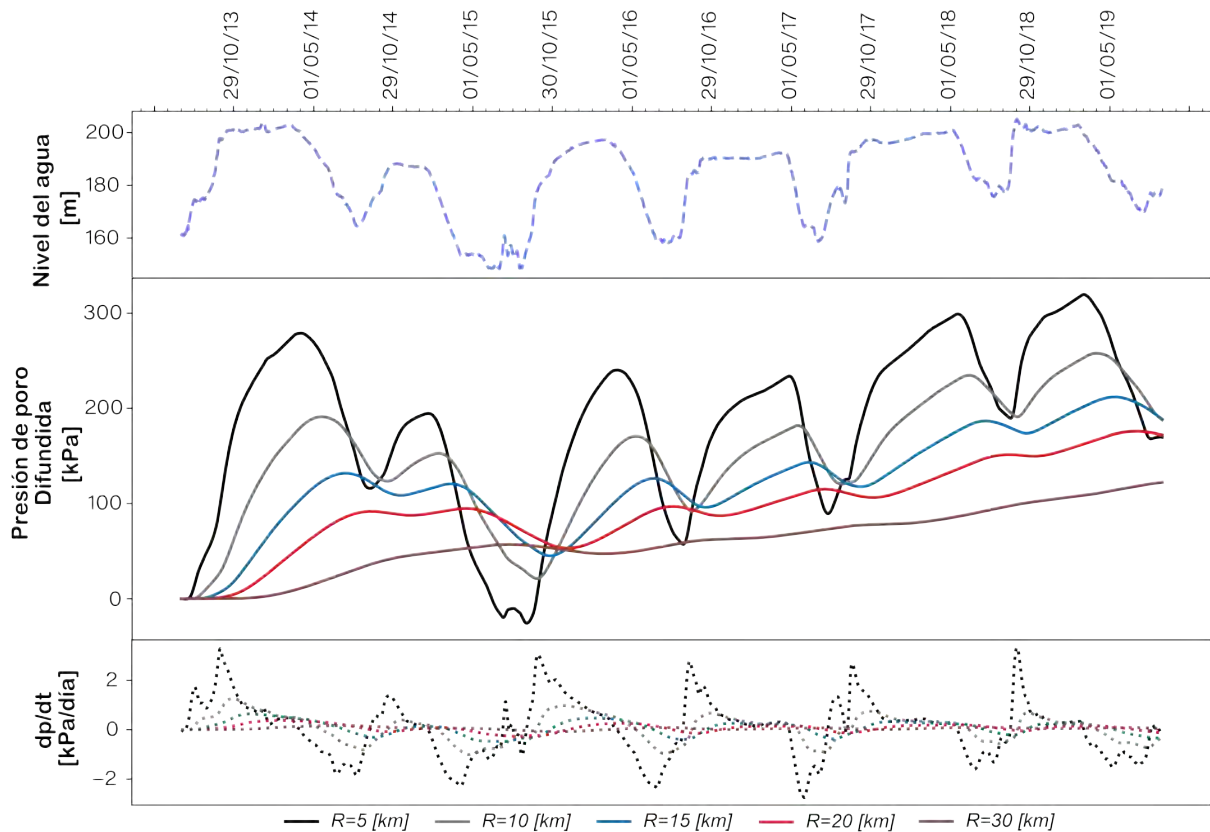


Figura 5.16: Variación de presión de poro en función de la distancia, $D = 5.0 \text{ m}^2/\text{s}$. En el primer panel se muestra la historia de llenado; en el segundo, la presión de poro; en el tercero, la curva dp/dt ; y en el cuarto, el acercamiento a la fase activa curva dp/dt .

De la ecuación 3.9 se despejó la difusividad hidráulica para los eventos representativos (Tabla 4.2). Con tres excepciones, los valores se encuentran cercanos a los propuestos para la secuencia, y pertenecen a los intervalos propuestos por Shapiro et al. (1997) y Talwani et al. (2007) para casos de sismicidad inducida. Los resultados se resumen en la Tabla 5.3. Puede verse que el cambio en la presión de poro no es proporcional a la magnitud del evento. Esto es esperado puesto que diferentes factores están relacionados con actividad del tipo RTS; incluso, un cambio en la presión podría retrasar la ocurrencia de algún evento importante y, como ya se ha mencionado: la efectividad de la presión de poro está íntimamente asociada con el estado de esfuerzos que exista en la zona y no debe ser necesariamente el mismo en cada una de las estructuras presentes. Las excepciones corresponden a eventos con profundidad menor de 3 km, uno al inicio y otro al final de la secuencia y, el tercero en el comienzo de la etapa de desfogue. Debe recordarse que las respuestas con retraso e inmediata no son excluyentes. La explicación podría estar asociada con el mecanismo carga-descarga; o bien, los valores bajos de difusividad hidráulica

marcan el final de la acción de la presión de poro activando sismicidad por relajación. Es importante ver que los valores de difusividad obtenidos de la curva RT (Figuras 5.10 y 5.11), no son propios de alguno de los dos grupos de epicentros, GS o GN; por ejemplo, para el sismo principal dentro del GS se calculó un valor de $D = 4.95 \text{ m}^2/\text{s}$. Los valores de presión de poro se calcularon con la información de cada distancia hipocentral en un análisis igual al de la Figura 5.16. Las imágenes que competen a los resultados de la Tabla 5.3 se encuentran en el Anexo E.

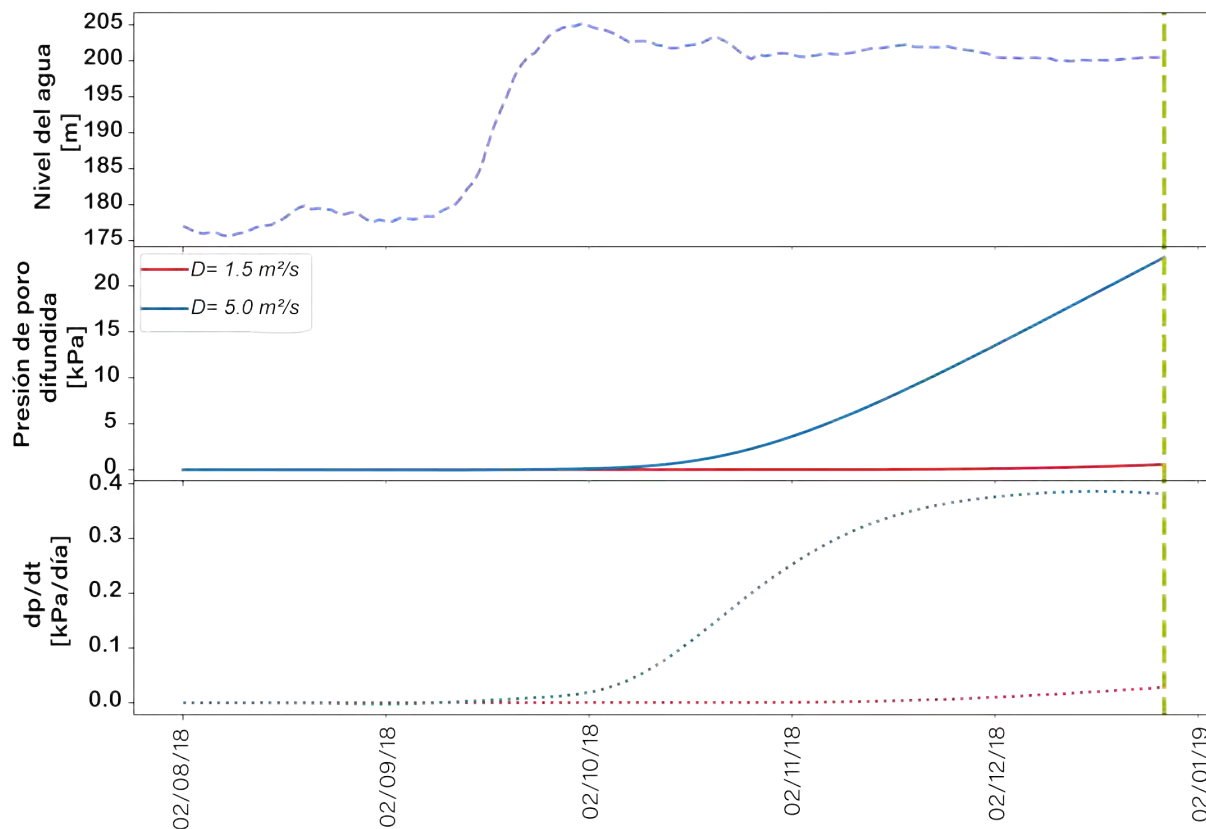


Figura 5.17: Análisis de presión de poro para el sismo principal (M_c 4.1). Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 4.95 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, dp/dt curva. La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

Tabla 5.3: Difusividad hidráulica asociada con la posición de los eventos y su retraso. La última columna muestra los valores de presión con los valores D seleccionados para el enjambre

Fecha	D	D	M_c	Presión de poro difundida (P)[kPa]	
	(Talwani et al., 2007) m ² /s	(Shapiro et al., 1997) m ² /s		$D=1.5$	$D=5.0$
26- Sep-2018	7.64	2.43	3.7	140	187
2- Dec-2018	1.52	0.48	3.9	183	250
15- Dec-2018	4.96	1.57	4.0	113	182
25- Dec-2018	4.95	1.57	4.1	110	180
16- Jan-2019	4.10	1.30	4.0	114	189
21- Jan-2019	5.68	1.80	3.7	91	167
21- Feb-2019	0.56	0.17	3.9	234	299
24- Mar-2019	1.43	0.45	3.6	168	249
20- Aug-2019	0.10	0.03	3.7	135	191

5.2 Elementos que ajustan a un caso de RTS

La secuencia de Ixtlán del Río comenzó el 26 de septiembre de 2018 con un evento de magnitud de coda 3.7 a una profundidad de 3 km y concluyó con el sismo del 20 de agosto de 2019 de las mismas características. Durante este periodo se tuvo una fase de alta actividad a finales de 2018 y principios de 2019, seguido de un periodo de quietud y posterior reactivación en febrero-marzo 2019. Los primeros eventos de la secuencia coinciden con el comienzo de la etapa de llenado de la presa La Yesca, mientras que, los últimos sismos de la secuencia coinciden con el comienzo y final de la etapa de desfogue. Este comportamiento también se observa para los eventos ocurridos fuera del enjambre, desde 2013 hasta 2018. Por su parte, el periodo de alta actividad sísmica se desarrolla mientras la presa mantiene los niveles máximos de agua (~ 210 m). Por otro lado, no existen registros de actividad sísmica de gran magnitud que pudiera alterar el estado de esfuerzos y llevar a la reactivación de las fallas en la zona de Ixtlán del Río.

Criterios de Gupta 2002

De la relación Gutenberg-Richter se obtuvo un valor $b = 2.48 \pm 0.21$. El cociente de magnitudes entre el sismo de mayor magnitud en la secuencia (M_c 4.1) y el evento próximo cercano en espacio y tiempo de mayor magnitud (M_c 3.9) es de 0.95. Estos dos

elementos cumplen los criterios propuestos por Gupta (2002) para casos de RTS: $b > 1.0$ y cociente de magnitudes ~ 0.9 . No obstante, el valor de b podría contener una alta incertidumbre debido a que por la completitud de la red no es posible detectar eventos con magnitudes muy pequeñas, que dadas las características de la secuencia es probable que hayan ocurrido.

Distribución espacial

En casos RTS la mayor parte de la sismicidad se concentra entre los 5 y 15 km de distancia de la presa. Para la secuencia de Ixtlán del Río se observó un comportamiento similar, ya que los epicentros se encuentran mayormente a distancias hipocentrales entre 5 y 20 km de La Yesca. El hecho de que exista sismicidad más allá de 15 km puede ser indicio de que en La Yesca la respuesta con retraso es dominante. A pesar de que los epicentros al SW de la presa La Yesca ajustan a un valor de difusividad de $1.5 \text{ m}^2/\text{s}$, el efecto de la presión de poro difícilmente causaría inestabilidad en fallas ubicadas a distancias mayores de 15 km. Es más probable que una difusividad de $5.0 \text{ m}^2/\text{s}$ esté asociada a la región, ya que explica la sismicidad en todas las direcciones, además, el efecto de la presión de poro considerando una difusividad de $5.0 \text{ m}^2/\text{s}$ es aún significativo más allá de 20 km. Ambos valores pertenecen al intervalo de difusividad sismogénica propuesto en Talwani et al. (2007).

Debe mencionarse que en este trabajo se utilizaron datos sísmicos de estaciones regionales, cuyas distancias pueden ser consultadas en el Anexo C. La mayoría de las relaciones sugeridas para la actividad sísmica y su relación con la presa La Yesca están basadas en la distribución espacial de los epicentros. Se pusieron esfuerzos en reducir la incertidumbre en la localización, incluyendo además de picados de fases P y S, la polaridad en las estaciones más cercanas. Además, se utilizó un método de relocalización relativa, el cual se ha demostrado que reduce la incertidumbre tanto del uso de redes dispersas como también del uso de un modelo de velocidades poco refinado. No obstante, la incertidumbre de ninguna manera es erradicada de los datos por lo que las observaciones aquí presentadas deben manejarse con cuidado hasta que se tengan los datos para hacer un análisis altamente confiable.

Memoria de esfuerzos

La inusual aparición de la secuencia de Ixtlán del Río no es algo inesperado en casos de RTS. Se ha documentado que el efecto *Kaiser* juega un papel importante en el desarrollo de sismicidad; como consecuencia, la actividad se vuelve más intensa después de que la carga aplicada excede el límite máximo en periodos anteriores. En este estudio se mostró que la actividad sísmica aumentó ligeramente después de la inauguración de la presa La Yesca en 2012. Según el catálogo del SSN, 16 eventos están registrados entre 2013 y mayo de 2018, de los cuales 9 se encuentra en la región donde es factible el efecto de la presa; por otro lado, antes de la inauguración de la Yesca solo hay registro de un evento ocurrido en 2003. Se mostró que cuando ocurrió la secuencia de Ixtlán del Río, los niveles de presión de poro excedieron en 50 kPa el máximo de los ciclos anteriores, por lo que es posible que se haya alcanzado un punto crítico capaz de favorecer la actividad sísmica más intensa en diciembre de 2018. Cabe mencionar que las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio se encuentran en funcionamiento desde el año 2006.

5.3 Posibles implicaciones geológicas

La distribución espacial de los epicentros llevó a separar la secuencia en dos bloques y, sugiere que la fuente del GS podría estar relacionada con fallas normales con orientación ENE-WSW mapeadas dentro de la fosa Tepic-Zacoalco. Por otra parte, no existen fallas que se puedan relacionar para el GN, pero podrían existir estructuras profundas de 10 a 20 km que no estén expuestas en superficie, lo cual sería esperado por la alta complejidad estructural del RTZ. Además, la distribución espacial tiene direcciones que coinciden con la orientación de las estructuras mayores como el PFS, la GTZ y la FTZ, consistentes con los resultados obtenidos de los mecanismos focales calculados.

La composición geológica y alta complejidad estructural de la región podrían dar sustento a los cambios vistos en la distribución de epicentros, mecanismos focales, difusividad hidráulica, y, un alto valor de b . Además, la zona del RTZ debería estar sujeta a diferentes regímenes de esfuerzos. Aunado a esto, las fallas de cada región necesitan diferentes estímulos para iniciar el movimiento. Se sugiere que en dirección NW las estructuras son más profundas y competentes que en la dirección SW.

6 Conclusiones

Se mostraron elementos para proponer la secuencia de Ixtlán del Río como un caso de RTS con predominio de respuesta con retraso por efecto de la presión de poro. Es importante mencionar que este solo es el mecanismo detonante. El cambio en la presión de poro por compactación y difusión debieron acumularse en los diferentes ciclos de llenado desde la inauguración de la presa en 2012, hasta alcanzar el estado crítico que favoreció el movimiento en diciembre de 2018.

Los resultados sugieren que no existe ninguna relación de la sismicidad con la presa El Cajón para ningún mecanismo de RTS; por otro lado, los valores de difusividad hidráulica calculados considerando el punto de inyección como la presa La Yesca cumplen el criterio para RTS. Entonces, la secuencia de Ixtlán del Río puede tener origen en el aumento del volumen de agua almacenado en la presa La Yesca. El hecho de que no se encontrara una fuerte dependencia entre las fluctuaciones y los eventos sísmicos ($PC = 0.19$) descarta el proceso de carga-descarga como mecanismo dominante; sin embargo, algunos eventos aislados de la etapa altamente activa pueden tener relación. La respuesta con retraso ajusta mejor a las observaciones y es consistente con los pulsos en la curva dp/dt días antes de que ocurra un cambio en la sismicidad.

Con base en las características para la secuencia aquí mostradas, es posible que después de otros periodos de carga y descarga se presenten nuevos enjambres sísmicos en la región, principalmente después de que el exceso de presión de poro supere los valores alcanzados en 2018. De ser el caso, es necesario que se emprendan estudios para evaluar el potencial sismogénico de las fallas cercanas a la presa La Yesca. Como se ha visto en otros casos de RTS, es probable que eventos de magnitudes mayores se desarrollen en un nuevo enjambre y; por lo tanto, es necesario saber si estos nuevos eventos podrían representar una fuente de peligro para las comunidades cercanas a la presa La Yesca.

Referencias

- Bandy, W. L., Fucugauchi, J. U., McDowell, F. W. & Bermea, O. M. (2001). K-Ar ages of four mafic lavas from the Central Jalisco Volcanic Lineament: Supporting evidence for a NW migration of volcanism within the Jalisco block, western Mexico. *Geofísica Internacional*, 40(4), 259-269.
- Bergen, K., Yoon, C. & Beroza, G. C. (2016). Scalable Similarity Search in Seismology: A New Approach to Large-Scale Earthquake Detection (L. Amsaleg, M. E. Houle y E. Schubert, Eds.). En L. Amsaleg, M. E. Houle y E. Schubert (Eds.), *Similarity Search and Applications*, Cham, Springer International Publishing.
- Bergen, K. J. & Beroza, G. C. (2018). Detecting earthquakes over a seismic network using single-station similarity measures. *Geophysical Journal International*, 213(3), <https://academic.oup.com/gji/advance-article-abstract/doi/10.1093/gji/ggy100/5011111>, 1984-1998. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy100>
- Carder, D. S. (1945). Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940-1944, and the influence of reservoir loading on local earthquake activity*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(4), 175-192.
- Chen, L. & Talwani, P. (2001). Mechanism of initial seismicity following impoundment of the Monticello Reservoir, South Carolina. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1582-1594.
- de Menezes, E. A., do Nascimento, A. F., Neto, H. C., Sousa, M. O., Fonsêca, J. A., Ferreira, J. M. & Bezerra, F. H. (2021). Seismicity in a low-strain area: Example of the Irauçuba fault in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103034. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103034>
- Dublanchet, P. (2020). Stress dependent b value variations in a heterogeneous rate-and-state fault model. *Geophysical Research Letters*, 47(13), e2020GL087434. <https://doi.org/10.1029/2020GL087434>
e2020GL087434 2020GL087434

- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G. & López-Martínez, M. (2014). Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: Kinematics and segmentation during the initial rifting of the southern Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 283-302.
- Durá-Gómez, I. & Talwani, P. (2010). Hydromechanics of the Koyna-Warna region, India. *Pure and Applied Geophysics*, 167(1-2), 183-213. <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0012-5>
- Farrell, J., Husen, S. & Smith, R. B. (2009). Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1-3), 260-276.
- Ferrari, L. & Rosas-Elguera, J. (1999). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334, 41-63. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.41>
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S. & Romero-Rios, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334(February), 65-83. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.65>
- Ferrari, L., López-Martínez, M. & Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4), 17-1-17-24. <https://doi.org/10.1029/2001TC001302>
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P. & Solari, L. (2013). Late Oligocene to middle miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern sierra madre occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9(5), 1161-1200. <https://doi.org/10.1130/GES00925.1>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M. & Silva-Fragoso, A. (2018). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra

- Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, 183(June 2016), 115-152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H. & Carmichael, I. S. (2007). A pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(1-2), 49-64. <https://doi.org/10.1130/B25950.1>
- Gahalaut, K., Gahalaut, V. K. & Pandey, M. R. (2007). A new case of reservoir triggered seismicity: Govind Ballav Pant reservoir (Rihand dam), central India. *Tectonophysics*, 439(1), 171-178. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.003>
- Gahalaut, K., Tuan, T. A. & Purnachandra Rao, N. (2016). Rapid and Delayed Earthquake Triggering by the Song Tranh 2 Reservoir, Vietnam. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-pdf/106/5/2389/2646183/2389.pdf>, 2389-2394. <https://doi.org/10.1785/0120160106>
- Godínez-Tamay, A., Castillo, M., Ferrari, L. & Ortega-Gutiérrez, F. (2020). Assessing landscape response to tectonics in the Jalisco block and adjacent areas (west-central Mexico) using topographic analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102469. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102469>
- Goldstein, P. & Snoke, A. (2005). SAC availability for the IRIS community. *Incorporated Research Institutions for Seismology Newsletter*, 7(UCRL-JRNL-211140).
- Gupta, H. K., Rastogi, B. K. & Narain, H. (1972a). Common features of the reservoir-associated seismic activities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2), 481-492.
- Gupta, H. K., Rastogi, B. K. & Narain, H. (1972b). Some discriminatory characteristics of earthquakes near the Kariba, Kremasta, and Koyna artificial lakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2), 493-507.
- Gupta, H. K. (1992). Reservoir-induced earthquakes. *Current science (Bangalore)*.
- Gupta, H. K. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), 279-310.

- Havskov, J. & Ottemöller, L. (1999). SeisAn earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Havskov, J. & Ottemöller, L. (2010). Location. En *Routine Data Processing in Earthquake Seismology: With Sample Data, Exercises and Software* (pp. 101-149). Dordrecht, Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6_5
- Havskov, J., Bormann, P. & Schweitzer, J. (2012). Seismic source location. En *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-36). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Kaiser, J. (1953). Erkenntnisse und Folgerungen aus der Messung von Geräuschen bei Zugbeanspruchung von metallischen Werkstoffen. *Archiv für das Eisenhüttenwesen*, 24(1-2), <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/srin.195301381>, 43-45. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/srin.195301381>
- Kayal, J.R. (2008). *Microearthquake seismology and seismotectonics of South Asia*. Springer Science & Business Media.
- Kessels, W. & Kück, J. (1995). Hydraulic communication in crystalline rock between the two boreholes of the continental deep drilling project in Germany. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 'E' Geomechanics Abstracts*, 32(1), 37-47. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0148-9062\(94\)00017-W](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0148-9062(94)00017-W)
- Lienert, B. R., Berg, E. & Frazer, L. N. (1986). Hypocenter: an Earthquake Location Method Using Centered, Scaled, and Adaptively Damped Least Squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Lienert, B. R. & Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/gssrl.66.5.26>
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F. & Carmichael, I. S. (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13(1), 54-57. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13\(54:ARISMM\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13(54:ARISMM)2.0.CO;2)
- Mcdowell, F. W. & Keizer, R. P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88(10), 1479-1487. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88\(1479:TOMVIT\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88(1479:TOMVIT)2.0.CO;2)

- McGarr, A., Simpson, D., Seeber, L. & Lee, W. (2002). Case histories of induced and triggered seismicity. *International Geophysics Series*, 81(A), 647-664.
- Mikhailov, V., Arora, K., Ponomarev, A., Srinagesh, D., Smirnov, V. & Chadha, R. (2017). Reservoir Induced Seismicity in the Koyna–Warna region, India: Overview of the recent results and hypotheses. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 53(4), 518-529.
- Mogi, K. (1962a). Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes (2nd Paper).
- Mogi, K. (1962b). Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 40(1), 125-173.
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena.
- Montalvo-Arrieta, J. C., Pérez-Campos, X., Ramos-Zuñiga, L. G., Paz-Martínez, E. G., Salinas-Jasso, J. A., de León, I. N., Ramírez-Fernández, J. A., Montalvo-Arrieta, J. C., Pérez-Campos, X., Ramos-Zuñiga, L. G., Paz-Martínez, E. G., Salinas-Jasso, J. A., de León, I. N. & Ramírez-Fernández, J. A. (2018). El Cuchillo seismic sequence of October 2013–July 2014 in the burgos basin, northeastern Mexico: Hydraulic fracturing or reservoir-induced seismicity? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5B), 3092-3106. <https://doi.org/10.1785/0120180165>
- Monterroso Juárez, D. A. (2003). *Statistical Seismology Studies in Central America: b-value, seismic hazard and seismic quiescence* (Tesis doctoral). Acta Universitatis Upsaliensis.
- Oprsal, I. & Eisner, L. (2014). Cross-correlation-an objective tool to indicate induced seismicity. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1536-1543. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt501>
- Pacheco, J. F., Mortera-Gutiérrez, C. A., Delgado, H., Singh, S. K., Valenzuela, R. W., Shapiro, N. M., Santoyo, M. A., Hurtado, A., Barrón, R. & Gutiérrez-Moguel, E. (1999). Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-

- graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 557-565. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00039-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00039-5)
- Pardo, M. & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>
- Pérez-Campos, X., Espíndola, V., Pérez, J., Estrada, J., Monroy, C., Fabila, B., Bello, D., González-López, A., Ávila, D., Maldonado, R., Montoya-Quintanar, E., Vite, R., Martínez, L., Tan, Y., Rasilla, I., Rosas, M. V., Cruz, J., Cárdenas, A., Estrada, F., ... Carvajal, A. (2019). Servicio Sismológico Nacional, Mexico. *Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre*, 53(II SE - Articles). <https://doi.org/10.31905/SZ7RYBTM>
- Roeloffs, E. A. (1988). Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *Journal of Geophysical Research*, 93(B3), 2107. <https://doi.org/10.1029/jb093ib03p02107>
- Rong, K., Yoon, C. E., Bergen, K. J., Elezabi, H., Bailis, P., Levis, P. & Beroza, G. C. (2018). Locality-sensitive hashing for earthquake detection: a case study of scaling data-driven science. *Proceedings of the VLDB Endowment*, 11(11), 1674-1687.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H. & Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2)
- Ruiz-Barajas, S., Santoyo, M. A., Oterino, M. B. B., Alvarado, G. E. & Climent, A. (2019). Stress transfer patterns and local seismicity related to reservoir water-level variations. A case study in central Costa Rica. *Scientific reports*, 9(1), 1-16.
- Scholz, C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(1), 399-415.
- Selvans, M. M., Stock, J. M., Demets, C., Sanchez, O. & Marquez-Azua, B. (2011). Constraints on Jalisco Block Motion and Tectonics of the Guadalajara Triple Junction from 1998-2001 Campaign GPS Data. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9), 1435-1447. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0201-2>
- SEMARNAT. (2021). Inventario Conagua. <https://presas.conagua.gob.mx/inventario/>

- Serpa, L., Katz, C. & Skidmore, C. (1989). The southeastern boundary of the Jalisco block in west-central Mexico. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, *70*, 1319.
- Shapiro, S. A., Huenges, E. & Borm, G. (1997). Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophysical Journal International*, *131*(2), F15-F18. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01215.x>
- Shapiro, S. A. (2015). *Fluid-induced seismicity*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139051132>
- SINA. (2021). Sistema Nacional de Información del Agua (Monitoreo de las principales presas de México). Consultado el 25 de marzo de 2021, desde <http://sina.conagua.gob.mx/sina/almacenamientoPresas.php>
- Snoke, J. A. (2003). 85.12 FOCMEC: FOCal MECHANISM determinations. En *International Geophysics* (pp. 1629-1630). Academic Press. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80291-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80291-7)
- SSN. (2021). Servicio Sismológico Nacional, México, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.ssn.unam.mx>. <https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>.
- Stein, S. & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Suárez, G., García-Acosta, V. & Gaulon, R. (1994). Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century [Tectonic Processes of the Eastern Mediterranean and Analogous Region]. *Tectonophysics*, *234*(1), 117-127. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90207-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90207-0)
- Talwani, P. & Acree, S. (1984). Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity. *pure and applied geophysics*, *122*(6), 947-965. <https://doi.org/10.1007/BF00876395>
- Talwani, P., Chen, L. & Gahalaut, K. (2007). Seismogenic permeability, ks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B7). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2006JB004665>

- Waldhauser, F. & Ellsworth, W. L. (2000). A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *90*(6), 1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W. L. (2001). hypoDD: A computer program to compute double-difference hypocenter locations. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*
- Wang, H. F. (2000). *Theory of Linear Poroelasticity*. Princeton University Press. <https://doi.org/doi:10.1515/9781400885688>
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, *72*(3), 373-382.
- Wilson, M. P., Foulger, G. R., Gluyas, J. G., Davies, R. J. & Julian, B. R. (2017). HiQuake: The Human-Induced Earthquake Database. *Seismological Research Letters*, *88*(6), <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/srl/article-pdf/88/6/1560/3950280/srl-2017112.1.pdf>, 1560-1565. <https://doi.org/10.1785/0220170112>
- Wyss, M. (1973). Towards a Physical Understanding of the Earthquake Frequency Distribution. *Geophysical Journal International*, *31*(4), <https://academic.oup.com/gji/article-pdf/31/4/341/1601812/31-4-341.pdf>, 341-359. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb06506.x>
- Yoon, C. E., O'Reilly, O., Bergen, K. J. & Beroza, G. C. (2015). Earthquake detection through computationally efficient similarity search. *Science Advances*, *1*(11). <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501057>

A Eventos antes de la secuencia de Ixtlán del Río

Tabla A.1: Ubicación y magnitud de los eventos ocurridos antes de la secuencia de Ixtlán del Río.

Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	M_c
30/12/2003	11:11:47	21.140	-104.330	16.0	3.6
15/02/2013	10:44:05	21.398	-104.198	4.8	3.2
03/05/2016	00:51:34	21.387	-104.408	10.1	3.8
03/10/2016	14:10:09	21.167	-104.282	10.0	3.3
25/08/2016	03:56:51	21.204	-104.141	10.0	3.4
14/03/2017	01:00:13	21.266	-104.145	5.0	3.7
27/04/2017	12:41:09	21.124	-104.445	8.0	3.2
19/05/2018	08:18:12	21.1788	-104.162	10.0	3.6
28/05/2018	12:37:35	21.215	-104.103	11.0	3.8

B Eventos de la secuencia de Ixtlán del Río

Tabla B.1: Ubicación y magnitud de los eventos que conforman el enjambre de Ixtlán del Río.

Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	M_c
26/09/2018	20:27:05	21.160	-104.21	3	3.7
07/10/2018	08:14:02	21.262	-104.366	5	3.5
02/12/2018	07:31:56	21.147	-104.172	10	3.4
02/12/2018	18:42:21	21.182	-104.166	3.3	3.9
02/12/2018	19:32:08	21.316	-104.245	10	3.5
02/12/2018	20:08:46	21.362	-104.329	14	2.7
02/12/2018	22:26:27	21.304	-104.274	15	2.8
03/12/2018	08:59:50	21.200	-104.224	19	3.6
03/12/2018	11:33:28	21.250	-104.222	10.5	3.8
04/12/2018	07:35:13	21.248	-104.216	18	3
04/12/2018	09:48:52	21.173	-104.16	5	3.8
04/12/2018	12:05:25	21.334	-104.318	13.5	2.9
04/12/2018	12:40:24	21.169	-104.177	10	3.7
04/12/2018	15:03:54	21.181	-104.214	8.6	3.7
04/12/2018	15:24:47	21.330	-104.243	16.7	3.1
04/12/2018	16:17:18	21.344	-104.34	7.4	3.6
04/12/2018	20:46:53	21.232	-104.188	10.6	3.4
05/12/2018	05:51:49	21.196	-104.165	4.5	3.7
05/12/2018	11:10:37	21.188	-104.173	2.3	3.7
06/12/2018	01:57:00	21.210	-104.192	6.5	3.6
06/12/2018	16:20:51	21.167	-104.182	5	3.7
06/12/2018	18:21:15	21.284	-104.237	10	3.8
06/12/2018	18:36:56	21.195	-104.203	12	4
06/12/2018	19:45:48	21.205	-104.158	5	2.8

07/12/2018	00:06:55	21.176	-104.186	13.5	3.5
07/12/2018	05:14:36	21.244	-104.191	8	3.5
07/12/2018	14:43:28	21.249	-104.233	15	3.5
08/12/2018	02:53:32	21.192	-104.18	7.5	3.5
08/12/2018	13:28:16	21.215	-104.148	6	3.7
08/12/2018	14:19:38	21.199	-104.181	8	3.5
08/12/2018	14:24:22	21.172	-104.232	14	3.6
09/12/2018	03:20:36	21.201	-104.205	8.6	3.6
09/12/2018	03:22:13	21.241	-104.12	5	2.8
09/12/2018	15:24:17	21.245	-104.172	5	3.2
10/12/2018	20:14:27	21.196	-104.207	15	3.8
10/12/2018	20:21:02	21.387	-104.357	15.3	2.8
14/12/2018	12:11:39	21.192	-104.157	6	3.8
14/12/2018	12:20:08	21.279	-104.195	6	3
15/12/2018	06:20:48	21.208	-104.206	12	3.6
15/12/2018	06:32:07	21.275	-104.171	15	3.6
15/12/2018	06:51:20	21.177	-104.165	5.1	3.7
15/12/2018	06:58:21	21.263	-104.237	15	3.5
15/12/2018	06:59:14	21.253	-104.229	18.5	4
15/12/2018	07:01:36	21.276	-104.245	17	3.3
15/12/2018	07:03:48	21.198	-104.166	6.5	3.6
15/12/2018	07:06:44	21.183	-104.18	9	3.7
15/12/2018	07:27:09	21.364	-104.217	18	2.9
15/12/2018	07:50:12	21.251	-104.199	3	3.6
15/12/2018	11:58:50	21.222	-104.207	11.2	3.1
15/12/2018	14:37:01	21.222	-104.25	14	4
15/12/2018	14:38:23	21.224	-104.219	16	3.7
15/12/2018	14:39:03	21.101	-104.103	5	2
15/12/2018	14:39:13	21.204	-104.19	8	3.6
15/12/2018	15:40:51	21.197	-104.219	11	3.8
15/12/2018	15:52:54	21.287	-104.224	7	2.9
15/12/2018	18:54:55	21.201	-104.195	11.1	3.8

21/12/2018	02:53:57	21.183	-104.165	7	2.9
21/12/2018	03:47:02	21.273	-104.284	5	2.8
21/12/2018	10:18:39	21.172	-104.172	5	3.7
21/12/2018	12:00:28	21.209	-104.189	7.8	3.7
21/12/2018	12:01:42	21.020	-104.046	5	2.6
22/12/2018	07:18:35	21.250	-104.19	5	3.7
22/12/2018	07:28:13	21.144	-104.156	10	3.6
22/12/2018	13:43:25	21.244	-104.2	6	3.7
24/12/2018	09:38:49	21.364	-104.303	10	3.7
24/12/2018	21:10:26	21.329	-104.309	7.4	3.7
24/12/2018	21:15:26	21.166	-104.175	10.6	3.6
25/12/2018	02:32:20	21.166	-104.167	15	4.1
25/12/2018	02:32:59	21.189	-104.203	16	3.8
25/12/2018	02:43:04	21.188	-104.164	10	3.3
25/12/2018	02:46:29	21.335	-104.23	8.9	3
25/12/2018	02:53:11	21.170	-104.165	5	3.1
25/12/2018	02:55:31	21.213	-104.155	10	3.7
25/12/2018	04:13:37	21.178	-104.157	10	3.8
25/12/2018	04:37:16	21.213	-104.154	10	3.6
25/12/2018	05:12:35	21.284	-104.262	12.9	3.8
25/12/2018	07:13:03	21.206	-104.181	17	3.4
25/12/2018	08:40:31	21.210	-104.164	5	3.7
25/12/2018	11:16:20	21.237	-104.208	10	3.2
25/12/2018	12:35:24	21.160	-104.189	15	3.6
25/12/2018	18:57:09	21.247	-104.193	14	3.4
25/12/2018	20:07:16	21.378	-104.271	11	3
25/12/2018	20:49:42	21.230	-104.221	12.8	3.6
26/12/2018	03:11:55	21.176	-104.174	16	3.6
27/12/2018	05:22:56	21.228	-104.19	17	3.9
27/12/2018	14:44:05	21.176	-104.188	9	3.9
27/12/2018	21:11:27	21.191	-104.177	8.7	3.8
27/12/2018	21:20:29	21.200	-104.179	9.7	3.6

28/12/2018	01:10:37	21.175	-104.151	7.2	3.7
28/12/2018	01:15:50	21.204	-104.181	11	2.9
28/12/2018	01:59:05	21.225	-104.195	10.6	3.4
28/12/2018	04:21:31	21.169	-104.166	5	3.2
28/12/2018	07:55:57	21.221	-104.187	7.2	3.9
28/12/2018	10:06:44	21.231	-104.2	5.1	3.6
28/12/2018	10:26:10	21.223	-104.194	5	3.7
28/12/2018	20:40:16	21.185	-104.208	12	3.4
29/12/2018	05:28:06	21.208	-104.211	14	3.6
29/12/2018	05:56:54	21.205	-104.198	10	3.6
29/12/2018	05:58:00	21.184	-104.202	9.5	3.5
29/12/2018	16:44:37	21.222	-104.194	9.5	3.6
02/01/2019	11:29:01	21.368	-104.364	12	3.3
02/01/2019	14:38:40	21.218	-104.234	15	3.6
02/01/2019	18:54:28	21.218	-104.229	15	3.3
02/01/2019	19:43:16	21.005	-105.017	5	3.2
02/01/2019	20:04:24	21.328	-104.318	5	3.6
07/01/2019	04:03:13	21.331	-104.282	7.4	3.5
07/01/2019	11:54:09	21.277	-104.213	2.6	3.4
07/01/2019	17:42:57	21.229	-104.228	8.8	3.5
10/01/2019	08:13:08	21.245	-104.23	3.8	3.8
10/01/2019	19:15:00	21.242	-104.197	11.1	3.5
10/01/2019	19:32:00	21.277	-104.228	7.8	3.4
10/01/2019	21:29:34	21.285	-104.274	8.2	3.4
10/01/2019	22:27:54	21.356	-104.331	9.2	3.3
16/01/2019	10:43:43	21.164	-104.2	12	4
18/01/2019	17:06:42	21.367	-104.349	8	3.1
21/01/2019	01:32:49	21.256	-104.248	9.3	3.7
21/02/2019	05:41:07	21.249	-104.236	10	3.8
21/02/2019	10:57:35	21.199	-104.164	5	3.8
21/02/2019	11:51:18	21.239	-104.221	11.9	3.1
21/02/2019	12:09:00	21.293	-104.272	12.8	3.4

21/02/2019	13:46:00	21.150	-104.161	11.9	3.3
21/02/2019	18:37:19	21.190	-104.157	3.2	3.7
21/02/2019	21:03:24	21.032	-104.113	15	3
21/02/2019	21:18:26	21.165	-104.179	8.2	3.9
25/02/2019	03:52:15	21.258	-104.216	10.5	3.4
26/02/2019	19:32:37	21.277	-104.235	15	3.2
28/02/2019	06:51:08	21.171	-104.182	14	3.5
28/02/2019	06:51:58	21.161	-104.126	10	3.2
08/03/2019	02:06:37	21.307	-104.405	10	3.6
21/03/2019	02:49:32	21.220	-104.207	15	3.6
24/03/2019	22:36:12	21.130	-104.17	10	3.6
10/08/2019	16:35:30	21.300	-104.3	5	3.6
14/08/2019	17:21:46	21.310	-104.16	5	3.6
20/08/2019	04:49:31	21.196	-104.127	2	3.7

C Distancia de las estaciones sísmicas a la región epicentral

Tabla C.1: Distancia de las estaciones sísmicas a la secuencia de Ixtlán del Río.

Estación	Distancia [km]
AAIG	205
AMTJA	60
ANIG	35
CEGR	203
CIHU	220
CJIG	208
ESLC	250
MNGR	201
SOMA	195
ZAIG	240

D Modelo de velocidades del SSN

Tabla D.1: Modelo de velocidades del SSN. Tomado de Pérez-Campos et al. (2019).

Profundidad [km]	Velocidad [km/s]	
0	6.0	
16	7.76	
33	7.95	
100	8.29	
200	8.58	
413	8.97	$V_p/V_s=1.76$

E Análisis de presión de poro y difusividad hidráulica

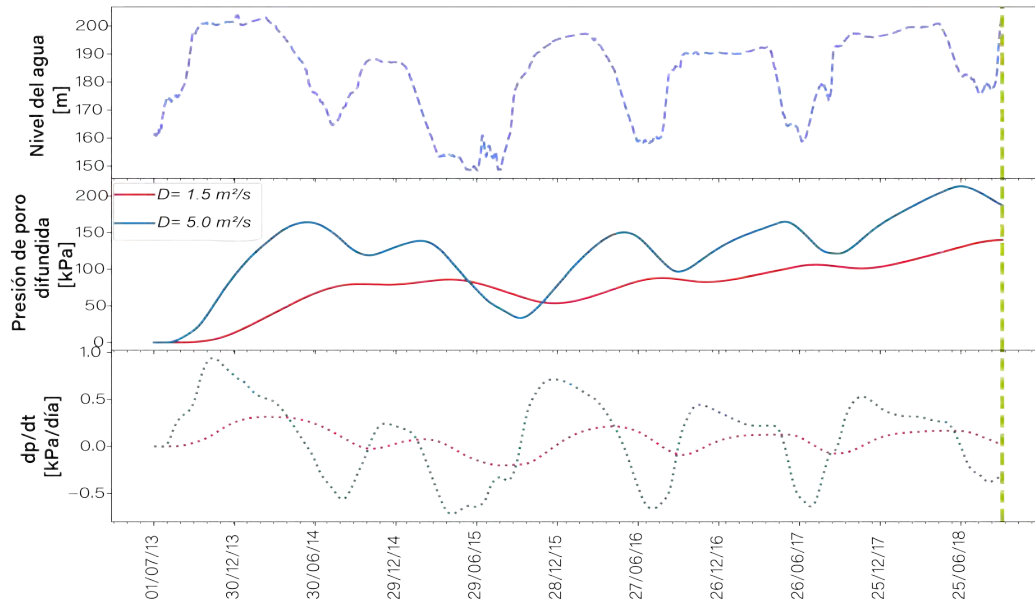


Figura E.1: Análisis de presión de poro para el sismo del 26 de septiembre de 2018. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

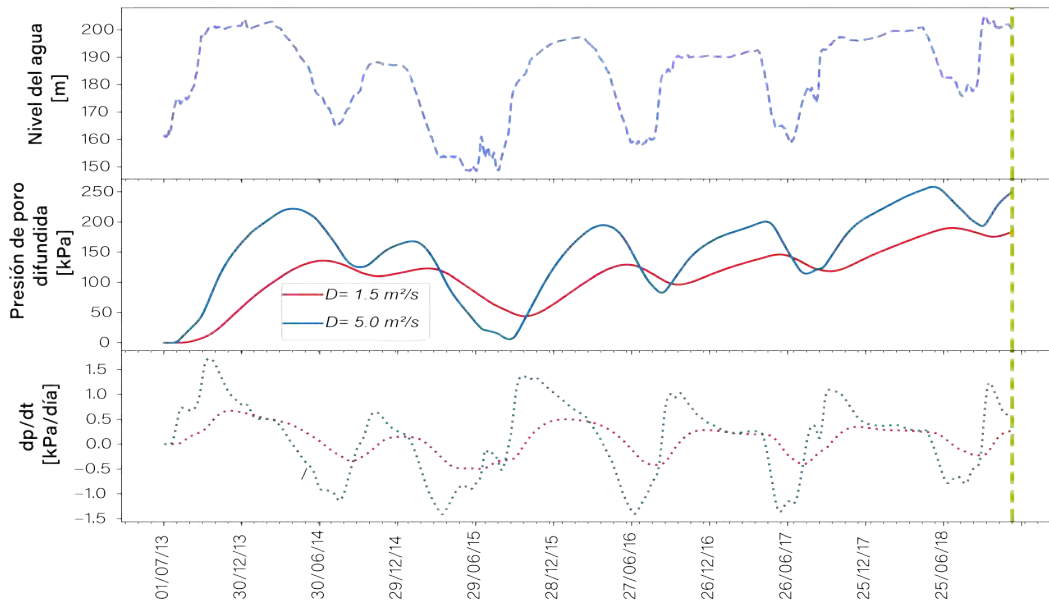


Figura E.2: Análisis de presión de poro para el sismo del 2 de diciembre de 2018. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

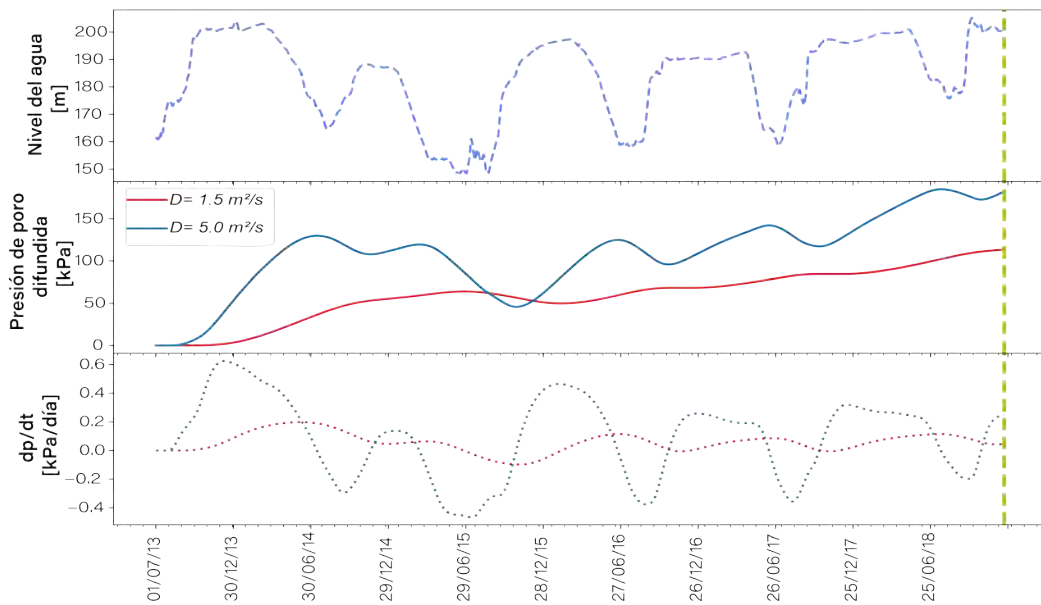


Figura E.3: Análisis de presión de poro para el sismo del 15 de diciembre de 2018. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

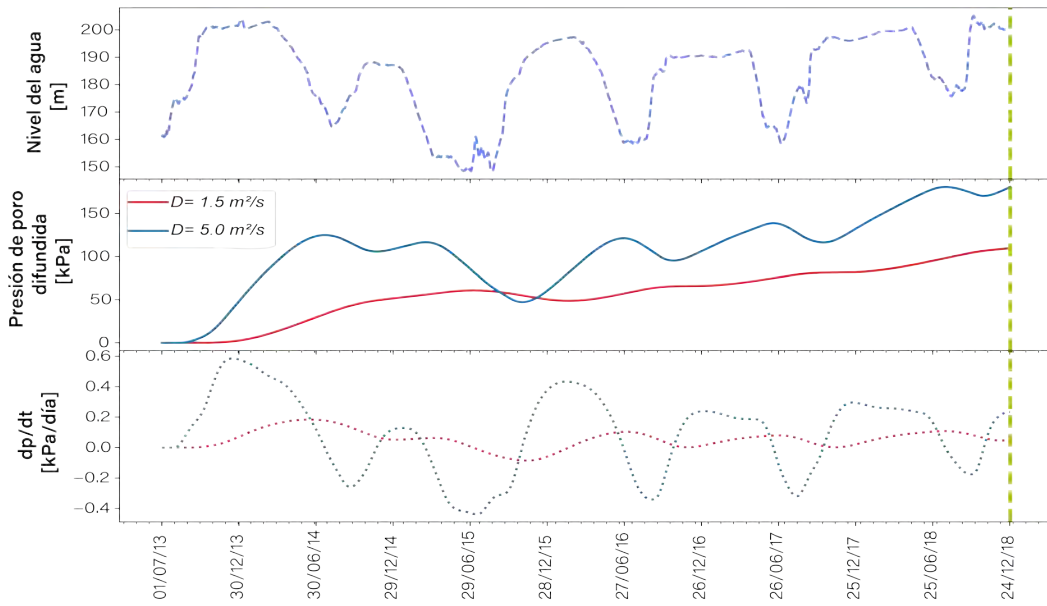


Figura E.4: Análisis de presión de poro para el sismo del 25 de diciembre de 2018. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

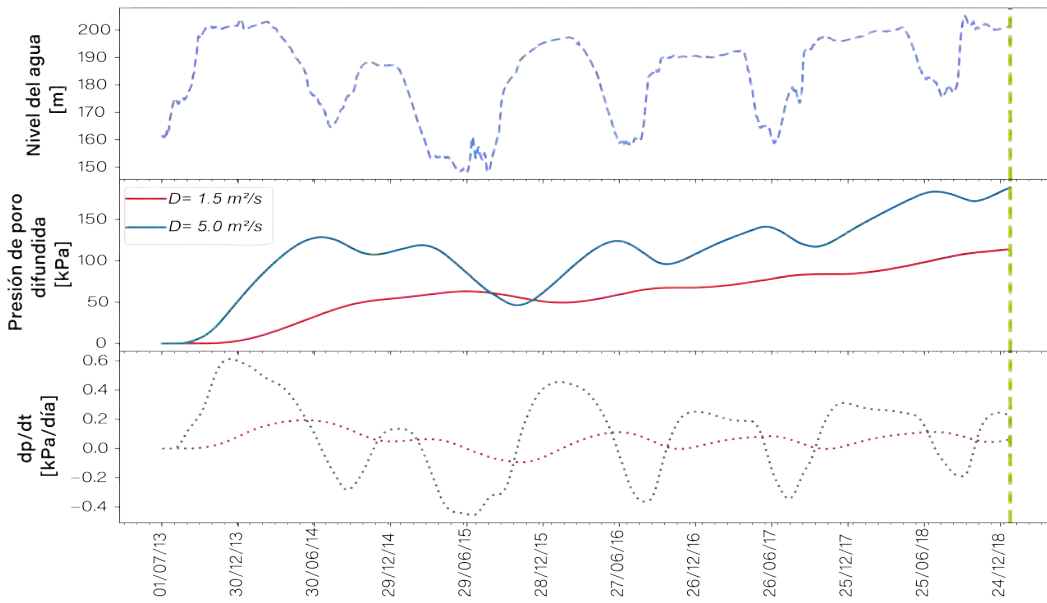


Figura E.5: Análisis de presión de poro para el sismo del 16 de enero de 2019. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

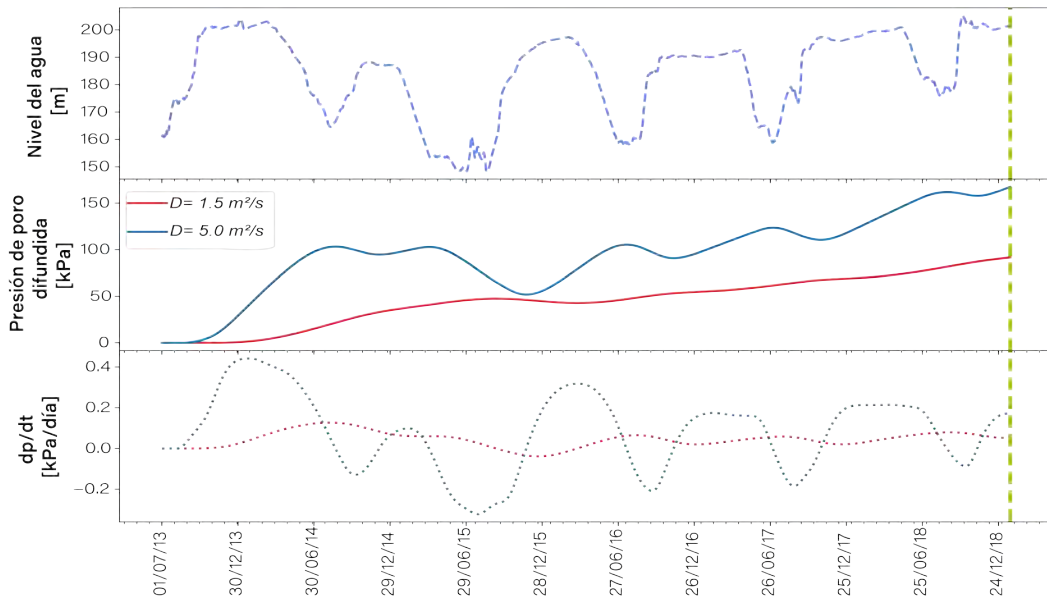


Figura E.6: Análisis de presión de poro para el sismo del 21 de enero de 2019. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

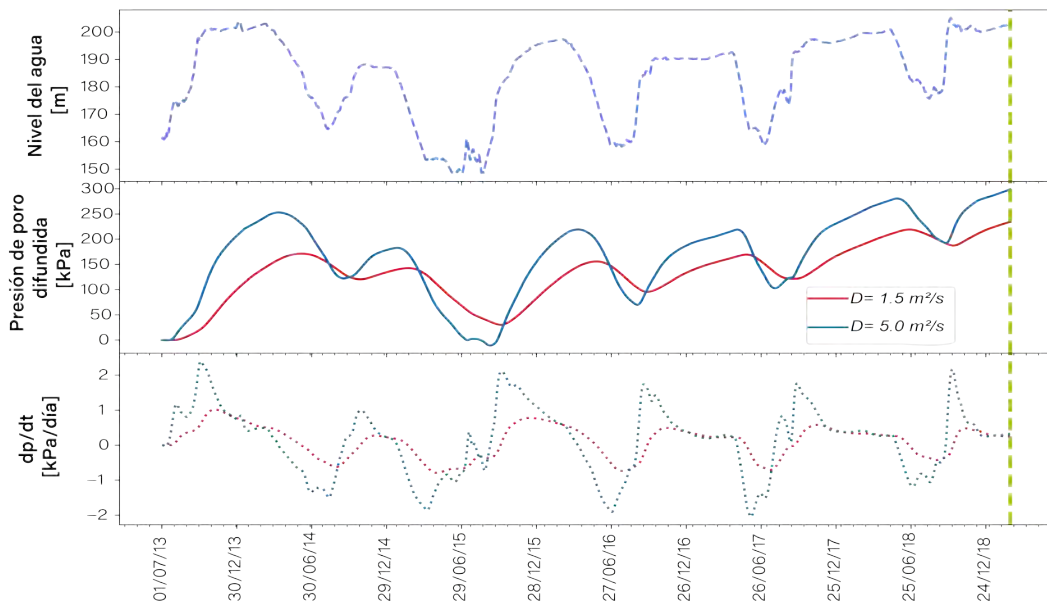


Figura E.7: Análisis de presión de poro para el sismo del 21 de febrero de 2019. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

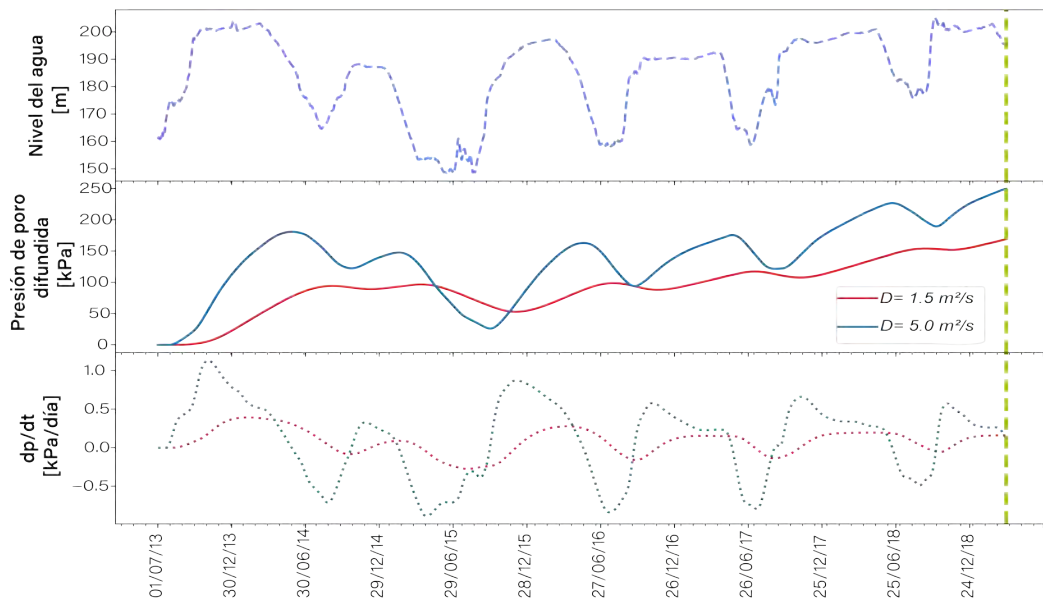


Figura E.8: Análisis de presión de poro para el sismo del 24 de marzo de 2019. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

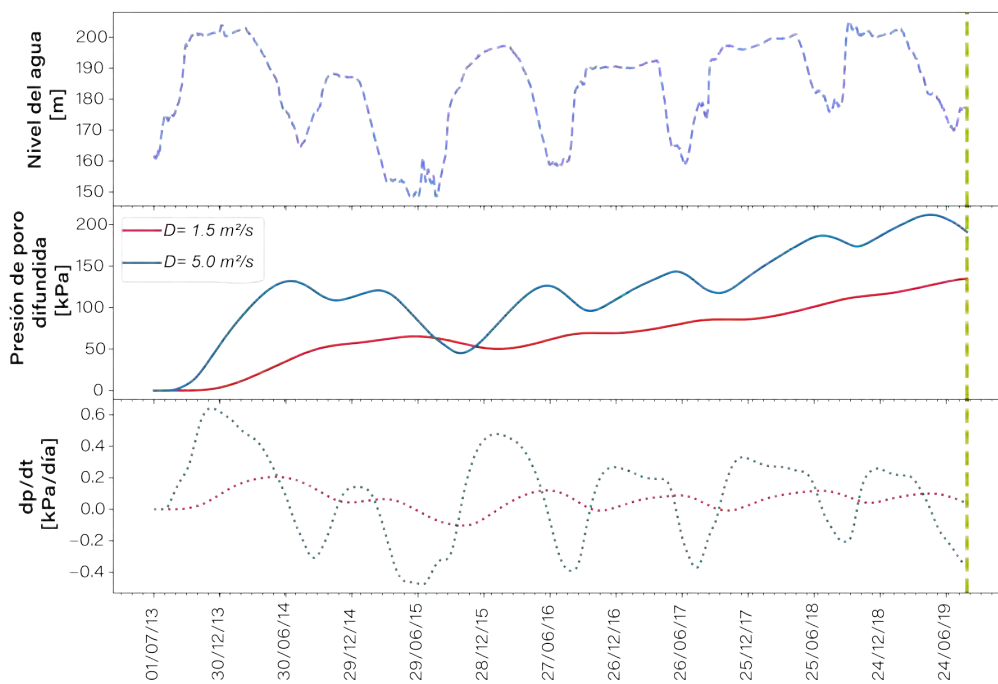


Figura E.9: Análisis de presión de poro para el sismo del 20 de agosto de 2019. Panel superior: historia de llenado de la presa; panel intermedio: curvas de presión de poro, $D = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ (azul), $D = 1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (rojo); y panel inferior, curva dp/dt . La línea discontinua color olivo indica la fecha exacta en la que ocurrió el evento analizado.

F Arribos de onda P

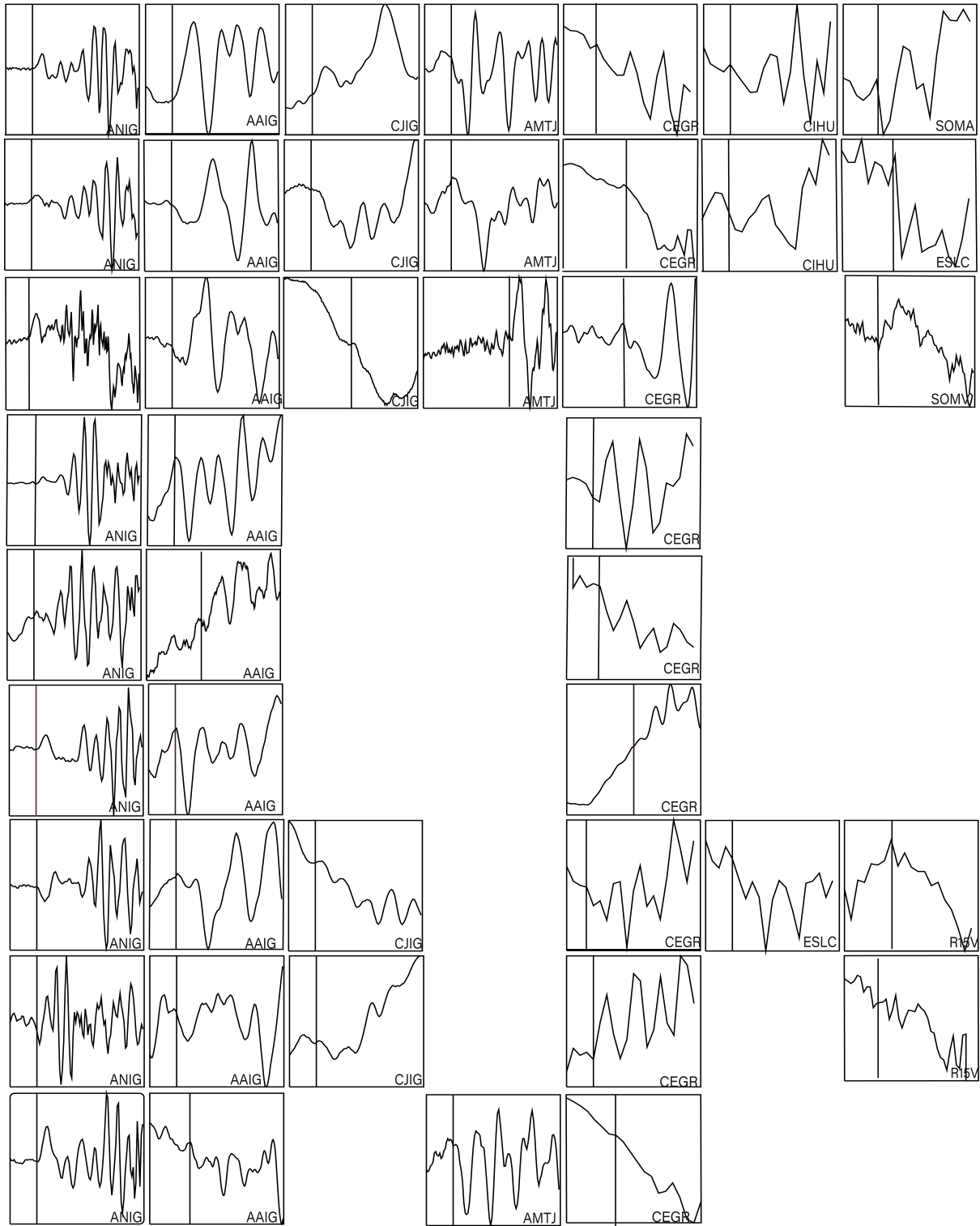


Figura F.1: Ventanas de 1 segundo de duración con el tren de ondas P para los eventos ($M_c > 3.6$) utilizados en el cálculo de mecanismos focales compuestos. La incertidumbre mostrada en algunas polaridades justifica el 20% de polaridades libres permitidas en la aproximación. La línea vertical es referencia del arribo seleccionado. Cada fila corresponde a un evento diferente. Continuación en las Figuras F.1 y F.2

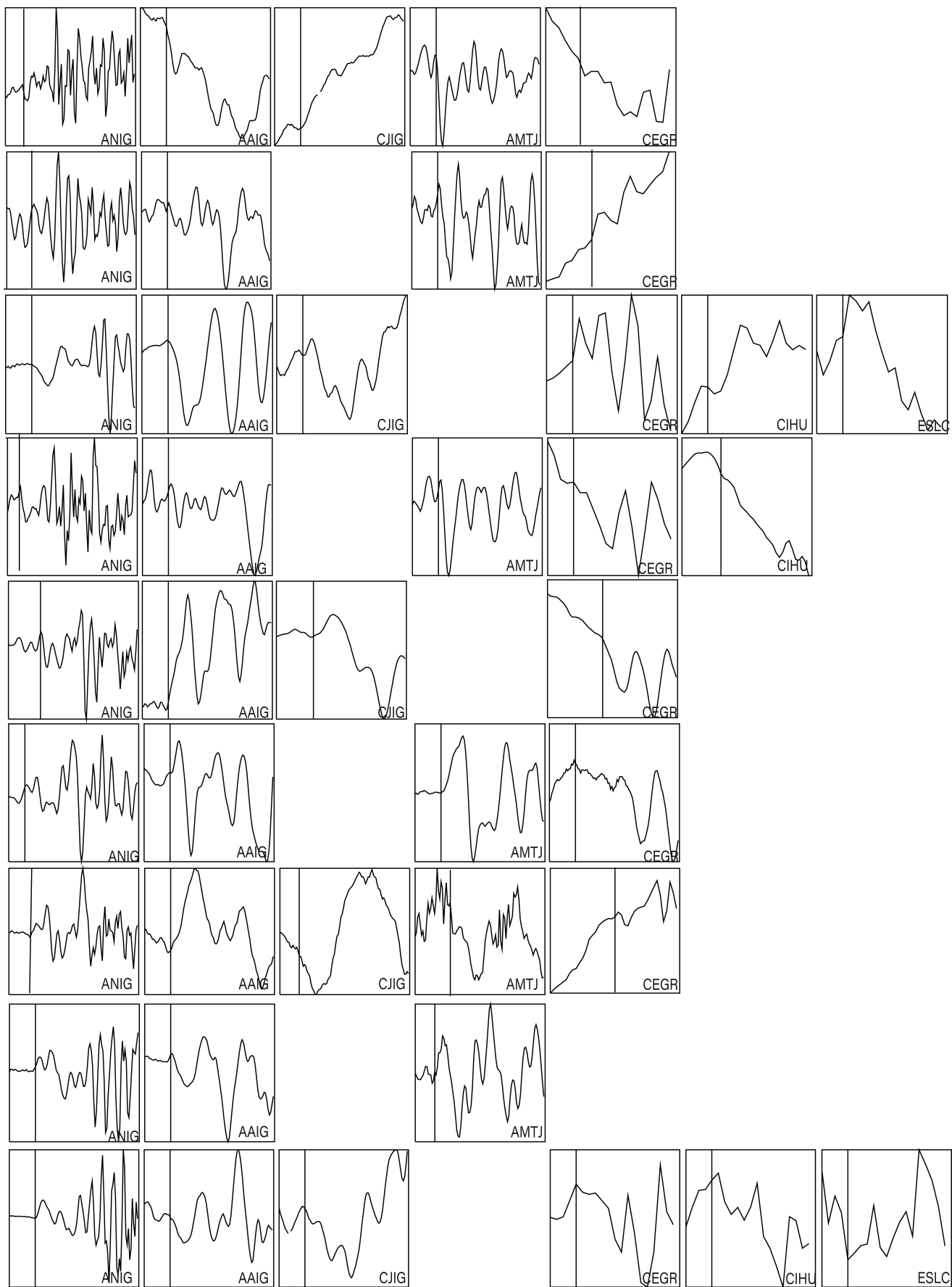


Figura F.2: Continuación de la Figura F.1.

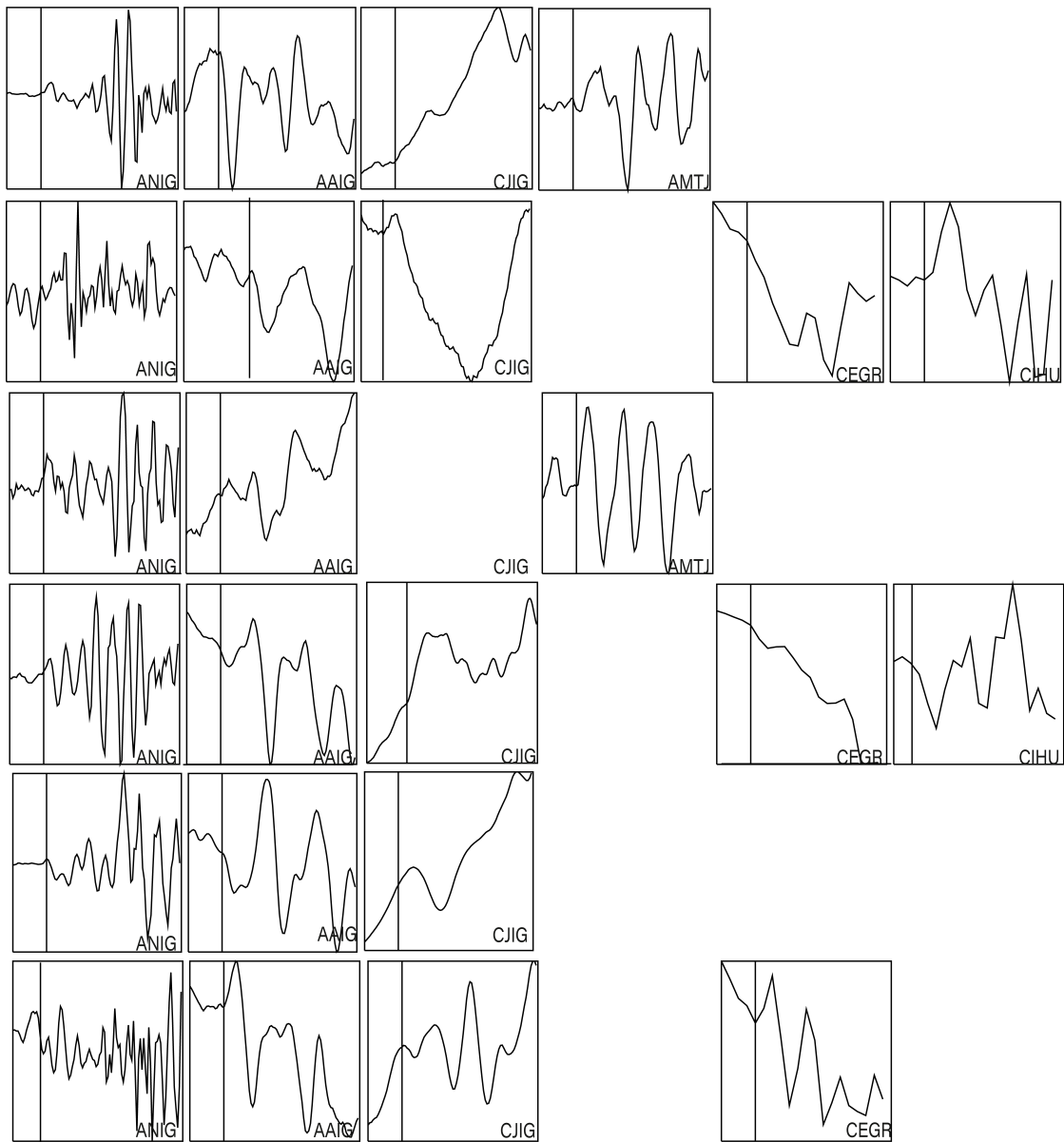


Figura F.3: Continuación de las Figuras F.1 y F.2.