



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA  
TIERRA**

**“ESTUDIO DE SISMICIDAD LOCAL DISPARADA EN  
MÉXICO POR EL TERREMOTO DE CHILE DE 2010,  
*M<sub>w</sub> 8.8*”**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
INGENIERO GEOFÍSICO**

**P R E S E N T A:**

**DIANA MARGARITA LÓPEZ REYES**

**DIRECTOR DE TESIS:**

**DR. DENIS XAVIER FRANCOIS LEGRAND**



**Ciudad Universitaria, D. F., Enero 2015**



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.

# CONTENIDO

Resumen .....	1
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN .....	3
CAPÍTULO 2. SISMICIDAD INDUCIDA .....	7
2.1. CASOS DE SISMICIDAD INDUCIDA REMOTAMENTE .....	9
CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE SISMOLOGÍA.....	12
3.1. ONDAS DE CUERPO Y POLARIZACIÓN .....	12
3.1.1. Propiedades de la polarización.....	18
3.2. ONDAS SUPERFICIALES .....	22
3.2.1. Ondas Rayleigh .....	23
3.2.2. Ondas Love.....	23
3.3. LOCALIZACIÓN DE UN SISMO .....	24
3.3.1. Localización usando una sola estación .....	25
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA .....	27
CAPÍTULO 5. DATOS Y RESULTADOS .....	32
5.1. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DEL TERREMOTO DE CHILE	32
5.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE LOS SISMOS LOCALES .....	45
CAPÍTULO 6. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES .....	53
BIBLIOGRAFÍA .....	55

## Resumen

La sismicidad inducida localmente por un terremoto lejano al paso de sus ondas (i.e. dinámicamente), es un fenómeno que ha sido poco estudiado en México, y que sin embargo ha sido documentado en otras partes del mundo. Ayuda a entender los mecanismos de interacción entre terremotos, así como la manera en que los cambios de esfuerzos generados por estos terremotos interactúan produciendo una nueva ruptura.

En esta tesis, el objetivo es identificar si ocurrió sismicidad inducida dinámicamente en México debido al paso de las ondas del terremoto de Chile,  $M_w$  8.8, de febrero de 2010. Se decidió hacerlo con respecto a este terremoto debido a que fue un evento con una magnitud cuyos esfuerzos transitorios, debido al paso de sus ondas, pudieron haber desencadenado pequeños sismos locales alrededor del mundo.

Para identificar correctamente las ondas de cuerpo y superficiales, se realizó una rotación del sismograma del terremoto de Chile registrada en estaciones del SSN. De esta forma se pudo encontrar la relación entre las diferentes ondas del sismograma del terremoto de Chile y los eventos locales. También se verificó que la rotación fuera correcta, a través de analizar las características de la polarización de la onda P en cada sismograma y con el acimut de un terremoto lejano (el de Chile) cuya localización es conocida.

Para poder identificar los sismos locales que son de altas frecuencias, fue necesario filtrar los sismogramas del terremoto de Chile de cada estación, escogiéndose un filtro de 3 a 13 Hz que permitió visualizarlos. Estos sismos locales se identificaron principalmente en los registros de las estaciones CAIG, MMIG y PNIG. Se seleccionaron estas estaciones porque fueron las que presentaron una mayor cantidad de eventos y con una mejor claridad. De estos eventos, dos fueron localizados al paso de las ondas de cuerpo, mientras que otros dos al paso de las ondas de superficie y nueve posterior a ellas, dentro de las primeras nueve horas del registro.

Los eventos locales fueron localizados con el programa SEISAN para los que fueron vistos en tres estaciones o más, y para los que sólo pudieron ser detectados con una sola estación

de 3 componentes, a través de la polarización de la onda P (para el acimut) y de la diferencia de tiempo entre las fases P y S (para la distancia). El resultado de estas localizaciones tendió hacia las costas de Guerrero, Michoacán y Oaxaca.

Por último, para mostrar que esa actividad sísmica local estuvo vinculada al terremoto de Chile, se hizo una estadística simple, a través de un conteo de sismos locales, nueve horas antes y después de la llegada de la onda P, con lo que se verificó un aumento en la sismicidad local. El resultado apuntó a que sí hubo un incremento entre la hora previa y posterior al inicio del sismo, lo cual, a pesar de no ser una conclusión decisiva, sugiere que el aumento en la actividad sísmica fue a causa del terremoto de Chile.

# CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

La presencia de fenómenos naturales, inherentes a la Tierra, ha generado interés en el ser humano por entender su comportamiento e impacto en su entorno. Específicamente, la dinámica de nuestro planeta que se ha manifestado a través del movimiento tectónico de la Tierra, ha sido objeto de estudio desde las antiguas civilizaciones hasta nuestros días, trayendo consigo el desarrollo de la ciencia de los sismos, la Sismología.

A través de las observaciones de la Sismología y en la búsqueda de esclarecer la naturaleza y la física de los procesos que conlleva, se han analizado diferentes fenómenos relacionados a ella, que anteriormente no se habían percibido o que no habían sido considerados por carecerse de las herramientas para ser estudiados.

Entre uno de los fenómenos observados recientemente, documentados en el inicio de la década de 1990 (Hill *et al.*, 1993; Hough, 2005), se tiene la manifestación de sismos de pequeñas magnitudes, en diferentes regiones, que no presentan una relación directa con algún evento sísmico importante cercano sino con un terremoto de gran magnitud a distancias lejanas; esto se conoce como sismicidad inducida remotamente o sismicidad inducida dinámicamente. Con esto se ha reconocido que hay zonas de la corteza terrestre en las que los esfuerzos convergen y permanecen en un estado crítico que en cualquier momento puede desembocar en fallamiento.

La sismicidad inducida, que se da como interacción entre sismos, se clasifica en tres tipos: estática, cuasi estática y dinámica (Hill y Prejean, 2007). La estática ocurre dentro de una o dos veces la longitud de la ruptura de la falla, y resulta de cambios de esfuerzos permanentes que generan los deslizamientos a nivel local (Hough, 2005; Velasco *et al.* 2008); decae rápidamente con la distancia a la fuente. La cuasi estática es causada por las mismas razones que la estática pero incluye un cierto retraso de tiempo (Miyazawa, 2011), alcanzando una mayor distancia que la primera. La dinámica, en la que se centra este estudio, ocurre a distancias en las que ya no tienen alcance los esfuerzos estáticos ni cuasi estáticos (i.e. fuera de la zona de réplicas), a largas distancias que pueden alcanzar miles de km.

Los estudios de los terremotos de Hector Mine de 1999  $M_w=7.1$  (Freed y Lin, 2001; Gomberg *et al.*, 2001) y de Landers de 1992  $M_w=7.3$  (Hill *et al.*, 1993; Anderson *et al.*, 1994; Gomberg *et al.*, 2001) permitieron confirmar que las deformaciones dinámicas, oscilatorias y transitorias, radiadas como si fueran ondas sísmicas, pueden provocar aumentos de las tasas de sismicidad. En el caso del sismo de Izmit de 1999  $M_w=7.4$ , se detectaron pequeños eventos en Grecia (Brodsky *et al.*, 2000), a  $\sim 400$  km de distancia, que iniciaron inmediatamente después del paso de las ondas superficiales, sugiriendo que el esfuerzo transitorio generado por el paso de esas ondas fueron el desencadenante. A diferencia del sismo de Landers, la sismicidad inducida ocurrió totalmente en zonas no volcánicas. En Mount Wrangell, Alaska, un enjambre de 14 sismos locales fue inducido tras el paso de las ondas superficiales del sismo de Sumatra-Andamán de  $M_w 9.0$  en el 2004 (West *et al.*, 2005) a una distancia aproximada de 11,000 km. Un ejemplo más, es el caso de México después del sismo de Japón de 2011  $M=9.0$  (Gonzalez-Huizar *et al.*, 2012), donde se encontraron casos de sismicidad inducida instantáneamente así como de sismicidad retardada de sismos de grandes magnitudes, incluyendo uno de  $M=5.2$  en Baja California.

Por otro lado, Iglesias *et al.* (2010) presentaron un trabajo en la sesión "The large and destructive earthquakes of 2010" de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana de noviembre de 2010, nombrado ¿Sismicidad disparada en México por el terremoto de Chile de 2010? Para la realización de dicho trabajo se hizo un análisis de registros de banda ancha de la red del Servicio Sismológico Nacional, correspondientes al sismo de Cauquenes (o Maule), Chile, del 27 de febrero de 2010 ( $M_w 8.8$ ). Se observaron dos eventos locales al comienzo del tren de ondas P del telesismo, y uno al inicio del tren de ondas superficiales. Se hizo un análisis probabilístico para determinar la probabilidad conjunta de que existan tres sismos independientes en el mismo intervalo de una hora. Esa probabilidad es menor que 1.5%. Sin embargo, no se profundizó aún más este trabajo, dejando abierta la oportunidad de realizar mayores investigaciones al respecto. Es el tema de este trabajo.

En general los sismos inducidos (a distancias lejanas de la zona de réplicas), se han identificado al paso de las ondas, de grandes periodos y amplitudes como la onda S o las ondas superficiales (Brodsky *et al.*, 2000; Hough, 2005; West *et al.*, 2005; Brodsky, 2006). Los

sismos que han generado este tipo de sismicidad en diferentes partes del mundo, son de magnitudes mayores a 7 y sus efectos de sismicidad inducida tienen alcance de hasta miles de kilómetros.

Se ha estudiado que estos eventos inducidos ocurren con mayor frecuencia en zonas con alta actividad sísmica de fondo, debido a que éstas están en un estado meta-estable (i.e. crítico) cercano a la ruptura (Hill *et al.*, 1993; Hill y Prejean, 2007), haciendo que el paso de las ondas del telesismo provoque los esfuerzos que desestabilicen esa área (i.e. que inducen sismos). Así mismo, otros estudios sugieren que también pueden ocurrir en regiones estables que tienen baja sismicidad de fondo (Hough *et al.*, 2003; Gomberg *et al.*, 2004, Velasco *et al.*, 2008). Otros casos son los eventos inducidos en entornos volcánicos y geotérmicos así como en zonas intraplaca con fallas activas.

Debido a que el fenómeno se ha observado en zonas con y sin alta actividad sísmica de fondo, se ha planteado que la sismicidad inducida remotamente ocurre de manera independiente del ambiente tectónico (Velasco *et al.*, 2008; Jiang *et al.*, 2010; Peng *et al.*, 2010).

En México, tanto por su configuración tectónica y procesos geodinámicos, se presenta alta actividad sísmica y actividad volcánica. Por esta razón, aunado a los estudios previos ya mencionados (Iglesias *et al.*, 2010; Gonzalez-Huizar *et al.*, 2012), se puede decir que el proceso de sismicidad inducida se ha manifestado en el país. El estudio de la presencia de este tipo de sismicidad es importante porque nos ayudan a entender mejor los mecanismos que existen en la interacción entre eventos sísmicos, y es de utilidad conocer las razones de la sismicidad a nivel local. También permite identificar las zonas meta-estables (i.e. cerca de la ruptura).

En este trabajo se ha elegido el terremoto de Chile de 2010 de una magnitud  $M_w = 8.8$ , que tuvo un fuerte impacto en sus alrededores cercanos, y a nivel global probablemente desencadenó sismos locales de pequeñas magnitudes, como se ha detectado previamente en México, como efecto del recorrido de sus ondas sísmicas, de cuerpo o superficiales. Además, este terremoto indujo tremores no volcánicos en Guerrero (Zigone *et al.*, 2012).

El objetivo de esta tesis se centra en detectar la ocurrencia de sismicidad o microsismicidad inducida en México, a partir las observaciones hechas de la señal del terremoto de Chile de 2010,  $M_w=8.8$ , registrada por estaciones del Servicio Sismológico Nacional. Así mismo se realiza un análisis estadístico simple para corroborar las observaciones hechas y mostrar la correlación dada por la sismicidad inducida remotamente.

## CAPÍTULO 2. SISMICIDAD INDUCIDA

El término ‘sismicidad inducida’ se refiere a un evento sísmico que esta generado por otro terremoto cercano o lejano. Se puede iniciar al mismo tiempo que el paso de las ondas o con cierto retraso después (segundos a años). Se supone que hay una relación directa de causa-efecto, el efecto como el sismo inducido y su causa el que lo induce.

Los sismos inducidos ocurren como el resultado de la redistribución de los esfuerzos inducidos por un terremoto. De esta forma, la sismicidad inducida ocurre debido a esfuerzos estáticos, cuasi estáticos y dinámicos y es clasificada con base en ellos (Freed, 2005; Hill y Prejean, 2007).

Un terremoto induce esfuerzos estáticos que son permanentes y decaen rápidamente con la distancia  $r$  a la fuente, aproximadamente como  $r^{-3}$ . Estos esfuerzos generan cambios locales del tensor de esfuerzos regional y pueden explicar la repartición espacial de las réplicas de un terremoto principal. Estas réplicas ocurren dentro de una o dos veces la longitud de la ruptura de la falla (Hough, 2005; Velasco *et al.*, 2008).

Los esfuerzos cuasi-estáticos también son debidos a cambios de esfuerzos permanentes pero incluyen un cierto retraso de tiempo (Miyazawa, 2011). La sismicidad generada por estos cambios de esfuerzos se encuentra asociada con la relajación viscosa de la corteza inferior que es plástica y el manto superior, en respuesta a una dislocación repentina a través de una falla en la corteza frágil suprayacente (Hill y Prejean, 2007). Los esfuerzos cuasi-estáticos decaen aproximadamente como  $r^{-2}$ , con la distancia  $r$  a la fuente, es decir más lentamente que los estáticos.

El cambio en los esfuerzos estáticos debido a un sismo que perturba el tensor de esfuerzos en la vecindad de una falla acercándola al fallamiento, se explica a través del cambio en la función de falla de Coulomb:

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu_s \Delta\sigma_n, \quad (1)$$

donde

$$CFF = |\tau| - \mu_s \sigma_n - C \quad (2)$$

es la función de falla de Coulomb,  $\tau$  es el esfuerzo cortante paralelo a la dirección del deslizamiento,  $\sigma_n$  es el esfuerzo normal,  $\mu_s$  es el coeficiente de fricción estático y  $C$  es la fuerza de cohesión (Hill y Prejean, 2007). Esta función es referida a los esfuerzos estáticos y cuasi estáticos debido a que sólo considera cambios de esfuerzos elásticos correspondientes al deslizamiento en un terremoto (Freed, 2005).

Los esfuerzos dinámicos ocurren a distancias en las que ya no tienen alcance los esfuerzos estáticos ni cuasi-estáticos (fuera de la zona de réplicas). Las amplitudes de estos esfuerzos que se propagan como ondas sísmicas decaen lentamente con la distancia  $r$  a la fuente, con una aproximación de  $r^{-2}$  para las ondas de cuerpo y  $r^{-3/2}$  para las ondas de superficie (Hill y Prejean, 2007). Debido a esto se dice que la sismicidad generada por estos cambios de esfuerzos es una sismicidad inducida remotamente. Es el tipo de sismicidad que se estudiará en este trabajo.

Los esfuerzos dinámicos actúan como esfuerzos transitorios que perturban el estado mecánico o las propiedades de una zona de falla, estos esfuerzos son provocados por el paso de las ondas sísmicas de un terremoto lejano y como resultado de la perturbación producen la sismicidad o microsismicidad en esa zona. En algunos casos también se activan estos eventos sísmicos como una respuesta secundaria a un proceso asísmico que envuelve una activación debida a movimientos de fluidos, localmente estimulada por el paso de los esfuerzos dinámicos (Hill y Prejean, 2007).

Las ondas superficiales son las de mayor amplitud en el sismograma de un terremoto, así mismo son las de mayor duración con respecto a las ondas de cuerpo, caracterizadas por periodos dominantes de  $\sim 20$ s pero oscilan entre cientos de segundos (Velasco *et al.*, 2008). Estas ondas, por sus grandes amplitudes, son principalmente las que generan un cambio de esfuerzos y deformaciones transitorias a su paso por la superficie de la tierra. Es por ello que la sismicidad inducida se ha reportado, en diversos estudios, durante el paso de las ondas de superficie o instantes después de éste (West *et al.*, 2005; Velasco *et al.*, 2008; Peng *et al.*, 2011). La sismicidad inducida al paso de las ondas de cuerpo también ha sido reportada

aunque en menos ocasiones (Hough, 2005).

Se ha observado que el fenómeno de sismicidad inducida remotamente se presenta en zonas donde hay una alta actividad sísmica de fondo, como en el límite entre placas tectónicas o zonas de réplicas de grandes terremotos previos; debido a que contienen puntos de nucleación más cercanos al fallamiento y por lo tanto son consideradas susceptibles a las perturbaciones que provoquen el paso de las ondas de un terremoto lejano (Hill *et al.*, 1993, Hough *et al.*, 2003; Jiang *et al.*, 2010). Por otro lado se han realizado otros estudios en los que se ha encontrado que esta sismicidad ha ocurrido en regiones relativamente estables con sismicidad de fondo baja (Hough *et al.*, 2003; Velasco *et al.*, 2008; Peng *et al.*, 2010). Es por ello que este fenómeno no depende del régimen tectónico ni del evento sísmico principal ni de donde se induce la sismicidad o microsismicidad (Velasco *et al.*, 2008; Jiang *et al.*, 2010; Peng *et al.*, 2010).

## **2.1. CASOS DE SISMICIDAD INDUCIDA REMOTAMENTE**

En el mundo se han reportado casos en los que se ha presentado microsismicidad o sismicidad inducida dinámicamente y se ha demostrado que no son coincidencias temporales. A continuación, se describirán brevemente algunos casos estudiados.

- Sismo de Landers ( $M_w$  7.3), 28 de Junio de 1992.

El sismo de Landers,  $M_w$  7.3, de 1992, que tuvo una ruptura de 70 km del Desierto de Mojave, California, indujo microsismicidad local a 200 km hasta 1250 km (17 longitudes de falla) de su epicentro. De minutos a 33 h después de la ruptura, la tasa de sismicidad incrementó al oeste de Norte América. Los sismos locales inducidos fueron de magnitudes de  $M \leq 3$  o menos, con excepción de uno de  $M$  5.6 a 280 km del epicentro, en Little Skull Mountain, dentro de las 24 h de la ocurrencia del evento principal (Hill y Prejean, 2007, Hill *et al.*, 1993).

La ruptura fue de una falla lateral derecha al norte-noroeste. Las zonas donde se desencadenó la sismicidad inducida fueron al norte del epicentro, lo que sugiere que la

directividad de la ruptura propició el aumento en las deformaciones dinámicas (Gomberg *et al.*, 2001).

Los eventos ocurrieron en zonas de alta actividad sísmica de fondo, y muchos de ellos en zonas de actividad geotermal y volcánica (Hill *et al.*, 1993).

- Sismo de Hector Mine ( $M_W$  7.1), 16 de octubre de 1999.

El sismo de Hector Mine de 1999,  $M_W$  7.1, rompió 40 km del Desierto de Mojave, la ruptura fue bilateral, pero con dirección predominante al sur-sureste. Las zonas donde se dieron los eventos inducidos, fueron al sur del epicentro. Principalmente en Salton Trough, con un régimen tectónico caracterizado por enjambres de sismos, áreas geotermales, y volcanismo Cuaternario.

La sismicidad inducida incluyó tres sismos de  $M < 4$  y, con excepción de dos zonas, inició con el arribo de las ondas superficiales (Hill y Prejean, 2007).

- Sismo de Sumatra ( $M_W$  9.0), 26 de diciembre de 2004.

Después de que las ondas superficiales del sismo de Sumatra de 2004,  $M_w$  9.0, se propagaran a través del mundo, en Mount Wrangell, un volcán escudo de andesita de Alaska, incrementó la actividad sísmica al paso de las ondas superficiales. Alrededor de 1 hora después de la ruptura inicial en Indonesia, se indujo un enjambre local de 14 sismos cerca de Mount Wrangell durante 11 minutos.

Los eventos ocurrieron en fase con los mayores desplazamientos verticales positivos durante las ondas Rayleigh. Seis de los sismos locales que fueron localizados alcanzaron una magnitud local de 1.9.

En esta zona, es común que se presenten pequeños sismos. Sin embargo, estadísticamente, una comparación de dos días antes y después del sismo de Sumatra, muestra que hay una probabilidad de menos del 1% de que ocurran seis eventos aleatoriamente en una ventana de tiempo de 10 minutos (West *et al.*, 2005).

- Sismo de Tohoku-Oki (M 9.0), 11 de marzo de 2011.

El sismo de Tohoku-Oki de 2011, M 9.0, que tuvo una ruptura de 300 km, es uno de los más grandes del siglo, tuvo un gran impacto en las Islas Japonesas, y a nivel mundial la propagación de sus ondas superficiales posiblemente indujo sismicidad remota.

En Baja California, México, se detectó un caso de microsismicidad inducida al paso de las ondas superficiales de este sismo. Además de un enjambre que incluyó un sismo de M 5.2, registrado horas después del paso de las ondas y que continuó por un par de días más (Gonzalez-Huizar *et al.*, 2012).

Por otro lado, a distancias de 1350 km del epicentro, también fueron reportados eventos sísmicos al paso de las ondas de este sismo, específicamente en regiones volcánicas, zonas de elevada sismicidad de fondo, y zonas de subducción (Miyazawa, 2011).

# CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE SISMOLOGÍA

En la realización de esta tesis se utilizaron aspectos teóricos y matemáticos de Sismología que se detallan en este capítulo. Se definen conceptos que fueron necesarios en el análisis de los datos para cumplir con los objetivos.

## 3.1. ONDAS DE CUERPO Y POLARIZACIÓN

Cuando una onda sísmica se propaga en un medio elástico, hace mover las partículas de la Tierra. La dirección en la cual se mueven estas partículas se llama dirección de polarización; por eso también se conoce a la polarización como movimiento de la partícula.

La polarización de una onda P es lineal en una dirección fuente-receptor, es decir en la dirección de propagación, mientras que la polarización de una onda S es lineal en una dirección perpendicular a la dirección fuente-receptor (Figura 1). El movimiento de partícula de la onda S se descompone tradicionalmente en dos direcciones SV y SH (que corresponden a la dirección vertical y horizontal de la onda S).

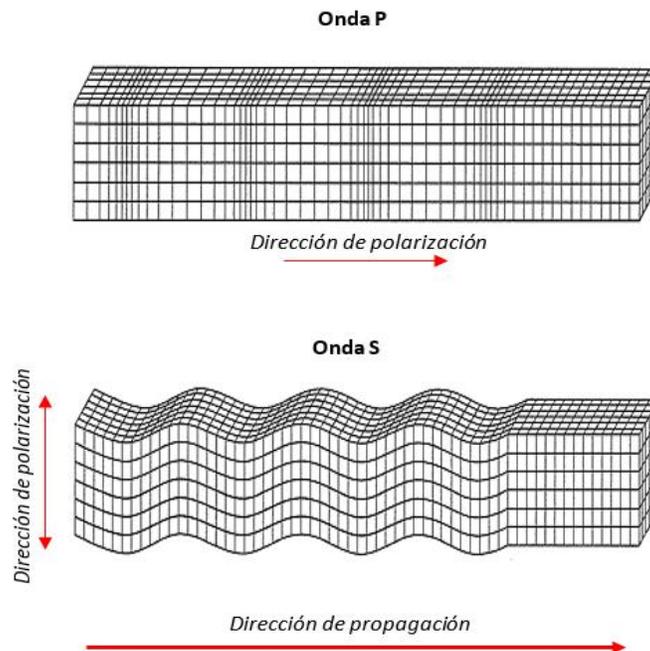


Figura 1. Dirección de polarización con respecto a la dirección de propagación de onda P y onda S. Modificada de Stein y Wysession (2003).

Generalmente un sismograma se registra en las tres direcciones NS, EW y vertical. Estas direcciones no son óptimas para visualizar las ondas P, SV y SH, por eso es mejor hacer una rotación de los sismogramas a un sistema de coordenadas Vertical, Radial y Transversal. Así mismo, al hacer la rotación se podrán separar fácilmente las ondas de superficie, Rayleigh y Love. Se deberá visualizar a las ondas Rayleigh en las componentes Radial, y Vertical (a la dirección de propagación), y a las ondas Love en la componente Transversal (a la dirección de propagación). Eso se debe a que las ondas de Rayleigh son el resultado de interferencias constructivas de ondas P y SV mientras que las ondas de Love son el resultado de interferencias constructivas de ondas SH. A continuación explicamos cómo hacerlo.

Si tomamos una ventana temporal de las tres componentes NS, EW y Vertical, que contiene solamente la onda P, el conjunto de puntos que corresponden a la posición de la partícula a lo largo del tiempo es un elipsoide en 3D; el eje mayor de este elipsoide corresponde a la dirección P. Si tomamos la matriz de covarianza que corresponde a las tres componentes NS, EW y Vertical de esta ventana temporal, es una matriz 3x3, simétrica y positiva, lo que significa que sus valores propios son reales y nunca negativos. Esta matriz define una forma cuadrática que es un elipsoide que se llama también elipsoide de polarización. Se buscan los tres valores propios de esta matriz de covarianza y los tres vectores propios asociados. Si  $\lambda_1$  es el valor propio más grande, el vector propio asociado  $\mathbf{u}_1$  corresponderá a la dirección de la onda P. Vamos a ilustrar esto con un sismograma sintético (Figura 2), calculado en un espacio infinito.

La Figura 2 muestra los tres sismogramas en las direcciones NS, EW, y Vertical. Este sismograma contiene solamente las ondas P (entre 1.3 s y 1.5 s, en color azul) y S (entre 2.3 s y 2.4 s), no se incluye el campo cercano.

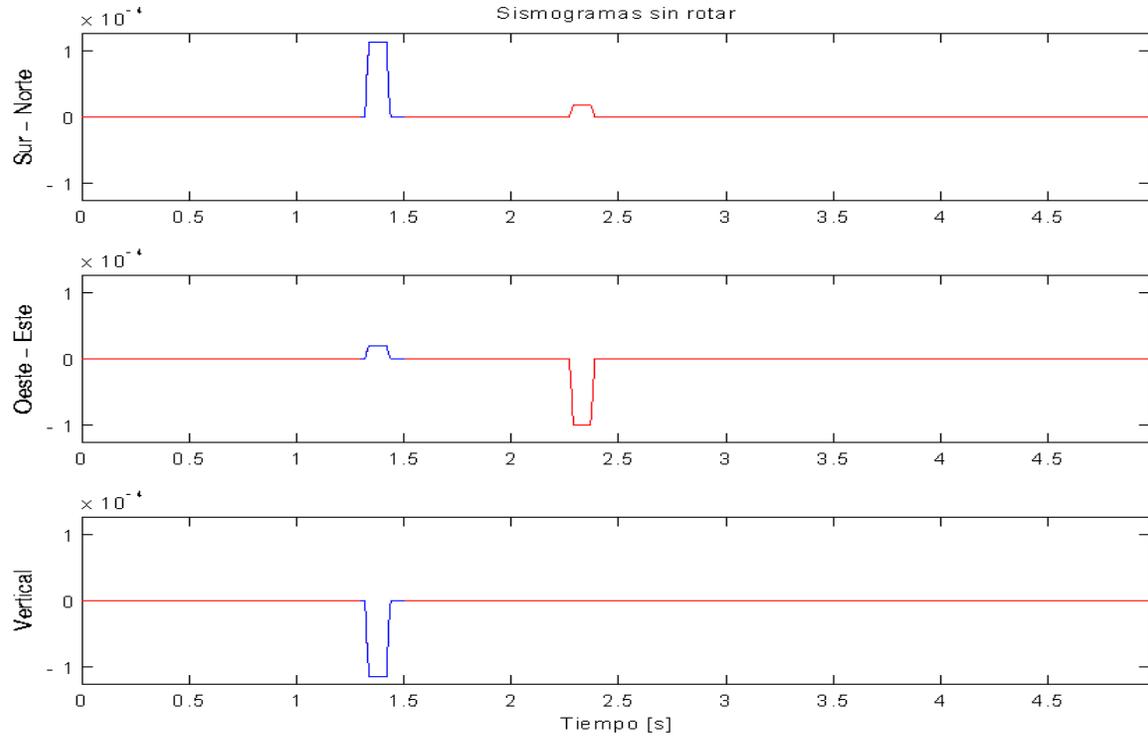


Figura 2. Sismogramas en las direcciones NS, EW, y Vertical.

Se selecciona una ventana alrededor de la onda P (en azul), se calcula la matriz de covarianza sobre esta ventana, y se deduce así la dirección de la onda P (acimut e incidencia). Luego se hace una rotación de las tres componentes NS, EW y Vertical en esa dirección Vertical y en las direcciones Radial y Transversal que corresponden a los otros dos vectores propios  $\mathbf{u}_2$  y  $\mathbf{u}_3$ . Verificamos que la onda P aparezca solamente en la dirección Vertical, y no en las direcciones Radial y Transversal (Figura 3) y que la onda S aparece solamente en las direcciones Radial y Transversal.

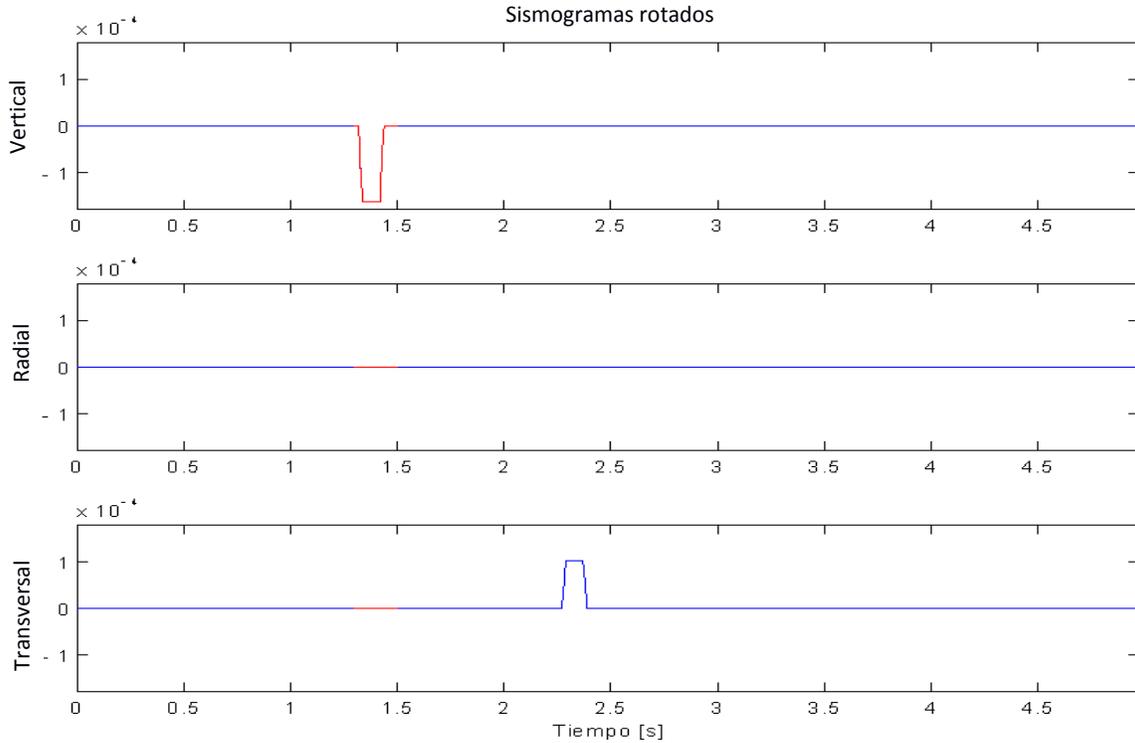


Figura 3. Sismogramas rotados en las direcciones SH, SV y P.

En la Figura 4, en el gráfico de polarización se presenta una tendencia lineal definida por la ventana seleccionada en la componente NS respecto a la EW, y que corresponde con el acimut obtenido. En el otro gráfico se observa el movimiento vertical con respecto al radial para visualizar la dirección de incidencia. Hemos verificado numéricamente que el acimut de la onda P corresponde al acimut del vector  $\mathbf{u}_1$ .

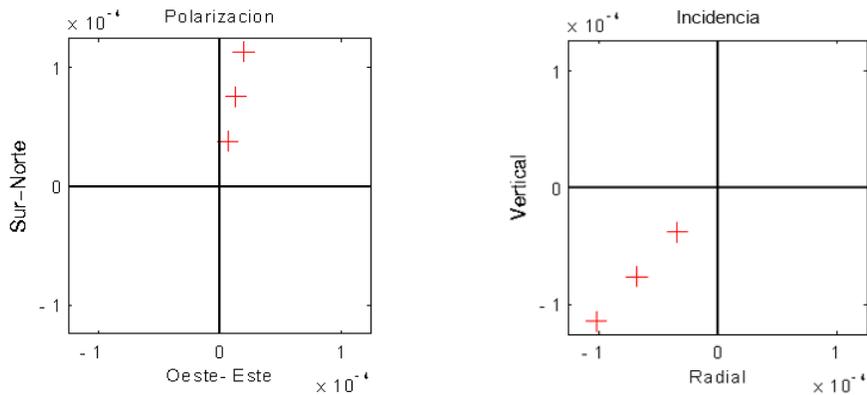


Figura 4. Polarización e incidencia de acuerdo con la ventana seleccionada de P.

El mismo proceso se realizó para el caso de un sismo local registrado en la estación de Pinotepa Nacional, Oaxaca, del Servicio Sismológico Nacional (PNIG), de esta forma se

corroboró la rotación. En la Figura 5 se muestra el sismograma sin rotar, con una ventana seleccionada de P (entre 39.6 s y 39.9 s, en azul), con la misma escala para las tres componentes.

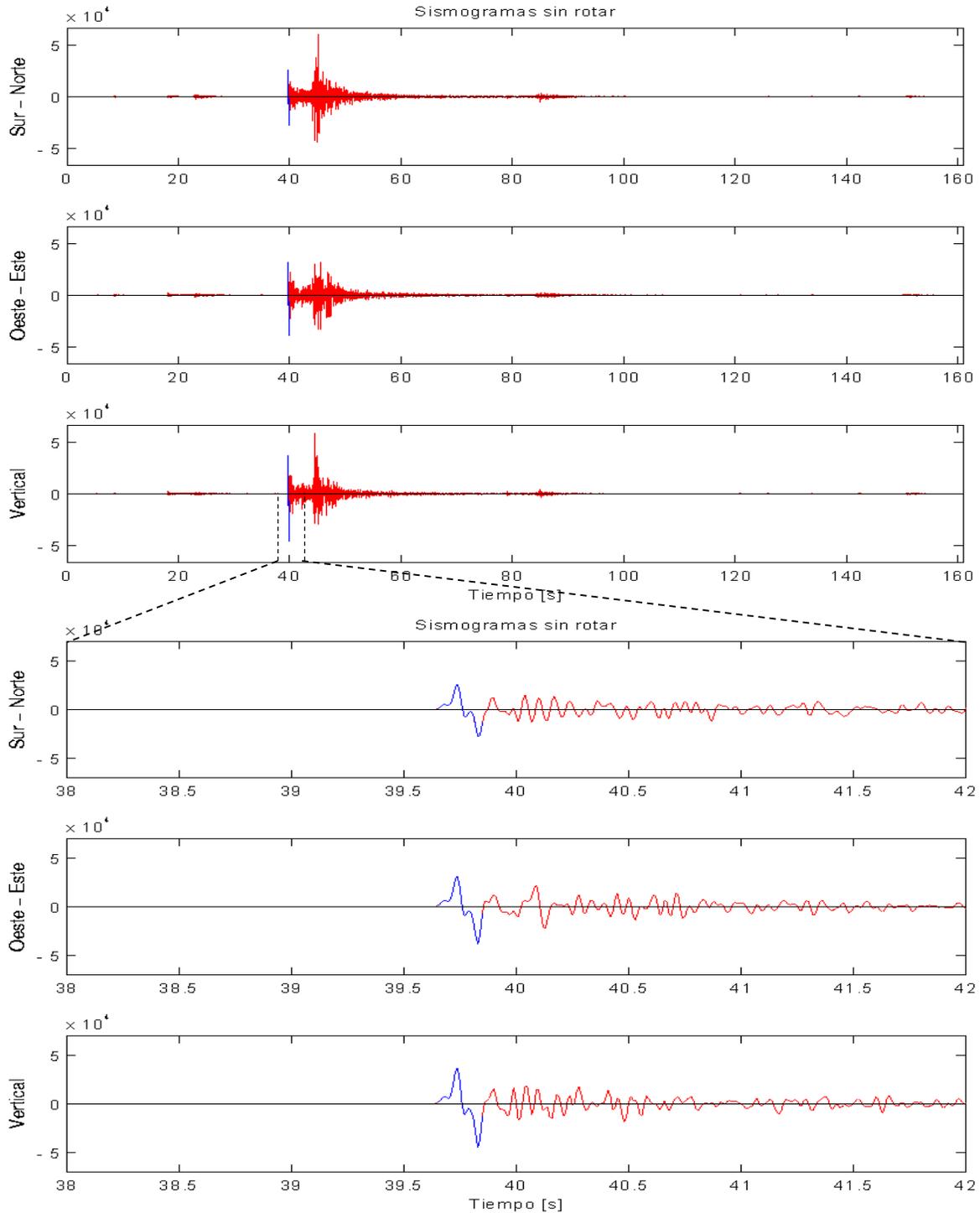


Figura 5. *Arriba*: Sismograma sin rotar del sismo local registrado en PNIG. *Abajo*: Ampliación que muestra la ventana seleccionada (en azul). Los registros están en cuentas.

Después de realizar la rotación se obtuvieron los sismogramas presentados en la Figura 6, donde la amplitud de la onda P es máxima en la componente Vertical, después de la rotación, en comparación de como se observa en la componente Vertical de la Figura 5.

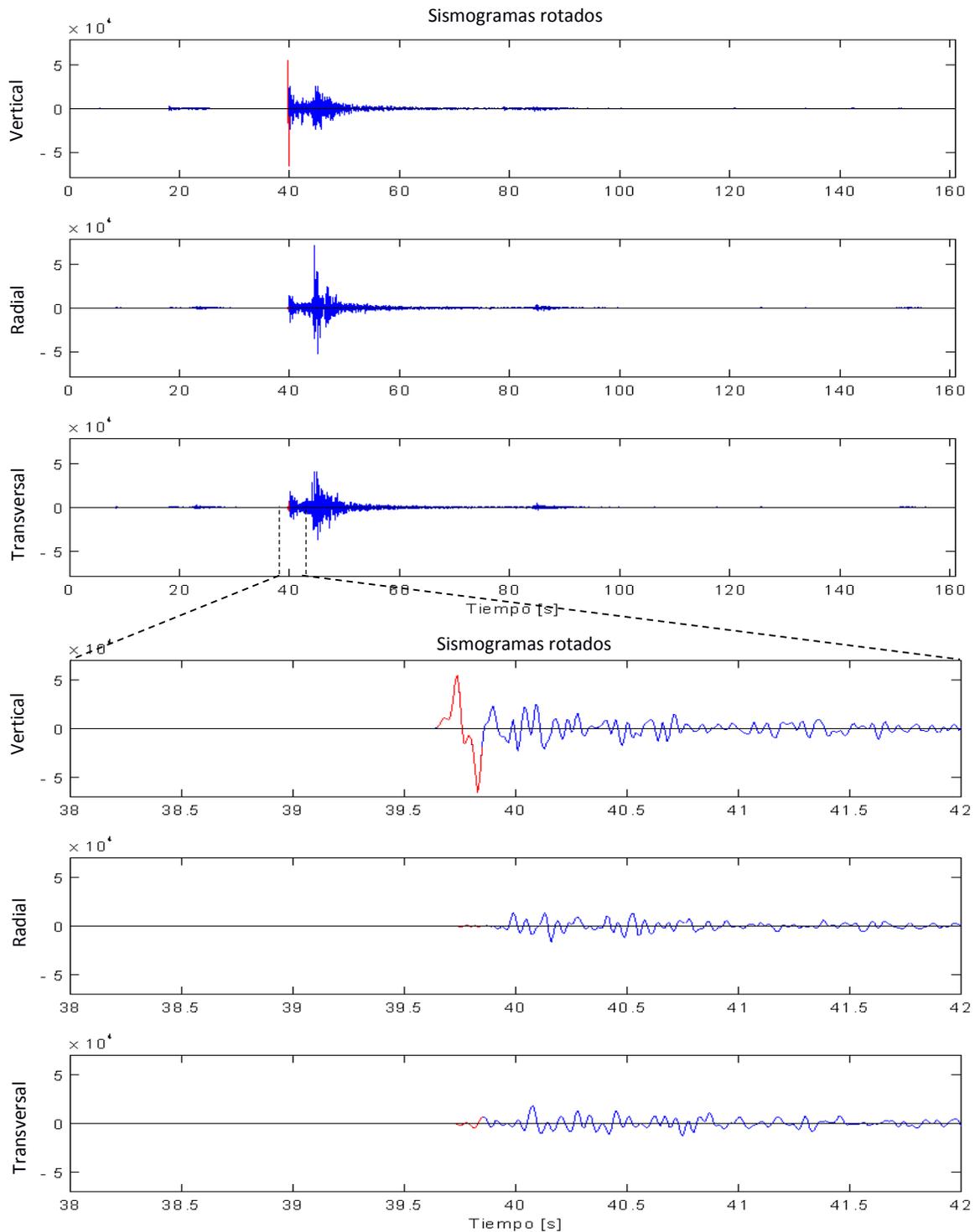


Figura 6. *Arriba:* Sismograma rotado del sismo local registrado en PNIG. *Abajo:* Ampliación que

muestra la onda P con una mayor amplitud en comparación con los sismogramas sin rotar. Se puede en particular leer muy bien la polaridad de la onda P y su tiempo de llegada. Los registros están en cuentas.

También, en la Figura 6 se observa que la onda P disminuye su amplitud en las componentes Radial y Transversal, mientras que la onda S se presenta con mayor amplitud en esas componentes, no así en la componente Vertical. Lo cual indica que se realizó una rotación adecuada. La dirección de polarización e incidencia (Figura 7) son buenas debido a que muestran una tendencia lineal definiendo una forma elipsoidal.

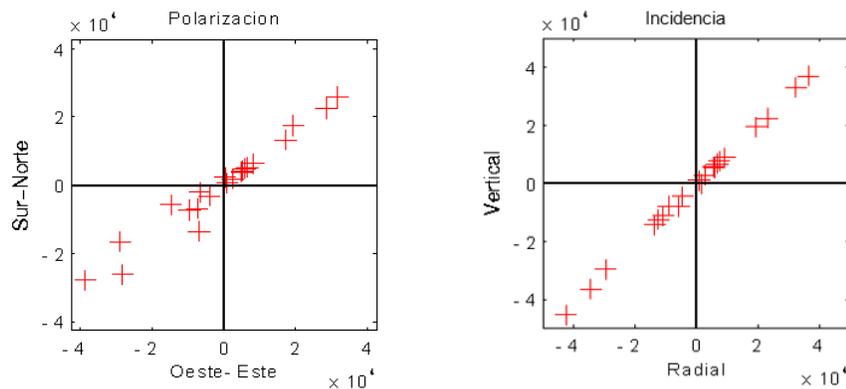


Figura 7. Polarización e incidencia del sismo local registrado en PNIG.

Con estos ejemplos se probó el proceso de rotación para la visualización correcta de los sismogramas llevados a cabo en este trabajo aporta un buen resultado, y puede emplearse para el análisis de los datos.

### 3.1.1. Propiedades de la polarización

Una vez que se ha definido una ventana de tiempo en la cual se delimita el movimiento de la partícula, y en la que se obtiene la matriz de covarianza, se pueden determinar las propiedades que describen las características del movimiento. Dichas propiedades están definidas sobre una ventana de tiempo (de duración  $t$ ) y son:

a) *Linealidad.*

Describe qué tan lineal es el movimiento de la partícula. Su valor se encuentra entre 0 y 1. Cuando es aproximadamente igual a 1 quiere decir que el movimiento de la partícula tiende a ser lineal (la polarización es buena), como en el caso del movimiento puro de ondas de

cuerpo. Cuando su valor es aproximadamente 0, el elipsoide se asemeja a una esfera y entonces la polarización es mala (i.e. la onda no está polarizada) (Flinn, 1965).

*b) Direccionalidad.*

Describe qué tan bien orientado se encuentra el movimiento de la partícula en la dirección que nosotros hemos especificado. Su valor se encuentra entre 0 y 1. Cuando es aproximadamente igual a 1 significa que el eje mayor de la matriz de covarianza apunta en la dirección especificada, por el contrario, cuando se aproxima a 0 el elipsoide está orientado en direcciones ortogonales a la dirección especificada (Flinn, 1965).

*c) Planaridad.*

Las ondas Rayleigh tienen un movimiento elíptico y el movimiento de partícula está confinado a un plano. Por lo tanto, la planaridad determina el grado del plano de polarización. Al igual que las otras propiedades ya descritas, su valor está dado entre 0 y 1. Si la polarización es plana el valor que tomará es cercano a 1, y si la polarización es indeterminada se aproximará a 0 (Jurkevics, 1988).

Estas propiedades son obtenidas de diferentes maneras según diversos autores. Para este trabajo se revisaron las metodologías de Flinn (1965), Jurkevics (1988) y Amoroso *et al.* (2012). A continuación se determinan las propiedades según cada uno.

Flinn (1965) propone como definición de linealidad:

$$G_1 = 1 - \frac{L_2}{L_1} \quad (3)$$

donde  $G_1$  es la función del grado de linealidad,  $L_1$  es el eje principal más grande de la matriz de covarianza y  $L_2$  es el eje principal intermedio. Con esa definición no interviene  $L_3$ , el eje más pequeño, es decir que es una definición en 2D.

Flinn (1965) define la direccionalidad como la función  $G_2$ :

$$G_2 = e_1 \cdot d \quad (4)$$

donde  $G_2$  es la función de direccionalidad,  $e_1$  es el vector propio de la matriz de covarianza asociado con el eje mayor principal, y  $d$  es el vector unitario en la dirección que hemos seleccionado. Es decir que cuando una dirección escogida  $d$  es paralela a la dirección del eje mayor del elipsoide de polarización,  $G_2 = 1$ .

Jurkevics (1988), usa otra definición para la linealidad:

$$1 - \left( \frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1} \right) \quad (5)$$

Esa definición es un más satisfactoria, porque usa los tres valores propios, es decir una linealidad definida en 3D y no en 2D como lo hacía Flinn (1965).

El grado de planaridad es:

$$1 - \left( \frac{2\lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_2} \right) \quad (6)$$

donde  $\lambda_1, \lambda_2$  y  $\lambda_3$  son los valores propios obtenidos de la matriz de covarianza:  $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ .

Amoroso *et al.* (2012) define la linealidad como  $P$ :

$$P = \frac{(\lambda_1 - \lambda_2)^2 + (\lambda_1 - \lambda_3)^2 + (\lambda_2 - \lambda_3)^2}{2(\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3)^2} \quad (7)$$

donde  $\lambda_1, \lambda_2$ , y  $\lambda_3$  son los valores propios de la matriz de covarianza. Es también una definición en 3D, pero que aumenta los contrastes respecto a la definición de Jurkevics.

La direccionalidad  $D$  está definida como el ángulo normalizado entre  $L$  (la dirección principal del movimiento de la partícula) y el vector propio correspondiente al mayor valor propio de la matriz de covarianza.

Para ejemplificar estas tres definiciones de la linealidad de la elipse de polarización, se retoma el caso del sismo local detectado en la estación PNIG. En la Figura 8 se muestra el resultado de aplicar cada metodología en la obtención de la linealidad, donde los resultados se presentan como F: Flinn (1965), J: Jurkevics (1988) y, A: Amoroso *et al.* (2012).

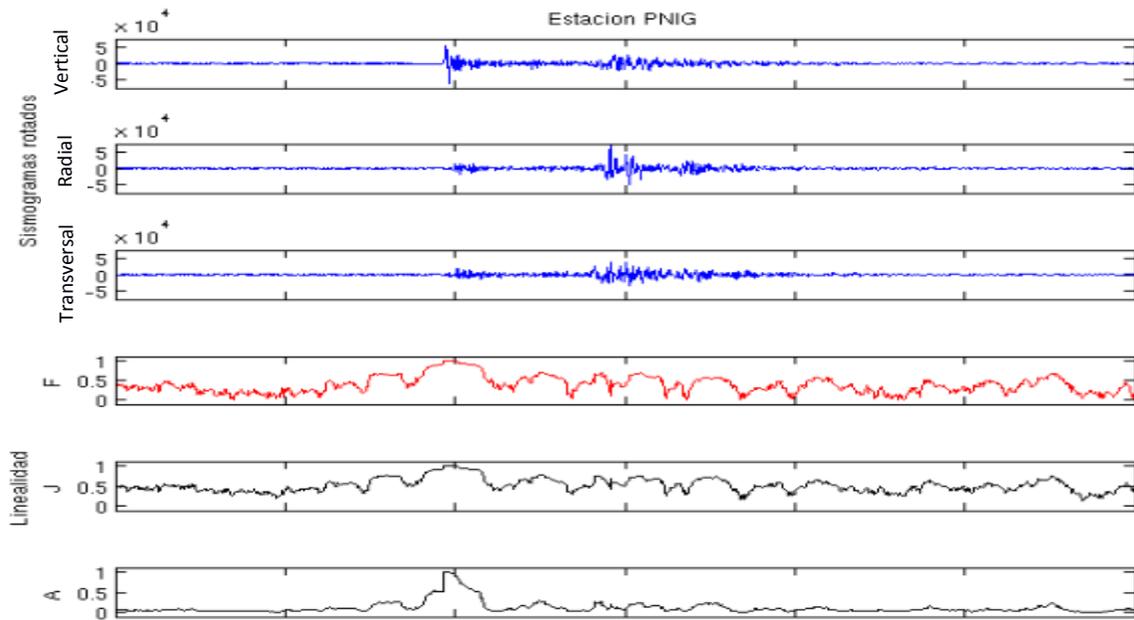


Figura 8. Propiedades obtenidas de la polarización del sismo local registrado en PNIG. Se muestran los tres casos de linealidad, F: Flinn (1965), J: Jurkevics (1988) y, A: Amoroso *et al.* (2012).

Se observa en la Figura 8, que la linealidad es muy similar entre el método seguido con Flinn (1965) y Jurkevics (1988), presentando un valor cercano a 1 al arribo de la onda P, y el resto de la señal manteniendo un valor aproximado a 0.5. Para el caso de Amoroso *et al.*, (2012) se observa que a la llegada de la onda P, la linealidad tiene un valor de  $\sim 1$ , pero que el resto de la señal tiene un valor que es casi 0. Este último es un mejor resultado, porque aumenta el contraste entre una onda bien polarizada y una mal polarizada, ya que esperamos que el movimiento de la partícula sea lineal únicamente a la llegada de las ondas P, S y Love, es decir que presente una buena polarización. En este ejemplo la onda S está mal polarizada (la linealidad es pequeña) tal vez debido a un efecto de anisotropía que disminuye la linealidad.

En este trabajo, vamos a usar la definición de Amoroso *et al.*, (2012) para evaluar la linealidad, la direccionalidad definida por Flinn (1965) o Jurkevics (1988) (que son idénticas),

y la definición de la planaridad de Jurkevics (1988).

### 3.2. ONDAS SUPERFICIALES

Después del arribo de las ondas P y S, en un sismograma se observan ondas de mayor amplitud y de periodo largo, éstas son las ondas superficiales. Son generadas por interferencias constructivas de las ondas de cuerpo (P y SV para las ondas de Rayleigh y SH para las ondas de Love) en la superficie libre.

La energía de las ondas superficiales, como su nombre lo indica, se concentra en la parte superficial de la Tierra o en las cercanías a ella, se propagan en dos dimensiones y decaen como  $r^{-1}$ , donde  $r$  es la distancia a la fuente. Pero a bajas frecuencias, estas ondas pueden propagarse a profundidades más grandes. En realidad se llaman ondas de superficie debido a la existencia de una superficie libre y también porque la energía es más grande cerca de ella. La energía de las ondas de cuerpo (P y S) decae como  $r^{-2}$  (Stein y Wyssession, 2003), decayendo más rápidamente que las superficiales. Por esta razón a grandes distancias predominan las ondas superficiales, tal como se puede observar en un sismograma de un terremoto. Las ondas superficiales pueden dar más de una vuelta al globo terráqueo.

Las ondas superficiales son las ondas Rayleigh y Love. Las primeras tienen movimiento en el plano sagital, es decir en el plano que contiene a la fuente puntual y al receptor, y se observan en las componentes vertical y radial (porque son generadas por ondas P y SV). Las segundas se mueven de forma perpendicular al plano sagital, por lo que se observan en la componente transversal (Figura 8), porque son generadas por ondas SH. Las ondas Love tienen mayor velocidad que las Rayleigh.

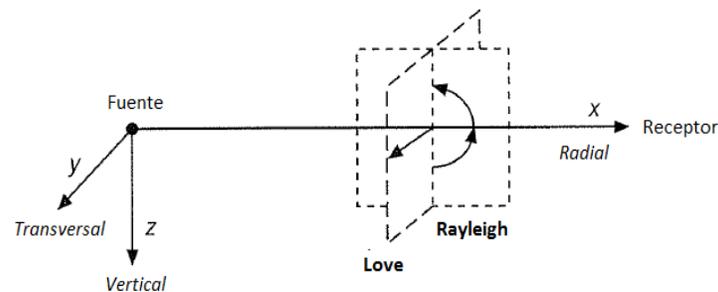


Figura 8. Propagación de las ondas superficiales: ondas Rayleigh en los planos radial y vertical, y ondas Love en el plano transversal. Modificada de Stein y Wyssession (2003).

### 3.2.1. Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh son generadas a partir de interacciones constructivas de ondas P y SV en la superficie. Para que esto sea posible, se deben cumplir dos condiciones, que la energía no se propague más allá de la superficie y se deben satisfacer las condiciones de frontera en una superficie libre.

La primera condición hace que se cumpla con la característica de las ondas superficiales de disminuir su desplazamiento conforme se aumenta la profundidad. Y la segunda condición nos permite conocer los desplazamientos (radial y vertical) de las ondas Rayleigh.

En un tiempo  $t$  dado, los desplazamientos en  $x$  y  $z$  se combinan dando como resultado un movimiento retrogrado (en contra de las manecillas del reloj) (Figura 9). Sin embargo, para un sólido de Poisson, a una profundidad de aproximadamente  $\frac{1}{5}$  de la longitud de onda horizontal el movimiento cambia a progrado.

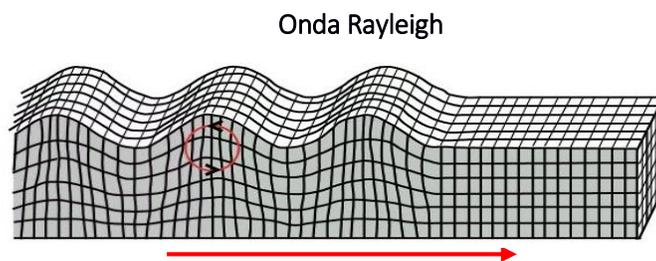


Figura 9. Movimiento de una onda Rayleigh. (Tomada del portal de USGS [1]).

Las ondas Rayleigh no son dispersivas en el caso de un semi espacio y son dispersivas en el caso de una o varias capas o si la velocidad aumenta con la profundidad.

### 3.2.2. Ondas Love

Las ondas Love se dan a través de interferencias constructivas de ondas SH, por lo que su movimiento únicamente se da en la componente transversal a la propagación (Figura 10).

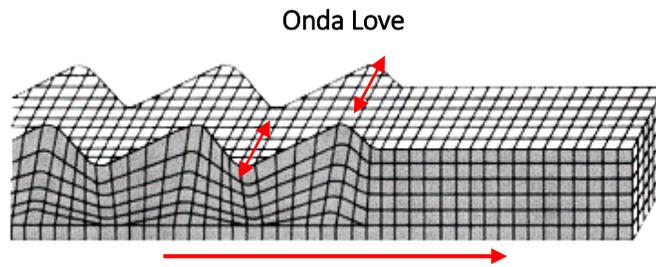


Figura 10. Movimiento de una onda Love. (Modificada del portal de USGS [2]).

Estas ondas no pueden existir en un semiespacio homogéneo (Figura 11), como las ondas Rayleigh. Pueden ocurrir si la velocidad aumenta con la profundidad ( $\beta_1 < \beta_2$ ), de esta forma quedan atrapadas en la capa sobre el semiespacio o en el caso de varias capas horizontales (al menos una).

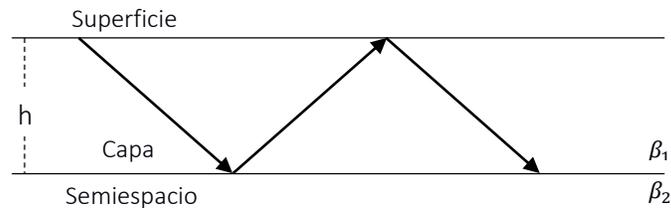


Figura 11. Onda Love en una capa sobre un semiespacio.

La característica principal de estas ondas es que son dispersivas, es decir que para cada frecuencia se tiene una velocidad aparente horizontal específica.

### 3.3. LOCALIZACIÓN DE UN SISMO

En este trabajo, se persigue conocer la existencia de sismos locales inducidos por terremotos lejanos. Queremos saber dónde está inducida esa sismicidad y por lo tanto necesitamos localizar los sismos inducidos. Esas localizaciones nos permitirán después conocer el régimen tectónico de la zona donde se han generado, o encontrar factores que relacionados con la ubicación puedan fomentar este tipo de fenómenos.

Vamos a usar dos métodos para localizar la sismicidad local inducida. Cuando el número de estaciones es tres o mayor, se usarán los métodos clásicos con las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas P y S (a través del programa SEISAN usando el comando EEV). Pero

cuando el sismo es pequeño y sólo puede ser detectado por una o dos estaciones, los localizaremos usando la dirección de polarización y la diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P y S. A continuación se describe este método de localización.

### 3.3.1. Localización usando una sola estación

Muchas veces, los sismos inducidos son muy pequeños y por lo tanto están grabados por una sola estación o dos. Si queremos localizar estos eventos, no podemos usar el método clásico de los tiempos de llegada de las ondas P y S registrados en varias estaciones. Vamos a localizar estos sismos con una sola estación de tres componentes, con la dirección de polarización y la distancia deducida de la diferencia de tiempo entre las ondas P y S. Este método es útil cuando por las características del arreglo no se cuenta con más registros del sismo, como en el caso de este trabajo, la microsismicidad no es detectada por otras estaciones debido a la distancia entre ellas y la pequeña magnitud de estos eventos.

La localización se hace teniendo el registro de una estación con las tres componentes, NS, EW, vertical. Lo primero a realizar es obtener la dirección de polarización de la onda P, que por definición es la dirección sismo-estación (dirección radial). Esa dirección corresponde al eje mayor del elipsoide de polarización de la onda P.

Vamos a llamar  $\theta'$  al acimut de ese eje mayor. Tenemos así la dirección del sismo, pero desconocemos su orientación, es decir el sentido en que se encuentra que puede ser en  $\theta = \theta'$  o bien  $\theta = \theta' + 180^\circ$ . Para descartar esta ambigüedad se debe analizar el signo de la polaridad del primer arribo de la onda P en la componente vertical. Con respecto a un sistema de referencia, si el movimiento de la onda P es positiva (es una compresión), la componente radial de la onda P está polarizada desde el sismo hasta la estación (i.e. se dirige hacia afuera de la fuente), si es negativa (es una dilatación) el movimiento de partícula de onda P se hace desde la estación hacia el sismo (i.e. se dirige de regreso hacia la fuente). La información conjunta del vector horizontal de polarización con la polaridad de la componente vertical permite descartar la ambigüedad y poder determinar  $\theta$ . De esta forma se asegura que el acimut determine la posición del sismo dentro de la Tierra, y no en el espacio fuera de la superficie.

La incidencia del sismo se calcula también a partir de la dirección del eje mayor del elipsoide de polarización, ahora en el plano vertical pasando por la dirección radial. Así podemos deducir también la profundidad del sismo, suponiendo que el medio de propagación es semi-infinito. Como no es el caso en la realidad, no vamos a determinar la profundidad, es decir vamos a suponer que el sismo es bastante superficial (como es nuestro caso).

Una vez conocida la dirección del sismo, se debe calcular la distancia a la estación a la que ocurrió el sismo. Si se conoce la velocidad de la onda P en la corteza ( $\alpha = 5.8 \frac{km}{s}$ ) y que se trata de un sólido de Poisson ( $\alpha = \sqrt{3}\beta$ ), haciendo un cálculo, podemos encontrar la siguiente relación

$$d \approx 8(t_s - t_p), \quad (8)$$

donde  $t_s$  y  $t_p$  son los tiempos de arribo de las ondas S y P, respectivamente.

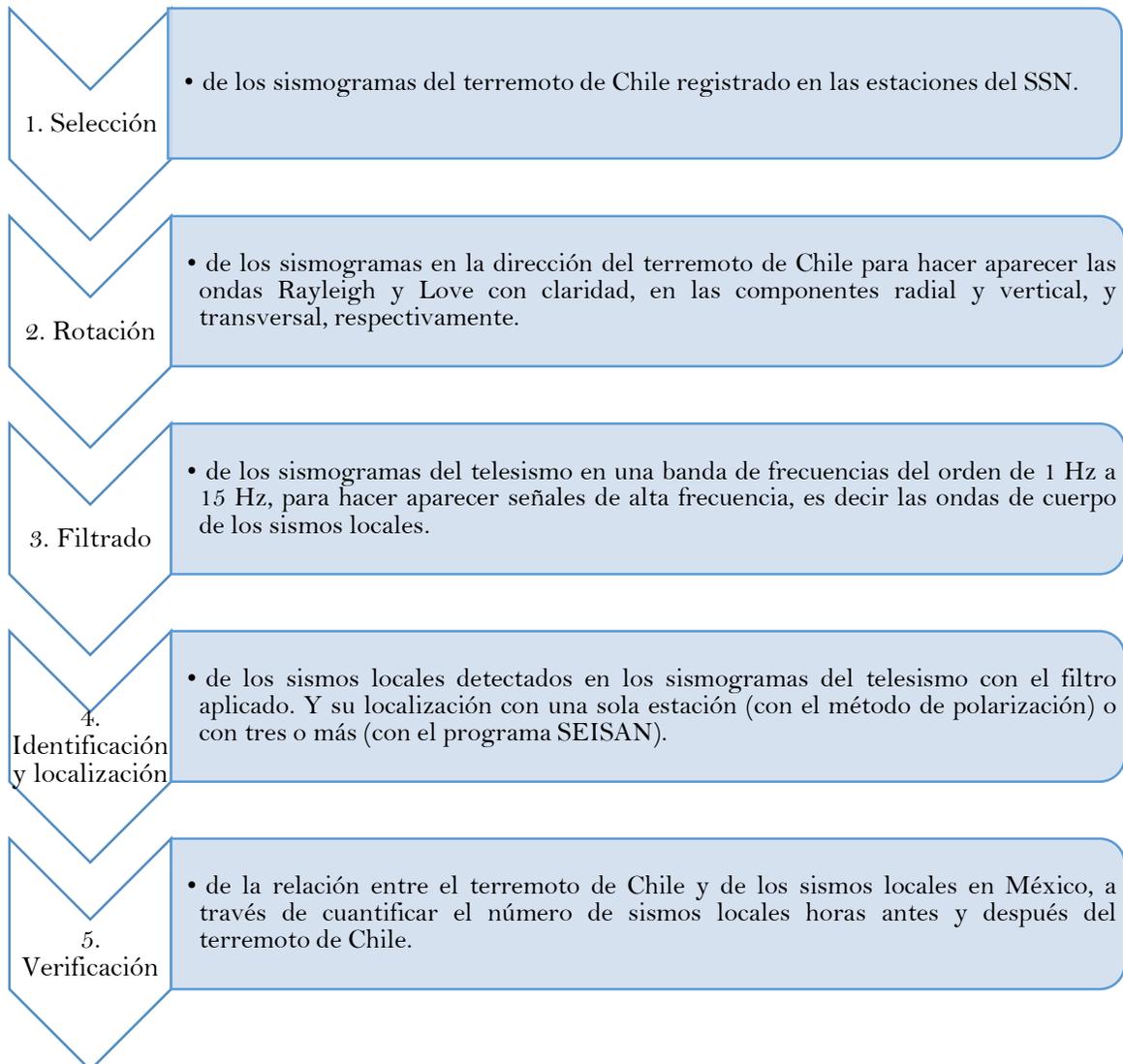
De esta forma, podemos presentar una localización aproximada de donde ocurrió el sismo con respecto a la ubicación de la estación.

## CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

El sismo de Chile del 27 de febrero de 2010 (Mw 8.8) a las 6:34:14 UTC, tuvo un mecanismo focal de falla inversa y una profundidad de 35 km. Ocurrió a una distancia de la Ciudad de México de aproximadamente 6,719 km y fue registrado en México por las estaciones del Servicio Sismológico Nacional.

La metodología seguida se sintetiza en la siguiente Tabla 1, donde se explican brevemente cinco puntos a seguir.

Tabla 1. Pasos a seguir en la metodología.



A continuación se describen los pasos señalados en la Tabla 1:

Para iniciar con el análisis de este terremoto y encontrar su posible relación con eventos locales en México, se compiló una base de datos de las estaciones que registraron la señal telesísmica y se seleccionaron considerando la calidad de la señal, de manera que no tuvieran ruido excesivo que impidiera visualizar adecuadamente los arribos de las ondas.

Después de esto, se procedió a realizar la rotación de las tres componentes del sismograma del terremoto de Chile en cada estación, la rotación se realizó para poder visualizar las ondas de superficie con claridad; la onda Rayleigh en las componentes Radial y Vertical, y la onda Love en la componente Transversal. De esta forma es posible asociar la ocurrencia de los sismos locales con las ondas observadas en el sismograma del terremoto de Chile.

Además, se calculó el acimut en los registros del terremoto lejano, de manera que se comparó con el acimut real (Tabla 3). En algunos casos el acimut calculado no coincidió con el real, lo cual se puede asociar al método con el que se calculó, o bien a la orientación de los sismógrafos.

En las Figuras 12 y 13 se muestra un ejemplo de la rotación del sismograma del terremoto de Chile registrado en la estación ZIIG, ubicada en Zihuatanejo, Gro. En los sismogramas rotados se observa con claridad la llegada de la onda Rayleigh, en las componentes P y SV (radial y vertical), y la onda Love, en la componente SH (transversal), que en los sismogramas sin rotar no se distinguen con claridad.

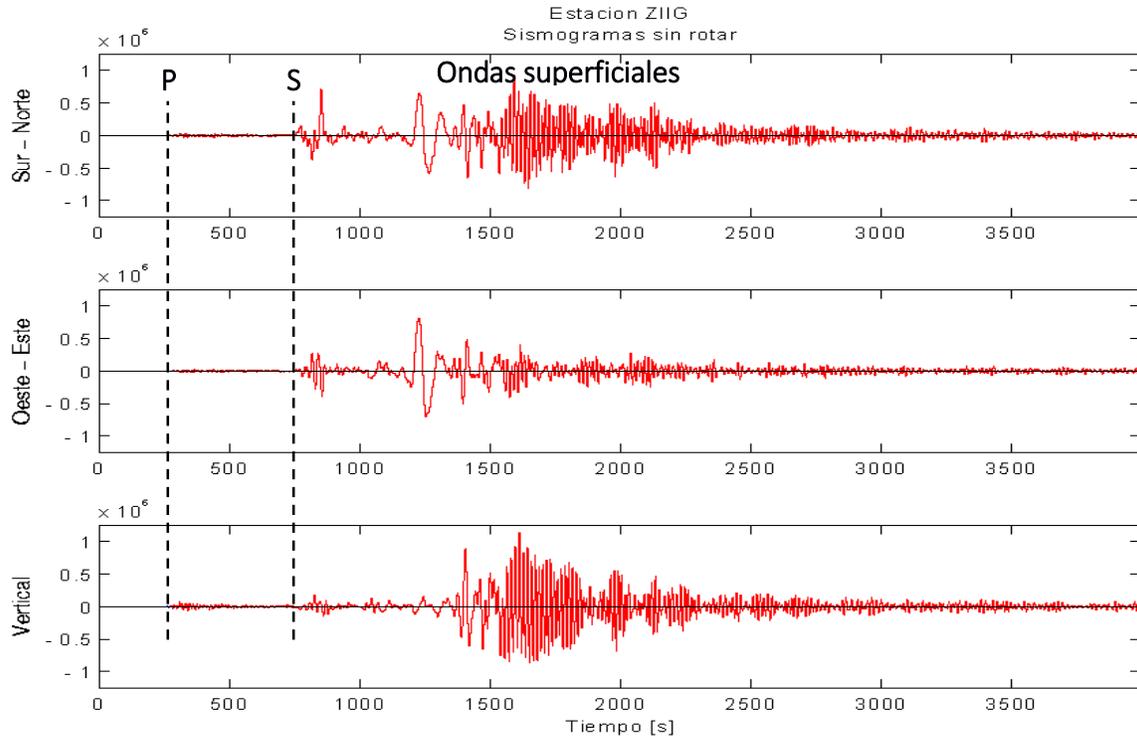


Figura 12. Sismogramas del terremoto de Chile registrados en la estación ZIIG en las componentes NS, EW y vertical. Arribo de la onda P ~6:44:16 UTC. No se observan correctamente las ondas superficiales: Rayleigh y Love. Los registros están en cuentas.

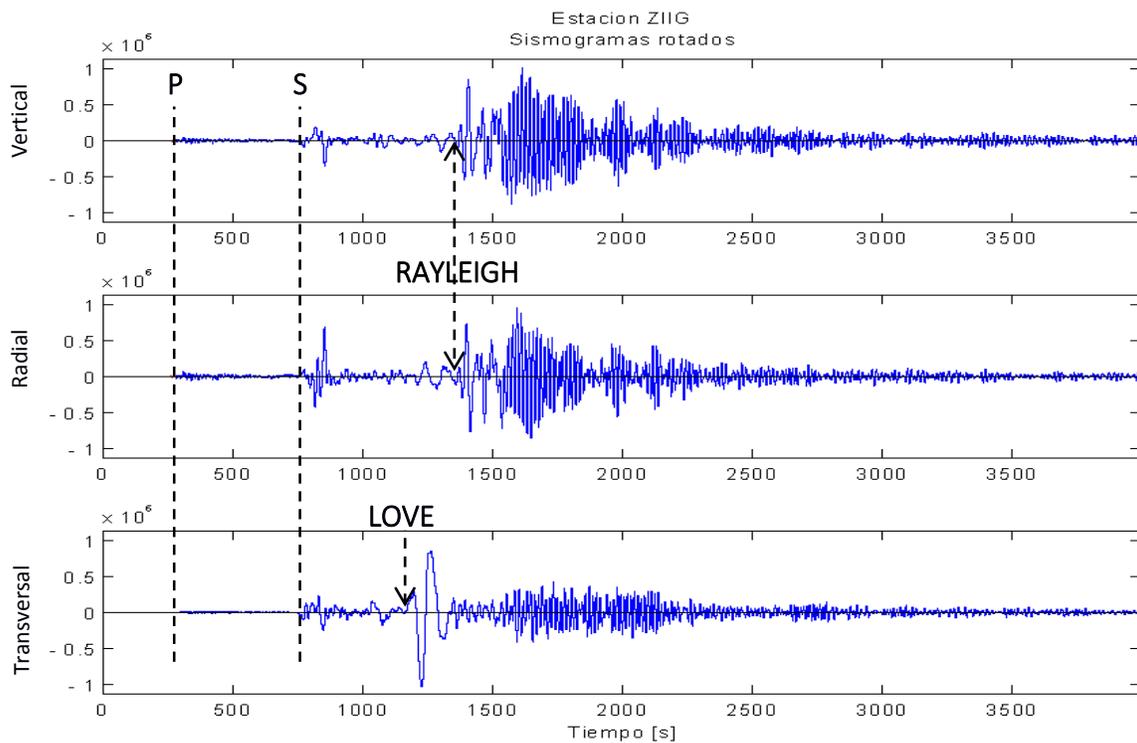


Figura 13. Sismogramas del terremoto de Chile registrados en la estación ZIIG, rotados en las

direcciones P, SV y SH. Arribo de la onda P ~6:44:16 UTC. Se aprecian las llegadas de las ondas superficiales; Rayleigh en las componentes P y SV, y Love en SH. Los registros están en cuentas.

El siguiente paso en la metodología consiste en realizar un filtrado de los sismogramas del terremoto lejano en una banda de frecuencias correspondiente al de las ondas de cuerpo (P y S) del orden de 1 Hz a 15 Hz. Realizando este filtro es posible visualizar señales de alta frecuencia, como sismos locales, que debido a las bajas frecuencias de la señal telesísmica quedan encubiertas en ella (Figura 14).

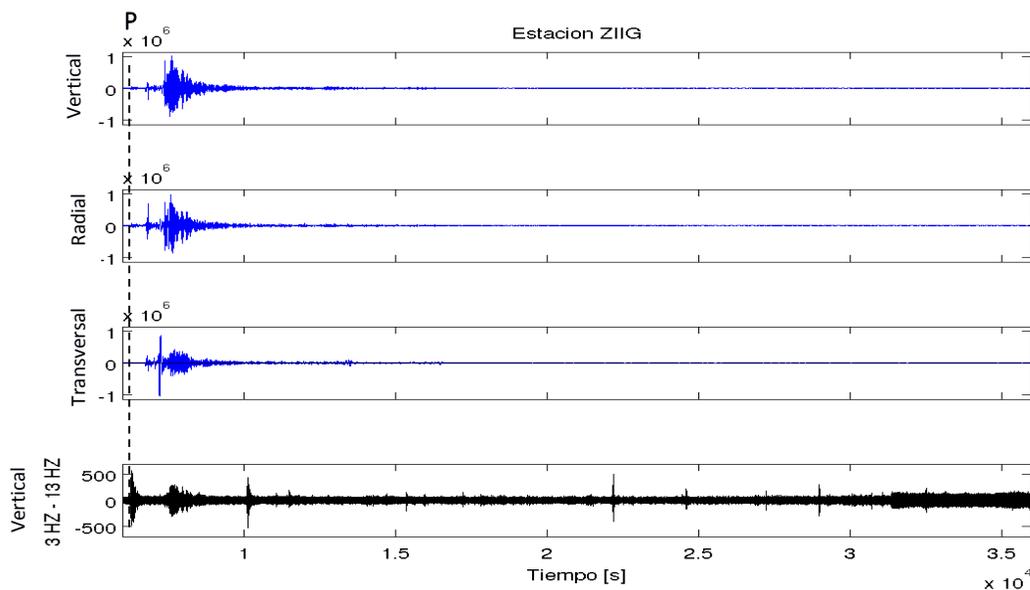


Figura 14. Componentes rotadas del sismograma del terremoto de Chile registrado en ZIIG. *Abajo:* Filtro pasa-bandas de 3-13 HZ aplicado a la señal rotada en P; se observan altas frecuencias correspondientes a sismos locales. Se indica la llegada de la onda P ~6:44:16 UTC y se presentan 9 horas después de ese arribo. Las figuras tienen diferentes escalas verticales. Los registros están en cuentas.

Una vez que se han identificado los pequeños sismos locales, habrá que localizarlos, para los que sean visibles en tres estaciones o más, se puede realizar la localización con el programa SEISAN, mientras que para aquellos que sólo se observen en una, será necesario localizarlos con ella, como se explicó en el Capítulo 3.

Lo siguiente y último corresponde a realizar una verificación simple de la relación causa-efecto entre el terremoto de Chile y los sismos pequeños inducidos en México. Para hacer esto, se realiza la cuantificación de sismos locales en México, algunas horas antes y después del sismo de Chile. Tal como han hecho algunos autores (e.g. Hill *et al.*, 1993; Brodsky *et al.*,

2000; Velasco *et al.*, 2008; Gonzalez-Huizar *et al.*, 2012).

## CAPÍTULO 5. DATOS Y RESULTADOS

En este capítulo se desarrolla la metodología descrita en el Capítulo 4, aplicada a los datos de estudio, así como los resultados obtenidos a partir de ello.

### 5.1. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DEL TERREMOTO DE CHILE

La señal del sismo de Chile fue registrada en las estaciones del SSN. Se compiló una base de datos con los registros que pudieran servir al estudio realizado. Ésta consta de 22 estaciones del SSN (Tabla 2 y Figura 15).

Tabla 2. Estaciones del SSN utilizadas para el análisis del sismograma del terremoto de Chile.

<b>Estación</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>
<i>ANIG</i>	21.056	-104.483
<i>ARIG</i>	18.2805	-100.347
<i>CAIG</i>	17.049	-100.267
<i>CCIG</i>	16.283	-92.137
<i>CGIG</i>	30.365	-107.977
<i>CMIG</i>	17.091	-94.884
<i>HLIG</i>	17.498	-97.482
<i>HPIG</i>	26.935	-105.666
<i>HSIG</i>	29.0196	-110.949
<i>HUIG</i>	15.77	-96.108
<i>IGIG</i>	20.753	-101.327
<i>LNIG</i>	24.898	-99.466
<i>LPIG</i>	24.102	-101.308
<i>MAIG</i>	23.188	-106.424
<i>MMIG</i>	18.289	-103.346
<i>MOIG</i>	19.678	-101.189
<i>OXIG</i>	17.073	-96.733
<i>PCIG</i>	15.705	-93.219
<i>PLIG</i>	18.393	-99.502
<i>PNIG</i>	16.393	-98.127
<i>PZIG</i>	19.329	-99.178
<i>SPIG</i>	31.045	-115.465
<i>SRIG</i>	27.3198	-112.241
<i>THIG</i>	14.882	-92.296
<i>TLIG</i>	17.338	-98.34
<i>ZAIG</i>	22.769	-102.567
<i>ZIIG</i>	17.608	-101.465



Figura 15. Estaciones del SSN utilizadas para el análisis del sismograma del terremoto de Chile. (Google Earth, 2014).

A través del cálculo de la dirección de polarización de las ondas P del telesismo, se evaluó que el acimut calculado correspondiera al real (Tabla 3). El acimut real se calculó a partir de las coordenadas respectivas de la localización del terremoto (dada por el NEIC) y las coordenadas de cada estación. Sin embargo, en el caso de algunas estaciones, el acimut calculado no coincide con el real. Las diferencias pueden deberse a lo complejo de la señal del sismo de Chile, ya que la llegada de la onda P no fue muy clara (i.e. impulsiva) en todas las estaciones y la selección de la ventana para conocer la polarización no fue precisa.

Tabla 3. Comparación entre el acimut real y el calculado a través de la polarización de la onda P.

Estación	Acimut	Acimut calculado	Estación	Acimut	Acimut calculado
<i>ANIG</i>	152.05	151.5545	<i>MMIG</i>	154.275	131.3151
<i>ARIG</i>	154.613	141.1786	<i>MOIG</i>	157.303	147.3552
<i>CAIG</i>	154.367	136.9636	<i>OXIG</i>	160.043	167.2121
<i>CCIG</i>	161.152	146.8067	<i>PCIG</i>	155.323	148.2539
<i>CGIG</i>	151.153	141.9789	<i>PLIG</i>	155.958	134.1127
<i>CMIG</i>	158.897	146.023	<i>PNIG</i>	155.806	155.5754
<i>HLIG</i>	156.774	144.0672	<i>PZIG</i>	147.713	120.6991
<i>HPIG</i>	152.314	148.7301	<i>SPIG</i>	160.684	152.5823

<i>HSIG</i>	148.861	150.4721	<i>SRIG</i>	156.019	148.8464
<i>HUIG</i>	157.514	160.8614	<i>THIG</i>	152.05	151.5545
<i>IGIG</i>	154.41	141.524	<i>TLIG</i>	154.613	141.1786
<i>LNIG</i>	156.7	155.3131	<i>ZAIG</i>	153.873	132.4787
<i>LPIG</i>	148.479	155.9635	<i>ZIIG</i>	153.552	129.5255
<i>MAIG</i>	152.257	148.0223			

Para analizar la posible inducción de sismos locales en México, se tomaron nueve horas después del arribo de la onda P en las estaciones, considerando que la hora de inicio del registro en México fue ~06:44 UTC.

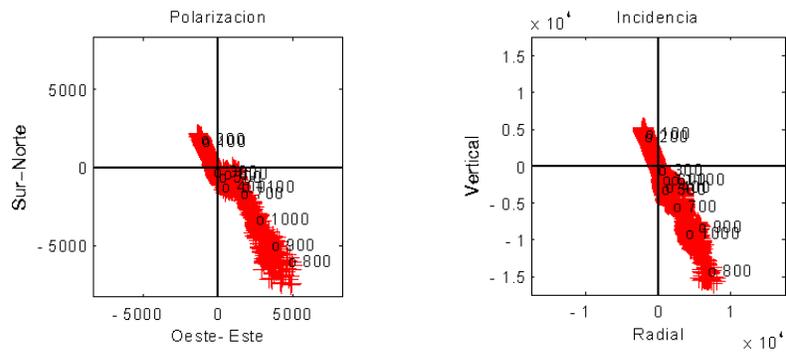
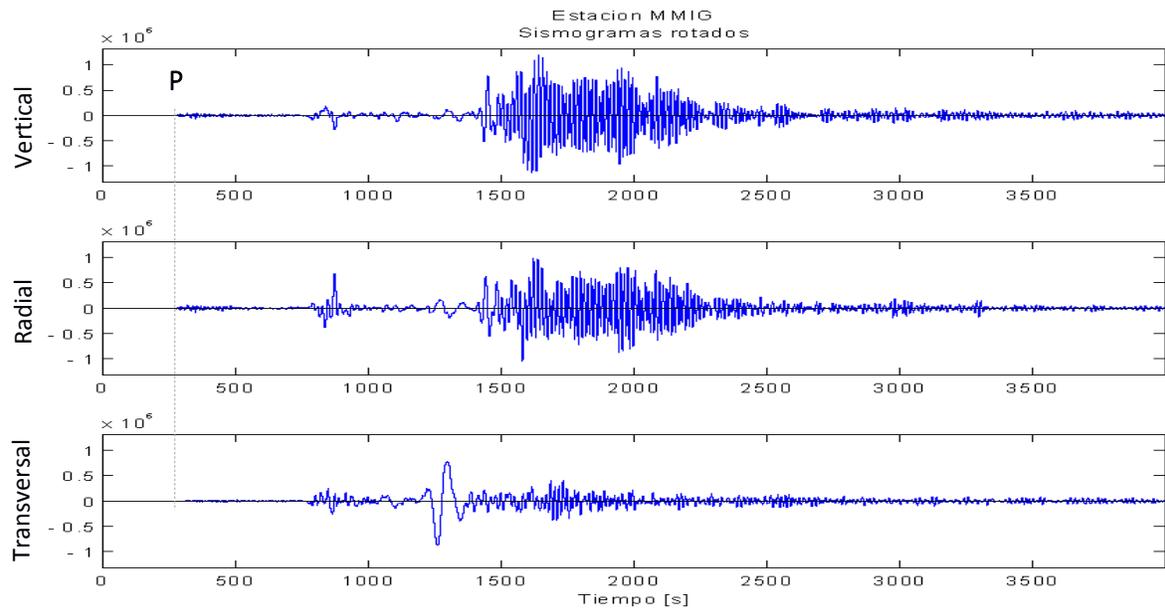
Se aplicó un filtro buscando que resaltara las altas frecuencias de los sismos locales, encontrándose que el que mejor sirvió a estos fines fue un filtro pasa bandas de 3 Hz a 13 Hz. A través de observar las señales filtradas, se detectó que los sismos locales se presentaban principalmente en las estaciones cercanas a la costa de Guerrero, por lo cual se tomaron como base a las estaciones CAIG, MMIG y PNIG, para identificar en las demás posibles sismos inducidos.

Al filtrar las señales se destacan muchos pequeños eventos, sin embargo no son posibles de localizar ya que estos sismos pequeños al quedar escondidos en las ondas superficiales del terremoto lejano, hacen que la llegada de la onda P o S no sea visible correctamente aun filtrando.

Después del análisis de estación por estación, se detectaron con claridad 13 posibles eventos inducidos. Algunos sismos sólo se observaron en una sola estación. Un sismo se observó sólo en la estación MMIG, dos sismos se observaron sólo en la estación PNIG, y cuatro sismos se observaron sólo en la estación CAIG. Los seis sismos restantes se observaron en más de una estación y fueron localizados con el programa SEISAN.

A continuación, de las Figuras 16 a 24 se muestra el proceso descrito en la metodología, en las tres estaciones: MMIG, PNIG y CAIG.

En la Figura 16 se observa la señal rotada en las direcciones Vertical, Radial y Transversal realizada a la señal inicial (NS-EW-Vertical) en la estación MMIG, a partir de tomar una ventana de la onda P de 11.25 s.



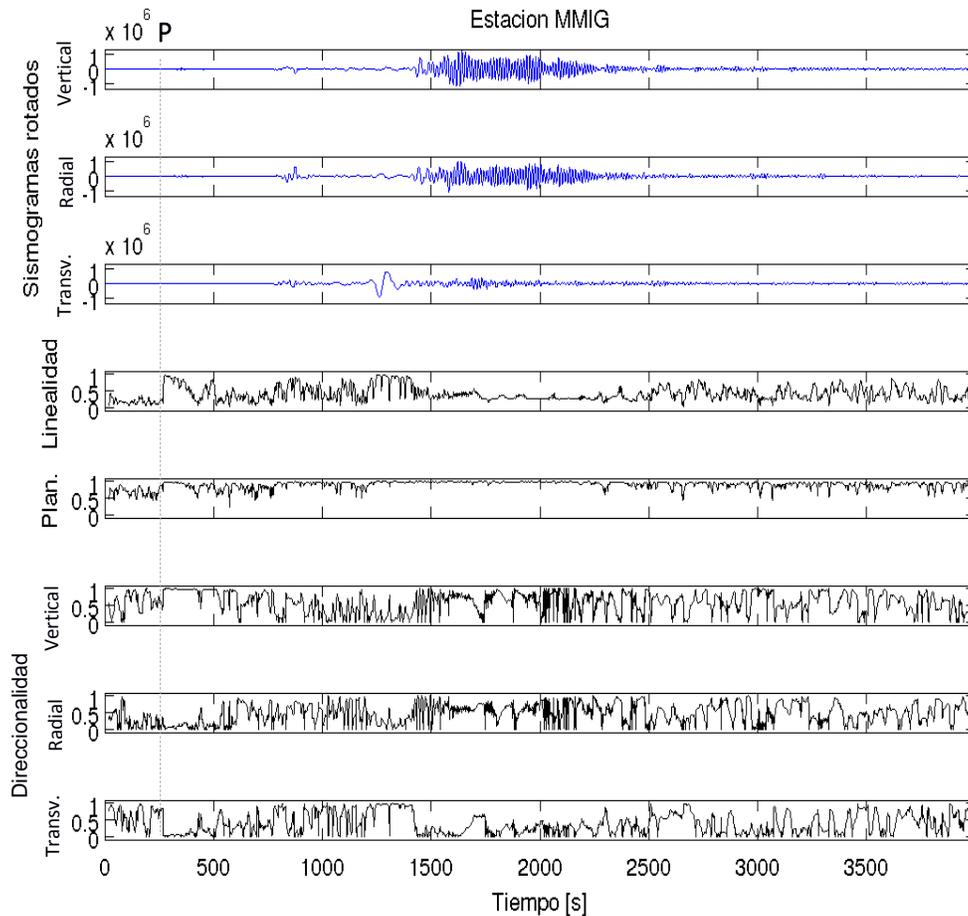


Figura 16. Resultado de la rotación en la estación MMIG y propiedades de la polarización. Se indica el arribo de la onda P  $\sim$ 6:44:25 UTC. Los registros están en cuentas.

Para calcular las propiedades de polarización se hizo un barrido de la señal tomando ventanas de 20 s. De acuerdo con las propiedades de polarización, en la Figura 16, la linealidad se observa con mejor precisión al inicio de la onda P, lo cual indica que se tiene una dirección lineal del movimiento de partícula. La direccionalidad tiene un valor de 1 a la llegada de las ondas P, como se esperaba, y la planaridad es buena a la llegada de las ondas Rayleigh.

En la estación MMIG se observan señales de alta frecuencia en el sismograma con un filtro de 3 Hz a 13 Hz (Figura 17), sin embargo, sólo se observa un evento claro al inicio del tren de ondas P del telesismo, que en la Figura 17 se indica con una flecha (a). La señal grande que se observa cercana a 10000 s, podría tratarse de un evento lejano sin embargo no se distingue con claridad la llegada de las ondas de cuerpo, y las demás señales indicadas con

flechas podrían ser sismos locales sin embargo no es posible localizarlos.

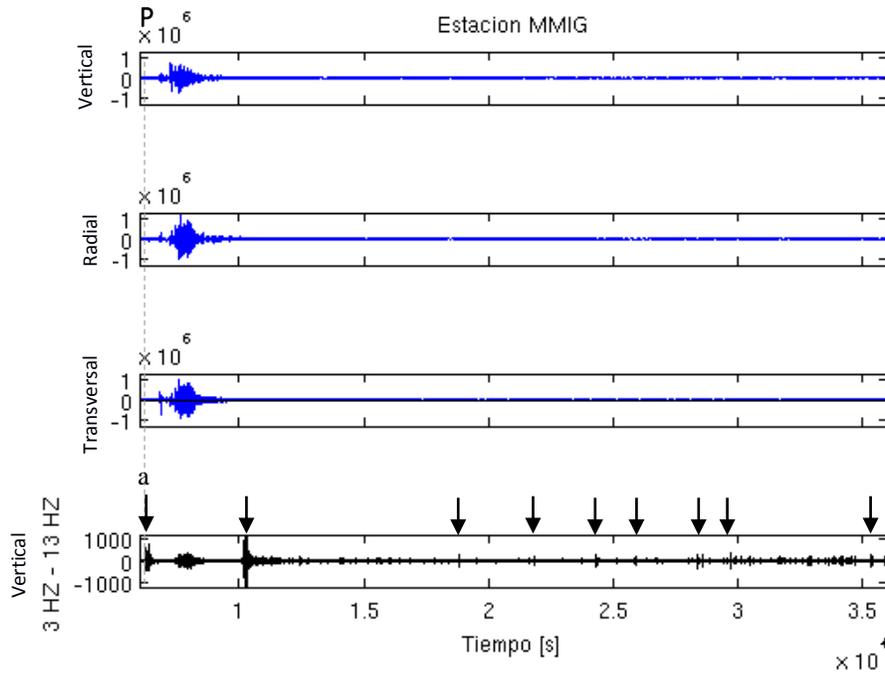


Figura 17. Componentes rotadas del sismograma del terremoto de Chile registrado en MMIG. Se indica la llegada de la onda P  $\sim 6:44:25$  UTC y se presentan 9 horas después del inicio del terremoto. *Abajo*: Filtro pasa-bandas de 3-13 HZ aplicado a la señal rotada en P. Se identifican las señales de alta frecuencia con flechas. Las figuras tienen diferentes escalas verticales. Los registros están en cuentas.

El evento local (a) de la Figura 17, se presenta en una ampliación en la Figura 18. Se observa a las 06:44:34 UTC ( $t_s - t_p \approx 2.6$  s).

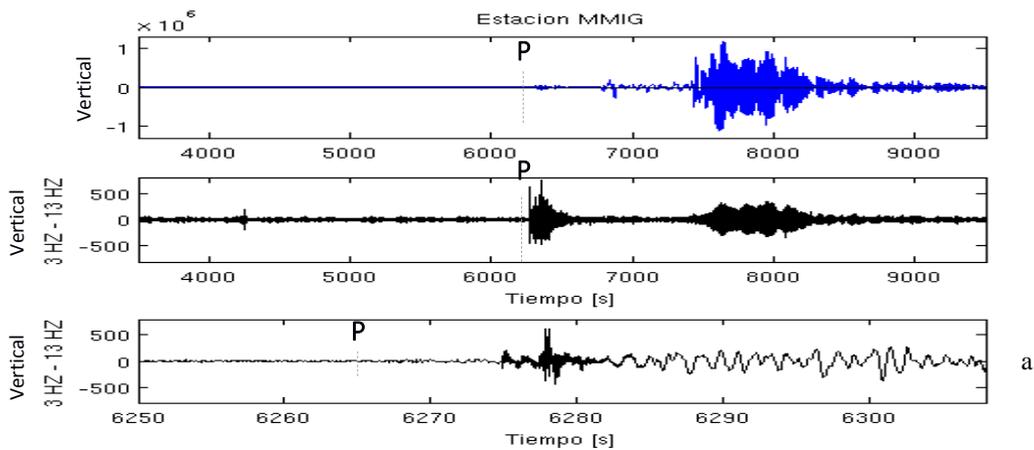
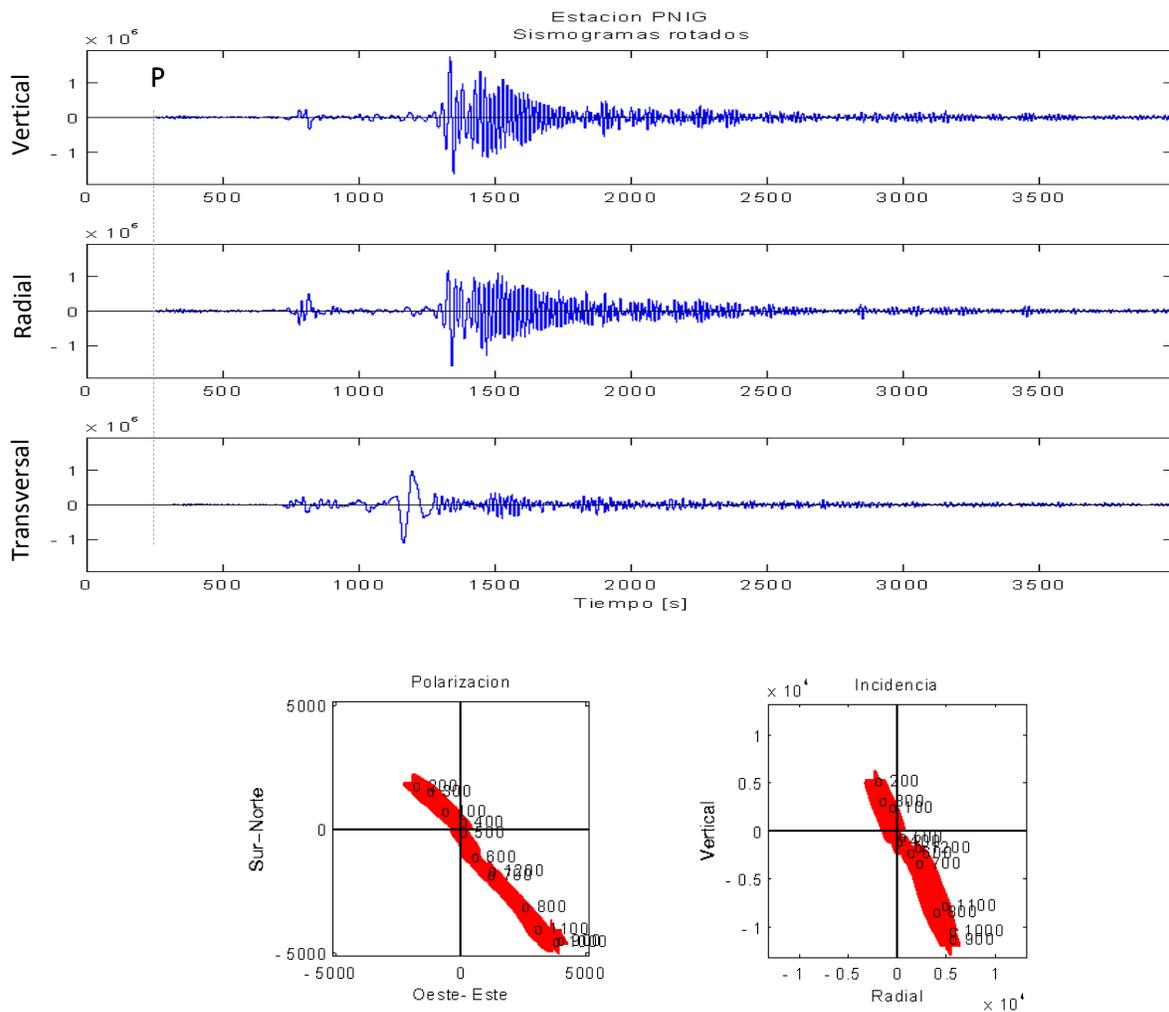


Figura 18. Sismo local (a) observado en MMIG a las 6:44:34 UTC (6274 s en la figura), casi al inicio de la onda P. Se muestra la señal rotada, la señal filtrada y la ampliación del sismo local. Los registros están en cuentas.

Para realizar la rotación del sismograma del terremoto de Chile en la estación PNIG (Figura 19) se tomó una ventana de la onda P de 12 s. Se observa que las características de la polarización corresponden a la dirección de propagación del terremoto, como el acimut calculado de  $155.806^\circ$  que es aproximado al real de  $155.575^\circ$ . Para calcular la linealidad, direccionalidad y planaridad se tomó una ventana de 20 s. La linealidad y la direccionalidad son cercanas a 1 a la llegada de las ondas de cuerpo, como se observa mejor en la componente Vertical, mientras que la planaridad mejora a la llegada de las ondas superficiales.



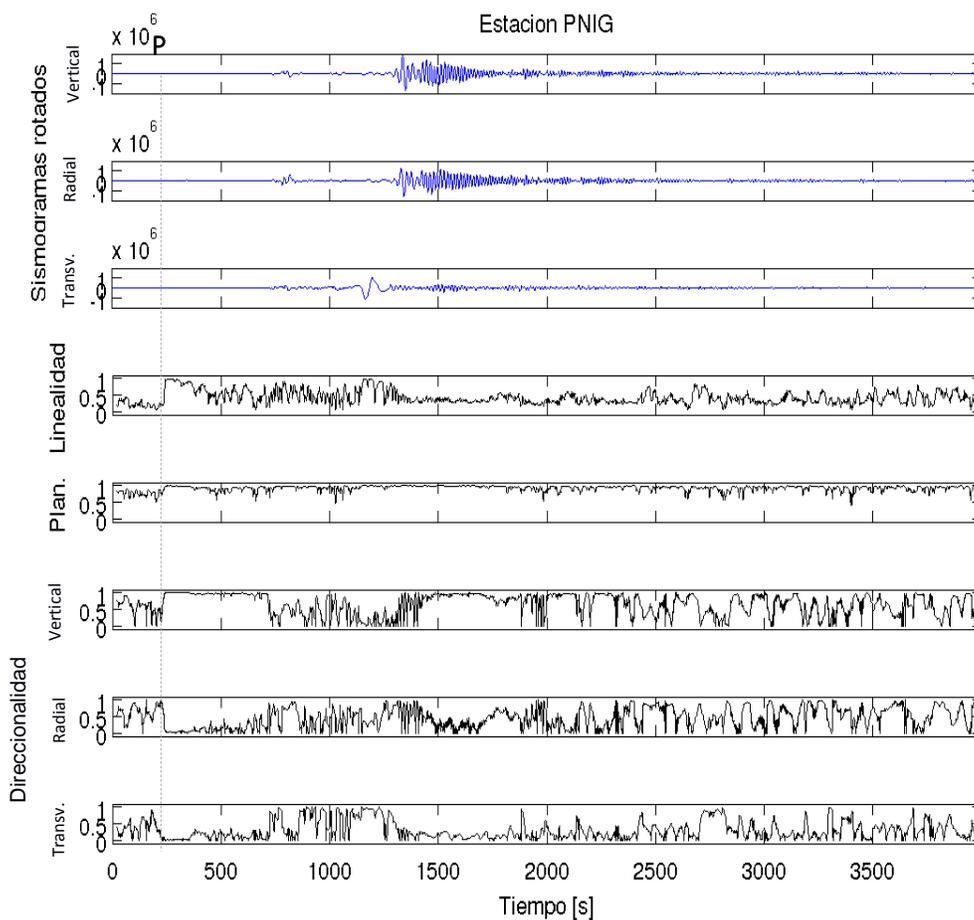


Figura 19. Resultado de la rotación en la estación PNIG y propiedades de la polarización. Se indica el arribo de la onda P  $\sim$ 06:43:58 UTC. Los registros están en cuentas.

Se detectaron 5 sismos locales en la estación PNIG (Figura 20 y Figura 21): al inicio de las ondas de cuerpo a las 06:46:53 UTC ( $t_s - t_p \approx 2.9$  s); en la coda de ondas superficiales a las 09:30:47 UTC ( $t_s - t_p \approx 6.85$  s), 09:46:00 UTC ( $t_s - t_p \approx 1.2$  s), 11:24:22 UTC ( $t_s - t_p \approx 5.5$  s) y a las 14:09:35 UTC ( $t_s - t_p \approx 8.7$  s).

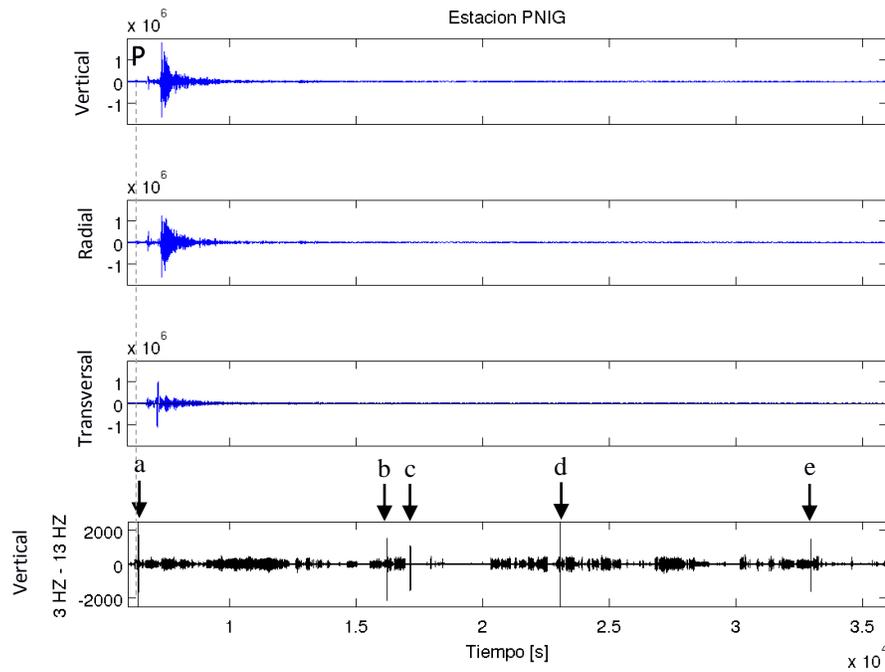
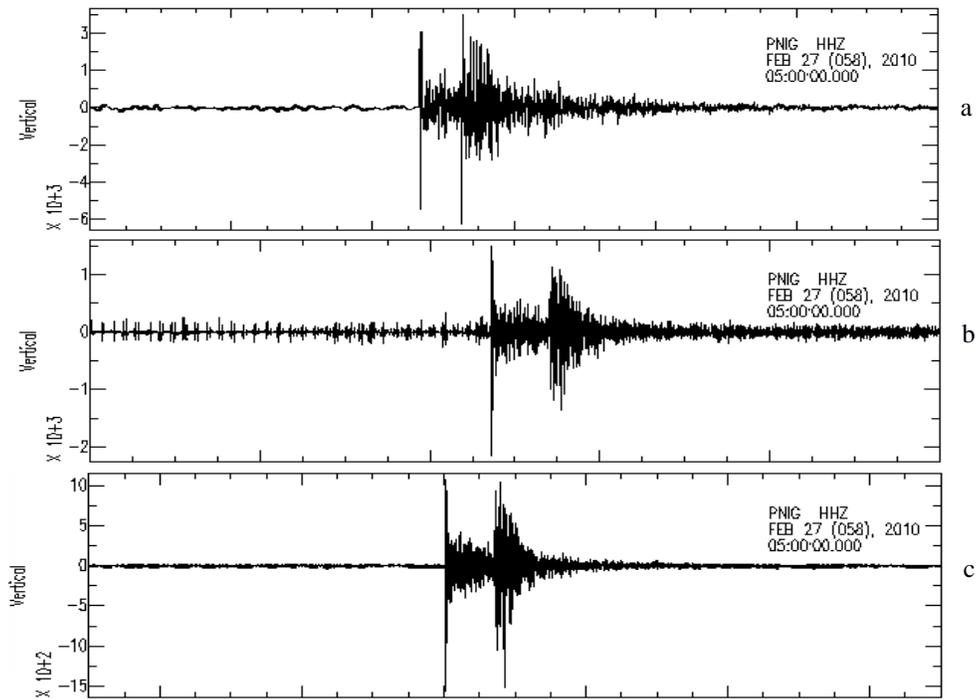


Figura 20. Componentes rotadas del sismograma del terremoto de Chile registrado en PNIG. Se indica la llegada de la onda P  $\sim$ 6:43:58 UTC y se presentan 9 horas después del inicio del terremoto. *Abajo*: Filtro pasa-bandas de 3-13 HZ aplicado a la señal rotada en P. Se indican 5 sismos locales con flechas. Las figuras tienen diferentes escalas verticales. Los registros están en cuentas.



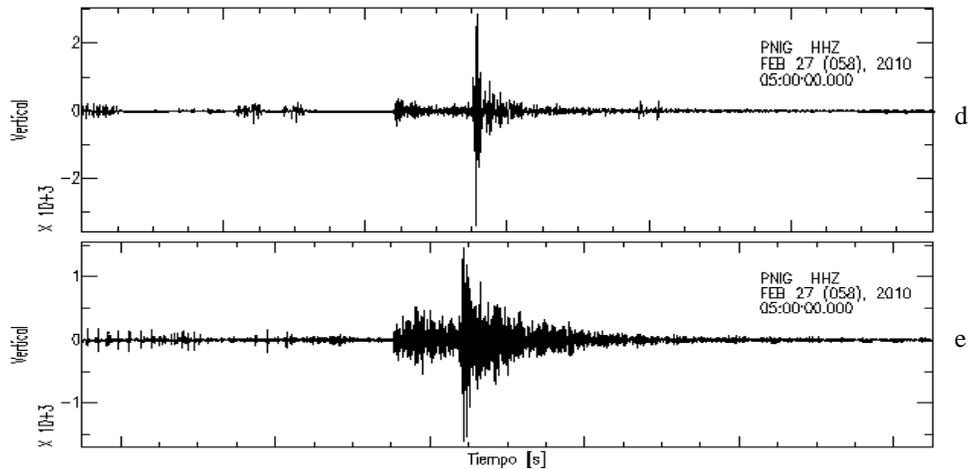
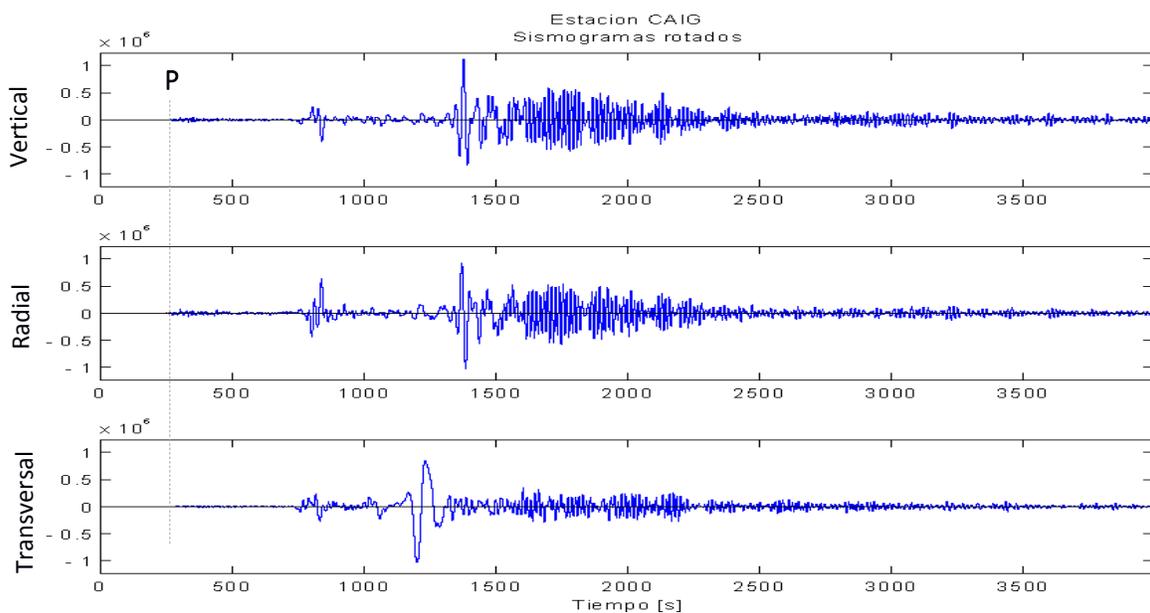


Figura 21. Sismos locales detectados al realizar el filtro del sismograma del terremoto de Chile en la componente P. Estos sismos ocurrieron a las: (a) 06:46:53 UTC, (b) 09:30:47 UTC, (c) 09:46:00 UTC, (d) 11:24:22 UTC, y (e) 14:09:35 UTC. Las figuras tienen diferentes escalas verticales. Los registros están en cuentas.

En el caso de la estación de CAIG, la rotación de los sismogramas (Figura 22) se hizo tomando una ventana de la onda P de 11.95 s. Para el cálculo de las propiedades de la polarización se tomó una ventana de 20 s, a partir de la cual se encontró una linealidad de 1 a la llegada de la onda P. Sin embargo, la planaridad se observa cercana a 1 casi en toda la señal y no cambia mucho con la llegada de las ondas superficiales. Así también el acimut calculado es de  $136.964^\circ$  que difiere del real de  $154.367^\circ$ , lo cual puede deberse a que la llegada de la onda P no fue muy clara y por lo tanto se produjo un error.



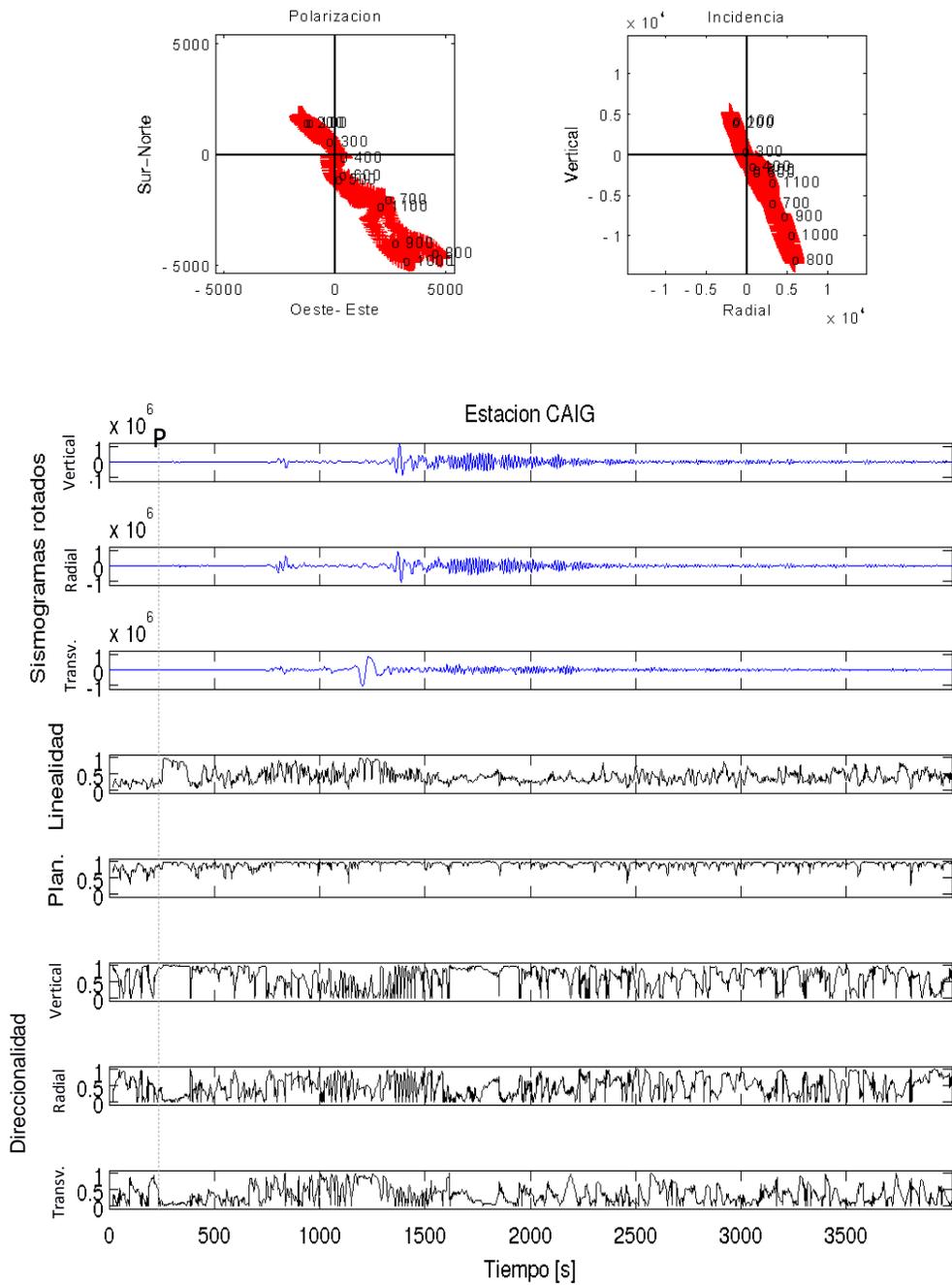


Figura 22. Resultado de la rotación en la estación CAIG y propiedades de la polarización. Se indica el arribo de la onda P  $\sim$  06:44:09 UTC. Los registros están en cuentas.

En la estación CAIG se encontraron 7 sismos locales con grandes amplitudes, posiblemente inducidos por el terremoto de Chile (Figura 23 y Figura 24). El primero de ellos ocurrió al inicio de la onda Rayleigh, a las 07:03:11 UTC ( $t_s - t_p \approx 1.2$  s); y los siguientes en la coda de

las ondas superficiales: 07:22:6 UTC ( $t_s-t_p \approx 7.7$  s), 08:54:7 UTC ( $t_s-t_p \approx 8.5$  s), 09:05:03 UTC ( $t_s-t_p \approx 1.9$  s), 11:09:10 UTC ( $t_s-t_p \approx 4.15$  s), 11:50:00 UTC ( $t_s-t_p \approx 12.8$ ), y a las 13:37:04 UTC ( $t_s-t_p \approx 2.3$  s). Podemos identificar otros sismos más pequeños, pero que no hemos podido identificar y localizar fácilmente, así que no se consideran a pesar de que podrían ser sismos que buscamos.

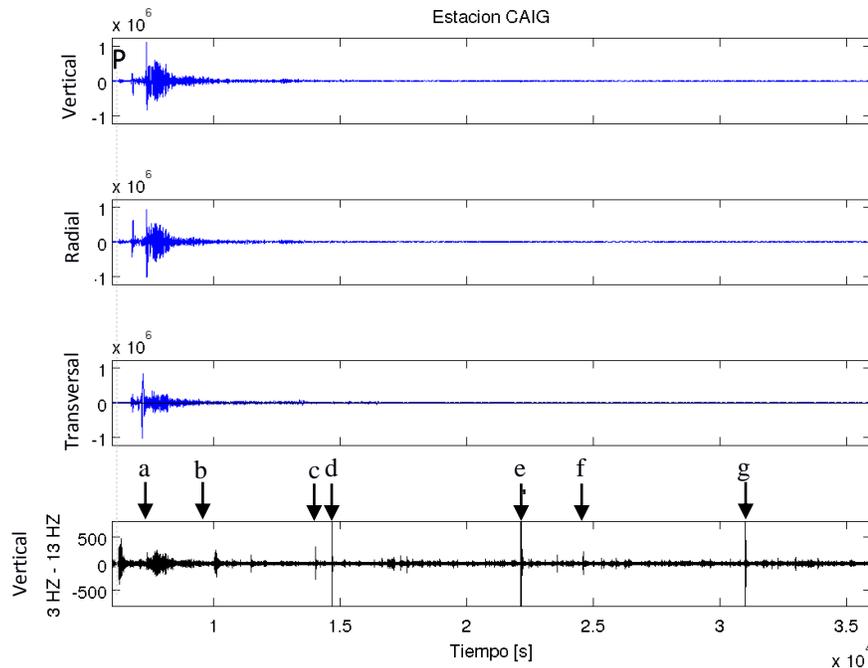
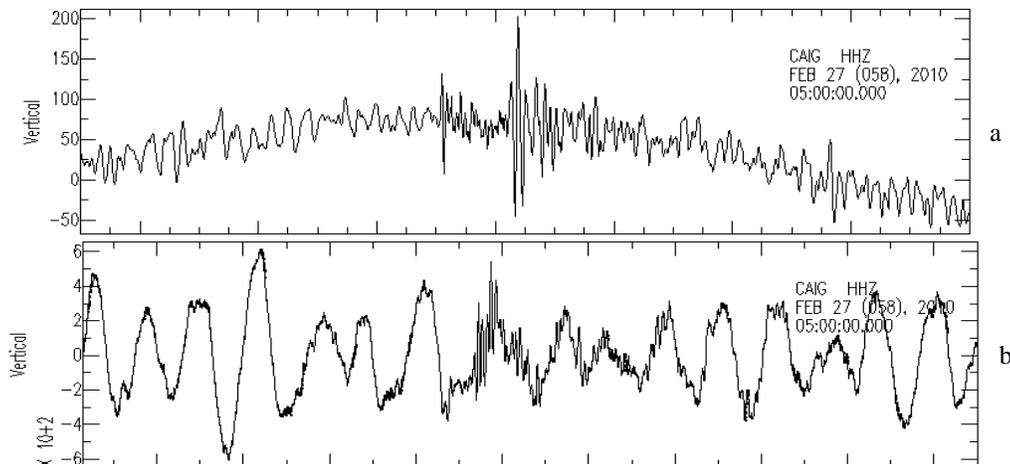


Figura 23. Componentes rotadas del sismograma del terremoto de Chile registrado en CAIG. Se indica la llegada de la onda P  $\sim 06:44:09$  UTC y se presentan 9 horas después del inicio del terremoto. *Abajo*: Filtro pasa-bandas de 3-13 HZ aplicado a la señal rotada en P. Se indican 7 sismos locales con flechas. Las figuras tienen diferentes escalas verticales. Los registros están en cuentas.



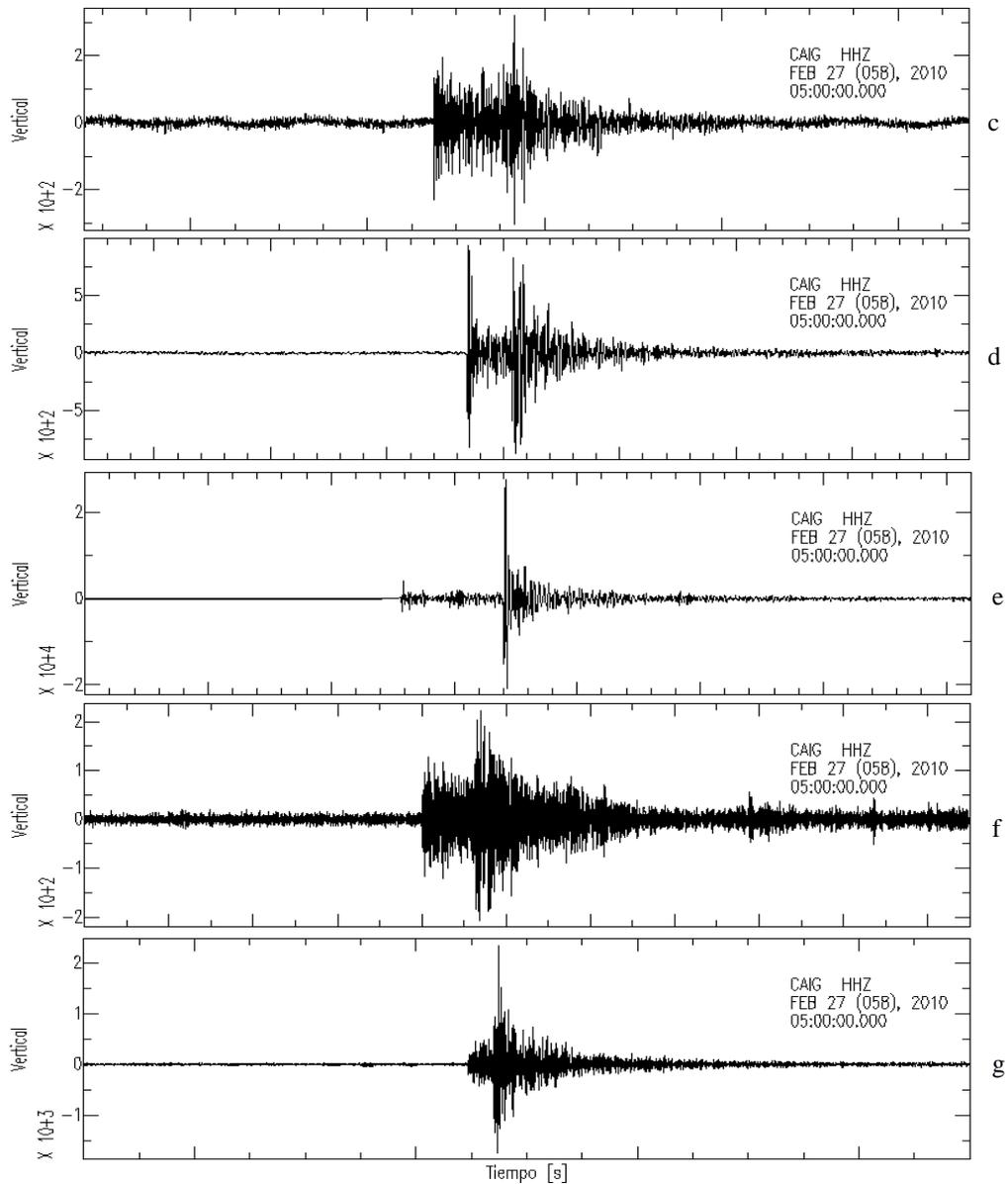


Figura 24. Sismos locales detectados al realizar el filtro del sismograma del terremoto de Chile. Estos sismos ocurrieron a las: (a) 07:03:11 UTC, (b) 07:22:6 UTC, (c) 08:54:7 UTC, (d) 09:05:03 UTC, (e) 11:09:10 UTC, (f) 11:50:00 UTC, y (g) 13:37:04 UTC. Las figuras tienen diferentes escalas verticales. Los registros están en cuentas.

Los eventos vistos en las estaciones MMIG, PNIG y CAIG se tomaron como referencia y se buscó si se veían en más estaciones para poder realizar una localización más precisa.

## 5.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE LOS SISMOS LOCALES

Una vez detectados los sismos locales ocurridos durante y horas después del paso de las ondas del terremoto lejano, se procedió a hacer la localización de los 13 eventos locales identificados.

Al igual que se hizo con los sismogramas del terremoto de Chile, para los eventos que fueron localizados por medio de una sola estación se realizó el análisis de la polarización. Por otro lado, debido a que estos eventos locales se obtuvieron a partir de filtrar la señal del terremoto de Chile, la ubicación de la onda P o S no logró ser muy precisa, lo que produjo errores de localización.

Los eventos localizados con una sola estación fueron 7. En la Tabla 4 se presentan los datos de cada localización con una sola estación, así como las encontradas usando el programa SEISAN. También se muestra la magnitud obtenida con el programa SEISAN.

Tabla 4. Localizaciones hechas con una sola estación y con SEISAN.

Sismo local	Estación de referencia	Arribo de P (Hora UTC)	LOCALIZACIÓN CON UNA SOLA ESTACIÓN		LOCALIZACIÓN CON SEISAN			
			Latitud (°)	Longitud (°)	Número de estaciones	Latitud (°)	Longitud (°)	Magnitud
1	MMIG	06:44:34	18.4909	-103.331				
2	PNIG	06:46:53	16.4867	-98.2989	4	16.449	-98.246	3.7
3	CAIG	07:03:11	16.9921	-100.321				
4	CAIG	07:22:6	17.3465	-99.9732				
5	CAIG	08:54:7	17.6179	-100.223				
6	CAIG	09:54:3	17.0985	-100.139				
7	PNIG	09:30:47	15.9469	-98.3169				
8	PNIG	09:46:00	15.9349	-98.3331				
9	CAIG	11:09:10	16.9598	-100.549	6	17.026	-100.035	3.8
10	PNIG	11:24:22	16.4776	-98.5117	3	16.452	-98.538	3.2
11	CAIG	11:46:40	17.9294	-100.415	5	17.961	-100.278	3.9
12	CAIG	13:37:04	17.0566	-100.09	3	17.025	-100.139	3.1
13	PNIG	14:09:35	16.2044	-98.7094	3	16.259	-98.85	3.5

Una forma de corroborar el cálculo hecho para los epicentros por medio de una sola estación fue a través de comparar las localizaciones hechas con SEISAN y también con una sola

estación para el mismo evento, como se muestra en la Tabla 4 (Figura 25). Se obtuvo un error máximo de los epicentros determinados con una sola estación de  $\sim 118$  km, tomando en cuenta la estación más alejada al evento; sin embargo, considerando que el sismo únicamente se verá en la estación más cercana al mismo, el error que se obtuvo es de  $\sim 39$  km. Estos errores pueden deberse al ruido en la estación (porque estos eventos llegan durante las ondas del telesismo) y al filtro aplicado.



Figura 25. Epicentros localizados con una sola estación (estrellas verdes) y con el programa SEISAN (estrellas rojas). Las estrellas unidas por una línea representan el mismo sismo local.

Se muestra un ejemplo de la determinación del epicentro de un sismo (sismo local 2 en la Tabla 4), localizado sólo con la estación PNIG, y con 4 estaciones (PNIG, CAIG, HLIIG y OXIG, usando el programa SEISAN). Se realizó el análisis de su polarización (Figura 26) a partir de tomar una ventana de la onda P de 0.14 s y se obtuvo el acimut de  $298.59^\circ$ , con el cuál se ubicó el sismo local. Como se observa en la Figura 26, el resultado de las propiedades

de polarización no son tan precisas debido a que estos pequeños sismos estaban encubiertos por las ondas del telesismo, que a pesar del filtro realizado, no permitió observar las señales locales sin ruido; sin embargo el resultado de la linealidad es cercano a 1 a la llegada de la onda P, lo cual es un buen indicador de que la dirección de polarización es correcta.

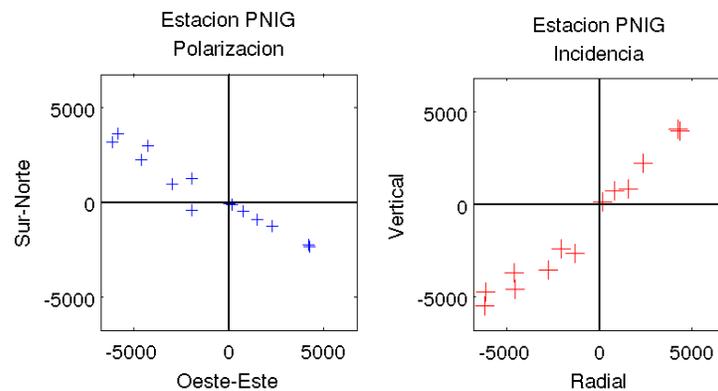
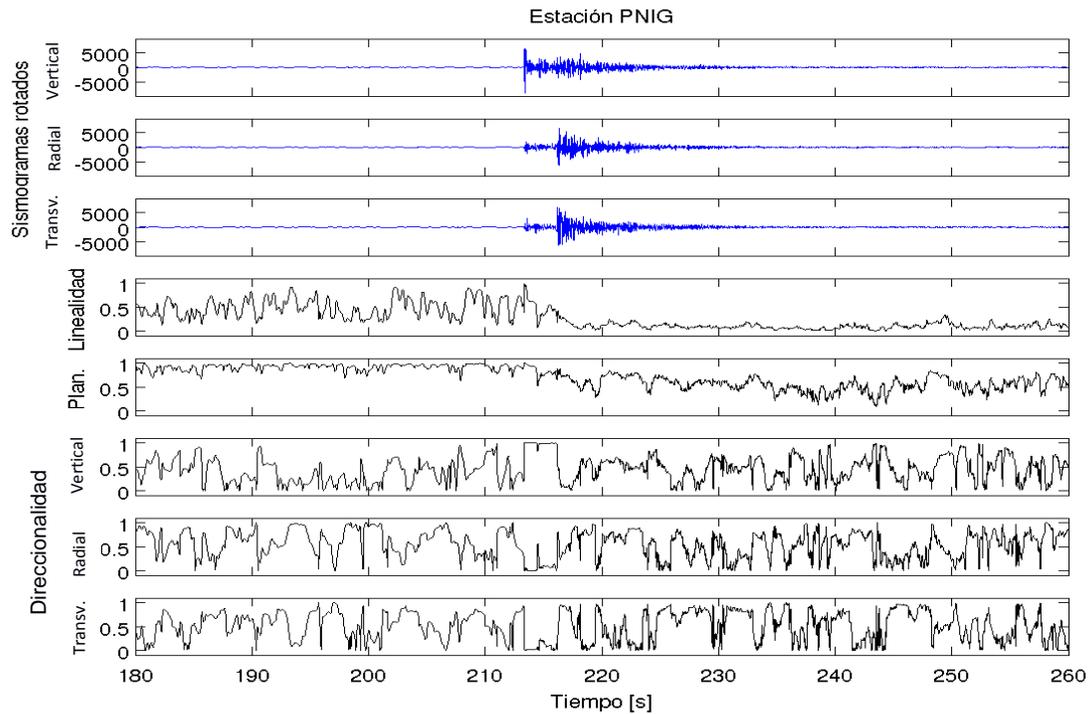


Figura 26. Análisis de la polarización para un sismo local en la estación PNIG (06:46:53 UTC). Se obtuvo un acimut que dio una localización del sismo aproximada a la obtenida con SEISAN. Los registros están en cuentas.

En la Figura 27, se muestran los epicentros obtenidos usando una sola estación con el método de la dirección de polarización en cada una de las estaciones: PNIG, CAIG, HLIQ y

OXIG. Se observa que el epicentro obtenido con una sola estación (PNIG) es muy parecido al determinado con las 4 estaciones (PNIG, CAIG, HLIIG y OXIG) usando SEISAN. Esto se debe principalmente a que PNIG es la estación más cercana al evento, por lo cual la señal se observa más clara en ella, y así el método usando la polarización es preciso. Con respecto a la localización con SEISAN, para la estación PNIG hay un error de  $\sim 7$  km, para la estación OXIG hay un error de  $\sim 35$  km, para HLIIG el error es de  $\sim 51$  km y para la estación CAIG de  $\sim 51$  km.



Figura 27. Localización del sismo local 2. En colores se muestran las localizaciones obtenidas de cada estación a través de obtener el acimut de la señal con cada una (PNIG, CAIG, HLIIG y OXIG). La estrella blanca, representa la localización obtenida con SEISAN.

Se muestra otro ejemplo (sismo local 11 de la Tabla 4). Este sismo fue localizado con cinco estaciones (ARIG, CAIG, HLIIG, PLIG y ZIIG) usando SEISAN, y con cada una de estas

estaciones usando el método de la dirección de polarización. Como se observa en la Figura 28, usando una sola estación para localizar, no siempre se obtuvo una ubicación cercana a la determinada con SEISAN; en este caso los errores en km son: PLIG de ~7.8 km, CAIG de ~15 km, ARIG de ~28 km, ZIIG ~49 km, HLIIG ~118 km. Sin embargo, se puede decir que esto se debe a la distancia que hay del evento a las estaciones, y que mientras más lejos ocurrió de la estación más alejada será la ubicación en comparación con la real. Se debe tomar en cuenta que la localización con una sola estación depende, además de su distancia al evento, del ruido registrado en la estación que puede afectar la visibilidad de la llegada de las ondas de cuerpo, y por ende, la ubicación del evento.



Figura 28. Localización del sismo local 11. En colores se muestran las localizaciones obtenidas de cada estación a través de obtener el acimut inverso de la señal con cada una (ARIG, ZIIG, PNIG, CAIG y HLIIG). La estrella blanca, representa la localización obtenida con SEISAN.

De esta forma, se realizó la localización de los 13 sismos locales. En la Figura 29 se muestran tanto las localizaciones obtenidas por medio de SEISAN como las localizaciones hechas con una sola estación.

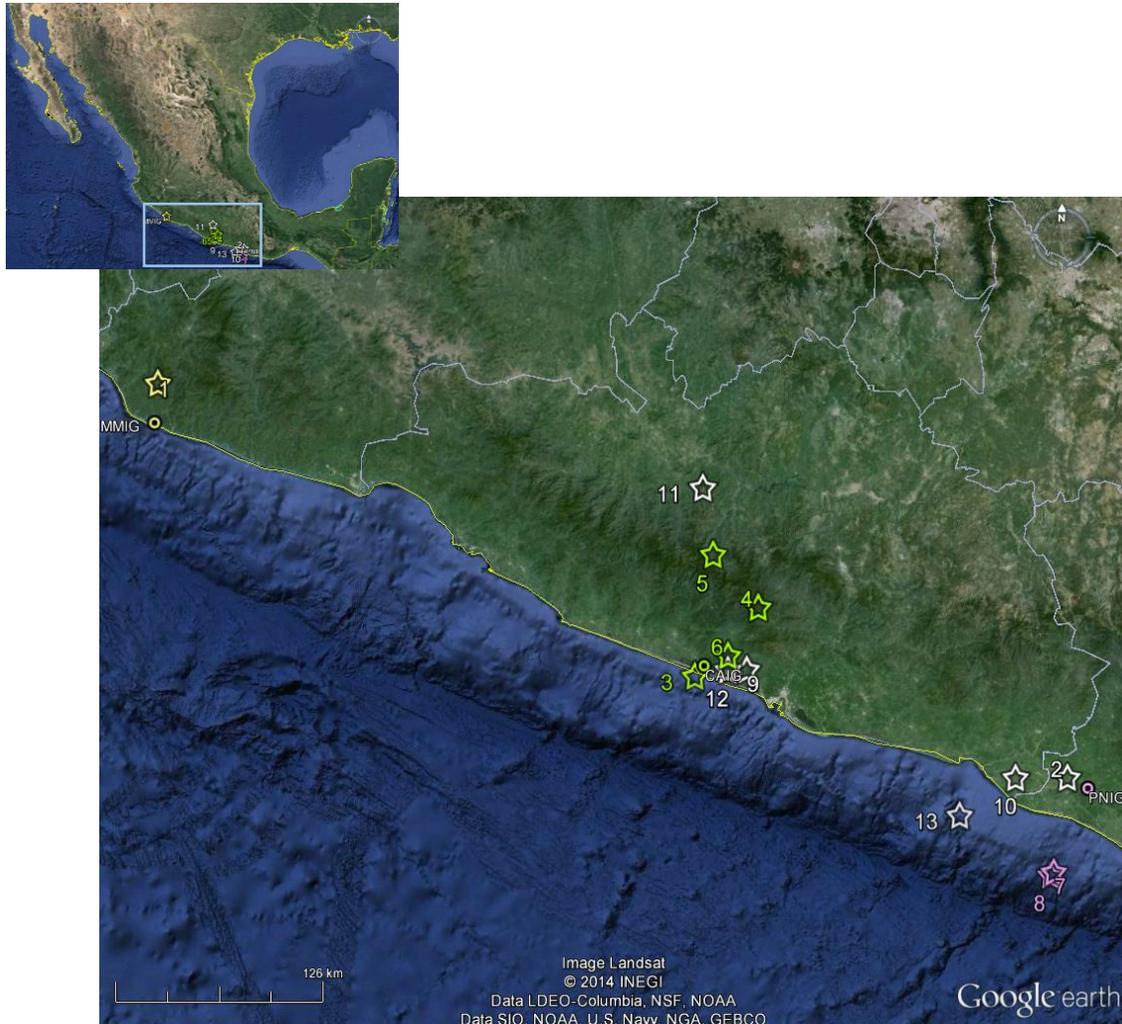


Figura 29. Localizaciones de los sismos locales. Las estrellas blancas indican las localizaciones hechas con SEISAN; en colores las localizaciones hechas con una sola estación: en verde respecto a CAIG, en rosa respecto a PNIG, y en amarillo respecto a MMIG. También se muestra con un punto la ubicación de las estaciones CAIG, PNIG y MMIG. (Google Earth, 2014).

### 5.3. ESTUDIO ESTADÍSTICO

Para analizar la relación entre el paso de las ondas del terremoto de Chile y los sismos locales inducidos en México, se hizo un análisis basado en un conteo de los eventos locales de la señal filtrada registrada en la estación CAIG. Se contaron los eventos desde nueve horas antes del arribo de la onda P en la estación, hasta nueve horas después.

En la Figura 30 se presenta el resultado de contar eventos locales en el lapso de cada hora, cada barra representa una hora; en barras azules se presenta la cantidad de eventos que ocurrieron nueve horas antes del registro del sismograma del terremoto de Chile, y en barras verdes los eventos que ocurrieron a partir del registro de la onda P del telesismo en la estación CAIG (~06:44 UTC) hasta nueve horas después. Es decir que se presentan el número de eventos desde ~21:44 UTC del 26 de febrero hasta ~15:44 UTC del 27 de febrero.

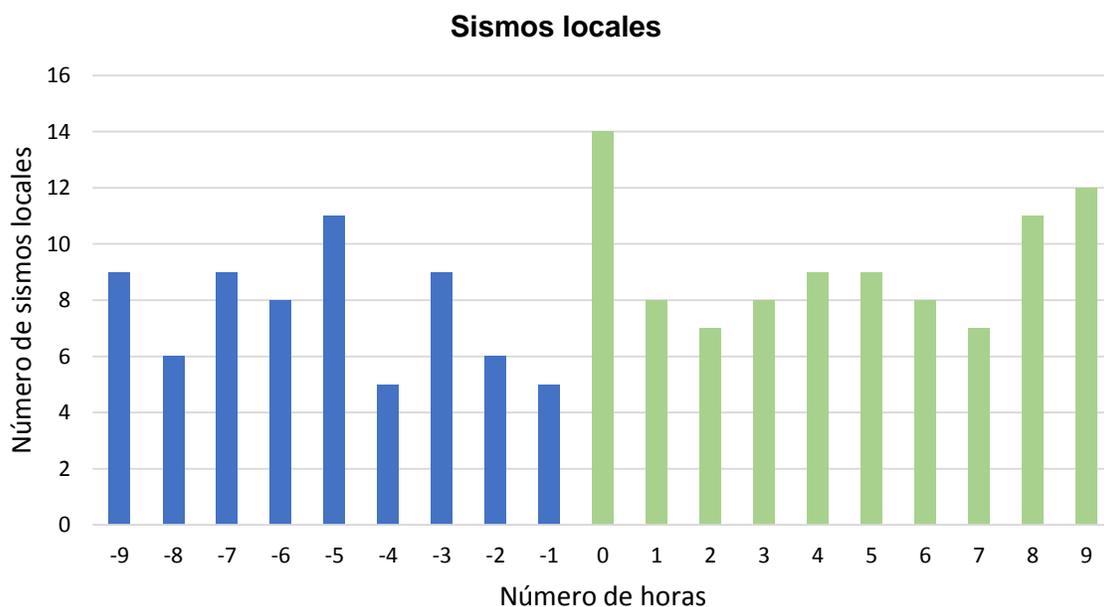


Figura 30. Resultado del conteo hecho desde nueve horas antes del registro del sismograma del terremoto de Chile hasta nueve horas después de su inicio. Cada barra representa el lapso de una hora: en barras azules las nueve horas antes, y en barras verdes las nueve horas a partir del inicio del sismograma. Análisis hecho con la estación CAIG.

Se tomaron en cuenta únicamente los eventos locales, a partir de descartar el ruido promedio a lo largo del registro, y de esta forma se detectaron 68 sismos locales dentro de las nueve horas antes de la llegada de las ondas del terremoto de Chile, y 81 sismos locales en las

nueve horas posteriores a la llegada de la onda P. La diferencia entre cantidad de eventos es pequeña, lo cual puede deberse a que la ventana de tiempo que se tomó es grande; sin embargo, si se compara una hora antes y una hora después respecto al inicio del registro del sismo lejano, se puede apreciar una diferencia mayor de eventos. En este gráfico (Figura 30), se observa que se detectaron 14 sismos locales en la primera hora a partir de la llegada de la onda P del terremoto de Chile, es decir, dentro de la primera hora del paso de las ondas de cuerpo y de superficie del terremoto. Comparando esta cantidad de eventos con los que hubo durante la hora previa se tiene una diferencia de 9 sismos locales. Esta diferencia, es la mayor que se presenta al comparar la cantidad de eventos ocurridos en una hora, con respecto a la anterior. Esto es normal, porque una vez que han pasado las ondas superficiales, no hay sismicidad inducida y volvemos a observar un número parecido de eventos antes y después del terremoto en una ventana temporal grande, es decir que conforme pasan las horas, la cantidad de sismos locales tiende a homogeneizarse, lo cual hace notorio el despegue en la cantidad de eventos justo en la primera hora que comprende el inicio del registro.

Este conteo no se hizo con base en el catálogo del SSN ya que reporta magnitudes arriba de 3, mientras que las magnitudes de la microsismicidad tienden a estar por debajo de ésta, por lo cual fue necesario ver los registros e identificar estos pequeños eventos.

Esta estadística simple proporciona un resultado que puede ser indicativo de un aumento en la sismicidad local como consecuencia del paso de las ondas del terremoto lejano.

## CAPÍTULO 6. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

El resultado obtenido a partir del análisis del sismograma del terremoto de Chile, es decir, la identificación de los pequeños sismos locales y la estadística simple realizada con la cuantificación de estos eventos, sugiere que sí ocurrió microsismicidad local inducida en México como consecuencia del paso de las ondas del terremoto de Chile.

Se observa que el número de sismos inducidos dinámicamente es máximo durante el paso de las ondas de cuerpo y superficiales (la primera hora después de la onda P) y que disminuye después, lo cual es normal porque ya pasó el tren de ondas de amplitudes mayores correspondientes al terremoto (las ondas de superficie). Después de 2-3 horas, el sismograma regresa a una tasa de sismicidad parecida a la que precede al arribo de la onda P, lo que nos hace pensar fuertemente en una relación de causa-efecto entre el paso del tren de ondas y el aumento de la sismicidad local.

También se puede precisar que la sismicidad inducida está por debajo de magnitud 4, aunque no se puede asegurar que todos los eventos identificados fueron provocados al paso de las ondas del terremoto lejano, la mayor cantidad de eventos detectados fueron de magnitudes que no se pudieron estimar, por ser muy pequeños.

Los eventos detectados ocurrieron en una zona con sismicidad previa, es decir que el tren de ondas del terremoto lejano tiene un efecto ‘catalizador’, aumentando el número de sismos en una zona que posee sismicidad de fondo. De esta forma se concluye que esta sismicidad y microsismicidad ocurrió en zonas de constante actividad sísmica, que en este caso corresponde a las costas de Michoacán, Guerrero y Oaxaca, donde principalmente se pudo encontrar el registro de los pequeños sismos locales. Así, se apoya al planteamiento hecho por diversos autores (e.g. Hill *et al.*, 1993; Hill y Prejean, 2007), respecto a que la sismicidad inducida ocurre en zonas de alta actividad sísmica de fondo, sin ser exclusiva de ellas.

Este estudio se ve reforzado por la investigación hecha por Iglesias *et al.* (2010), en la cual detectaron tres eventos locales posiblemente inducidos por el terremoto de Chile, mismos que también fueron detectados en este trabajo. En el estudio de Iglesias *et al.* (2010) no se

descarta la posibilidad de que sean coincidencias temporales, sin embargo, se realizó un análisis probabilístico en el que se determinó que la probabilidad conjunta de que existan tres sismos independientes en el mismo intervalo de una hora es menor que el 1.5%. El resultado de ese análisis ayuda a sostener la hipótesis de este trabajo, ya que la posibilidad de que los eventos locales identificados sean aleatorios es baja.

Así mismo, este trabajo puede ser pauta para profundizar en este mismo caso de estudio, o realizarse para otros terremotos lejanos de grandes magnitudes. Como sugerencia para trabajos posteriores, podrían incluirse un análisis de directividad de la ruptura que puede influenciar la distribución de la sismicidad inducida; realizarse espectrogramas para la identificación de los pequeños sismos, como algunos estudios sugieren (e.g. West *et al.*, Hill y Prejean, 2007; Peng *et al.*, 2011); analizar la relación esfuerzo-deformación; y una prueba estadística como la estadística- $\beta$  que proporciona información acerca de la diferencia entre la desviación estándar de la tasa de sismicidad después de un sismo principal con respecto a la tasa de sismicidad de fondo que caracteriza dicha zona (Hill y Prejean, 2007), así como la posibilidad de realizar un mapa que muestra la distribución espacial de la sismicidad inducida.

Con este trabajo se logró el objetivo de detectar sismicidad local inducida a través de la metodología propuesta, que a su vez correspondió con la estadística realizada. Esta tesis ha expuesto que el fenómeno de la sismicidad inducida remotamente puede ocurrir en México, y es necesario su estudio para conocer que el índice de sismicidad de una región puede variar no sólo por su régimen tectónico sino por la alteración de los esfuerzos debido a un sismo lejano de gran magnitud.

# BIBLIOGRAFÍA

- Amoroso, O., *et al.* (2012), S-Wave Identification by Polarization Filtering and Waveform Coherence Analyses. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, doi: 10.1785/0120110140.
- Anderson, J., *et al.* (1994), Seismicity in the western Great Basin apparently triggered by the Landers, California, earthquake 28 June 1992. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 863-891.
- Brodsky, E., *et al.* (2000), A New Observation of Dynamically Triggered Regional Seismicity: Earthquakes in Greece Following the August, 1999 Izmit, Turkey Earthquake. *Geophys. Res.*, Vol. 27, No. 17, pp. 2741-2744.
- Brodsky, E. (2006), Long-range triggered earthquakes that continue after the wave train passes. *J. Geophys. Res.*, Vol. 33, L15313, doi: 10.1029/2006GL026605.
- Flinn, E. A. (1965), Signal Analysis Using Rectilinearity and Direction of Particle Motion. *Proceedings of IEEE*, 12, 1874-1876.
- Freed, A. M., Lin, J. (2001), Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, Vol. 411.
- Freed, A. M. (2005), Earthquake Triggering by Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33:335-67, doi: 0.1146/annurev.earth.33.092203.122505.
- Gomberg J., *et al.* (2001), Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes. *Nature*, Vol. 411.
- Gomberg J., *et al.* (2004), Earthquake nucleation by transient deformations caused by the M=7.9 Denali, Alaska, earthquake. *Nature*, Vol. 427.
- Gonzalez-Huizar H., *et al.* (2012), Remote Triggered Seismicity Caused by the 2011, M9.0 Tohoku-Oki, Japan Earthquake. *J. Geophys. Res.*, Vol. 39.
- Hill, D. P., *et al.* (1993), Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California earthquake. *Science*, 260, 1617-1623, doi: 10.1126/science. 260.5114.1617.
- Hill, D. P., Prejean, S. G. (2007), Dynamic Triggering: *Treatise on Geophysics*. Vol. 4,

- Earthquake Seismology, edited by G. Schubert and H. Kanamori, Chap. 9, 257–291, Elsevier, Amsterdam.
- Hough, S. E. (2005), Remotely Triggered Earthquakes Following Moderate Mainshocks (or, Why California is Not Falling into the Ocean). *Seismological Research Letters*, Vol. 76, No. 1.
- Hough, S. E., *et al.* (2003), Intraplate Triggered Earthquakes: Observations and Interpretation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 93, No. 5, pp. 2212–2221.
- Iglesias, A., *et al.* (2011), ¿Sismicidad disparada en México por el terremoto de Chile de 2010? Presentado en la sesión de la UGM “The large and destructive earthquakes of 2010”.
- Jiang, T., *et al.* (2010), Remotely Triggered Seismicity in Continental China following the 2008  $M_w$  7.9 Wenchuan Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 100, No. 5B, pp. 2574–2589.
- Jurkevics, A. (1988), Polarization Analysis of Three-Component Array Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 78, No. 5, pp. 1725–1743.
- Miyazawa, M. (2011), Propagation of an earthquake triggering front from the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*.
- Peng, Z., *et al.* (2010), Remotely triggered seismicity in north China following the 2008  $M_w$  7.9 Wenchuan earthquake. *Earth Planets Space*, 62, 893–898, doi: 10.5047/eps.2009.03.006
- Peng, Z., *et al.* (2011), The Relevance of High-frequency Analysis Artifacts to Remote Triggering. *Seismological Research Letters*, Vol. 82, No. 5, doi: 10.1785/gssrl.82.5.654.
- Stein, S., Wysession, M. (2003), An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *Blackwell Publishing*, 1ª Edición, EUA.
- Velasco, A. A., *et al.* (2008), Global ubiquity of dynamic earthquake triggering. *Nature Geoscience*, Vol. 1.
- West, M., *et al.* (2005), Periodically Triggered Seismicity at Mount Wrangell, Alaska, After the Sumatra Earthquake. *Science* 308, 1144–1146.

Zigone, D., *et al.* (2012), Triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 117, B09304, doi: 10.1029/2012JB009160.

### **Referencias de Internet**

- [1] <http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=Rayleigh%20wave>
- [2] <http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=Love%20wave>