



Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

EVALUACIÓN DEL POTENCIAL DE TÉCNICAS DEL  
POSICIONAMIENTO GNSS PARA LA OBSERVACIÓN DE  
ONDAS SÍSMICAS SUPERFICIALES

Alumno: Abelardo Romero

Director: Dr. Andreas J. Richter

Co Director: Dr. Luciano P. O. Mendoza

Firma del director:

Andreas Richter

Firma de uno de los jurados :

M. G. ENDE

MARIA LAURAZOSA

LA PLATA, ARGENTINA

2021

*A mi Mamá, mi Papá y mis hermanxs que me guían,  
a mis amigxs de la vida y la facu que me acompañan,  
en especial a Sol y Santi,  
y a mis sobrinxs que me alegran y motivan.*

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>1</b>
<b>Introducción</b>	<b>2</b>
<b>1. Ondas sísmicas superficiales</b>	<b>4</b>
<b>2. Posicionamiento GNSS</b>	<b>7</b>
<b>3. Datos observacionales</b>	<b>11</b>
3.1. Región de estudio y eventos considerados . . . . .	11
3.2. Disponibilidad y acceso de datos . . . . .	13
3.3. Datos sismológicos . . . . .	13
<b>4. Métodos</b>	<b>16</b>
4.1. Determinación del movimiento de partícula . . . . .	16
4.1.1. Preparación de datos para procesar . . . . .	16
4.1.2. Procesamiento RTKlib . . . . .	16
4.1.3. Procesamiento CSRS-PPP . . . . .	18
4.1.4. Evaluación: Comparación y estimación de intervalos de confianza	19
4.2. Detección e identificación de ondas Rayleigh y Love . . . . .	20
4.2.1. Transformación de componentes a un sistema en referencia a la dirección de propagación . . . . .	20
4.2.2. Identificación de ondas Rayleigh y Love . . . . .	21
4.3. Extracción de parámetros de interés sismológico . . . . .	21
4.3.1. Determinación de velocidades de grupo y fase . . . . .	21
4.3.2. Determinación de curvas de dispersión de velocidad de grupo y fase . . . . .	22

<b>5. Resultados</b>	<b>24</b>
5.1. Movimientos de partícula . . . . .	24
5.1.1. Comparación entre soluciones . . . . .	24
5.1.2. Extracción de movimientos de corto período . . . . .	27
5.1.3. Estimación de intervalos de confianza . . . . .	28
5.2. Detección de ondas Rayleigh y Love . . . . .	28
5.3. Velocidades de grupo y fase y curvas de dispersión . . . . .	34
<b>6. Sensibilidad, aplicabilidad y potencial para desarrollos futuros</b>	<b>38</b>
<b>7. Conclusiones</b>	<b>43</b>
<b>A. Maule 2010 (M10)</b>	<b>46</b>
<b>B. Iquique 2014 (I14)</b>	<b>61</b>
<b>C. Coquimbo 2015 (C15)</b>	<b>72</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>86</b>

# Resumen

La presente tesis muestra el desarrollo y la evaluación de un método de procesamiento GNSS y análisis de movimiento de partícula con el objetivo de aportar información observacional al estudio de la propagación de ondas sísmicas superficiales de eventos fuertes. Este estudio se enfoca geográficamente en el territorio continental argentino. Teniendo en cuenta la necesidad de magnitudes grandes ( $>8$ ), se consideran tres terremotos ocurridos entre 2010 y 2015. Se utilizan datos libres de 21 estaciones GNSS permanentes, con alta frecuencia de muestreo ( $>1Hz$ ), y de una estación sismológica que registró las ondas de uno de los eventos. El procesamiento GNSS se realiza con un software de código abierto cuyo resultado es verificado con un método independiente. También se muestra un experimento de comparación de dos estrategias alternativas de posicionamiento GNSS: Posicionamiento Puntual Preciso y posicionamiento diferencial. Por último, se exhiben resultados de determinación de parámetros de interés sismológico.

El análisis resulta en 37 series correspondientes a los tres eventos seleccionados, con una precisión promedio del orden de los 9 *mm* para la componente vertical, y de 6 *mm* para la componente horizontal. En 21 casos se detectó exitosamente el movimiento característico del pasaje de ondas Rayleigh y Love. Aunque la infraestructura GNSS no es capaz de reemplazar a las redes sismológicas operativas, las estaciones GNSS de alta frecuencia de muestreo tienen un gran potencial para complementar las redes sismológicas en la validación o mejora regional de modelos de Tierra reológicos. En conclusión, el método desarrollado:

1. suma una nueva línea de relevancia científica y socio-económica al abanico de las aplicaciones de la infraestructura GNSS nacional, regional y global;
2. evidencia una superioridad de la estrategia PPP sobre el procesamiento diferencial en cuanto a la observación de ondas sísmicas superficiales;
3. sugiere límites para la aplicación practicable del mismo en cuanto a la magnitud del evento y la distancia a las estaciones;
4. desemboca en recomendaciones de robustecer la infraestructura disponible.

# Introducción

La zona de subducción Andina (Tassara y Echaurren, 2012), que recorre Sudamérica a lo largo de su borde occidental, es el margen más largo de su tipo en todo el planeta. Esta zona representa una de las regiones sísmicamente más activas del globo. Los procesos y consecuencias geodinámicas de la subducción de las placas de Nazca y Antártica por debajo de la placa Sudamericana son de carácter regional, por lo que afectan a la Argentina junto con los riesgos sísmicos asociados. El desafío de prevenir y mitigar los posibles daños provocados por terremotos de gran intensidad involucra implicancias y esfuerzos socioeconómicos considerables. Tener un conocimiento preciso de los mecanismos que desencadenan eventos sísmicos y de las condiciones geodinámicas, tectónicas y reológicas que gobiernan la distribución geográfica y temporal de estos eventos es imprescindible para llevar adelante esta tarea. Pero no todo es daño y destrucción. Los mismos eventos sísmicos fuertes proporcionan, además, indicios observables de las propiedades reológicas y mecánicas de la tierra sólida y sus variaciones espaciales. Esta información es la que permite mejorar modelos geodinámicos para caracterizar el riesgo sísmico.

Un ejemplo es la Patagonia austral. Las provincias de Santa Cruz, Tierra del Fuego y sus zonas aledañas se destacan, en parte, por una estructura tectónica y reológica compleja, y también por una fuerte intensidad de los procesos geodinámicos activos. En el sur, esta zona está afectada por los movimientos y deformaciones a lo largo del sistema de fallas Magallanes-Fagnano, que representa el límite transcurrente entre las placas Sudamericana y la de Scotia (Mendoza et al., 2015; Lodolo et al., 2003). En el Punto Triple de Chile subduce el margen divergente activo entre las placas de Nazca y Antártida (Dorsal de Chile) debajo de la placa Sudamericana (Bird, 2003). El movimiento divergente permite la apertura de la Ventana Astenosférica Patagónica debajo de la litósfera continental (Breitsprecher y Thorkeelson, 2009). La ventana condiciona la circulación de material del manto (Russo et al., 2010; Lin, 2014), así como una alta temperatura y baja viscosidad del mismo, y un espesor litosférico reducido (Ivins y James, 1999, 2004; Lange et al., 2014). Estas condiciones reológicas peculiares, especialmente la baja viscosidad y la delgada litósfera, se consideran responsables de una extraordinaria intensidad del ajuste

glacio-isostático en torno a los Campos de Hielo Patagónicos, que se expresa a través de un rápido levantamiento cortical con una tasa máxima de  $4\text{cm/año}$  y un patrón concéntrico (Richter et al., 2016; Dietrich et al., 2010). Pero también, sobre escalas de tiempo más cortas, se encuentra una anomalía en la respuesta de la tierra sólida a cargas superficiales. Observaciones de las mareas lacustres en el Lago Fagnano, en Tierra del Fuego, revelan una amplificación de los efectos de carga oceánica, que se interpreta como indicio de una desviación de las propiedades elásticas efectivas de las predicciones de modelos de tierra convencionales (Richter et al., 2009). Estos procesos y, en particular, la excepcional intensidad del ajuste glacio-isostático, están en el enfoque actual del interés científico internacional y motivan una serie de proyectos de investigación en curso (Wiens, 2018; Scheinert y Rülke, 2019). Un mejor entendimiento de la respuesta de la tierra sólida a los cambios de masa de hielo en el pasado y en la actualidad que lleve a la explicación de la deformación observada, demanda un avance en el modelado del ajuste glacio-isostático (Lange et al., 2014) que, a su vez, requiere la introducción de un modelo de tierra visco-elástico preciso. Sin embargo, esta región no sólo se destaca por condiciones reológicas anómalas, sino a la vez por una escasez de datos observacionales. De ahí surge la necesidad de incorporar fuentes de información alternativas en la validación y mejora de los modelos de Tierra en esta región. Un método prometedor consiste en el análisis de los registros sismológicos del pasaje de ondas superficiales producidas por sismos fuertes (Duca Freyre, 2017). Sin embargo, la escasa cantidad y cobertura geográfica de estaciones sismológicas en la región limitan la precisión de las conclusiones que se puedan generar a partir de curvas de dispersión de las ondas superficiales registradas. Por esta razón, el presente trabajo evalúa la posibilidad de complementar los datos sismológicos mediante movimientos de partículas determinados a partir de observaciones de Sistemas Globales de Navegación por Satélite (Global Navigation Satellite Systems, GNSS) con el fin de contribuir a una mejor observación e interpretación sismológico-reológica de ondas superficiales de sismos fuertes.

El posicionamiento GNSS ha comprobado su aptitud y aptitud para el monitoreo de deformaciones intersísmicas, co-sísmicas y post-sísmicas (Mendoza et al., 2015; Vigny et al., 2011; Moreno et al., 2018). El desarrollo de la sismología GNSS busca utilizar la existente infraestructura de estaciones de este tipo para la observación de la propagación de ondas sísmicas (Bock et al., 2011; Davis et al., 2012). Esto las convierte en sensores sismológicos, ofreciendo así una complementación y densificación de las redes sismológicas operativas. Se ha demostrado la posibilidad de detectar mediante GNSS ondas P y S, así como ondas superficiales (Larson, 2003; Grapenthin y Freymueller, 2011). Avances en el desarrollo e implementación de métodos de análisis sismológico de datos de posicionamiento GNSS en tiempo real permiten incorporar sus estaciones a sistemas operacionales de alerta temprana, como por ejemplo en Chile (Crowell et al., 2018) y en Japón (Kawamoto et al., 2017).

# Capítulo 1

## Ondas sísmicas superficiales

La sismología es la disciplina dedicada al estudio de las ondas sísmicas y los fenómenos que las producen, en particular los terremotos. Un terremoto, o sismo, es una liberación brusca de energía acumulada en la litósfera de la Tierra. Esta energía se propaga produciendo vibraciones elásticas en nuestro planeta, ondas sísmicas. Si nos enfocamos en las que se propagan por el interior de la Tierra, las ondas internas, podemos clasificar dos tipos de ondas diferentes según el movimiento que experimentan las partículas del medio por el cual se propagan:

1. Las ondas P: son ondas de presión en las cuales el movimiento es generado por compresiones y dilataciones del material.
2. Las ondas S: son vibraciones transversales a la dirección de propagación, su velocidad es menor a la de las ondas P y, a diferencia de estas, no pueden propagarse en medios fluidos ya que están gobernadas por esfuerzos de cizalla.

Es habitual descomponer las ondas S según las componentes del movimiento de las partículas respecto al plano vertical que contiene a la dirección de propagación. La componente contenida en este plano será la onda SV (onda S vertical), y la componente normal al plano será la SH (onda S horizontal), la cual estará contenida en el plano horizontal.

Cerca de la superficie de la Tierra, aparecen otros tipos de ondas sísmicas, las ondas superficiales. Estas son el resultado del acoplamiento de energía que se produce debido a la superposición de las ondas internas al incidir en la superficie libre que representa el límite entre la corteza y el aire, y a la existencia de una estratificación de la corteza cercana a esa superficie. Este fenómeno hace que la energía se mantenga cerca de la superficie terrestre. Como resultado de esto, la misma se propaga en forma bidimensional y decae con la distancia  $r$ , aproximadamente a razón de  $1/r$ , a diferencia de las ondas tridimensionales (internas), cuya energía decae aproximadamente a una razón de  $1/r^2$ . Es por esto que, incluso a grandes distancias

de la fuente, las ondas superficiales resultan prominentes en los sismogramas (Stein y Wysession, 2003). Otra característica de este tipo de ondas es que sus velocidades de propagación son menores a las de las ondas internas y por esto es que siempre aparecen después que ellas en los registros. Nuevamente, existen dos tipos de onda clasificadas según el movimiento que generan en las partículas del medio: Las ondas Rayleigh y las ondas Love (fig.1.1).

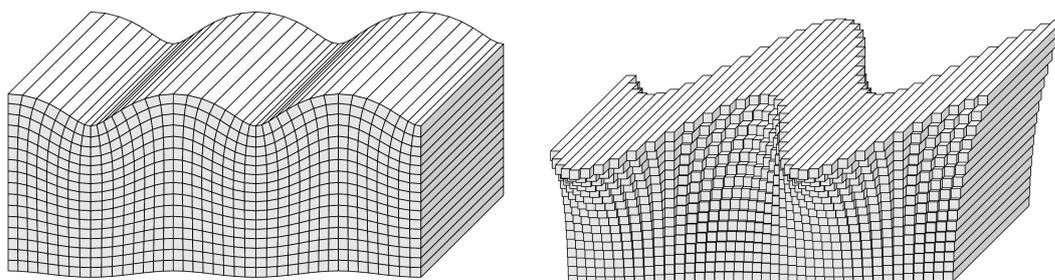


Figura 1.1: Movimientos de partículas en ondas Rayleigh y Love (Shearer, 2009).

1. Las ondas Rayleigh: Predichas por John William Strutt (Lord Rayleigh) en 1885. Se generan en presencia de una superficie libre en un medio elástico debido a la superposición de ondas P y SV. El movimiento de las partículas siempre se da en un plano vertical paralelo a la dirección de propagación, es elíptico y retrógrado, y su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad. La velocidad de la onda Rayleigh varía entre un 87 % y un 96 % de la velocidad de la onda S,  $V_s$ .
2. Las ondas Love: Predichas por Augustus Love en 1911. Se dan sólo cuando existe una capa de baja velocidad de onda por encima de un medio de mayor velocidad, algo que sucede en la corteza estratificada de la Tierra. Las ondas se generan por la superposición de las múltiples reflexiones de ondas SH entre las superficies del tope y de la base de la capa de baja velocidad, por lo que el movimiento de las partículas queda contenido en el plano horizontal. La velocidad de las ondas Love es similar a las de las ondas S,  $V_s$ , en capas superiores, por lo que es mayor a la de la onda Rayleigh.

La mayor parte del conocimiento que se tiene de las estructuras internas de la Tierra es gracias a la información aportada por la sismología. En particular, el estudio de las ondas superficiales es útil para inferir la estructura superficial de nuestro planeta, esto es la corteza y el manto superior. La razón de esta utilidad radica en el fenómeno de dispersión que sufren, lo que significa que existe una dependencia de la velocidad de la onda con el período de la misma. La velocidad se incrementa con el período, lo que genera que las ondas de períodos más largos arriben antes que las de períodos más cortos, más lentas (Kulháněk, 1990). Esto provoca una dispersion

de su contenido espectral a medida que la onda se aleja de la fuente. El análisis de la dispersión permite estimar espesores corticales y litosféricos de la zona atravesada por la trayectoria de la onda (Sabbione, 2004).

Los parámetros que caracterizan la dispersión son dos: la velocidad de grupo ( $U$ ), correspondiente a la velocidad del paquete de ondas de diferentes períodos, está asociada a la velocidad de propagación de la energía del mismo. El otro parámetro es la velocidad de fase ( $C$ ) que es la velocidad asociada a cada componente armónico del paquete de ondas.

### Velocidad de Fase, $C$

De la representación del movimiento provocado por un conjunto de ondas mediante la transformada de Fourier se puede definir la velocidad de fase  $C$  como:

$$C = \frac{k}{\omega} = \frac{\lambda}{T} \quad (1.1)$$

donde  $k$  es el número de onda,  $\omega$  la frecuencia,  $\lambda$  la longitud de la misma y  $T$  el período. La velocidad de fase dependerá de los parámetros del medio, como el espesor y las velocidades de ondas internas  $S$ ,  $V_s$ , y de las condiciones de la fuente.

### Velocidad de Grupo, $U$

Considerando que la señal está formada por infinitas ondas que componen el paquete entero, se puede examinar una banda pequeña de frecuencia central  $\omega$ , para la cual la contribución de la misma viaja a una velocidad  $U$ , que se puede escribir como:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} = C(\omega) + k \frac{dC}{dk} \quad (1.2)$$

Por lo que la velocidad de grupo depende de las variaciones de  $C$ , es más sensible a los parámetros del medio, principalmente  $V_s$  en capas superficiales, y, en menor medida, a la fuente.

# Capítulo 2

## Posicionamiento GNSS

Los Sistemas Satelitales de Navegación Global (GNSS, por sus siglas en inglés) permiten, mediante el despliegue de constelaciones de satélites que orbitan a nuestro planeta en forma constante, que un usuario con un receptor pueda conocer su posición sobre la superficie de la Tierra en tiempo real o diferido y con diferentes precisiones, según la técnica y los equipos que se dispongan para hacerlo. Existen diferentes sistemas: en primer lugar GPS (Global Positioning System, EEUU), luego GLONASS (Federación Rusa) y Galileo (Unión Europea).

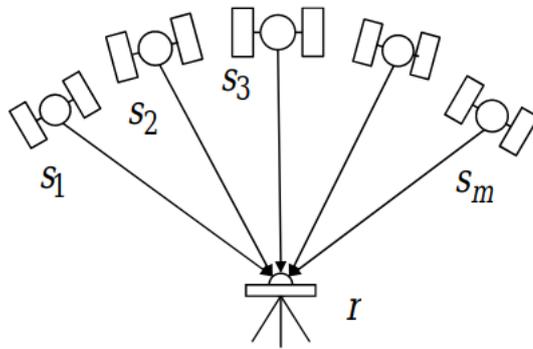


Figura 2.1: Esquema de geometría satelital para el posicionamiento de una estación. Takasu

La estrategia del sistema para ubicar la posición de una estación en tierra es determinar con precisión el tiempo de viaje de una señal (*observable*) desde los satélites en órbita hasta el receptor. Así, conociendo la velocidad de viaje de la señal (velocidad de la luz,  $c$ ), se puede determinar la distancia,  $d_{SR}$  de cada uno de los satélites al receptor:

$$d_{SR} = \sqrt{(x_S - x_R)^2 + (y_S - y_R)^2 + (z_S - z_R)^2}, \quad (2.1)$$

En un ejercicio real, lo que en verdad se determina es la pseudo-distancia,  $\rho_{SR}$ , ya que la medición del tiempo se encuentra contaminada por efectos no deseados (ec. 2.2): errores de relojes de satélite,  $\delta_{sR}$  y receptor,  $\delta_{rR}$ , retardos de ionósfera,  $\delta_{Iono}$  y tropósfera,  $\delta_{Trop}$ ; y otros errores,  $\epsilon$  (multi-path, ruido observacional y otras incertezas).

$$\rho_{SR} = c\Delta t = d + c(\delta_{rS} + \delta_{rR}) + \delta_{Iono} + \delta_{Trop} + \epsilon \quad (2.2)$$

Al obtenerse la (pseudo) distancia del receptor a cada uno de los satélites disponibles, de coordenadas conocidas, se puede triangular la posición del mismo por medio de la trilateración, generando un sistema de ecuaciones donde las incógnitas serán las coordenadas del receptor (ver figura 2.1). Dado que el sistema debe tener al menos tantas ecuaciones como incógnitas, se necesitarían observaciones de, al menos, a tres satélites. Pero, puesto que la determinación del tiempo es una exigencia crucial del problema, surge la necesidad de que sean al menos cuatro satélites, incorporando la corrección del reloj del receptor como una incógnita más. Finalmente la exactitud de la coordenada determinada para el receptor depende de:

- la exactitud de órbitas;
- la incertidumbre de la velocidad de propagación, en particular retardos de la propagación de la señal en la ionósfera y troposfera;
- efectos perturbadores locales (multi-path);
- la cantidad de satélites simultáneamente observados;
- el método de posicionamiento aplicado;
- el tiempo de integración de observaciones.

Para aumentar la exactitud del posicionamiento se aplican distintos datos auxiliares y modelos físicos de los procesos causantes de variaciones de las soluciones de coordenadas, que reducen sus efectos en:

1. perturbaciones de la propagación de señales GNSS: modelos del retardo troposférico, modelado del efecto ionosférico utilizando múltiples frecuencias (*observables*);
2. desplazamientos reales de la antena receptora: modelos de mareas terrestres, de carga oceánica y atmosférica.

Han sido desarrollados distintos métodos de posicionamiento GNSS que se pueden clasificar según la cantidad de estaciones receptoras involucradas, el número y

tipo de observables utilizadas y la resolución temporal de las posiciones (integración temporal de observaciones)(tabla 2.1).

Clasificación según:		
<b>Cantidad de estaciones</b>	autónomo (un receptor)	modo diferencial (dos o mas receptores en simultáneo)
<b>Tipo de observables</b>	pseudo-distancias	fases portadoras
<b>Número de observables</b>	mono-frecuencia	multi-frecuencia
<b>Integración temporal</b>	modo cinemático	modo estático

Tabla 2.1: Diferentes clasificaciones de los métodos de posicionamiento GNSS

A la fecha, la mayor exactitud se obtiene con el posicionamiento diferencial utilizando fases portadoras en múltiples frecuencias y modo estático. Por lo general, las soluciones estáticas representan una posición integrada durante  $24h$  que, a su vez, pueden ser acumuladas en un modelo temporal lineal (posición en una época de referencia y componentes de velocidad) o, incluso, más sofisticado (incorporando términos estacionales). Se utilizan las observaciones simultáneas de un segundo receptor ubicado en un punto de referencia de coordenadas conocidas, respecto del cual se determinan los incrementos relativos de coordenadas entre la posición buscada y el punto de referencia (línea de base). De esta manera se cancelan parcialmente los efectos perturbadores comunes para ambos receptores y, sobre todo para líneas de base cortas, se reducen de forma significativa la incertidumbre de la posición buscada. En condiciones óptimas, y aplicando estas estrategias avanzadas de posicionamiento, se pueden alcanzar precisiones milimétricas (tabla 2.2) . Por lo general, la determinación de la componente vertical es menos exacta (factor entre 2 y 3) que las componentes horizontales.

<b>Modo cinemático</b>	<b>Precisión horizontal (RMS)[cm]</b>	<b>Precisión vertical (RMS)[cm]</b>
<b>Diferencial</b>	0.6 - 14	1 - 26
<b>PPP</b>	1	2

Tabla 2.2: Precisión de los métodos cinemáticos PPP y diferencial. El método diferencial pierde precisión con la longitud de la línea de base. (Kubo, 2019)

Un método alternativo que alcanza exactitudes comparables es el posicionamiento puntual preciso (PPP). Esta técnica consigue una determinación precisa de la posición de un receptor en forma autónoma, haciendo uso de:

1. efemérides de orbitas y correcciones de relojes satelitales muy precisas;
2. modelos precisos de correcciones de efectos perturbadores;
3. filtrado secuencial de observables (pseudo-distancias y fases portadoras) de doble frecuencia.

Las ondas sísmicas superficiales se caracterizan por amplitudes de milímetros o mayores y períodos mayores a un segundo. Por lo tanto, su observación mediante el posicionamiento GNSS requiere tanto una altísima precisión espacial, como una alta resolución temporal (preferentemente una posición por segundo). Es decir que nuestro análisis busca una alta precisión relativa durante un período de observación relativamente corto, correspondiente al pasaje de las ondas superficiales. Esto hace que el método estático, de baja resolución temporal, no sea aplicable para este trabajo. Las coordenadas de la estación, en términos absolutos o valores promediados, no están dentro del enfoque de interés, lo que hace que inestabilidades del marco de referencia no tengan un efecto significativo. Del mismo modo, todas las fuentes de error que ocurren sobre escalas de tiempo más largas que el período de las ondas bajo estudio, de unos pocos minutos, no afectan seriamente el presente análisis, en particular:

- retardos atmosféricos y sus variaciones temporales;
- imperfecciones de modelos de corrección por mareas terrestres, carga oceánica y atmosférica;
- cambios del instrumental entre los eventos considerados.

Muchos de estos efectos perturbadores pueden ser reducidos mediante un filtrado de paso alto de las series temporales de coordenadas determinadas.

# Capítulo 3

## Datos observacionales

### *3.1. Región de estudio y eventos considerados*

La región de estudio comprende el territorio nacional argentino continental (figura 3.1). Desde el punto de vista geodinámico está fuertemente afectada por los procesos y efectos asociados a la subducción de las placas tectónicas de Nazca y Antártica por debajo de la placa Sudamericana. La zona de subducción Andina es causa de un alto nivel de sismicidad (Tassara y Echaurren, 2012). Terremotos como el de Valdivia (mayo de 1960), San Juan (noviembre de 1977) y Maule (febrero de 2010) se encuentran entre los sismos mas fuertes registrados por sismómetros y son muestra de esta excepcional actividad sísmica. También aparece una estructura tectónica y reológica compleja. De la relativamente escasa cobertura de datos e información disponible acerca de las propiedades reológicas, y del interés en la mejora del conocimiento y modelos de los procesos geodinamicos activos, es de donde surge la demanda de explorar y aprovechar fuentes de información alternativas para validar y ajustar modelos de Tierra en esta región. Esta es la motivación del presente intento de utilizar el posicionamiento GNSS para contribuir con observaciones adicionales de estos fenómenos. La extensión espacial del presente análisis está condicionada por la disponibilidad de datos observacionales adecuados, es decir, la distribución de estaciones GNSS permanentes con un muestreo de alta frecuencia y libre acceso a los datos.

Teniendo en cuenta la zona de interés y la necesidad de contar con sismos de grandes magnitudes para un buen desarrollo de ondas superficiales, se consideraron tres eventos ocurridos en años recientes en Chile: Maule, febrero de 2010 (M10), Iquique, abril de 2014 (I14) y Coquimbo, septiembre de 2015 (C15). La tabla 3.1 resume algunas características de estos eventos.

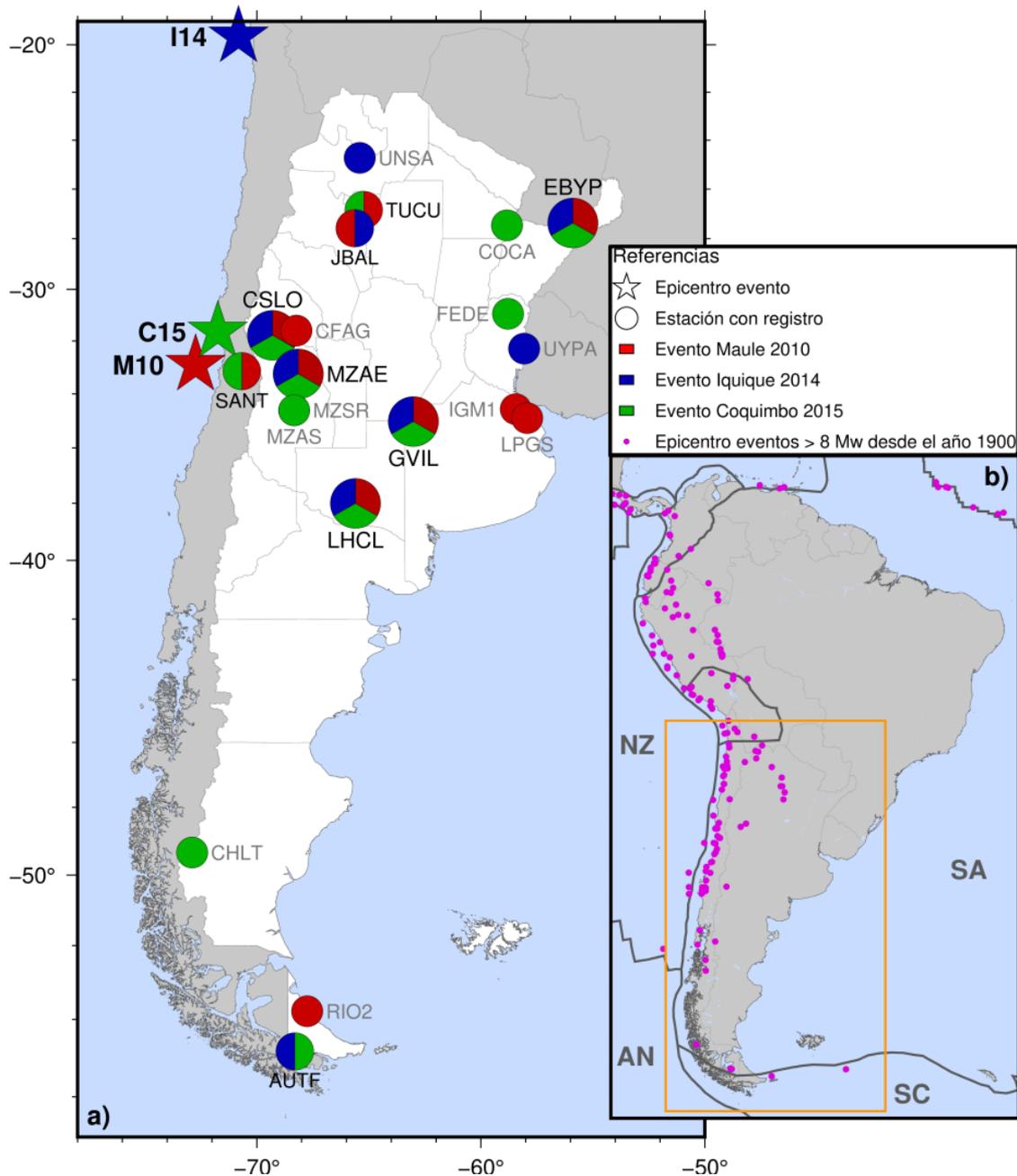


Figura 3.1: Mapa de la región de estudio. Estrellas indican los epicentros de los tres eventos considerados: Maule, 27 de febrero de 2010 (rojo); Iquique, 1 de abril de 2014 (azul); Coquimbo, 16 de septiembre de 2015 (verde). Círculos muestran la ubicación de estaciones GNSS que proveen datos adecuados para el presente estudio (intervalo de muestreo de  $1\text{Hz}$ ) y en color el evento cuyos datos estaban disponibles. En el panel b) se muestra la ubicación de la zona de estudio relativo al continente sudamericano (el rectángulo naranja corresponde al dominio del mapa a). Se indica la configuración de las placas tectónicas Sudamericana (SA), Nazca (NZ), Antártica (AN) y de Scotia (SC) según Bird (2003). Puntos magenta marcan epicentros de terremotos de magnitud 8 o mayor registrados desde 1900.

	Sismo	Magnitud Mw	Fecha	Hora UTC	Lat. S	Lon. O	Prof. Km	Est. GNSS
M10	Maule	8,8	27/02/2010	06:34:11	32.909	72.733	22.9	14
I14	Iquique	8,2-8,3	01/04/2014	23:46:47	19.642	70.817	25	10
C15	Coquimbo	8.4	16/09/2015	22:54:32	31.637	71.741	22.4	13

Tabla 3.1: Resumen de los tres eventos considerados en este trabajo. Para los sismos, denominados en el texto M10, I14 y C15, se indica la magnitud, la fecha y hora, según el catálogo del USGS hasta el 2020 y el número de estaciones disponibles durante el evento.

### 3.2. Disponibilidad y acceso de datos

Los datos utilizados en este trabajo provienen de estaciones GNSS permanentes. Se buscó la máxima cantidad y densidad de estaciones dentro de la región de estudio bajo los siguientes requerimientos para que los datos sean utilizables:

1. una alta frecuencia de muestreo ( $1Hz$ );
2. estaciones operativas durante los eventos;
3. datos de libre acceso.

Finalmente se consideraron un total de 21 estaciones entre las disponibles de la Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo (RAMSAC) del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y la red del Servicio GNSS Internacional (IGS). Las estaciones seleccionadas y los datos disponibles para cada evento se muestran en la tabla 3.2.

Para el procesamiento de los datos se utilizaron las efemérides facilitadas por el IGS (posicionamiento diferencial), y efemérides precisas con correcciones de reloj con un intervalo de muestreo de 5 segundos generadas por el Centro de Determinación de Orbitas en Europa de Berna (CODE) (Dach et al., 2020) (posicionamiento PPP).

### 3.3. Datos sismológicos

Aparte de los datos GNSS, se cuenta con los datos del pasaje de las ondas del evento de Maule (M10) registrados por tres estaciones sismológicas de la red operada por el Departamento de Sismología de nuestra Facultad en la Isla Grande de Tierra del Fuego. La ubicación de estas estaciones se muestra en figura 5.3. Estos registros representan series temporales de desplazamientos en 3 componentes con un muestreo de  $2Hz$  ( $0,5s$ ). Debido a la energía de las ondas superficiales, se saturaron en las tres estaciones los registros durante el pasaje de las ondas. Por lo tanto los valores máximos y mínimos de las oscilaciones producto de las ondas

superficiales están fuera de escala, lo cual imposibilita la reconstrucción de las ondas y un análisis sismológico convencional. No obstante la calidad de los registros, los mismos se utilizaron aquí para una comparación cualitativa con los resultados del análisis GNSS.

Tabla 3.2: Resumen de las estaciones GNSS y la disponibilidad de datos para los tres eventos considerados. Para cada estación y evento se indica la precisión  $\sigma$  de la movimiento determinado a partir del posicionamiento GNSS en las tres componentes norte (N), este (E) y vertical (A). Donde no se indican  $\sigma$ , no están disponibles datos GNSS para esta estación y este evento. Asteriscos indican la presencia de perturbaciones artificiales en la serie (saltos, épocas faltantes, oscilaciones interferentes). Se indica la pertenencia a las redes RAMSAC (IGN) e IGS.

Estación	Longitud		M10			I14			C15			Red	Localidad
	S	W	$\sigma_N$ [mm]	$\sigma_E$ [mm]	$\sigma_A$ [mm]	$\sigma_N$ [mm]	$\sigma_E$ [mm]	$\sigma_A$ [mm]	$\sigma_N$ [mm]	$\sigma_E$ [mm]	$\sigma_A$ [mm]		
AUTF	-54.8395	-68.3035	-	-	-	5.2	2.6	6.7	3.0	3.0	7.1	R	Usuhaia, Tierra del Fuego
BORC	-60.7397	-44.7406	7.7	3.6	7.3	4.6	5.6	5.3	3.4	3.9	5.6	R	Base Orcadas, Antártida
CFAG	-31.6021	-68.2326	3.4	3.3	6.4	-	-	-	-	-	-	R	Coronel Fontana, San Juan
CHLT	-49.3404	-72.8855	-	-	-	-	-	-	2.5	3.5	5.5	R	El Chaltén, Santa Cruz
COCA	-27.4670	-58.8309	-	-	-	-	-	-	11.5	13.7	30.0 *	R	Corrientes, Corrientes
CSLO	-31.7848	-69.3022	2.4	3.0	4.5	1.9	1.9	4	2.2	2.2	5.0	R	El Leoncito, San Juan
EBYP	-27.3689	-55.8921	2.6	2.6	4.7	2.3	2.0	5.4	2.1	3.0	5.6	R	Posadas, Misiones
FEDE	-30.9535	-58.7829	-	-	-	-	-	-	2.2	3.3	6.1	R	Federal, Entre Rios
GVIL	-35.0326	-63.0136	13.0	10.2	21.7 *	17.2	11.0	26.5 *	9.9	12.1	25.4 *	R	General Villegas, Buenos Aires
IGM1	-34.5722	-58.4393	2.8	3.6	6.1	-	-	-	-	-	-	R	IGN, CABA
JBAL	-27.5844	-65.6227	2.8	3.1	5.1	21.8	11.0	32.2 *	-	-	-	R	Juan B. Alberdi, Tucumán
LHCL	-38.0026	-65.5952	2.8	2.7	4.3	3.2	2.5	6.2	2.8	4.3	7.3	R	Pque Lihuel Calel, La Pampa
LPGS	-34.9067	-57.9323	2.0	1.8	4.8	-	-	-	-	-	-	I	La Plata, Buenos Aires
MZAE	-33.2548	-68.1500	2.7	3.5	7.2	3.0	3.0	6.1	3.0	3.8	7.5	R	Santa Rosa, Mendoza
MZAS	-34.6149	-68.3345	2.5	3.3	6.6	-	-	-	-	-	-	R	San Rafael, Mendoza
MZSR	-34.6154	-68.3343	-	-	-	-	-	-	96.8	126.7	264.2 *	R	San Rafael, Mendoza
RIO2	-53.7854	-67.7511	2.4	1.7	2.8	-	-	-	-	-	-	I	Río Grande, Tierra del Fuego
SANT	-33.1502	-70.6685	1.5	1.5	2.7	-	-	-	1.5	1.6	3.9	I	Santiago de Chile
TUCU	-26.8432	-65.2303	6.6	7.1	18.3 *	-	-	-	5.3	6.2	11.2 *	R	San Miguel de Tucumán, Tucumán
UNSA	-24.7274	-65.4076	-	-	-	1.6	1.8	3.9	-	-	-	R	Salta, Salta
UYPA	-32.2912	-58.0671	-	-	-	1.5	1.4	3.4	-	-	-	I	Paysandú, Uruguay

# Capítulo 4

## Métodos

### *4.1. Determinación del movimiento de partícula*

#### *4.1.1. Preparación de datos para procesar*

La descarga de archivos de datos de observación GNSS del sitio del IGN ofrece los mismos en formato comprimido Compact RINEX en segmentos de 15 minutos de duración. Para ser ingresados en el programa de procesamiento debieron ser descomprimidos por medio del software CRX2RNX (Hatanaka, 2008).

#### *4.1.2. Procesamiento RTKlib*

Para el procesamiento de los datos se usó el software de posicionamiento GNSS de código abierto RTKlib (Takasu). El mismo permite el procesamiento conjunto de archivos consecutivos para obtener como resultado series de coordenadas continuas más largas.

El programa cuenta con cinco herramientas diferentes para trabajar:

- RTKPLOT permite graficar los resultados del procesamiento tanto en posiciones de estaciones como en velocidad y aceleración. También es posible visualizar diferentes parámetros del mismo, (satélites utilizados, trayectorias de los mismos en el cielo, etc).
- RTKCONV permite transformar formatos de diferentes archivos a formato RINEX para su procesamiento.
- TRSVR permite facilitar la comunicación de receptores y servidores para análisis en tiempo real de mediciones de estaciones remotas.
- RTKPOST permite realizar el análisis del posprocesamiento en diferentes modos: Single-point, DGPS/DGNSS, Kinematic (diferencial cinemático), Static (diferencial estático), PPP-Kinematic y PPP-Static.
- NTRIP permite trabajar con datos GNSS de transmisiones via red NTRIP.

- RTKNAVI permite realizar procesamientos de navegación en tiempo real.
- RTKGET permite descargar productos orbitales y datos de observación de estaciones continuas de IGS.

Para este trabajo se utilizaron las herramientas RTKPOST, tanto para el procesamiento PPP como para el diferencial, y RTKPLOT, para una primera visualización de los datos procesados y hacer una inspección a priori de la presencia de las señales sísmicas en los mismos. Una vez realizado el procesamiento, la salida del programa que se obtiene consta de un archivo único *.pos* (formato ASCII) que contiene la serie temporal de cada una de las coordenadas de la estación en el muestreo seleccionado,  $1\text{Hz}$  en este caso.

### PPP-RTKlib

Para el presente caso de una determinación de coordenadas de alta precisión y resolución temporal, una condición crucial para un procesamiento exitoso es la introducción de productos de efemérides (órbitas satelitales *.eph* y correcciones de relojes *.clk*) adecuadas. Estos tienen que ser, también, de la máxima precisión y resolución posible y, a la vez, consistentes entre si. Aquí se aplicó el modo PPP Kinematic (cinemático) con los productos de órbitas satelitales GPS con un muestreo de  $5\text{s}$  provistos por el CODE. Hasta la fecha esta clase de productos se ofrece para el sistema GPS exclusivamente, por lo que el siguiente análisis está limitado a las señales GPS. Además de los productos de alta precisión, el software exige la carga de los datos de navegación (efemérides transmitidas) para un procesamiento exitoso. En la figura 4.1 se puede ver tanto la carga de estos archivos y los datos de observación (*.10o*) como la configuración del procesamiento y los modelos de correcciones aplicados (de Ionósfera, tropósfera y mareas) (Takasu).

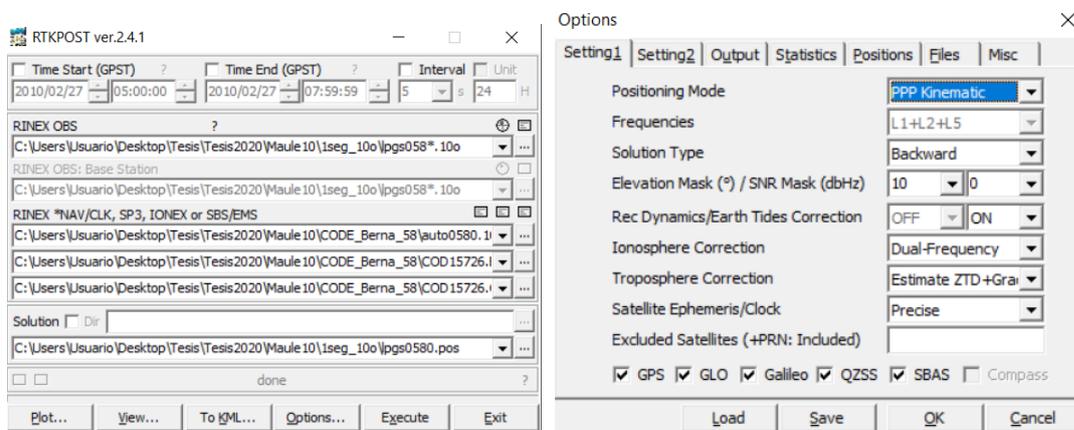


Figura 4.1: Capturas de pantalla de los archivos de entrada, ejemplo estación LPGS (izq.), y de las opciones del procesamiento utilizadas (der.) para el modo PPP cinemático

## Diferencial-RTKlib

Para el método diferencial se aplicó el modo Kinematic, utilizando una configuración idéntica (también limitado a GPS, figura 4.2) para una posterior comparación de la solución con la obtenida del PPP. Se realizó el procesamiento diferencial para todas las estaciones disponibles en el evento M10, tomando como estación base LPGS.

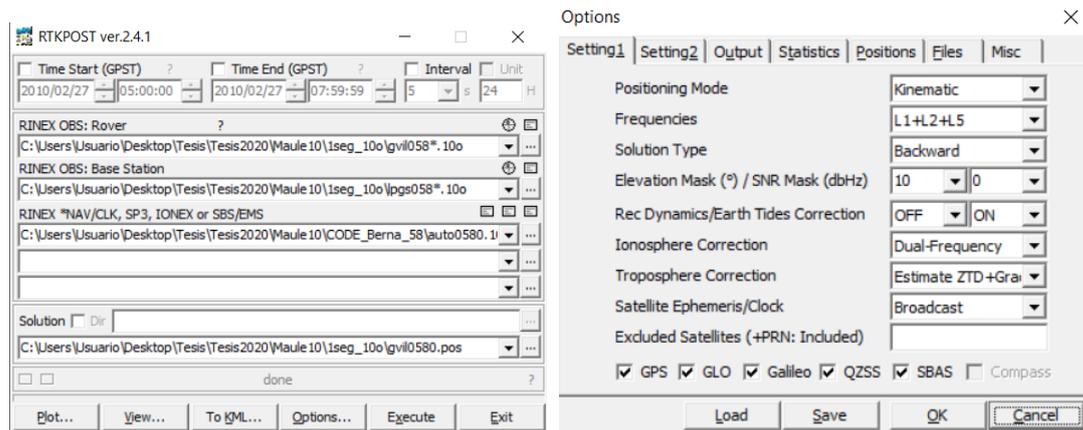


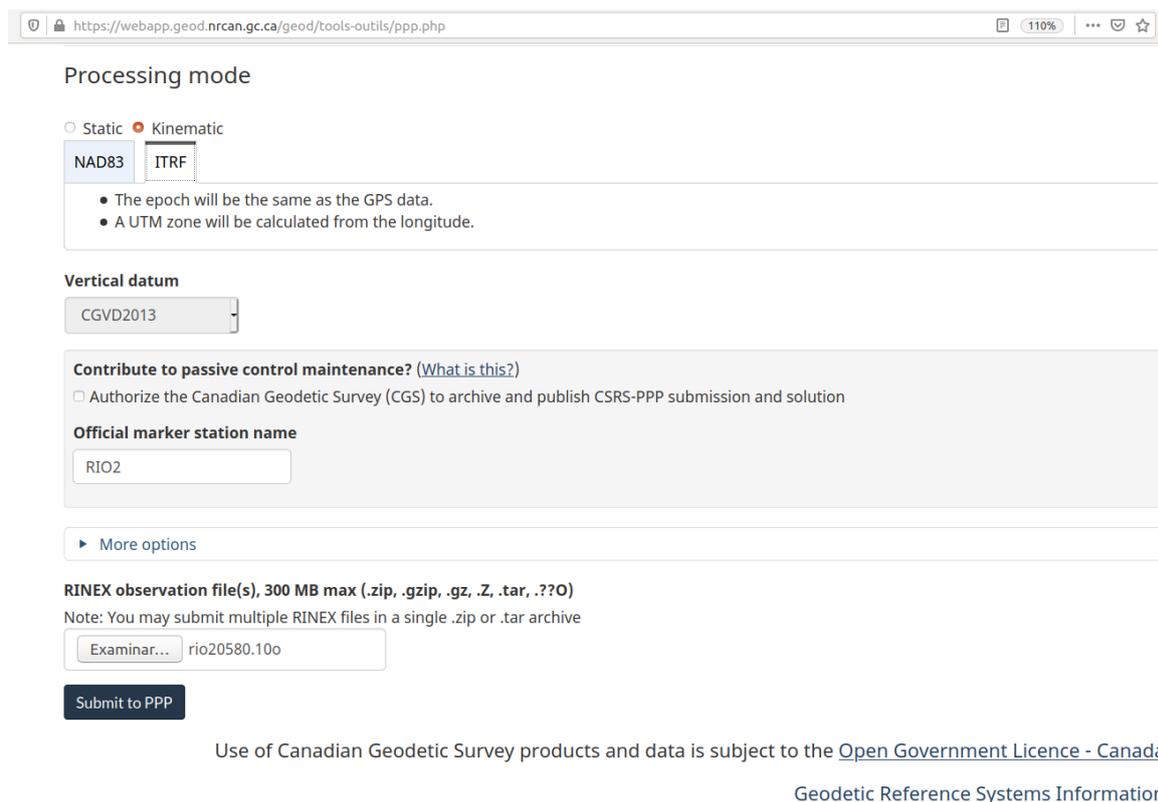
Figura 4.2: Capturas de pantalla de los archivos de entrada, ejemplo estación LPGS (izq.), y de las opciones del procesamiento utilizadas (der.) para el modo diferencial cinemático.

### 4.1.3. Procesamiento CSRS-PPP

El Departamento de Recursos Naturales de Canadá (Canada Natural Resources, NRCAN) brinda varias herramientas geodésicas y aplicaciones para su uso en posicionamiento y transformación de coordenadas. Entre ellas se encuentra The Canadian Spatial Reference System Precise Point Positioning (CSRS-PPP), que es una aplicación en línea, la cual permite el cómputo de alta precisión de datos de observación GNSS utilizando efemérides precisas para producir coordenadas referidas al ITRF (International Terrestrial Reference Frame, marco de referencia terrestre internacional) corregidas de cualquier punto del globo.

El sistema permite elegir entre los modos estático o cinemático, el marco de referencia de las coordenadas entre ITRF y NAD83, y la época de las mismas, quedando fija a la correspondiente de las observaciones en el caso de ITRF. También existe la opción de ingresar un modelo de carga oceánica.

Finalmente la devolución del servicio comprende un archivo con los parámetros del procesamiento en formato *.pos*, un archivo en formato *.pdf* con un análisis de los resultados y dos archivos con las posiciones finales de la estación en formato *.pos* y planilla *.csv*.



The screenshot shows the CSRS-PPP web application interface. At the top, the URL is <https://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>. The page is titled "Processing mode" and features two radio buttons: "Static" (unselected) and "Kinematic" (selected). Below these are two tabs: "NAD83" (selected) and "ITRF". A text box contains two bullet points: "The epoch will be the same as the GPS data." and "A UTM zone will be calculated from the longitude." Underneath is a "Vertical datum" dropdown menu set to "CGVD2013". A section titled "Contribute to passive control maintenance? (What is this?)" includes a checkbox for "Authorize the Canadian Geodetic Survey (CGS) to archive and publish CSRS-PPP submission and solution". Below this is a text input field for "Official marker station name" containing "RIO2". A "More options" link is visible. The "RINEX observation file(s), 300 MB max (.zip, .gzip, .gz, .Z, .tar, .??O)" section includes a note: "Note: You may submit multiple RINEX files in a single .zip or .tar archive". A file input field shows "rio20580.10o" with an "Examinar..." button. A "Submit to PPP" button is at the bottom. At the very bottom, there is a disclaimer: "Use of Canadian Geodetic Survey products and data is subject to the [Open Government Licence - Canada](#) [Geodetic Reference Systems Information](#)".

Figura 4.3: Captura de pantalla del servicio en línea CSRS-PPP

#### 4.1.4. Evaluación: Comparación y estimación de intervalos de confianza

Obtenidas las salidas del procesamiento de los datos de observación, tanto del software RTKlib (PPP y diferencial) como del servicio CSRS, se graficaron las series temporales de las coordenadas con el fin de comparar y evaluar los resultados obtenidos por las distintas estrategias y herramientas, figura 5.1.

Luego de verificar la existencia de las señales de oscilaciones atribuibles al pasaje de ondas sísmicas superficiales en las series temporales, se determinaron los tiempos de inicio y fin de las mismas para estimar los intervalos de confianza a partir de las variaciones de posición de la estación en momentos de ausencia de la señal. Se fabricaron herramientas simples de programación con el propósito de:

1. remover el valor medio de cada una de las componentes con el fin de visualizar las variaciones relativas de posición en el período de interés;
2. identificar e interpolar saltos en las series temporales de coordenadas mayores a  $200\text{mm}$  debidos a errores de procesamiento u observación;
3. hacer un filtrado de componentes espectrales diferentes al objetivo del trabajo, teniendo en cuenta la visualización de los datos y los rangos teóricos de las ondas superficiales;

4. obtener estimadores de intervalos de confianza en la determinación de las coordenadas (desviación estándar) e indicadores cuantitativos de la intensidad de las señales de ondas superficiales.

Se buscó una descripción de los intervalos de confianza de los resultados del posicionamiento, individualmente para cada estación y componente de coordenada. Con este fin, y en calidad de indicador, se calculó la dispersión de la variación de alta frecuencia de la coordenada sobre un segmento de la serie temporal sin alteraciones por el pasaje de las ondas estudiadas. En la práctica, se aplicó un filtro pasa alto de 60s a todas las series temporales de coordenadas. Luego, de cada serie filtrada se extrajo un segmento de 30 minutos de duración, inmediatamente después de la extinción de las oscilaciones sísmicas, a partir del cual se calculó la desviación estándar,  $\sigma$ . Así, se obtuvieron indicadores de precisión de las series filtradas en cada una de las tres componentes E, N y A.

## 4.2. Detección e identificación de ondas Rayleigh y Love

### 4.2.1. Transformación de componentes a un sistema en referencia a la dirección de propagación

Una vez filtradas las series temporales, y con el fin de visualizar la representación de los movimientos de partícula, se realizó la rotación del sistema de componentes horizontales, E y N, al sistema local de cada estación en componentes Radial y Transversal (R, T). La componente vertical (A, o Z en sismología) permanece invariante. Esto permite separar por componentes los movimientos debidos a las ondas Rayleigh y Love, teniendo en cuenta los desplazamientos característicos que provoca el paso de cada una (fig. 4.4).

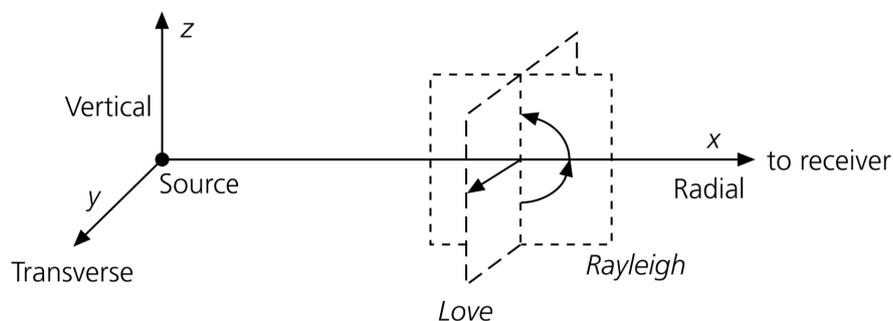


Figura 4.4: Movimientos de partícula para las ondas Love y Rayleigh. Basado en Stein y Wysession (2003)

#### 4.2.2. Identificación de ondas Rayleigh y Love

La rotación de componentes permitió separar y visualizar las ondas Love y Rayleigh. La primera se deja ver en los esquemas *Componente T vs. Tiempo* y la segunda puede verse en un esquema de los movimientos en el plano de incidencia *R vs. A*. Esto confirmó la presencia de ambas ondas en la señal para hacer su análisis por separado.

Con el fin de poder comparar la intensidad de la manifestación local de las ondas bajo estudio entre distintas estaciones, se definió y aplicó un indicador numérico. Este se calculó como promedio de los 5 mayores desplazamientos absolutos (suma cuadrática de las tres componentes R,T,A) registrados durante el pasaje del tren de ondas (excluyendo épocas identificadas como perturbaciones artificiales). Mediante el promedio se puede aumentar la robustez del estimador.

Además se definió una escala de tres categorías con el fin de resumir, en forma integral y generalizada, la capacidad de las series GNSS para reproducir los movimientos producidos por las ondas superficiales. La asignación de la categoría a cada una de las series determinadas se basó en una interpretación visual, apoyada por la comparación del indicador de intensidad y los intervalos de confianza  $\sigma$ .

### 4.3. Extracción de parámetros de interés sísmológico

#### 4.3.1. Determinación de velocidades de grupo y fase

Para la extracción de parámetros sísmológicos se utilizó un software específico de análisis sísmológico, el paquete CPS (Computer Programs in Seismology; Herrmann, 2013). Dentro de este paquete se aplicó principalmente la herramienta `do_mft`, que se basa en la técnica de filtrado múltiple (Dziewonski et al., 1969). Su implementación consiste en la aplicación de múltiples filtros digitales con ventana gaussiana,  $H_n$ , de ancho de banda controlado, que logran aislar el paquete de ondas correspondiente a la frecuencia central de cada filtro,  $\omega_n$ . De esta manera se pueden resolver señales transitorias compuestas de varios períodos dominantes que arriban a la estación casi en simultáneo. A partir del tiempo de arribo del máximo de energía instantánea se determina la velocidad de grupo de la frecuencia correspondiente.

Los filtros gaussianos son de la forma:

$$H_n = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n}\right)^2} \quad (4.1)$$

Aquí  $\alpha$  es el parámetro que controla el ancho de banda de la ventana del filtro, el cual representa un compromiso entre la resolución en el dominio del tiempo (condicionada por los datos observacionales disponibles) y la resolución en el dominio de la frecuencia, que determina el grado de detalle con que se obtienen los resultados.

Dicho parámetro es determinado en función de la distancia epicentral de la estación en cuestión (Herrmann y Ammon, 2002).

De esta manera se puede extraer el tren de ondas superficiales directas de la serie temporal de ondas superficiales, modos superiores y ondas de volumen (coda del sismograma).

Para la extracción de las velocidades de fase existen diferentes métodos, en este trabajo se realizó un experimento con el uso de dos estaciones. Una vez aislado el modo fundamental de los registros de cada una, la técnica identifica las distintas fases ( $\phi$ ) en los mismos y sus correspondientes tiempos de arribo ( $t$ ) a cada estación ( $\phi$  vs.  $t$ ). El cálculo de la velocidad,  $C(T)$ , se puede hacer de la siguiente forma:

$$C(T) = \frac{\Delta d}{\Delta t - (T/2\pi)(\Delta(\phi(T)) + 2\pi N(T))} \quad (4.2)$$

donde  $\Delta d$  es la diferencia de distancias epicentrales entre las estaciones,  $\Delta t$  es la diferencia de tiempos de arribo de la misma fase,  $\Delta(\phi(T))$  es la diferencia entre las fases observadas en cada una de las estaciones para un mismo período.  $N$  es un número entero, determinado en forma empírica.

La experiencia indica que las estaciones deben estar alineadas respecto del epicentro para eliminar la diferencia de fase de origen, de modo que no debería haber una diferencia de azimut con respecto a dicha alineación mayor a  $10^\circ$  entre estaciones.

El software CPS cuenta con la herramienta `do_pom` que implementa una técnica basada en la determinación de ( $\phi$  vs.  $t$ ) en el dominio de las frecuencias, obteniendo y trabajando con ( $\phi$  vs.  $\omega$ ) (Herrmann y Ammon, 2002).

#### 4.3.2. Determinación de curvas de dispersión de velocidad de grupo y fase

Para ingresar las series temporales al programa CPS fue necesario transformarlas al formato estándar SAC (binario), lo cual se hizo por medio del software *Seismic Analysis Code* (Goldstein et al., 2003). Este tipo de formatos contiene un encabezado (header) en formato ASCII que describe la información del archivo. En el caso de registros sismológicos, esto implica información del evento y la estación. El ingreso de esta información se realizó en forma manual dentro del mismo programa.

Se transformaron los datos por evento (M10), estación y componentes (E,N,A) y se completaron los encabezados de cada archivo con la siguiente información:

1. coordenadas del epicentro, nomenclatura y profundidad del evento;
2. coordenadas y nomenclatura de la estación;
3. componentes del movimiento;

4. ubicación temporal de la serie temporal (fecha y hora de inicio);
5. tiempo correspondiente al arribo de la onda P (*A marker*), obtenido por medio de la herramienta TauP (Crotwell et al., 1999) de cálculo de viaje de ondas sísmicas.

Seguidamente se transformaron las componentes de los registros de cada estación en las direcciones Radial y Transversal, mediante el mismo software SAC, a partir de la información evento-estación ingresada en los encabezados.

Una vez hecho esto, se determinó la extracción de información de velocidad de grupo con la herramienta `do_mft` del CPS. Para el análisis de la onda Rayleigh se usó la coordenada vertical y para la onda Love se hizo lo propio con la coordenada transversal. El filtrado se realizó dos veces, introduciendo en la segunda corrida la señal extraída del filtrado preliminar para eliminar residuos aun presentes en este último. En la figura 4.5 se muestra una captura de pantalla con la configuración del programa.

Finalmente se seleccionó, en base a criterios teóricos, una curva *U vs. período* de las posibles que ofrece el programa.

La obtención de la velocidad de fase se hace con la herramienta `do_pom` utilizando como dato de entrada el registro correspondiente al modo fundamental filtrado.

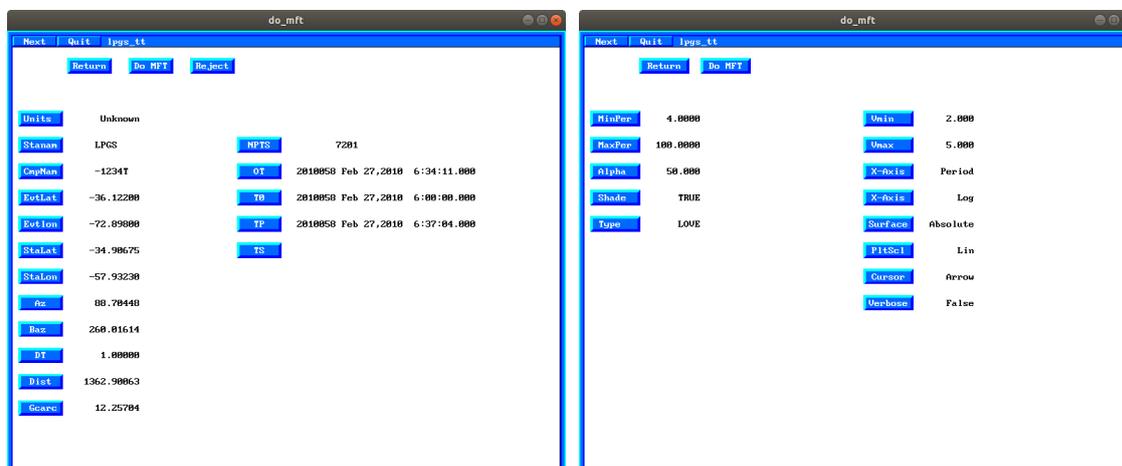


Figura 4.5: Configuración de la herramienta para el cálculo de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo para el caso de la onda Love (componente Transversal)

Nuevamente se selecciona, a criterio del usuario y con base teórica una curva *C vs. período* de las posibles que ofrece el programa. Esa selección se ve reflejada en los archivos de salida `love.dsp` o `rayl.dsp`, según sea el caso.

# Capítulo 5

## Resultados

### *5.1. Movimientos de partícula*

Se procesó la totalidad de los datos de las combinaciones disponibles entre las 21 estaciones GNSS y los tres eventos según la tabla 3.2, de las cuales se obtuvieron 37 series temporales de coordenadas 3D que se visualizan en los Apéndices. Específicamente el análisis se concentró en una ventana de tiempo de dos horas conteniendo, al menos, la hora y media siguiente a la ocurrencia del evento con el fin de:

1. evaluar la calidad y precisión de las series temporales;
2. lograr interpretar el movimiento de partícula durante el pasaje de las ondas Rayleigh y Love para cada estación;
3. detectar y caracterizar las ondas en base a dichos movimientos.

#### *5.1.1. Comparación entre soluciones*

Para verificar el resultado del procesamiento GNSS se comparó la serie temporal de coordenadas generada mediante la herramienta RTKlib en modo PPP con una solución independiente, calculada a partir de los mismos datos de observación, por el CSRS. Esta comparación se muestra en la figura 5.1, de donde se desprende un alto grado de correlación entre ambas soluciones, en particular, en lo que se refiere a las variaciones de alta frecuencia, enfoque del subsiguiente análisis. En la componente A (y en menor medida también E) se observa que la variabilidad sobre períodos cortos (segundos) es menor en la solución RTKlib que en la solución CSRS. Esto se interpreta como indicio de un nivel de ruido inferior y, por consiguiente, una precisión levemente mayor de la solución RTKlib. Se concluye que la comparación confirma para las series temporales generadas mediante PPP-RTKlib una alta calidad y precisión.

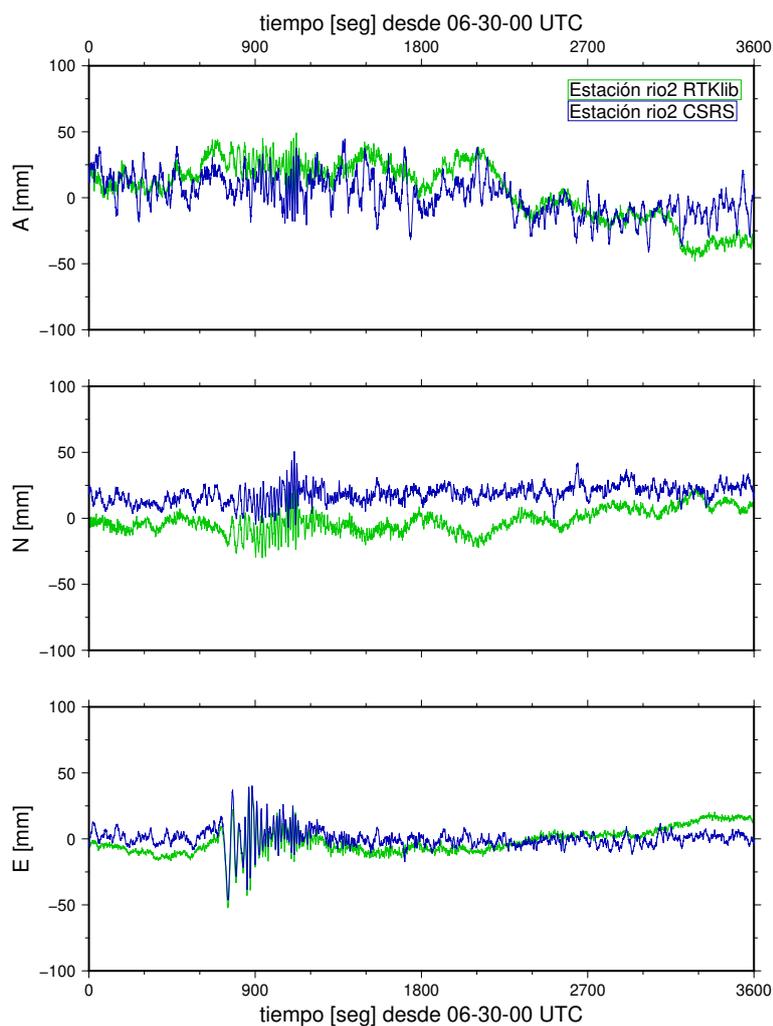


Figura 5.1: Comparación de las series generadas por el procesamiento con el software RTKlib y el servicio CRSC a partir de los datos de la estación RIO2 (Tierra del Fuego) para el evento M10.

Además, se efectuó un experimento de comparación de dos estrategias distintas de posicionamiento GNSS. Para el evento M10 se realizó un posicionamiento diferencial cinemático aparte del procesamiento PPP. En la figura 5.2 se muestra la comparación de la solución diferencial entre las estaciones LPGS (La Plata) y RIO2 (Rio Grande, Tierra del Fuego) con los resultados del procesamiento PPP de ambas estaciones. Esta comparación permite algunas conclusiones:

1. La precisión de la determinación de ambas soluciones es similar, lo cual es destacable para el caso diferencial (azul), donde la línea de base entre ambas estaciones es mayor a los  $2000\text{km}$ . El posicionamiento diferencial presenta algunos saltos que no están presentes en la solución PPP y no pudieron ser

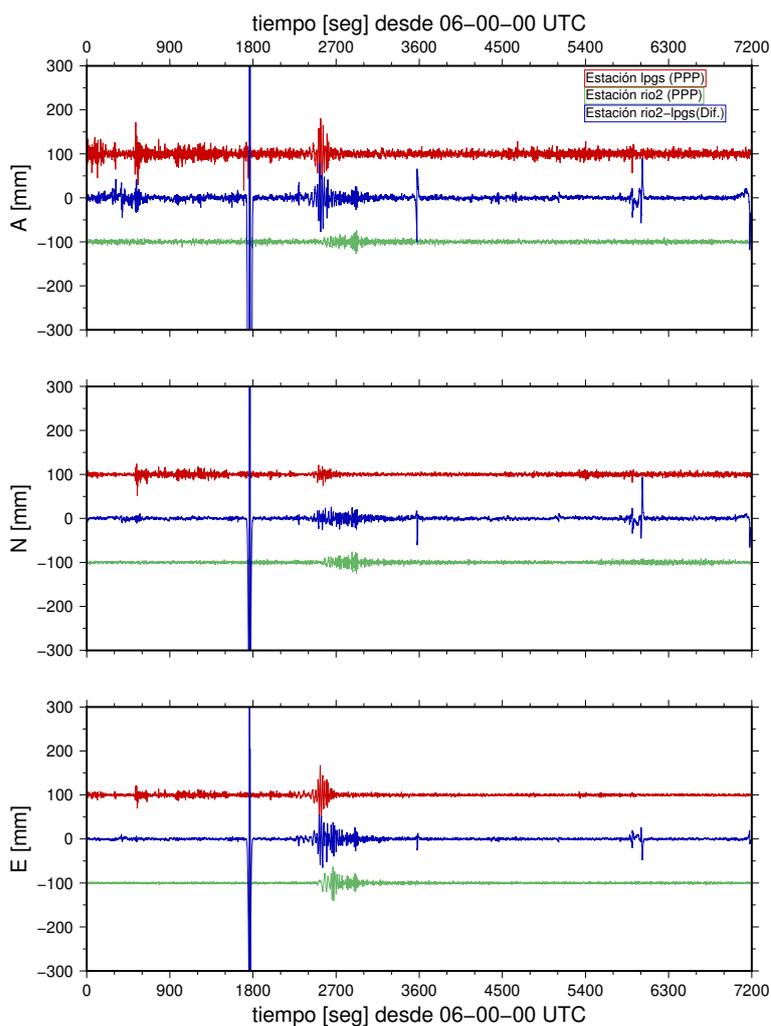


Figura 5.2: Comparación de la solución de posicionamiento diferencial entre las estaciones LPGS y RIO2, y las soluciones PPP de cada estación. El cero de las series PPP fue modificado para mayor claridad

corregidos con la estrategia implementada para esos casos en este trabajo.

2. La solución diferencial está compuesta por los movimientos que sufren ambas estaciones. Estos efectos no pueden ser separados solo en base a esta solución. Esto dificulta el análisis del movimiento de partícula en una determinada estación debido al paso de ondas superficiales, en particular cuando la separación temporal entre los pasajes por ambas estaciones es menor a la duración del pasaje del tren de ondas.
3. Aunque es posible obtener mejores resultados del posicionamiento cinemático diferencial por medio de softwares más sofisticados (Ej. Bernese GNSS Software), en el marco del presente análisis y, teniendo en cuenta los objetivos estipulados y recursos a disposición, puede considerarse al método PPP como mejor calificado que el posicionamiento diferencial.

### 5.1.2. Extracción de movimientos de corto período

Se evaluaron las series temporales obtenidas a partir del procesamiento PPP con el fin de separar variaciones de coordenadas que representen movimientos reales de la antena GNSS de cambios de coordenadas que se deban a otros efectos (efectos perturbadores). Se detectaron efectos de perturbaciones artificiales en las series temporales que afectan algunas épocas específicas. Los mismos se manifiestan a través de:

1. Épocas faltantes, ya sea como resultado de registros incompletos o de épocas rechazadas en forma automática por el software de procesamiento.
2. Saltos en las coordenadas (por lo general pocas épocas) u *outliers*. Estos pueden resultar de registros defectuosos o de errores en la resolución de ambigüedades.
3. Oscilaciones interferentes y/o ruido amplificado, los cuales podrían ser resultado de inestabilidades de la antena o interferencias en la recepción de las señales GNSS.

Efectos perturbadores se constataron, por ejemplo, en las series temporales correspondientes a la estación TUCU (eventos M10 y C15) y JBAL (evento I14). Un ruido claramente amplificado se observó en las estaciones GVIL, MZSR y COCA. En el caso de la estación GVIL, el ruido se repite en todos los eventos, lo que indica que no es resultado del procesamiento sino un efecto originado en la estación. También en los otros casos (MZSR y COCA), el nivel de ruido mucho menor obtenido simultáneamente y mediante el mismo método en otras estaciones sugiere un origen local del mismo.

Todas las series afectadas por estos efectos perturbadores se inspeccionaron en detalle en búsqueda de indicios de su origen, ya sea repitiendo el procesamiento, variando tipo de solución (hacia atrás/adelante, ver figura 4.1) o por medio de la comparación con las soluciones independientes. Aunque no en todos los casos se pudieron corregir con las herramientas de procesamiento disponibles, en la mayor parte de las series la interpretabilidad con respecto al pasaje de las ondas Rayleigh y Love no se vió afectada.

Una vez identificadas y descartadas las épocas afectadas por efectos perturbadores artificiales, se aplicó el filtro pasa alto con ancho de 60s a las series temporales en cada una de las tres componentes. Esto permitió reducir el impacto de las fuentes de incertidumbre de largo período, como retardos atmosféricos, y desplazamientos debidos a otros procesos como la señal residual de carga oceánica o mareas terrestres. A continuación, estas series temporales filtradas se interpretan en términos de movimiento de partícula, representativas para la superficie de la tierra sólida.

### 5.1.3. Estimación de intervalos de confianza

Para obtener estimadores cuantitativos de la precisión con la cual se determinaron las coordenadas y, en definitiva la identificación de las ondas de interés, se realizó el cálculo de la desviación estándar ( $\sigma$ ) a partir de la ventana de los 30 minutos siguientes al pasaje de la onda para cada trayectoria (estación/evento) y componente en forma individual. Considerando estos estimadores, que se muestran en la tabla 3.2, se calculó la componente neta horizontal de la desviación,  $\sigma_H = \sqrt{\sigma_E^2 + \sigma_N^2}$ , y los cocientes  $\sigma_E/\sigma_N$  y  $\sigma_A/\sigma_H$  como indicadores de la precisión relativa entre las componentes. Los promedios de estas cantidades se encuentran en la tabla 5.1. A partir de los valores se puede ver que las componentes horizontales son determinadas con mayor exactitud que la componente vertical, algo esperable del método; además, la coordenada E está levemente mejor determinada que la coordenada N.

$\overline{\sigma_A}$ [mm]	$\overline{\sigma_H}$ [mm]	$\overline{\sigma_E/\sigma_N}$	$\overline{\sigma_A/\sigma_H}$
8.93	6.0	0.91	1.38

Tabla 5.1: Indicadores de precisión del posicionamiento. Individualmente para las distintas componentes de coordenadas se presentan los valores promedios entre todas las series obtenidas (con excepción de MZSR en I14) de las desviaciones estándar  $\sigma$  y sus proporciones relativas.

## 5.2. Detección de ondas Rayleigh y Love

En gran parte de las series temporales filtradas se logró identificar las señales del movimiento de partículas producido por ondas superficiales. Para el evento M10, se pudo comparar los movimientos determinados por la estación GNSS RIO2, en la ciudad de Rio Grande, con la determinada por el sismógrafo de la estación ELCA. Ambas estaciones mantienen una diferencia en la distancia epicentral de 51 Km (figura 5.3). En la figura 5.4 se muestran ambos registros en forma de series temporales. Se puede apreciar una intensa oscilación, similar en ambos registros, con un desfase temporal debido al retardo en la llegada de la onda a la estación ELCA y un cambio de forma, atribuible a la misma razón. Se puede ver que el registro sismográfico está afectado por la saturación del registro, lo que no permite reproducir los máximos y mínimos de los desplazamientos, algo que no sucede en el registro GNSS. Esta comparación confirma la detección de los movimientos de partícula determinados en base a los datos GNSS a una distancia epicentral de unos 2000 Km.

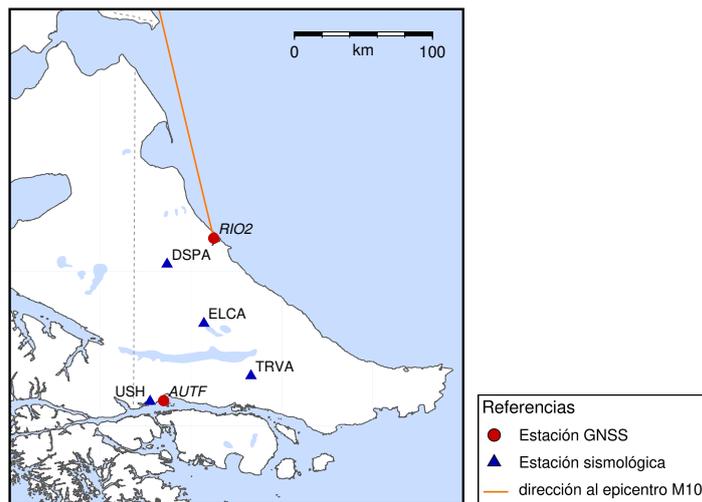


Figura 5.3: Mapa de Tierra del Fuego. Los triángulos marcan estaciones sismológicas, los puntos rojos marcan estaciones GNSS y la línea naranja indica la dirección de la trayectoria de ondas desde el epicentro del evento M10 hasta la estación RIO2

En la mayoría de las series se encontraron oscilaciones esperables de cada una de las ondas. Para facilitar una descripción geométrica-cinemática local y una separación de las ondas Rayleigh y Love, se hizo una transformación de componentes de Este, Norte y Altura (E,N,A), producto del procesamiento GNSS, a un sistema ortogonal de ejes coordenados (radial, R; transversal, T; altura, A) en referencia a la dirección de propagación de energía (R), que se puede visualizar en la figura 5.5, para el caso de la estación LPGS durante el evento M10.

En la figura 5.6 se visualiza el movimiento de partícula de la estación LPGS durante el evento M10 en un esquema 3D. Este representa el movimiento de la estación en la ventana de tiempo analizado. Se puede verificar una posición relativamente estable al inicio y al final de ese lapso de tiempo, interrumpida por variaciones pasajeras de la posición, interpretadas como el paso de las ondas superficiales por la estación. El movimiento que se aprecia es el resultado conjunto de los efectos de las ondas Rayleigh y Love.

Para una mejor descripción geométrica de los movimientos de partícula correspondientes a la onda Rayleigh, se grafica en la figura 5.7 el movimiento en el plano R-A paralelo a la dirección de propagación, donde se puede apreciar la elipse retrógrada que caracteriza al tipo de onda. Para el caso de la onda Love se grafica un esquema de la variación de la componente Transversal de la señal en el tiempo, en la misma figura. Estas dos visualizaciones surgen de la separación del movimiento total de partícula en el espacio que se ve en la figura 5.6.

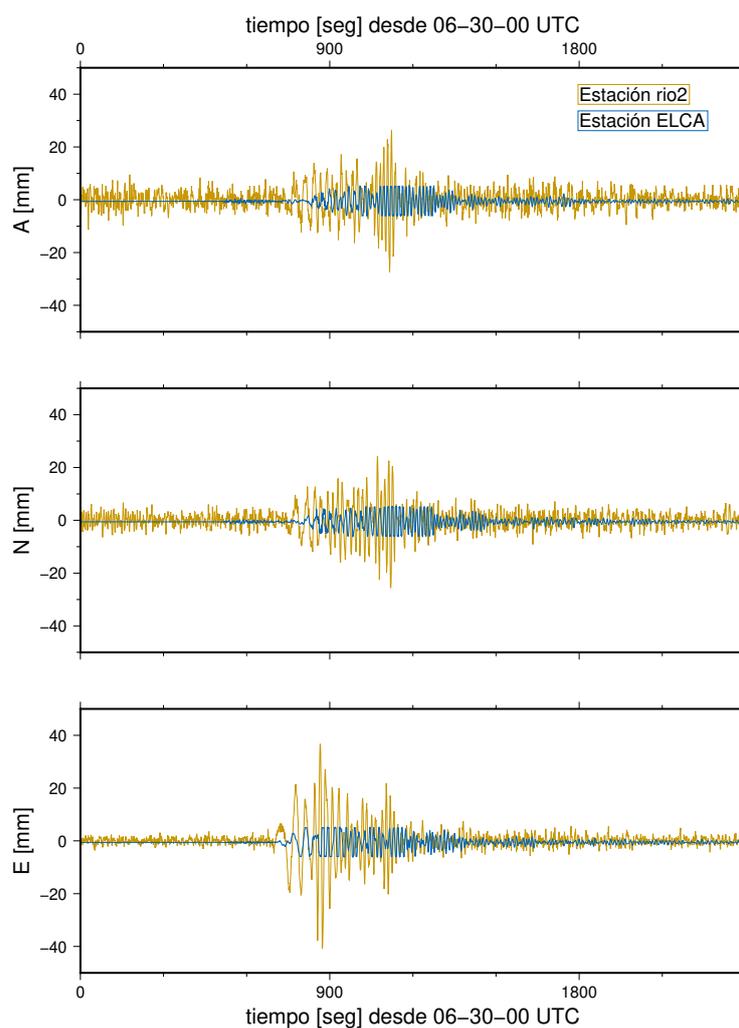


Figura 5.4: Comparación del registro de la estación GNSS RIO2 y el del sismógrafo de la estación ELCA (Tierra del Fuego) durante el evento M10. Las señales del sismógrafo en ELCA están truncadas debido a la saturación del registro.

En 21 series temporales se detectaron exitosamente desplazamientos asociados a los eventos analizados. Los resultados del análisis geométrico-cinemático se resumen en la tabla 5.2. Para dicho análisis hizo una clasificación según una inspección visual de las series temporales de coordenadas filtradas, en:

A - ondas analizables con fines sísmológicos,

B - ondas detectables,

C - registros descartados.

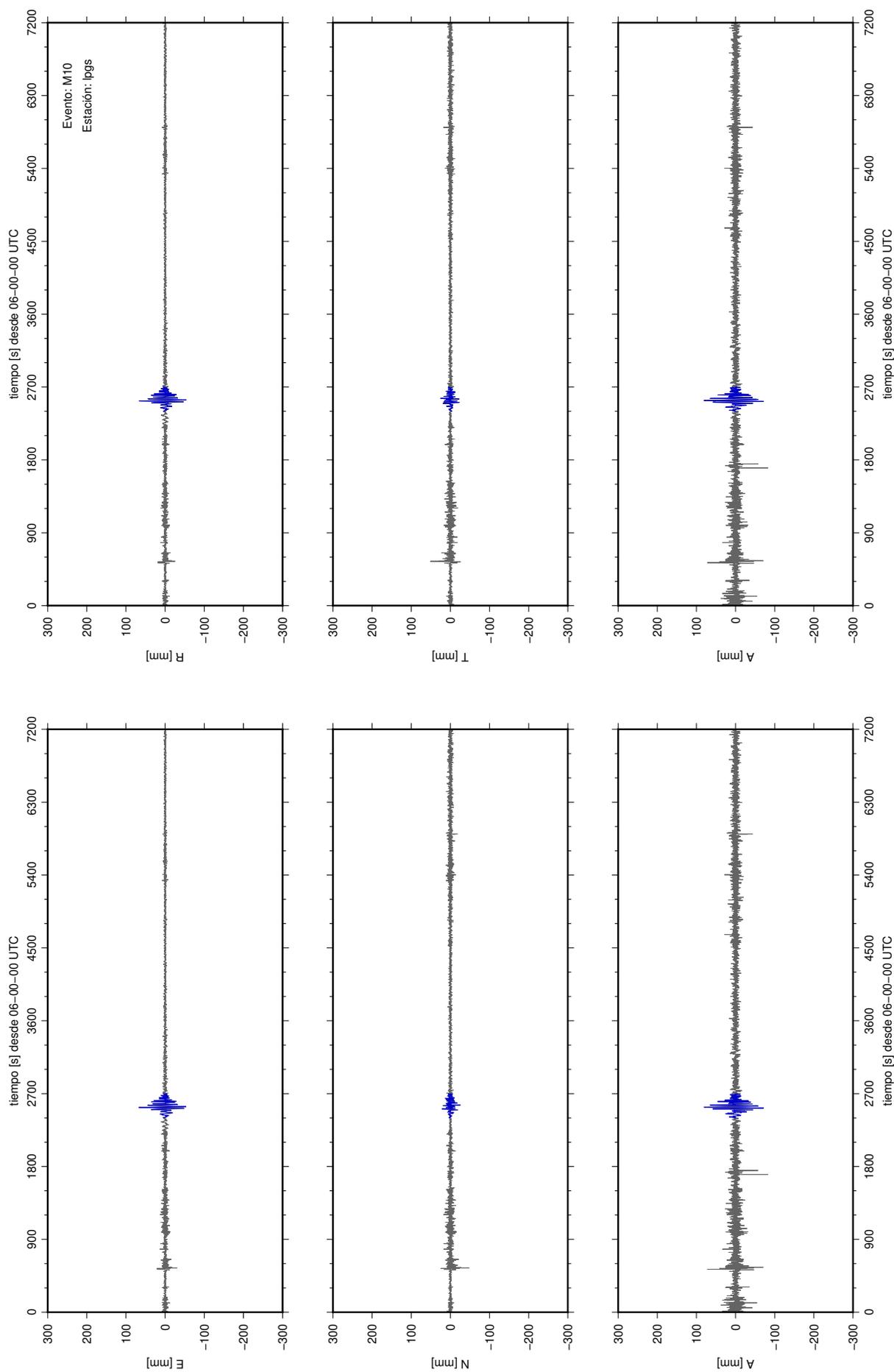


Figura 5.5: Serie temporal filtrada de la estación LPGS (La Plata) en sistema E,N,A (Izq.) y en sistema R,T,A (Der.). Las variaciones de coordenadas atribuidas al pasaje de las ondas sísmicas (evento M10) se resaltan en color azul.

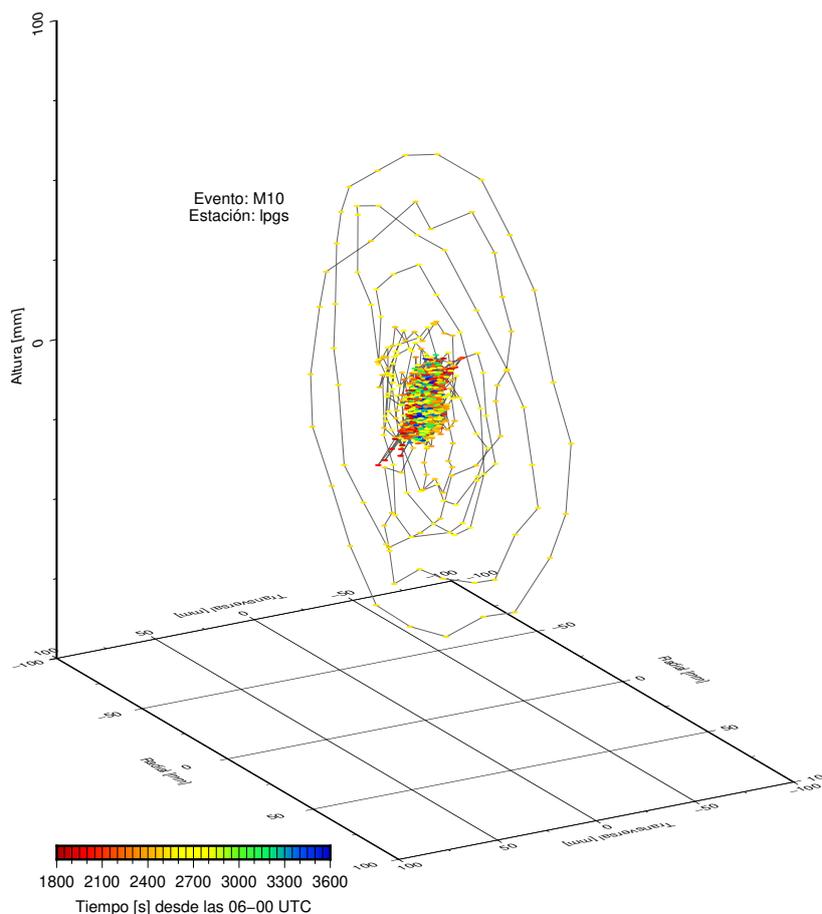


Figura 5.6: Representación tridimensional del movimiento de partícula registrado por la estación LPGS para el evento M10. La coordenada temporal se representa con la variación de color, las componentes espaciales están expresadas en Radial (hacia el observador), Transversal (desde la derecha hacia la izquierda) y Altura (vertical).

Entre las 16 series descartadas (categoría C) hay casos de fuerte ruido o efectos artificiales en las series temporales de coordenadas (GVIL, COCA, MZSR, TUCU) y casos de series de alta calidad pero que carecen de indicios de las ondas superficiales. Estos últimos se pueden atribuir a estaciones ubicadas a grandes distancias epicentrales, donde la amplitud de la señal decae por debajo del ruido observacional (BORC en los tres eventos, UYPA, EBYP y MZAE en I14, CHLT en C15 y AUTF y LHCL tanto en I14 como en C15). Es así que se puede inferir una relación entre la categoría (detectabilidad), que aumenta tanto con la magnitud del sismo como con la cercanía al epicentro. Esto se podría utilizar para establecer límites tentativos para la aplicabilidad del posicionamiento GNSS para la observación y análisis de las ondas superficiales de terremotos.

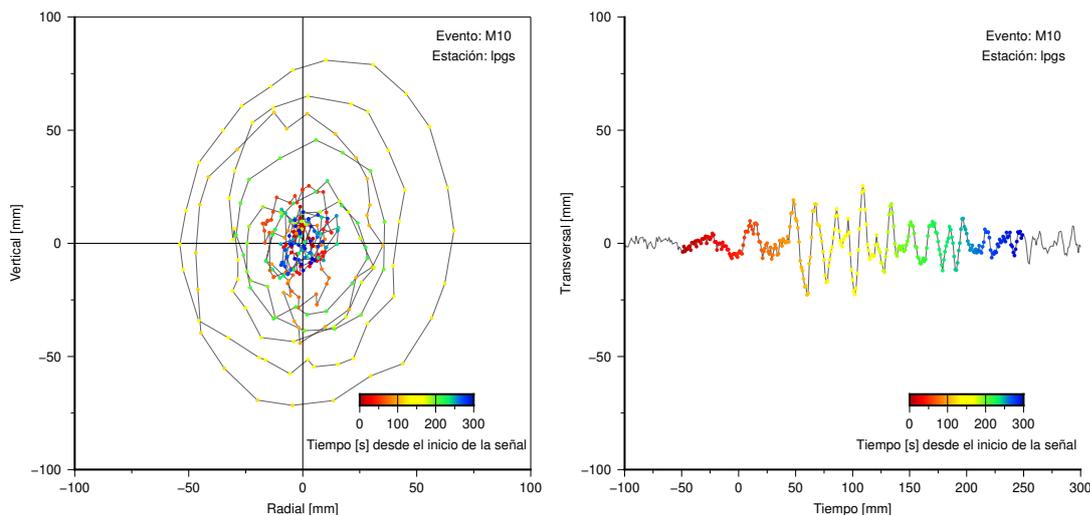


Figura 5.7: Movimiento de partícula en el plano R-A (izq., indicativo de la onda Rayleigh) y la variación de la componente T en el tiempo (der., indicativo de la onda Love). La coordenada temporal se representa por el color en sintonía en ambos esquemas.

Para el evento más intenso (M10,  $8.8Mw$ ), se obtuvieron movimientos sismológicamente analizables a distancias epicentrales superiores a  $2000Km$ . Ya a una distancia de  $3000Km$  las ondas resultan imperceptibles. A falta de datos intermedios entre esas dos distancias se puede concluir que GNSS es capaz de detectar ondas superficiales de esta magnitud dentro de un radio de  $2500Km$  aproximadamente. El registro de la estación SANT, en Santiago de Chile, muestra una intensa señal. Sin embargo, la cercanía al epicentro (distancia epicentral menor a  $400km$ ) dispone una posible superposición con otros efectos (deformaciones co-sísmicas); debido a la difícil separación de estos efectos de las ondas superficiales, se decidió asignarle la categoría B (detectable). Los otros casos de menor categoría para este evento corresponden a estaciones afectadas por perturbaciones artificiales o ruido amplificado (TUCU y GVIL) en sus series temporales sin los cuales las amplitudes de la señal habrían permitido un análisis sismológico.

El evento de magnitud intermedia, el sismo C15 ( $8.4Mw$ ), se logra detectar con una calidad analizable en tres de las estaciones procesadas, y se puede considerar un radio de detectabilidad entre los  $1600$  y los  $1900Km$ .

En el caso de I14 ( $8.2-8.3Mw$ ), el evento de menor magnitud, se detecta exclusivamente dentro de un radio epicentral de  $1500$  km. Solo la estación JBAL, a una distancia de  $1000$  km, promete un análisis sismológico confiable. La comparación de las amplitudes de las ondas superficiales de este evento entre esta estación y UNSA, a una distancia epicentral de solo  $800$  km, sugiere un efecto apreciable de las diferencias en las condiciones reológicas entre las trayectorias de propagación de las ondas superficiales a ambas estaciones.

### 5.3. Velocidades de grupo y fase y curvas de dispersión

Una vez determinados y analizados los movimientos de partícula, y comprobada su representatividad para el pasaje de las ondas superficiales, surge la pregunta de saber si las mismas podían ser utilizadas para un análisis sísmológico. Para abordar esta cuestión se realizó el experimento de introducir las series de tres estaciones (LPGS, IGM y MZAE) durante el sismo M10 en las herramientas de cálculo del paquete CPS (Herrmann, 2013). Se intentó determinar velocidades de grupo y fase, así como curvas de dispersión, para las ondas Rayleigh y Love utilizando series GNSS de manera idéntica a la que se hace con registros sísmológicos. La figura 5.8 muestra capturas de pantalla del análisis de la serie de LPGS con el programa `do_mft` del paquete CPS.

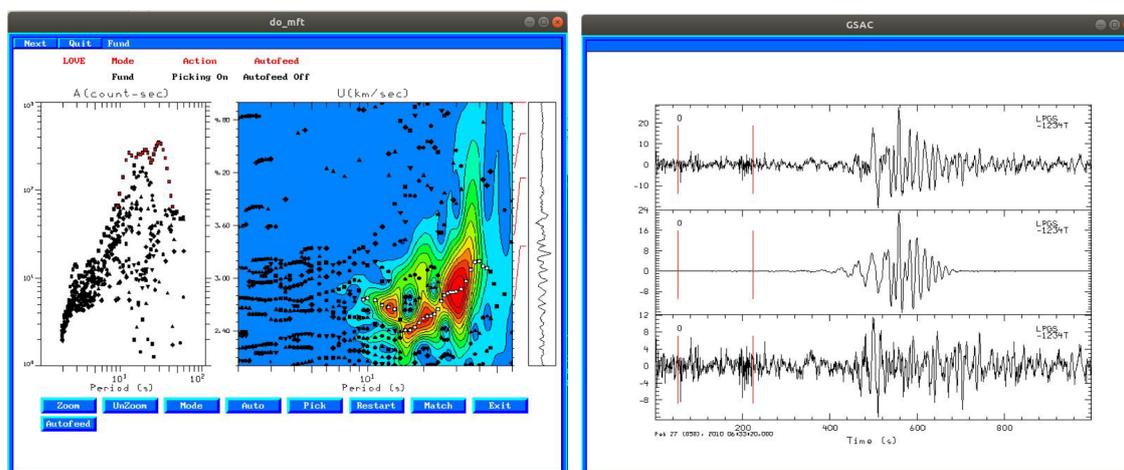


Figura 5.8: Capturas de pantalla del primer picado de curvas de dispersión para velocidad de grupo de ondas Love (componente T) para el evento M10, LPGS (izq.) y de la comparación de la señal original, filtrada y residuo (der.)

Esta figura muestra que los registros GNSS efectivamente pueden ser utilizadas para un análisis sísmológico especializado, aplicando herramientas específicas.

Considerando las componentes de cada onda se obtuvieron curvas de dispersión de velocidades de grupo usando la componente en altura (o vertical), para la onda Rayleigh, y componente transversal, para la onda Love, en cada una de las estaciones analizadas. Las curvas de dispersión resultantes del análisis se muestran en la figura 5.9.

Por último, se muestran en la figura 5.10 las curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas en las tres estaciones, tanto Rayleigh como Love, y las curvas de velocidad de fase de la onda Rayleigh, para las trayectorias MZAE-IGM1 y MZAE-LPGS.

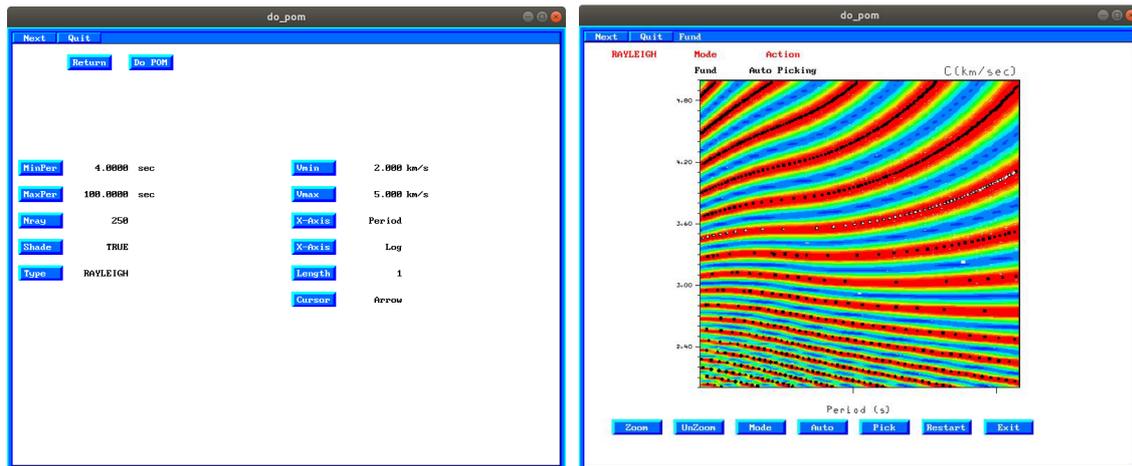


Figura 5.9: Capturas de pantalla de la configuración del programa (izq.); y del picado de curvas de dispersión para velocidad de de fase de ondas Rayleigh (componente A)(der.) para el evento M10 y las estaciones LPGS y MZAE

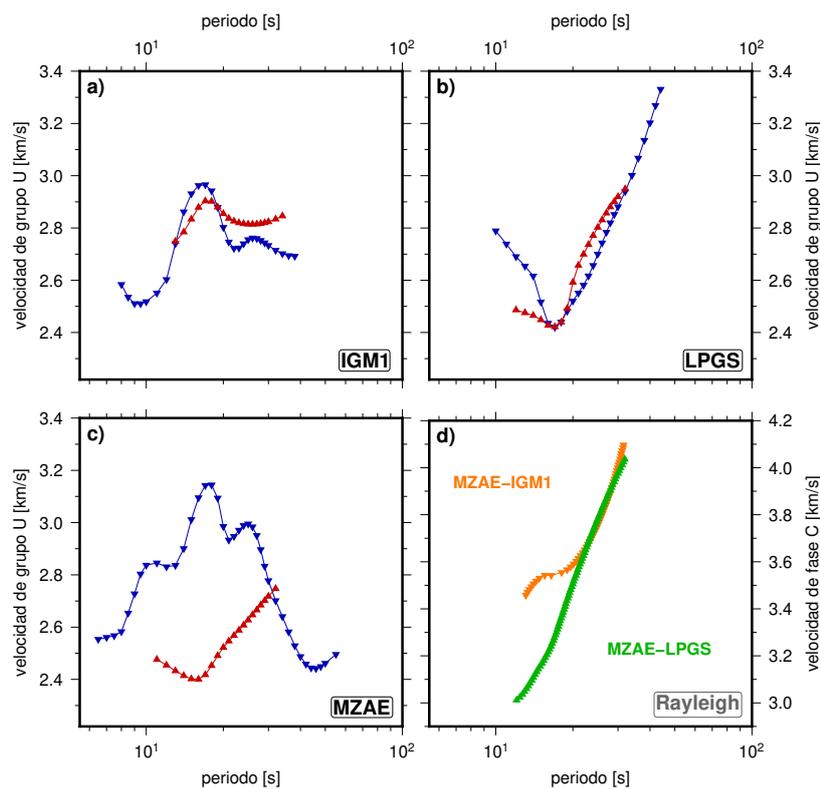


Figura 5.10: Gráficos de curvas de dispersión determinadas mediante el programa CPS en base a movimientos observados por GNSS en las estaciones a) IGM1 (Buenos Aires), b) LPGS (La Plata) y c) MZAE (Mendoza) durante el evento M10. En rojo se muestran las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de la onda Rayleigh, en azul de la onda Love. d) Curvas de dispersión de la velocidad de fase de la onda Rayleigh determinadas para dos pares de estaciones.

Es probable que la determinación de las curvas de dispersión pueda ser optimizada. Tampoco se pretende desarrollar una discusión acerca de la exactitud de este resultado, ni darle una interpretación sismológica-reológica. El único objetivo del experimento fue evaluar la utilidad de las series GNSS para un análisis sismológico específico. Se considera que esta evaluación se pudo lograr con una conclusión positiva.



# Capítulo 6

## Sensibilidad, aplicabilidad y potencial para desarrollos futuros

Los resultados obtenidos a partir de los datos utilizados demuestran que la infraestructura GNSS no es capaz de reemplazar a las redes sismológicas operativas teniendo en cuenta los siguientes puntos:

1. Los métodos presentados se limitan al análisis de las ondas Rayleigh y Love. No se tuvieron en cuenta las ondas P o S al no detectarse, tampoco se consideraron otros efectos de utilidad sismológica (desplazamientos co-sísmicos, relajación post-sísmica).
2. Los métodos desarrollados y aplicados aquí no permiten la generación de resultados sismológicos con una latencia adecuada para contribuir a los mecanismos de alerta del riesgo sísmico. Esto se debe, en parte, a la demora en la entrega de productos GNSS (efemérides y correcciones de relojes satelitales de alta precisión).
3. Los movimientos determinados del posicionamiento GNSS tienen una sensibilidad menor al instrumental sismológico específico, lo que significa una limitación de la capacidad de generar información valiosa para:
  - a) eventos de magnitudes menores que  $8Mw$  aproximadamente;
  - b) un rango de distancias epicentrales mayores que aproximadamente  $10^3 Km$ .
4. La cantidad y distribución geográfica de las estaciones GNSS con alta frecuencia de muestreo ( $1Hz$ ) y libre acceso está limitada. A la fecha, solo un porcentaje menor de las estaciones de la red RAMSAC (e IGS) entregan datos con un intervalo menor a  $15s$ . La disponibilidad de datos para las fechas de eventos sísmicos se ve también restringida por:

- a) una degradación de la calidad de datos de algunas estaciones, apreciable en una amplificación del ruido o presencia de efectos artificiales en las series temporales de coordenadas, lo que reduce su confiabilidad y utilidad en términos de un análisis sísmológico.
  - b) la susceptibilidad de las estaciones GNSS frente a averías debidas a las consecuencias de sismos fuertes (cortes de luz, destrucción o inestabilidad del soporte de la antena).
5. La resolución temporal alcanzable en las series GNSS, limitada por la frecuencia de muestreo, es inferior a la de los registros de estaciones sísmológicas, lo que implica:
- a) una limitación espectral en las señales reproducidas por las series GNSS a períodos de  $2s$  o mayores.
  - b) una limitación en la precisión de la determinación del tiempo de arribo de las señales, que se traduce en una inexactitud de la determinación de las velocidades de propagación de onda.

No obstante, los resultados presentados sugieren que las estaciones GNSS de alta frecuencia de muestreo tienen un gran potencial para complementar las redes sísmológicas con el fin de aportar a la validación o mejora regional de modelos de tierra reológicos. Muestran la posibilidad de determinar curvas de dispersión de las ondas Rayleigh y Love a partir de los movimientos de partícula derivados de los datos GNSS. La demostración de la aplicación exitosa de una herramienta sísmológica a las series GNSS indica que la utilización de estas observaciones para estos fines no requiere un extenso desarrollo o adaptación de algoritmos y herramientas específicas. Las estaciones GNSS ofrecen, además, una ventaja ante los sísmómetros, claramente ilustrada en la figura 5.4. La cual consiste en que los receptores GNSS no presentan el riesgo de saturación, aún en el caso de un sismo muy fuerte y/o cercano.

La limitación de la resolución temporal de las series GNSS, impuesta por la frecuencia de muestreo de  $1Hz$  (punto 5), no es crítica para la determinación de velocidades de grupo y fase y curvas de dispersión, las cuales se pueden concentrar en períodos mayores a  $2s$  (Duca Freyre, 2017) en forma valiosa. Según el teorema de muestreo las observaciones GNSS de  $1Hz$ , pueden resolver este rango de periodos. Observaciones con intervalos de muestreo mayores permiten la detección de ondas superficiales, pero no sin pérdida de información. La figura 6.1 simula el resultado del procesamiento PPP de datos GNSS con un intervalo de muestreo de  $5s$  en el registro de la estación RIO2. El gráfico de las series temporales de coordenadas revela que la omisión de la información contenida en cuatro de cada cinco épocas de  $1Hz$  desdibuja parcialmente la forma y los detalles de las oscilaciones de partícula producidas por el pasaje de las ondas Rayleigh y Love; especialmente sobre el final

del tren de ondas donde se encuentra el contenido espectral de frecuencias más altas (períodos menores). Por lo tanto, datos GNSS con intervalo de muestreo de 5s restringen de manera significativa la detección de las ondas superficiales, limitando la determinación de velocidades y dispersiones a períodos mayores que 10s.

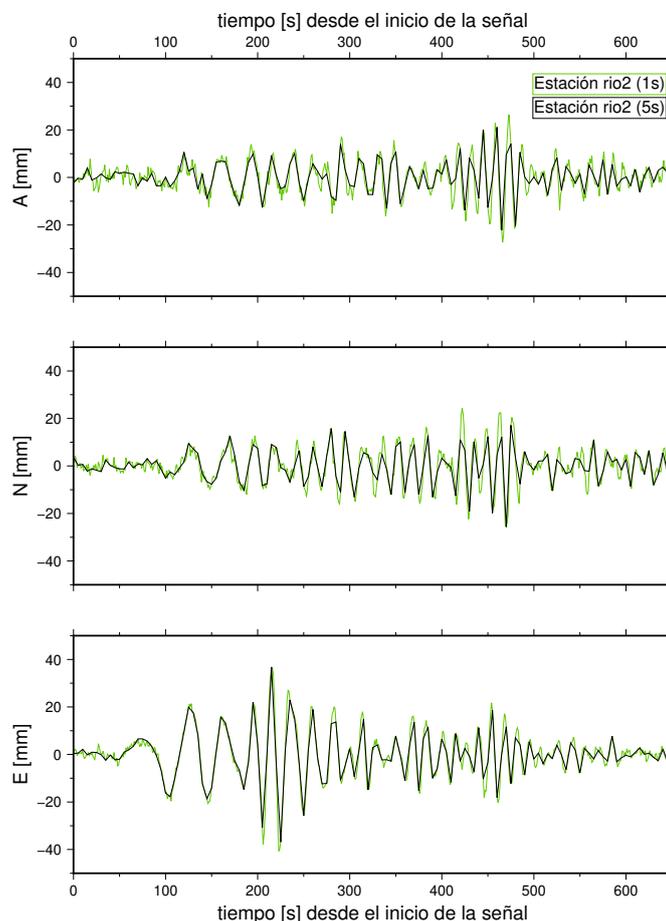


Figura 6.1: Comparación de la señal de ondas superficiales en la estación RIO2, evento M10, y una simulación de la misma serie con un muestreo de 5s

Las curvas de dispersión determinadas a partir de la combinación de datos sismológicos y GNSS se pueden invertir para determinar modelos corticales que describen la velocidad de corte en función de la profundidad (Sabbione, 2004). Estos modelos, a su vez, permiten deducir rangos de validez a diferentes escalas para parámetros de modelos de Tierra elásticos y visco-elásticos. Como se menciona en la Introducción, esto es de interés particular en la Patagonia austral. Allí el modelado del ajuste glacio-isostático en la región de los Campos de Hielo Patagónicos se ve seriamente limitado por la falta de información exacta acerca de la reología de la tierra sólida (Lange et al., 2014; Richter et al., 2016). Aún quedan considerables ambigüedades con respecto a los principales parámetros del modelo de tierra visco-elástico (espesor litosférico y viscosidad del manto), fundamentales para la predicción de efectos del ajuste glacio-isostático (Ivins y James, 1999). Pero también un modelo de Tie-

rra elástico más preciso es importante para separar las contribuciones del ajuste glacio-isostático de la respuesta elástica a cambios actuales de la masa de hielo a la deformación observada (Marderwald et al., 2020). En Tierra del Fuego una mejora regional de modelos de Tierra elásticos contribuiría al modelado de las deformaciones tectónicas a lo largo de la falla Magallanes-Fagnano (Mendoza et al., 2015) y permitiría explicar la anomalía en los efectos de la carga oceánica revelada en las mareas lacustres del Lago Fagnano (Richter et al., 2009).

Sin embargo, en esta región se encuentra una sola estación de la red del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). La figura 6.2 muestra la distribución geográfica de las estaciones sismológicas de dicha red. La escasez de infraestructura sismológica de acceso abierto limita aquí seriamente el avance en la determinación de modelos de Tierra regionales. La figura 6.2 muestra, además, la distribución de estaciones GNSS de la red RAMSAC (IGN). Se puede apreciar un enorme potencial de las estaciones GNSS para la densificación de la red sismológica, en particular en el sur del país. Aunque la comparación entre los mapas de las figuras 6.2 y 3.1 muestra también que en la actualidad el aprovechamiento de la infraestructura GNSS con fines sismológicos queda fuertemente limitado por la escasez de estaciones RAMSAC con alta frecuencia de muestreo (punto 4). No obstante, los recientes desarrollos tecnológicos hacen cada vez más factible aplicar un muestreo de  $1\text{Hz}$  a la totalidad de las estaciones RAMSAC. Esto se puede considerar como una recomendación al IGN, que se origina a partir del presente trabajo, si desea promover esta nueva aplicación de la producción de datos por la red RAMSAC. Una segunda recomendación en este sentido, sería la revisión de la estabilidad mecánica de la instalación de la antena y/o de posibles obstrucciones locales de la recepción de las señales GNSS en aquellas estaciones que muestran efectos de perturbaciones artificiales o ruido amplificado en sus series temporales de coordenadas (por ejemplo, GVIL).

Los resultados obtenidos permiten también formular algunas recomendaciones y lineamientos a la hora de un futuro análisis GNSS dedicado al estudio de las ondas sísmicas superficiales. Un enfoque consiste en la utilización de los datos de observación de los sistemas GLONASS y GALILEO. El procesamiento presentado en esta tesis se limitó a los datos del sistema GPS, debido a la falta de productos (órbitas y relojes satelitales) de alta resolución temporal y de calidad adecuada para los sistemas más recientes. Sin embargo, los avances metodológicos en el reprocesamiento GNSS y la continua acumulación de datos observacionales a nivel global, hacen esperar una pronta disponibilidad de estos productos. La incorporación de datos GLONASS y GALILEO aumentaría la precisión de las series GNSS y reduciría la incidencia de efectos de perturbaciones artificiales y épocas defectuosas en las series temporales de coordenadas. Por otro lado, una optimización del procesamiento PPP aplicando, por ejemplo, herramientas más sofisticadas como el Bernese GNSS Software (Dach et al.), posiblemente permitiría corregir algunos de los efectos

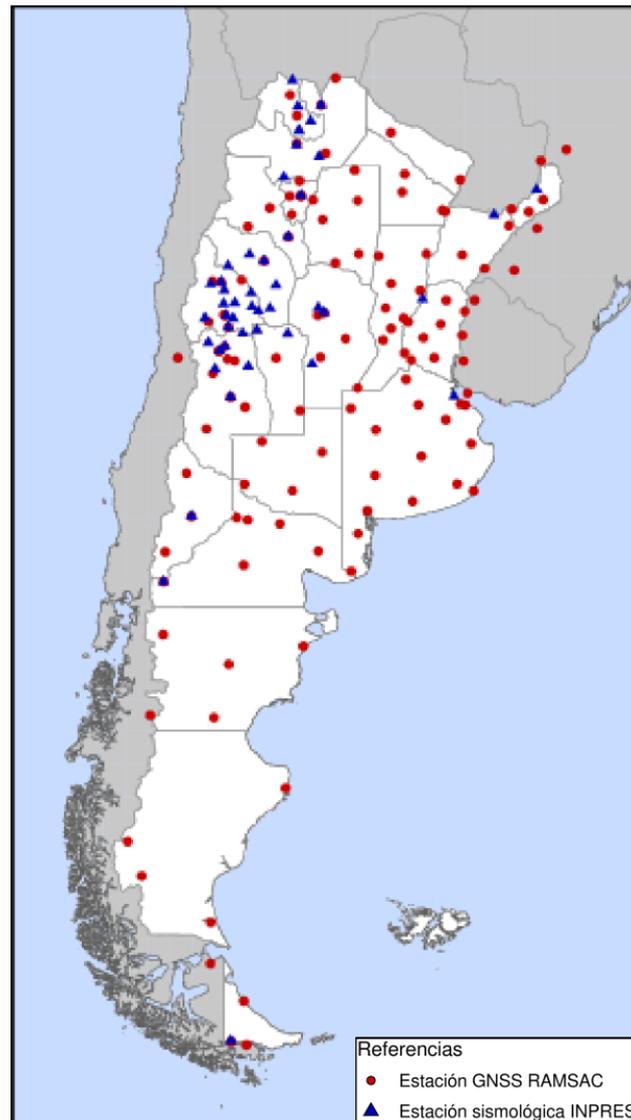


Figura 6.2: Distribución de las estaciones GNSS de la red RAMSAC (puntos rojos) y estaciones sismográficas del INPRES (triángulos azules) en el territorio nacional.

mencionados presentes en las series visualizadas en los Apéndices, a través de una resolución más robusta de las ambigüedades. Finalmente, el desarrollo de métodos y algoritmos específicos para la utilización de observaciones GNSS con fines sismológicos permitiría un aprovechamiento optimizado del conocimiento previo acerca de la manifestación de las ondas superficiales en las observaciones GNSS, en pos de una separación más eficiente de los parámetros buscados respecto de los efectos perturbadores. Todos estos avances no harían más que corroborar y ampliar las conclusiones aquí halladas con respecto a la utilidad de las observaciones GNSS con fines sismológicos.

# Capítulo 7

## Conclusiones

A lo largo del trabajo se generaron 37 correspondientes correspondientes a 3 eventos entre los años 2010 y 2015, con una precisión promedio del orden de los  $9mm$  para la componente vertical, y de  $6mm$  para la componente horizontal. En 22 casos se detectó exitosamente el movimiento característico del pasaje de ondas Rayleigh y Love, con amplitudes (en términos del indicador de intensidad aquí empleado) en el rango entre 10 y 200 mm. El conjunto de casos estudiados muestra consistencia en el retardo temporal entre estaciones a diferentes distancias epicentrales con una interpretación de propagación radial de las ondas, y también se aprecia la dependencia de amplitud y detectabilidad de las ondas superficiales tanto con la distancia epicentral como con la magnitud del evento. Además, diferencias entre amplitudes registradas en distintas estaciones evidencia la sensibilidad de este parámetro con respecto a las condiciones reológicas a lo largo de la trayectoria de la onda.

Los movimientos determinados en base a observaciones GNSS se pueden utilizar para realizar un análisis con herramientas específicas de la sismología. Haciendo uso del paquete CPS se determinaron curvas de dispersión, tanto de ondas Rayleigh como de ondas Love, utilizando movimientos derivados de técnicas GNSS. Así, existe potencial de contribuir, como complemento, a registros sismológicos y a la validación o el desarrollo regional de modelos reológicos de Tierra.

Los resultados aquí presentados:

1. suman una nueva línea de relevancia científica y socio-económica al abanico de las aplicaciones y productos de la infraestructura GNSS nacional, regional y global;
2. demuestran la superioridad de la estrategia PPP sobre el procesamiento diferencial en cuanto a la observación de ondas sísmicas superficiales;
3. sugieren los límites para la aplicación practicable del método desarrollado en cuanto a la magnitud del evento y la distancia a las estaciones;

4. desembocan en recomendaciones de robustecer la infraestructura disponible, contando con mayor cantidad de estaciones con frecuencias de muestreo de  $1Hz$  y aumentando la estabilidad de las antenas. Esto permitiría favorecer un aprovechamiento de esta aplicación en vistas de contar con mejores condiciones al momento de ocurrencia de un próximo evento fuerte que sacuda el territorio nacional.

En los siguientes Apéndices se muestran las series de tiempo de las variaciones de coordenadas filtradas y rotadas al sistema local R,T,A de todas las estaciones analizadas para los 3 eventos: Maule 2010 (M10), Iquique 2014 (I14) y Coquimbo 2015 (C15) (Ver tabla 3.1).

# Apéndice A

Maule 2010 (M10)

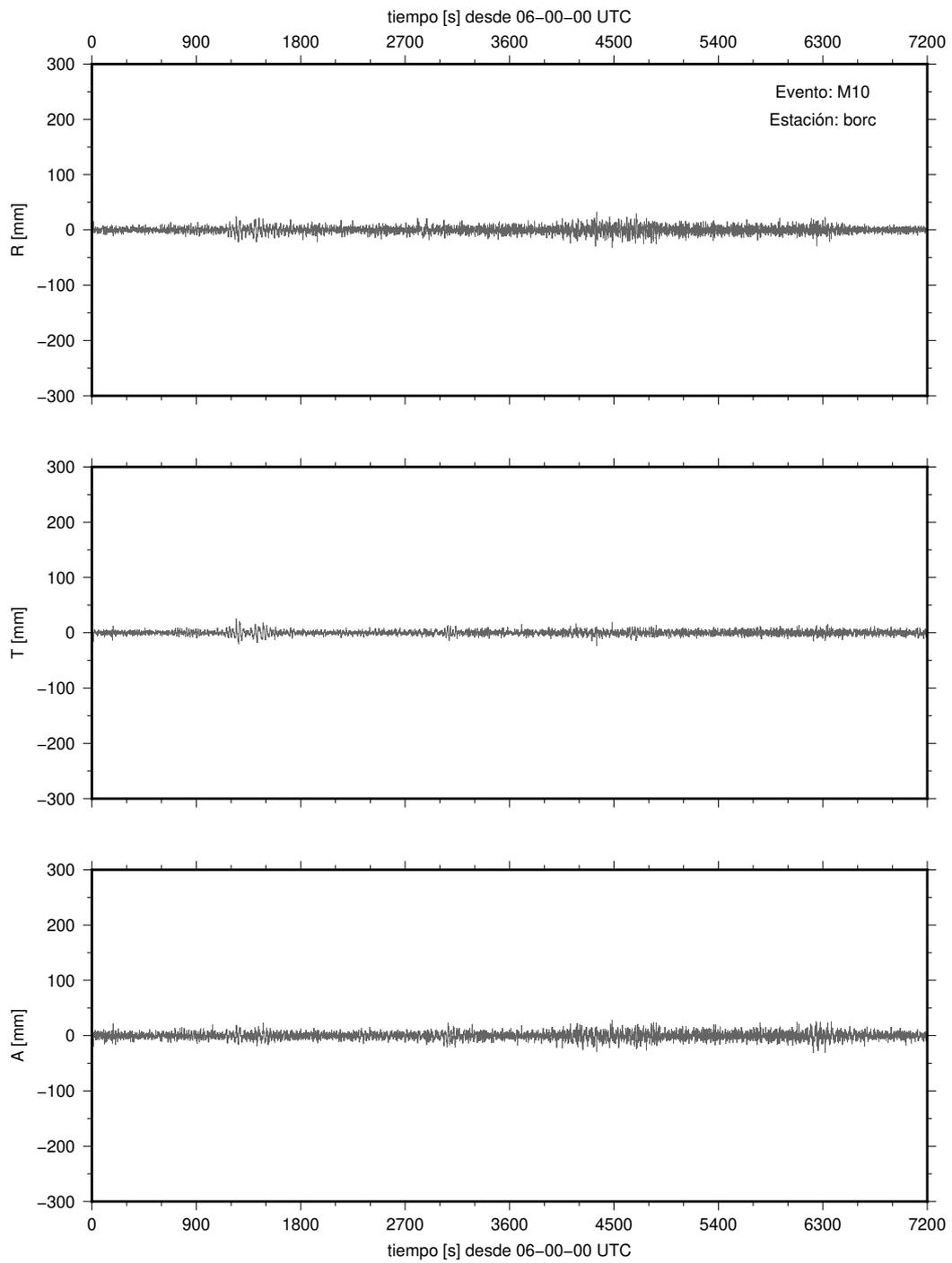


Figura A.1: M10-BORC

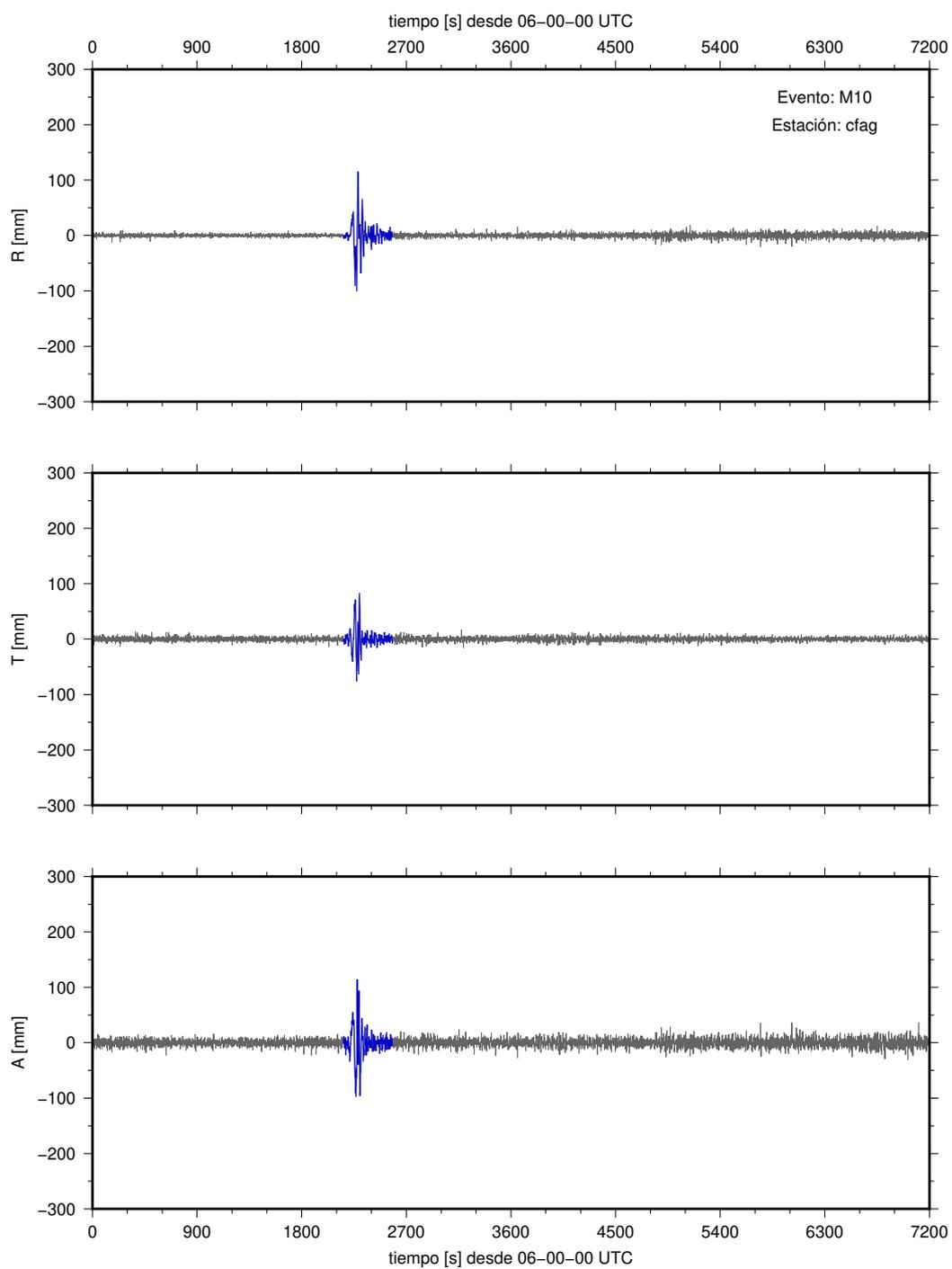


Figura A.2: M10-CFAG

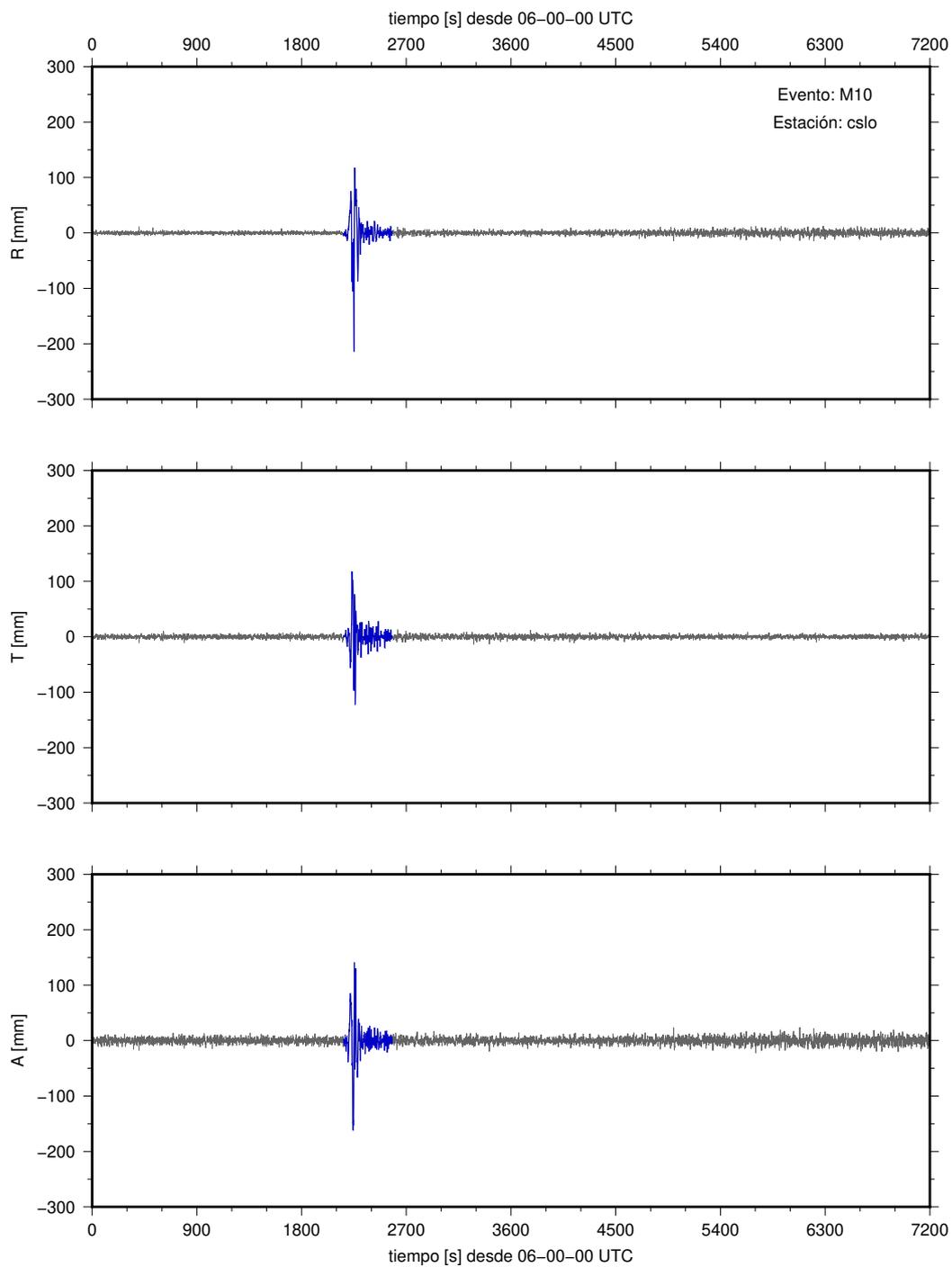


Figura A.3: M10-CSLO

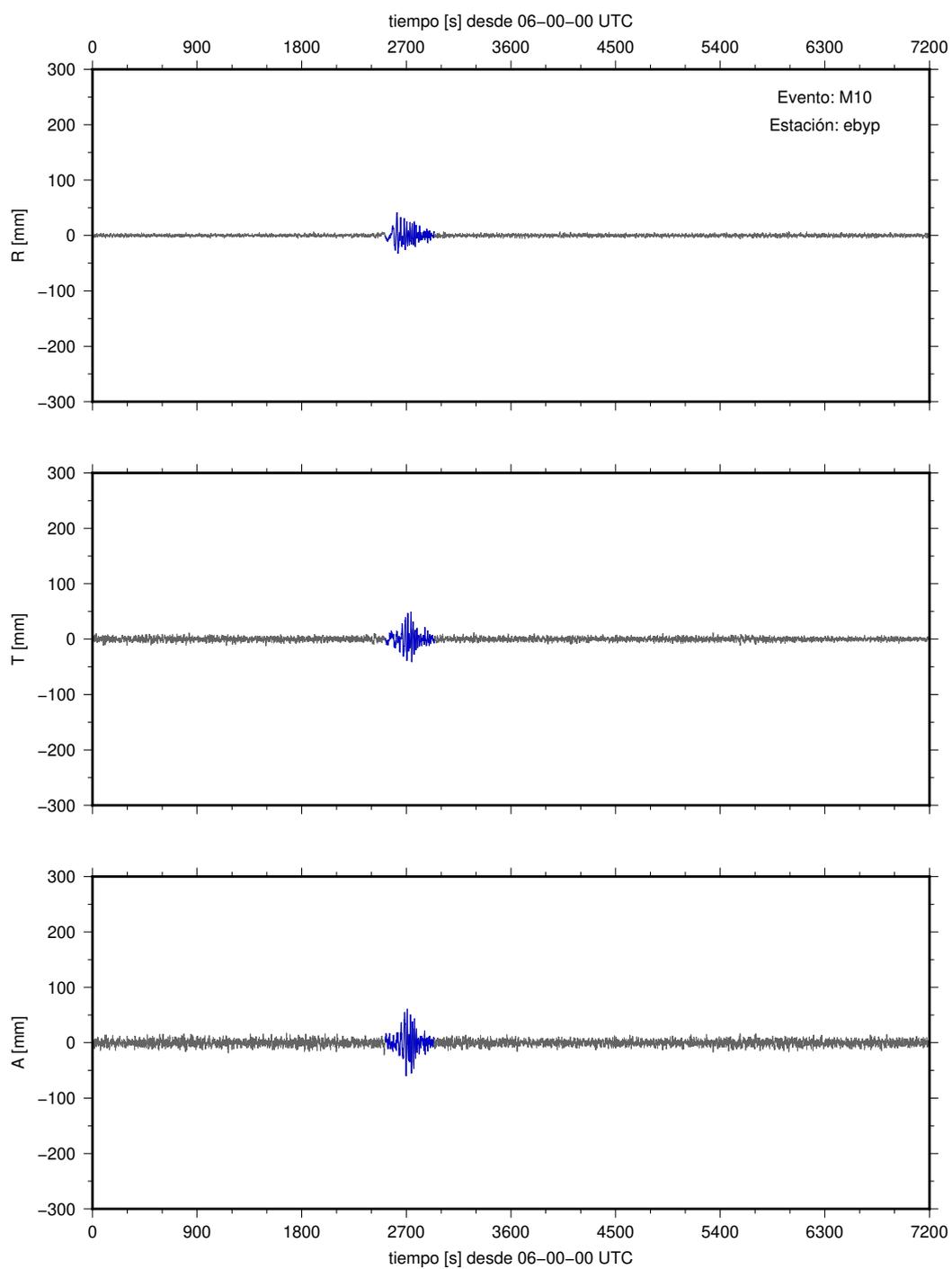


Figura A.4: M10-EBYP

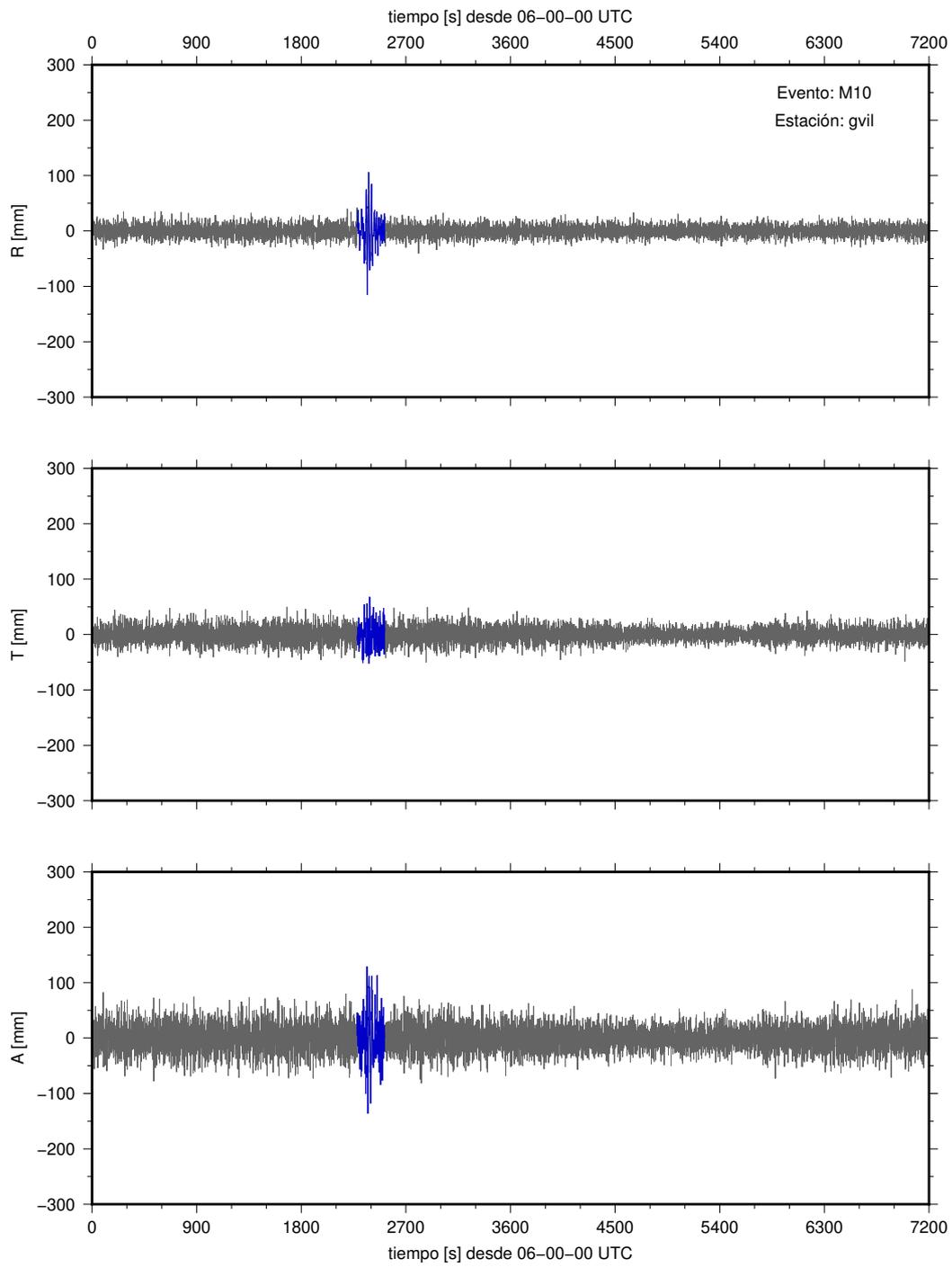


Figura A.5: M10-GVIL

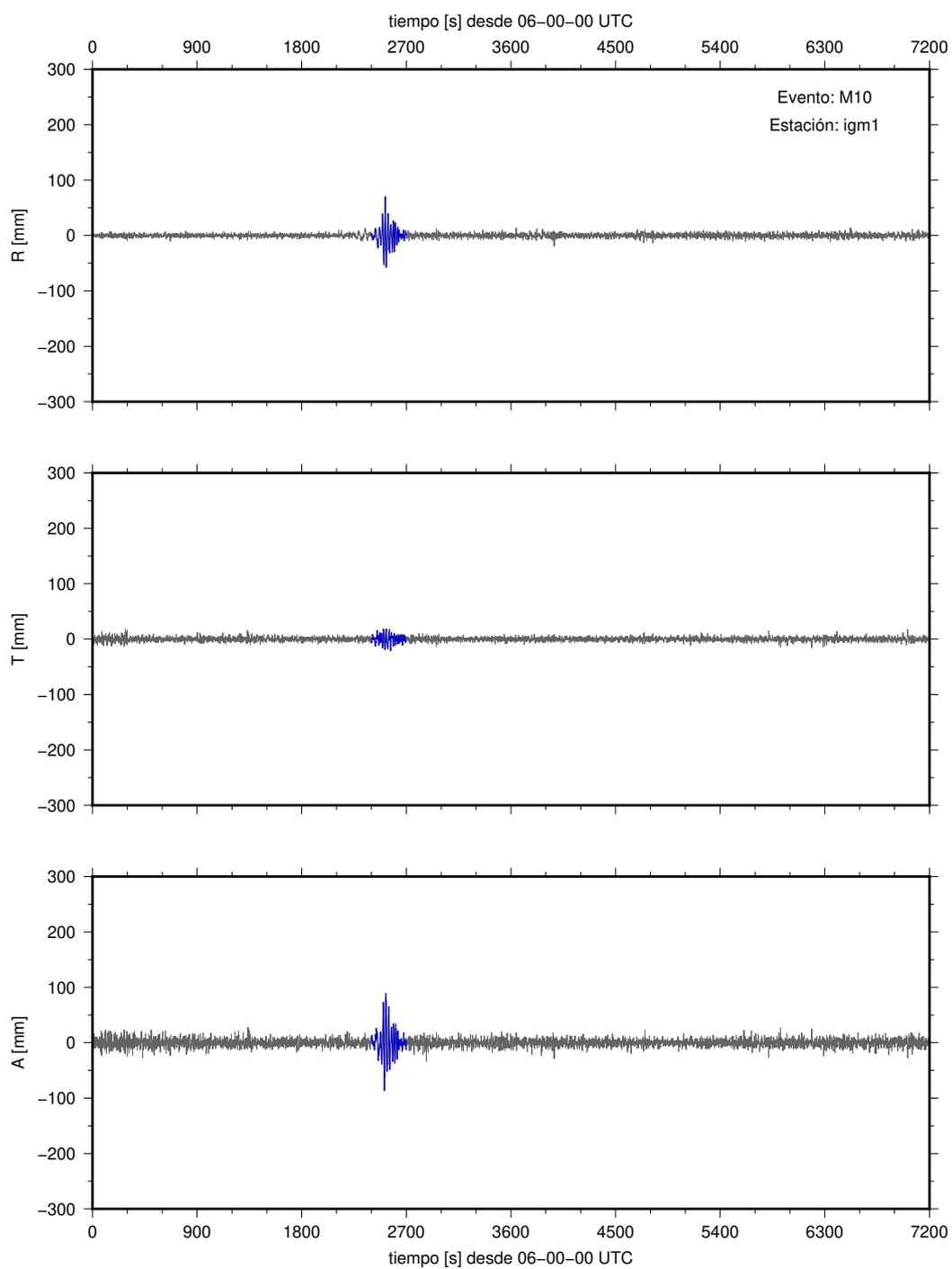


Figura A.6: M10-IGM1

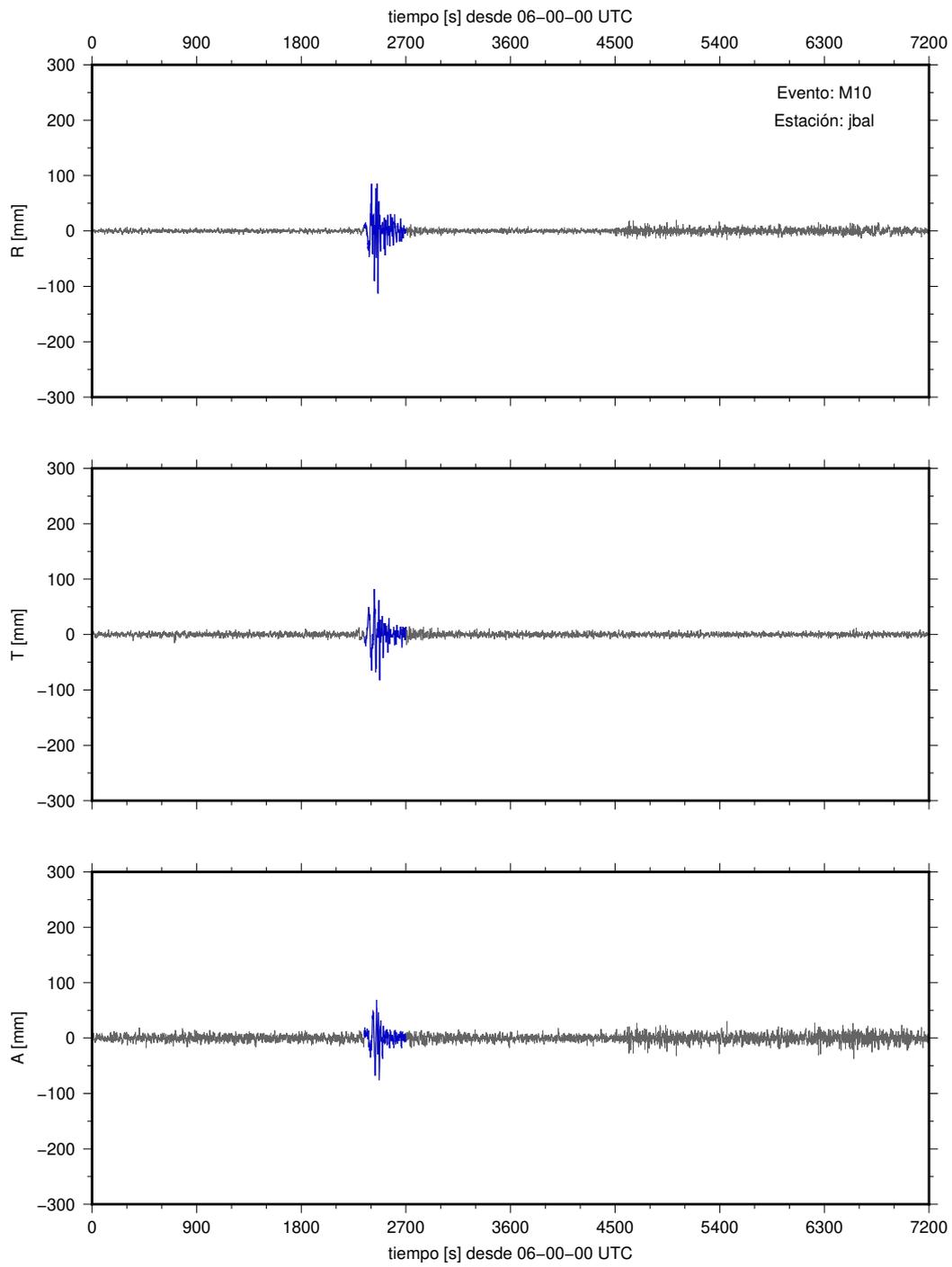


Figura A.7: M10-JBAL

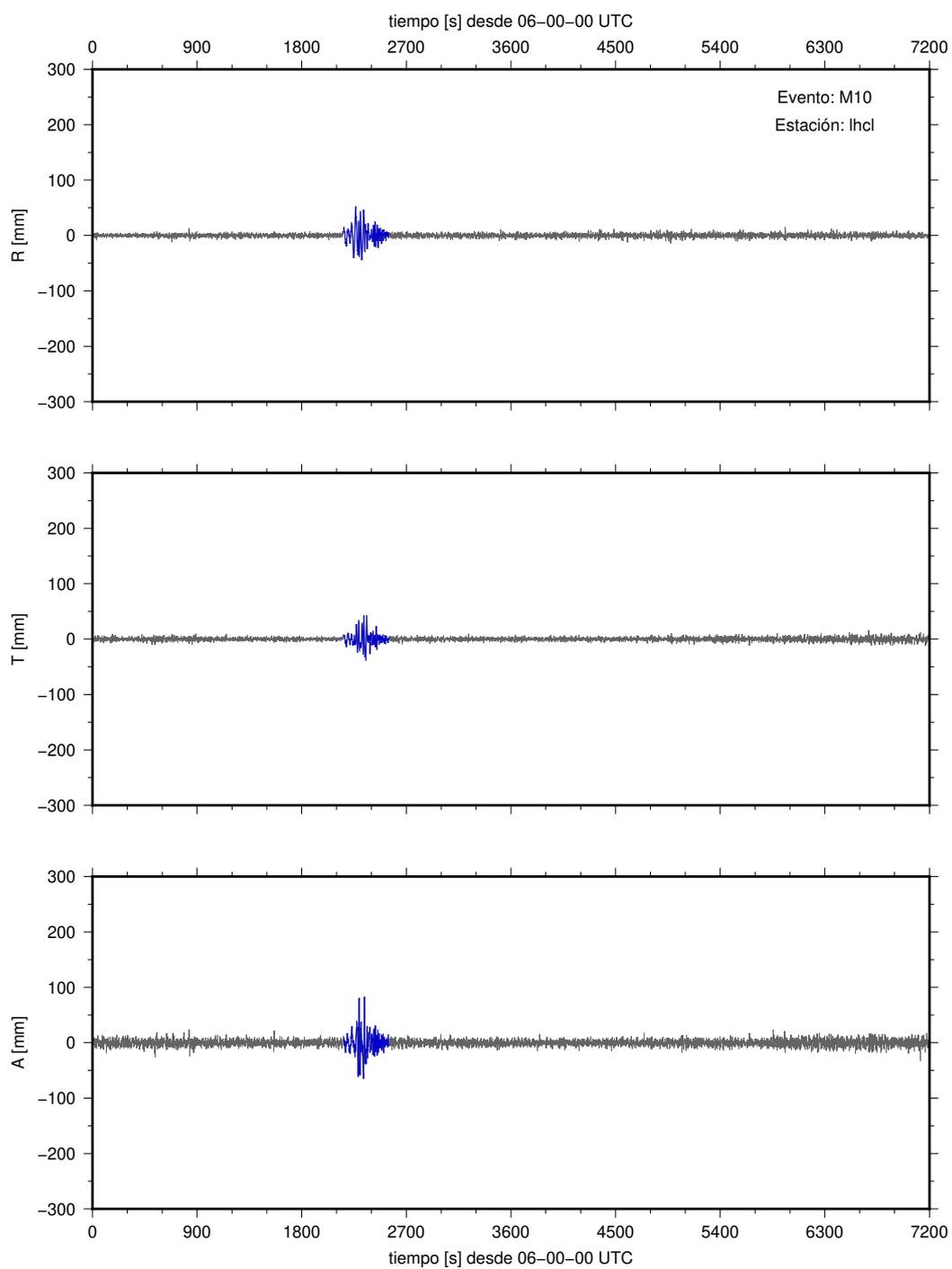


Figura A.8: M10-LHCL

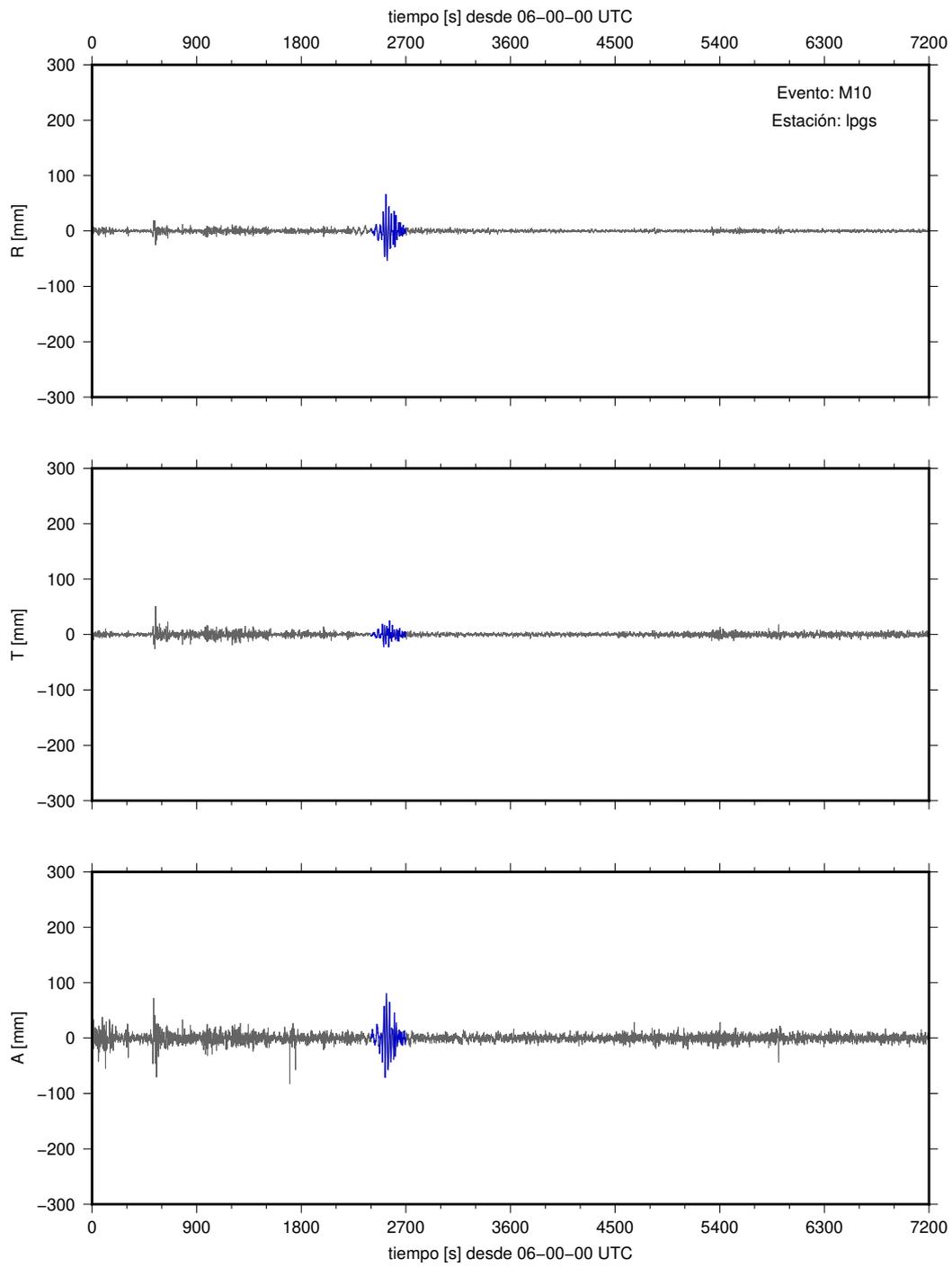


Figura A.9: M10-LPGS

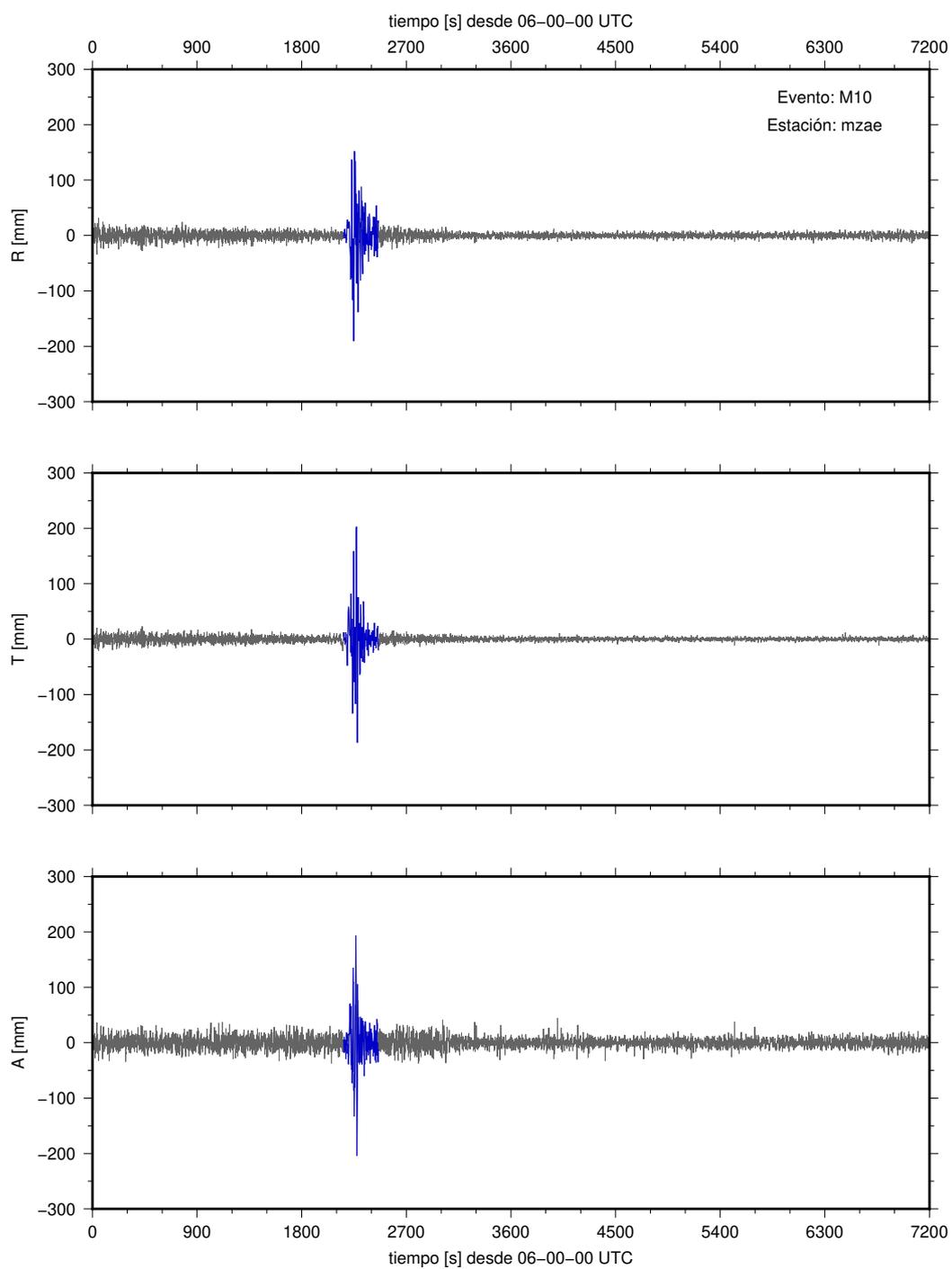


Figura A.10: M10-MZAE

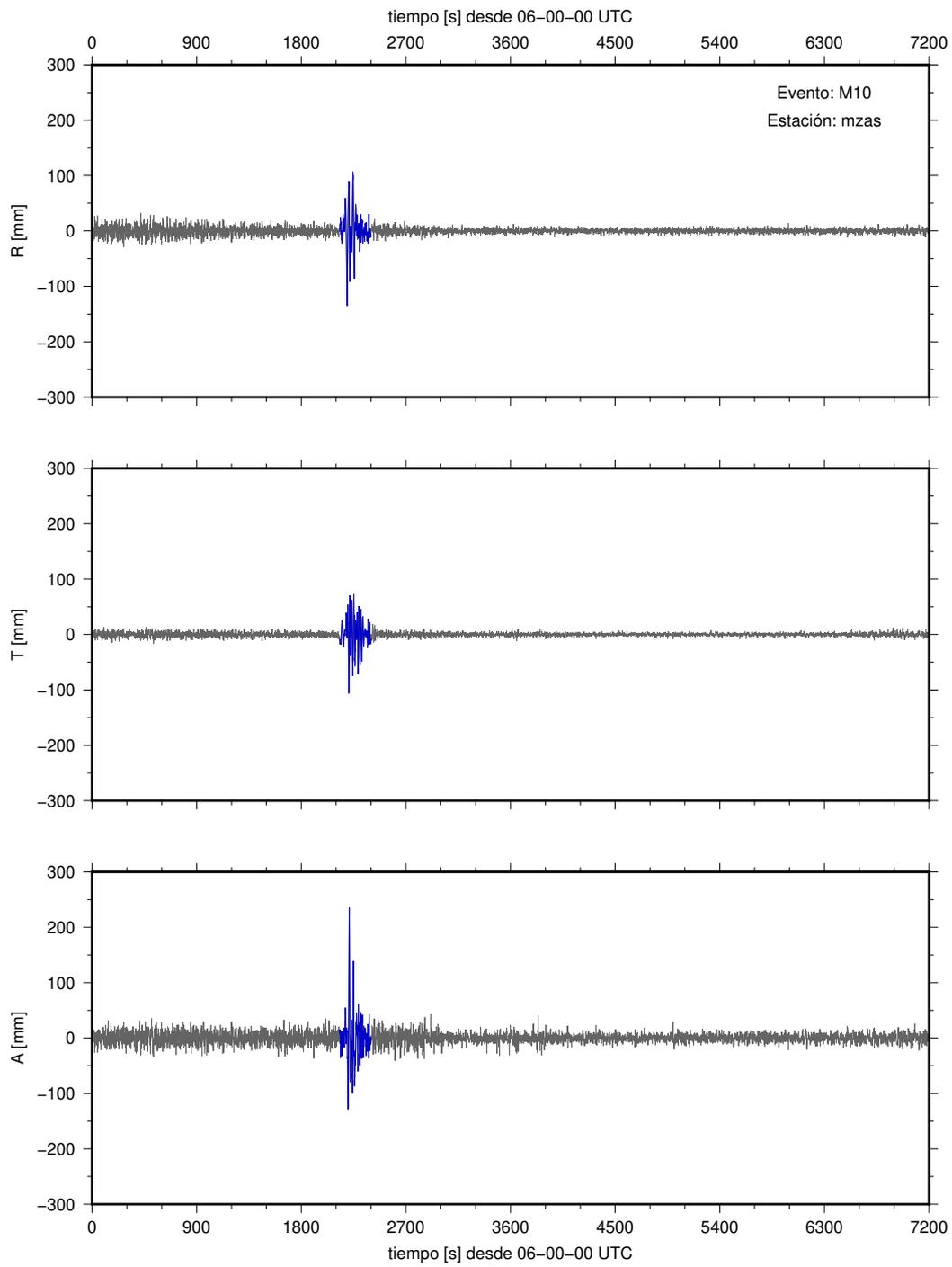


Figura A.11: M10-MZAS

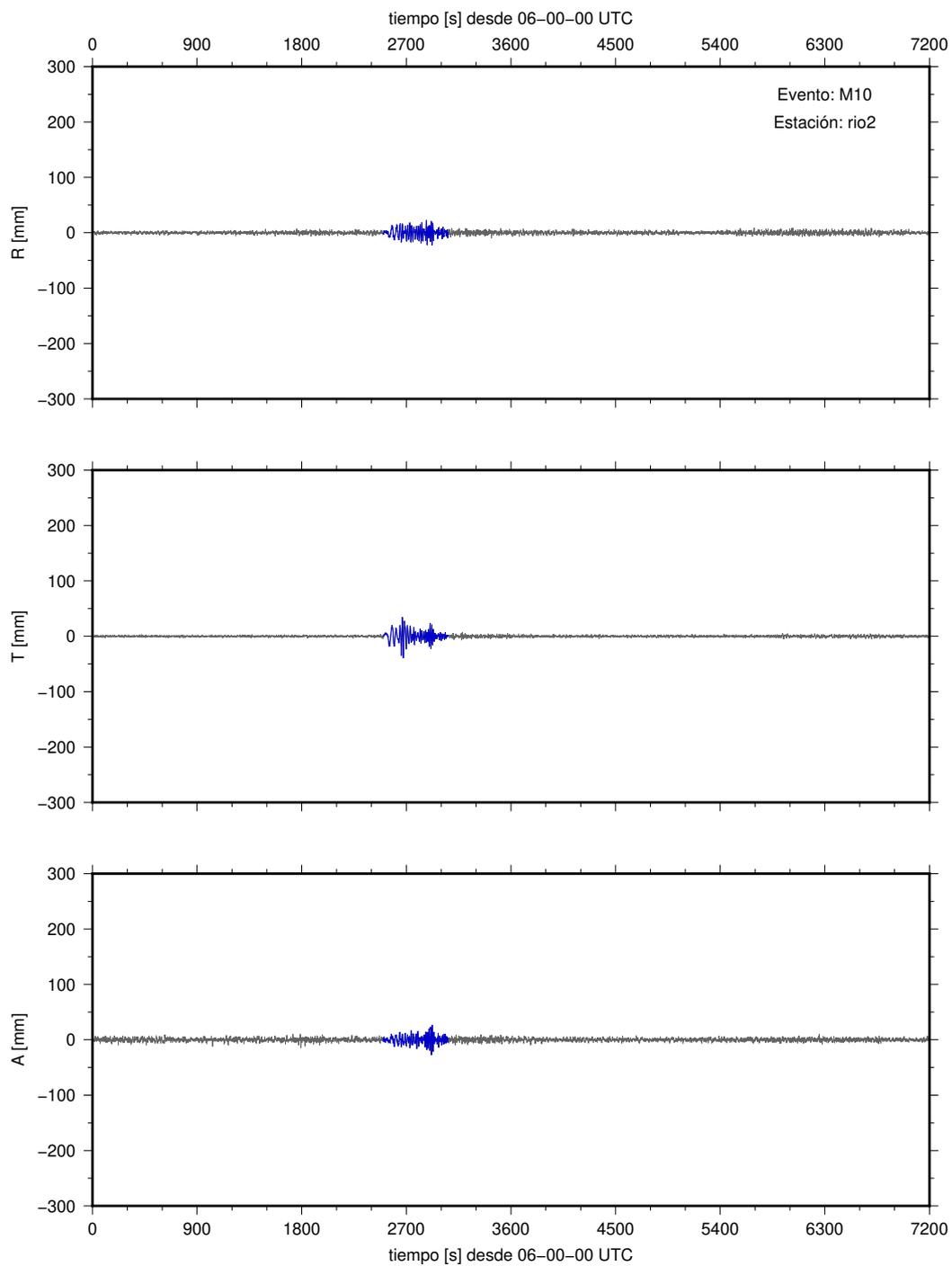


Figura A.12: M10-RIO2

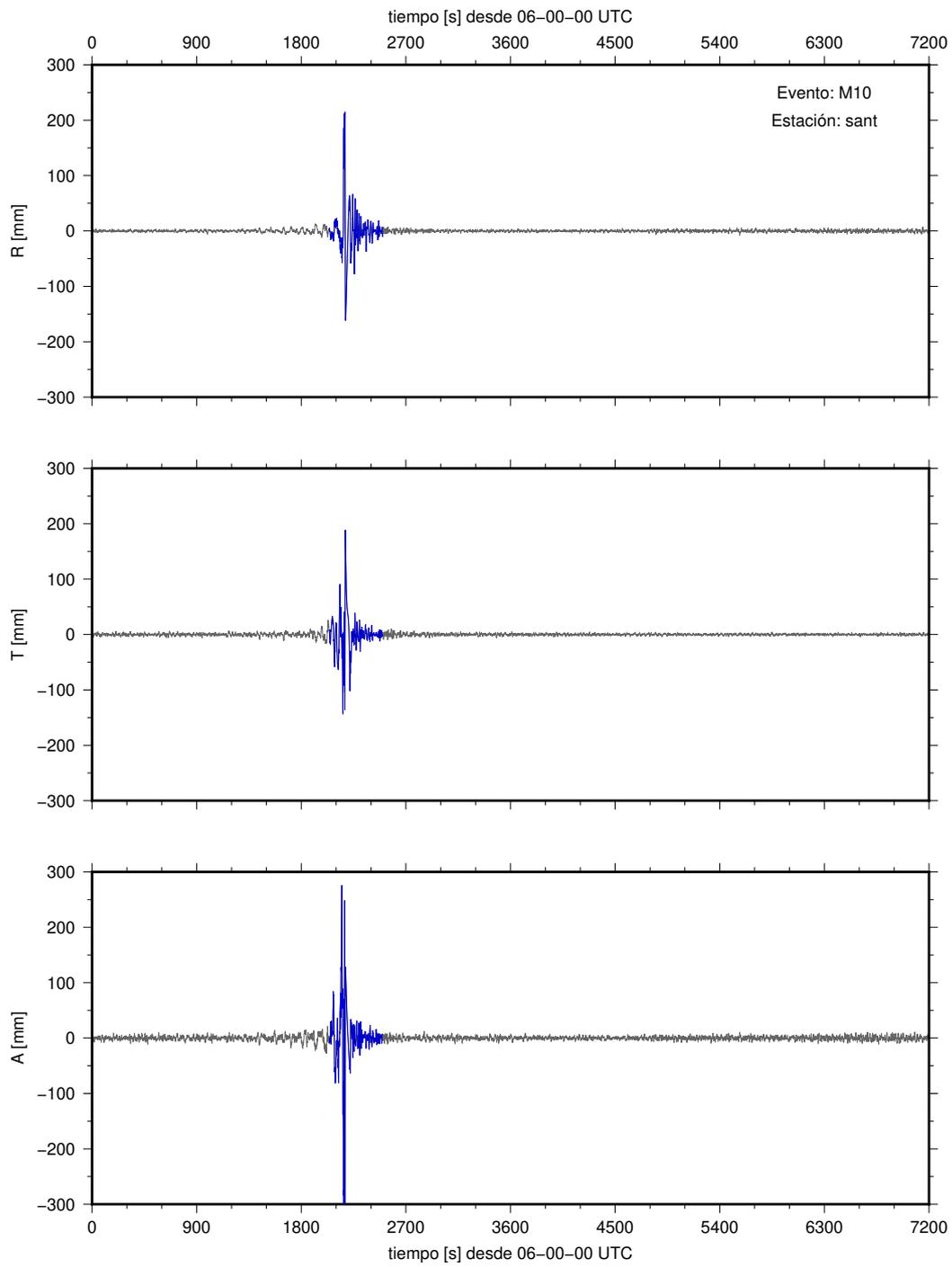


Figura A.13: M10-SANT

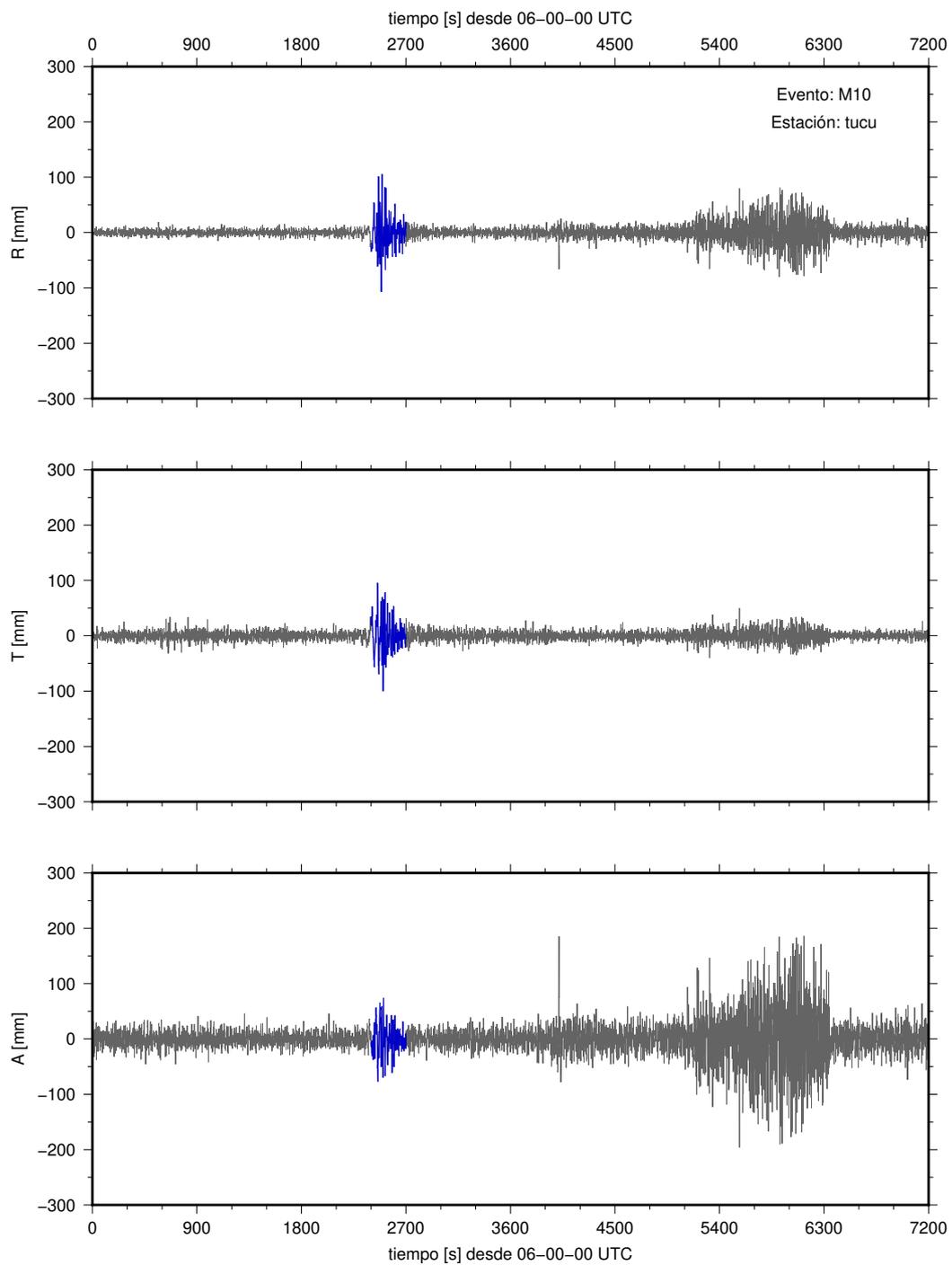


Figura A.14: M10-TUCU

# Apéndice B

## Iquique 2014 (I14)

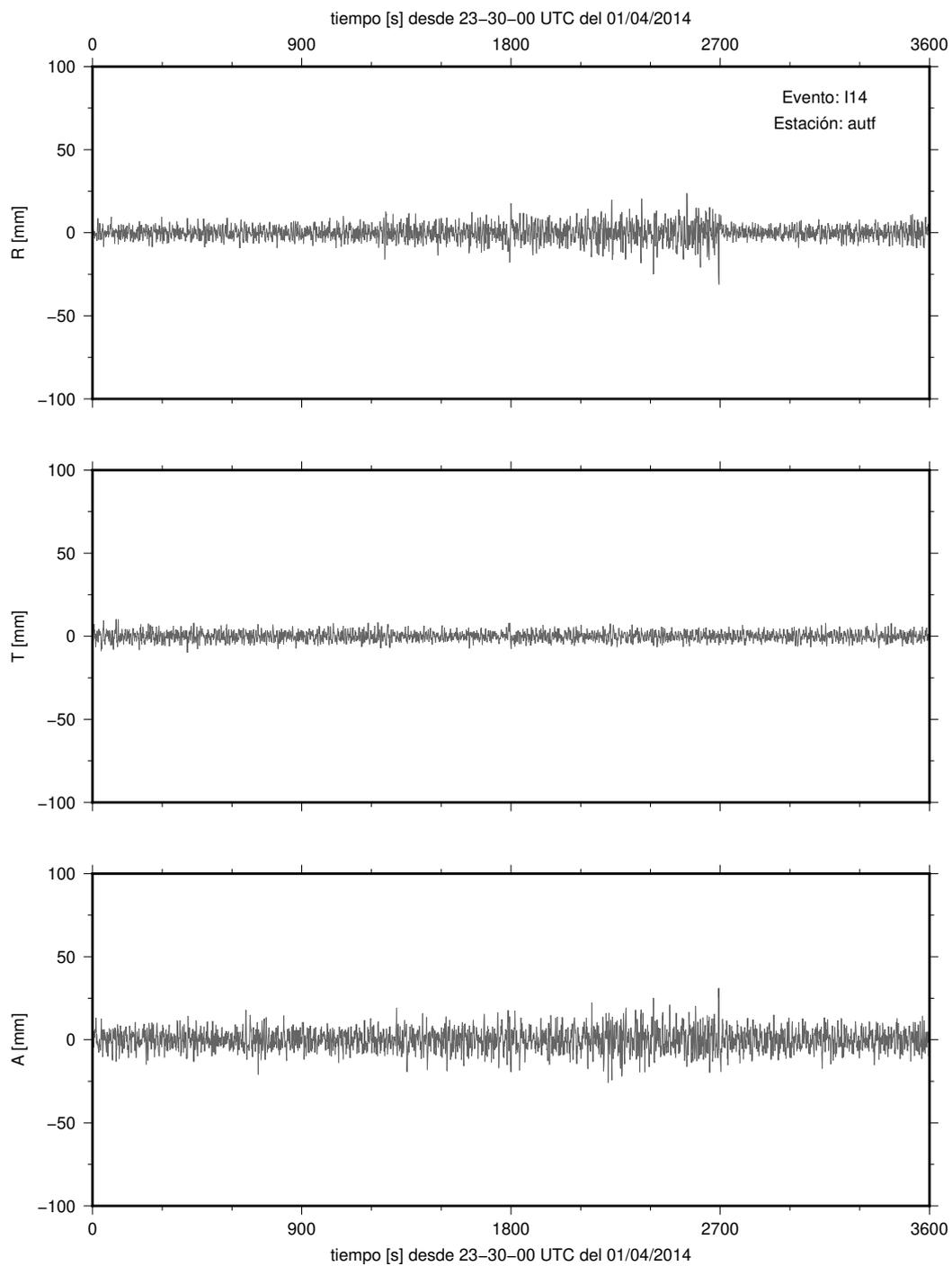


Figura B.1: I14-AUTF

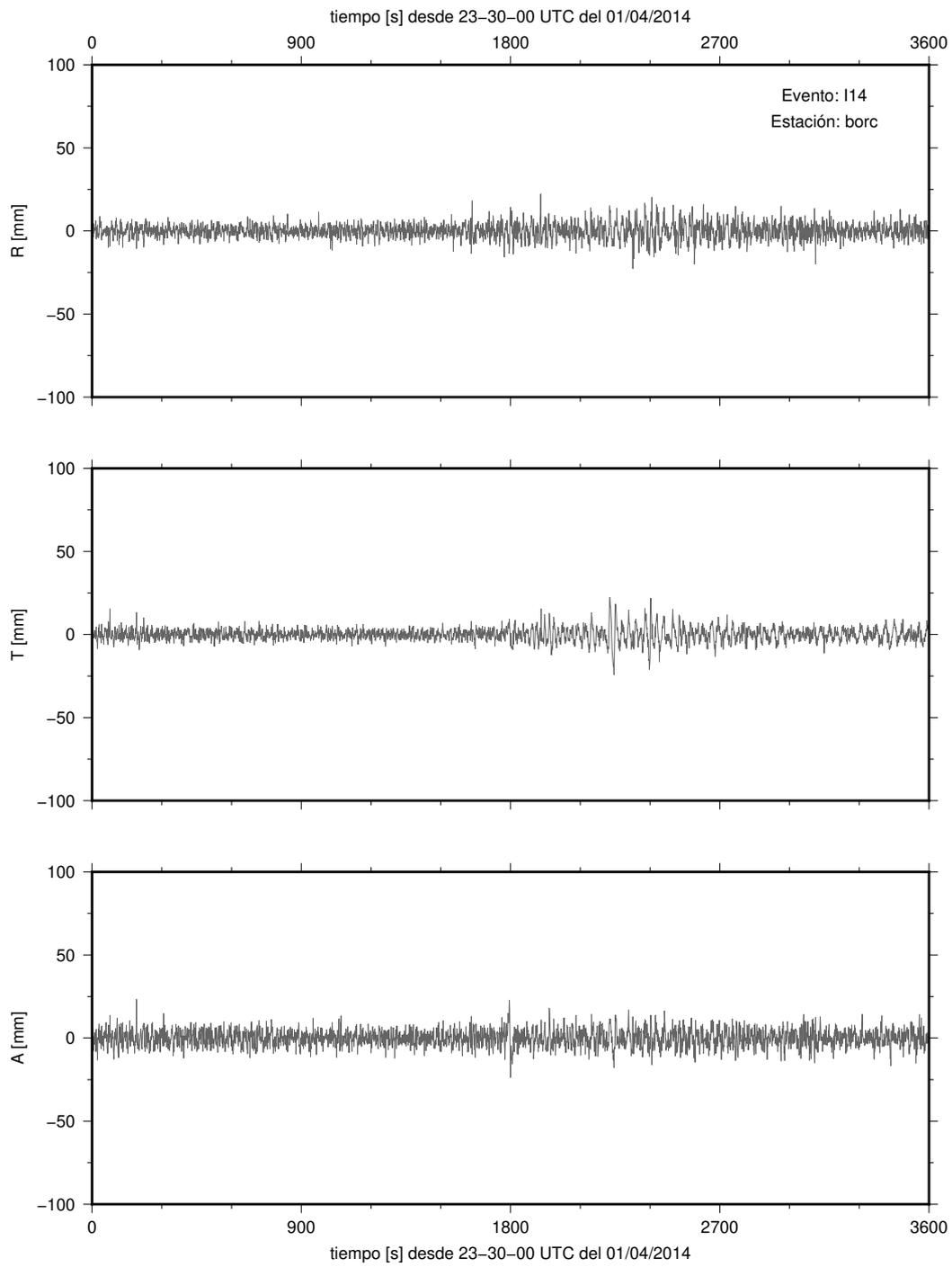


Figura B.2: I14-BORC

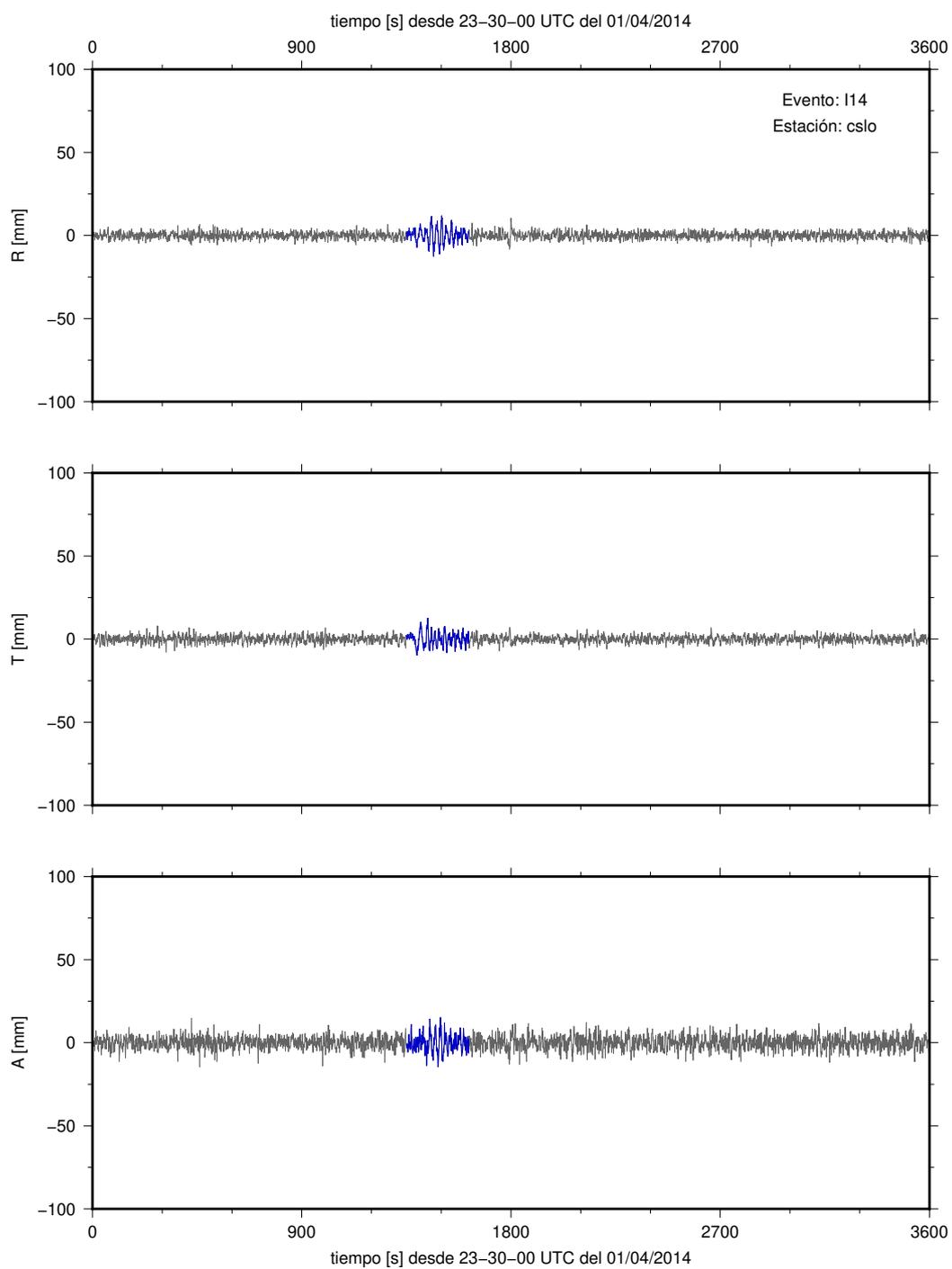


Figura B.3: I14-CSLO

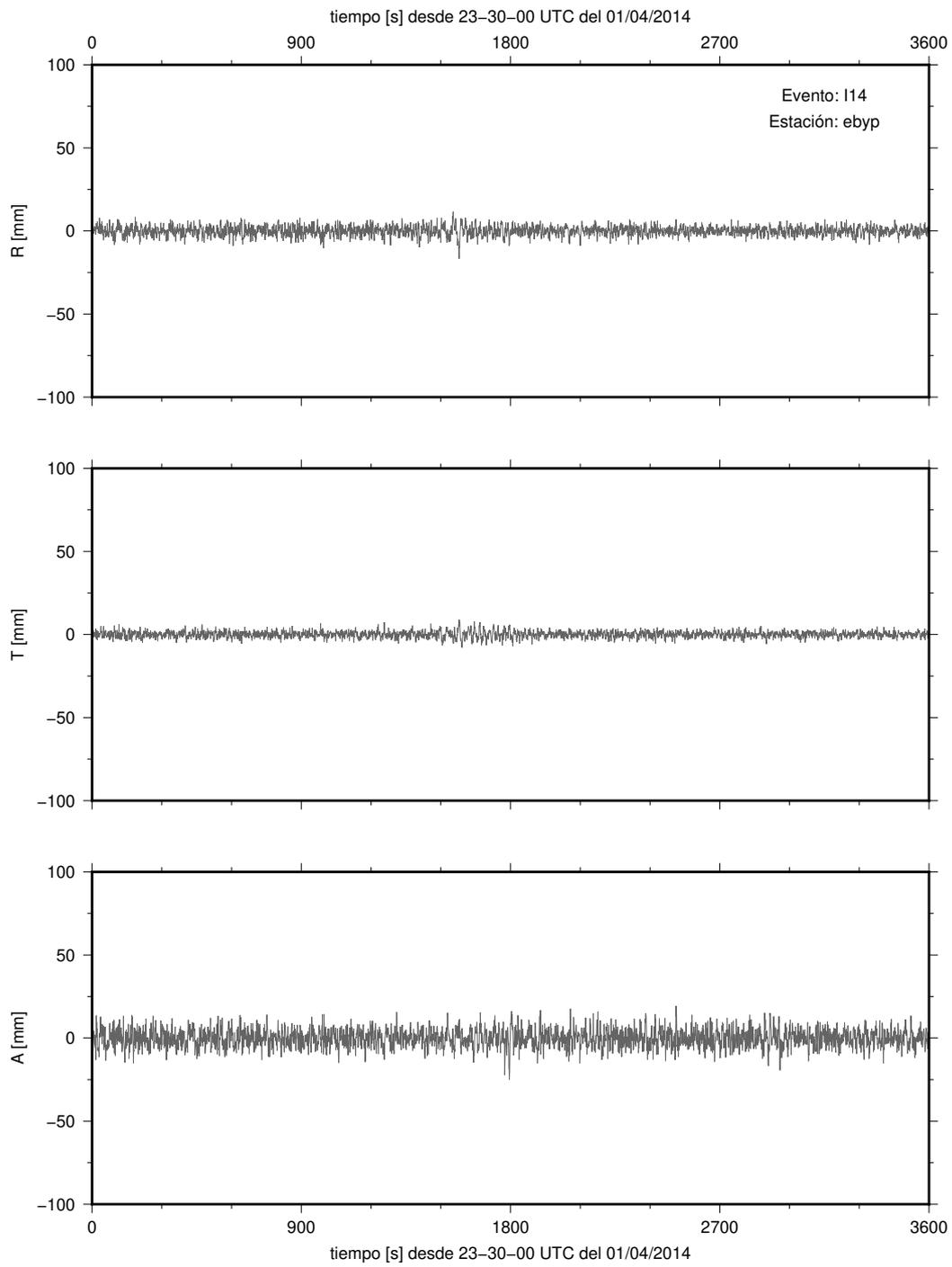


Figura B.4: I14-EBYP

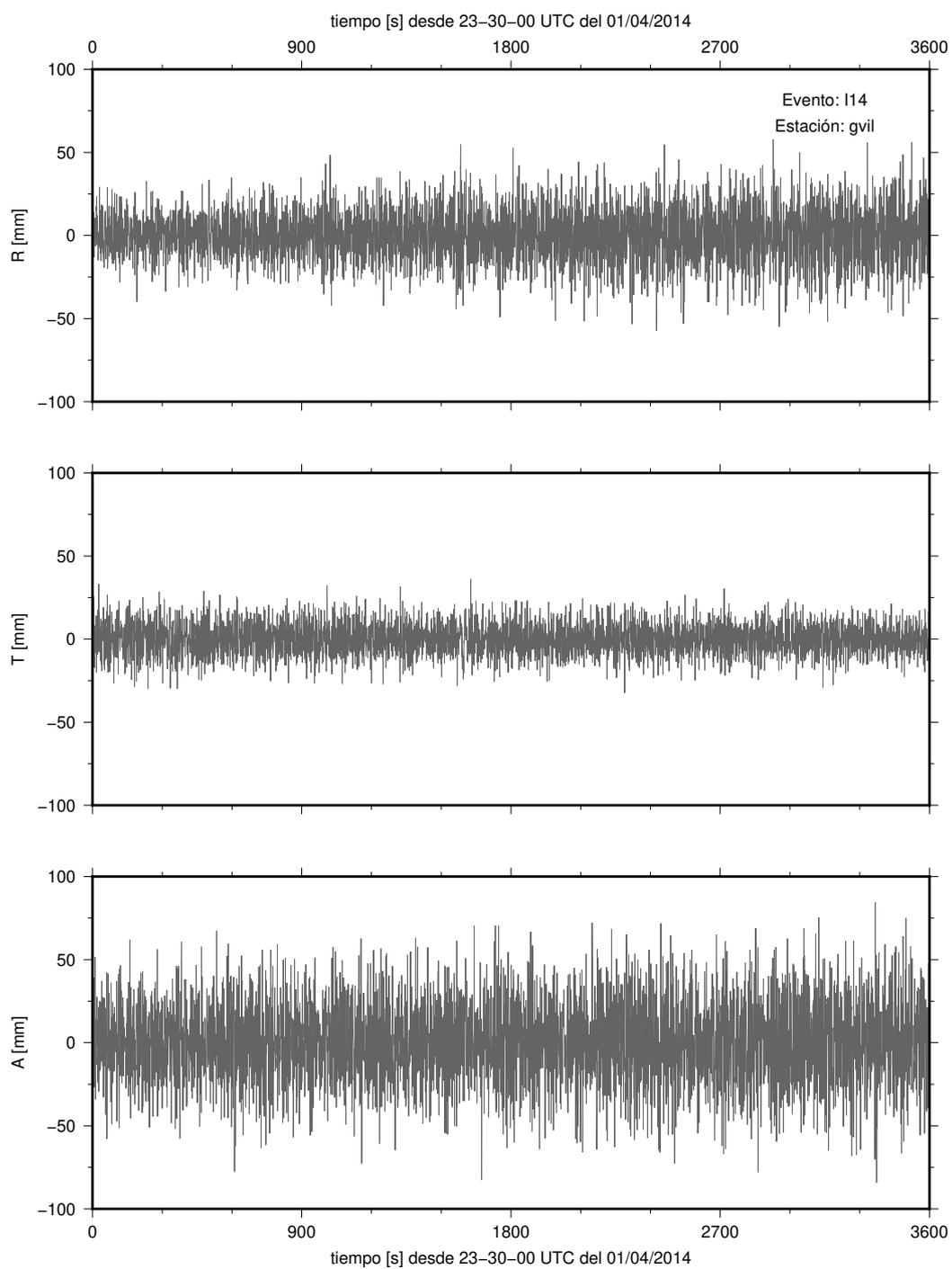


Figura B.5: I14-GVIL

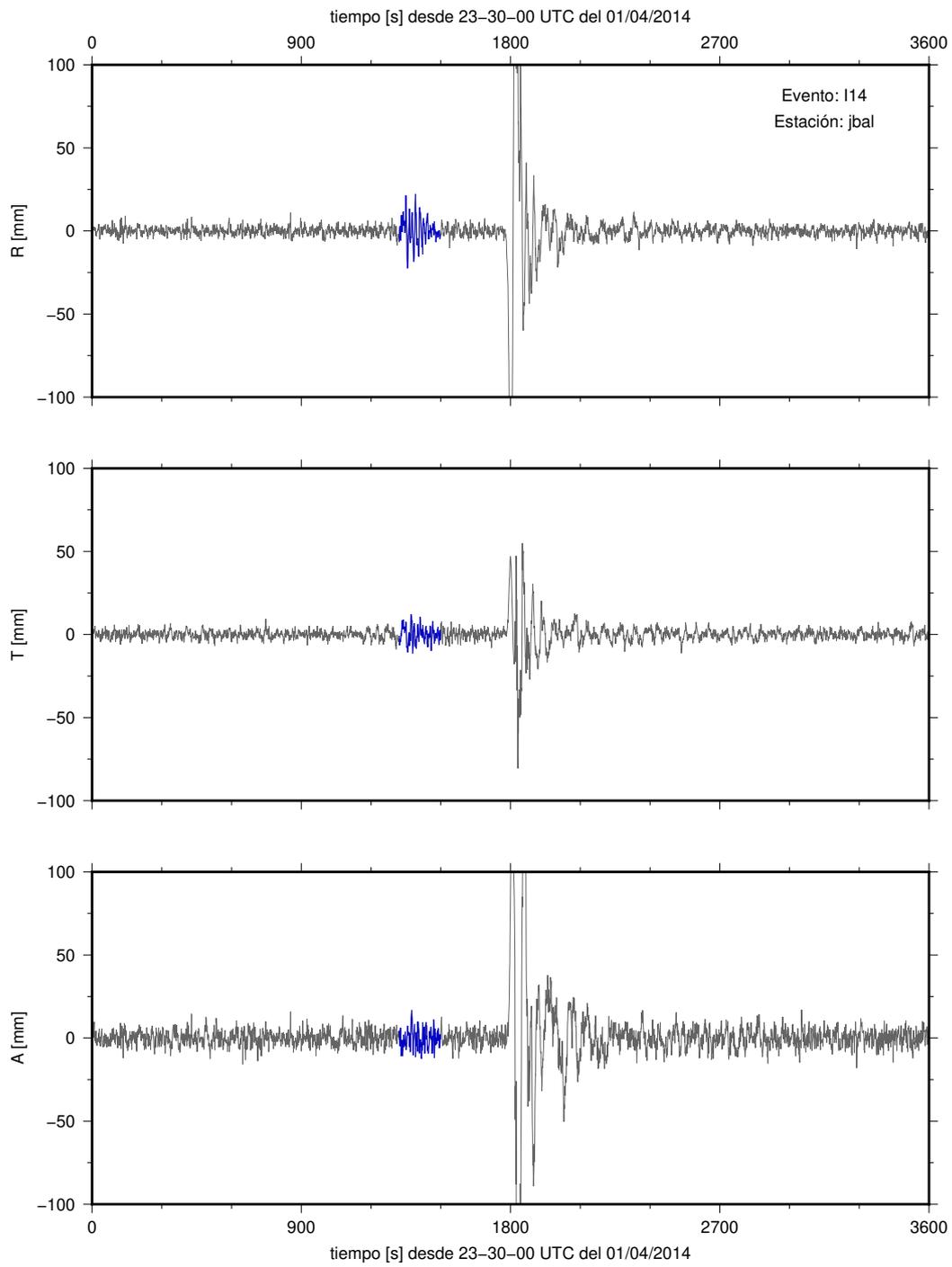


Figura B.6: I14-JBAL

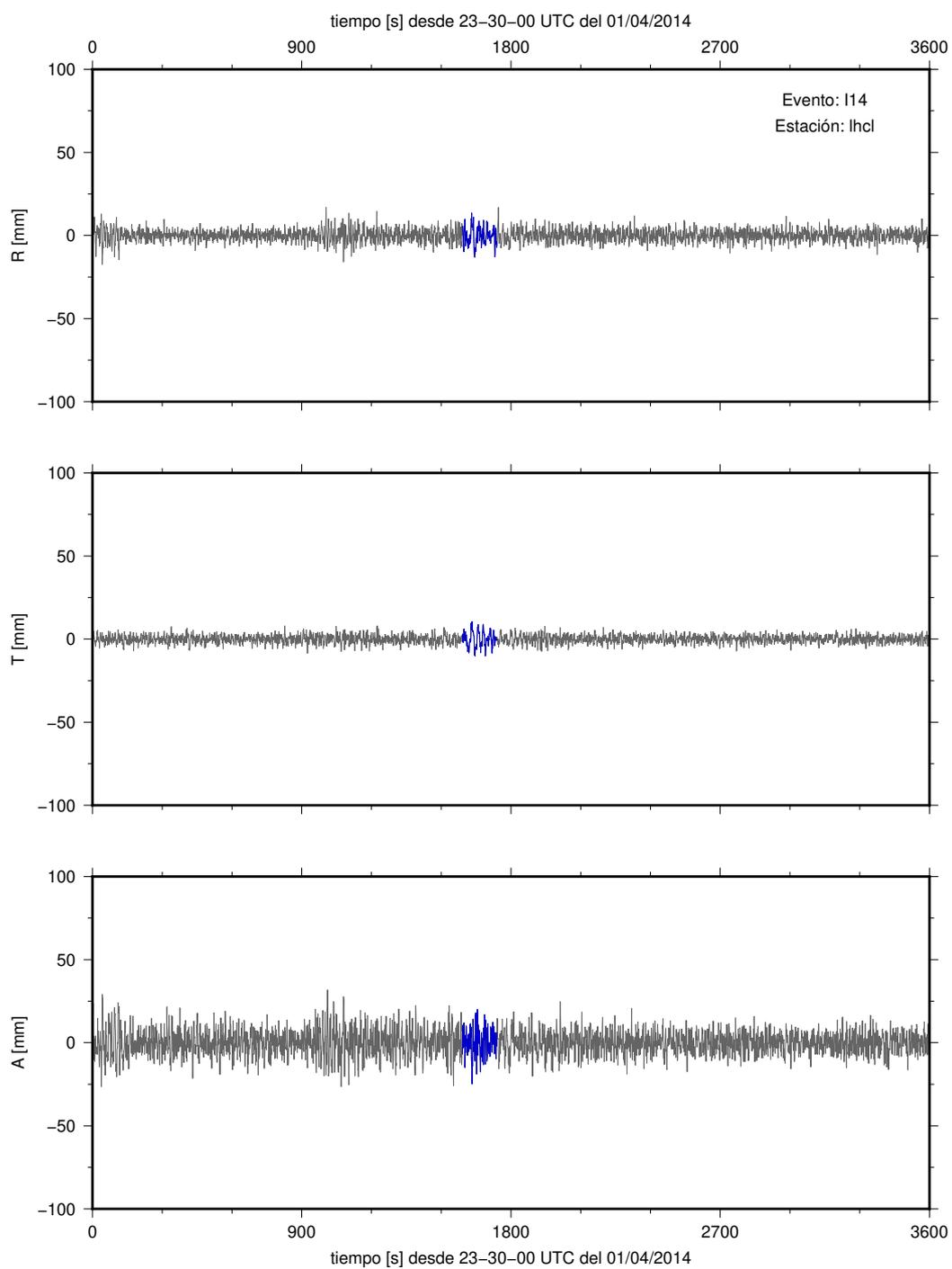


Figura B.7: I14-LHCL

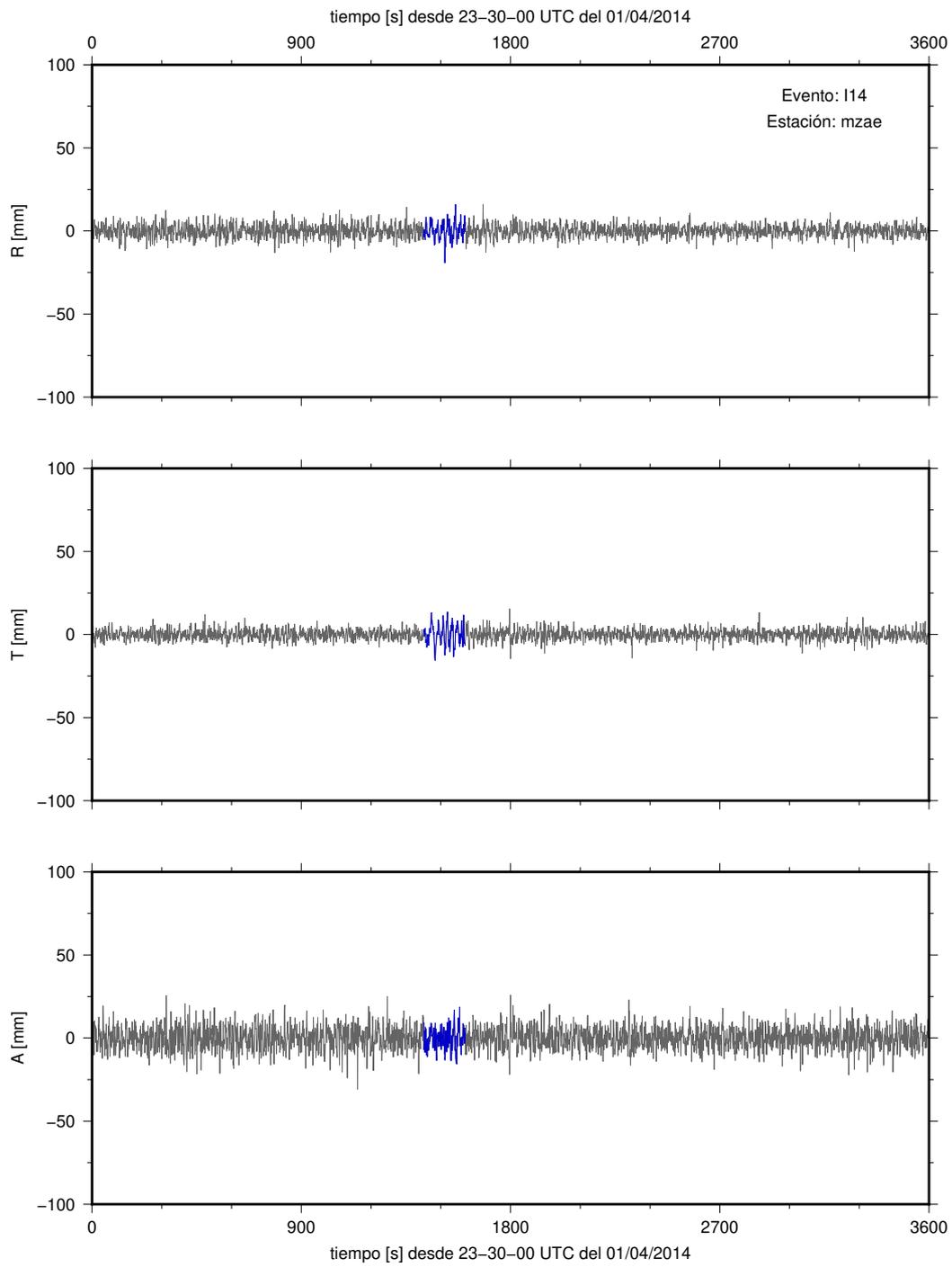


Figura B.8: I14-MZAE

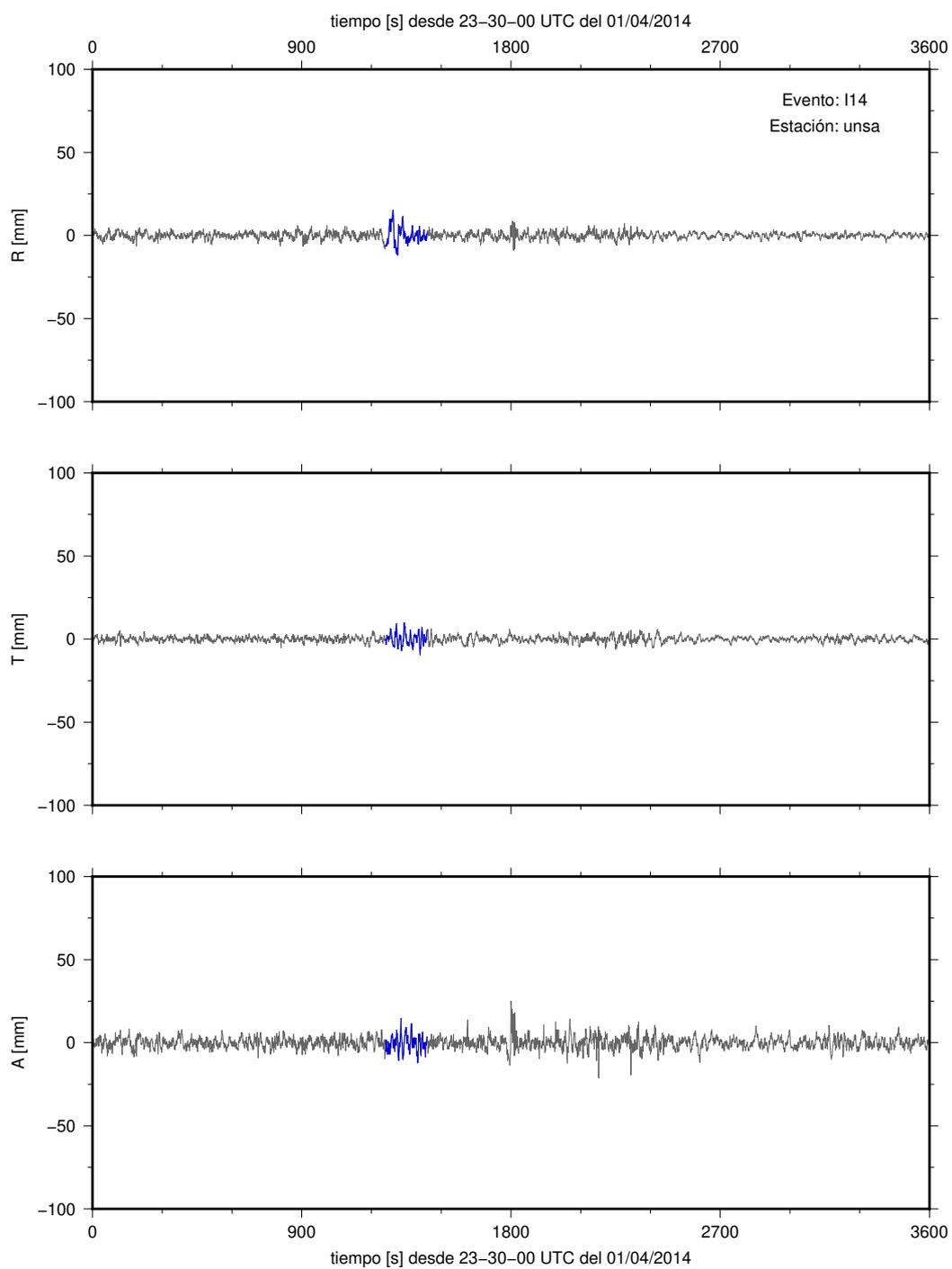


Figura B.9: I14-UNSA

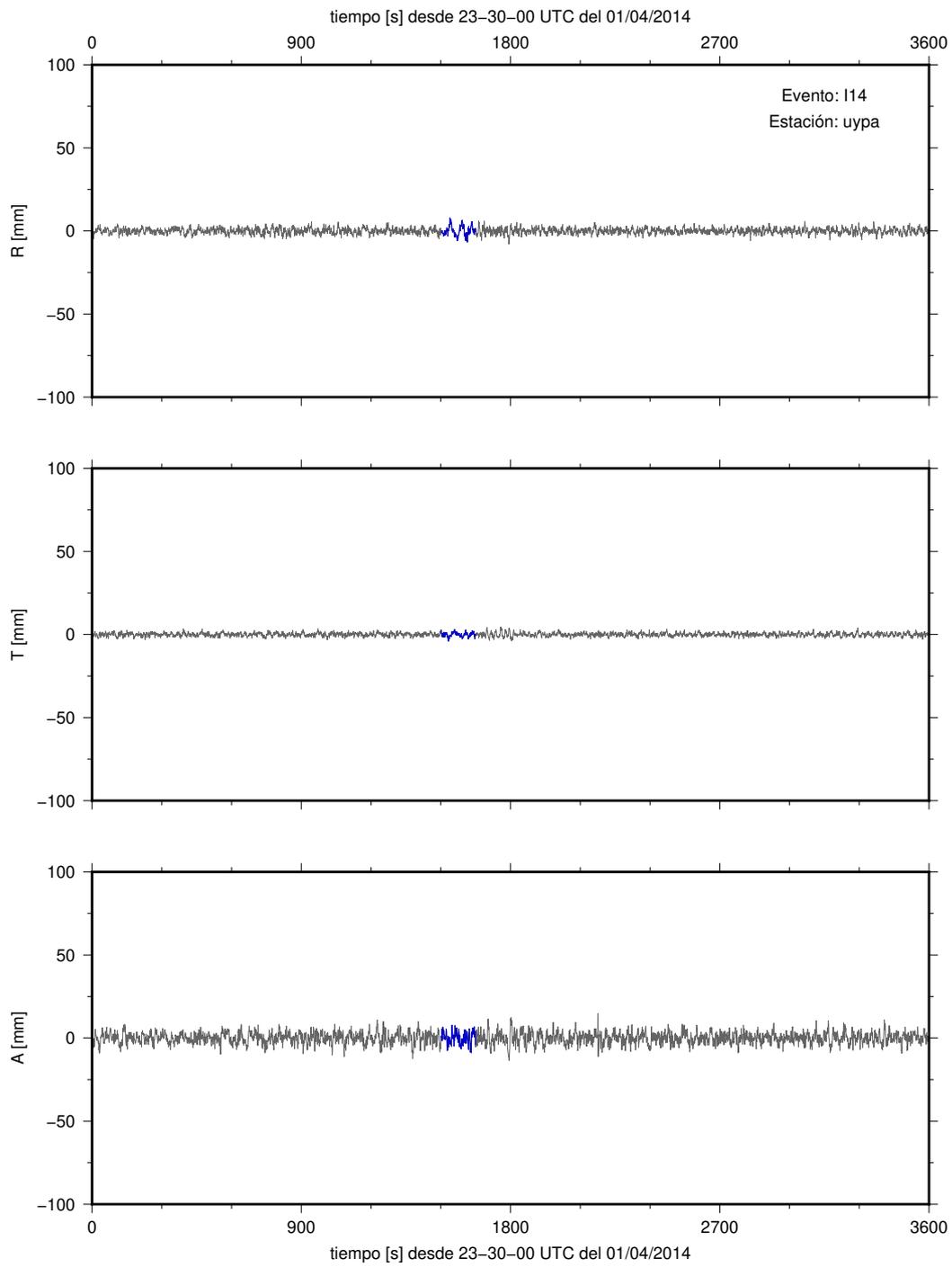


Figura B.10: I14-UYPa

# Apéndice C

## Coquimbo 2015 (C15)

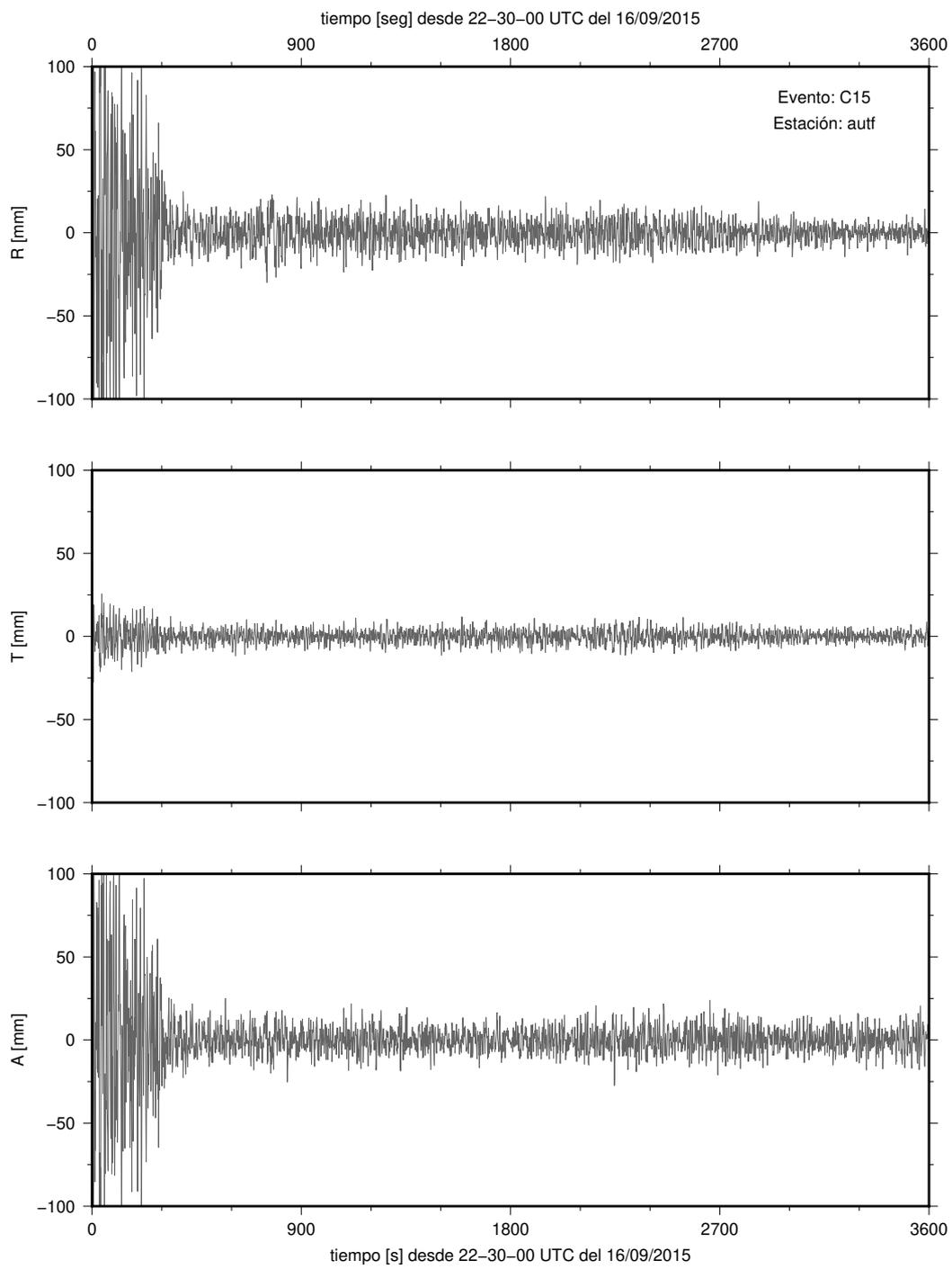


Figura C.1: C15-AUTF

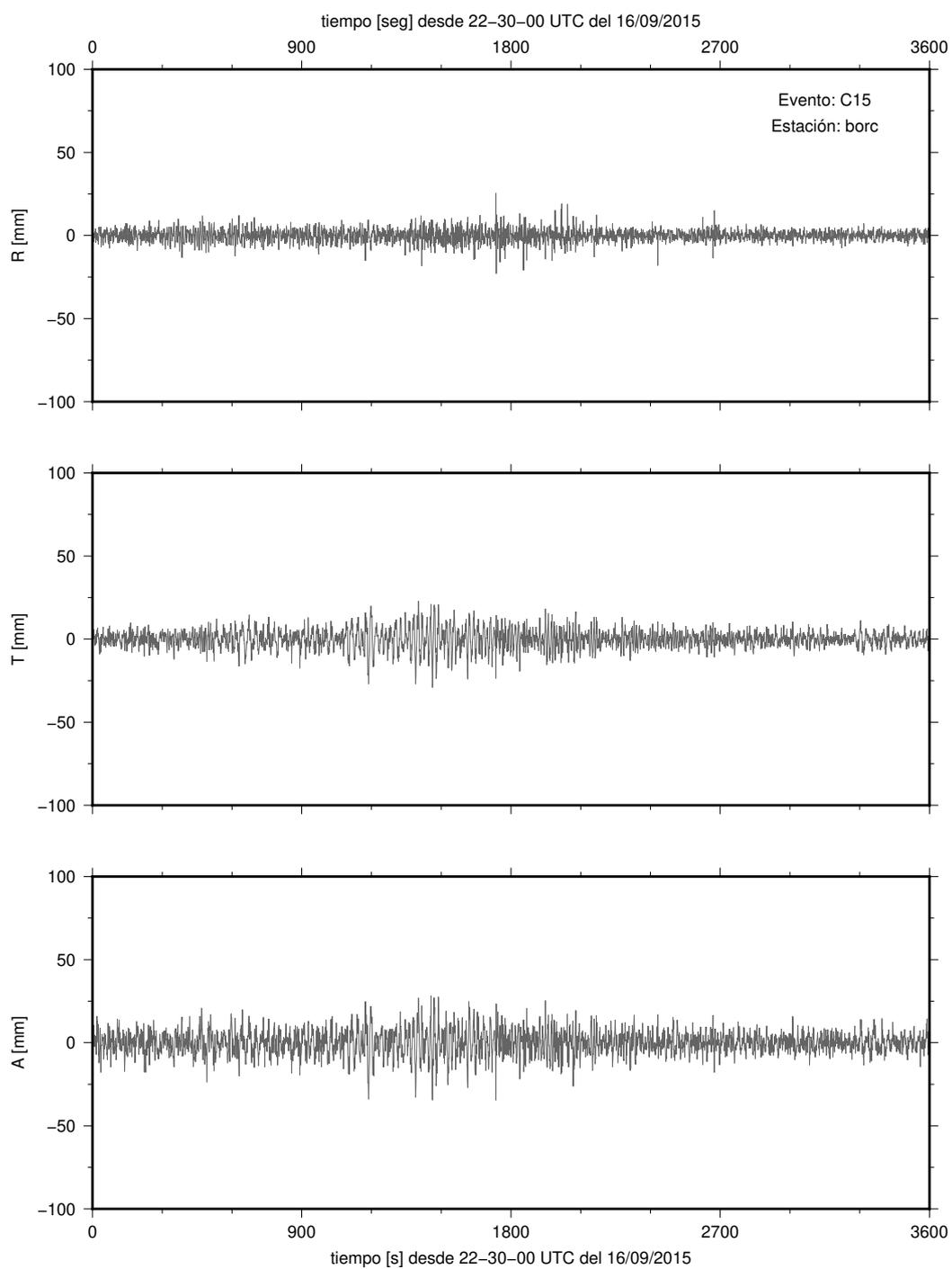


Figura C.2: C15-BORC

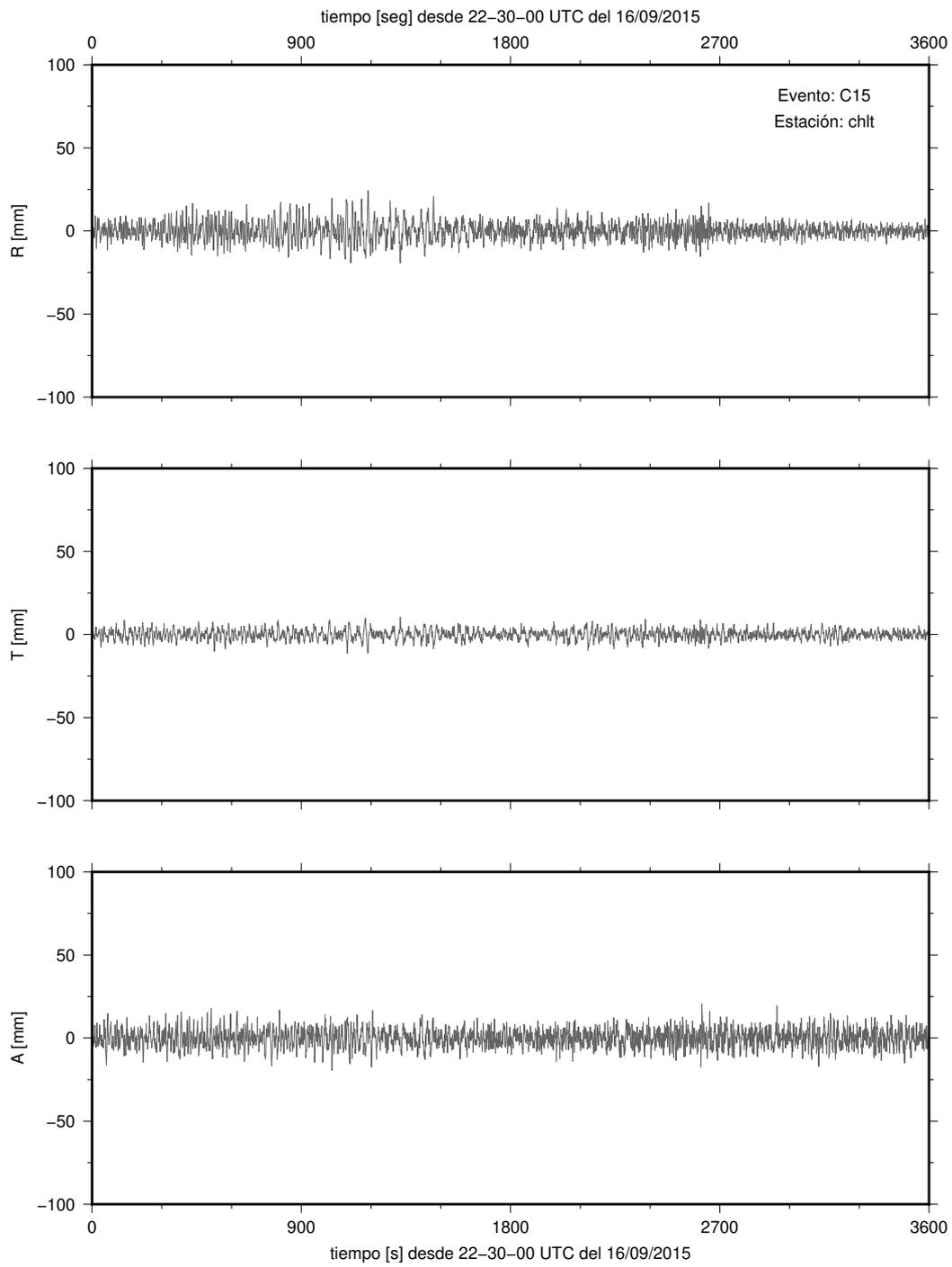


Figura C.3: C15-CHLT

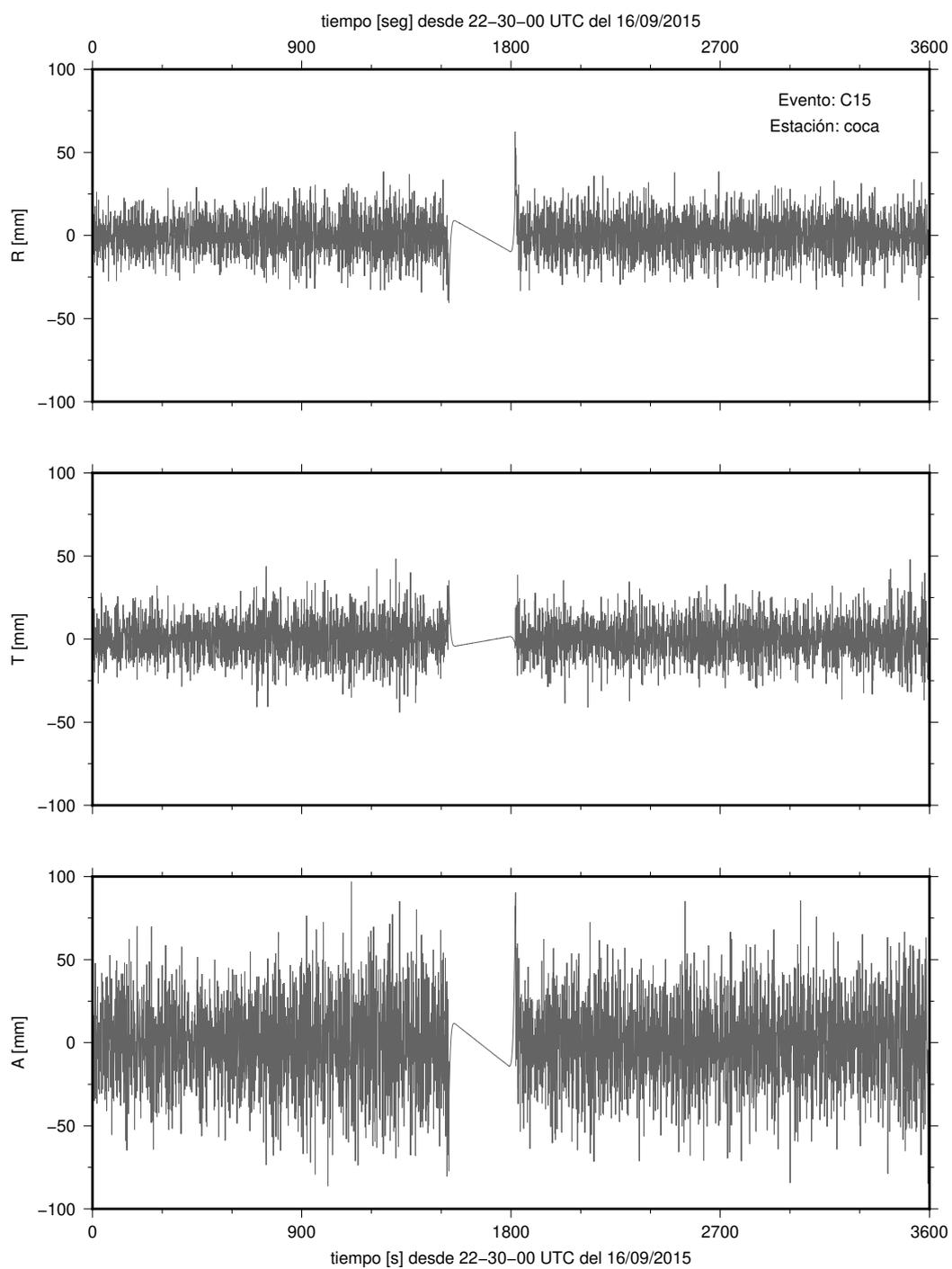


Figura C.4: C15-COCA

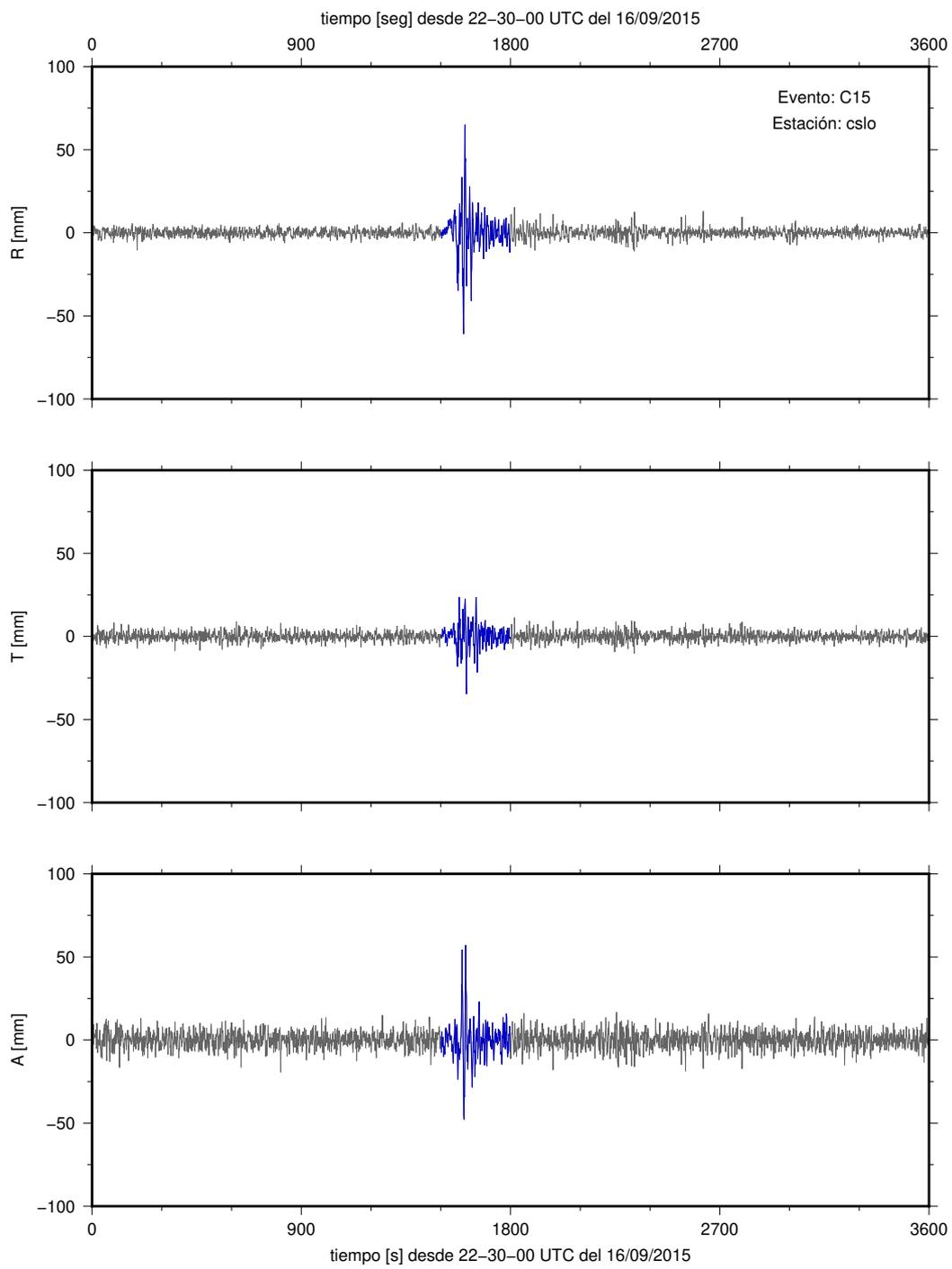


Figura C.5: C15-CSLO

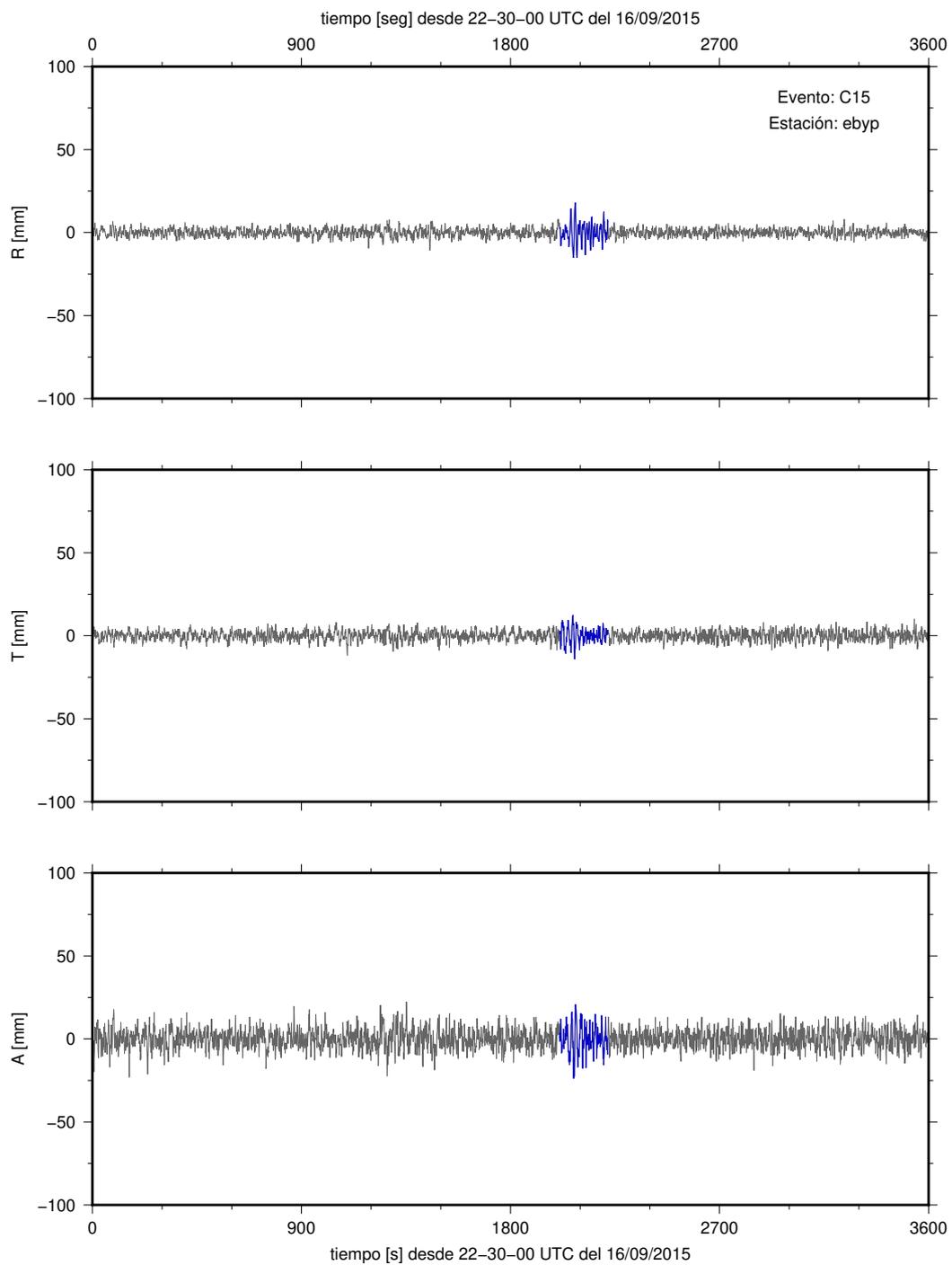


Figura C.6: C15-EBYP

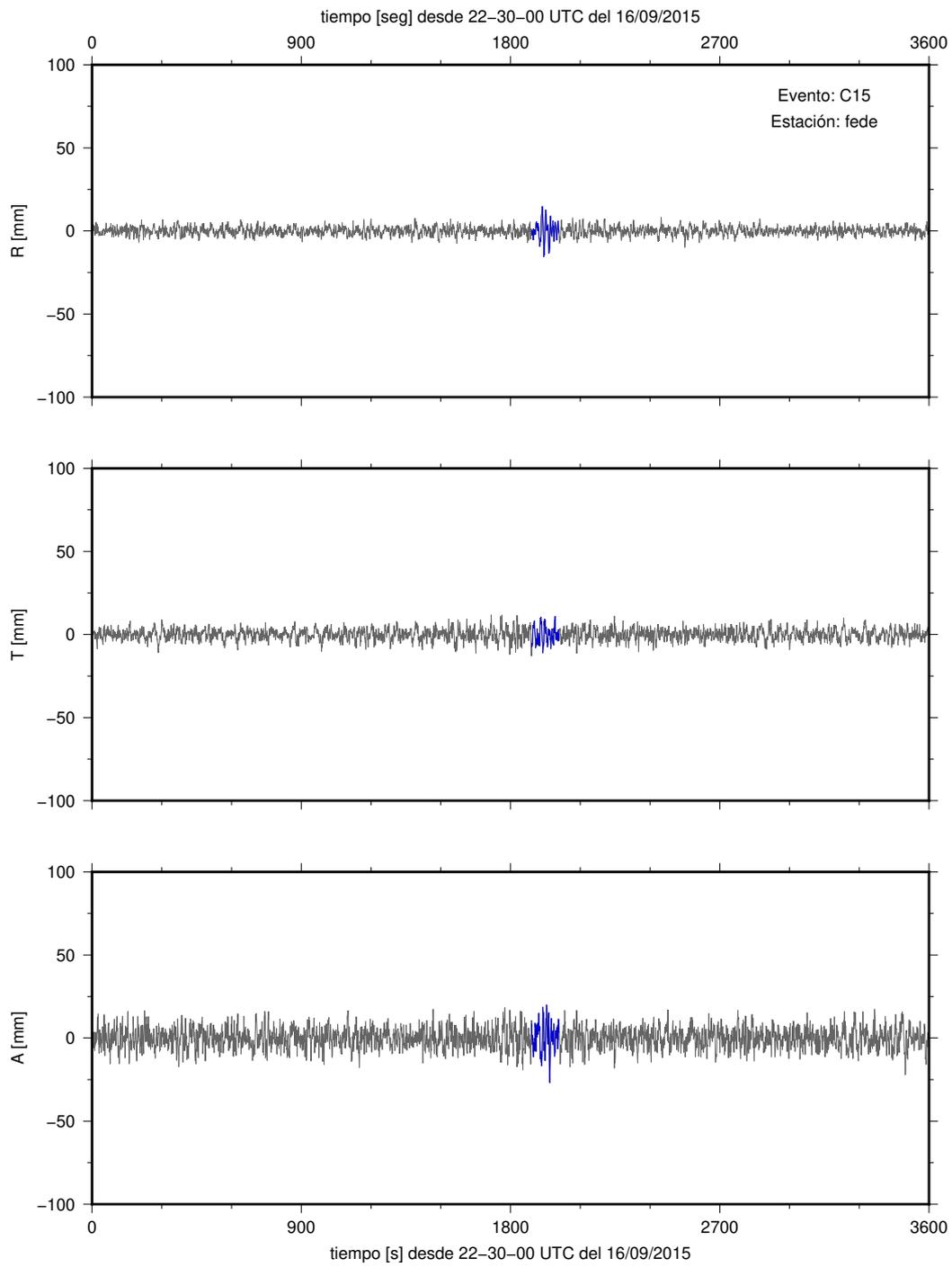


Figura C.7: C15-FEDE

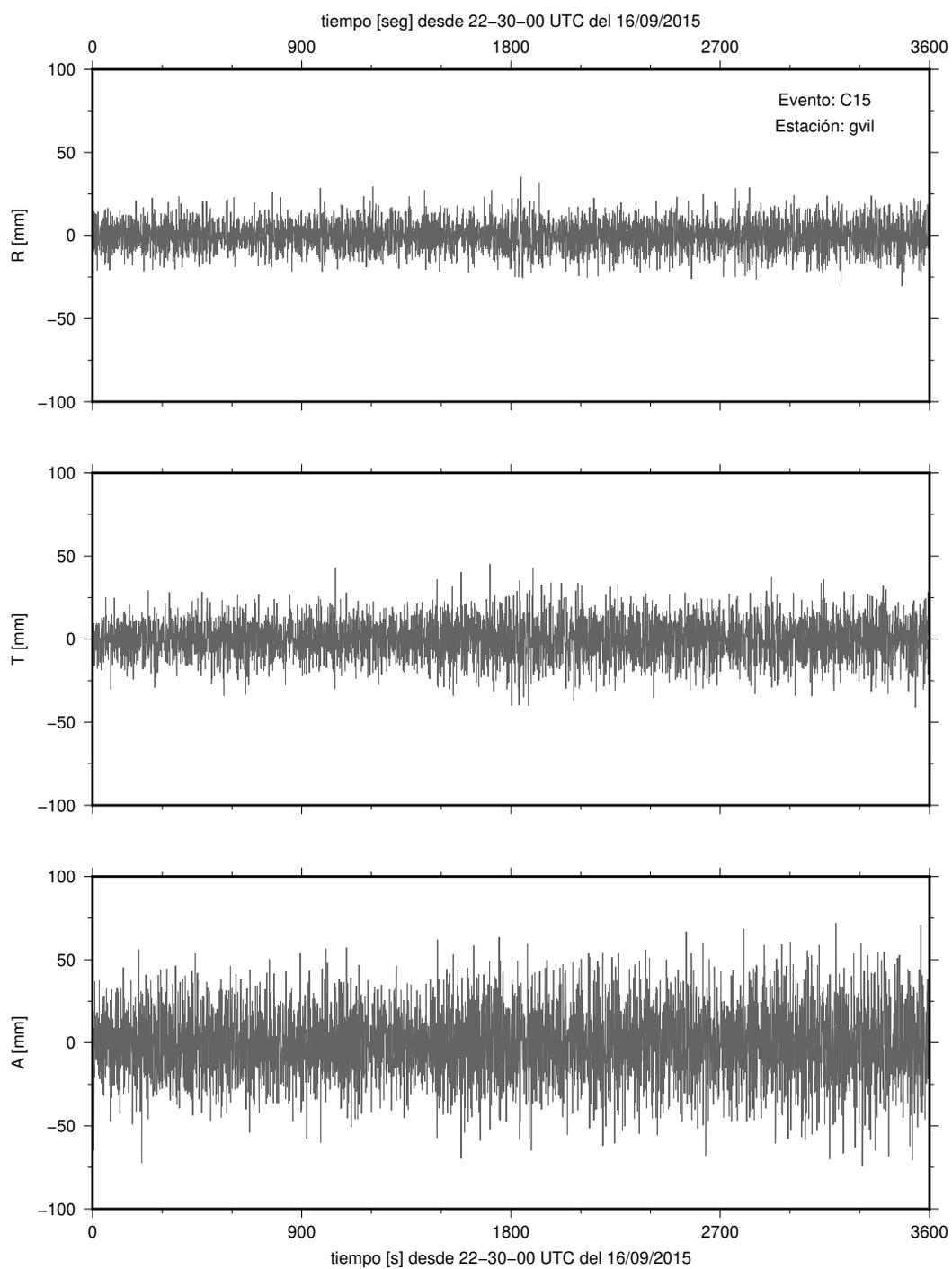


Figura C.8: C15-GVIL

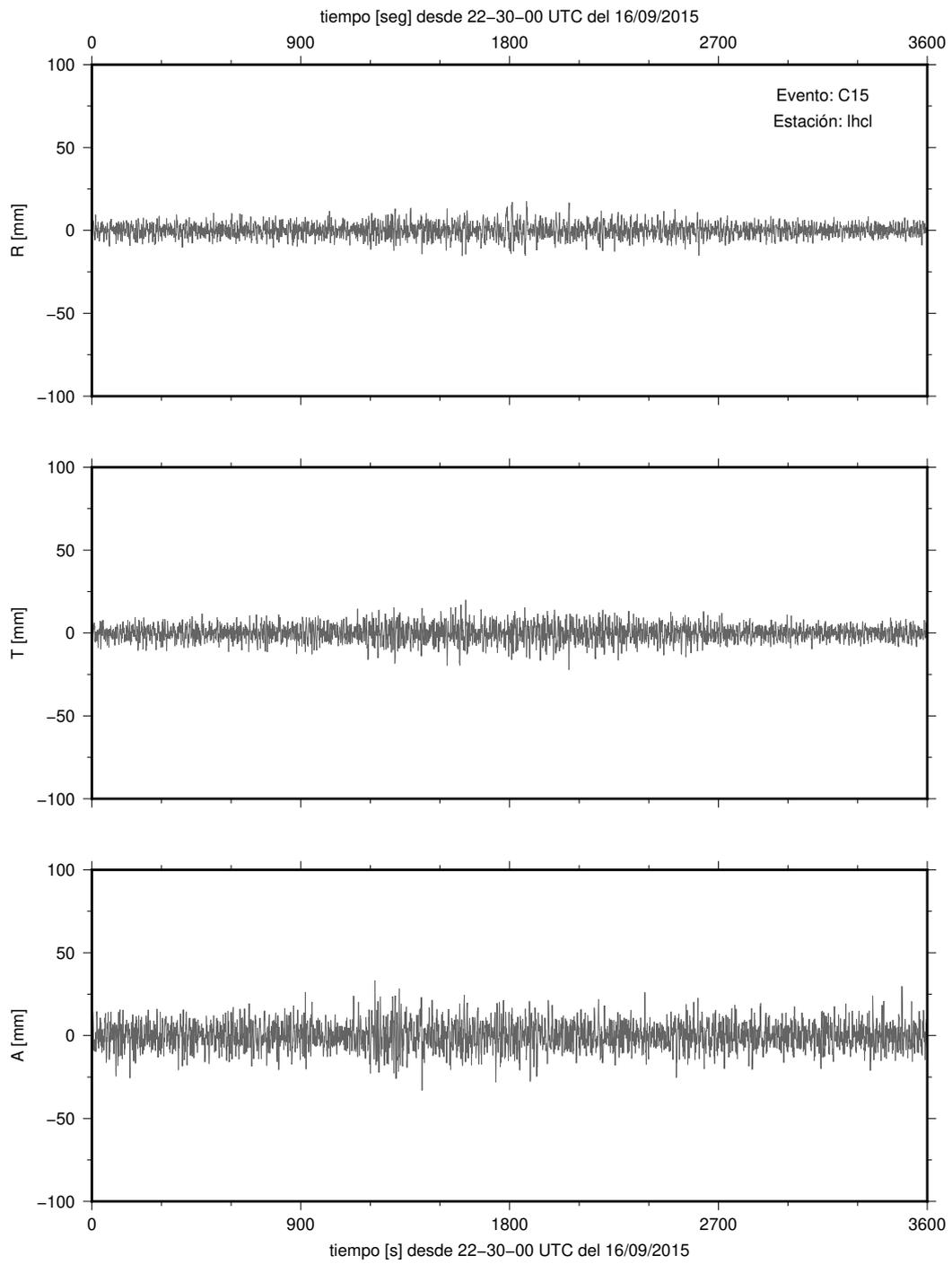


Figura C.9: C15-LHCL

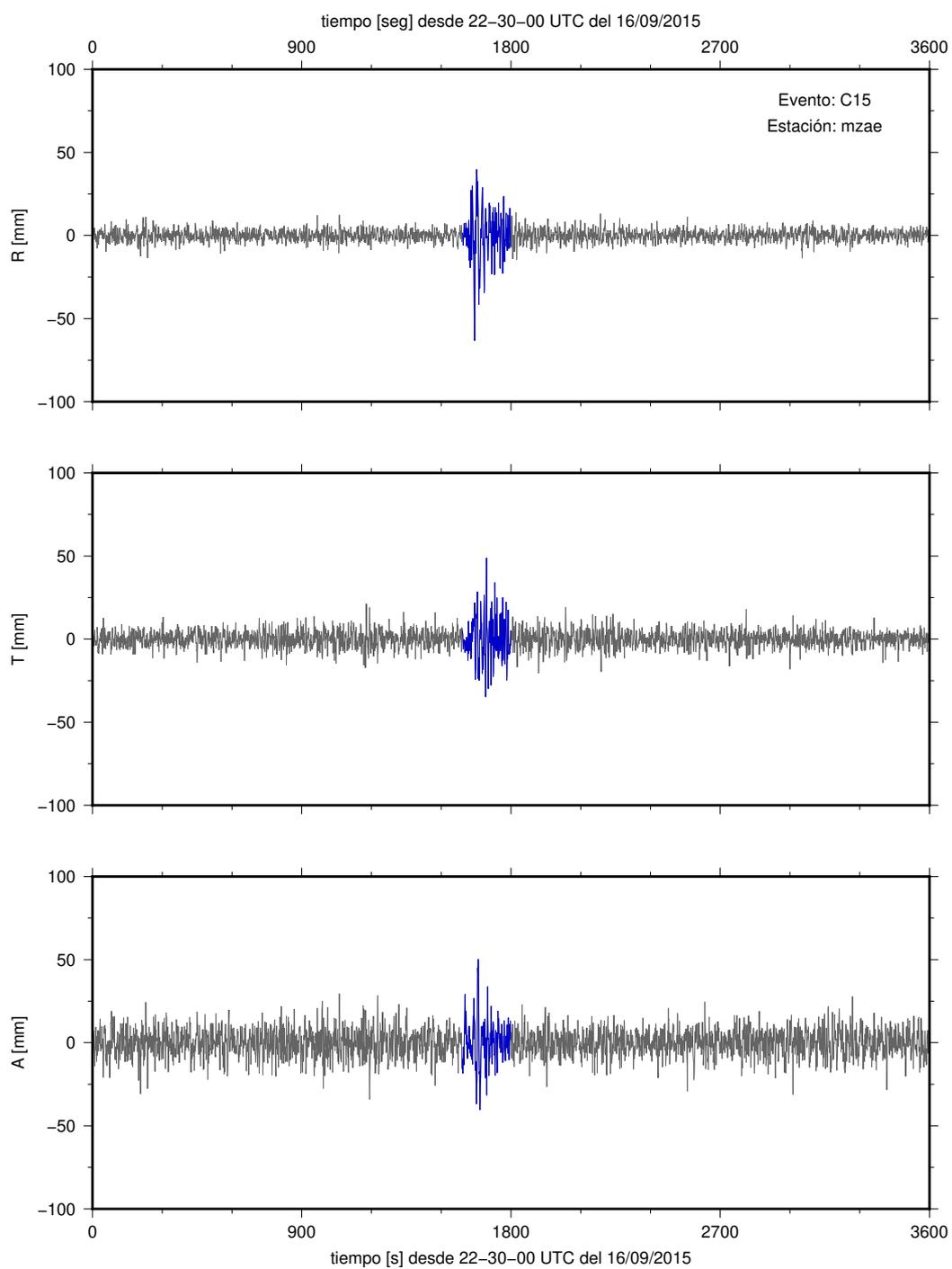


Figura C.10: C15-MZAE

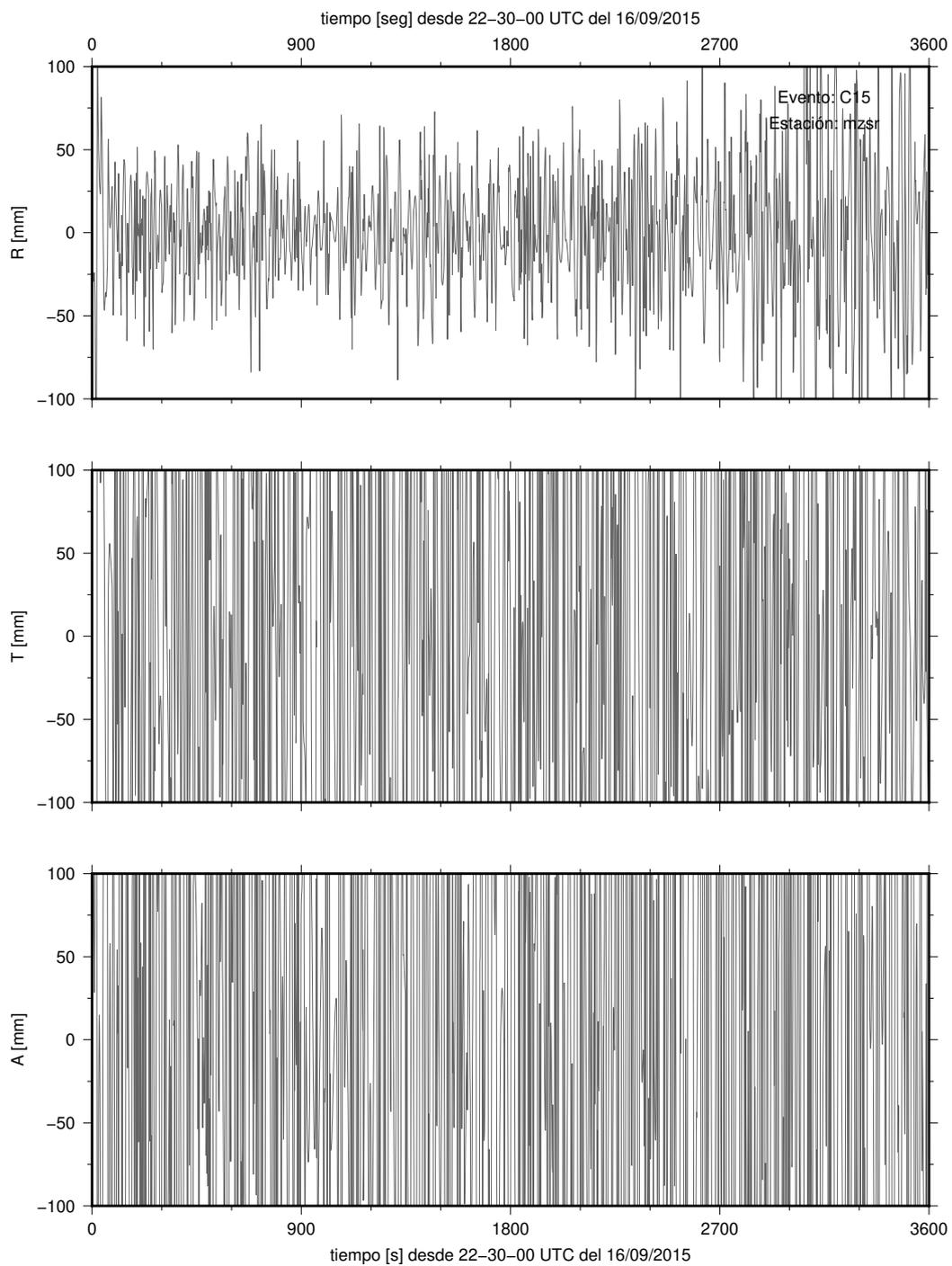


Figura C.11: C15-MZSR

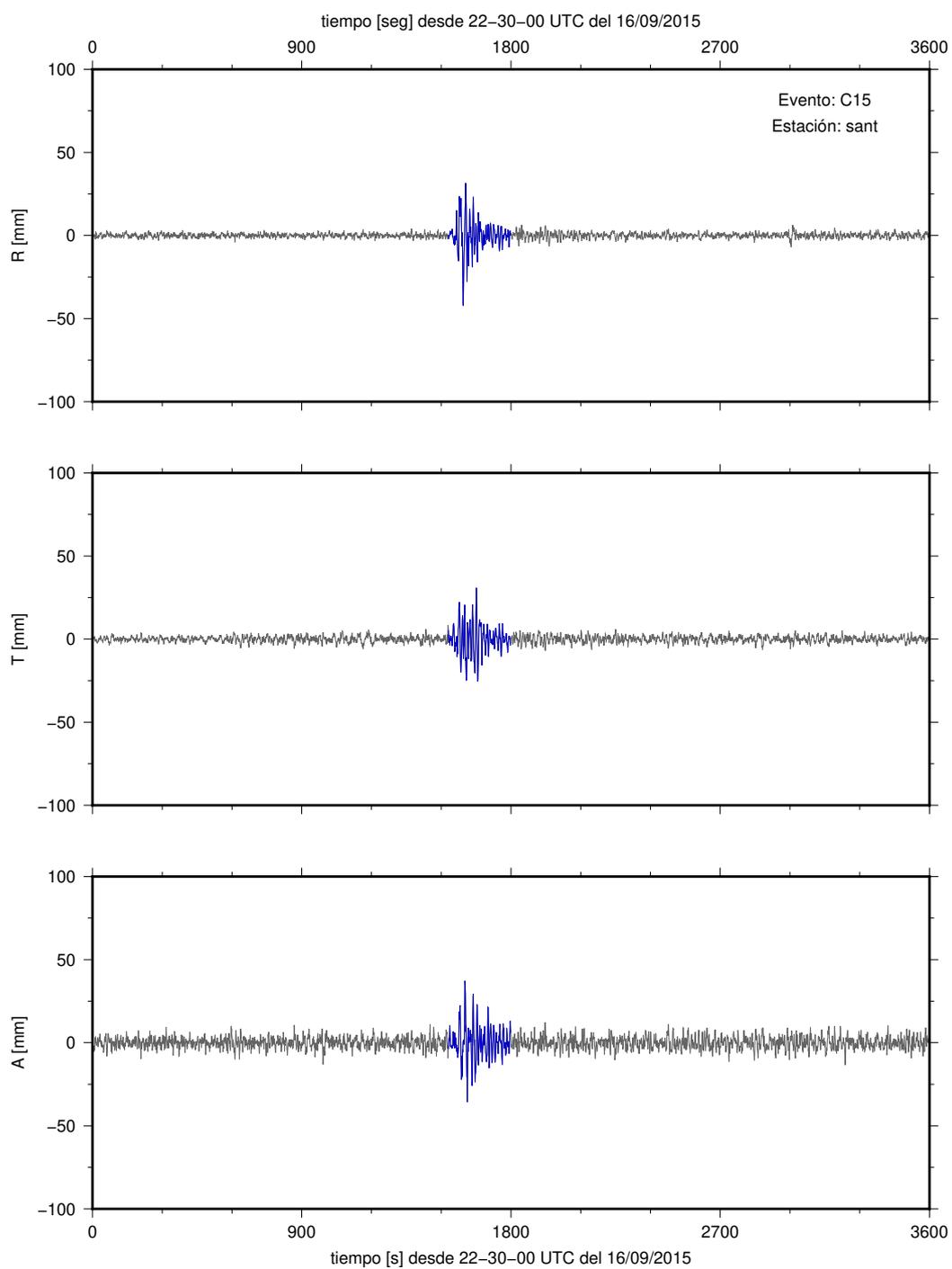


Figura C.12: C15-SANT

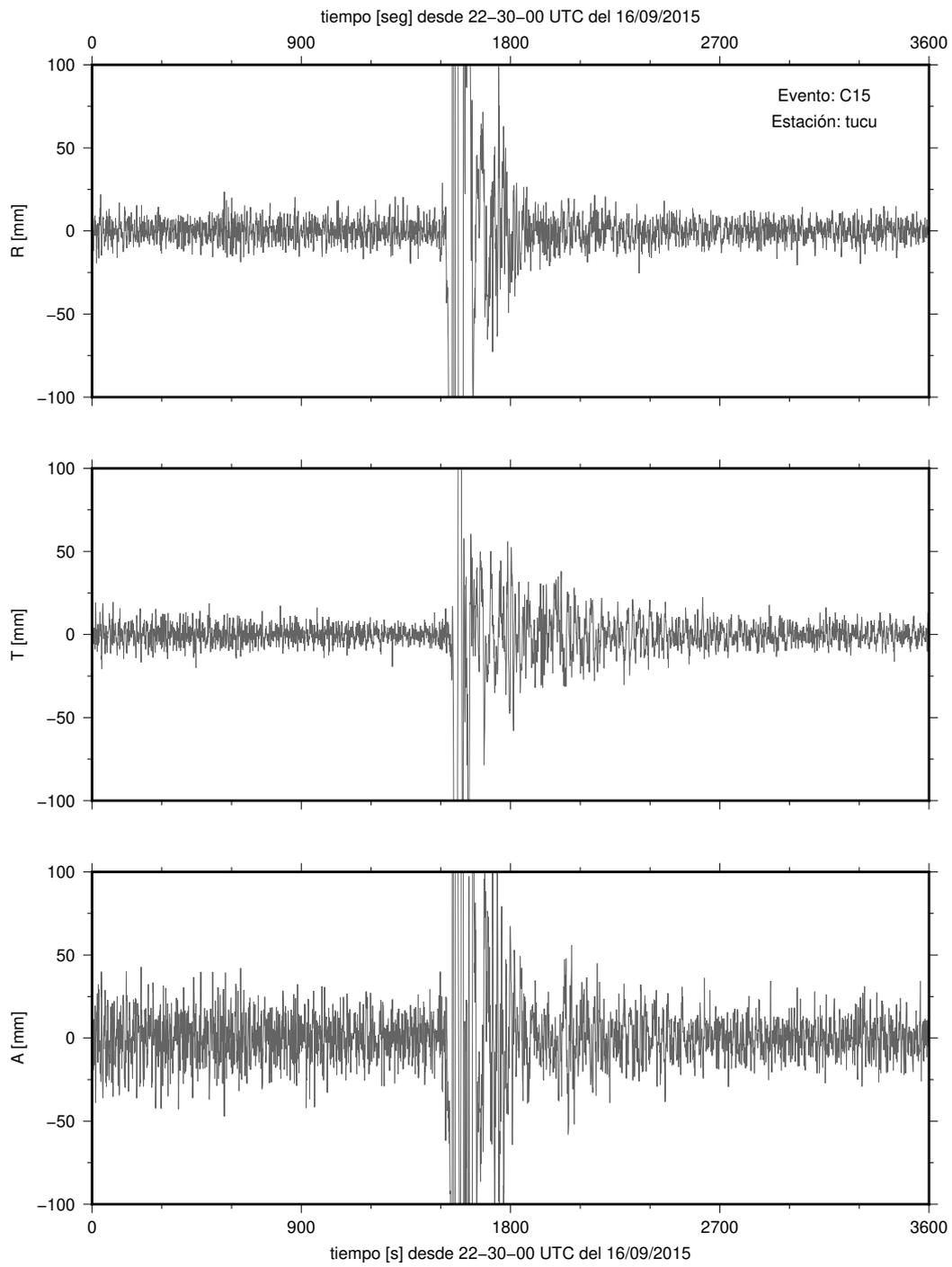


Figura C.13: C15-TUCU

# Bibliografía

- Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**.
- Bock, Y., Melgar, D., y Crowell, B. W., 2011, Real-Time Strong-Motion Broadband Displacements from Collocated GPS and Accelerometers: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**, no. 6, 2904–2925.
- Breitsprecher, K., y Thorkelson, D. J., 2009, Neogene kinematic evolution of the Nazca-Antarctic-Phoenix-slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula: *Tectonophysics*, **464**, 10–20.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., y Ritsema, J., 1999, The taup toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities: *Seismological Research Letters*, **70**, no. 2, 154–160.
- Crowell, B. W., Schmidt, D. A., Bodin, P., Vidale, J. E., Baker, B., Barrientos, S., y Geng, J., 2018, G-FAST Earthquake Early Warning Potential for Great Earthquakes in Chile: *Seismol. Res. Lett.*, **89**, no. 2A, 542–556.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P., y Meind, M. **Bernese GPS SoftwareVersion 5.0**. Astronomical Institute, University of Bern.
- Dach, R., Schaer, S., Arnold, D., Kalarus, M. S., Prange, L., Stebler, P., Villiger, A., y Jäggi, A., 2020, Code final product series for the igs:.
- Davis, L. A., Enge, P. K., y Gao, G. X., 2012, *Global navigation satellite systems: The National Academies Press*, Washington, DC.
- Dietrich, R., Ivins, E., Casassa, G., Lange, H., Wendt, J., y Fritsche, M., 2010, Rapid crustal uplift in Patagonia due to enhanced ice loss: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **289**, 22–29.
- Duca Freyre, L., 2017, Estructura sísmica de la cuenca Austral a partir de velocidad de fase de ondas superficiales: Master's thesis, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas.

- Dziewonski, A., Bloch, S., y Landisman, M., 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **59**, no. 1, 427–444.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., y Minner, L., 2003, *Sac2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers: The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*.
- Grapenthin, R., y Freymueller, J. T., 2011, The dynamics of a seismic wave field: Animation and analysis of kinematic GPS data recorded during the 2011 Tohoku-oki earthquake, Japan: *Geophys. Res. Lett.*, **38**, no. 18.
- Hatanaka, Y., 2008, A compression format and tools for gnss observation data: *Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan*, **55**, 21–30.
- Herrmann, R. B., y Ammon, C. J., 2002, *Computer programs in seismology - surface waves, receiver functions and crustal structure*: Saint Louis University.
- Herrmann, R. B., 2013, *Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research*: <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>.
- IGN, Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo (RAMSAC): <https://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Ramsac>.
- IGS, International GNSS Service: <https://www.igs.org>.
- INPRES, Instituto Nacional de Prevención Sísmica: Estaciones Sismológicas: [http://contenidos.inpres.gob.ar/est\\_sism](http://contenidos.inpres.gob.ar/est_sism).
- Ivins, E., y James, T., 1999, Simple models for late Holocene and present-day Patagonian glacier fluctuations and predictions of a geodetically detectable isostatic response: *Geophys. J. Int.*, **183**, no. 3, 601–624.
- Ivins, E., y James, T., 2004, Bedrock response to Llanquihue Holocene and present-day glaciation in southernmost South America: *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24613.
- Kawamoto, S., Ohta, Y., Hiyama, Y., Todoriki, M., Nishimura, T., Furuya, T., Sato, Y., Yahagi, T., y Miyagawa, K., 2017, REGARD: A new GNSS-based real-time finite fault modeling system for GEONET: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122**, 1324–1349.
- Kubo, N., 2019, *Gnss precise positioning and rtklib: GNSS Training*.
- Kulhánek, O., 1990, *Anatomy of seismograms*: Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands.

- Lange, H., Casassa, G., Ivins, E. R., Schröder, L., Fritsche, M., Richter, A., Groh, A., y Dietrich, R., 2014, Observed crustal uplift near the Southern Patagonian Icefield constrains improved viscoelastic Earth models: *Geophys. Res. Lett.*, **41**.
- Larson, K. M., 2003, Using 1-Hz GPS Data to Measure Deformations Caused by the Denali Fault Earthquake: *Science*, **300**, no. 5624, 1421–1424.
- Lin, S.-C., 2014, Three-dimensional mantle circulations and lateral slab deformation in the southern Chilean subduction zone: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 3879–3896.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., y Lippai, H., 2003, Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America): *Tectonics*, **22**.
- Marderwald, E. R., Aragón Paz, J. M., Richter, A. J., Busch, P., Malz, P., Mendoza, L. P. O., Romero, A., Guerrero, L., Hormaechea, J. L., Connon, G., Perdomo, R., Braun, M., Groh, A., Horwath, M., Scheinert, M., y Dietrich, R., 2020, Perito Moreno Glacier dam rupture - A recurrent natural experiment to probe solid-earth elasticity: *Journal of South American Earth Sciences*, **104**, 102904.
- Mendoza, L., Richter, A., Fritsche, M., Hormaechea, J. L., Perdomo, R., y Dietrich, R., 2015, Block modeling of crustal deformation in Tierra del Fuego from GNSS velocities: *Tectonophysics*, **651**, 58–65.
- Moreno, M., Li, S., Melnick, D., Bedford, J. R., Baez, J. C., Motagh, M., Metzger, S., Vajedian, S., Sippl, C., Gutknecht, B. D., Contreras-Reyes, E., Deng, Z., Tassara, A., y Oncken, O., 2018, Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth: *Nature Geoscience*, **11**, no. 4, 285–290.
- Richter, A., Hormaechea, J. L., Dietrich, R., Perdomo, R., Fritsche, M., Del Cogliano, D., Liebsch, G., y Mendoza, L., 2009, Anomalous ocean load tide signal observed in lake-level variations in Tierra del Fuego: *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05305.
- Richter, A., Ivins, E., Lange, H., Mendoza, L., Schröder, L., Hormaechea, J. L., Casassa, G., Marderwald, E., Fritsche, M., Perdomo, R., Horwath, M., y Dietrich, R., 2016, Crustal deformation across the Southern Patagonian Icefield observed by GNSS: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **452**, 206–215.
- Russo, R. M., Gallego, A., Comte, D., Mocanu, V. I., Murdie, R. E., y VanDecar, J. C., 2010, Source-side shear wave splitting and upper mantle flow in the Chile Ridge subduction Region: *Geology*, **38**, 707–710.

- Sabbione, N. C., 2004, Implementación de la red de estaciones sismológicas de la Universidad Nacional de La Plata: Aplicaciones: Ph.D. thesis, Universidad Nacional de La Plata.
- Scheinert, M., y Rülke, A., 2019, Gravimetric determination of the solid-earth response to ice-mass changes in southern patagonia. research project proposal 'grav-patagonia': German Research Foundation (DFG).
- Shearer, P. M., 2009, Surface waves and normal modes:, *in* Introduction to Seismology Cambridge University Press, 215–240, 2 edition.
- Stein, S., y Wysession, M., 2003, An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure: Blackwell publishing, Malden, USA.
- Takasu, T. **RTKLIB: An Open Source Program Package for GNSS Positioning.**
- Tassara, A., y Echaurren, A., 2012, Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models: Geophysical Journal International, **189**, 161–168.
- USGS. Earthquake lists, maps, and statistics.: <https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/lists-maps-and-statistics>.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Metois, M., R, M., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., y Kendrick, E., 2011, The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS: Science, **332**, no. 6036, 1417–1421.
- Wiens, D., 2018, Mantle seismic structure as constraints on viscosity and lithospheric thickness Collaborative Research: Solid Earth response of the Patagonian Andes to post-Little Ice Age glacial retreat.