



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

## **PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE MOTOGRAMAS DE TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN CHILENOS**

*TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA*

EFRAÍN DAVID RIVERA BERRÍOS

PROFESOR GUÍA:  
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
FELIPE LEYTON FLOREZ  
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI  
CHRISTOPHE VIGNY

SANTIAGO DE CHILE  
2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL GRADO DE:** Magister en Ciencias, Mención  
Geofísica  
**POR:** Efraín David Rivera Berríos  
**FECHA:**  
**PROFESOR GUIA:** Sergio Ruiz Tapia

## **PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE MOTOGRAMAS DE TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN CHILENOS**

En la presente tesis se procesan y analizan series de tiempo registradas a partir de datos de GPS de alta frecuencia (*motogramas*), para tres grandes terremotos de subducción ocurridos en Chile en los últimos 10 años: Tocopilla en 2007 ( $M_w$  7.7), Maule en 2010 ( $M_w$  8.8) e Iquique en 2014 ( $M_w$  8.1), de esta forma se obtienen los desplazamientos asociados al movimiento cosísmico de estos terremotos.

Este trabajo está dividido en tres partes principales: el procesamiento de datos de GPS de alta frecuencia, a fin de obtener las series de tiempo para cada terremoto estudiando cada parámetro que influye en el cálculo de la posición como son la elección de la estación de referencia y de los satélites que son utilizados. El post-procesamiento, con el cual se consigue la señal del terremoto removiendo o filtrando señales ajenas a este como pueden ser la señal sideral generada en cada una de las estaciones debido al efecto multicamino y el paso de ondas superficiales por la estación de referencia provocando un movimiento ficticio en los desplazamientos observados en las estaciones cinemáticas. Por último, en los casos en que un receptor GPS está instalado junto a un acelerómetro, se comparó la señal del acelerograma integrado a desplazamiento y el motograma.

Además de los tres terremotos antes mencionados, se procesaron tres eventos de menor magnitud: Constitución en 2012 ( $M_w$  7.0) réplica del terremoto de Maule 2010, Iquique en 2014 ( $M_w$  7.6) y Tongoy 2013 ( $M_w$  6.5). El procesamiento de estos eventos permitió obtener una estimación con respecto a la mínima magnitud para la cuál el GPS puede registrar un evento interplaca tipo thrust.

Se concluye que para obtener un motograma, es necesario aplicar los filtros expuestos, obteniendo una señal que sólo muestre el proceso del terremoto, eliminando señales que puedan distorsionar el registro. A pesar de que los filtros ayudan a obtener una buena señal, la aplicación de estos filtros puede comprometer las altas frecuencias debido a la suma constructiva y destructiva que se realiza con las señales. La comparación entre el acelerograma integrado dos veces y el motograma muestra que, a frecuencias menores a 0.1 Hz, se comportan de manera similar. Por otra parte, el dominio que posee el acelerómetro en la banda de alta frecuencia y del GPS en las bajas frecuencias hace que sean instrumentos complementarios capaces de otorgar información importantes en los primeros segundos de ocurrido un terremoto.

*A mis padres...*

# Agradecimientos

Antes que todo, agradezco infinitamente a mis padres por la constante entrega y apoyo que me han brindado durante todo este tiempo, en realidad, durante toda mi vida. Ellos con su ejemplo me enseñaron no sólo a saber enfrentar cualquier desafío que se me presente, sino que también a disfrutarlo como cualquier lección que me entrega la vida. Esto es el fruto de la mejor escuela que he tenido y con los mejores profesores la vida me ha regalado. ¡Gracias viejitos! porque esto es tanto de ustedes como mío. De igual forma, agradezco a Carlos, Kathy, Luis y Carmén porque siempre había una palabra de ánimo en los malos momentos. A mis sobrinos y la maravillosa inocencia con que se sorprenden de las cosas simples. A mis tíos, primos y abuelos por su comprensión y amor a pesar de mi ingrata ausencia.

Gran parte de este trabajo se lo debo a quien me ha acompañado todo este tiempo, gracias Janiz por estar siempre presente, a pesar de la distancia que nos separa.

No puedo dejar de agradecer a mi profesor guía Sergio Ruiz, quien me aceptó como alumno y se transformó en una persona vital en mi formación como científico, haciendo que mi interés por la ciencia vaya aumentando cada día más. Gracias a Christophe Vigny por su gran disposición a enseñarme todo lo necesario para llevar a cabo esta tesis y por el tiempo dedicado a responder mis dudas.

Agradezco a mis amigos, los que han estado toda la vida conmigo y he tenido que abandonar en este último tiempo, gracias por su comprensión, cariño y preocupación. También a los que he aprendido a conocer hace poco y que he compartido buenos momentos.

Por último, pero no menos importante, agradezco infinitamente a la gente del Centro Sismológico, con quienes compartí durante tres años y me enseñaron lo que muchas veces la pizarra no puede enseñar.

# Tabla de contenido

<b>Tabla de contenido</b>	<b>iv</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Contexto general . . . . .	2
1.2. Adquisición de datos y red de estaciones GPS . . . . .	3
1.3. Objetivos . . . . .	5
1.4. Estructura de la tesis . . . . .	5
<b>2. Sistema de posicionamiento global</b>	<b>7</b>
2.1. Introducción . . . . .	7
2.2. Descripción General . . . . .	8
2.3. La señal GPS . . . . .	8
2.4. Observables GPS . . . . .	9
2.4.1. Observable pseudodistancia . . . . .	9
2.4.2. Observable fase portadora . . . . .	10
2.4.3. Errores y efectos sobre los observables . . . . .	11
2.4.4. Precisión de los observables . . . . .	13
2.5. Métodos de determinación de la posición . . . . .	14
2.5.1. Estimación de la posición mediante la medida de pseudodistancia . . . . .	14
2.5.2. Técnicas diferenciales . . . . .	15
2.5.3. Estimación de la posición mediante la medida de fase utilizando doble diferencia . . . . .	16
2.6. EL archivo RINEX . . . . .	18
<b>3. Procesamiento cinemático de datos GPS de alta frecuencia</b>	<b>20</b>
3.1. Introducción . . . . .	20
3.2. GAMIT . . . . .	20
3.3. TRACK . . . . .	21
3.3.1. Procesamiento de datos . . . . .	22
3.4. El rol de la estación de referencia y los satélites . . . . .	24
3.5. Retraso Troposférico . . . . .	25
3.6. Post-Procesamiento: Técnicas de GPS de alta frecuencia . . . . .	26
3.6.1. Filtro sideral . . . . .	26
3.6.2. Filtro espacial . . . . .	28
3.7. Discusión y conclusiones . . . . .	30

<b>4. Motogramas de terremotos de subducción</b>	<b>34</b>
4.1. Introducción . . . . .	34
4.2. Terremoto de Tocopilla 2007 ( $M_w$ 7.7) . . . . .	35
4.3. Terremoto de Maule 2010 ( $M_w$ 8.8) . . . . .	38
4.3.1. Ondas Superficiales . . . . .	42
4.3.2. Réplica de Constitución 2012 ( $M_w$ 7.0) . . . . .	45
4.4. Terremoto de Iquique 2014 ( $M_w$ 8.1) . . . . .	47
4.4.1. Réplica de Iquique 2014 ( $M_w$ 7.6) . . . . .	51
4.5. Conclusiones . . . . .	53
<b>5. Comparación de motogramas con acelerogramas</b>	<b>56</b>
5.1. Introducción . . . . .	56
5.2. Datos de GPS y acelerómetros . . . . .	56
5.3. Comparación de acelerómetros con datos GPS . . . . .	57
5.3.1. Comparación en desplazamiento . . . . .	57
5.3.2. Comparación en velocidad . . . . .	62
5.3.3. Registros Filtrados . . . . .	64
5.3.4. Llegada de onda P . . . . .	66
5.4. Conclusiones . . . . .	67
<b>6. Conclusiones y discusiones generales</b>	<b>69</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>71</b>
<b>A. Estructura de velocidades de ondas de corte mediante inversión de ondas de Rayleigh</b>	<b>79</b>
A.1. Introducción . . . . .	79
A.2. Base de datos: réplicas del terremoto de Iquique 2014 . . . . .	80
A.3. Velocidad de fase e inversión de ondas superficiales . . . . .	82
A.4. Conclusiones . . . . .	85
<b>B. Estaciones GPS</b>	<b>87</b>
<b>C. Motogramas de Terremotos</b>	<b>89</b>
C.1. Terremoto de Tocopilla 2007 . . . . .	89
C.2. Terremoto del Maule 2010 . . . . .	97
C.3. Réplica de Constitución 2012 . . . . .	111
C.4. Terremoto Iquique 2014 . . . . .	114
C.5. Réplica de terremoto Iquique 2014 . . . . .	132
<b>D. Comparación de motogramas y acelerogramas</b>	<b>150</b>
D.1. Comparación en desplazamientos: motogramas y espectros . . . . .	151
D.1.1. Terremoto Iquique 2014 . . . . .	151
D.1.2. Réplica de terremoto Iquique 2014 . . . . .	161
D.2. Comparación en velocidad: motogramas y espectros . . . . .	171
D.2.1. Terremoto Iquique 2014 . . . . .	171
D.2.2. Réplica de terremoto Iquique 2014 . . . . .	181

# Capítulo 1

## Introducción

Tradicionalmente el Sistema de Posicionamiento Global (GPS por “Global Positioning System”) se ha utilizado para estudiar desplazamientos a periodos muy largos, convirtiendolo en uno de los pocos instrumentos capaz de medir señales lentas, como por ejemplo desplazamientos en la corteza producidos por terremotos lentos (con semanas a meses de duración), deformaciones asísmicas (cinemática de la tectónica de placas), de volcanes, post-sísmica, entre otras. Todos estos estudios comúnmente usan datos con una tasa de muestreo de 30 o 15 segundos que a menudo se deciman a intervalos de 5 minutos antes de calcular una solución de posición diaria. Este método de solución, a esta tasa de muestreo, es insuficiente para monitorear periodos cortos o movimientos de corta duración como un terremoto. Lejos de la fuente de un terremoto, el campo de ondas sísmico está dominado por periodos entre unos pocos a centenas de segundos. Por otro lado, en el campo cercano el movimiento del suelo es de mayor amplitud con periodos del orden de segundos, por lo que es necesario que un instrumento de medición de este tipo sea capaz de registrar desplazamientos a tasas de muestreo menores a un segundo.

En los últimos años, el avance en la tecnología satelital y el aumento en la capacidad de almacenamiento de sus receptores han permitido la adquisición sistemática de datos a alta tasa de muestreo ( $\sim 1-5$  Hz) convirtiendo al GPS en una herramienta viable para el estudio de terremotos, proporcionando información nueva y complementaria a la existente (dinámica de la ruptura co-sísmica, duración del terremoto, evidencias de alguna señal precursora o post-sísmica). El registro temporal que se obtiene a partir de los datos de GPS de alta frecuencia será denominado como *motograma* (Vigny *et al.* , 2011).

Un importante número de terremotos en el mundo han sido registrados con GPS de alta frecuencia (GPS registrando a una alta tasa de muestreo) en la última década : Denali, 2002  $M_w$  7,9 (Larson *et al.* , 2003); Tokachi-Oki, 2003  $M_w$  8,3 (Crowell *et al.* , 2012); San Simeon, 2003  $M_w$  6,5 (Ji *et al.* , 2004); Tocopilla, 2007  $M_w$  7,7 (Genrich *et al.* , 2008; Minson, 2010; Ruiz, 2012); Wenchuan, 2008  $M_w$  8,0 (Shi *et al.* , 2010); El Mayor-Cucapah, 2010  $M_w$  7,2 (Crowell *et al.* , 2012) Maule, 2010  $M_w$  8,8 (Vigny *et al.* , 2011); Tohoku-Oki, 2011  $M_w$  9,0 (Yue & Lay, 2011; Hung & Rau, 2013; Minson *et al.* , 2014) e Iquique, 2014  $M_w$  8,1 (Ruiz *et al.* , 2014b). Todos estos estudios han mostrado que el GPS de alta frecuencia se transforma en una poderosa herramienta capaz de representar un amplio espectro del campo de ondas sísmicas en forma similar a los sismogramas y acelerogramas ubicados en la zona epicentral.

Si bien el motograma es similar a un sismograma en un rango de frecuencias, existen impor-

tantes diferencias en el marco de referencia y el tipo de medición que posee cada instrumento. Sin embargo, estas diferencias presentan ventajas y beneficios que permiten complementar las mediciones de GPS y sísmicas tradicionales. Debido a que el GPS permite inferir directamente el desplazamiento, no existe la necesidad de integrar la señal (una vez para registros de velocidad y dos veces para los de aceleración) para obtener el campo de desplazamientos. La integración es a menudo un proceso que es proclive a errores y potencialmente a amplificar el ruido y distorsionar la señal original (Boore *et al.* , 2002). Por otra parte, la saturación (clipping) en la amplitud de la señal no es un problema que posea el registro de GPS, a diferencia de lo que ocurre con el sismómetro, que al tener un sistema mecánico con una amplitud límite, no permite ser utilizado en el campo cercano debido a la saturación de la señal producto del movimiento fuerte generado por terremotos. Bock *et al.* (2011) obtiene una solución al desplazamiento derivado de datos sísmicos utilizando datos de GPS en combinación con acelerómetros, generando una solución de mayor tasa de muestreo y que no tendría problemas con la saturación de la señal.

## 1.1. Contexto general

Las zonas de subducción son límites de placas convergentes en los cuales una placa se desliza bajo la otra. Los terremotos de mayor magnitud ocurren en las zonas de contacto entre las placas denominada *zona sismogénica* y que generalmente no supera los 50-70 Km de profundidad. En esta zona el deslizamiento entre placas se produce de manera discontinua y abrupta mediante un mecanismo llamado “stick-slip”. Durante el periodo intersísmico la zona sismogénica permanece en un estado de acople de una placa con respecto a la otra generando deformación en la corteza y un aumento en la acumulación de esfuerzos que es liberado al momento de deslizar de forma abrupta durante un terremoto.

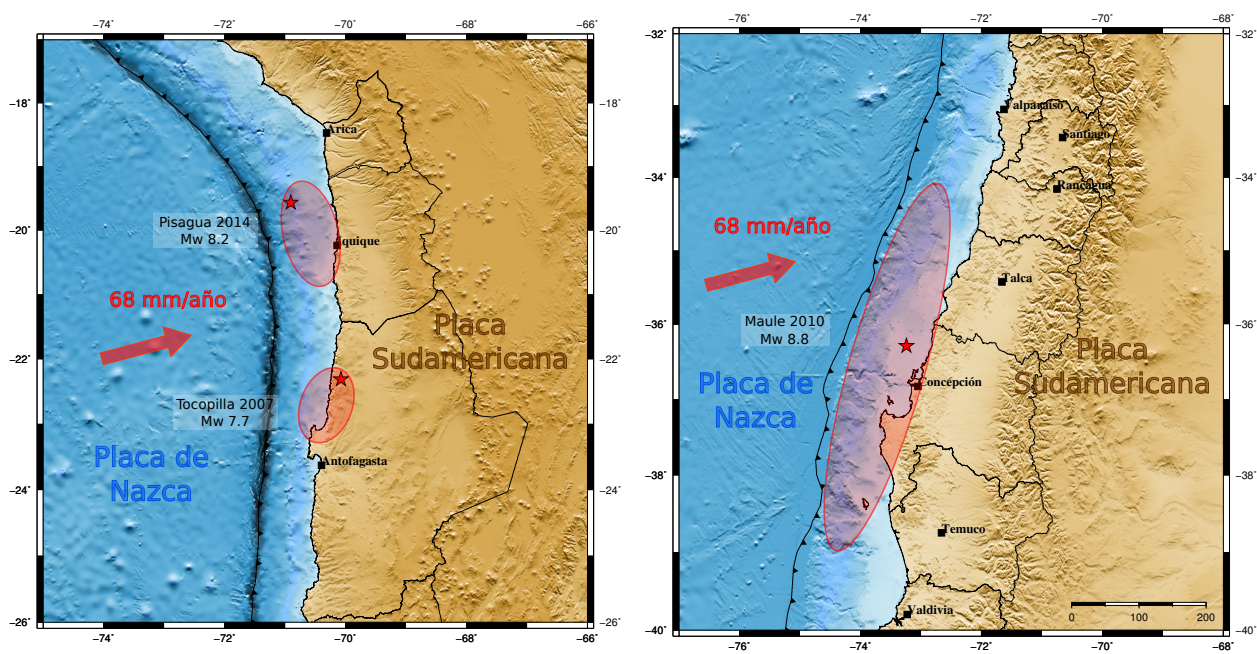


Figura 1.1: Terremotos de subducción chilenos de los últimos 10 años



Chile se encuentra ubicado en la zona de subducción producida por la convergencia de la placa de Nazca que se hunde bajo la placa Sudamericana a una tasa de 66 mm/año (Angermann *et al.*, 1999). Debido a esta rápida convergencia, es una de las regiones más sísmicamente activas del mundo produciéndose, en promedio, un terremoto de magnitud superior a 8.0 cada 10 años (Mardariaga, 1998) y donde ocurrió el evento más grande del que se tiene registro, el gran terremoto de Valdivia ( $M_w$  9.5) (Kanamori & Cipar, 1974; Barrientos & Ward, 1990).

En los últimos 10 años, se han producido tres eventos importantes de subducción en el margen chileno (Figura 1.1) y que han sido bien registrados por GPS de alta frecuencia: Tocopilla, 2007  $M_w$  7.7 (Genrich *et al.*, 2008); Maule, 2010  $M_w$  8.8 (Vigny *et al.*, 2011; Ruiz *et al.*, 2012) y por último el reciente terremoto de Iquique, 2014  $M_w$  8.1. Estos tres eventos fueron bien registrados a distancias muy cercanas al epicentro logrando aportar información respecto a la fuente del terremoto, información que hasta hace muy poco sólo podía ser entregada por acelerogramas, los que requieren un proceso de doble integración para obtener una serie de tiempo de desplazamiento.

Estos tres terremotos representan una buena oportunidad de obtener registros en desplazamiento en el campo cercano directamente desde el GPS de alta frecuencia.

## **1.2. Adquisición de datos y red de estaciones GPS**

El hecho que Chile sea una región con una de las tasas de sismicidad más altas del planeta, ha despertado el interés, hace ya varios años, de diversas instituciones en el mundo. Es por eso que desde fines del siglo pasado, se ponen en marcha iniciativas para instalar instrumentos GPS a lo largo del país (Figura 1.2). En la actualidad, hay alrededor de 80 estaciones GPS de registro continuo instaladas que son mantenidas por el Centro Sismológico Nacional (CSN), de las cuales más del 95% registra a una tasa de muestreo de 1 o 5 Hz. En el Apéndice B se encontrarán tablas con las características de cada estación GPS, indicando modelo de antena y receptor, además de la ubicación y fecha de instalación.

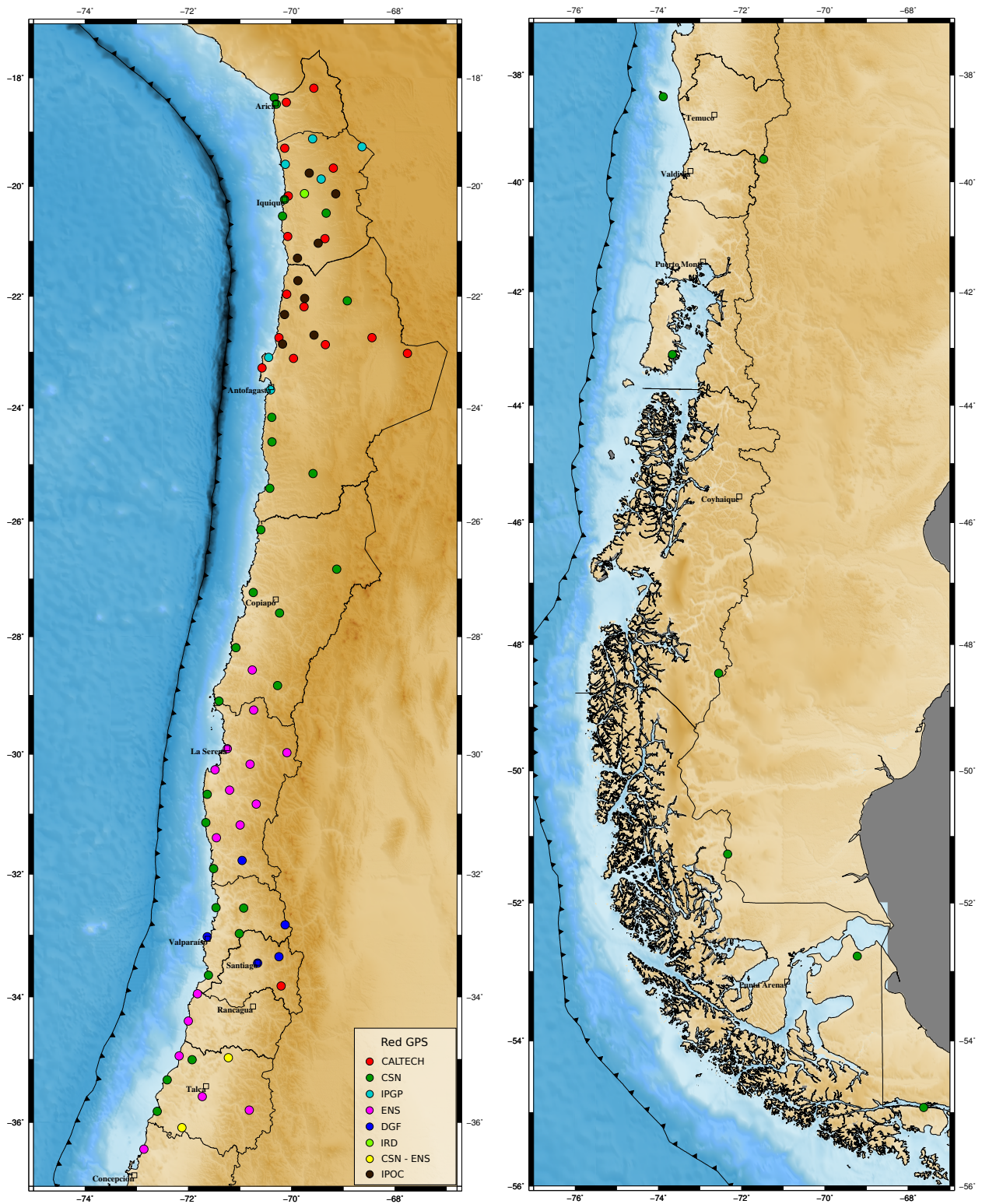


Figura 1.2: Actual red de GPS en Chile

### 1.3. Objetivos

En base a los antecedentes anteriormente expuestos, la utilización del GPS de alta frecuencia como instrumento sismológico resulta fundamental para el estudio de los terremotos. Debido a su capacidad de no saturar su señal y ser complementario al acelerograma resulta ideal para el análisis en el campo cercano.

Es por esto, que el principal objetivo de esta tesis es el procesamiento y análisis de motogramas de terremotos de subducción ocurridos en Chile y que han sido registrados por instrumentos GPS a una tasa de muestreo igual o superior a 1 Hz.

Con el fin de obtener un buen registro de la señal del cGPS, se construirán filtros que sean capaces de aislar la señal del terremoto, y obtener una base de datos en desplazamiento de cada terremoto. Esto, para realizar comparaciones con acelerogramas integrados dos veces corrigiendo su línea de base con el motograma y analizando el rango de frecuencias en que ambas señales son similares.

### 1.4. Estructura de la tesis

El presente trabajo está dividido en 7 partes, siendo la primera este capítulo introductorio o **primer capítulo**.

En el **segundo capítulo** se entrega una breve reseña teórica del sistema GPS, describiendo características generales de la señal, y el principio en el cual se basa el cálculo del posicionamiento de la antena del receptor.

El **tercer capítulo** explica de forma general en que consiste el software de posicionamiento GAMIT y como opera el programa de procesamiento de datos cinemáticos TRACK para la obtención de motogramas. El procesamiento de los datos obtenidos para los terremotos de Tocopilla (2007), Maule (2010) e Iquique (2014), además de réplicas importantes de estos, así como los filtros que permiten eliminar señales ajenas al terremoto, aislando el movimiento cosísmico a fin de ser comparado con la señal del acelerómetro.

En el **cuarto capítulo** se hace una revisión de los tres grandes terremotos de subducción ocurridos en Chile en el último tiempo: Tocopilla (2007), Maule (2010) e Iquique (2014); además del análisis de las réplicas ocurridas en Constitución (2012) para el terremoto del Maule y la réplica ocurrida en Iquique (2014) correspondiente al terremoto del mismo año, y un evento ocurrido en la localidad de Tongoy (2013) magnitud  $M_w$  6.5. Junto a lo anterior, se realiza un estudio de las ondas superficiales generadas producto del terremoto del Maule y que fueron registradas por una red de estaciones GPS con una tasa de muestro de 1 Hz en la Región de Coquimbo.

En el **quinto capítulo** se analiza la señal de motogramas, comparándolas con registros de aceleración integrados dos veces para obtener desplazamientos y que se encuentran instalados en el mismo sitio. Se estudia el comportamiento de ambas señales identificando hasta que punto el acelerograma integrado y el motograma pueden ser similares.

Por último, el **sexto capítulo** corresponde a una conclusión general que resume los resultados obtenidos en cada capítulo, entregando una visión general respecto al uso del GPS de alta frecuencia para el registro del movimiento cosísmico de un terremoto en el campo cercano y como herramienta complementaria al acelerograma para el estudio de la fuente.

# Capítulo 2

## Sistema de posicionamiento global

### 2.1. Introducción

Los Sistemas Globales de Navegación Satelital (en inglés GNSS) son sistemas pasivos de navegación basados en satélites que emiten señales de radiofrecuencia, permitiendo a un usuario con un receptor adecuado, dotarlo en forma precisa de las coordenadas de su posición. Actualmente existen cuatro tipos de sistemas de navegación: GLONASS, desarrollado por la antigua Unión Soviética y actualmente propiedad de la Federación Rusa; BEIDOU, desarrollado por China y puesto en marcha a partir del 2011; actualmente se está poniendo en marcha el proyecto de la Unión Europea GALILEO; y por último el sistema de posicionamiento global (GPS), del cual se hablará en adelante.

El Sistema de Posicionamiento Global (en inglés GPS) fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos en 1973 a partir de proyectos anteriormente ejecutados que implementaban un sistema de navegación pasiva utilizando medidas de distancias.

El GPS se define como un sistema de navegación pasivo basado en satélites que emiten señales de radiofrecuencias, proporcionando un marco de referencia espacio-temporal con cobertura global, independiente de condiciones atmosféricas, de forma continua en cualquier punto de la Tierra y disponible para cualquier número de usuarios.

Aunque inicialmente fue concebido como un sistema de navegación, el tratamiento interferométrico de la señal emitida por el satélite entrega un posicionamiento relativo de alta precisión entre las diferentes estaciones que, simultáneamente, reciben la señal. Esta aplicación, no prevista, del GPS, hizo que en 1983, el Departamento de Defensa dictaminase la desclasificación parcial del sistema, posibilitando su utilización para usos no militares, principalmente geofísicos.

Este capítulo será basado principalmente en los textos de Blewitt (1997), Blewitt (2007) y Hofmann-Wellenhof *et al.* (1993), y se describirá el sistema GPS, mencionando características generales de la señal, observables y el principio en cual se basa el cálculo de posicionamiento del receptor.

## 2.2. Descripción General

El GPS es una constelación de 30 satélites a más de 20.000 km de elevación distribuidos en 6 planos orbitales a una misma distancia de manera que en todo momento al menos cuatro satélites sean visibles en cualquier lugar de la Tierra.

El posicionamiento del GPS esta basado en el principio de *trilateración*, que corresponde al método de determinación de una posición basado en la posición conocida de otros puntos que como mínimo, en el caso del GPS, deben ser cuatro satélites visibles.

El sistema GPS está compuesto de tres segmentos distintos:

1. El *Segmento Espacial*, encargado de la constelación de satélites que transmiten la señal desde el espacio hasta el usuario. Dicha señal contiene información que permite al receptor calcular la distancia y coordenadas de cada satélite en vista, además de la posición actual del receptor.
2. El *Segmento de Control* es el responsable del monitoreo, mantenimiento y operación del segmento espacial, incluyendo la medición de la posición de los satélites en un sistema de referencia y la predicción de sus órbitas, además de medir y ajustar los relojes atómicos dentro de los satélites.
3. El *Segmento de Usuario* lo conforman los receptores y usuarios del GPS cuya función es convertir la señal de los satélites en posición y tiempo de estos.

## 2.3. La señal GPS

Una de las características más importantes del sistema GPS es la medida precisa del tiempo; por esta razón, la señal del satélite GPS está dirigida por un reloj atómico a bordo, usualmente de Cesio. Cada satélite transmite una señal que tiene una frecuencia fundamental de 10.23 MHz de las que se derivan dos señales portadoras: el canal  $L_1$  con una frecuencia de 1575.42 MHz y una longitud de onda de 19.0 cm y el canal  $L_2$  con frecuencia de 1227.60 MHz y longitud de onda de 24.4 cm. La razón de esta segunda señal es para la calibración del retraso de la señal al propagarse a través de la ionósfera que afecta su velocidad de propagación. Estas señales llevan superpuestas códigos únicos que permiten la identificación del satélite GPS y las mediciones de distancia por un receptor GPS.

Sobre las señales portadoras  $L_1$  y  $L_2$  se envían por modulación dos tipos de códigos y un mensaje. Estos códigos son una secuencia binaria de información también conocida como pseudo ruido aleatorio **PRN** (*pseudo random-noise*) característico para cada satélite, y con el que es identificado:

- El código **C/A** (*Coarse Acquisition*) modula utilizando un décimo de la frecuencia fundamental, es decir, 1.023 MHz que se repiten cada milisegundo con una longitud de onda resultante  $\lambda \simeq 300$  m. Hasta hace unos pocos años modulaba sólo en la portadora  $L_1$  y está disponible para todo potencial usuario. Permite una precisión de 100 m.

- El código **P** (*Precise*) modula usando la frecuencia fundamental y se repite cada 266.4 días, con una longitud de onda  $\lambda \simeq 30$  m. Al igual que el código C/A modula en ambas señales portadoras  $L_1$  y  $L_2$ . El código P se encuentra encriptado debido a que su acceso está restringido sólo para utilidades militares. Permite una precisión de alrededor de 10 m.
- Con el fin de poder calcular a una posición, el receptor necesita saber la ubicación de los satélites. Para que este proceso se realice de forma eficiente es necesario que cada satélite envíe esta información en las portadoras junto con el código PRN. Esta información es conocida como **Mensaje de navegación** el cual posee los parámetros orbitales del satélite (efemérides), información sobre el estado y tiempo del reloj del satélite, un modelo para corregir los errores del reloj del satélite y para corregir los errores producidos por la propagación en la ionósfera y tropósfera.

## 2.4. Observables GPS

Antes de poder estimar la posición del receptor GPS, es necesario conocer la distancia satélite-receptor que puede ser deducida de las mediciones de diferencia de tiempo o fase basada sobre una comparación entre la señal recibida y la generada por el receptor que deben estar correlacionadas. Esta distancia es conocida como *observable*. Hay dos tipos de modelos de observables en GPS utilizados para estimar la posición del receptor GPS: el modelo de pseudodistancia y el de la fase de la señal portadora.

### 2.4.1. Observable pseudodistancia

El PRN, además de contener información para identificar al satélite, la señal lleva codificada una marca de tiempo que permite recuperar el tiempo en que el satélite emitió cada bit. El receptor genera una réplica de la señal de cada satélite, con el tiempo de su reloj, que será desplazada hasta que la correlación sea máxima. En caso que los dos relojes estén sincronizados, el tiempo que habrá que desplazar la réplica es el tiempo de propagación de la señal desde el satélite hasta el receptor, este tiempo multiplicado por la velocidad de propagación será la distancia estimada entre satélite-receptor (Figura 2.1).

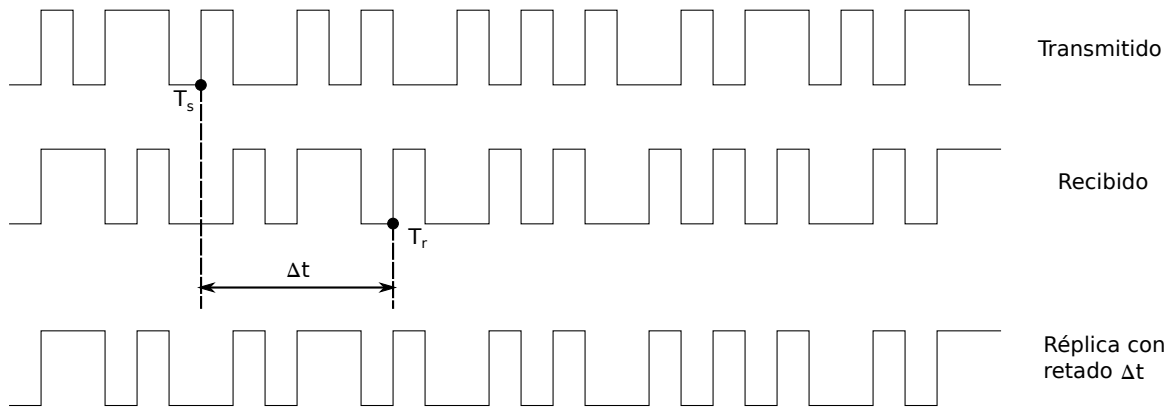


Figura 2.1: Sincronización entre el código recibido y la réplica generada por el receptor GPS.

Sin embargo, en la práctica, el reloj del satélite con el del receptor no están sincronizados entre sí. Tanto el reloj del satélite como el del receptor poseen una deriva con respecto al tiempo del sistema, siendo la deriva del reloj del receptor  $t_r$  la mayor al tratarse de un reloj de cuarzo, a diferencia del reloj atómico del satélite que posee mucha más estabilidad y además es corregido por el segmento de control.

Debido a esta deriva, la distancia satélite-receptor lleva el nombre de *pseudodistancia*  $\rho$  que matemáticamente se define como

$$\rho = c[(T_r + t_r) - (T_s)] = d + ct_r, \quad (2.1)$$

donde  $d$  es la distancia satélite-receptor y  $c$  la velocidad de la luz.

### 2.4.2. Observable fase portadora

Además de poder obtener la diferencia de tiempo entre satélite-receptor, con la sincronización entre la señal portadora que emite el satélite y la réplica generada por el receptor se puede calcular la medida de la fase de la señal portadora. Para esto es necesario conocer el número entero de ciclos de la señal desde que sale del satélite hasta que llega al receptor, además de considerar el efecto Doppler producido por el movimiento relativo entre satélite-receptor.

A partir de la primera observación, la distancia entre el satélite y el receptor se puede expresar en número de longitudes de onda recorridos por la señal y será igual al número entero de ciclos de la señal portadora  $N$  desconocido, más una fracción de ciclo conocida como *fase*. Este valor entero se le denomina **ambigüedad**.

Existen circuitos que permiten que el receptor permanezca “enganchado” a la señal del satélite para que el valor de ambigüedad permanezca constante en el tiempo, pues el receptor es capaz de registrar la cantidad de ciclos enteros en que se ha desfasado la señal. La resolución de esta incógnita implica, por lo general, la observación del mismo satélite durante más de un periodo (Figura 2.2).



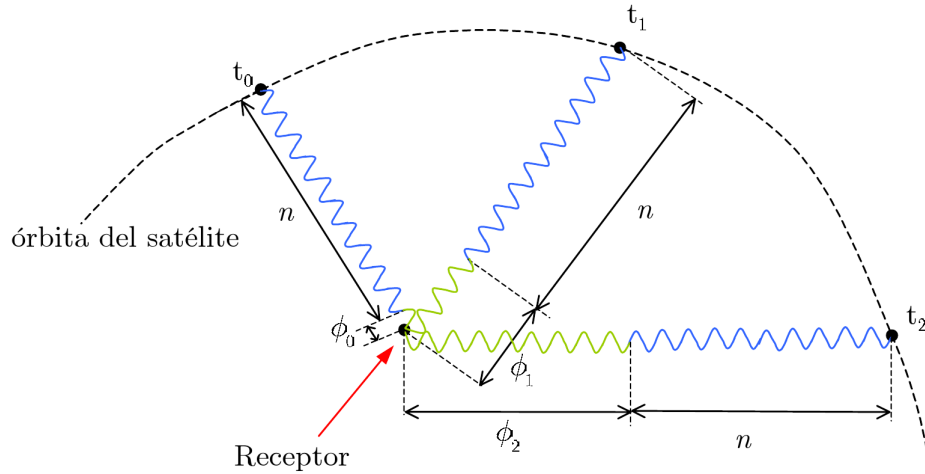


Figura 2.2: Esquema de la persistencia de la ambigüedad en el tiempo.

Luego, a partir de la medida de fase, se puede determinar la distancia satélite-receptor que, debido a la alta frecuencia de la señal portadora respecto a los códigos, es mucho más precisa que las medidas de pseudodistancia.

En una primera aproximación, considerando solamente el error debido a la deriva del reloj del receptor  $t_r$ , la fase se puede escribir como

$$\phi = d + \lambda N + ct_r \quad (2.2)$$

donde  $d$  es la distancia satélite-receptor señal portadora,  $N$  es la ambigüedad y  $\lambda$  la longitud de onda de la señal.

### 2.4.3. Errores y efectos sobre los observables

La precisión con que un receptor puede determinar la posición está ligada a los errores que afectan a los observables. Tanto la pseudodistancia como la medición en fase están sujetas a variadas fuentes de error (Figura 2.3), que en algunos casos pueden ser compensadas, pero en otros no.

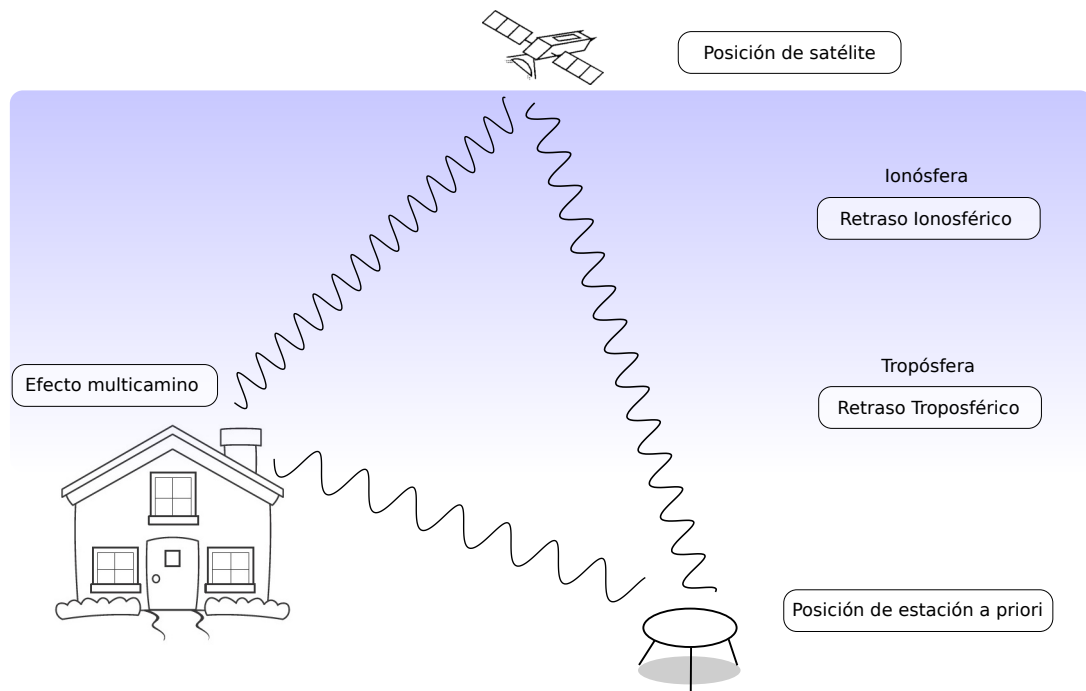


Figura 2.3: Esquema de errores que afectan en la medición a los observables.

A continuación se muestran en mayor detalle errores importantes y como afectan a los observables.

### Error en el reloj del satélite

Todas las señales que entregan los satélite se encuentran sincronizadas con relojes atómicos muy estables. Sin embargo, estos poseen una pequeña deriva que puede llegar a ser de 1 ms, que los receptores intentarán compensar. Para esto, el segmento de control se encarga de calcular esta deriva que es enviada al satélite, el cual se la envía al receptor mediante el mensaje de navegación para que pueda utilizarla. A pesar de que los receptores hacen la corrección respectiva, siempre queda un pequeño valor residual.

### Efecto de la Ionósfera

La ionósfera, como lo dice su nombre, es una región constituida por partículas con carga eléctrica no nula (iones) orbitando la Tierra a partir de los 70 km de altura. La velocidad con la que se propagan las ondas electromagnéticas dependerá del índice de refracción que posee este medio. El hecho que la velocidad en que se transmite la señas desde el satélite al receptor sea distinta a la velocidad de la luz, hace que exista un retardo en la señal creando una fuente de error en la medición. Por lo tanto, el tiempo de viaje de la señal se ve afectada por una cantidad desconocida, denominada retardo ionosférico, y la distancia medida satélite-receptor sera errónea.

Para corregir este error, se emiten dos señales diferentes en dos frecuencias distintas ( $L_1$ ,  $L_2$ )

que se verán afectadas de forma distinta en el paso por la ionósfera, que al compararlas se evaluará el retraso que genera la ionósfera en la señal.

### **Efecto de la Tropósfera**

De la misma forma que con la ionósfera, en la tropósfera, debido a la presión y al vapor de agua presente en la capa más próxima a la superficie de la Tierra, la señal se verá afectada produciéndose un retraso en ella.

### **Ruido del receptor**

Los observables antes mencionados están sometidos a un error que induce el receptor mismo, siendo la más importante la debida al ruido térmico que afecta al hardware, generando un ruido de cerca de 1 o 2 metros para la pseudodistancia y 1 o 2 mm para la fase. Esta fuente de error no es fácil de compensar, aunque los mejores equipos son capaces de reducir ese efecto.

### **Efecto de multicamino**

La señal que viene del satélite, además de transmitirse directamente, llega por caminos diferentes hasta el receptor, debido a reflexiones producidas en la superficie de la Tierra, o en objetos como vehículos, edificios, etc. Todas estas reflexiones hace que llegue la señal transmitida al receptor con distinto retardo y amplitudes dependiendo del objeto reflejado.

El error debido al efecto multicamino hace que las medidas de pseudodistancia se vean afectadas, produciendo errores en la señal del orden de 1 a 5 metros. De la misma forma para la fase cuyos errores pueden alcanzar los 5 cm.

Una de las técnicas que se utiliza para poder mitigar el efecto multicamino se basan normalmente en la elección, diseño y ubicación de la instalación de la antena. La gran mayoría de las veces, las reflexiones llegan al receptor con un bajo ángulos de elevación. El diseño de las antenas hace que considere estas señales y que presenten una atenuación elevada para estos ángulos reducidos. Antenas tipo *Choke Ring* presentan este tipo de diseño y suelen ser utilizadas para este fin.

#### **2.4.4. Precisión de los observables**

Una vez que ya se ha descrito todas las posibles fuentes de error, es posible completar la ecuación antes utilizada para la pseudodistancia (2.1), que quedará expresada como

$$\rho = d + ct_r - ct_s + \alpha_{iono} + \beta_{tropo} + w_r + w_{mu} \quad (2.3)$$

donde  $d$  es la distancia satélite-receptor,  $t_r$  y  $t_s$  son las derivas de los relojes del receptor y satélite,  $\alpha_{iono}$  y  $\beta_{tropo}$  los efectos de la atmósfera y  $w_r$  y  $w_{mu}$  el ruido del receptor y el efecto multicamino.

De la misma forma, la expresión (2.2) puede ser completada considerando todas las fuentes de error para el modelo de la fase portadora. Así, quedará como

$$\phi = d + \lambda N + c_r t_r - c t_s - \alpha_{iono} + \beta_{tropo} + v_r + v_{mu} \quad (2.4)$$

donde  $v_r$  y  $v_{mu}$  modelan el efecto del ruido del receptor y el efecto multicamino. Obsérvese que en efecto de la Ionósfera  $\alpha_{iono}$ , va acompañado de un signo negativo, esto debido a que en el caso de la medida de fase, lo que crea la Ionósfera es un avance en la señal portadora.

## 2.5. Métodos de determinación de la posición

A continuación se describirán los procedimientos para el cálculo de la posición del receptor a partir de las medidas de pseudodistancia y de fase junto con la problemática de la resolución de la ambigüedad. Seguidamente se describirán técnicas diferenciales que permiten mejorar la precisión del cálculo de la posición.

### 2.5.1. Estimación de la posición mediante la medida de pseudodistancia

Como se vio anteriormente, para estimar la posición del receptor se debe resolver las tres incógnitas espaciales más la deriva del reloj del receptor  $t_r$ . Según esto, la ecuación (2.1) para cada satélite  $i$  será

$$\rho^i(x, y, z, t_r) = \sqrt{(x^i + x_r)^2 + (y^i + y_r)^2 + (z^i + z_r)^2} + c t_r \quad (2.5)$$

En general, para un satélite, esta observación se puede escribir como la suma de una observación modelada, más un término de error asociado al ruido  $v$

$$\rho_{obs} = \rho_{mod} + \text{ruido} \quad (2.6)$$

Si se expande la observación modelada aplicando teorema de Taylor en torno a un valor inicial a primer orden aproximado de las coordenadas del receptor, se tienen

$$\rho(x, y, z, t) \cong \rho(x_0, y_0, z_0, t_0) + \frac{\partial \rho}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial \rho}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial \rho}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial \rho}{\partial t} \Delta t \quad (2.7)$$

Luego, la observación residual está definida como la observación actual y la observación calculada usando valores iniciales

$$\begin{aligned} \Delta \rho &= \rho_{obs} - \rho_{calc} \\ &= \frac{\partial \rho}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial \rho}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial \rho}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial \rho}{\partial t} \Delta t + v, \end{aligned} \quad (2.8)$$

con la cual, para  $m$  satélites puede ser escrito como un sistema de matrices de la forma

$$\mathbf{b} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{v} \quad (2.9)$$

con

$$\mathbf{b} = \begin{pmatrix} \Delta P^1 \\ \Delta P^2 \\ \Delta P^3 \\ \vdots \\ \Delta P^m \end{pmatrix}; \quad \mathbf{A} = \begin{pmatrix} \frac{\partial \rho^1}{\partial x} & \frac{\partial \rho^1}{\partial y} & \frac{\partial \rho^1}{\partial z} & \frac{\partial \rho^1}{\partial t} \\ \frac{\partial \rho^2}{\partial x} & \frac{\partial \rho^2}{\partial y} & \frac{\partial \rho^2}{\partial z} & \frac{\partial \rho^2}{\partial t} \\ \frac{\partial \rho^3}{\partial x} & \frac{\partial \rho^3}{\partial y} & \frac{\partial \rho^3}{\partial z} & \frac{\partial \rho^3}{\partial t} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial \rho^m}{\partial x} & \frac{\partial \rho^m}{\partial y} & \frac{\partial \rho^m}{\partial z} & \frac{\partial \rho^m}{\partial t} \end{pmatrix}; \quad \mathbf{x} = \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix}; \quad \mathbf{v} = \begin{pmatrix} v^1 \\ v^2 \\ v^3 \\ \vdots \\ v^m \end{pmatrix},$$

que expresa una relación lineal entre el residual del observable  $\mathbf{b}$  y el vector de parámetros  $\mathbf{x}$ .

Al aplicar el método de mínimos cuadrados se obtiene el vector  $\mathbf{x}$  que permite calcular la posición de la estación, obteniendo en su forma matricial

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{b}. \quad (2.10)$$

Para resolver este problema geodésico se debe de realizar la observación simultánea de al menos cuatro satélites como condición necesaria, pero no suficiente, ya que habrá una dependencia de la ubicación de los satélites.

## 2.5.2. Técnicas diferenciales

La precisión que se obtiene en la estimación de la posición del receptor puede ser mejorada cuando se utilizan técnicas diferenciales, debido a que muchas fuentes de error pueden ser eliminadas. Para esto, es necesario contar con un receptor fijo, del que se conocen con precisión su posición, el cual permitirá estimar con exactitud la posición de un segundo receptor, generalmente móvil. La ventaja que tienen las técnicas diferenciales es que varios de los errores comunes en ambos receptores pueden ser cancelados. A continuación se describe cómo se estima la posición del receptor móvil con técnicas diferenciales utilizando medidas de pseudodistancia y fase.

La medida de pseudodistancia  $\rho_A^i$ , expresada en unidades de longitud, que toma el receptor fijo  $A$ , en un periodo, correspondiente al satélite  $i$ , según la ecuación (2.3) es

$$\rho_A^i = d_A^i + ct_A - ct^i + \alpha_{iono}^i + \beta_{tropo}^i + w_A^i, \quad (2.11)$$

donde  $d_A^i$  es la distancia satélite-receptor,  $t_A$  y  $t^i$  son las derivas del reloj del receptor y del satélite. El término  $w_A^i$  corresponde a las contribuciones otorgadas por el ruido del receptor y el efecto multicamino y  $\alpha_{iono}^i$  y  $\beta_{tropo}^i$  son los retardos asociados a la ionósfera y tropósfera respectivamente.

El receptor móvil  $B$  toma una medida de pseudodistancia del mismo tipo

$$\rho_B^i = d_B^i + ct_B - ct^i + \alpha_{iono}^i + \beta_{tropo}^i + w_B^i. \quad (2.12)$$

En el caso en que los dos receptores se encuentren próximos, los errores debido a la Ionósfera y Tropósfera se pueden considerar iguales, por lo que si se hace la diferencia entre ambas medidas estos errores se anulan, al igual que la deriva del reloj del satélite, obteniendo

$$\rho_{AB}^i = d_{AB}^i + ct_{AB} + w_{AB}^i, \quad (2.13)$$

que se conoce como *diferencia simple* (Figura 2.4). Si se repite el proceso para un satélite  $j$ , se tiene

$$\rho_{AB}^j = d_{AB}^j + ct_{AB} + w_{AB}^j, \quad (2.14)$$

que al hacer la diferencia entre (2.13) y (2.14) se obtiene

$$\rho_{AB}^{ij} = \rho_{AB}^i - \rho_{AB}^j = d_{AB}^{ij} + w_{AB}^{ij}. \quad (2.15)$$

Este proceso se denomina *doble diferencia*, el cual permite anular la deriva generada por el reloj de los receptores (Figura 2.4).

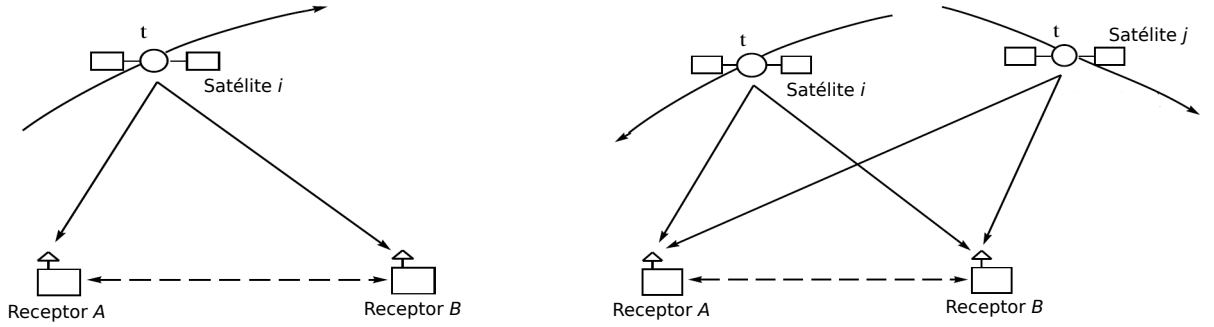


Figura 2.4: Simple y doble diferencia.

De manera similar, la medida de fase que toma el receptor A en un periodo correspondiente a un satélite  $i$  se puede expresar como

$$\phi_A^i = d_A^i + \lambda N_A^i + ct_A - ct^i - \alpha_{iono}^i + \beta_{tropo}^i + v_A^i, \quad (2.16)$$

donde  $N_A^i$  es la ambigüedad,  $d_A^i$  es la distancia satélite-receptor,  $t_A$  y  $t^i$  son las derivas del reloj del receptor y del satélite,  $v_A^i$  que recoge los errores debido al ruido del receptor y al efecto multicamino, y  $\alpha_{iono}^i$  y  $\beta_{tropo}^i$  que son los efectos debido a la Ionósfera y Tropósfera.

Si se cuenta con las medidas de otro receptor  $B$  y de un satélite  $j$ , con el mismo procedimiento anterior, se puede obtener la doble diferencia para la medida de fase

$$\phi_{AB}^{ij} = d_{AB}^{ij} + \lambda N_{AB}^{ij} + v_{AB}^{ij}. \quad (2.17)$$

### 2.5.3. Estimación de la posición mediante la medida de fase utilizando doble diferencia

El procedimiento para estimar la posición con la observación de fase es similar al visto en la sección anterior. De la ecuación (2.17) se puede notar que, nuevamente, el término que introduce la no linealidad del sistema es la distancia satélite-receptor, pero esta vez considerando la geometría de doble diferencia

$$d_{AB}^{ij} = d_B^j - d_B^i - d_A^j + d_A^i. \quad (2.18)$$

Cada uno de estos términos debe ser linealizado aplicando el teorema de Taylor, con lo que se obtendrá, para cada receptor un término de la forma

$$l_{AB}^{ij}(t) = a_{x_A}^{ij}(t) \Delta x_A + a_{y_A}^{ij}(t) \Delta y_A + a_{z_A}^{ij}(t) \Delta z_A + a_{x_B}^{ij}(t) \Delta x_B + a_{y_B}^{ij}(t) \Delta y_B + a_{z_B}^{ij}(t) \Delta z_B + \lambda N_{AB}^{ij}, \quad (2.19)$$

donde

$$a_{\gamma_A}^{ij}(t) = \frac{\gamma^j(t) - \gamma_{A0}}{d_{A0}^j(t)} - \frac{\gamma^i(t) - \gamma_{A0}}{d_{A0}^i(t)}. \quad (2.20)$$

La ecuación (2.17) quedará

$$l_{AB}^{ij}(t) = \phi_{AB}^{ij}(t) - d_B^j(t_0) + d_B^i(t_0) + d_A^j(t_0) - d_A^i(t_0) \quad (2.21)$$

cada pseudodistancia dependiente de la posición inicial  $(x_{A0}, y_{A0}, z_{A0})$  y  $(x_{B0}, y_{B0}, z_{B0})$ .

Cuando se conoce la posición de una de las estaciones, por ejemplo de la estación A, de tal forma que

$$\Delta x_A = \Delta y_A = \Delta z_A = 0 \quad (2.22)$$

entonces bastará realizar observaciones simultáneas de cuatro satélites por dos instantes consecutivos para obtener la solución al problema, que escrito de forma matricial será

$$\mathbf{b} = \mathbf{Ax} + \mathbf{v} \quad (2.23)$$

donde

$$\mathbf{b} = \begin{pmatrix} l_{AB}^{ij}(t_1) \\ l_{AB}^{ik}(t_1) \\ l_{AB}^{il}(t_1) \\ l_{AB}^{ij}(t_2) \\ l_{AB}^{ik}(t_2) \\ l_{AB}^{il}(t_2) \end{pmatrix}; \quad \mathbf{x} = \begin{pmatrix} \Delta x_B \\ \Delta y_B \\ \Delta z_B \\ N_{AB}^{ij} \\ N_{AB}^{ik} \\ N_{AB}^{il} \end{pmatrix}; \quad \mathbf{v} = \begin{pmatrix} v_A \\ v_A \\ v_A \\ v_B \\ v_B \\ v_B \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} a_{x_B}^{ij}(t_1) & a_{y_B}^{ij}(t_1) & a_{z_B}^{ij}(t_1) & \lambda & 0 & 0 \\ a_{x_B}^{ik}(t_1) & a_{y_B}^{ik}(t_1) & a_{z_B}^{ik}(t_1) & 0 & \lambda & 0 \\ a_{x_B}^{il}(t_1) & a_{y_B}^{il}(t_1) & a_{z_B}^{il}(t_1) & 0 & 0 & \lambda \\ a_{x_B}^{ij}(t_2) & a_{y_B}^{ij}(t_2) & a_{z_B}^{ij}(t_2) & \lambda & 0 & 0 \\ a_{x_B}^{ik}(t_2) & a_{y_B}^{ik}(t_2) & a_{z_B}^{ik}(t_2) & 0 & \lambda & 0 \\ a_{x_B}^{il}(t_2) & a_{y_B}^{il}(t_2) & a_{z_B}^{il}(t_2) & 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix}$$

## 2.6. EL archivo RINEX

Cada fabricante de receptores GPS tiene su propio formato binario de datos. Consecuencia de esto, la variedad de archivos es grande. Para buscar una solución a este problema, se tuvo que definir un formato estandar para el intercambio de datos GPS, con el cual se crea el archivo RINEX.

El nombre RINEX corresponde a las siglas en inglés de “Receiver INdependent EXchange”. Corresponde a un formato de ficheros de texto que está orientado a almacenar, de forma estandarizada, las medidas proporcionadas por receptores GPS. Fue desarrollado por el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna, posterior a una campaña GPS que involucró más de 60 receptores de 4 fabricantes distintos.

Actualmente, se compone de seis tipos de archivos diferentes, en formato ASCII:

- Archivo de observación.
- Archivo de navegación.
- Archivo de datos meteorológicos.
- Archivo de navegación de GLONASS.
- Archivo de navegación GEO.
- Archivo de datos de reloj de satélite y receptor.

Cada uno de los archivos está compuesto por una cabecera y un segmento de datos. En la Figura (2.5) se puede apreciar la cabecera y la sección de datos del archivo de observación. La cabecera contiene la información acerca del programa en que fue compilado, la posición a priori de la antena, el intervalo de observación, el tipo de observables, los tiempos de observación y el número de observaciones por satélite, entre otros.

Adicionalmente, la sección de datos contiene información sobre el periodo de observación, el número de satélites observados, el PRN para cada satélite, y los observables L1, C1, L2 y P2.

El archivo RINEX fue construido en base a la idea que todos los receptores GPS registran tres observables básicos: **fase**, **pseudodistancia** y **tiempo**. En cualquier programa de pos-proceso únicamente se necesitan estas tres variables, además de la información relativa a la estación (nombre, altura y tipo de antena, etc).



```

2.11 OBSERVATION DATA G (GPS) RINEX VERSION / TYPE
teqc 2012Jun6 20140730 18:31:56UTC PGM / RUN BY / DATE
Linux 2.4.21-27.ELsmp|Opteron|gcc -static|Linux x86_64|=+ COMMENT
teqc 2012Jun6 20140724 23:24:45UTC COMMENT
BIT 2 OF LLI FLAGS DATA COLLECTED UNDER A/S CONDITION COMMENT
SNR is mapped to RINEX snr flag value [0-9] COMMENT
L1 & L2: min(max(int(snr_dBHz/6), 0), 9) COMMENT
CONS MARKER NAME
CONS MARKER NUMBER
-Unknown- -Unknown- OBSERVER / AGENCY
4636121889 TRIMBLE NETRS 1.1-3 REC # / TYPE / VERS
60133697 TRM41249.00 NONE ANT # / TYPE
1574088.4026 -4965800.3476 -3667904.9710 APPROX POSITION XYZ
0.0280 0.0000 0.0000 ANTENNA: DELTA H/E/N
1 1 WAVELENGTH FACT L1/2
7 L1 L2 C1 P1 P2 S1 S2 # / TYPES OF OBSERV
teqc windowed: start @ 2010 Feb 27 06:20:00.000 COMMENT
teqc windowed: end @ 2010 Feb 27 07:00:00.000 COMMENT
2010 2 27 6 20 0.0000000 6G13G23G11G31G17G20 TIME OF FIRST OBS
END OF HEADER

10 2 27 6 20 0.0000000 0 6G13G23G11G31G17G20
-8249226.57147 -6418273.19245 22392076.4774 22392072.2894
46.0004 30.0004
-19103495.72848 -14875648.41646 20389067.6724 20389061.6174
50.5004 39.2504
-20119109.25248 -15670132.03646 20578379.2664 20578374.6914
49.5004 38.5004
-6862584.37247 -5334100.97345 23110705.3754 23110700.7584
45.0004 30.2504
-5744790.66447 -4472824.98545 22913835.6884 22913830.9844
45.2504 30.2504
-18015440.43348 -14025932.65446 20759897.9614 20759893.4454
49.7504 39.0004
10 2 27 6 20 1.0000000 0 6G13G23G11G31G17G20
-8252087.00947 -6420502.10844 22391532.4144 22391527.8714
45.7504 29.5004
-19104855.02148 -14876707.61346 20388809.0704 20388802.9804

```

Figura 2.5: Encabezado y sección de datos de un archivo RINEX de observación.

# Capítulo 3

## Procesamiento cinemático de datos GPS de alta frecuencia

### 3.1. Introducción

En este capítulo se describe el procesamiento de datos GPS de alta frecuencia. Para tal efecto, fue necesaria la conversión de datos en formato Trimble (T01 ó T02) a formato Rinex y un posterior tratamiento realizado con el paquete de programas de procesamiento de datos GPS, GAMIT/GLOBK, utilizando el programa de procesamiento cinemático TRACK (Chen, 1998; Herring, 2009). Se estudió cada parámetro que influye en el cálculo de la posición, en particular, la elección de estación de referencia y de satélites utilizados.

Luego de obtener el resultado de las trayectorias con TRACK, se presenta una alternativa de post-procesamiento con el fin de conseguir los desplazamientos de un terremoto, removiendo la señal sideral generada en cada una de las estaciones debido al multicamino y filtrando el paso de las ondas superficiales por la estación de referencia que provoca un movimiento ficticio en los desplazamientos.

En este capítulo se explicará como opera el programa de procesamiento de datos cinemáticos TRACK, además de la creación de los filtros siderales y espaciales para aplicarlo a datos de terremotos de subducción ocurridos en los últimos 10 años en Chile.

### 3.2. GAMIT

GAMIT es un paquete de programas de procesamiento y análisis de datos GPS desarrollado por el Instituto Tecnológico de Massachusetts (MIT), el Centro Harvard-Smithsonian de Astrofísica y el Instituto Scripps de Oceanografía, para la estimación de coordenadas y velocidad de estaciones, representaciones estocásticas o funcionales de deformación post-sísmica, retrasos atmosféricos, órbitas de satélites y parámetros de orientación de la Tierra. GAMIT incorpora un algoritmo de mínimos cuadrados ponderado para estimar posiciones relativas a un conjunto de estaciones, parámetros orbitales y de rotación terrestre, retraso cenital y ambigüedades, mediante el ajuste de dobles-diferencias de las observaciones de fase. Debido a que el modelo funcional (matemático) que relaciona las observaciones y los parámetros no es lineal, GAMIT produce dos soluciones: la

primera para obtener coordenadas con unos pocos decímetros, y la segunda para obtener las estimaciones finales aún más precisas. A menudo, la solución que entrega GAMIT no es usada para estimar la posición final de las estaciones, más bien, se utiliza para producir estimaciones y una matriz de covarianza asociada a la posición de las estaciones que se utilizarán como entrada para otro programa, como GLOBK, que calcula las posiciones y velocidades finales. GLOBK utiliza un filtro Kalman que opera en las matrices de covarianza y requiere especificar una restricción a priori no-infinita para cada parámetro estimado (Herring *et al.* , 1990). Es por eso que GAMIT entrega las soluciones a ser utilizadas por GLOBK con restricciones libres sobre los parámetros. Con GAMIT/GLOBK hay muchas maneras de controlar las incertidumbres que se obtienen de las coordenadas y velocidades. Las incertidumbres entregadas a GLOBK con el *h-file* son determinadas por el error a priori asignado a las observaciones de fase y por el intervalo de muestreo. El principal resultado de GLOBK es la serie de tiempo de las coordenadas de la estación, la velocidad de la estación y múltiples parámetros orbitales.

### 3.3. TRACK

TRACK es un programa de procesamiento de datos GPS derivado de GAMIT que permite calcular el movimiento de una o más estaciones con respecto a una o más que se asumen fijas (estáticas), a esto se le denomina posicionamiento relativo cinemático. Este cálculo es mucho más rápido que el de posicionamiento absoluto de una estación que hace GAMIT, porque sólo es necesario obtener el movimiento relativo entre estaciones. El principio de TRACK es simple (Figura 3.1), consiste en construir las fases teóricas de las señales registradas por las estaciones GPS, conociendo su posición a priori y la posición del satélite para luego compararla con la fase observada calculando el residuo (RMS) para ambas, y así, ajustar la posición de las estaciones junto con otros parámetros que intervienen en el proceso con el fin de minimizar el residuo.

TRACK posee tres principales componentes en el análisis de datos cinemáticos:

- Lectura de archivos RINEX y asignación de ambigüedades a priori.
- Resolución de ambigüedades a valores enteros.
- Cálculo de la trayectoria cinemática utilizando los valores de ambigüedades.

1. Luego de leer los archivos de entrada, se asigna una ambigüedad a cada dato. Se introduce una nueva ambigüedad cada vez que: un satélite se eleva por sobre un ángulo de elevación mínimo ( $15^\circ$  por defecto); exista una brecha en los datos; o si hay un salto en la fase ionosférica calculada. Existen casos en que, por un instante, la conexión entre el satélite y el receptor se pierde, sufriendo una pérdida de señal. Este efecto es conocido como *cycle slip*. Para identificar el cycle slip en una señal y calcular el retraso ionosférico, se utilizan combinaciones lineales entre la fase portadora y la pseudodistancias (*widelanes*).

Se realizan correcciones en los relojes y se calculan los retrasos atmosféricos con el fin de calcular las fases teóricas. Ambigüedades iniciales son asignadas y se calcula una primera trayectoria a partir de los datos de pseudodistancias para minimizar la diferencia entre las fases teóricas y las pseudodistancias.

2. La determinación de ambigüedades es el análisis que permite estimar la ambigüedad de fase (valor entero) que existe para cada par satélite-estación, cada vez que el satélite se encuentra visible desde la estación.

Una primera resolución de ambigüedades sobre las widelanes permiten completar los valores de ambigüedades iniciales. El análisis “float” busca los valores de ambigüedades no enteros y el programa intenta fijar las ambigüedad a valores enteros. Este análisis se repite hasta que sean fijadas la mayor cantidad de ambigüedades posibles.

3. Al final de este análisis, los parámetros importantes se escriben en un archivo de salida, y un filtro Kalman retrógrado puede ser aplicado. Entonces las trayectorias de las estaciones cinemáticas son calculadas respecto a la estación de referencia, utilizando los últimos valores de ambigüedades fijos, incluso aquellos que poseen una baja certeza. Un archivo TRACK\*.LC se crea para cada estación (si las estimaciones están basadas en combinaciones lineales) que muestra, principalmente, las coordenadas cartesianas (NEU) en cada periodo de tiempo, su incertidumbre, parámetros atmosféricos y número de dobles diferencias utilizadas en el cálculo.

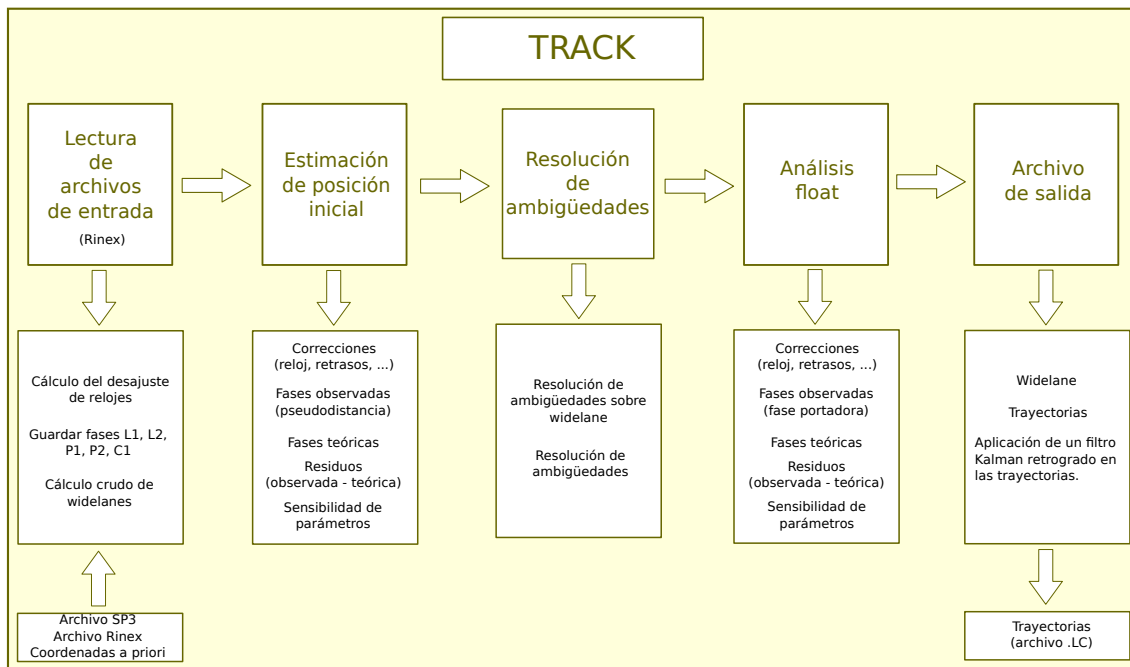


Figura 3.1: Estructura del programa TRACK.

### 3.3.1. Procesamiento de datos

TRACK se ejecuta con el comando `track` junto con una serie de argumentos (número de día y semana) además de un archivo de comandos (`.cmd`) que contiene información sobre los archivos y valores de parámetros que son utilizados en el procesamiento de datos GPS. Al ejecutar `track -h` se puede obtener un entorno de ayuda que resume cada uno de los comandos.

Existen dos comandos que son estrictamente necesarios en TRACK, los demás comandos son opcionales (aunque algunos son necesarios para obtener un buen resultado). Los comandos obligatorios son:

- **OBS\_FILE:** Este comando se utiliza para especificar el dato que será procesado, especificando el nombre de la estación, el nombre del archivo rinex y denotando con una “F” si corresponde a una estación fija o “K” si corresponde a una estación móvil. Dentro del archivo de comandos, se escribe:

```
OBS_FILE
sill sill058g.10o F
cons cons058g.10o K
```

- **NAV\_FILE:** Este comando se utiliza para especificar el archivo de órbita precisa que se requiere para el procesamiento de datos, las cuales poseen los datos de navegación (efemérides), soluciones calculadas respecto al reloj y orientación de la Tierra. Según la inmediatez del archivo, hay tres tipos de órbitas:
  1. Final, que está disponible con una latencia de 12 días.
  2. Rápida, que posee una latencia de 17 horas.
  3. Ultrarápida, que tiene una latencia de 6 horas, pero que la primera mitad de calculada con datos de observación y la segunda es una órbita predicha.

Esta última es usualmente la que se utiliza cuando se procesan datos en “casi tiempo real”. Dentro del archivo de comando se escribe precisando el nombre del archivo de órbita y el tipo de archivo (SP3/NAV):

```
NAV_FILE igs15726.sp3 SP3
```

Donde los primeros cuatro números corresponden al número de la semana GPS (1572) y el quinto número (6) que es el día de la semana (en este caso día sábado).

Dentro de los comandos que son opcionales pero que pueden ser necesarios para un buen procesamiento de datos están:

- **MODE:** Permite determinar valores predeterminados, según el tipo de dato que será procesado. Dentro de este, se puede realizar un procesamiento de datos adquiridos por aeronaves (AIR), para datos con una línea de base menor a 1 Km (SHORT) o mayor a 1 Km (LONG).
- **SITE\_POS:** En el cual se entregan las coordenadas de cada sitio a priori. Este comando no es necesario pues, si no se especifica en el archivo, el programa las extrae del archivo rinex de cada estación. Dentro del archivo se denota como:

```
SITE_POS
cons 1574088.96800 -4965801.15814 -3667906.12564
```

- **SITE\_STATS:** Este comando especifica el sigma en las coordenadas XYZ para la posición (primeros tres valores) y los cambios de posición entre los periodos de datos (últimos tres valores). En el archivo se denota como:

SITE\_STATS

all 0.15 0.15 0.15 0.025 0.025 0.025

all significa que estos parámetros deben aplicarse a todas las estaciones cinemáticas.

- ATM\_FILE: Este comando permite ingresar un archivo que contenga el retraso atmosférico estimado para cada estación.

### 3.4. El rol de la estación de referencia y los satélites

Durante el cálculo cinemático relativo, la posición de una estación se calcula de forma relativa a otra estación, es decir, se calcula el vector de línea de base. Para esto, se elige una estación fija en un sistema de coordenadas, obteniendo la posición de otra estación móvil en el mismo sistema de coordenadas usando un método de doble diferencia. Esta estación fija se conoce como *estación de referencia*. Si la estación de referencia se mueve, el desplazamiento calculado por la estación móvil se verá afectado por el movimiento de la estación de referencia; debido a esto, es importante que la estación de referencia se encuentre inmóvil durante el periodo de medición.

De la misma manera, existen parámetros que también se ven afectados a la hora de elegir la estación de referencia que pueden introducir errores en el cálculo del posicionamiento relativo. La fase observada por la estación GPS es muy sensible a las características de la trayectoria que toma la señal desde el satélite, como por ejemplo, el espesor de la ionósfera, el contenido de vapor de agua en la atmósfera o los obstáculos en el trayecto de la señal que se refleja. Es debido a esto que se hace conveniente elegir una estación de referencia para la cual la señal recorra el mismo camino que para las estaciones móviles, y por lo tanto, las alteraciones presentes en la trayectoria de la señal se vean disminuidas al momento de formar doble diferencias.

La Figura 3.2 muestra los motogramas de la estación CNBA para el día 27 de Febrero de 2010, alrededor de 6 horas antes del terremoto de Maule, en orden a la distancia de distintas estaciones de referencia. Se observa que la elección de una estación de referencia que se encuentra a más de 1000 Km de distancia (UAPE) de la estación cinemática introduciría importantes errores en la posición, probablemente debido a múltiples causas: atmósferas muy distintas, al igual que satélites, efectos multicaminos no corregidos, entre otras.

Cada estación, al momento de realizar una observación, posee una cantidad de satélites en vista que son considerados por TRACK con un ángulo mínimo de elevación ( $10^\circ$ ). Cuando el satélite está por debajo de ese ángulo mínimo, el dato proveniente de ese satélite no se utiliza. A la configuración de satélites visibles disponibles para la observación de esa estación se conoce como la *geometría de los satélites*. Un buen cálculo de la posición se lleva a cabo cuando los satélites se encuentran bien distribuidos alrededor de las estaciones que están involucradas en el cálculo.

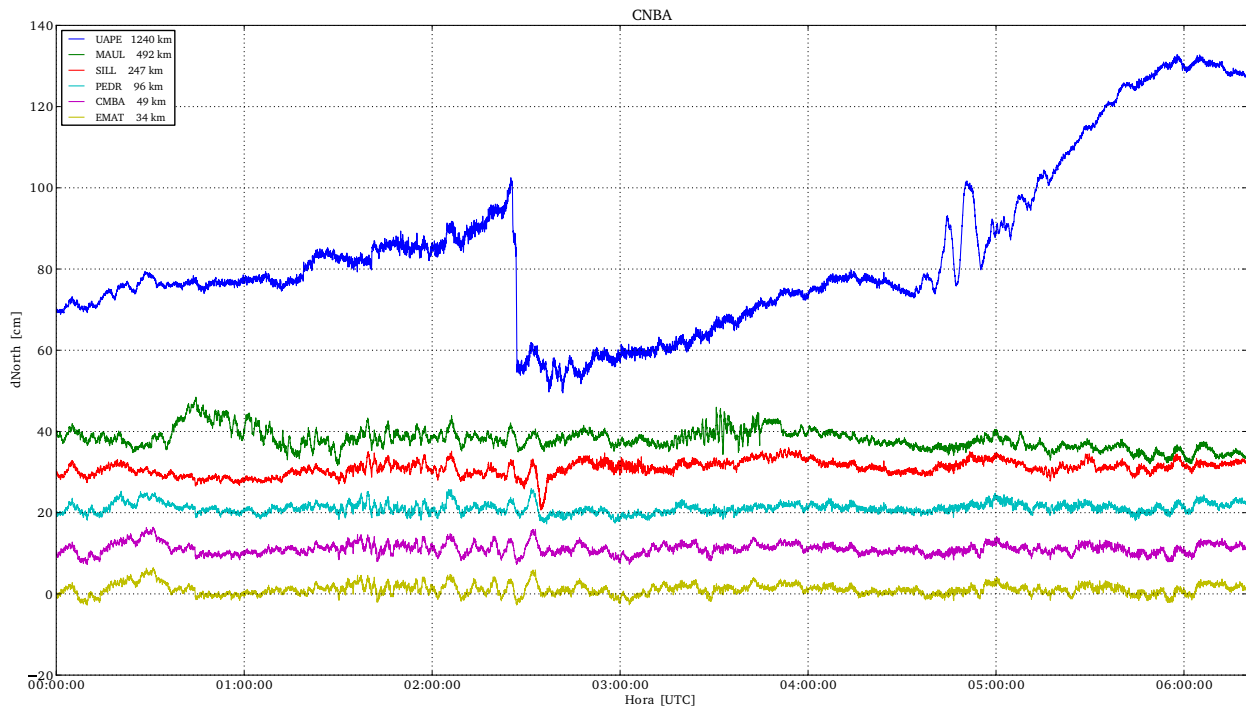


Figura 3.2: Cálculo de la posición de la estación CNBA en su componente Norte, considerando distintas estaciones de referencia, ordenadas por distancia de línea de base. El periodo utilizado corresponde al día 27 de Febrero de 2010 entre las 00:00:00 (UTC) y 06:20:00 (UTC).

Teóricamente, mientras más datos se encuentren disponibles para restringir la posición de una estación, mejor será su estimación. Sin embargo, si uno de los satélites trae datos de mala calidad (que puede deberse a un bajo ángulo de elevación durante el tiempo en que es visible), esto puede perjudicar la precisión en la estimación de la posición de las estaciones. En este caso, TRACK puede no considerar los datos de un satélite indicado por el usuario.

### 3.5. Retraso Troposférico

La estimación de la posición de la antena GPS con una buena precisión requiere conocer la mayor parte de la naturaleza por donde viaja la señal (espesor de la ionósfera, el contenido de vapor de agua, presión y temperatura de la tropósfera). TRACK calcula parámetros atmosféricos para cada estación, satélite y periodo. Compuesto por un retraso troposférico “seco” que comprende los efectos que componen la tropósfera, excepto el contenido de vapor de agua incluido en el retraso troposférico “húmedo” (modelo SAAS, Saastamoinen (1972)). El retraso troposférico a priori se obtiene a partir de un modelo estacionario, en el caso de TRACK se encuentra el modelo MTT (Herring, 1992) que utiliza por defecto, o bien el modelo IERS por Böhm *et al.* (2007). Los parámetros atmosféricos obtienen su valor final a partir de los datos utilizados en TRACK, por la minimización de sus residuos finales y las tres componentes de la posición de la estación. Es debido a ésto, que existe un impacto menor en el cálculo para las componentes horizontales debido a la geometría de los satélites, no así para el cálculo de la componente vertical que generalmente posee una menor precisión.

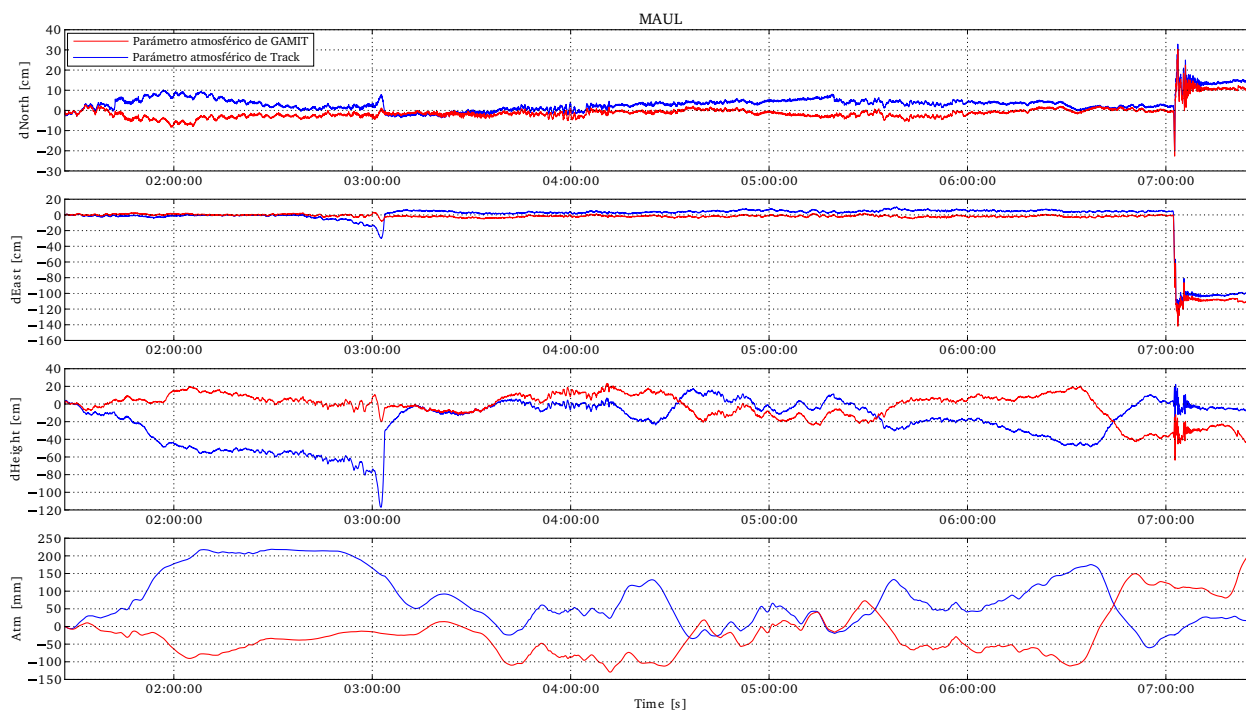


Figura 3.3: Comparación de motogramas de la estación MAUL que es procesada utilizando un modelo de atmósfera de TRACK (azul) y otro proveniente del proceso estático con GAMIT (rojo).

Con el cálculo estático de posición diaria de GAMIT también se puede obtener los parámetros atmosféricos. Este parámetro es teóricamente mucho más fiable (Figura 3.3) que el de TRACK debido a que la estimación de la posición es mucho más precisa.

## 3.6. Post-Procesamiento: Técnicas de GPS de alta frecuencia

### 3.6.1. Filtro sideral

Durante el cálculo de la posición de una estación GPS, errores sistemáticos, tales como, efectos de multicamino (Larson *et al.*, 2007), errores en la solución de la órbita de satélites e incluso ruido aleatorio, se combinan con la estimación de la posición generando movimientos ficticios en la solución fuertemente influenciados por estos errores. Por lo que la solución obtenida con la señal del terremoto puede ser mejorada minimizando o removiendo dichos movimientos ficticios.

Muchas de las fuentes de ruido tienen directa dependencia de la geometría entre satélites y receptor, por lo que estos mismos errores de posición se repiten diariamente, entregando posiciones relativas idénticas del satélite y la antena receptora. Trabajos como Genrich & Bock (1992) y Bock *et al.* (2000) han mostrado como el ruido para posiciones cada 30s se pueden reducir mediante el reconocimiento de la naturaleza repetitiva de los errores sistemáticos de posición. Cada satélite contribuye a la determinación de la posición de una estación, cuando se construye un filtro sideral, posiciones de diferentes días pueden ser alineadas de acuerdo a la geometría satélite-receptor en



un marco de Tierra fijo, es decir, cuando la posición del satélite relativa a la posición del receptor es idéntica entre dos o más días (Figura 3.4). El periodo de un satélite GPS fue diseñado para ser aproximadamente medio día sideral. Para un receptor en la Tierra, esto quiere decir que un satélite en el cielo pasará a través de la misma ubicación 23h 56m 4s después (un día sideral). Así, la diferencia entre el día solar (24h) y sideral significa que los satélites GPS tendrían un periodo de repetibilidad de 236s menos que un día solar. A este tiempo se le conoce como *avance diario* (Agnew & Larson, 2007).

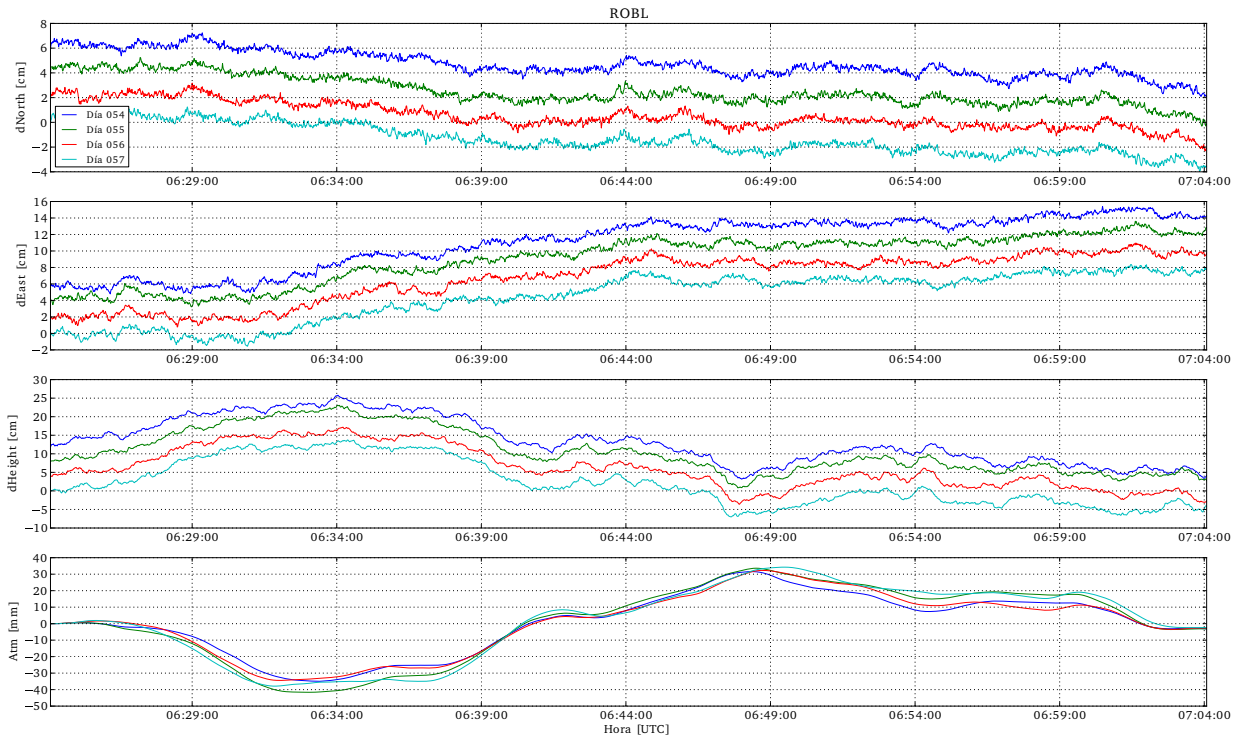


Figura 3.4: Repetitividad de la señal registrada por la estación ROBL cuatro días antes del terremoto de Maule 2010. El periodo observado corresponde entre las 06:36:24 (UTC) y las 07:16:24 (UTC) del día 23 de Febrero de 2010.

Numerosos grupos de investigación han estudiado la correlación existente entre la posición estimada por el GPS con respecto al día sideral con el fin de investigar el efecto multicamino (Elósegui *et al.* (1995); Seeber *et al.* (1998); Ding *et al.* (1999); Radovanovic (2000); Wübbena *et al.* (2001); Wanninger & May (2001); Forward *et al.* (2003); Park *et al.* (2004)). Con la excepción de Seeber *et al.* (1998) y Ding *et al.* (1999), los demás autores concuerdan en la que los satélites GPS tienen un periodo de repetibilidad. Posteriormente, Agnew & Larson (2007) calculan el periodo medio de los satélites durante la última década obteniendo un avance diario promedio de 246s. En la práctica, estos 246s de avance diario no siempre son exactos, a menudo ocurre que puede variar en unos segundos.

La implementación del filtro sideral es de la siguiente forma:

1. Se analizan una cantidad suficiente de días (mayor o igual a dos) previos al terremoto en una ventana de tiempo de interés.

2. Se estima el periodo de repetitividad orbital de los satélites visibles en el tiempo.
3. Se calcula un promedio ponderado de la señal, ya corregida por el periodo de repetitividad, en base a los días utilizados.

En la Figura 3.5 se muestra un ejemplo del uso del filtro sideral para la estación GPS de El Roble (ROBL) durante el terremoto del Maule 2010. En la Figura se puede observar como el filtro es capaz de remover los periodos largos que posee la señal original, obteniendo, incluso en la componente vertical, un buen resultado para la señal cosísmica del terremoto.

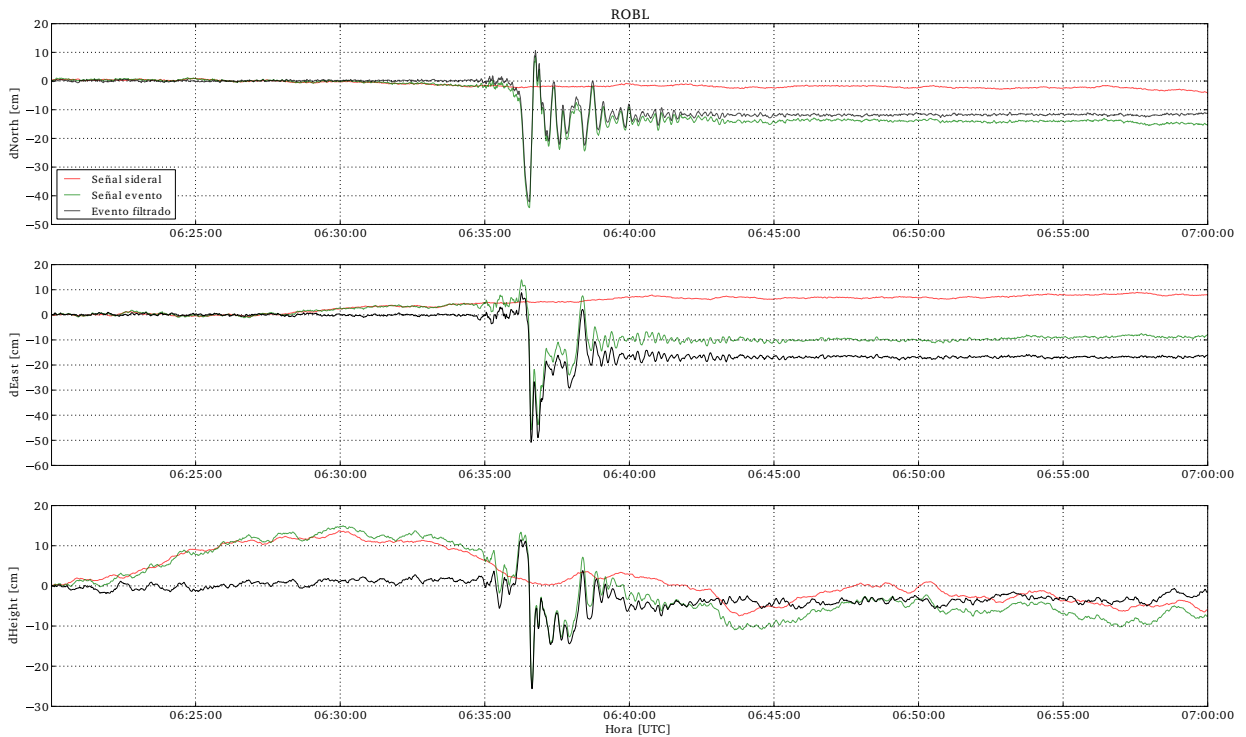


Figura 3.5: Filtro sideral (rojo) construido para remover la señal sideral alojada en la señal del terremoto de Maule (verde) registrado por la estación ROBL. La línea negra corresponde al resultado de la aplicación del filtro.

### 3.6.2. Filtro espacial

La estación de referencia que se utiliza durante el cálculo de la posición, también se encuentra sujeta a errores que pueden afectar la estimación de la posición y por ende al cálculo de un motograma de un terremoto. De la misma forma, al utilizar una línea de base que puede ser adecuada para el procesamiento de los datos, el paso de las ondas superficiales generadas por un evento de magnitud mayor, puede afectar a la estación de referencia, lo que introduce movimientos espurios similares en las estaciones cinemáticas, ya que no se cumple la hipótesis de estación de referencia fija del método de posicionamiento utilizado.

La eliminación o reducción de este Error Común puede ser efectuada con un filtro espacial, como lo mostraron Wdowinski *et al.* (1997), considerando la posición promedio de múltiples estaciones. En este estudio, el Error Común, será estimado después de la remoción de la señal sideral

que posee cada estación.

La Figura 3.6 muestra el paso de las ondas superficiales generadas por el terremoto de Maule registradas por estaciones cercanas a la estación de referencia y la construcción de un filtro espacial para remover la señal inducida por la estación de referencia hacia las estaciones cinemáticas.

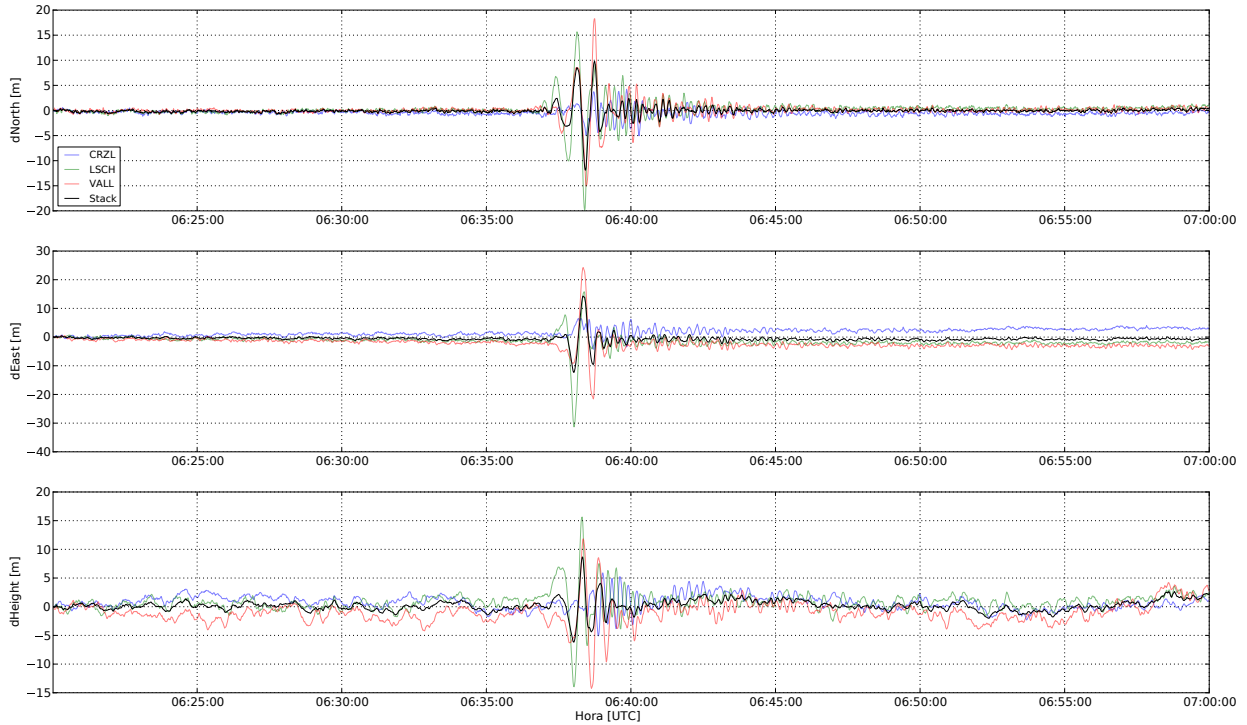


Figura 3.6: Filtro espacial (negro) utilizado para remover la señal común en los registros del terremoto de Maule. Utilizando las estaciones CRZL (azul), LSCH (verde) y VALL (rojo) del día 27 de Febrero de 2010.

La implementación del filtro espacial es de la siguiente forma:

1. Se analizan las estaciones cercanas a la estación de referencia y que serán consideradas en el cálculo de la posición promedio.
2. Se aplica el filtro sideral al día de interés a las estaciones correspondientes.
3. El filtro espacial es construido realizando un aplilamiento (stacking) de las señales, de las estaciones cinemáticas procesadas, obteniendo una señal promedio.
4. Punto a punto se resta la señal de las estaciones cinemáticas de interés con la señal promedio calculada.

En la Figura 3.7 se muestra un ejemplo del uso del filtro espacial para la estación GPS ROBL durante el terremoto del Maule 2010. En la Figura se observa cómo el filtro elimina el pulso que genera las ondas superficiales, obteniendo un registro mucho más exacto del desplazamiento cosísmico. Como el filtro, salvo en el periodo en que se registran los pulsos, es plano, sólo afecta a la señal en la zona de interés que se quiere remover.



Figura 3.7: Filtro espacial (rojo) construido para remover la señal común producida por la estación de referencia a la señal del terremoto de Maule (verde). La línea negra corresponde al resultado de la aplicación del filtro.

### 3.7. Discusión y conclusiones

De lo anteriormente expuesto y como se observa en las Figuras 3.5 y 3.7, la intención de cada uno de los filtros es lograr aislar la señal propia del terremoto, con el fin de reproducir de manera lo más fiel posible el desplazamiento producido en el punto donde se encuentra la estación.

Para los terremotos de Maule ( $M_w$  8.8) e Iquique ( $M_w$  8.1) se aplicó el filtro sideral. Sin embargo, para el terremoto de Iquique no fue posible aplicar el filtro espacial.

Para la construcción de un filtro sideral se debe utilizar la serie de tiempo de días anteriores o posteriores a un evento obteniendo una señal promedio para tales días. Las Figuras 3.8 y 3.9 muestran la construcción del filtro sideral para los terremotos de Maule y Iquique, utilizando para ambos un avance diario de 246s como lo proponen Agnew & Larson (2007). La Figura 3.8 corresponde al filtro sideral aplicado a la estación de El Roble (ROBL) utilizando los días entre el 23 y 26 de Febrero de 2010 obteniendo una buena coherencia en la señal en los días observados. La Figura 3.9 corresponde al filtro sideral aplicado a la estación de Miñi-Miñe (MNMI) utilizando los días 2 y 3 de Abril. A pesar de obtener una buena coherencia, que demuestra una buena elección del avance diario, se puede observar una fuerte influencia del retraso atmosférico en ambas señales, resultando un promedio sideral no muy restringido a diferencia de la estación ROBL para el terremoto de Maule.

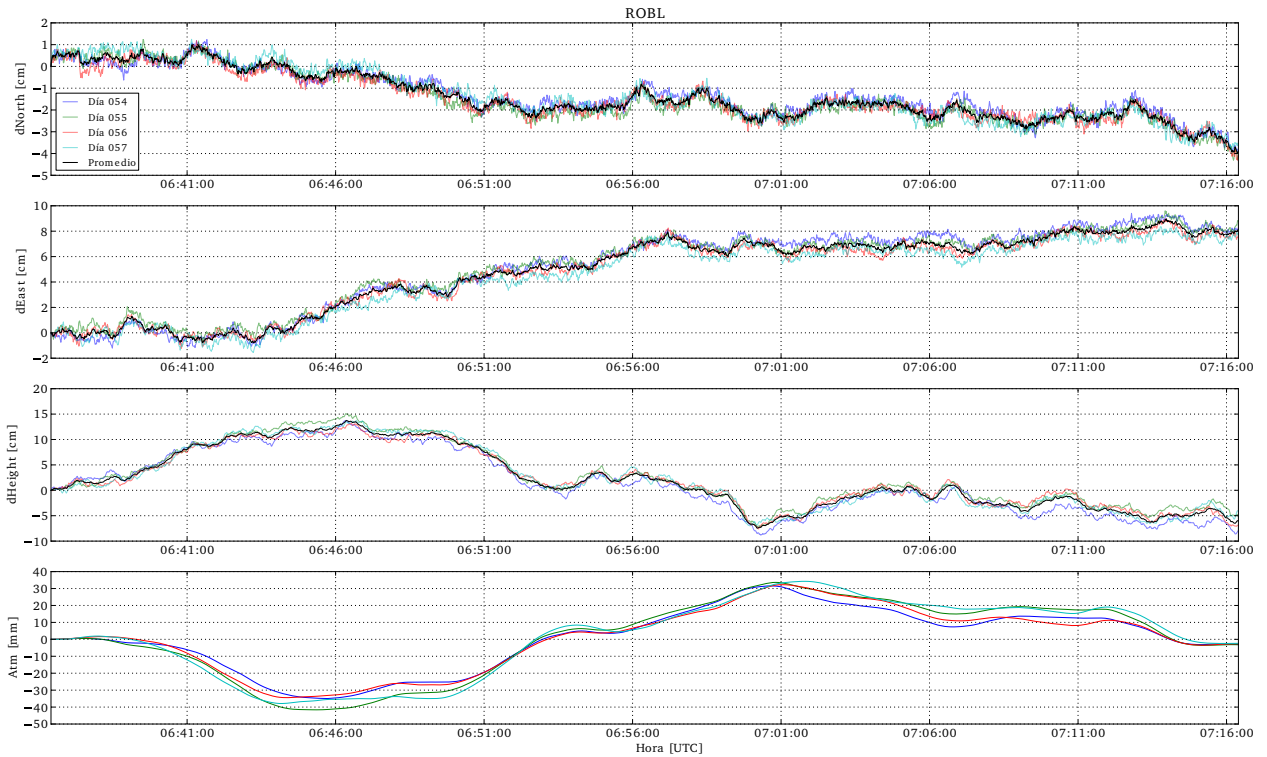


Figura 3.8: Filtro sideral de la estación ROBL para el terremoto de Maule 2010. La línea negra corresponde al promedio ponderado de los cuatro días de observación utilizados para su construcción.

El hecho de no obtener un filtro sideral con señales lo suficientemente restringidas hace que, al momento de realizar el post-procesamiento, muchas veces la aplicación del filtro no sea del todo efectivo, reflejándose en la componente vertical. La Figura 3.10 muestra un ejemplo de este caso, a pesar que en las componentes horizontales hay una clara correspondencia entre el filtro y la señal del evento, en la componente vertical, al aplicarse el el filtro, genera un ruido de periodo largo en la señal resultante. Distinto es lo que se muestra en la Figura 3.11, en la cual con un buen filtro se puede obtener la señal propia del terremoto.



Figura 3.9: Filtro sidereal de la estación MNMI para el terremoto de Iquique, 2014. La línea negra corresponde al promedio ponderado de los dos días de observación utilizados para su construcción.

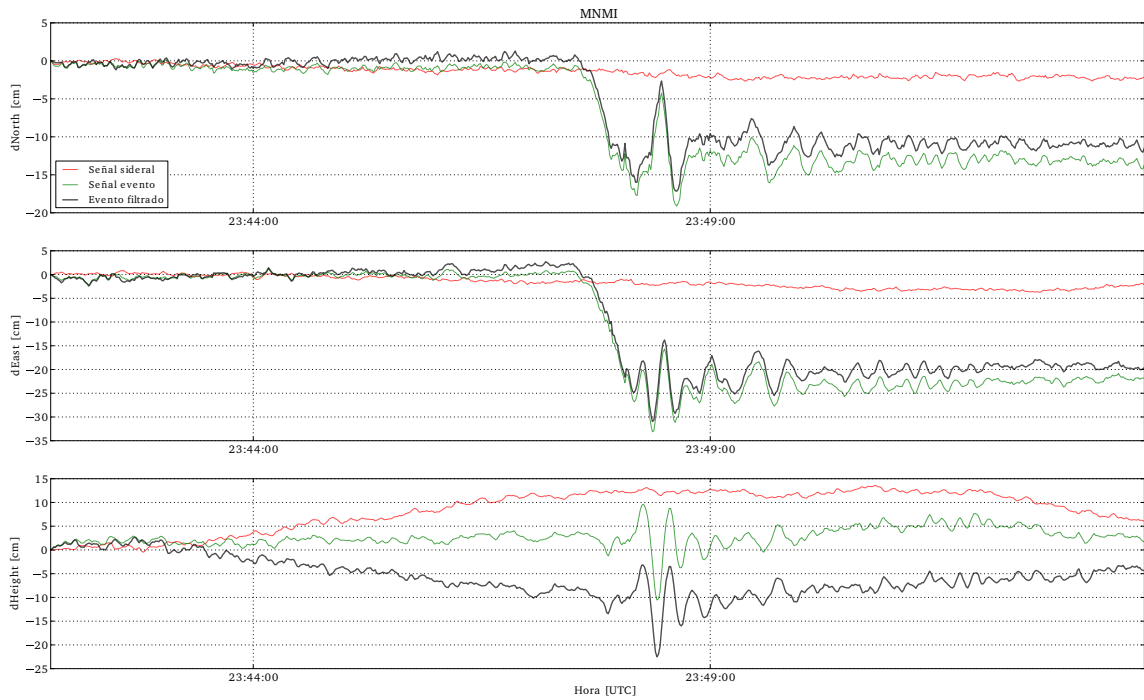


Figura 3.10: Filtro sidereal (rojo) construido para remover la señal sidereal alojada en la señal del terremoto de Iquique (verde) registrado por la estación MNMI. La línea negra corresponde al resultado de la aplicación del filtro.

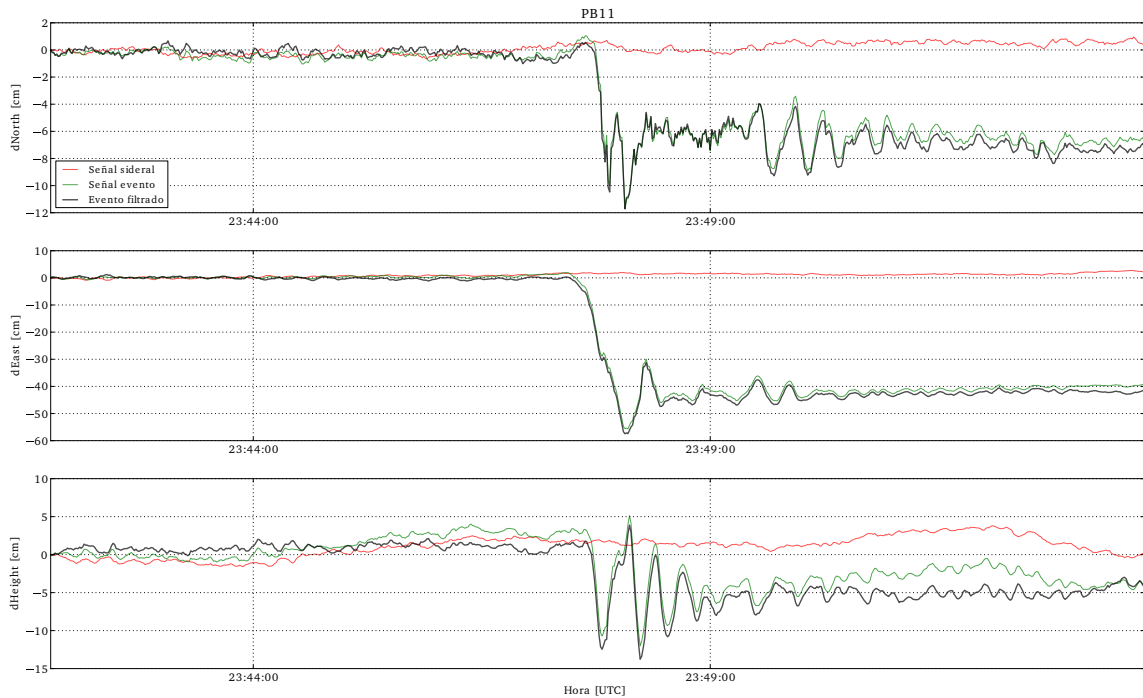


Figura 3.11: Filtro sideral (rojo) construido para remover la señal sideral alojada en la señal del terremoto de Iquique (verde) registrado por la estación PB11. La línea negra corresponde al resultado de la aplicación del filtro.

Junto con aplicar ambos filtros a la ventana de tiempo de interés, es posible que se esté agregando ruido debido a interferencias constructivas y destructivas en diferentes zonas de la serie de tiempo producto de la resta punto a punto que se realiza.

En los capítulos posteriores se podrá observar el resultado de la aplicación de ambos filtros, obteniendo la señal final correspondiente al movimiento cosísmico del terremoto. Esto será de utilidad cuando se analice en conjunto con la señal del acelerograma, a fin de conocer en que rango de frecuencias existe una buena correspondencia.

# Capítulo 4

## Motogramas de terremotos de subducción

### 4.1. Introducción

Chile presenta una gran tasa de sismicidad, con grandes terremotos que se originan en el contacto entre la Placa de Nazca que subducta a la Placa Sudamericana a una tasa de convergencia de 66 mm/año (Angermann *et al.*, 1999). Este contacto es el que controla la sismotectónica de gran parte de Chile. A inicios de 1970 muchos autores (Kelleher, 1972; Kelleher *et al.*, 1973; McCann *et al.*, 1979) identificaron zonas donde hace décadas no ocurrían grandes terremotos. Estas zonas las denominaron lagunas (gap) sísmicas.

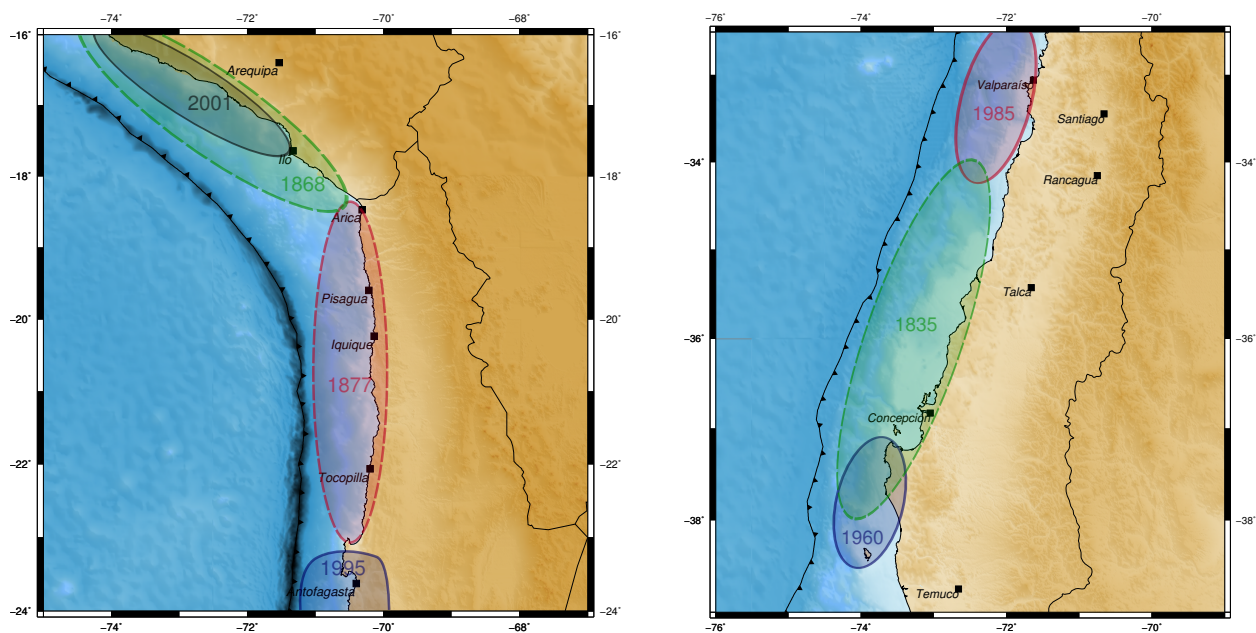


Figura 4.1: Mapa de la zona norte y centro-sur de Chile. Las elipses marcadas con líneas continuas muestran esquemáticamente las áreas de ruptura los últimos terremotos ocurridos hasta el año 2001 y las elipses con líneas segmentadas marcan las lagunas sísmicas reconocidas.

La zona comprendida desde los 23°S hacia el norte, ha sido identificada por diversos autores como una importante laguna sísmica (e.g. Kausel (1986); Comte & Pardo (1991)), sin la ocurrencia



de un sismo mayor ( $M_w > 8.5$ ) desde el 9 de Mayo de 1877. Considerando información de los terremotos pasados y asumiendo una carga tectónica constante, se pensaba que el siguiente terremoto en el Norte de Chile debería romper entre las latitudes  $23^\circ\text{S}$  y  $18^\circ\text{S}$  (Figura 4.1).

Durante la última década, ocurren dos terremotos de subducción importantes en el norte de Chile: Tocopilla en 2007 ( $M_w$  7.7) e Iquique en 2014 ( $M_w$  8.1). Estos terremotos ocurren dentro de la laguna sísmica, abarcando entre ellos menos del 40% de su área. El terremoto de Tocopilla se produce en la parte más profunda (30 - 50 km) del contacto entre las Placas de Nazca y Sudamericana, sin romper la zona más superficial, al contrario de lo que ocurre con el terremoto de Iquique, que rompe la zona más superficial del contacto (15 - 35 km).

En el sur de Chile, hasta el año 2010, en la zona comprendida entre los  $34,5^\circ\text{S}$  y  $38^\circ\text{S}$ , el último terremoto tsunamigénico ocurrió en 1835 (Figura 4.1), por lo que desde principio de los años 1990 esta zona fue reconocida por varios autores como una laguna sísmica, debido a la carencia de un terremoto interplaca por más de 155 años. Es por esto, que se inicia la instalación de instrumentos GPS, que ya en el año 2000 (Campos *et al.*, 2002; Ruegg *et al.*, 2002), revelarían que esta zona se encontraba altamente acoplada y que la ocurrencia de un gran terremoto podía producirse en cualquier momento (Campos *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2008; Ruegg *et al.*, 2002, 2009). Es bajo este escenario en que ocurre el terremoto del Maule 2010 ( $M_w$  8.8), abarcando un área de ruptura de alrededor de 500 km, entre el norte de Pichilemu y la Península de Arauco.

En este capítulo se hará una revisión de estos tres terremotos de subducción, además de sus réplicas importantes que fueron bien registrados por diversas redes de instrumentos GPS. Se procesarán los motogramas para cada terremoto, utilizando en los casos posibles, los filtros expuestos en el capítulo anterior con el fin de obtener un mejor registro de cada terremoto.

## 4.2. Terremoto de Tocopilla 2007 ( $M_w$ 7.7)

El terremoto de Tocopilla de magnitud  $M_w$  7.7 (Delouis *et al.* (2009); Peyrat *et al.* (2010)) ocurre el 14 de Noviembre de 2007 y rompe la parte sur del gap sísmico del norte de Chile. Numerosos trabajos han dado respuesta a la distribución de deslizamiento del terremoto utilizando inversiones de diferentes tipos de datos: Delouis *et al.* (2009) y Peyrat *et al.* (2010) usa datos telesísmicos y acelerómetros; Béjar-Pizarro *et al.* (2010) utiliza datos de GPS e InSAR, Motagh *et al.* (2010) usa sólo datos de InSAR, Minson (2010) utilizó datos de cGPS, Schurr *et al.* (2012) usa datos de InSAR, GPS y acelerómetros; por último Ruiz (2012) usó datos de cGPS y acelerómetros.

Todos estos resultados coinciden en que el terremoto de Tocopilla 2007 tuvo una distribución de deslizamiento compuesta principalmente de dos parches alineados con orientación norte-sur, iniciando la ruptura desde el norte y avanzando hacia el sur rompiendo el segundo parche, hasta detenerse en la península de Mejillones. Ambos parches se encuentran a una profundidad entre los 30 - 50 km, es decir, la parte más profunda de la zona sismogénica, entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Figura 4.2).

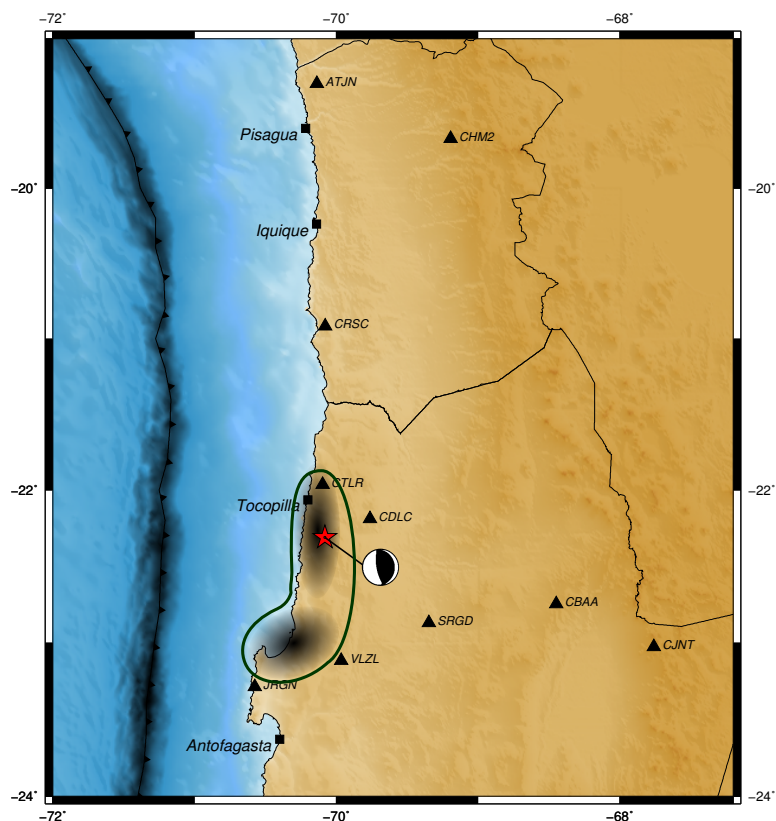


Figura 4.2: Epicentro y mecanismo de foco del terremoto de Tocopilla, además de un esquema del área de ruptura del terremoto con dos parches que muestran la distribución de deslizamiento. Los triángulos negros corresponden a las estaciones de la red CAnTO que se encontraban instaladas el día del terremoto.

Las estaciones utilizadas para el cálculo de los motogramas pertenecen a la red CAnTO (Central Andean Tectonic Observatory) desplegada por CALTECH.

Las Figuras 4.3, 4.4 y 4.5 muestran los registros de cada estación GPS separadas por componente. Se utilizó como referencia la estación ATJN para el procesamiento de los motogramas. Debido a que no se tuvo disponibilidad de datos de días anteriores o posteriores al terremoto, no se pudo crear un filtro sideral y tampoco espacial. Sin embargo, los registros logran tener una buena estabilidad.

Por otra parte, se observa que, al igual en los trabajos de Béjar-Pizarro *et al.* (2010), Minson (2010), Schurr *et al.* (2012) y Ruiz (2012), los mayores deslizamientos tanto verticales como horizontales se ubican en la zona donde se ubica el parche al sur del área de ruptura, obteniendo en las estaciones un desplazamiento promedio superior a los 15 cm.

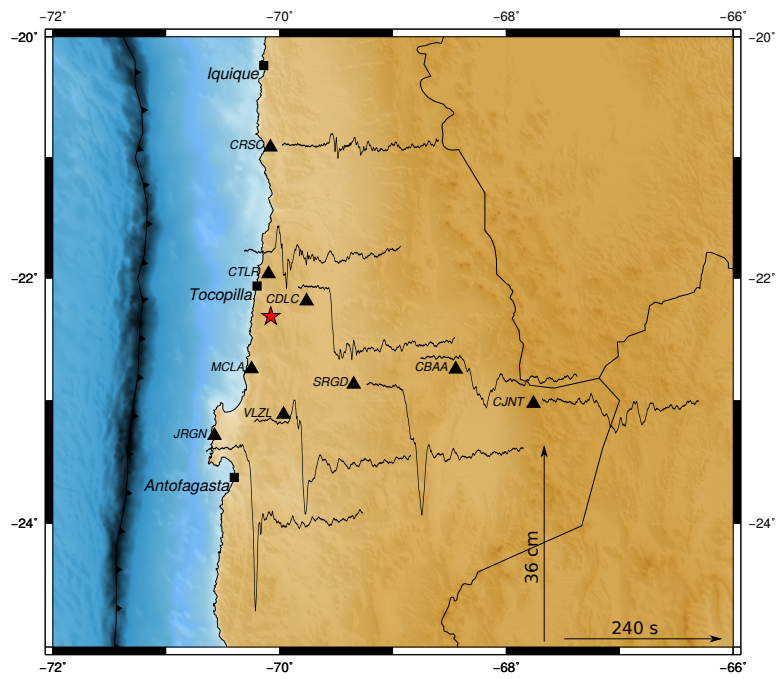


Figura 4.3: Componente Este de los registros de motogramas para el terremoto de Tocopilla. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

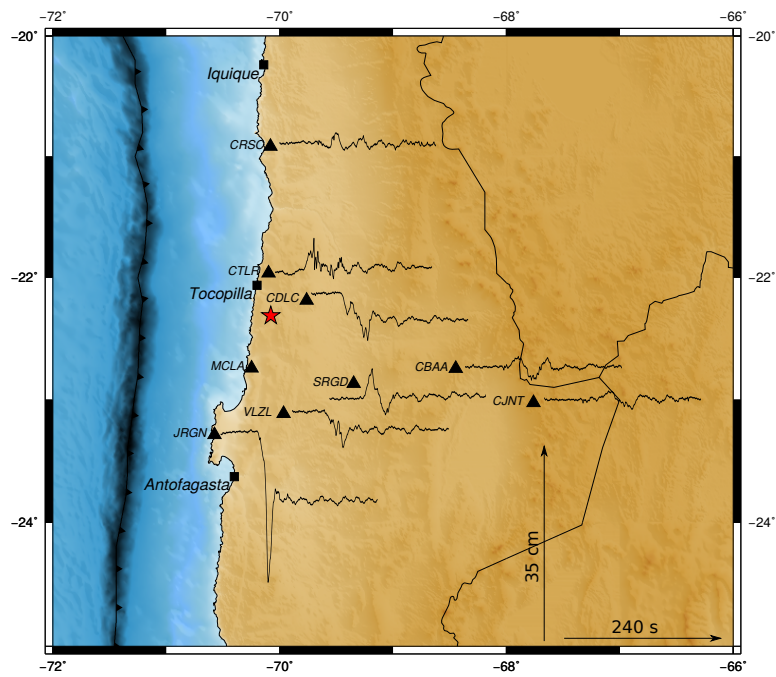


Figura 4.4: Componente Norte de los registros de motogramas para el terremoto de Tocopilla. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

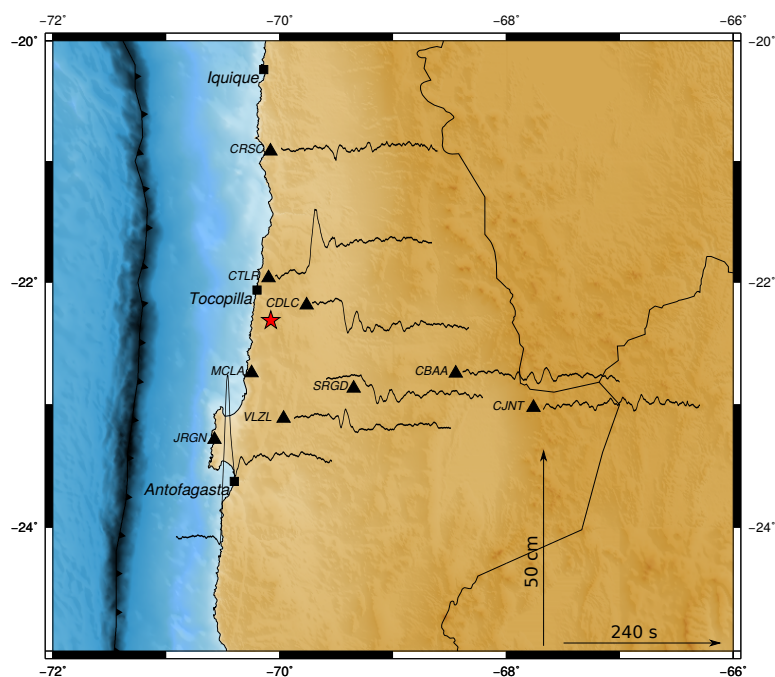


Figura 4.5: Componente Vertical de los registros de motogramas para el terremoto de Tocopilla. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

### 4.3. Terremoto de Maule 2010 ( $M_w$ 8.8)

El terremoto del Maule es el evento de mayor magnitud ( $M_w$  8.8) ocurrido en Chile desde el terremoto de Valdivia en 1960 ( $M_w$  9.5) y uno de los más grandes registrados en el mundo. Ocurre a las 06:34:14 (UTC) del día 27 de Febrero de 2010, y su hipocentro fue situado en los  $36,29^\circ\text{S}$  y  $73,24^\circ\text{O}$  por el Centro Sismológico Nacional, cercano al hipocentro propuesto por Vigny *et al.* (2011), quienes utilizaron datos cGPS para la localización del evento.

Anteriormente, la zona donde se produce este terremoto había sido denominada como una laguna sísmica, reconocida por diversos autores (Campos *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2008; Ruegg *et al.*, 2009), utilizando datos de GPS.

El gran tamaño de este terremoto permitió que numerosos instrumentos a nivel local, regional y telesísmico lo registraran, abriendo una oportunidad única para entender el comportamiento de un mega-terremoto, a pesar que no se contaba con muchos instrumentos que pudieran registrarlo dentro de la zona epicentral. Tong *et al.* (2010); Pollitz *et al.* (2011) y Luttrell *et al.* (2011) utilizan datos de interferometría de radar InSAR y GPS para proponer una distribución de deslizamiento asociada a la deformación estática del terremoto del Maule. Lay *et al.* (2010) y Pulido *et al.* (2011) proponen una distribución de deslizamiento basados en datos telesísmicos y Delouis *et al.* (2010) combinan datos telesísmicos, GPS e InSAR. Estos trabajos están destinados a determinar la distribución de deslizamiento asociada a periodos largos. Lorito *et al.* (2011) combinan datos GPS y de tsunami para proponer otra distribución de deslizamiento. Finalmente Vigny *et al.* (2011); Moreno *et al.* (2012) y Ruiz *et al.* (2012) utilizan exclusivamente datos GPS estáticos y continuos para realizar sus inversiones de deslizamiento.

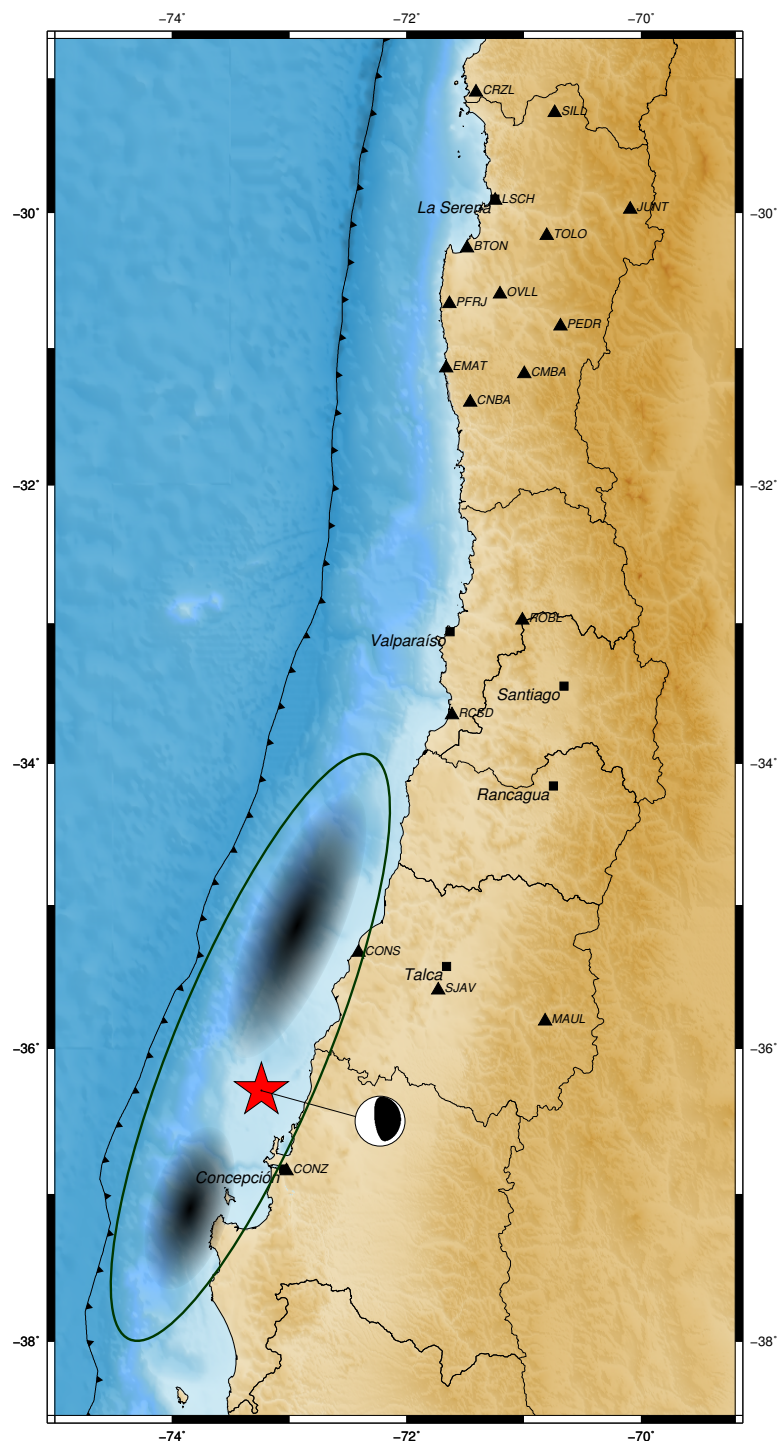


Figura 4.6: Epicentro y mecanismo de foco del terremoto del Maule, además de un esquema del área de ruptura del terremoto con dos parches principales que muestran la distribución de deslizamiento. Los triángulos negros corresponden a las estaciones que se encontraban instaladas el día del terremoto.

Para el procesamiento de motogramas del terremoto del Maule se utilizó la estación La Silla (SILL) que se puede ver en el mapa de la Figura 4.6. Se escoge esta estación ubicada a gran distancia entre al estación de referencia y el epicentro del sismo ( $> 700$  km), porque es necesario utilizar una estación que no se viera influenciada por el terremoto. A pesar de esto, estación SILL

se encuentra lo suficientemente lejos como para no percibir el movimiento cosísmico, pero si se ve afectada por el paso de las ondas superficiales generadas por el terremoto. Estas ondas fueron removidas de la señal de los motogramas utilizando un filtro espacial, después de ser removida la señal sideral.

Los registros de motogramas muestran el desplazamiento en cada una de sus componentes (Figuras 4.7, 4.8 y 4.9). El deslizamiento cosísmico está distribuido por dos parches de deslizamiento principales localizados frente a las ciudades de Concepción y Constitución, alcanzando máximos de hasta 15 m. En las Figuras 4.7, 4.8 y 4.9 se puede observar las estaciones CONS y CONZ las cuales registran los mayores desplazamientos.

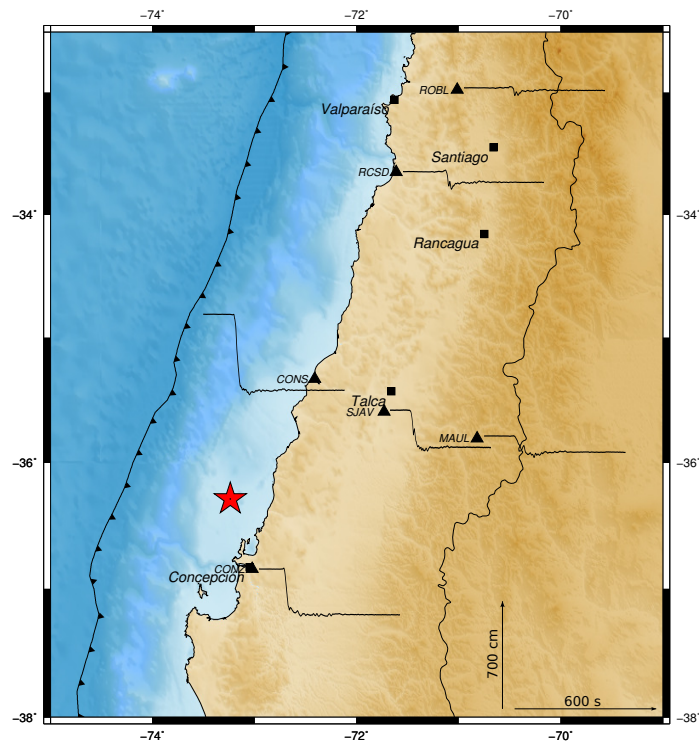


Figura 4.7: Componente Este de los registros de motogramas para el terremoto del Maule. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

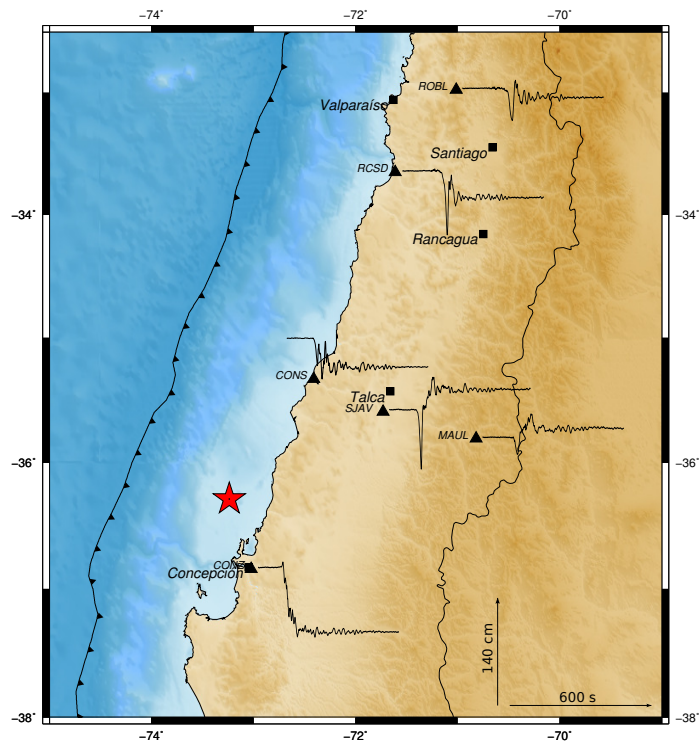


Figura 4.8: Componente Norte de los registros de motogramas para el terremoto del Maule. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

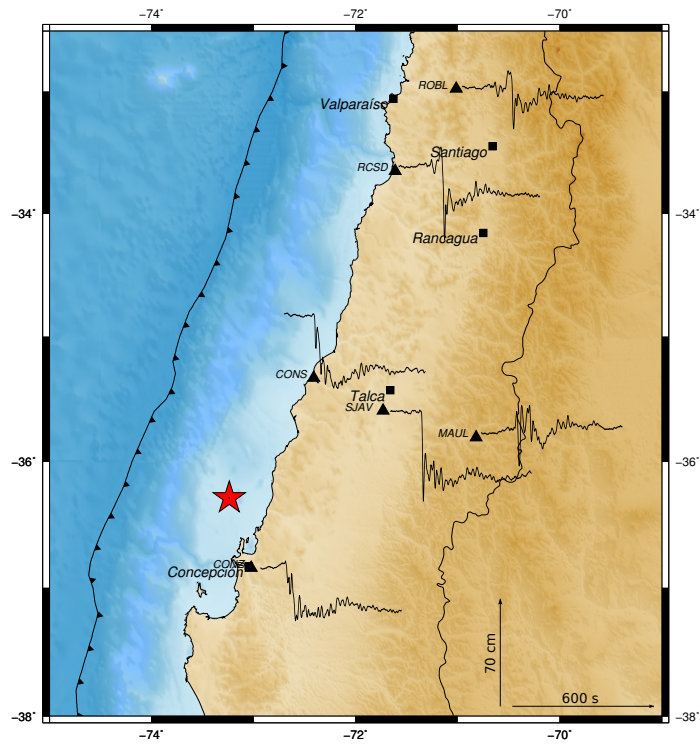


Figura 4.9: Componente Vertical de los registros de motogramas para el terremoto del Maule. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

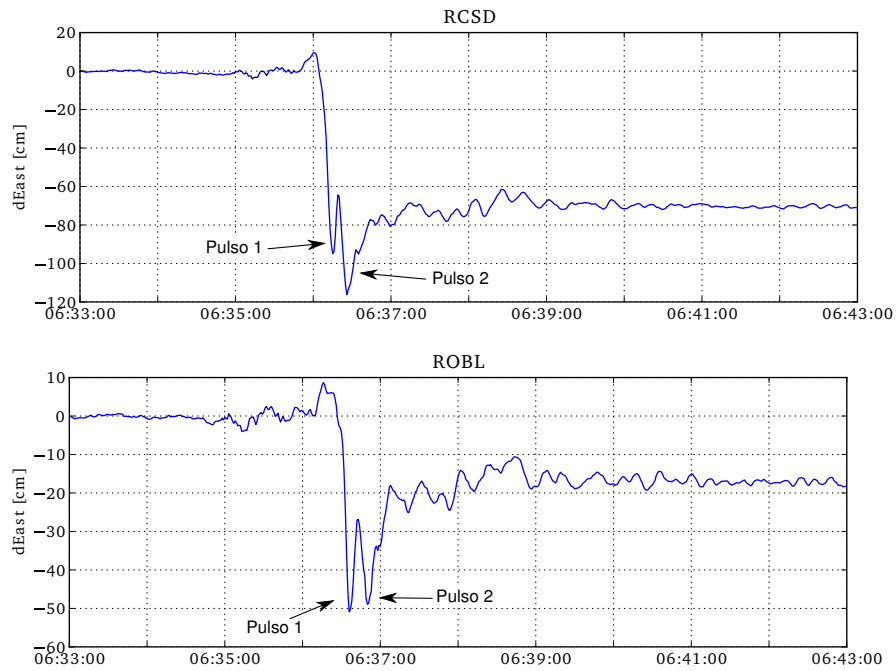


Figura 4.10: Pulsos principales asociados a las zonas de aspereza dentro de la zona de ruptura.

Ruiz *et al.* (2012), por medio de registros de acelerogramas y motogramas (cGPS) identifican dos pulsos principales (Figura 4.10), asociandolas a dos zonas de aspereza ubicadas al norte del hipocentro, en dirección de la propagación de la ruptura, separadas por unas pocas decenas de kilómetros.

### 4.3.1. Ondas Superficiales

El pasado terremoto del Maule tuvo una ruptura que se extendió aproximadamente a 500 km de largo, generando ondas superficiales que viajan a través de la corteza distancias muy largas. En el capítulo anterior se estudió el efecto que trae el hecho que la estación de referencia esté sometida al paso de las ondas superficiales, y la influencia que tienen estas en el cálculo del desplazamiento a las estaciones cinemáticas que se encuentran dentro de la zona epicentral.

Como se observa en la Figura 4.11, la red de estaciones GPS desplegadas en la Región de Coquimbo registró muy bien el paso de las ondas superficiales producidas por el terremoto. Esta red de estaciones se encuentra a más de 500 km de distancia epicentral del terremoto. Los motogramas fueron procesados utilizando, en este caso, como referencia la estación que se encuentra en la Universidad Católica del Norte (UCNF) ubicada en  $23,67^{\circ}\text{S}$  y  $70,40^{\circ}\text{S}$ , además de ser removida la señal sideral presentes en cada estación.



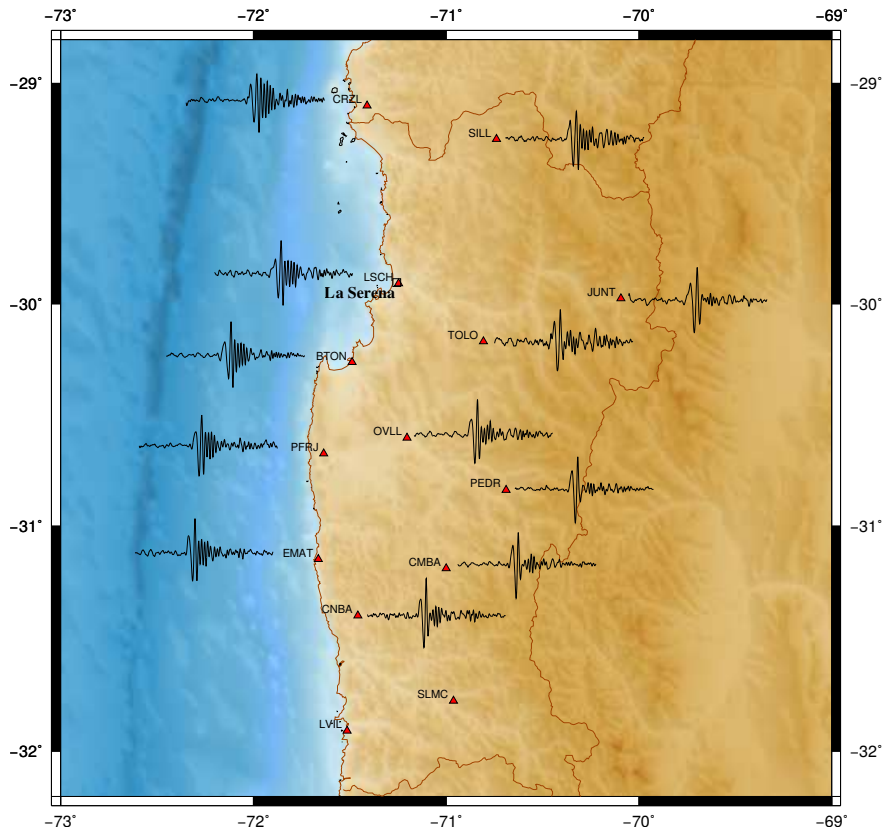


Figura 4.11: Paso de ondas superficiales registradas por la red ubicada en la Región de Coquimbo.

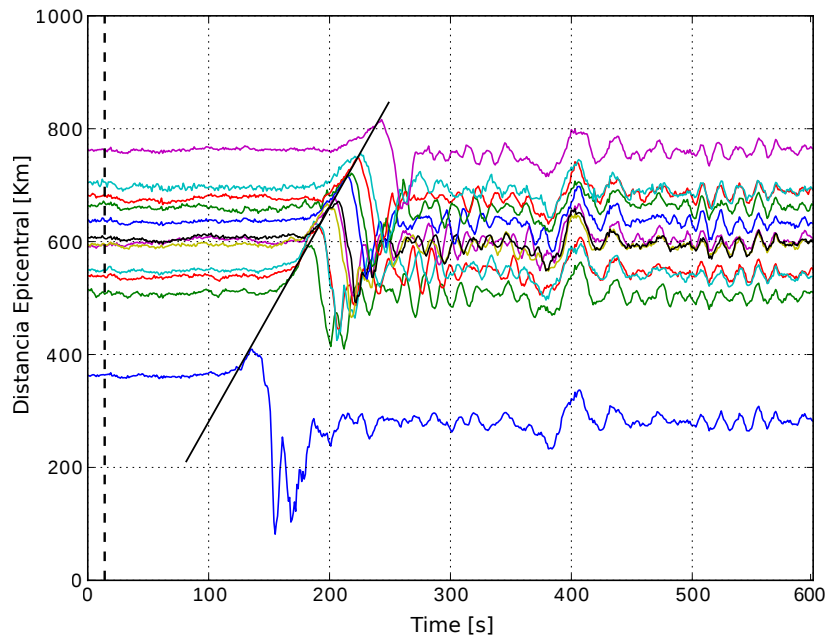


Figura 4.12: Registros de motogramas ordenados por distancia epicentral

Ordenando los registros por distancia desde el epicentro, es posible estimar la velocidad en la

que se mueve cierta fase o paquete de ondas dentro del motogramas. La Figura 4.12 muestra los registros ordenados por distancia epicentral identificando un pulso que se mueve, según la recta que pasa por ella, a una velocidad de 3.7 km/s. El movimiento elíptico retrógrado en la componente vertical-radial del partículas que se observa en la Figura 4.13 confirma que son ondas de Rayleigh.

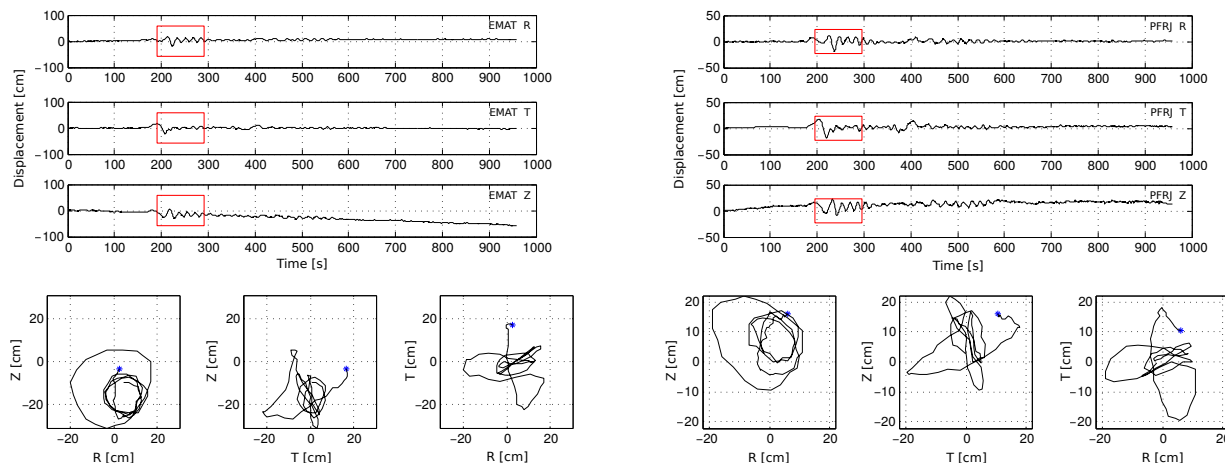


Figura 4.13: Movimiento de partículas para las estaciones EMAT y PFRJ. El movimiento corresponde a la ventana de tiempo señalada por el cuadro rojo que se observa en los registros.

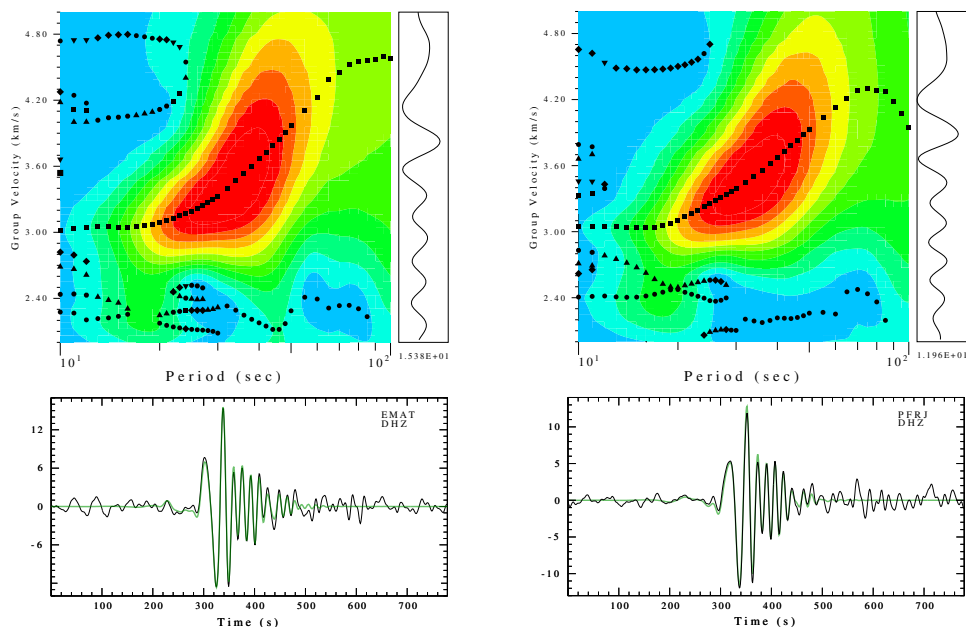


Figura 4.14: Curvas de dispersión de velocidad de grupo y modo fundamental para las estaciones EMAT y PFRJ.

Utilizando programas de análisis de dispersión de ondas, como por ejemplo Herrmann & Ammon (2004) que utiliza el método MFT (Multiple Filter Technique) desarrollado por Dziewonski

*et al.* (1969) se puede determinar la dispersión de la velocidad de grupo del paquete de ondas superficiales, y a su vez aislar el modo fundamental, como se observa en la Figura 4.14.

Con los resultados obtenidos con las curvas de dispersión es posible encontrar un modelo de velocidades de capas planas que, dependiendo en el periodo en que se observen las curvas es la profundidad que podría tener el modelo. Este modelo de velocidad correspondería a una estructura promedio desde el origen de las ondas (hipocentro), hasta su recepción en cada una de las estaciones.

### 4.3.2. Réplica de Constitución 2012 ( $M_w$ 7.0)

El día 25 de Marzo de 2012 a las 22:37:06 (UTC) ocurre un sismo interplaca  $M_w$  7.0, réplica del terremoto del 27 de Febrero de 2010. Las principales réplicas fueron del tipo *outer rise* que ocurre al oeste de la fosa, horas posteriores al terremoto principal, y de magnitud  $M_w$  7.4; los sismos  $M_w$  6.9 y  $M_w$  7.0 del día 11 de Marzo de 2011 en la zona de Pichilemu (Farías *et al.*, 2011; Ryder *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2014a) producido por la activación de fallas superficiales normales, y el sismo  $M_w$  7.2 del 2 de Enero de 2011 localizado en la parte sur de la ruptura del terremoto principal.

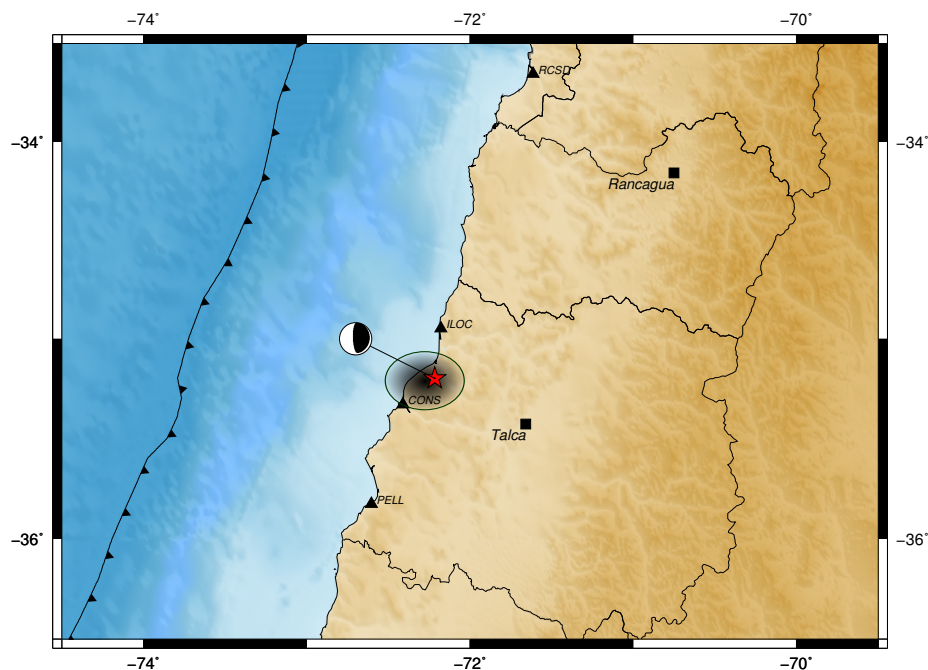


Figura 4.15: Epicentro y mecanismo de foco del sismo de Constitución, además de un esquema del área de ruptura del terremoto. Los triángulos negros corresponden a las estaciones que se encontraban instaladas el día del terremoto.

Ruiz *et al.* (2013) estudian el terremoto del 25 de Marzo de 2012 con datos sísmico, GPS e InSAR, determinando que el terremoto inicia su ruptura en la parte más profunda del interfaz entre las placas de Nazca y Sudamericana ( $\sim 40$  km), en la región de mayor deslizamiento cosísmico del terremoto del Maule 2010 (Figura 4.15) y con un ángulo de dip mayor al de la zona de contacto propuesto por Moscoso *et al.* (2011), que se explicaría por un doblamiento que se produce

en la interfaz de placas, similar al observado en el norte de Chile por Contreras-Reyes *et al.* (2012).

Los motogramas fueron procesados utilizando como referencia la estación GPS ubicada en el sector de Rocas de Santo Domingo (RCSA). Se puede observar, en las Figuras 4.16 y 4.17, los desplazamientos producidos por este terremoto. Como el sismo se produce prácticamente bajo la estación CONS a  $\sim 40$  km de profundidad, es posible reproducir los mayores deslizamientos en esta estación. Sin embargo, al alejarnos un poco ya del hipocentro la señal propia del terremoto comienza a ser menos visible, como lo muestra la estación ILOC.

La magnitud y distancia hipocentral tienen fuerte relación respecto a cuanto puede llegar a observar el GPS de alta frecuencia. Lo que muestra la Figura 4.17 es que, un sismo con estas características, a una distancia hipocentral de  $\sim 90$  km resulta difícil de ser observado por el GPS, registrando en la mayoría de sus componentes sólo ruido.

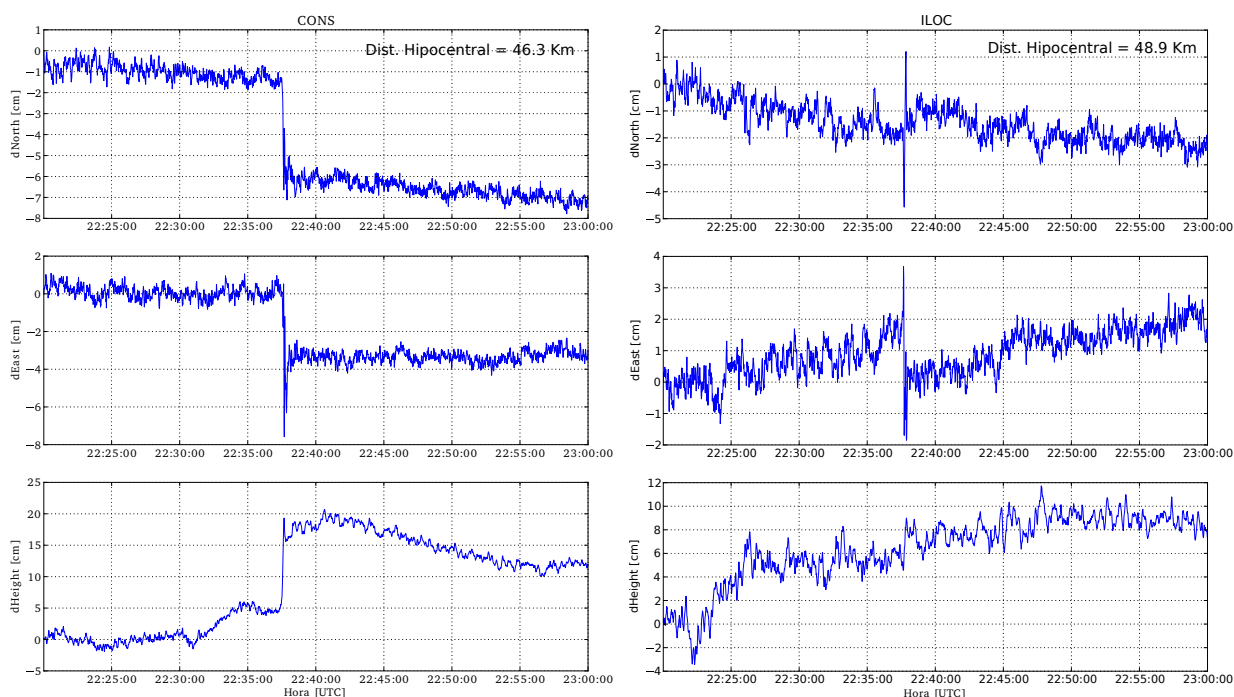


Figura 4.16: Registro de motogramas para las estaciones CONS e ILOC.

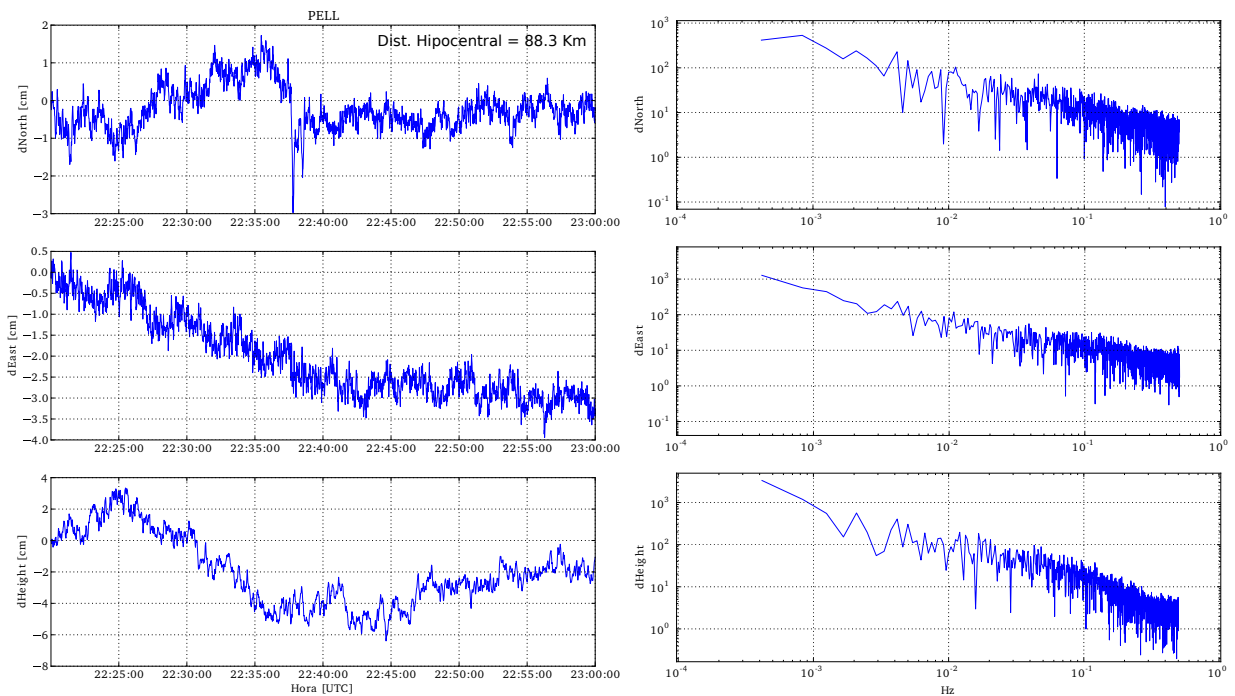


Figura 4.17: Registro de motogramas para las estaciones y espectro de la estación PELL.

#### 4.4. Terremoto de Iquique 2014 ( $M_w$ 8.1)

El reciente terremoto de Iquique 2014  $M_w$  8.1 ocurre en medio de una reconocida laguna sísmica. Comienza a las 23:46:45 (UTC) del día 1 de Abril, luego de una serie de temblores de similar magnitud que coincidieron con lo que serían los bordes norte y sur del área de ruptura del terremoto (Ruiz *et al.*, 2014b).

Se ha propuesto que estas zonas podrían estar deslizando asísmicamente observándose durante el mes de Marzo un terremoto lento que antecede al terremoto principal, que es propuesto por Ruiz *et al.* (2014b) y Grandin *et al.* (2014) estudiando el movimiento de las placas de Nazca y Sudamericana por medio de GPS; y Kato & Nakagawa (2014) observando la presencia de multiplets previos al terremoto. El sismo precursor de mayor magnitud ocurre el 16 de Marzo de magnitud  $M_w$  6.7, días posteriores a este evento comienza a haber una serie de sismos de magnitud  $M_w \sim 6$ .

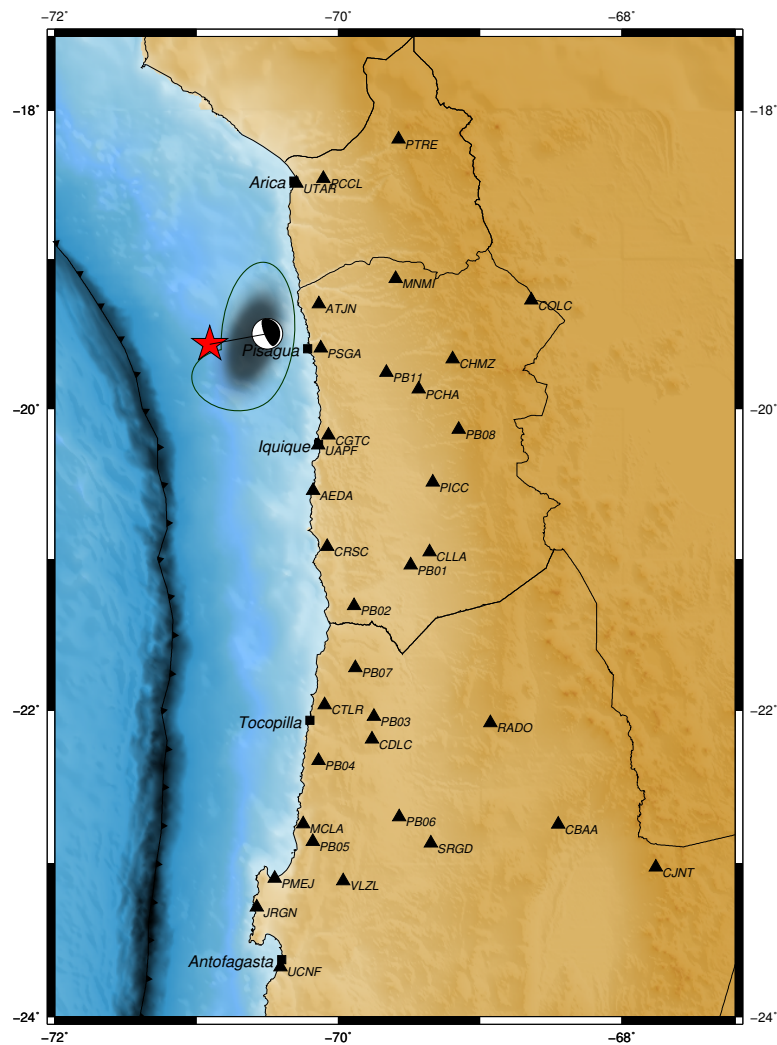


Figura 4.18: Epicentro y mecanismo de foco del terremoto de Iquique, además de un esquema del área de ruptura del terremoto. Los triángulos negros corresponden a las estaciones que se encontraban instaladas el día del terremoto.

El terremoto principal tuvo un largo de ruptura de aproximadamente 100 km con una gran aspereza ubicada en la parte sur (Ruiz *et al.*, 2014b; Lay *et al.*, 2014; Hayes *et al.*, 2014; Schurr *et al.*, 2014; Yagi *et al.*, 2014; Vallee *et al.*, 2014). Esta zona de ruptura está rodeada por dos zonas de bajo acoplamiento y se propaga desde ~15 km hasta los ~35 km rompiendo la zona más superficial de la interfaz entre las placas (Figura 4.18).

Para procesar los motogramas se utilizó la estación de la Universidad Católica del Norte (UCNF) como referencia y la creación del filtro sideral fue hecha con los días posteriores al terremoto.

Gracias al gran despliegue de estaciones sismológicas y geodésicas, terremoto de Iquique es sin duda el mejor registrado en Chile y uno de los mejores terremotos de subducción registrados en el mundo, logrando registrar completamente la secuencia de eventos sísmicos, además de la deformación pre-sísmica que desencadena el terremoto  $M_w$  8.1. Estaciones GPS dentro de la zona epicentral permiten obtener un buen registro de motogramas, observando en las Figuras 4.19, 4.20 y 4.21 los registros con los máximos desplazamientos se producen frente al área de ruptura.

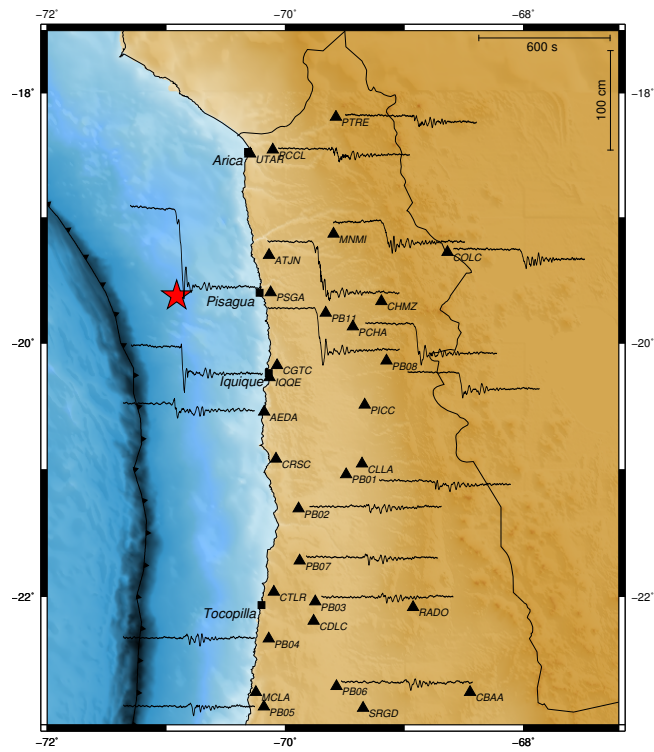


Figura 4.19: Componente Este de los registros de motogramas para el terremoto de Iquique. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

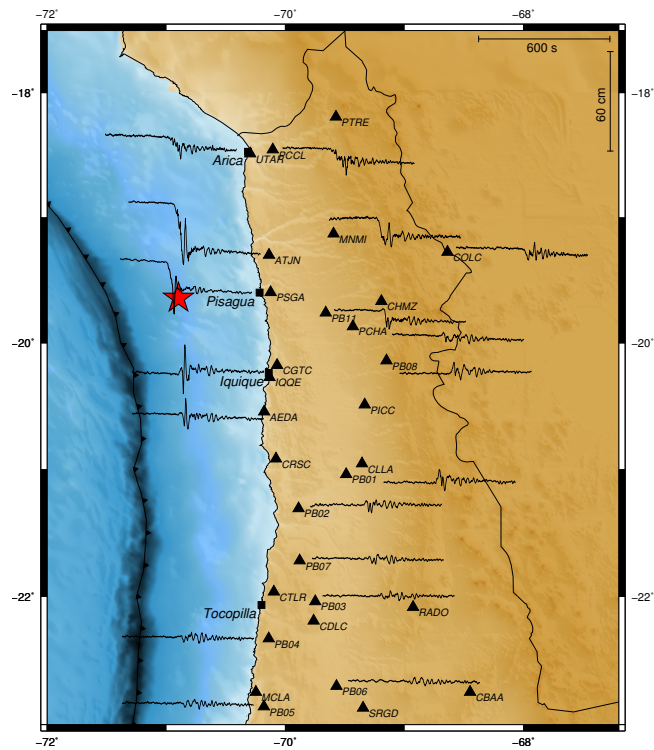


Figura 4.20: Componente Norte de los registros de motogramas para el terremoto de Iquique. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

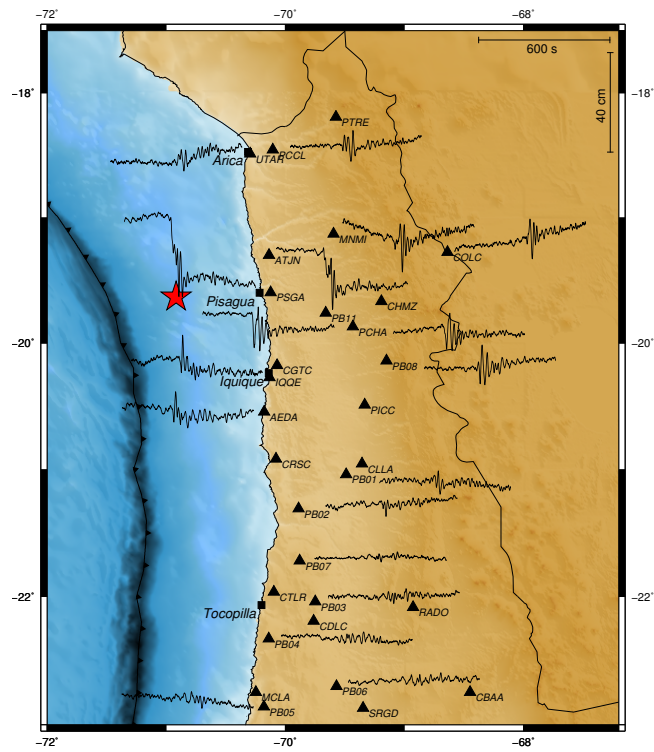


Figura 4.21: Componente Vertical de los registros de motogramas para el terremoto de Iquique. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.



#### 4.4.1. Réplica de Iquique 2014 ( $M_w$ 7.6)

Casi 24 horas después de ocurrido el terremoto de Iquique ( $M_w$  8.1) ocurre la réplica de mayor magnitud ( $M_w$  7.6), localizada en la parte sur de la ruptura a una profundidad de  $\sim 30$  km. Ruiz *et al.* (2014b) utilizan datos de campo lejano para invertir el deslizamiento cosísmico, obteniendo se un deslizamiento de  $\sim 2$  m.

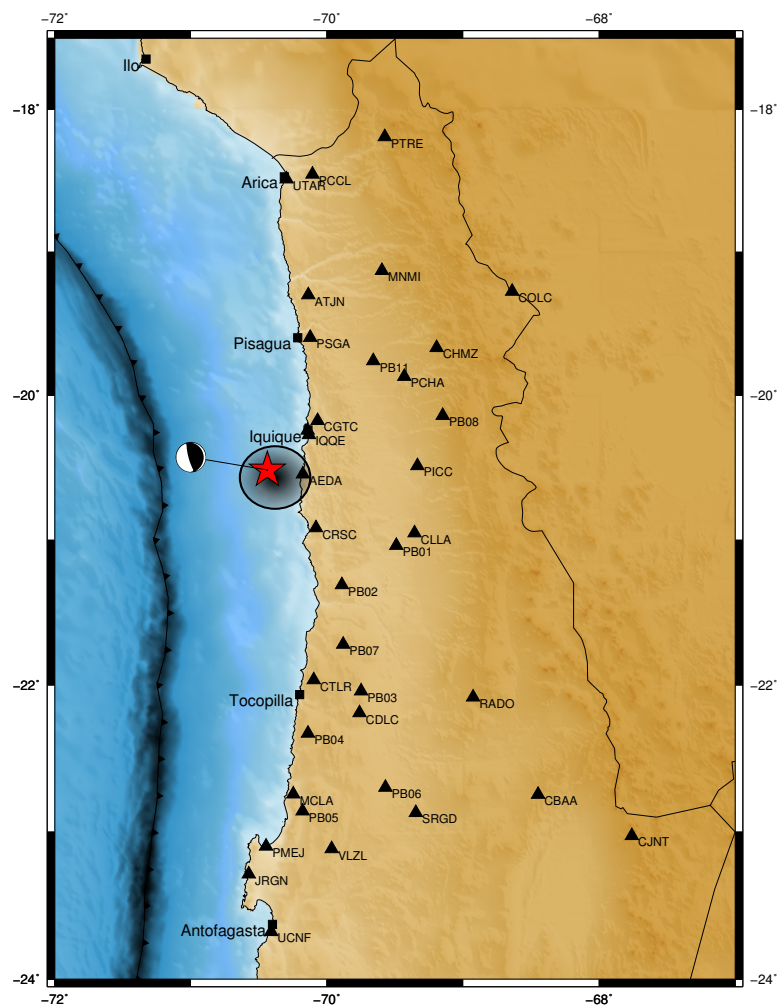


Figura 4.22: Epicentro y mecanismo de foco de la réplica de Iquique, además de un esquema del área de ruptura del terremoto. Los triángulos negros corresponden a las estaciones que se encontraban instaladas el día del terremoto.

El procesamiento de motogramas fue similar al hecho con los datos del terremoto principal. Se utilizó la estación UCNF como referencia. Sin embargo, el filtro sideral fue construido utilizando sólo el día anterior a la réplica. Los registros de motogramas se presentan en las Figuras 4.23, 4.24 y 4.25 observando los mayores deslizamientos en las estaciones cercanas a Iquique como AEDA, IQQE y CGTC.

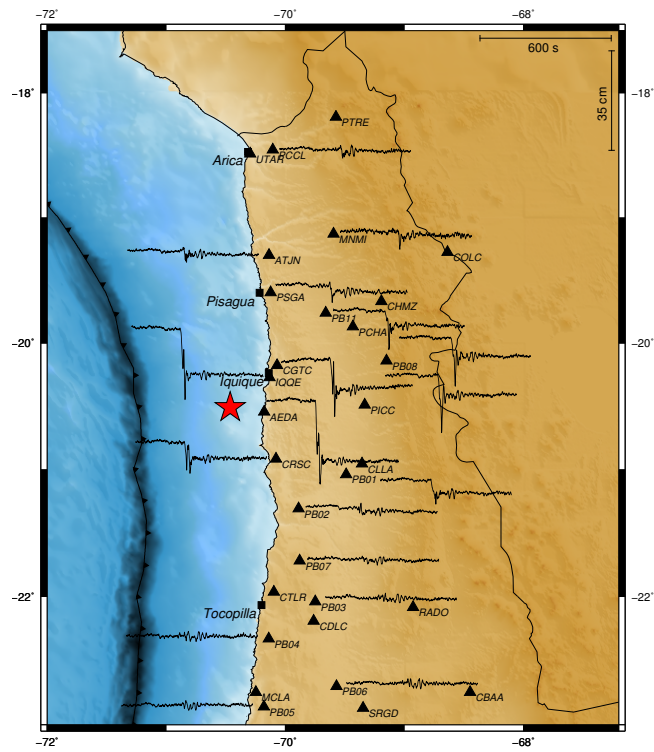


Figura 4.23: Componente Este de los registros de motogramas para la réplica de Iquique. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

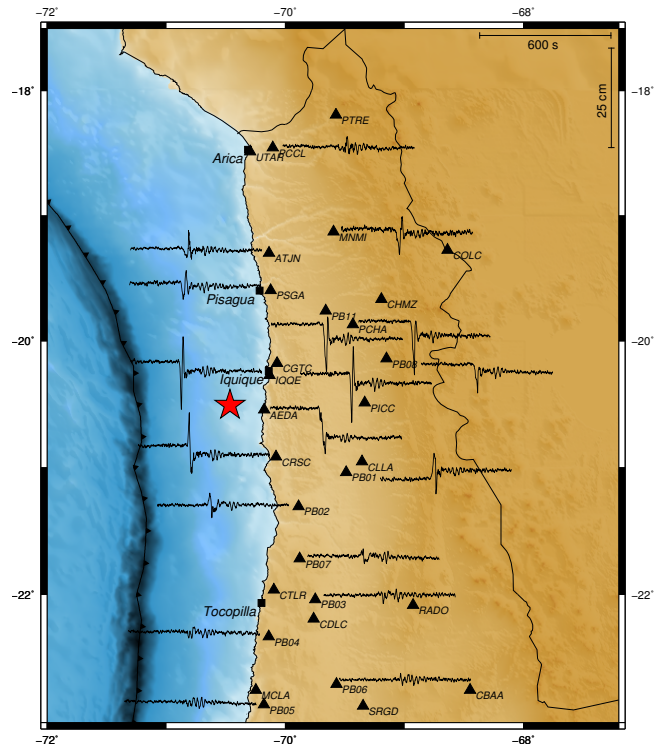


Figura 4.24: Componente Norte de los registros de motogramas para la réplica de Iquique. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

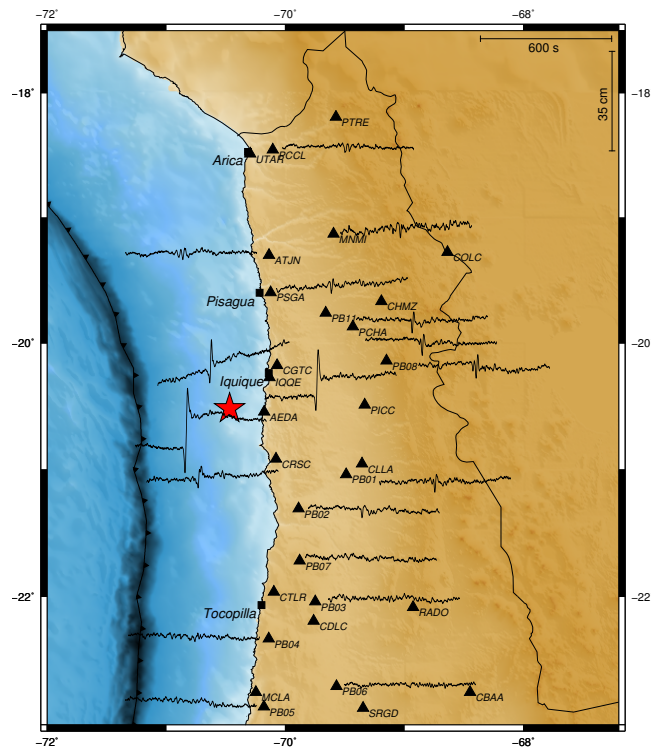


Figura 4.25: Componente Vertical de los registros de motogramas para la réplica de Iquique. La estrella roja marca el epicentro del terremoto.

## 4.5. Conclusiones

Los tres terremotos de subducción chilenos más grandes de la última década registrados por instrumentos GPS de alta frecuencia son presentados, junto con sus importantes réplicas para los eventos de Maule 2010 e Iquique 2014. Por medio de los motogramas procesados para cada uno de los terremotos, es posible observar que los máximos desplazamientos observados en cada una de las estaciones son coherentes con los estudios realizados por diversos autores utilizando diversas técnicas para encontrar las áreas de mayor deslizamiento durante el terremoto.

El GPS, a diferencia del sismograma, posee la ventaja de poder registrar a distancias muy cercanas del hipocentro sin que su señal se sature, permitiendo tener registros directamente en desplazamiento que ayudarían a la comprensión del proceso de ruptura de un gran terremoto.

A la vez, posee la desventaja de no poder utilizarse para eventos de magnitud inferiores a  $M_w \sim 7$  con distancias hipocentrales cercanas a los 100 km.

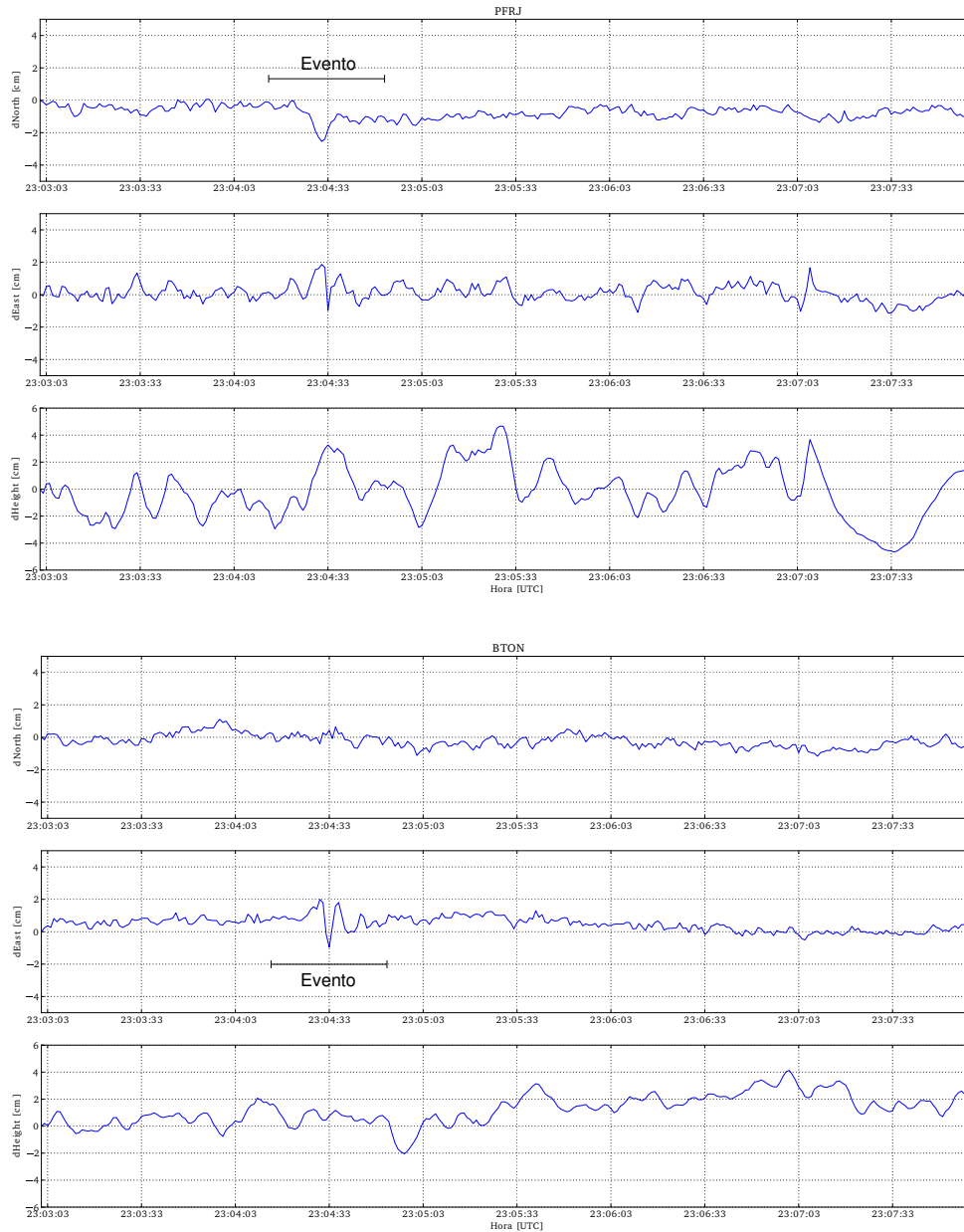


Figura 4.26: Motogramas de las estaciones PFRJ y BTON para el sismo del 31 de Octubre de 2013. En la figura se marca el pulso producido por el evento.

Por ejemplo, la Figura 4.26 muestra el registro de las estaciones PFRJ y BTON para el día 31 de Octubre de 2013, a la hora de un sismo magnitud  $M_w$  6.5 con profundidad de 52 km (CSN) localizado su epicentro muy cerca de la estación de BTON (Figura 4.27).

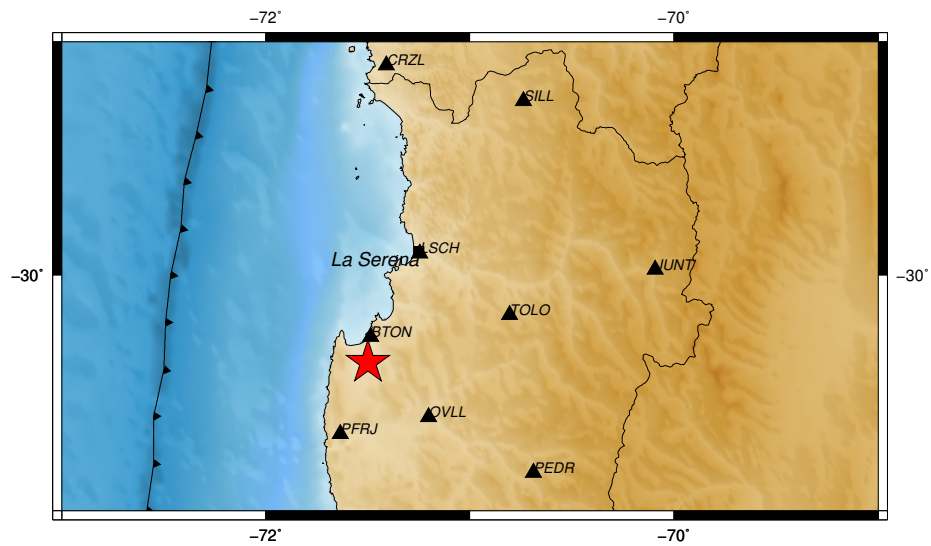


Figura 4.27: Mapa de estaciones GPS en la zona de La Serena. La estrella marca el epicentro del evento del 31 de Octubre de 2013.

Se puede observar de la Figura 4.26 que a partir de esa magnitud y con esa profundidad hipocentral, analizar un evento para el cual el registro de una estación banda ancha se saturaría a distancias muy cercanas del epicentro, el GPS no tiene la sensibilidad suficiente para registrar el movimiento real del suelo para eventos de esa magnitud. Estudiar este tipo de eventos dentro de la zona epicentral implicaría contar con acelerómetros instalados que permitan registrar la aceleración del suelo, con la sensibilidad suficiente y sin tener el inconveniente que su señal se sature.

# Capítulo 5

## Comparación de motogramas con acelerogramas

### 5.1. Introducción

El continuo y rápido desarrollo del GPS y la mejora en la estrategia del procesamiento de los datos han sido tal, que estimar el desplazamiento sísmico desde GPS de alta frecuencia se ha convertido en un tópico de investigación conocido como “sismología de GPS” (Larson *et al.* , 2003; Bock *et al.* , 2004; Ji *et al.* , 2004; Langbein & Bock, 2004; Miyazaki *et al.* , 2004; Irwan *et al.* , 2004; Elósegui *et al.* , 2006; Larson, 2009). Recientes estudios han mostrado que grandes desplazamientos estáticos en el campo cercano pueden ser obtenidos desde registros de aceleración posterior a una corrección en la línea de base (Graizer, 1979; Iwan *et al.* , 1985; Boore, 2001; Wang *et al.* , 2003, 2007; Wu & Wu, 2007; Chao *et al.* , 2010; Wang *et al.* , 2011). Bock *et al.* (2011) mostró como el GPS y el acelerómetro funcionan bien como complemento de los desplazamientos obtenidos con instrumentos GPS, permitiendo resolver el problema de la doble integración del acelerograma, debido a esto, la instalación de un acelerómetro en conjunto con un receptor GPS, o en su defecto (aunque no ideal) la utilización de observaciones de acelerómetros y GPS ubicados a una distancia no mayor a 4 Km (Emore *et al.* , 2007), permite hacer una buena combinación, entregando un registro de banda ancha preciso del desplazamiento a través de un completo rango de frecuencias del movimiento del suelo incluyendo la componente estática que se podría estimar en un tiempo cercano al tiempo real.

En este capítulo se analizará la señal del acelerograma integrado a desplazamientos, comparando dicha señal con la del GPS a fin de mostrar como ambos instrumentos se complementan en una banda amplia de frecuencias que podría proporcionar información relevante de un terremoto en el campo cercano.

### 5.2. Datos de GPS y acelerómetros

La zona del norte de Chile es un lugar privilegiado para hacer un estudio de comparaciones entre acelerogramas integrados a desplazamiento y motogramas debido a que cuenta con una de las redes de estaciones más densa del país. La zona comprendida entre los 18°S y los 25°S se encuentra monitoreada desde el año 2006 por una red instrumental pertenecientes al proyecto IPOC (Integrate

Plate Boundary Observatory Chile) compuesto por instituciones y científicos provenientes de países de Europa y Sudamérica cuya misión es estudiar terremotos y procesos de deformación del margen chileno. Particularmente, las estaciones en la zona comprendida entre los 19° S y los 23° S poseen un acelerómetro y un GPS instalado en el mismo lugar. En general, los acelerómetros corresponden a un instrumento Kinematics EpiSensor conectados a un digitalizador Quanterra Q330/330HR que registra a una tasa de muestreo de 100 Hz. Las estaciones GPS están compuestas de una antena Topcon, modelo TPSPG A1+GP conectada a un receptor Topcon GB-1000 con una tasa de muestreo de 1 Hz.

La zona sur, donde ocurre el terremoto del Maule 2010, no se encontraba adecuadamente instrumentado con acelerómetros, lo que restringe la observación de una posible comparación a la única estación que poseía un instrumento GPS y un acelerómetro instalado en el mismo sitio ubicado en el cerro El Roble (ROC1). El acelerómetro de la estación ROC1 corresponde a un instrumento Kinematics EpiSensor conectado a un digitalizador Quanterra Q330 que registra a una tasa de muestreo de 100 Hz y el GPS instalado posee una antena Trimble Zephyr Geodetic 2 conectada a un receptor Trimble NetR9 registrando a una tasa de muestreo de 1 Hz.

### **5.3. Comparación de acelerómetros con datos GPS**

Una importante utilidad de las redes compuestas por GPS de alta frecuencia y acelerómetros, es poder entregar registros sísmicos en el campo cercano, útil para constreñir el proceso cinemático de la fuente de un terremoto. En la práctica, la banda de bajas frecuencias de las formas de onda es muy útil para la inversión de la función fuente (source time function).

En esta sección, se mostrarán resultados obtenidos integrando los datos de aceleración una vez (velocidad) o dos veces (desplazamiento) para los terremotos de Maule 2010, Iquique 2014 y la mayor réplica ( $M_w$  7.6) que ha tenido este último. Para obtener el desplazamiento desde los datos de acelerograma, se utilizó el método de integración propuesto por Boore (2001).

Para hacer las comparaciones sólo fueron utilizados GPSs que se encontraban instalados junto al acelerómetro.

#### **5.3.1. Comparación en desplazamiento**

Gracias a la ubicación de algunas estaciones GPS instaladas junto a acelerómetros, el terremoto de Iquique tiene la particularidad que fue bien registrado en el campo cercano. Tanto el sismo principal del 1 de Abril como su réplica ocurrida el 3 de Abril, es posible obtener registros de desplazamiento y aceleración a distancia epicentral. Como se mencionó anteriormente, para el terremoto del Maule sólo se obtuvo un registro de aceleración y GPS para la estación ROC1.

#### **Terremoto del Maule 2010**

La Figura 5.1 corresponde al registro en desplazamiento obtenido directamente desde el GPS y el registro en aceleración integrado dos veces, de la estación ubicada en el cerro El Roble (ROBL) que registró el terremoto del Maule 2010. Se puede observar que existe una buena coherencia entre

las dos señales, como se muestra en la amplitud como en la fase espectral (Figura 5.2) con una buena correspondencia en las frecuencias bajas que llegan hasta los 0.1 Hz.

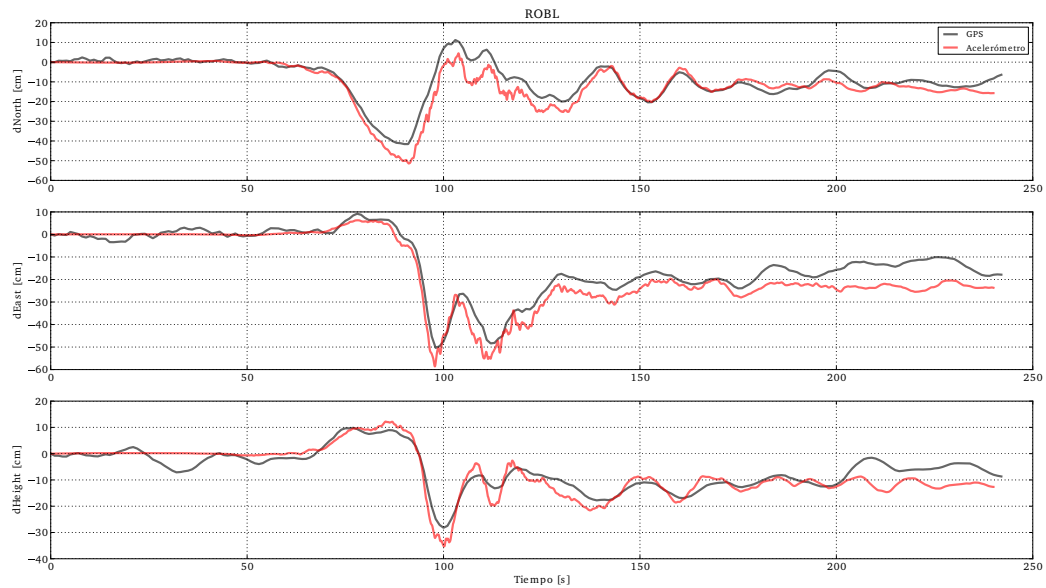


Figura 5.1: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado dos veces (rojo) para la estación ROBL que registró el terremoto del Maule 2010.

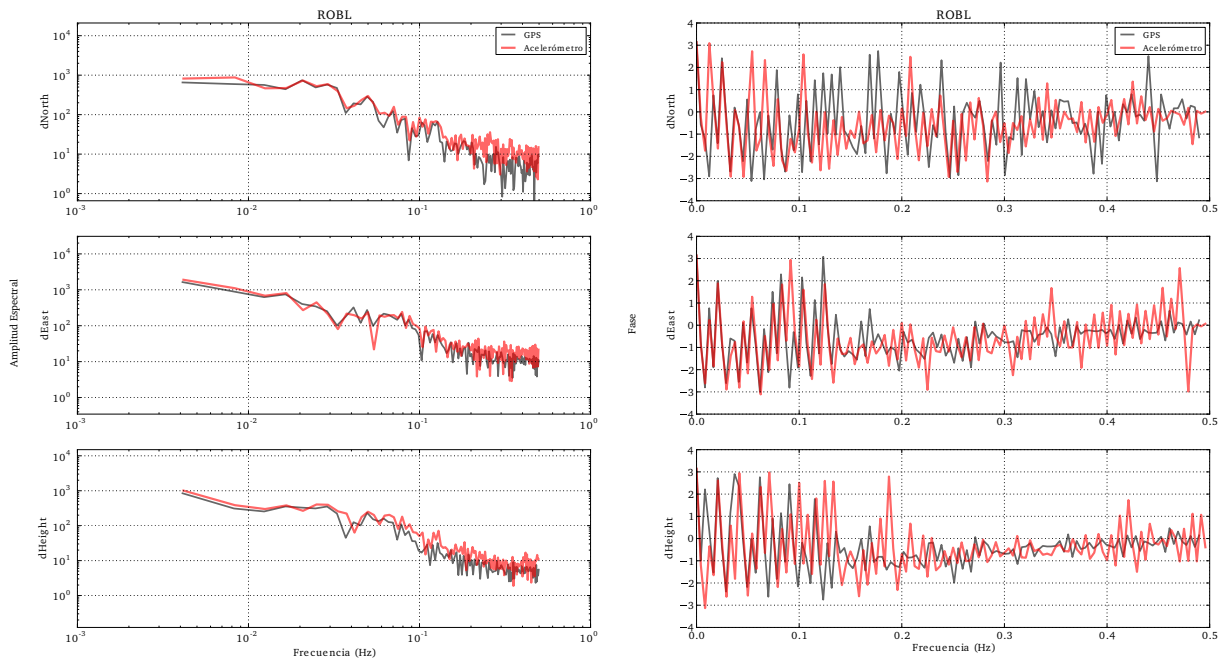


Figura 5.2: Amplitud (izquierda) y fase (derecha) espectral de motograma (negro) y acelerograma integrado dos veces (rojo) para la estación ROBL que registró el terremoto del Maule 2010.

Se empiezan a evidenciar diferencias a medida que ambos espectros se que se acerca a las altas



frecuencias. Como lo muestra la Figura 5.3, en la cual es posible ver como, a frecuencias superiores a  $\sim 0.1$  Hz la alta frecuencia es dominante en el acelerograma.

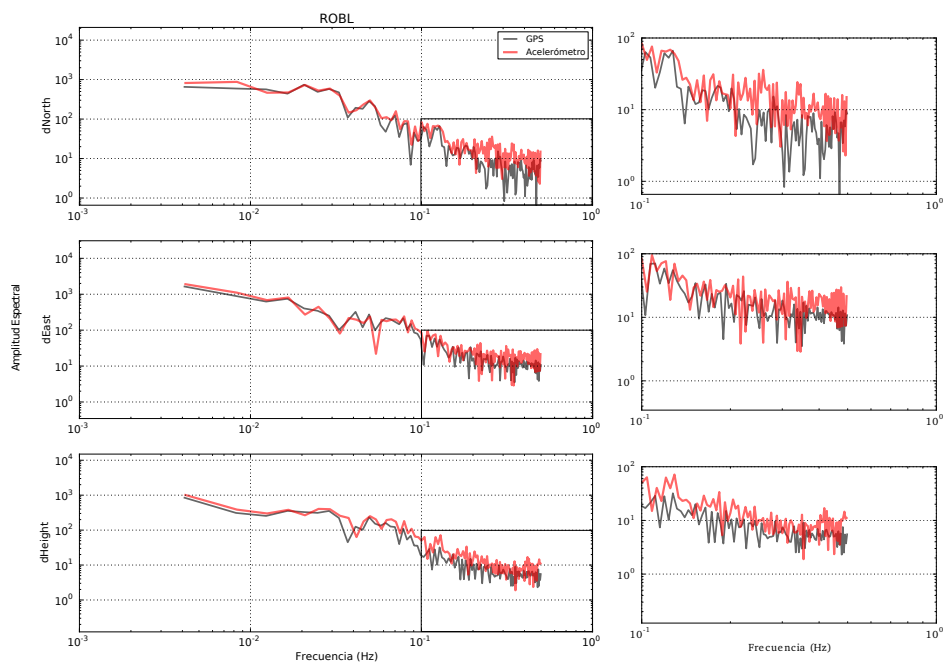


Figura 5.3: Zoom aplicado a la zona de alta frecuencia de la amplitud espectral para la estación ROC1

## Terremoto de Iquique 2014

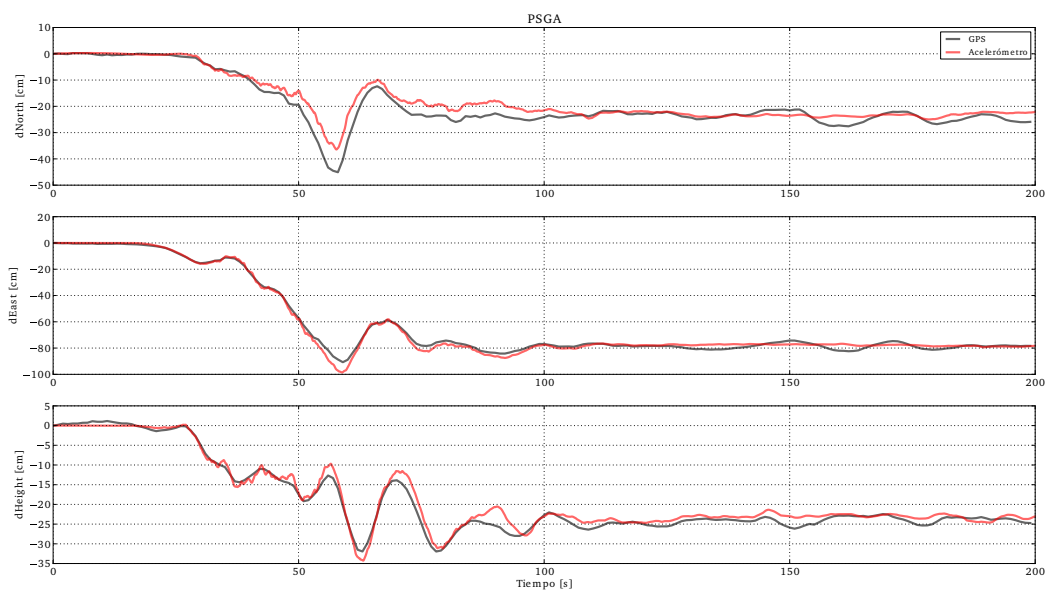


Figura 5.4: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado dos veces (rojo) para la estación PSGA que registró el evento del 1 de Abril de 2014.

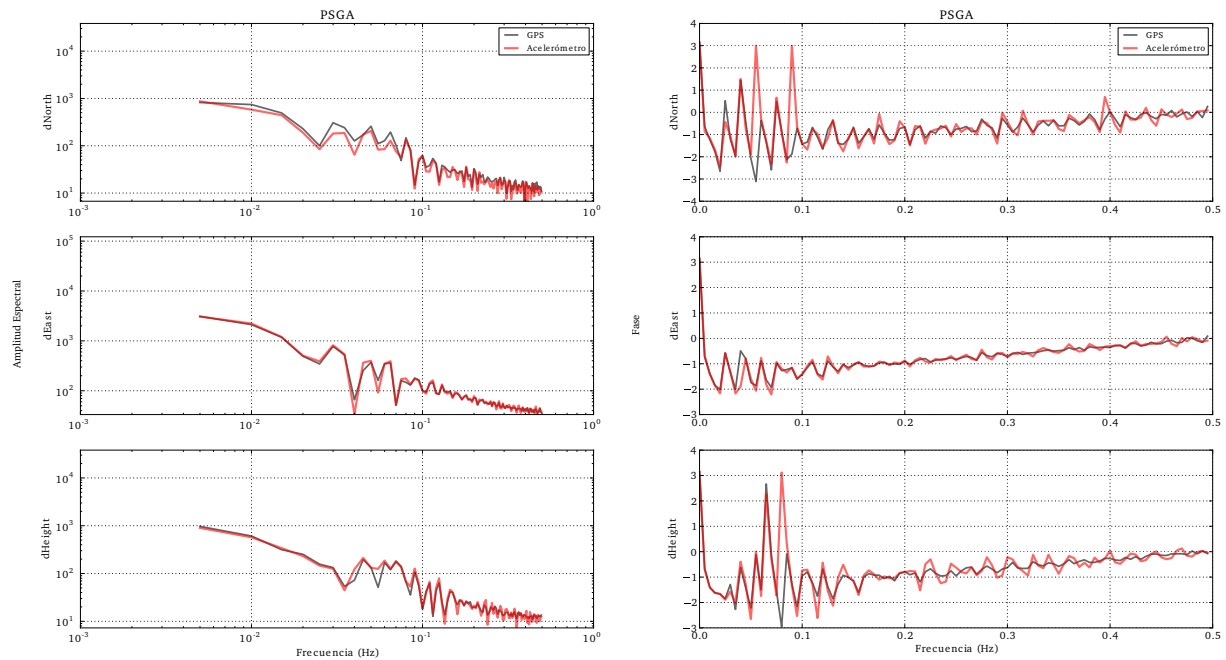


Figura 5.5: Amplitud (izquierda) y fase (derecha) espectral de motograma (negro) y acelerograma integrado dos veces (rojo) para la estación PSGA que registró el evento del 1 de Abril de 2014.

La Figura 5.4 muestra los desplazamientos del terremoto del 1 de Abril de 2014 registrados por la estación instalada en Pisagua (PSGA) obtenidos desde el GPS y también desde el acelerograma integrado dos veces. Se puede observar el buen ajuste del acelerómetro integrado dos veces al hacer una corrección de la línea de base, logrando reproducir el desplazamiento estático. Los registros en desplazamiento de todas las estaciones se encuentran en el Apéndice C.

Existen algunas diferencias en las bajas frecuencias en la componente Norte que se ratifican al observar los espectros de ambas señales (Figura 5.5) que se podrían deber a que el acelerómetro no logra reproducir con eficacia ese rango de frecuencias o a su vez se podría deber a que alguna componente del GPS no fue del todo resuelta durante el procesamiento.

### Réplica de Iquique 2014

La Figura 5.6 muestra los desplazamientos producidos por la réplica ocurrida el 3 de Abril de 2014 registrado por la estación PB08. Al igual que en la Figura 5.4, el desplazamiento obtenido por la doble integración del acelerograma tiene ciertas diferencias en las frecuencias bajas. Se puede observar, con mayor claridad al final de la señal del GPS en la componente Norte, el paso de las ondas superficiales captadas por la estación de referencia y que afectan a las demás estaciones cinemáticas. En los espectros de desplazamiento que se muestran en la Figura 5.7, se observa una diferencia entre el GPS y el acelerograma en la componente vertical. Cabe recordar que la componente vertical en el GPS es la que posee mayores errores en el procesamiento debido a que tiene menores restricciones en la geometría de los satélites. Sin embargo, aún cuando este efecto ocurre, la comparación entre el GPS y el acelerograma y la corrección de la línea de base quedan bien resueltas, como lo muestra el resultado de la fase espectral, en la cual el acelerómetro es capaz de

reproducir bien el desplazamiento hasta una frecuencia de 0.1 Hz. Los registros en desplazamiento de todas las estaciones se encuentran en el Apéndice C.

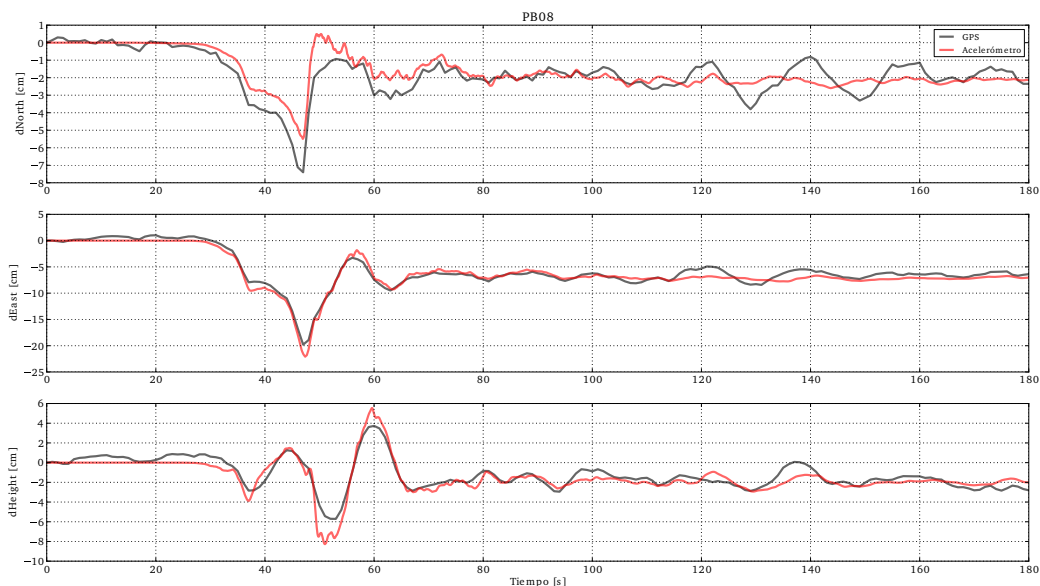


Figura 5.6: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado dos veces (rojo) para la estación PB08 que registró el evento del 3 de Abril de 2014.

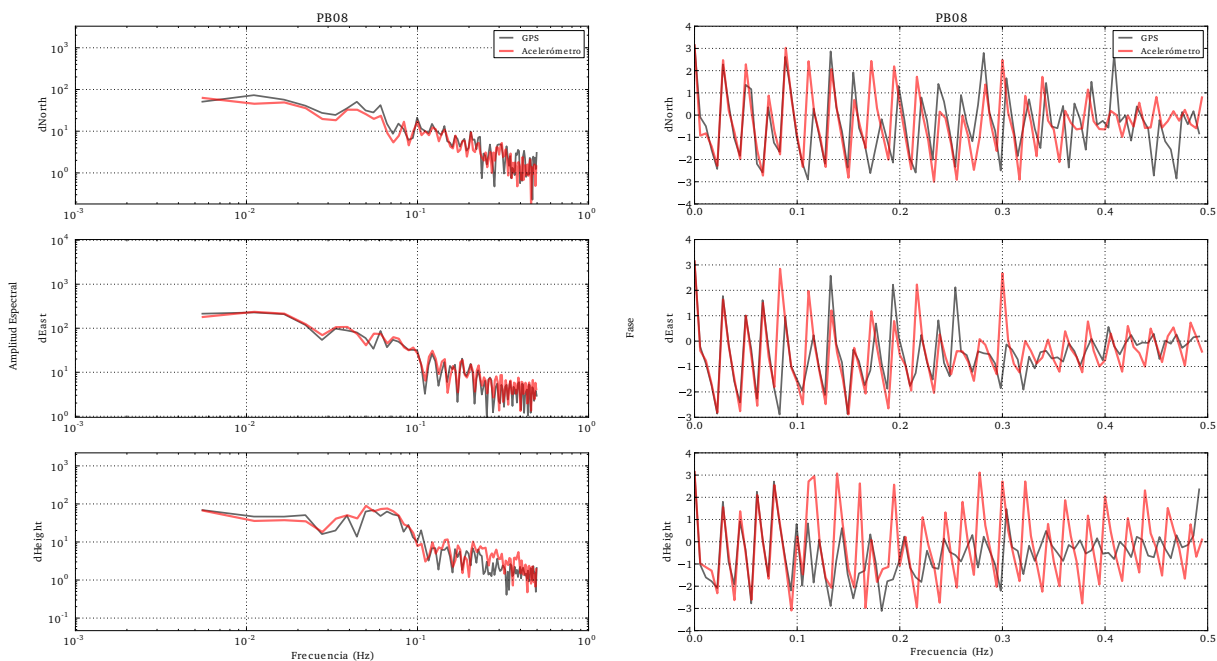


Figura 5.7: Amplitud (izquierda) y fase (derecha) espectral de motograma (negro) y acelerograma integrado dos veces (rojo) para la estación PB08 que registró el evento del 3 de Abril de 2014.

### 5.3.2. Comparación en velocidad

Se compararon los datos obtenidos del GPS y el acelerómetro mostrando el contenido de su señal en velocidad, con el fin de saber, como es el comportamiento de la señal del cGPS en la alta frecuencia.

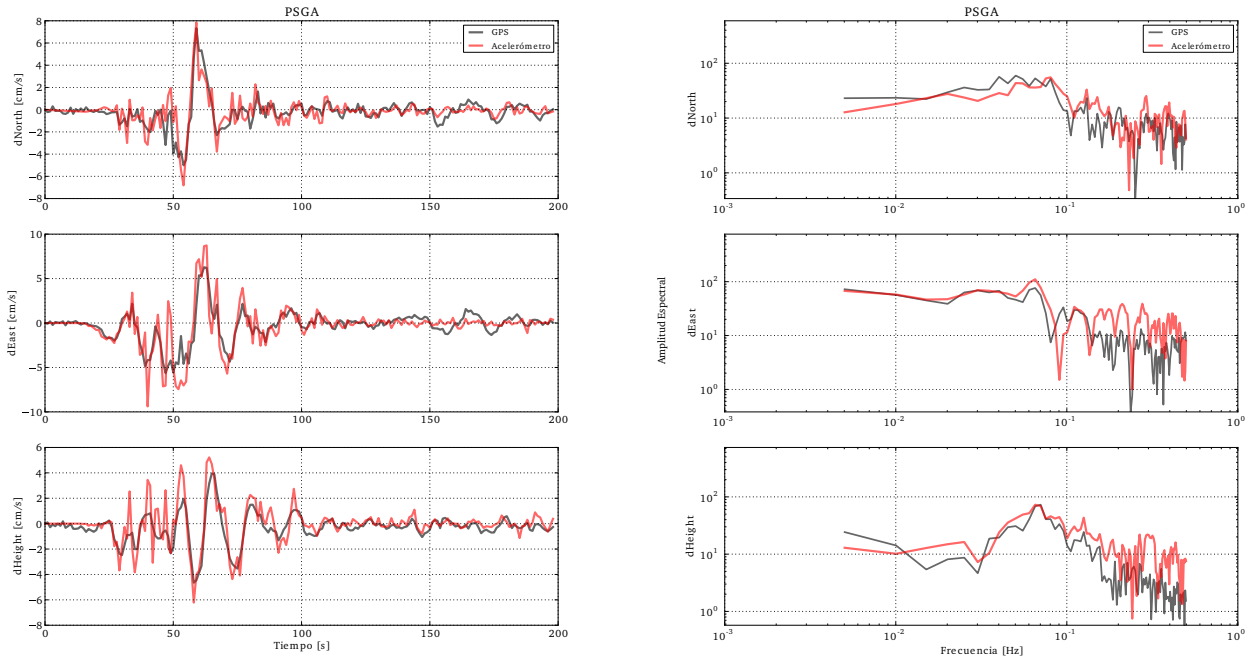


Figura 5.8: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado una vez (rojo) para la estación PSGA que registró el evento del 1 de Abril de 2014. En el lado izquierdo de la figura se encuentra la señal en desplazamiento y a la derecha el espectro en frecuencia.

La Figura 5.8 muestra la señal del GPS derivada comparada con la del acelerograma integrado una vez. Se puede observar una buena correspondencia entre las señales para los periodos largos. Sin embargo, en las señales y también en los espectros, el GPS no es capaz de reproducir la alta frecuencia que muestra el acelerograma (Figura 5.9).

En la Figura 5.10 se puede observar que como es un sismo de menor magnitud en comparación a los eventos de Iquique ( $M_w$  8.1) y Maule ( $M_w$  8.8) el contenido de alta frecuencia de parte del acelerograma es menor, lo que muestra un mejor coherencia entre las señales, que puede apreciarse con claridad en la componente Este.

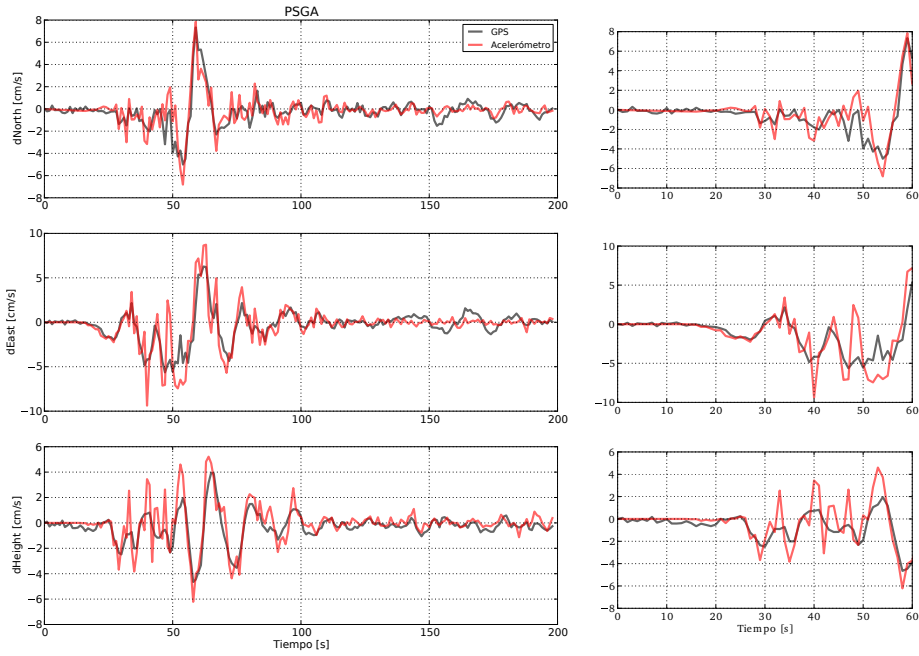


Figura 5.9: Zoom aplicado a los registros de motograma y acelerograma en velocidad para la estación PSGA.

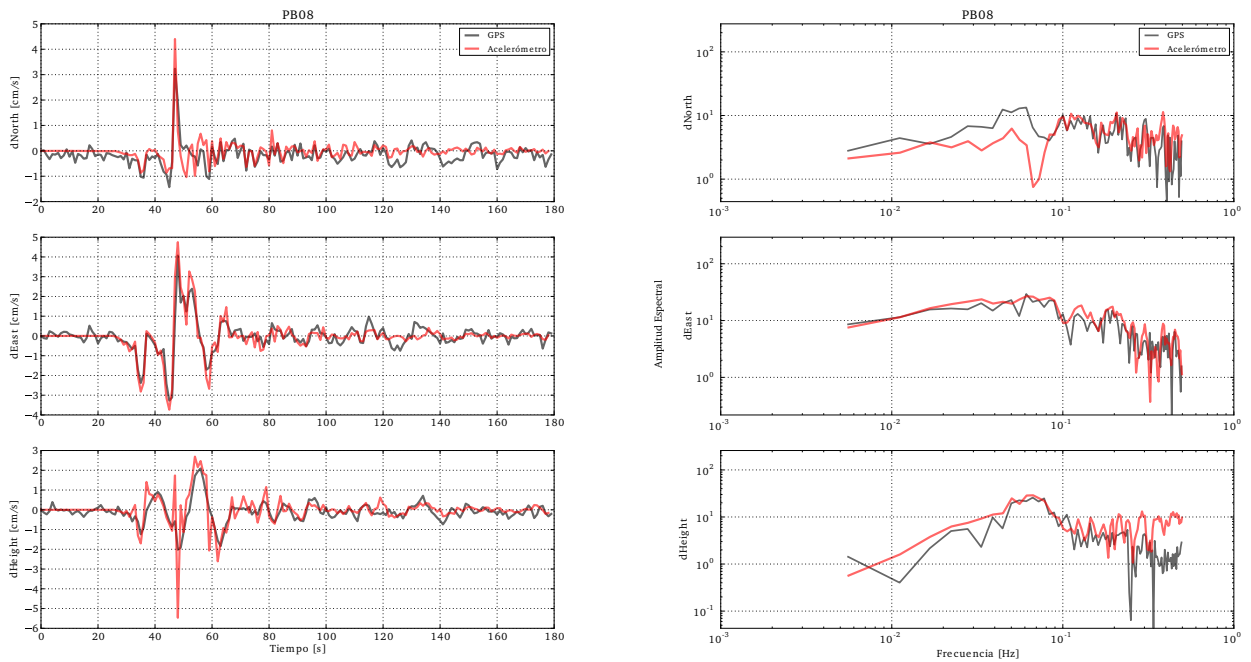


Figura 5.10: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado una vez (rojo) para la estación PB08 que registró el evento del 3 de Abril de 2014. En el lado izquierdo de la figura se encuentra la señal en desplazamiento y a la derecha el espectro en frecuencia.

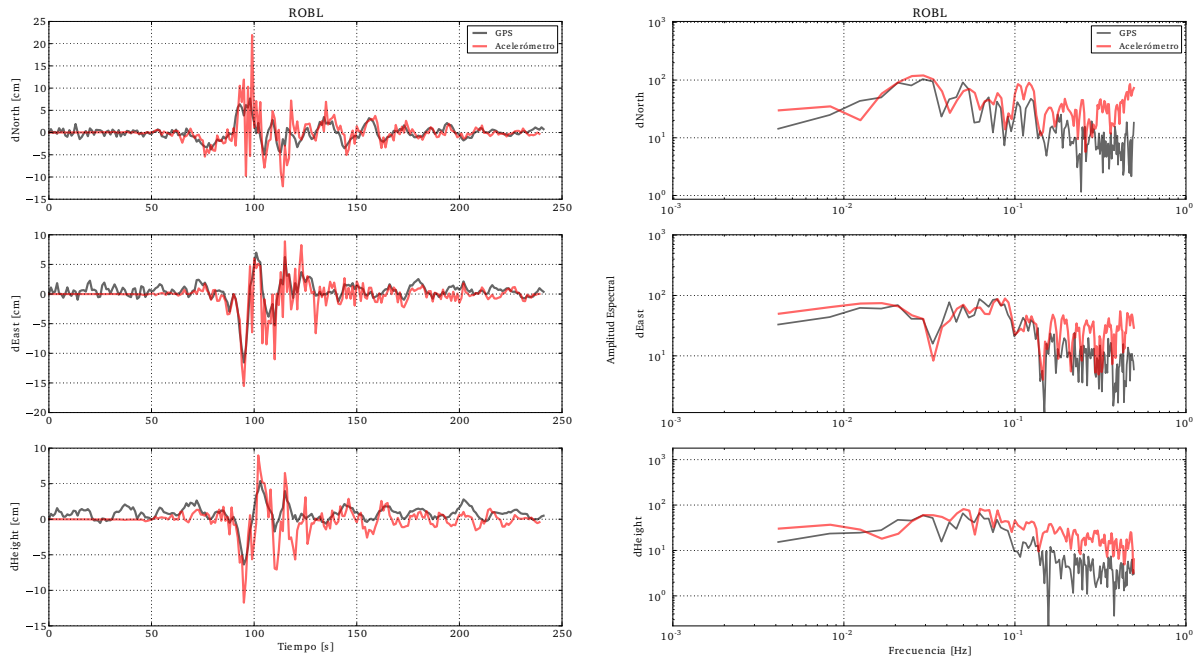


Figura 5.11: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado una vez (rojo) para la estación ROBL que registró el terremoto del Maule 2010. En el lado izquierdo de la figura se encuentra la señal en desplazamiento y a la derecha el espectro en frecuencia.

El caso contrario ocurre en la Figura 5.11, en que el acelerograma posee un mayor contenido de alta frecuencia observándose una menor correspondencia. A pesar de esto, en ambos casos se puede observar que en las bajas frecuencias, la señal tiende a ser similar.

Por medio de los espectros en velocidad de las Figuras 5.8, 5.10 y 5.11 es posible encontrar una buena correspondencia en ambas señales en las bajas frecuencias, habiendo casos, como en la componente Este de la estación ROBL, en que ambas señales son similares hasta frecuencias levemente superiores a 0.1 Hz. Es decir, el motograma posee un buen comportamiento en su señal, como sismograma, hasta estas frecuencias. Los registros en velocidad de todas las estaciones se encuentran en el Apéndice D.

### 5.3.3. Registros Filtrados

En las Figuras 5.12 y 5.13 se muestra como el acelerograma al ser filtrado en una banda de frecuencias entre 0.01 - 0.25 Hz, logra reproducir bien las bajas frecuencias de la señal del GPS en velocidad. Esto confirma que el GPS es capaz de entregar un buen resultado tanto en desplazamiento como en velocidad en esta banda de frecuencias, en la cual el motograma puede llegar a ser similar a un sismograma.

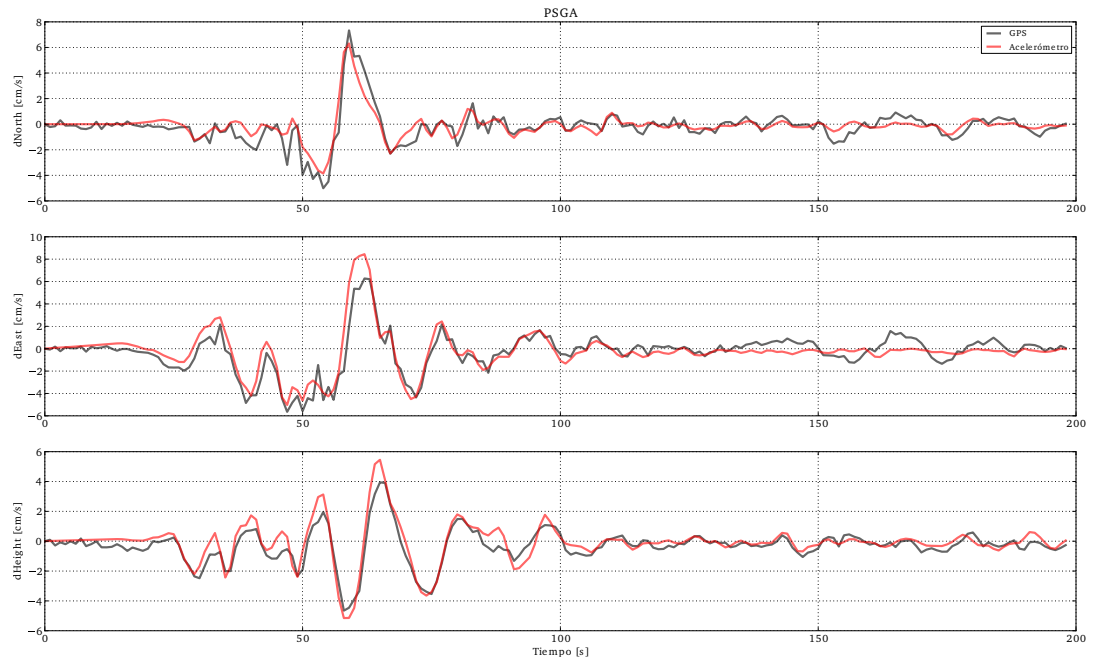


Figura 5.12: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado una vez (rojo) para la estación PSGA que registró el evento del 1 de Abril de 2014. El registro de aceleración se encuentra filtrado entre 0.01 - 0.25 Hz.

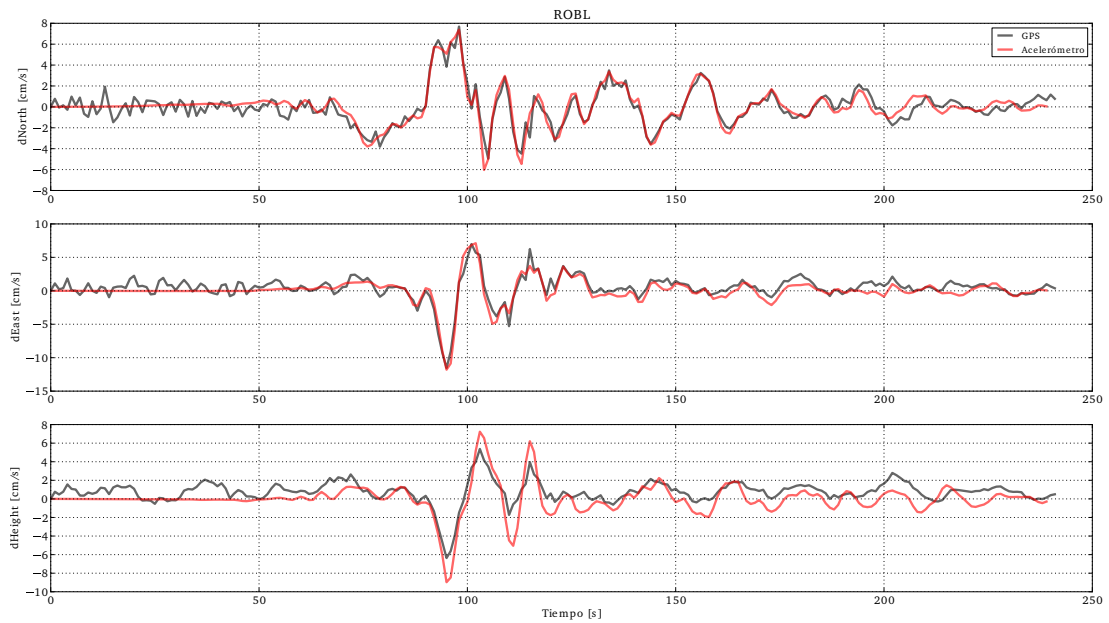


Figura 5.13: Comparación entre motograma (negro) y acelerograma integrado una vez (rojo) para la estación ROC1 que registró el evento del Maule 2010. El registro de aceleración se encuentra filtrado entre 0.01 - 0.25 Hz.

### 5.3.4. Llegada de onda P

A pesar que es posible obtener una buena reproducción tanto del desplazamiento como de la velocidad en el motograma en las bajas frecuencias, persisten discrepancias a altas frecuencias. Esto presenta un problema cuando lo que se busca es el inicio del terremoto en series de tiempo GPS, a diferencia cuando se utiliza un acelerómetro, debido a su baja tasa de muestreo y sensibilidad al movimiento. Como se observa en la Figura 5.14, el registro de GPS no es capaz de identificar la llegada de la onda P.

La Figura 5.14 muestra la llegada de la onda P a la estación ROC1 asociada al terremoto del Maule 2010 ( $M_w$  8.8). En la Figura 5.15 se observan los primeros 80 s del terremoto, en donde se identifica el inicio de la onda P obtenida de los datos de aceleración. Se puede observar que el GPS no muestra diferencia en su señal al momento de llegar la onda P. En general, como las primeras llegadas de onda P en terremotos de subducción son de poca amplitud, el GPS no es capaz de detectar estos primeros movimientos debido a que la amplitud del ruido es superior al de la señal. Como se mencionó en los capítulos anteriores, es posible que, al momento de aplicarse tanto el filtro sideral como el espacial, la alta frecuencia también se vea afectada por suma constructiva o destructiva entre las señales.

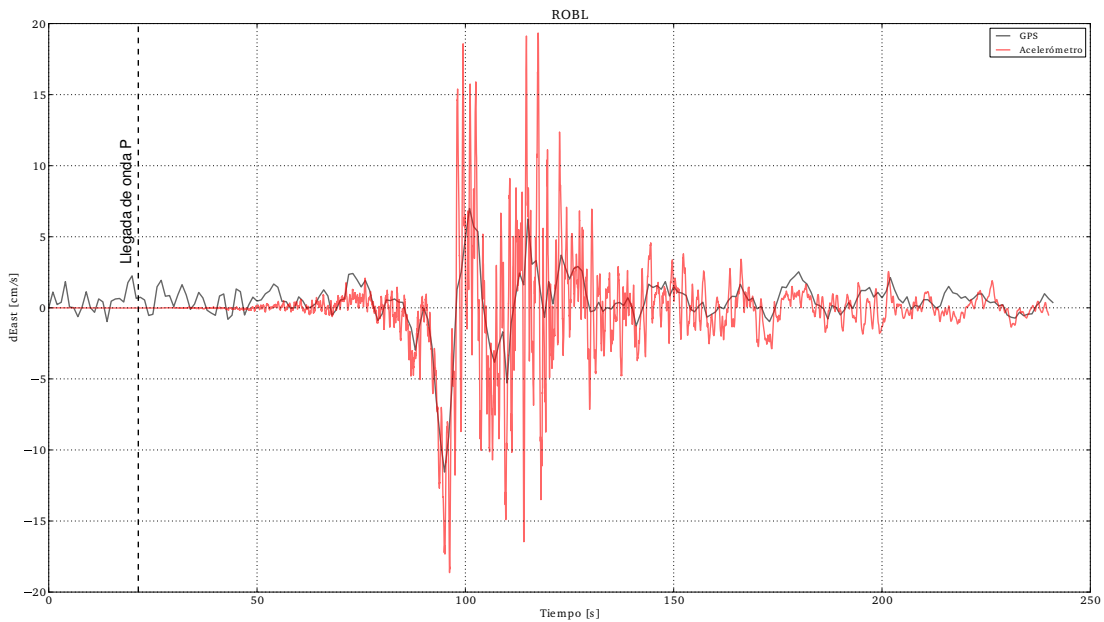


Figura 5.14: Llegada de la onda P, para la estación ROC1



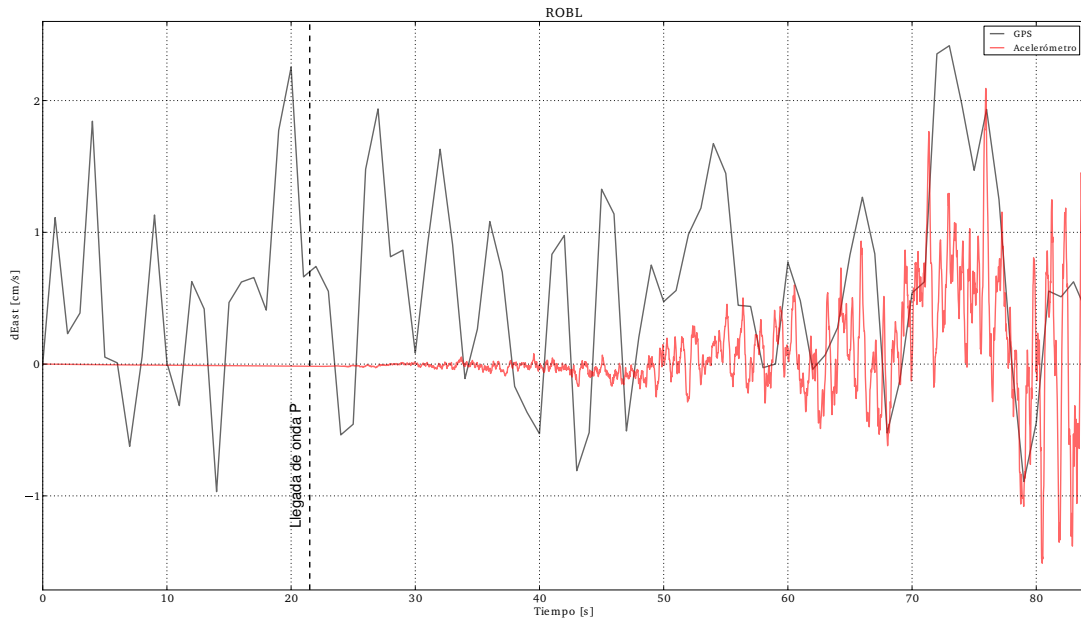


Figura 5.15: Llegada de la onda P, para la estación ROC1

## 5.4. Conclusiones

Obtener la forma de onda del desplazamiento generado por un terremoto en el campo cercano resulta ser muy importante para la sismología debido a la información que aporta a la fuente del terremoto. Sin embargo, es complicado poder reproducir esta señal en una banda de frecuencia amplia. El acelerómetro, por su parte, posee la ventaja que su señal no se satura, no así el sismómetro banda ancha que para eventos de gran magnitud su señal resulta ser inutilizable en el campo cercano. Sin embargo, el acelerómetro tiene la desventaja de que tiene que ser integrado dos veces para obtener el desplazamiento, y este procedimiento no provee una solución única. Por otra parte, el GPS es capaz de reproducir el desplazamiento producido por el terremoto a distancia epicentral sin sufrir la complicación que su señal se sature. Sin embargo, el limitado rango de frecuencias en que registra el GPS hace que no tenga la misma sensibilidad que un acelerómetro.

Debido a esto, es importante considerar la opción de instalar un acelerómetro en conjunto con un GPS. El GPS en el campo cercano resuelve bien los periodos largo, no así al acelerómetro. A su vez, el acelerómetro puede registrar a un rango de frecuencias mayor al del GPS, como es puede observar en los registros en velocidad. Esto lleva a concluir que el GPS es un instrumento capaz reproducir bien la señal sísmica hasta periodos mayores a 10 segundos.

Para obtener la velocidad o desplazamiento desde el acelerograma, es necesario aplicar una corrección a la línea de base que puede ser obtenida directamente del GPS. Al no realizar una corrección, aplicar un filtro pasa-alto o pasa-banda al registro conduciría a una pérdida de información en las frecuencias bajas, así como de la deformación estática que es importante al calcular magnitud de momento.

En conjunto, GPS y acelerómetro, son instrumentos fuertemente complementarios, ya que permiten obtener un registro de campo cercano de un terremoto de gran magnitud en un rango de frecuencias más amplio que el obtenido por cada instrumento por separado. En el último tiempo, se han desarrollado técnicas tanto para obtener una corrección de línea de base automática para el proceso de integración de datos de aceleración, utilizando datos de GPS (Chao *et al.* , 2010; Melgar *et al.* , 2013), como para reproducir el movimiento conjunto (Wang *et al.* , 2007; Bock *et al.* , 2011) obteniendo resultados en tiempo real. Estas técnicas serían de utilidad en los sistemas de alerta temprana de terremoto y/o maremoto.

# Capítulo 6

## Conclusiones y discusiones generales

A lo largo de este trabajo se realizó un análisis de los registros obtenidos en receptores GPS con una tasa de muestreo de 1 y 5 Hz, para los últimos terremotos de subducción que han ocurrido en Chile: Tocopilla 2007 ( $M_w$  7.7), Maule 2010 ( $M_w$  8.8) e Iquique 2014 ( $M_w$  8.1). Además de sismos menores como Constitución 2012 ( $M_w$  7.0), Tongoy 2013 ( $M_w$  6.5) e Iquique 2014 ( $M_w$  7.6).

El estudio de terremotos con GPS de alta frecuencia, ofrece la posibilidad de observar el comportamiento de la señal como un sismograma, reproduciendo el movimiento cosísmico del terremoto registrado en desplazamiento. Los desplazamientos asociados a periodos largos, particularmente la deformación estática son bien resueltos. Sin embargo, en alta frecuencia se desconoce hasta que periodos es capaz de reproducir adecuadamente la señal del terremoto. Debido a esto, se compararon la señal obtenida del GPS con la señal de acelerómetros ubicados en el mismo sitio. La comparación muestra que el motograma se comporta de manera similar a los acelerogramas para frecuencias menores a 0.1 Hz (menor a la frecuencia de Nyquist). Dado que el acelerograma presenta problemas al ser integrado dos veces, acelerómetros y GPS pueden actuar como una señal complementaria entre ambos, abarcando una amplia banda de frecuencias.

La sensibilidad al movimiento del GPS es distinta a la de sismómetros y acelerómetros, por este motivo, el GPS no es capaz de registrar eventos menores. La influencia de la distancia hipocentral y magnitud es muy importante al momento de observar la señal directamente del GPS. Eventos de magnitud menores a  $M_w$  7.0 en la zona sismogénica (interplaca tipo thrust y probablemente intra-placa de profundidad intermedia) resultan difíciles de ser bien registrado por receptores GPS, como se observó en los sismos de Constitución 2012 ( $M_w$  7.0) y Tongoy 2013 ( $M_w$  6.5), en los cuales para el primer evento sólo es posible observar la señal del terremoto en la estación más cercana al hipocentro (CONS) y para el segundo se observa un pulso perfectamente confundible con el ruido de la estación que se encuentra sobre el hipocentro (BTON). Caso contrario ocurre al momento de producirse un terremoto de gran magnitud, para el cual el GPS, es capaz de registrar incluso ondas superficiales a distancias mayores a 500 km del hipocentro, como lo sucedido para el terremoto del Maule 2010, que generó ondas superficiales que fueron observadas desde la red situada en la región de Coquimbo.

Para obtener un buen motograma es necesario que el resultado del procesamiento cinemático sea filtrado. Para esto, se creó y aplicó un filtro sideral, que tiene como objetivo remover la señal producida por errores en el cálculo de la posición que se deben a efectos que sufre la señal desde el satélite a la antena, como por ejemplo el efecto multicamino; y un filtro espacial que, de ser

necesario, remueva el efecto causado por el movimiento de la estación de referencia sobre las estaciones cinemáticas. El resultado obtenido es una señal que sólo muestra el proceso del terremoto eliminando señales adicionales que distorsionan el registro. A pesar de que el ambos filtros ayudan a obtener una buena señal, la aplicación de estos filtros pueden comprometer los periodos cortos debido a la suma constructiva y destructiva que se realiza con las señales.

Todos los efectos anteriormente expuestos influyen en el registro final y eventualmente, además de aislar la señal de interés, podrían afectar la alta frecuencia. Sin embargo, estudios como análisis de ruido, comparaciones entre diferentes tipos antena y receptor GPS que no se hicieron en este trabajo ya que escapan de los objetivos principales, podrían jugar un rol importante en la señal. Debido a la variedad de modelos de estaciones GPS que se encuentran desplegadas, es necesario realizar un estudio de efectividad de cada una de ellas, a fin de saber el pro y el contra al momento de decidir una futura instalación de instrumentos GPS. Se deja planteada la inquietud para futuros trabajos.

Por último, en terremotos de subducción, obtener una buena solución al motograma depende fuertemente de la magnitud, esto puede tener influencia al momento de querer implementar un sistema de alerta temprana de terremotos y/o maremotos. Asumiendo que es posible obtener la señal de GPS en tiempo real y con una red suficientemente densa de instrumentos, sólo sería posible implementar un sistema utilizando GPS para eventos superiores a un magnitud  $M_w$  7.0. Esto permitiría utilizar directamente el desplazamiento asociado al terremoto en el campo cercano sin la necesidad de obtenerlo mediante la doble integración del acelerómetro y además de no tener el problema de la saturación de la señal, como ocurre con el sismograma. Sin embargo, el rango de frecuencias en que el GPS registra es limitado (menor a 0.1 Hz), perdiendo información respecto a la llegada de la primera onda P que puede ser de poca amplitud (Meneses *et al.*, 2015). Esto podría ser un problema para un sistema de alerta temprana. Luego, se recomienda utilizar el GPS y el acelerómetro como instrumentos complementarios capaces de entregar una solución al desplazamiento cosísmico en una banda de frecuencias más amplia que el GPS.

# Bibliografía

- Agnew, D., & Larson, K. 2007. Finding the repeat times of the GPS constellation. *GPS solutions*, **11**(1), 71–76.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**(3), 329–334.
- Barrientos, S., & Ward, S. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, **103**(3), 589–598.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., De Chabaliér, J., *et al.* . 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International*, **183**(1), 390–406.
- Blewitt, G. 1997. Basics of the GPS technique: observation equations. *Geodetic applications of GPS*, 10–54.
- Blewitt, G. 2007. GPS and space-based geodetic methods. *Treatise on Geophysics*, **3**, 351–390.
- Bock, Y., Nikolaidis, R., M, Jonge, P., & Bevis, M. 2000. Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **105**(B12), 28223–28253.
- Bock, Y., Prawirodirdjo, L., & Melbourne, T. 2004. Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network. *Geophysical Research Letters*, **31**(6).
- Bock, Y., Melgar, D., & Crowell, B. 2011. Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(6), 2904–2925.
- Böhm, J., Heinkelmann, R., & Schuh, H. 2007. Short note: a global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*, **81**(10), 679–683.
- Boore, D. 2001. Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**(5), 1199–1211.
- Boore, D., Stephens, C., & Joyner, W. 2002. Comments on baseline correction of digital strong-motion data: Examples from the 1999 Hector Mine, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(4), 1543–1560.
- Bullen, K. 1985. *An introduction to the theory of seismology*. Cambridge University Press.

- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., López, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., & Lyon-Caen, H. 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**(1), 177–195.
- Chao, W., Wu, Y., & Zhao, L. 2010. An automatic scheme for baseline correction of strong-motion records in coseismic deformation determination. *Journal of seismology*, **14**(3), 495–504.
- Chen, G. 1998. *GPS kinematic positioning for the airborne laser altimetry at Long Valley, California*. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Chourak, M., Corchete, V., Badal, J., Gómez, F., & Serón, J. 2005. Shallow seismic velocity structure of the Betic Cordillera (southern Spain) from modelling of Rayleigh wave dispersion. *Surveys in geophysics*, **26**(4), 481–504.
- Comte, D., & Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, **4**(1), 23–44.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., & Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience*, **5**(5), 342–345.
- Crowell, B., Bock, Y., & Melgar, D. 2012. Real-time inversion of GPS data for finite fault modeling and rapid hazard assessment. *Geophysical Research Letters*, **39**(9).
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., & Monfret, T. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(1), 87–94.
- Delouis, B., Nocquet, J., & Vallée, M. 2010. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw= 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, **37**(17).
- Ding, X., Chen, Y., Zhu, J., & Huang, D. 1999. Surface deformation detection using GPS multipath signals. *Pages 53–62 of: ION GPS'99*.
- Dorman, J., Ewing, M., & Oliver, J. 1960. Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **50**(1), 87–115.
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M. 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America*, **59**(1), 427–444.
- Elósegui, P., Davis, J., Jaldehag, R., Johansson, J., Niell, A., & Shapiro, I. 1995. Geodesy using the Global Positioning System: The effects of signal scattering on estimates of site position. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **100**(B6), 9921–9934.
- Elósegui, P., Davis, J., Oberlander, D., Baena, R., & Ekström, G. 2006. Accuracy of high-rate GPS for seismology. *Geophysical research letters*, **33**(11).
- Emore, G., Haase, J., Choi, K., Larson, K., & Yamagiwa, A. 2007. Recovering seismic displacements through combined use of 1-Hz GPS and strong-motion accelerometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(2), 357–378.
- Ewing, W., Jardetzky, W., & Press, F. 1958. Elastic waves in layered media. *GFF*, **80**(1), 128–129.

- Fariás, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, **30**(6).
- Forward, T., Stewart, M., & Tsakiri, M. 2003. GPS data stacking for small scale GPS deformation monitoring applications. *Pages 233–240 of: Proc 11th FIGInt Symp on Deformation Measurements*. Santorini:[s. n.].
- Genrich, J., & Bock, Y. 1992. Rapid resolution of crustal motion at short ranges with the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **97**(B3), 3261–3269.
- Genrich, J., Simons, M., Galetzka, J., Chowdhury, F., Owen, S., & Minson, S. 2008. High Rate GPS Data from the 2007 Mw7.7 Tocopilla Earthquake in Northern Chile. *In: Fifth Annual Tectonic Observatory Meeting (Caltech)*.
- Graizer, V. 1979. Determination of the true ground displacement by using strong motion records. *Izvestiya Academy of Sciences, USSR, Physics of the Solid Earth*, **15**(12), 875–885.
- Grandin, R., Ruiz, S., Metois, M., Bejar, M., Vigny, C., Boudin, F., Allgeyer, S., Motagh, M., Fuenzalida, A., Leyton, F., Ruiz, J., Rivera, E., Vallee, M., Jara, J., Cotte, N., de Chaballier, J. Bernard, Lacassin, R., Carrizo, D., Socquet, A., & Ruegg, R. Armijo and J.C. 2014. The 2014 Pisagua-Iquique (Chile) earthquake sequence : Geodetic constraints on space-time slip behaviour of a megathrust segment. *In: AGU San Francisco*.
- Hayes, G., Herman, M., Barnhart, W., Furlong, K., Riquelme, S., Benz, H., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P., & Samsonov, S. 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 295–298.
- Herrin, E., & Goforth, T. 1977. Phase-matched filters: application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**(5), 1259–1275.
- Herring, T. 1992. Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. *Proceedings of Refraction of Transatmospheric signals in Geodesy*, eds. JC De Munck and TA Spoelstra, Netherlands Geodetic Commission Publications on Geodesy, **36**.
- Herring, T. 2009. TRACK GPS kinematic positioning program, version 1.21. *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*.
- Herring, T., Davis, J., & Shapiro, I. 1990. Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **95**(B8), 12561–12581.
- Herrmann, R., & Ammon, C. 2004. Surface waves, receiver functions and crustal structure. *Computer Programs in Seismology, Version*, **3**, 30.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Collins, J. 1993. Global Positioning System. Theory and Practice. *Global Positioning System. Theory and practice.*, by Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins, J.. Springer, Wien (Austria), 1993, 347 p., ISBN 3-211-82477-4, Price DM 79.00. ISBN 0-387-82477-4 (USA)., **1**.
- Hung, H., & Rau, R. 2013. Surface waves of the 2011 Tohoku earthquake: Observations of Taiwan's dense high-rate GPS network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(1), 332–345.

- Irwan, M., Kimata, F., Hirahara, K., Sagiya, T., & Yamagiwa, A. 2004. Measuring ground deformations with 1-Hz GPS data: the 2003 Tokachi-oki earthquake (preliminary report). *Earth, planets and space*, **56**(3), 389–393.
- Iwan, W., Moser, M., & Peng, C. 1985. Some observations on strong-motion earthquake measurement using a digital accelerograph. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(5), 1225–1246.
- Ji, C., Larson, K., M, Tan, Y., Hudnut, K., & Choi, K. 2004. Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, **31**(17), L17608.
- Kanamori, Hiroo, & Cipar, John J. 1974. Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **9**(2), 128–136.
- Kato, A., & Nakagawa, S. 2014. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(15), 5420–5427.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, **3**, 8–14.
- Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, **77**(11), 2087–2103.
- Kelleher, J., Sykes, L., & Oliver, J. 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **78**(14), 2547–2585.
- Knopoff, L. 1972. Observation and inversion of surface-wave dispersion. *Tectonophysics*, **13**(1), 497–519.
- Kovach, R. 1978. Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure. *Reviews of Geophysics*, **16**(1), 1–13.
- Langbein, J., & Bock, Y. 2004. High-rate real-time GPS network at Parkfield: Utility for detecting fault slip and seismic displacements. *Geophysical research letters*, **31**(15).
- Larson, K. 2009. GPS seismology. *Journal of Geodesy*, **83**(3-4), 227–233.
- Larson, K., Bodin, P., & Gomberg, J. 2003. Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake. *Science*, **300**(5624), 1421–1424.
- Larson, K., Bilich, A., & Axelrad, P. 2007. Improving the precision of high-rate GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **112**(B5).
- Lay, T., Ammon, C., Kanamori, H., Koper, K., Sufri, O., & Hutko, A. 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, **37**(13).
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E., & An, C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*.



- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., & Piatanesi, A. 2011. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*, **4**(3), 173–177.
- Luttrell, K., Tong, X., Sandwell, D., Brooks, B., & Bevis, M. 2011. Estimates of stress drop and crustal tectonic stress from the 27 February 2010 Maule, Chile, earthquake: Implications for fault strength. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **116**(B11).
- Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 221.
- McCann, W., Nishenko, S., Sykes, L., & Krause, J. 1979. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. *Pages 1082–1147 of: Earthquake Prediction and Seismicity Patterns*. Springer.
- McMechan, G., & Yedlin, M. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, **46**(6), 869–874.
- Melgar, D., Bock, Y., Sanchez, D., & Crowell, B. 2013. On robust and reliable automated baseline corrections for strong motion seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(3), 1177–1187.
- Meneses, G., Ruiz, S., & Madariaga, R., Sobiesiak M. 2015. Complex nucleation process of large North Chile Earthquakes, implication for Early Warning Systems. *En preparación*.
- Minson, S. 2010. *A Bayesian approach to earthquake source studies*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology.
- Minson, S., Simons, M., Beck, J., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S., Moore, A., Inbal, A., & Sladen, A. 2014. Bayesian inversion for finite fault earthquake source models–II: the 2011 great Tohoku-oki, Japan earthquake. *Geophysical Journal International*, **198**(2), 922–940.
- Miyazaki, S., Larson, Kristine M., Choi, K., Hikima, K., Koketsu, K., Bodin, P., Haase, J., Emore, G., & Yamagiwa, A. 2004. Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data. *Geophysical Research Letters*, **31**(21).
- Montessus de Ballore, F. 1912. *Historia sísmica de los Andes Meridionales*. Imprenta Cervantes.
- Moreno, M., Klotz, J., Melnick, D., Echtler, H., & Bataille, K. 2008. Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36–39 S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(12).
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., *et al.* . 2012. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **321**, 152–165.
- Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Flueh, E., Dzierma, Y., Rabbel, W., & Thorwart, M. 2011. Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile earthquake (Mw= 8.8) using wide angle seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**(1), 147–155.
- Motagh, M., Schurr, B., Anderssohn, J., Cailleau, B., Walter, T., R, Wang, R., & Villotte, J. 2010. Subduction earthquake deformation associated with 14 November 2007, Mw 7.8 Tocopilla earthquake in Chile: Results from InSAR and aftershocks. *Tectonophysics*, **490**(1), 60–68.

- Park, K., Nerem, R., Schenewerk, M., & Davis, J. 2004. Site-specific multipath characteristics of global IGS and CORS GPS sites. *Journal of geodesy*, **77**(12), 799–803.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., & Giese, P. 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5 S and 25 S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **104**(B4), 7293–7317.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., & Vilotte, J. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, **182**(3), 1411–1430.
- Pollitz, F., Brooks, B., Tong, X., Bevis, M., Foster, J., Bürgmann, R., Smalley, R., Vigny, C., Socquet, A., Ruegg, J., *et al.* . 2011. Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, **38**(9).
- Pulido, N., Yagi, Y., Kumagai, H., & Nishimura, N. 2011. Rupture process and coseismic deformations of the 27 February 2010 Maule Earthquake, Chile. *Earth Planets and Space*, **63**(8), 955.
- Radovanovic, R. 2000. High accuracy deformation monitoring via multipath mitigation by day-to-day correlation analysis. *Pages 19–22 of: 13th International Technical Meeting of the SAT Division of the ION, September.*
- Ruegg, J., Campos, J., Madariaga, R., Kausel, E., De Chabaliér, J., Armijo, R., Dimitrov, D., Georgiev, I., & Barrientos, S. 2002. Interseismic strain accumulation in south central Chile from GPS measurements, 1996–1999. *Geophysical research letters*, **29**(11), 12–1.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabaliér, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., & Dimitrov, D. 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **175**(1), 78–85.
- Ruiz, J., Hayes, G., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., & Comte, D. 2014a. Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile Mw 7.0 and Mw 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, **197**(1), 414–434.
- Ruiz, S. 2012. *Kinematic and Dynamic Inversions of Subduction Earthquakes Using Strong Motion and CGPS Data*. Ph.D. thesis, Universidad de Chile.
- Ruiz, S., Madariaga, R., Astroza, M., Saragoni, G., Lancieri, M., Vigny, C., & Campos, J. 2012. Short-period rupture process of the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Chile. *Earthquake Spectra*, **28**(S1), S1–S18.
- Ruiz, S., Grandin, R., Dionicio, V., Satriano, C., Fuenzalida, A., Vigny, C., Kiraly, E., Meyer, C., Baez, J., Riquelme, S., *et al.* . 2013. The Constitución earthquake of 25 March 2012: A large aftershock of the Maule earthquake near the bottom of the seismogenic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **377**, 347–357.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. 2014b. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**(6201), 1165–1169.

- Ryder, I., Rietbrock, A., Kelson, K., Bürgmann, R., Floyd, M., Socquet, A., Vigny, C., & Carrizo, D. 2012. Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 Maule earthquake, Chile. *Geophysical Journal International*, **188**(3), 879–890.
- Saastamoinen, J. 1972. Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Geodesique*, **105**(1), 279–298.
- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P., & Vilotte, J. 2012. The 2007 M7. 7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **117**(B5).
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., *et al.* . 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*.
- Seeber, G., Menge, F., Völksen, C., Wübbena, G., & Schmitz, M. 1998. Precise GPS positioning improvements by reducing antenna and site dependent effects. *Pages 237–244 of: Advances in Positioning and Reference Frames*. Springer.
- Shi, C., Lou, Y., Zhang, H., Zhao, Q., Geng, J., Wang, R., Fang, R., & Liu, J. 2010. Seismic deformation of the Mw 8.0 Wenchuan earthquake from high-rate GPS observations. *Advances in Space Research*, **46**(2), 228–235.
- Soudoudi, F, Yuan, X, Asch, G, & Kind, R. 2011. High-resolution image of the geometry and thickness of the subducting Nazca lithosphere beneath northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **116**(B4).
- Tong, X., Sandwell, D., Luttrell, K., Brooks, B., Bevis, M., Shimada, M., Foster, J., Smalley, R., Parra, H., Báez, J., *et al.* . 2010. The 2010 Maule, Chile earthquake: Downdip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, **37**(24).
- Vallee, M., Grandin, R., Ruiz, S., Delouis, B., Vigny, C., Rivera, E., Aissaoui, M., Allgeye, S., Satriano, C., Poiata, N., Bernard, P., & Schurr, J.P. Vilotte and B. 2014. Rupture process of the two main 2014 Pisagua earthquakes (Mw 8.1 and 7.6) from strong motion, geodetic and global seismic data. *In: AGU San Francisco*.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., *et al.* . 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS. *Science*, **332**(6036), 1417–1421.
- Wang, G., Boore, D., Igel, H., & Zhou, X. 2003. Some observations on colocated and closely spaced strong ground-motion records of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**(2), 674–693.
- Wang, G., Boore, D., Tang, G., & Zhou, X. 2007. Comparisons of ground motions from colocated and closely spaced one-sample-per-second global positioning system and accelerograph recordings of the 2003 M 6.5 San Simeon, California, earthquake in the Parkfield region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(1B), 76–90.

- Wang, R., Schurr, B., Milkereit, C., Shao, Z., & Jin, M. 2011. An improved automatic scheme for empirical baseline correction of digital strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(5), 2029–2044.
- Wanninger, L., & May, M. 2001. Carrier-phase multipath calibration of GPS reference stations. *NAVIGATION-LOS ANGELES AND WASHINGTON-*, **48**(2), 113–124.
- Wathelet, M. 2005. GEOPSY Geophysical Signal Database for Noise Array Processing. *Software, LGIT, Grenoble, France*.
- Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near surface geophysics*, **2**(4), 211–221.
- Wathelet, Marc. 2008. An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, **35**(9).
- Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P., & Genrich, J. 1997. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **102**(B8), 18057–18070.
- Wu, Y., & Wu, C. 2007. Approximate recovery of coseismic deformation from Taiwan strong-motion records. *Journal of seismology*, **11**(2), 159–170.
- Wübbena, G., and Bagge A., Boettcher, G., Schmitz, M., & Andree, P. 2001. Permanent object monitoring with GPS with 1 millimeter accuracy. *In: International Technical Meeting ION GPS-01, Salt Lake City USA*.
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, B., Hirano, S., Yamagami, Y., Endo, S., & Komoro, T. 2014. Rupture process of the 2014 Iquique Chile earthquake in relation with the foreshock activity. *Geophysical Research Letters*.
- Yao, H., Beghein, C., & Van Der Hilst, R. 2008. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophysical Journal International*, **173**(1), 205–219.
- Yue, H., & Lay, T. 2011. Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.1). *Geophysical Research Letters*, **38**(7).

# Apéndice A

## Estructura de velocidades de ondas de corte mediante inversión de ondas de Rayleigh

### A.1. Introducción

En sismología, el estudio de las ondas superficiales resulta una buena herramienta para obtener modelos de velocidad de ondas de corte a diferentes escalas. Periodos superiores a los 150 s son utilizados para estudiar estructuras desde el manto superior hacia abajo (Ewing *et al.*, 1958; Dorman *et al.*, 1960; Knopoff, 1972; Kovach, 1978; Bullen, 1985; Yao *et al.*, 2008). Periodos más cortos (0.5 a 2 s) entregan información a escala de la corteza superior (Chourak *et al.*, 2005). Dentro de los métodos de análisis de ondas superficiales están los que se basan en la propiedad de dispersión las ondas, que permite calcular la velocidad de fase a distintas frecuencias (figura A.1).

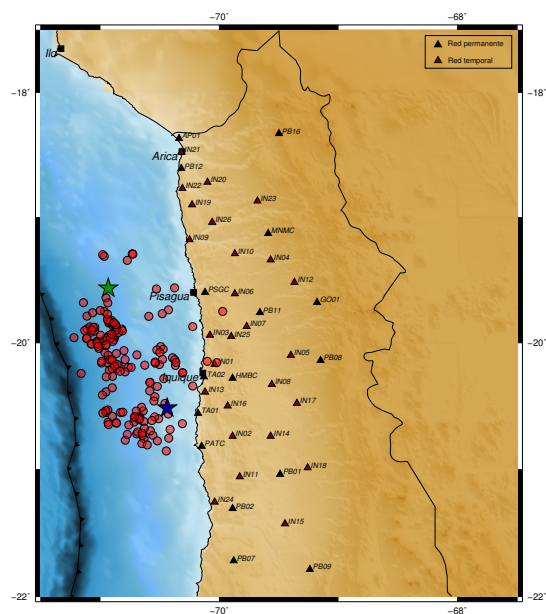


Figura A.1: Mapa del norte de Chile con réplicas del terremoto de Iquique 2014 y la red instalada permanente (triángulos negros) y temporal (triángulos rojos). La estrella verde corresponde al evento principal del 1 de Abril ( $M_w$  8.1) y la estrella azul corresponde a la réplica ocurrida el 3 de Abril ( $M_w$  7.6).

Por otra parte, el terremoto de Iquique 2014  $M_w$  8.1 tiene lugar en una reconocida laguna sísmica, en la que un gran terremoto no ocurría desde 1877 con magnitud  $M_w$  8.8, (Montessus de Ballore, 1912; Kausel, 1986; Comte & Pardo, 1991). Réplicas del evento principal de 2014 han sido bien registradas gracias la red de estaciones instaladas bajo el convenio entre el proyecto IPOC (Integrated Plate boundary Observatory Chile) y el Centro Sismológico Nacional (CSN), además de una red temporal de 26 estaciones banda ancha instaladas posterior al terremoto. La gran cantidad de datos obtenidos por estas estaciones posterior al terremoto permite hacer un estudio de la dispersión en la velocidad de fase de las ondas superficiales registradas por ambas red de estaciones.

En este capítulo se construirá un modelo de velocidades de ondas de corte a escala cortical utilizando datos registrados por estaciones ubicadas en la costa en las zona de Arica e Iquique.

## A.2. Base de datos: réplicas del terremoto de Iquique 2014

Durante el 2014, se registraron alrededor de 200 réplicas del terremoto de Iquique. A partir de estas se utilizaron sismos de magnitudes cercanas a  $M_l$  5 y que se encontraran espacialmente muy próximas entre ellas, en lo posible, que estuvieran en el mismo lugar (por ejemplo, ver figura A.2).

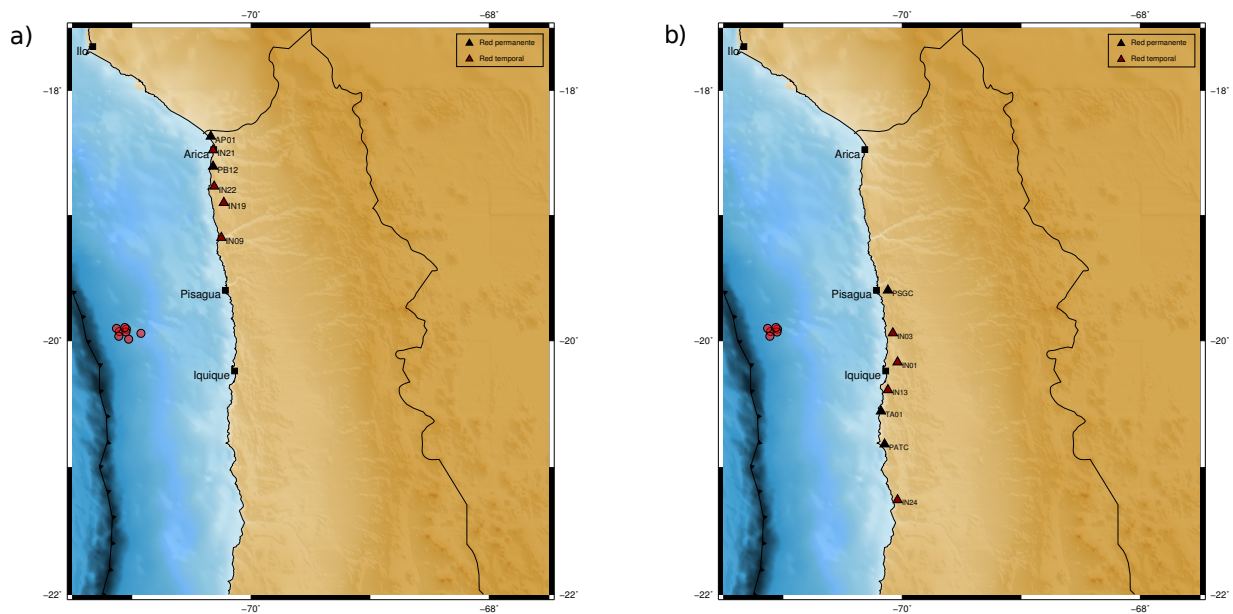


Figura A.2: Mapa con eventos y estaciones seleccionadas para obtener la dispersión de velocidad de fase. En la figura a) se muestra el mapa con las estaciones de la zona de Arica y en la figura b) las estaciones que corresponden a la zona de Iquique.

Se utilizaron estaciones instaladas en el borde costero, a fin de obtener un modelo promedio en que la trayectoria desde el hipocentro hasta la estación sea similar. Para esto, se dividió la zona de estudio en dos partes: una zona comprende la costa de Arica, entre las latitudes  $-18.3^\circ$  y  $-19.2^\circ$ , y otra zona en la costa de Iquique entre las latitudes  $-19.5^\circ$  y  $-21.3^\circ$ .

Tomando tales consideraciones, se utilizaron en total 6 eventos en común para ambas zonas ubicados lo más cerca posible entre ellos (figura A.2), de manera de obtener una dispersión de la

velocidad de fase promedio entre los eventos.

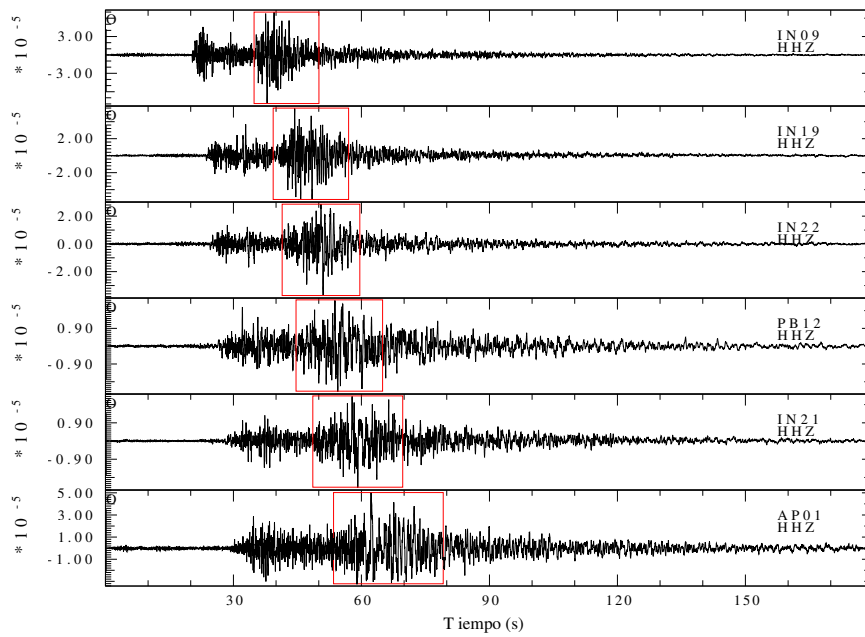


Figura A.3: Componente vertical de sismogramas registrados por las estaciones seleccionadas en la zona de Arica para uno de los sismos seleccionados (figura A.2a). En el cuadrado rojo se pueden observar el paso de las ondas superficiales.

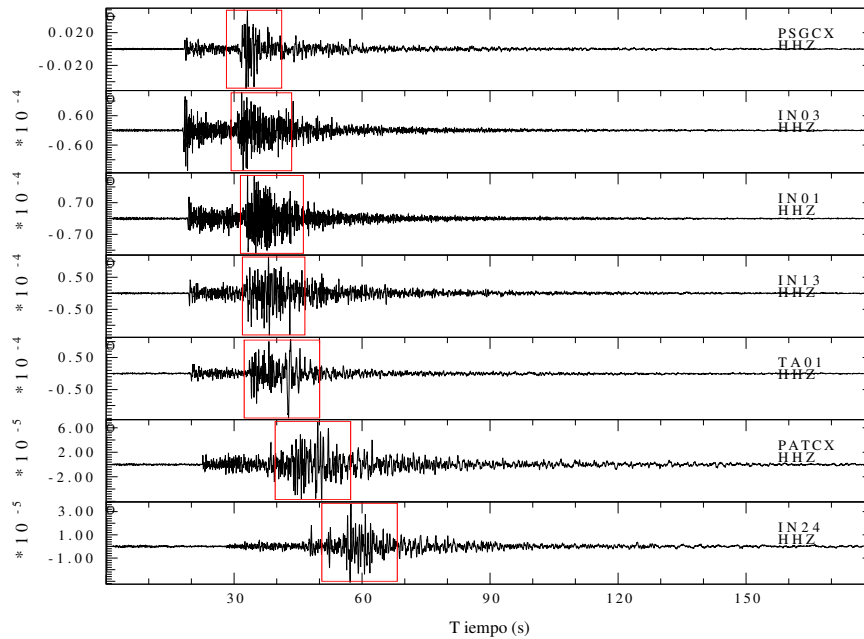


Figura A.4: Componente vertical de sismogramas registrados por las estaciones seleccionadas en la zona de Iquique para uno de los sismos seleccionados (figura A.2b). En el cuadrado rojo se pueden observar el paso de las ondas superficiales.

Las figuras A.3 y A.4 muestra la componente vertical de los registros de las estaciones ubicada en la zona de Arica (figura A.2a) e Iquique (figura A.2b). Se puede observar el paso de las ondas de Rayleigh por cada una de estas, ordenadas por distancia hipocentral. A partir de estos registros, se obtendrá la dispersión de la velocidad de fase para cada evento, los que serán promediados para realizar la inversión de estos y obtener un modelo de velocidades de ondas de corte para cada zona, como se detallará en la siguiente sección.

### A.3. Velocidad de fase e inversión de ondas superficiales

Para determinar la dispersión de la velocidad de fase en cada evento seleccionado, se utilizó el paquete de programas desarrollado por Herrmann & Ammon (2004) que permite analizar el registro de sismos obtenido en cada estación estimando la velocidad de fase realizando una técnica apliación (staging) de los registros en el espacio  $p - \omega$  propuesta por McMechan & Yedlin (1981).

Para estimar la velocidad de fase, primero se obtuvo el modo fundamental del grupo de ondas superficiales utilizando los programas **sacmft96** que determina la dispersión de la velocidad de grupo utilizando la técnica de filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969) y **sacmat96** que aísla el modo fundamental utilizando la técnica “phase matched filter” (Herrin & Goforth, 1977) (figura A.5)



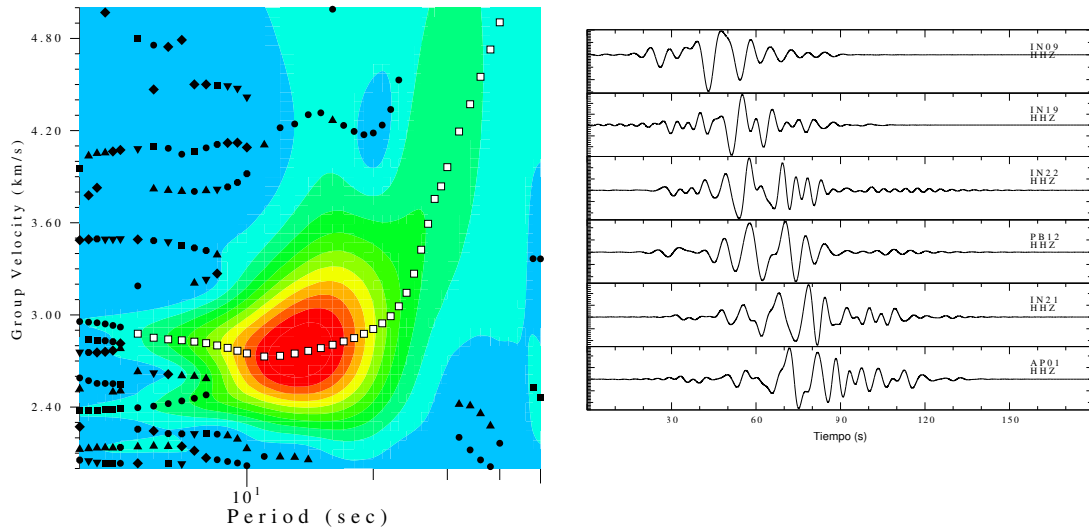


Figura A.5: A la izquierda: Diagrama de dispersión de la velocidad de grupo. En blanco se observa el modo fundamental. A la derecha: se observa sólo el registro con el modo fundamental aislado de la señal original.

Utilizando el modo fundamental aislado, el programa **sacpom96** calcula la curva de dispersión de la velocidad de fase para cada evento seleccionado. A fin de obtener un promedio de la velocidad de fase de todos los eventos, y que será utilizado para la inversión, se calcula un promedio ponderado con la desviación estandar de cada punto en la curva de dispersión (figura A.6).

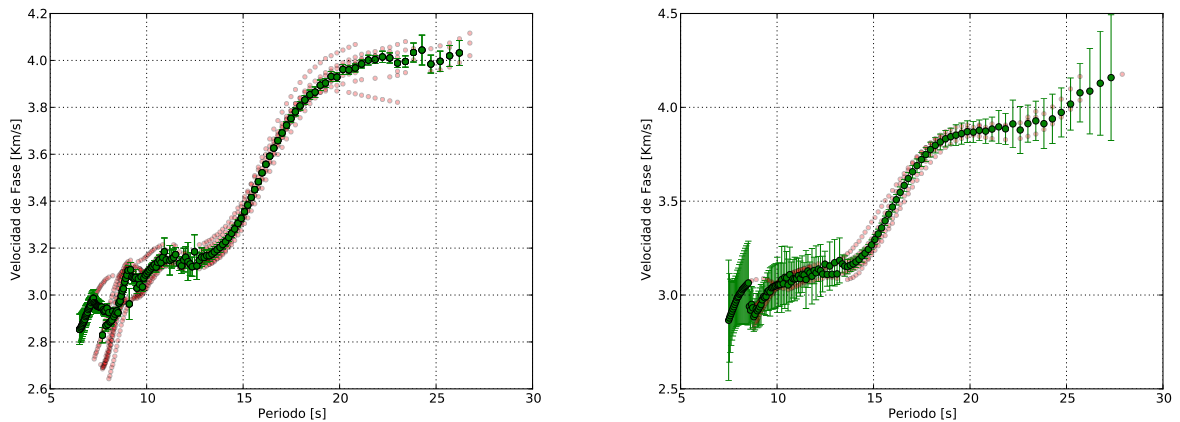


Figura A.6: Dispersión de la velocidad de fase para las zonas de Arica (izquierda) e Iquique (derecha).

En la figura A.6 se puede observar la banda de frecuencias en que es posible calcular la dispersión de la velocidad de fase para las zonas de Arica e Iquique. La vengindad entre la inflexión se encuentra bien restringido teniendo una desviación estandar muy baja, ayudando a una buena solución al momento de hacer la inversión.

La inversión consiste en generar un modelo de capas planas, unidimensional, de velocidades de ondas de corte que, debido a los límites de frecuencias observados en las curvas de dispersión de velocidad de fase, no supera la escala cortical. Para esto se empleó un algoritmo de optimización global denominado Algoritmo de vecindad (Neighbourhood Algorithm), implementado en el programa GEOPSY (Wathelet, 2005). A diferencia de otros algoritmos y estrategias de inversión, el algoritmo de vecindad no requiere de un modelo inicial y explora muy bien el espacio factible de combinaciones de parámetros.

Wathelet (2008) propone una modificación al algoritmo original, permitiendo introducir condiciones entre los parámetros del modelo. Entre las condiciones más comunes están: a) Establecer relaciones entre los  $V_s$  y  $V_p$  de cada capa, de modo que sean compatibles con el módulo de Poisson establecido que debiera estar entre 0 y 0.5, b) Especificar ya sea el espesor o la profundidad de la parte inferior de cada capa. La densidad del suelo no es un parámetro muy influyente en la curva de dispersión por lo que generalmente se fija como un valor constante para cada capa. Además de poder entregar un rango de velocidades en la cual hacer la iteración, entregar una buena solución a la inversión implica obtener la menor cantidad de capas posibles que expliquen bien el modelo (encontrar el modelo más simple).

Los resultados de las inversiones para cada zona se muestran en las figuras A.7 y A.8. La figura A.7 corresponde al resultado de la inversión utilizando los datos provenientes de las estaciones de la zona de Arica. A la derecha de la figura se observa el modelo de velocidades de ondas de corte que resulta a partir de los datos de dispersión de velocidad de fase promedio (izquierda). La línea negra corresponde al modelo con el desajuste (misfit) mínimo. Se puede observar en los primeros kilómetros de profundidad un ligero y continuo aumento en la velocidad de ondas de corte pero que debido a la alta variación en la dispersión de la velocidad de fase en las altas frecuencias no llega a ser muy claro. Llegando a  $\sim 5$  Km se aprecia un pequeño cambio en la velocidad que permanece constante a 3.2 Km/s hasta alcanzar los  $\sim 22$  Km de profundidad en los que se observa un fuerte cambio alcanzando una velocidad de 5 Km/s.

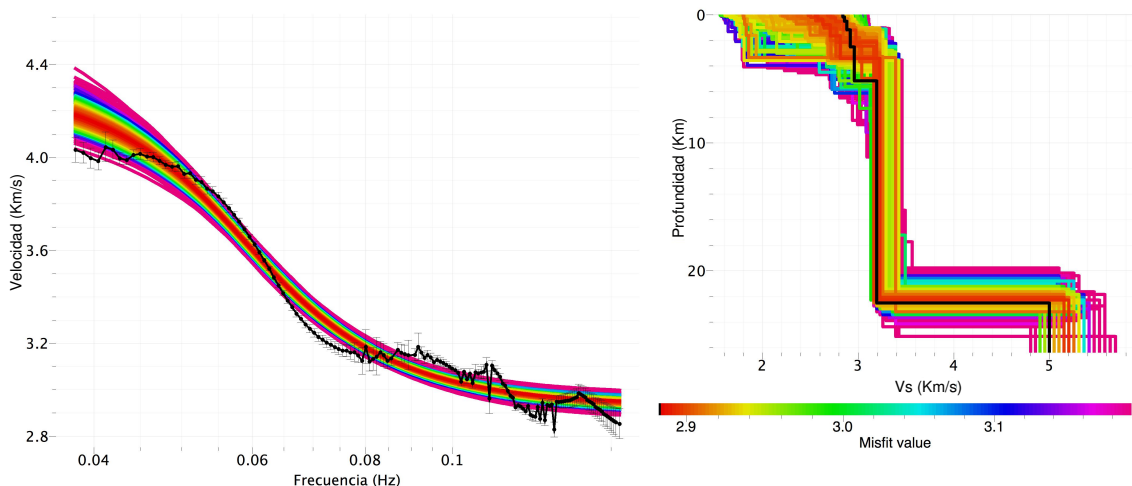


Figura A.7: Resultado de la inversión de la dispersión de la velocidad de fase (izquierda) obteniendo el modelo de velocidades de ondas de corte para la zona de Arica (derecha).

La figura A.8 muestra el resultado de la inversión utilizando los datos a partir de las estaciones en la zona de Iquique. A diferencia del modelo obtenido en la zona de Arica, este modelo no muestra un aumento en velocidad en los primeros kilómetros. El modelo muestra una capa de  $\sim 22$  Km con una velocidad de ondas de corte de 3.1 Km/s, que aumenta fuertemente alcanzando una velocidad mayor a 5 Km/s.

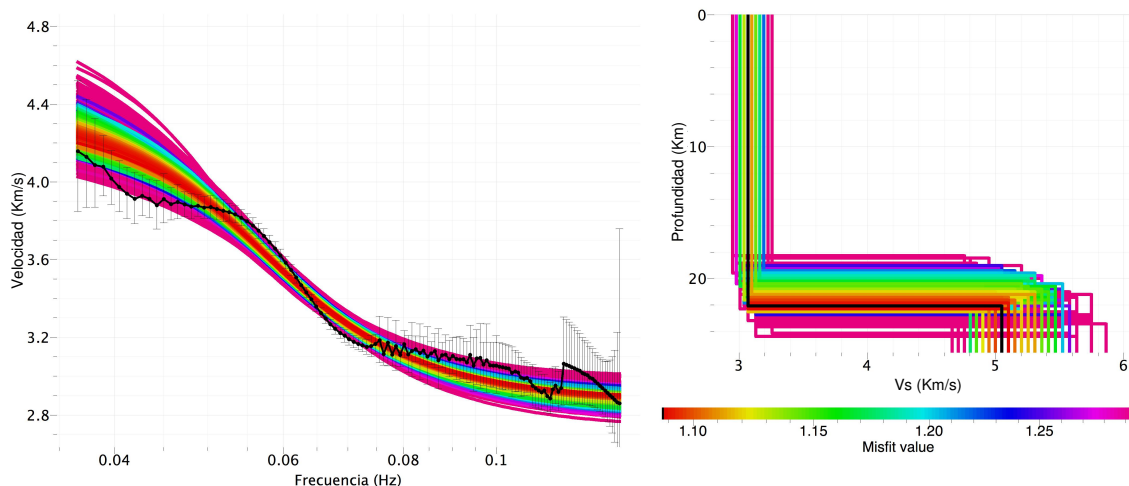


Figura A.8: Resultado de la inversión de la dispersión de la velocidad de fase (izquierda) obteniendo el modelo de velocidades de ondas de corte para la zona de Iquique (derecha).

## A.4. Conclusiones

La inversión obtenida por medio de las curvas de dispersión de velocidad de fase, permite obtener un modelo de velocidades de ondas de corte y capas planas unidimensional. El método de inversión utilizado explora todo el espacio de combinaciones según los parámetros entregados, escogiendo el modelo en que el desajuste es mínimo.

A partir del limitado rango de frecuencias en que se encuentra dispersión se logró obtener un modelo a escala cortical, obteniendo información hasta 25 Km de profundidad. En ambos modelos se observa una fuerte discontinuidad a una profundidad de  $\sim 22$  km, que coincide con lo propuesto por Patzwahl *et al.* (1999) que observa un cambio de velocidad a una profundidad de  $\sim 20$  Km en un perfil ubicado en la latitud  $-19.7^\circ$ , al igual que Contreras-Reyes *et al.* (2012) en la zona de Tocopilla. Sodoudi *et al.* (2011) utilizó funciones de recepción para obtener una imagen de la estructura entre las latitudes  $-20^\circ$  y  $22^\circ$ , sin embargo, no logra obtener conclusiones respecto a estructuras bajo la costa.

Por otra parte, es posible que la parte más somera del modelo no se encuentre bien resuelta. Esto se debe a que la información obtenida por medio de las ondas superficiales no sea suficiente para entregar tal detalle. Debido al rango de frecuencias en que viajan las ondas, el contenido de altas frecuencias es demasiado pobre como para obtener una buena resolución respecto a las primeras capas. En caso de necesitar obtener un modelo más preciso para los primeros kilómetros, sería

necesario utilizar fuentes que proporcionen información a frecuencias mayores como es el caso del ruido ambiental (Wathelet *et al.* , 2004).

# Apéndice B

## Estaciones GPS

Código	Nombre	Longitud	Latitud	Altitud	Instalación	Institución	Receptor	Antena
ADAT	Aeropuerto Desierto de Atacama	-70.745295	-27.239437	363	2013/09/12	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
AEDA	Aeropuerto Diego Aracena	-70.177700	-20.546140	60	2003/12/03	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
ARJF	Juan Fernández	-78.836646	-33.628992	414.1	2013/09/16	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
ATJN	Cerro Atajaña	-70.136738	-19.300800	1603	2005/10/26	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
BTON	Tongoy	-71.487205	-30.263225	39	2006/11/16	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CAST	Cerro Castillo	-72.338229	-51.270601	242.191	2013/10/26	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CBAA	Cordón Barros Arana	-68.448198	-22.746394	3481	2006/10/01	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
CDLC	Cerro La Cruz	-69.761555	-22.189982	1937	2006/10/05	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
CERN	Cerro Negro	-70.928925	-32.558115	599	2010/03/06	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CGTC	Cerro Guantaca	-70.068623	-20.177139	1170	2010/08/22	CALTECH	Trimble NetR9	ASH701945B_M
CGUA	Mina Guanaco	-69.590318	-25.162667	2540.9	2013/09/13	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CHM2	Chusmiza	-69.194134	-19.668575	3749	2007/07/16	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
CHYT	Aeropuerto Chacalluta	-70.342112	-18.370828	60.581	2014/04/24	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CJNT	Chajnantor	-67.760566	-23.027501	5076	2005/10/31	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
CLLA	Challacolla	-69.356640	-20.954480	1513	2008/08/01	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CMBA	Combarbalá	-70.998967	-31.188197	940	2007/05/08	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CNBA	Canela Baja	-71.457959	-31.398222	316	2006/11/21	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
COLC	Colchane	-68.638617	-19.276210	3766	2007/11/04	IPGP	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CONS	Constitución	-72.412122	-35.330951	39	2004/04/21	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CRIS	Cerro Los Cristales	-70.386789	-24.167978	1911.8	2014/05/24	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CRRH	Curarrehue	-71.472561	-39.583537	1227.7	2013/07/26	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CRSC	Cerro Carrasco	-70.07976	-20.917680	1489	2005/11/08	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
CRZL	Carrizalillo	-71.409722	-29.101389	127	2008/11/15	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CSOM	Cerro Sombrero	-69.224049	-52.780825	93.233	2013/10/24	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CTLR	Cerro Tolar	-70.096824	-21.964205	2244	2007/07/13	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
CURI	Curicó	-71.226110	-34.977180	248	2010/03/09	ENS/CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
DGF1	Geofísica	-70.661666	-33.457222	581	2002/11/05	DGF	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
EMAT	Caleta El Maiten	-71.662661	-31.146676	14	2007/05/28	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
FBAQ	Fuerte Baquedano	-69.755396	-20.134643	1100	2003/10/23	IRD	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
HLNE	Hualañé	-71.930179	-35.009893	75.5	2013/10/10	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
ILOC	Iloca	-72.178993	-34.948774	26	2010/03/10	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
IMCH	Isla Mocha	-73.885269	-38.412020	45.2	2013/08/25	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
JRGN	Punta Jorgino	-70.574902	-23.288908	331	2005/11/05	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
JUNT	Juntas del Toro	-70.093602	-29.976605	2138	2008/01/16	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
LEMU	Pichilemu	-72.003424	-34.391037	43	2010/03/07	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
LLCH	Llanos de Challe	-71.081470	-28.190377	249	2014/02/07	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
LMEL	Las Melosas	-70.203902	-33.826097	1910	2012/04/12	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
LSCH	La Serena	-71.246039	-29.908192	77	2006/11/20	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
LVIL	Los Vilos	-71.514000	-31.909200	10	2003/07/28	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
MAUL	Maule - Colbún	-70.821442	-35.809630	1250	2003/09/04	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
MCLA	Michilla	-70.247502	-22.745836	1035	2005/11/03	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
MNMI	Minemiñe	-69.595661	-19.131416	2346	2008/03/28	IPGP	Topcon GB-1000	Topcon PGA1
MRCG	Maricunga	-69.130211	-26.835320	3983	2014/02/02	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
NAVI	Navidad	-71.824425	-33.952643	115	2010/03/10	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
OVL	Ovalle	-71.203891	-30.603754	248	2004/04/29	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
PAZU	Pan de Azúcar	-70.598683	-26.147910	378.9	2013/09/14	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
PCCL	Poconchile	-70.106751	-18.457660	1147	2005/10/20	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring

Tabla B.1: Tabla con estaciones GPS instaladas en Chile. Información actualizada hasta el 02 de Febrero de 2014.

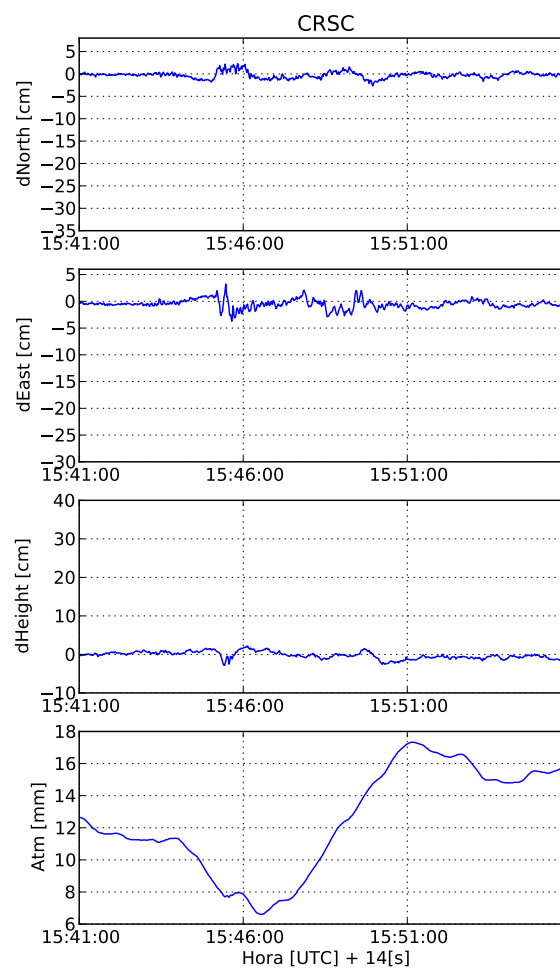
Código	Nombre	Longitud	Latitud	Altitud	Instalación	Institución	Receptor	Antena
PCHA	Pachica	-69.431944	-19.869444	1689	2005/07/07	IPGP	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
PEDR	Pedregal	-70.689129	-30.838970	938	2006/11/21	ENS	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
PELL	Pelluhue	-72.605556	-35.827889	40	2010/03/11	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
PFRJ	Parque Fray Jorge	-71.635435	-30.674747	207	2006/11/18	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
PICC	Pica	-69.334617	-20.489858	1358	2007/11/04	CSN	Trimble NetR9	Ashtech Choke Ring
PMEJ	Mejillones	-70.448333	-23.100556	15	2003/11/29	IPGP	Trimble NetRS	Trimble Zephyr Geodetic
PORT	Portillo	-70.129722	-32.835000	2940	2002/12/15	DGF	Trimble Netrs	Ashtech Choke Ring
PRNL	Cerro Paranal	-70.384046	-24.604585	2549.8	2014/06/29	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
PSGA	Pisagua	-70.123010	-19.597380	1002	2007/03/29	IPGP	Topcon GB-1000	Topcon PGA1
PTRE	Putre	-69.574510	-18.194520	3560	2005/10/23	CALTECH	Trimble NetR9	Trimble Choke Ring
PWIL	Puerto Williams	-67.630405	-54.932156	33.125	2013/11/01	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
QLAP	Quella	-72.125472	-36.084528	152	2010/03/10	ENS/CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
QLLN	Quellón	-73.664240	-43.114200	193.5	2013/07/24	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
RADO	Radomiro Tomic	-68.926800	-22.082950		2007/12/08	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
RCSA	Rocas de Santo Domingo	-71.613511	-33.654388	92	2008/10/14	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
ROBL	Cerro El Roble	-71.015073	-32.976465	2228	2008/10/28	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
SILL	La Silla	-70.738750	-29.254888	2323	2008/06/13	ENS	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
SJAV	San Javier	-71.732222	-35.595277	133	2003/06/25	ENS	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
SLMC	Salamanca	-70.962777	-31.776944	559	2003/07/29	DGF	Trimble Netrs	Ashtech Choke Ring
SRGD	Sierra Gorda	-69.34789	-22.871127	1848	2006/09/29	CALTECH	Trimble Netrs	Trimble Choke Ring
TAMR	Tierra Amarilla	-70.234652	-27.593851	720.6	2013/09/11	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
TOLO	Tololo	-70.806052	-30.169892	2228	2007/05/29	ENS	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
TRST	Tránsito	-70.273821	-28.836296	1276	2014/02/09	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
TTAL	Taltal	-70.425783	-25.420716	1094.7	2014/05/19	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
UAPF	U. Arturo Prat	-70.141388	-20.243055	45	1999/09/21	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
UCNF	U. Católica del Norte	-70.409263	-23.678970	75	2003/11/29	IPGP	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
UTAR	U. de Tarapacá	-70.296388	-18.490556	109	2005/05/10	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
VALL	Vallenar	-70.764388	-28.572000	378	2008/06/12	ENS	Trimble Netrs	Trimble Zephyr Geodetic
VALN	Valparaíso	-71.635000	-33.027777	128	2005/05/11	DGF	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
VITA	Vegas de Itata	-72.864694	-36.423556	16	2010/03/11	ENS	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
VLZL	Valenzuela	-69.964690	-23.117213	1536	2006/09/26	CALTECH	Trimble Netrs	Trimble Choke Ring
VNEV	Valle Nevado	-70.248888	-33.353333	3119	2003/01/08	DGF	Ashtech UZ-12	Ashtech Choke Ring
VOHG	Villa O'Higgins	-72.556566	-48.464839	296	2014/02/14	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2
ZAPA	Zapallar	-71.465589	-32.552767	40.5	2010/03/07	CSN	Trimble NetR9	Trimble Zephyr Geodetic 2

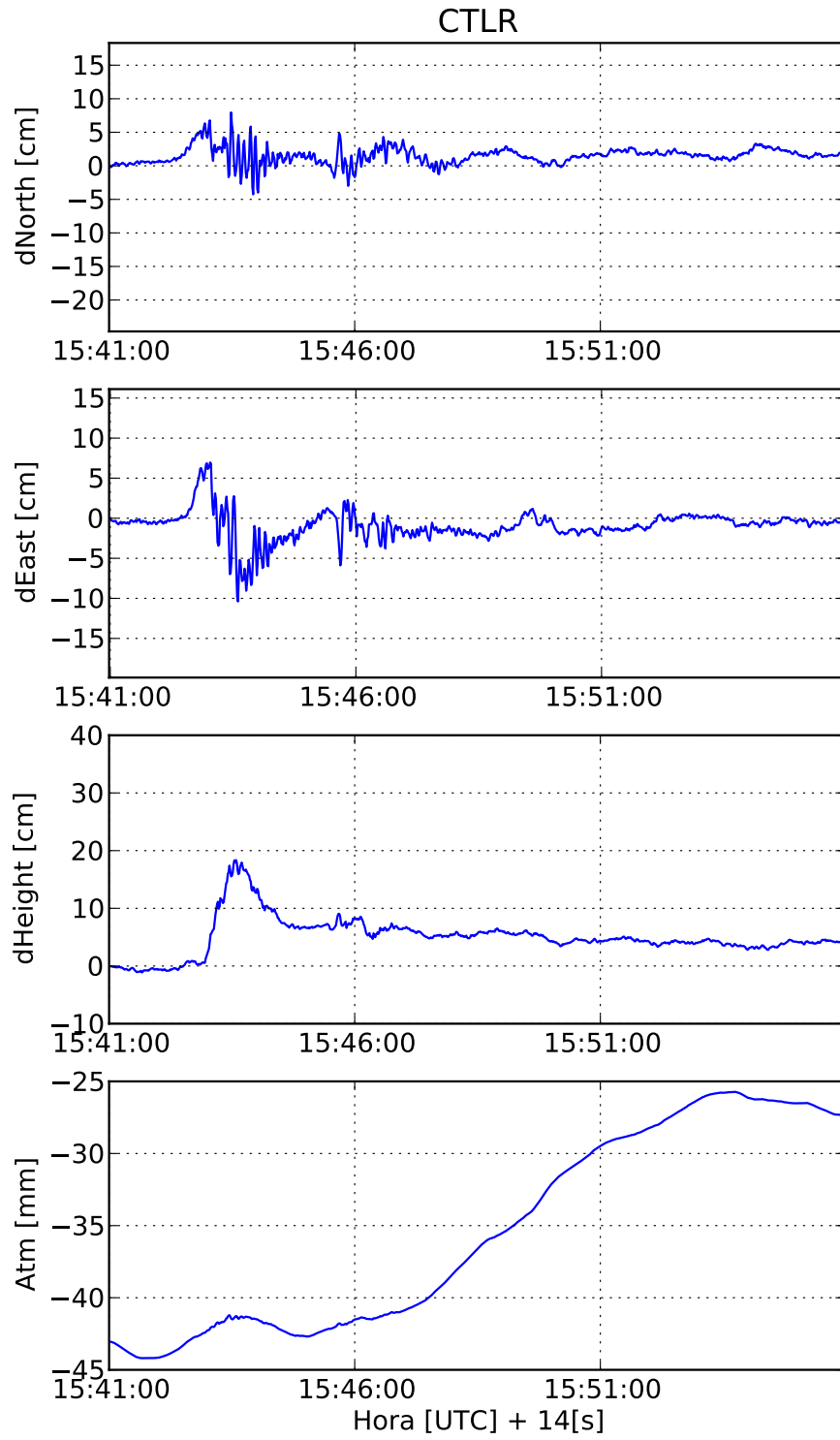
Tabla B.2: Tabla con estaciones GPS instaladas en Chile. Información actualizada hasta el 02 de Febrero de 2014.

# Apéndice C

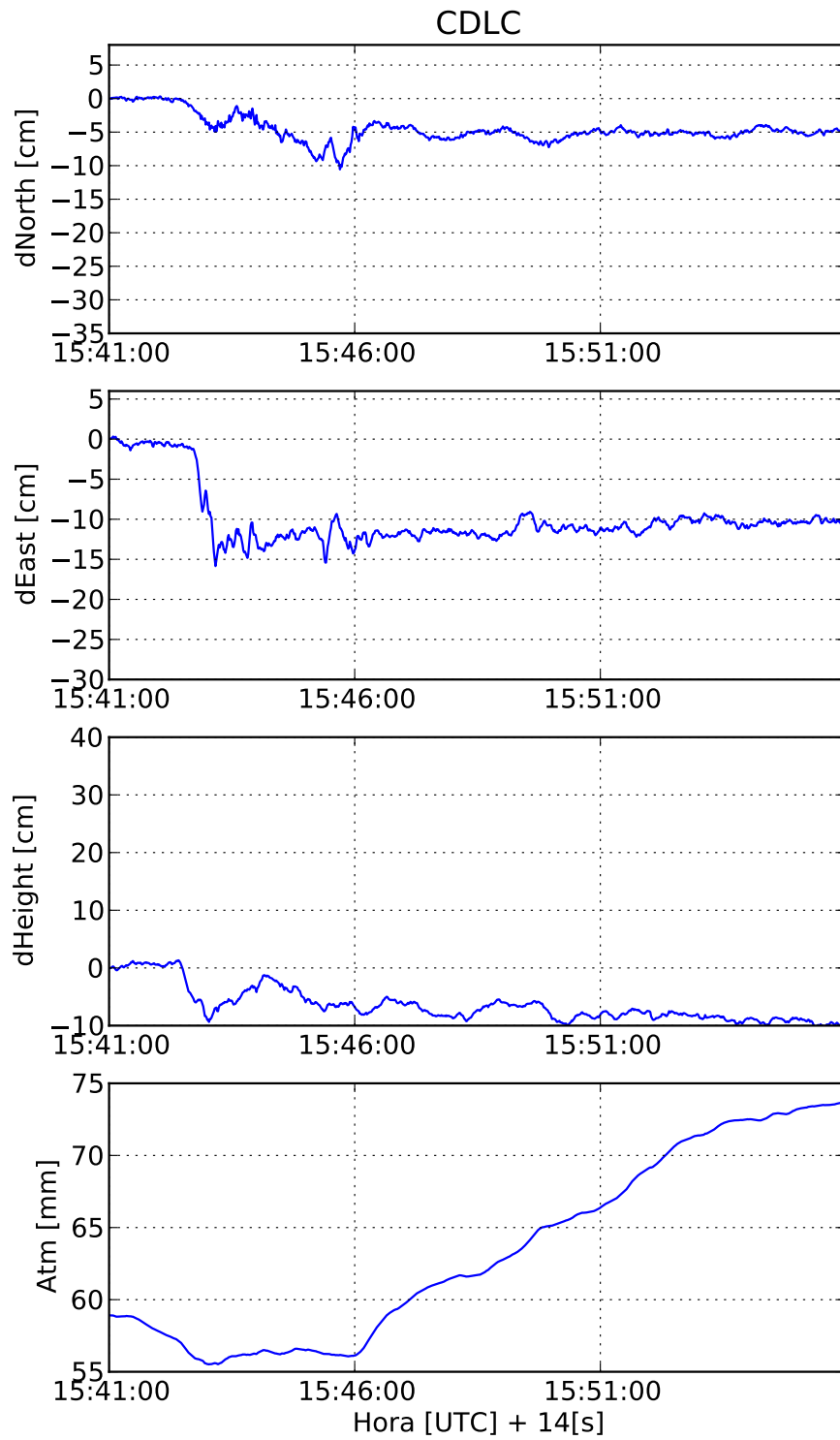
## Motogramas de Terremotos

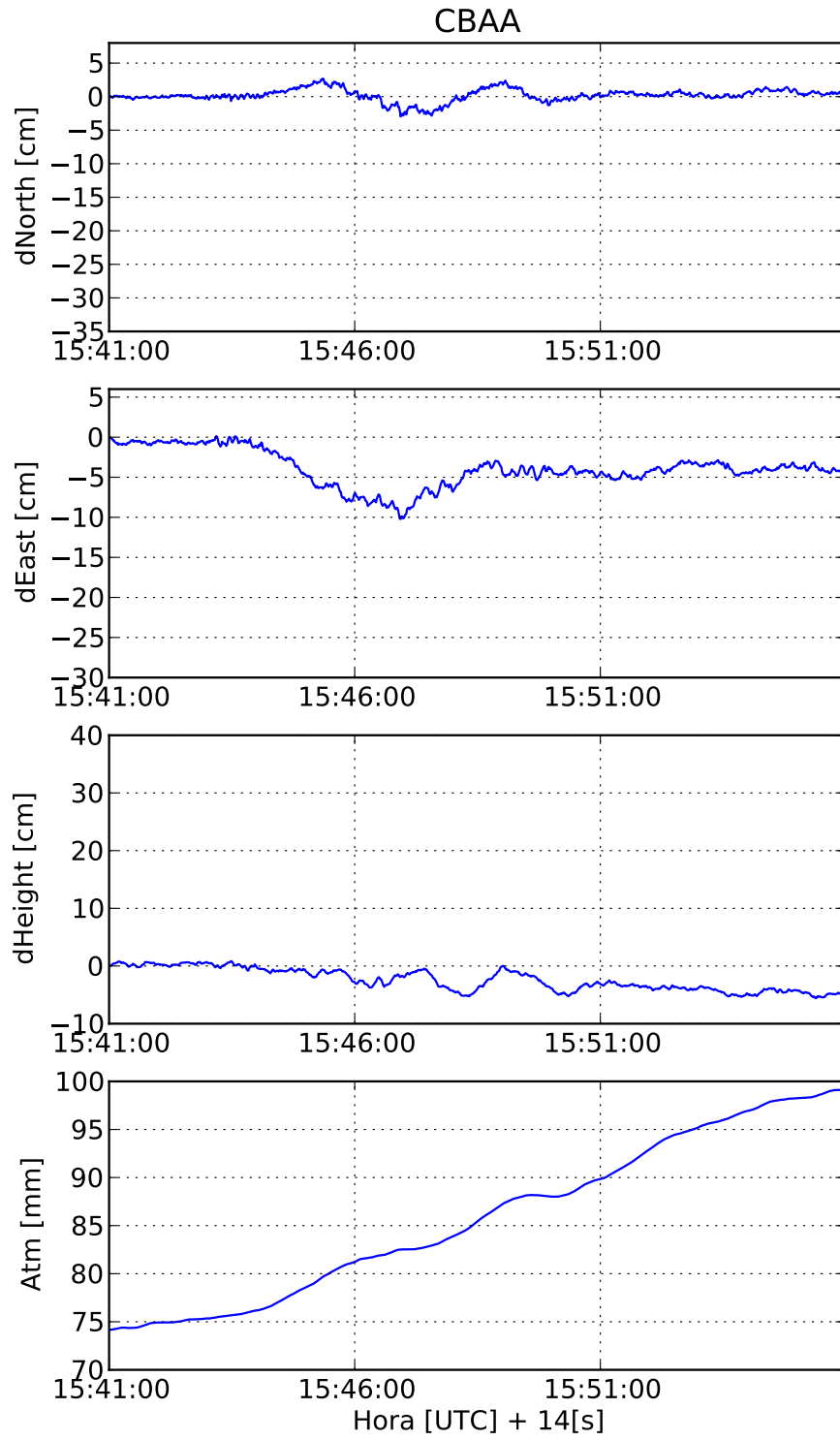
### C.1. Terremoto de Tocopilla 2007

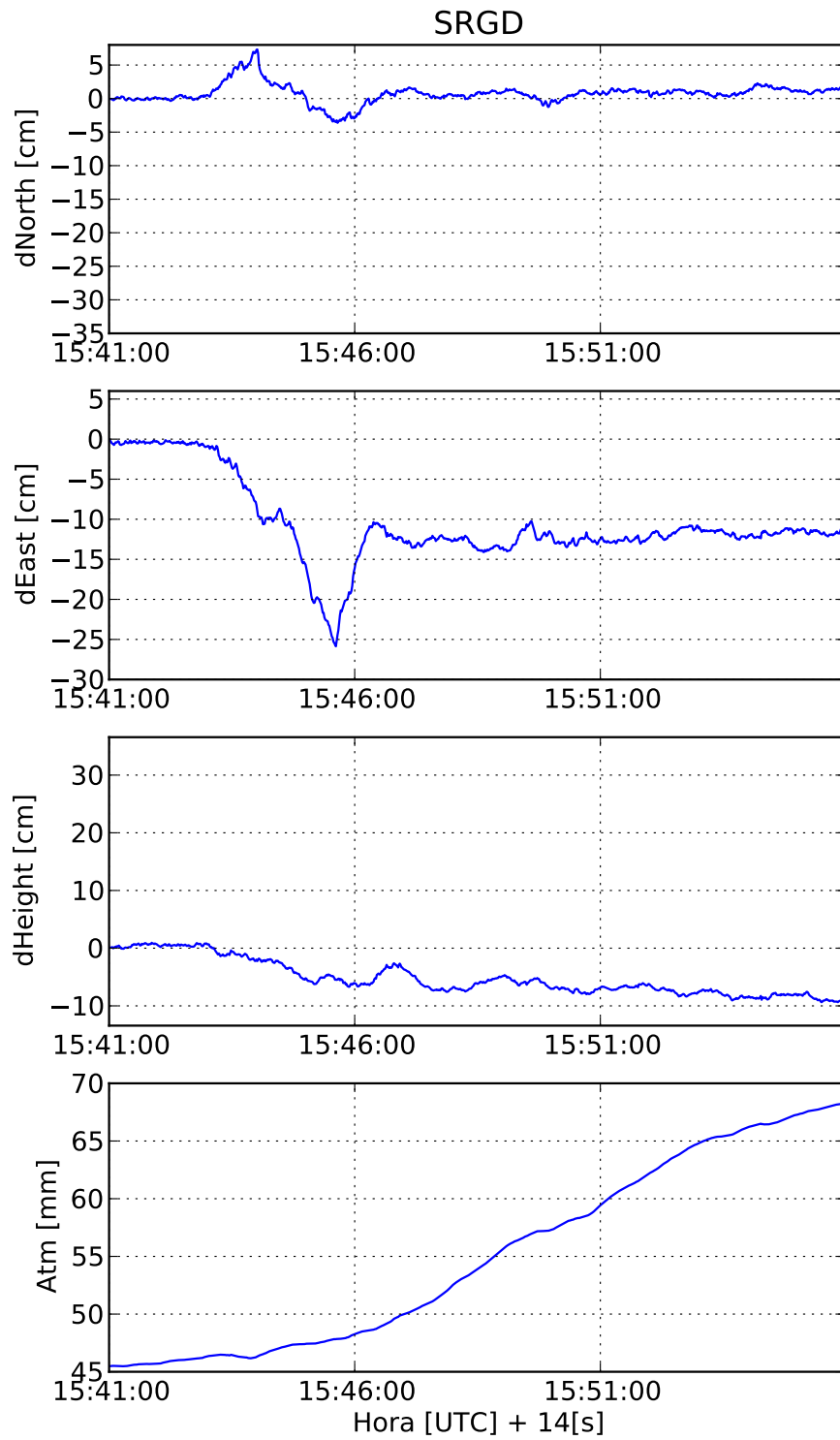


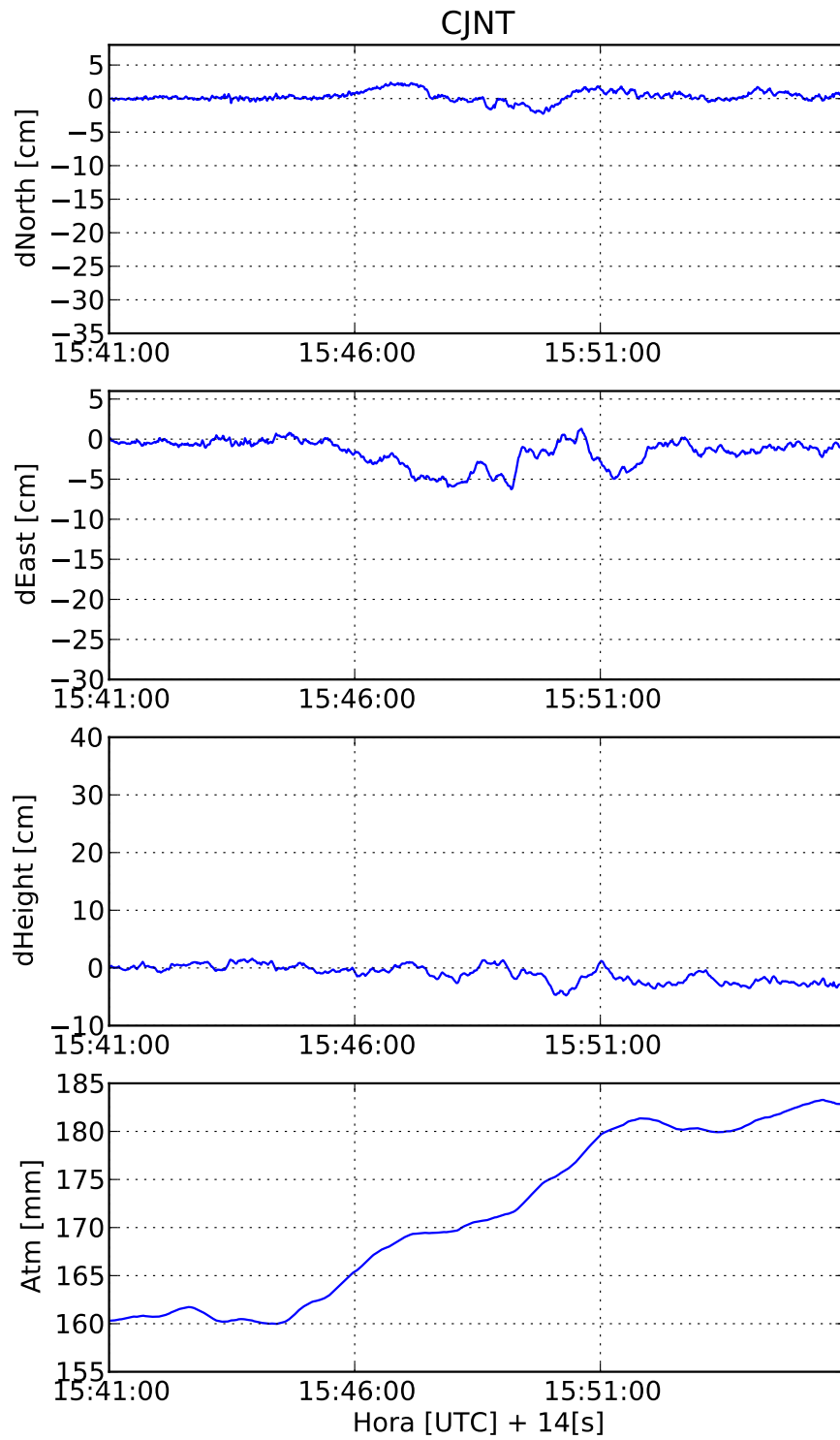


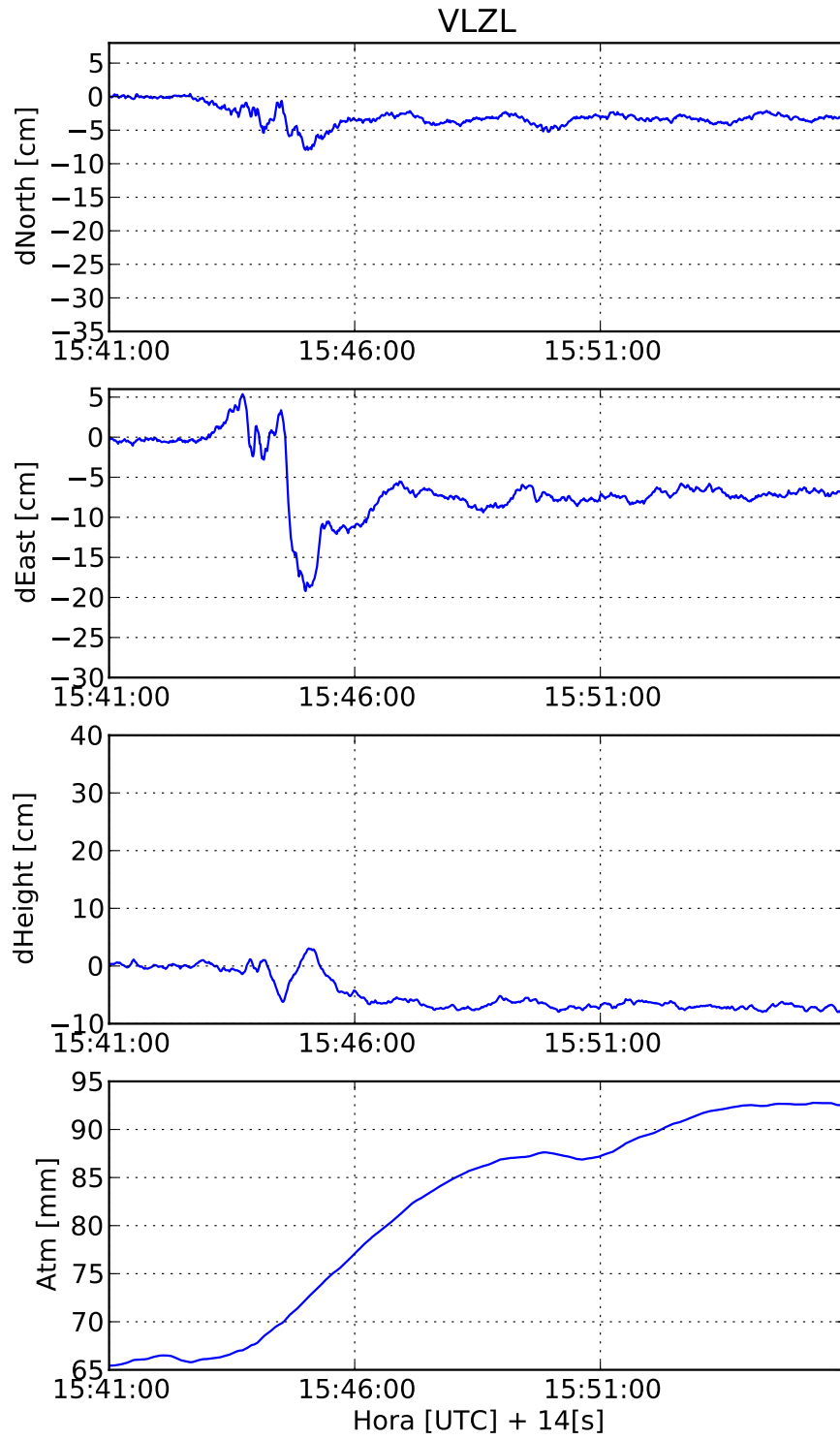


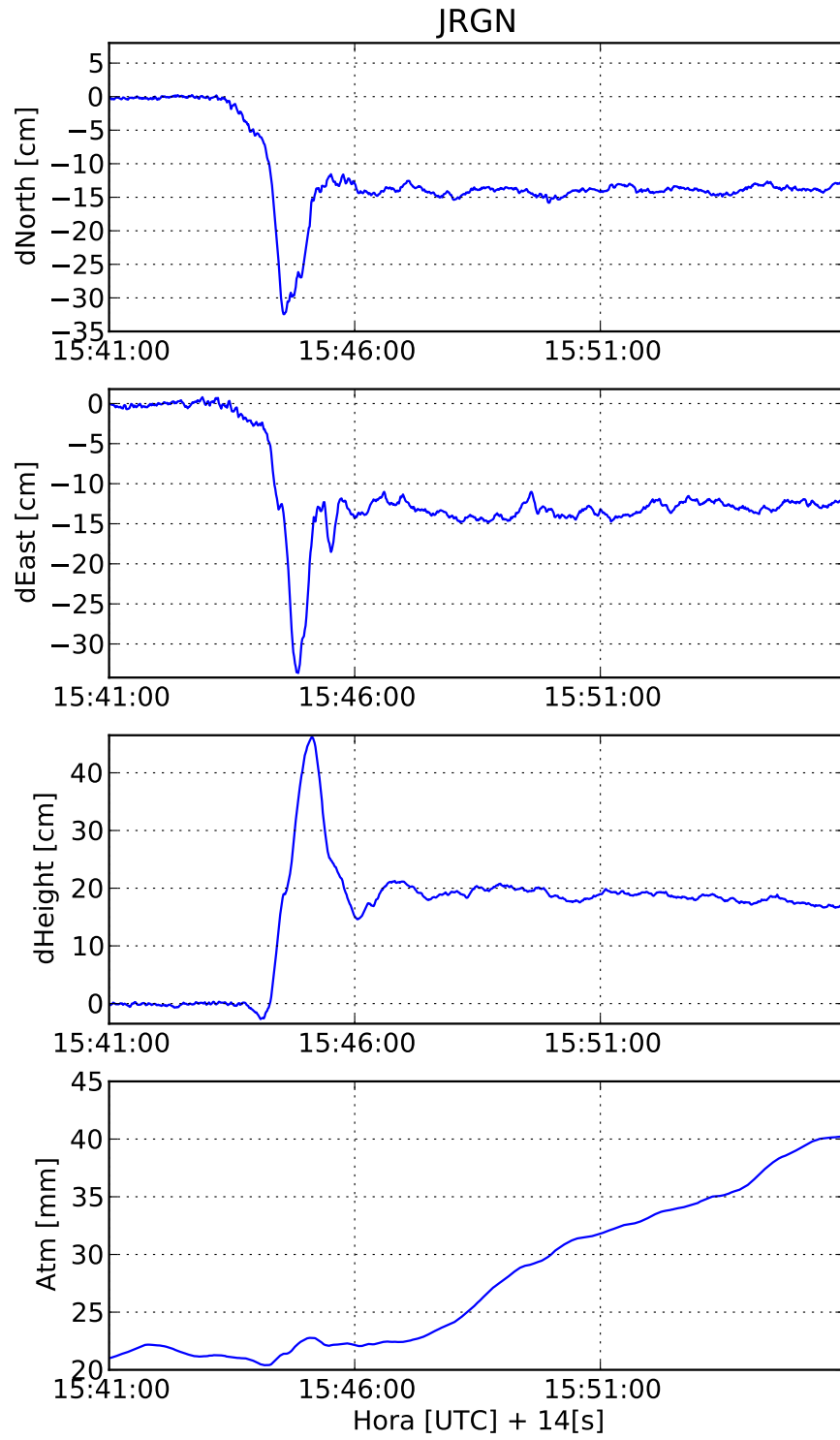




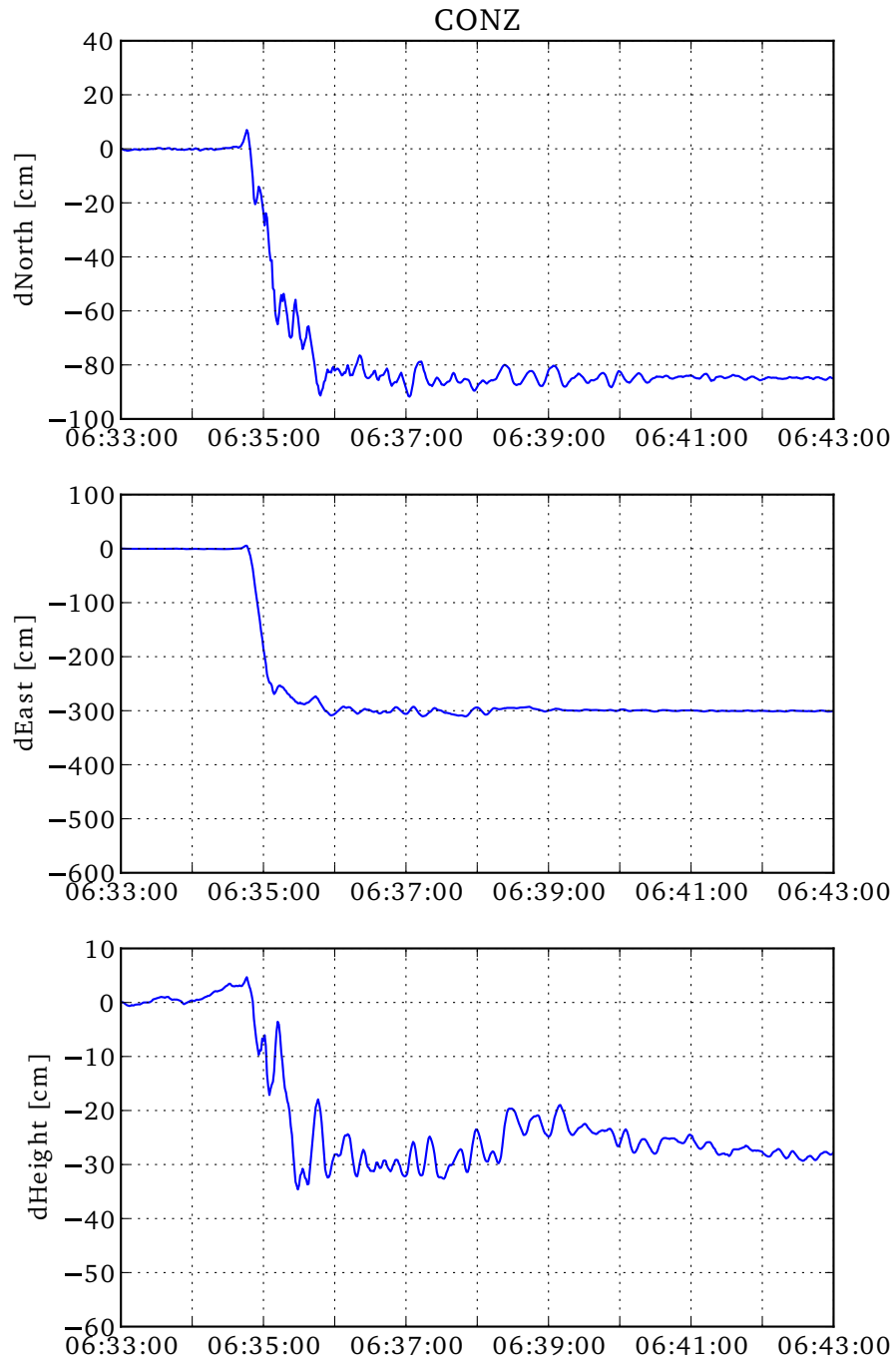


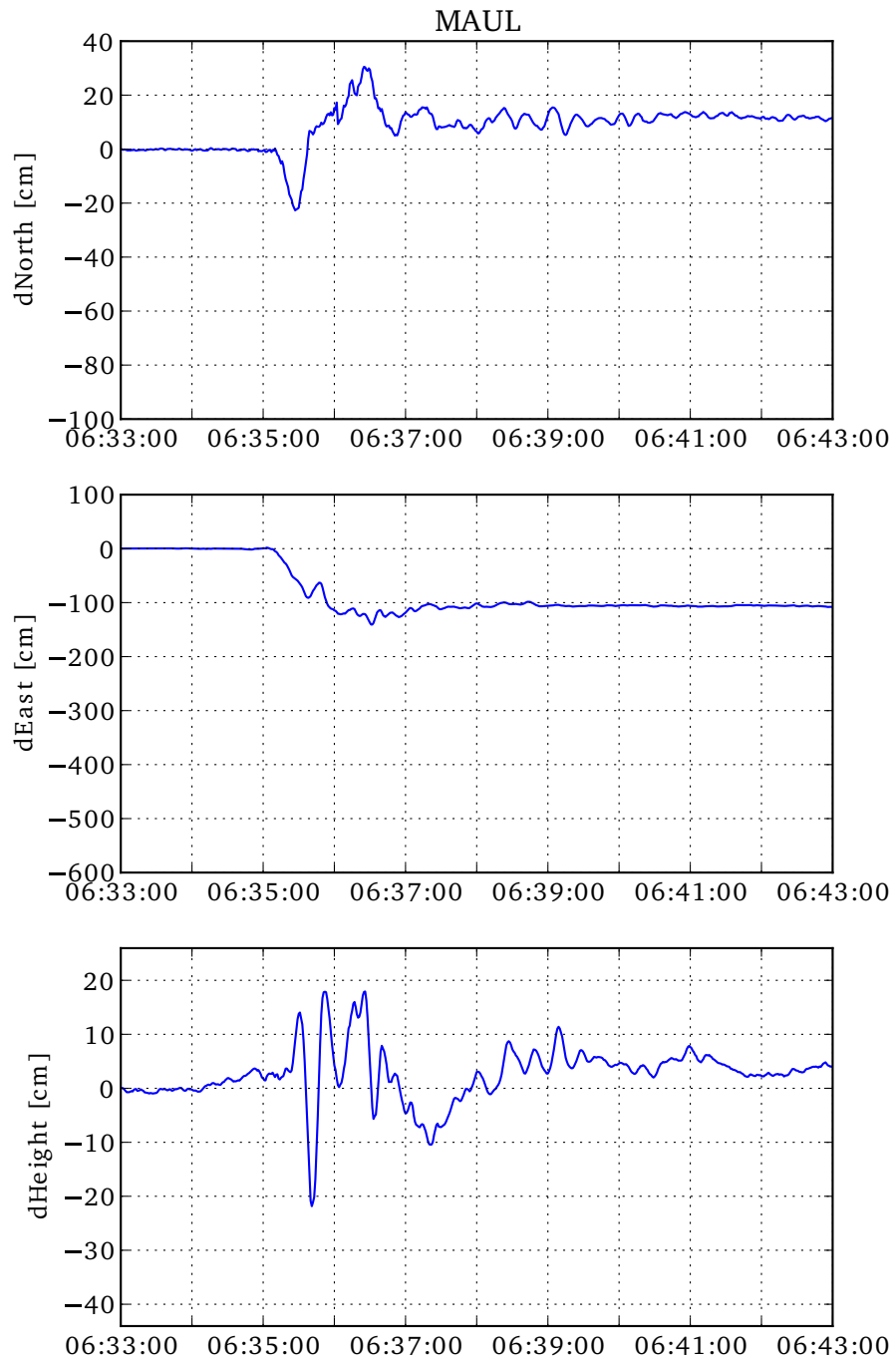




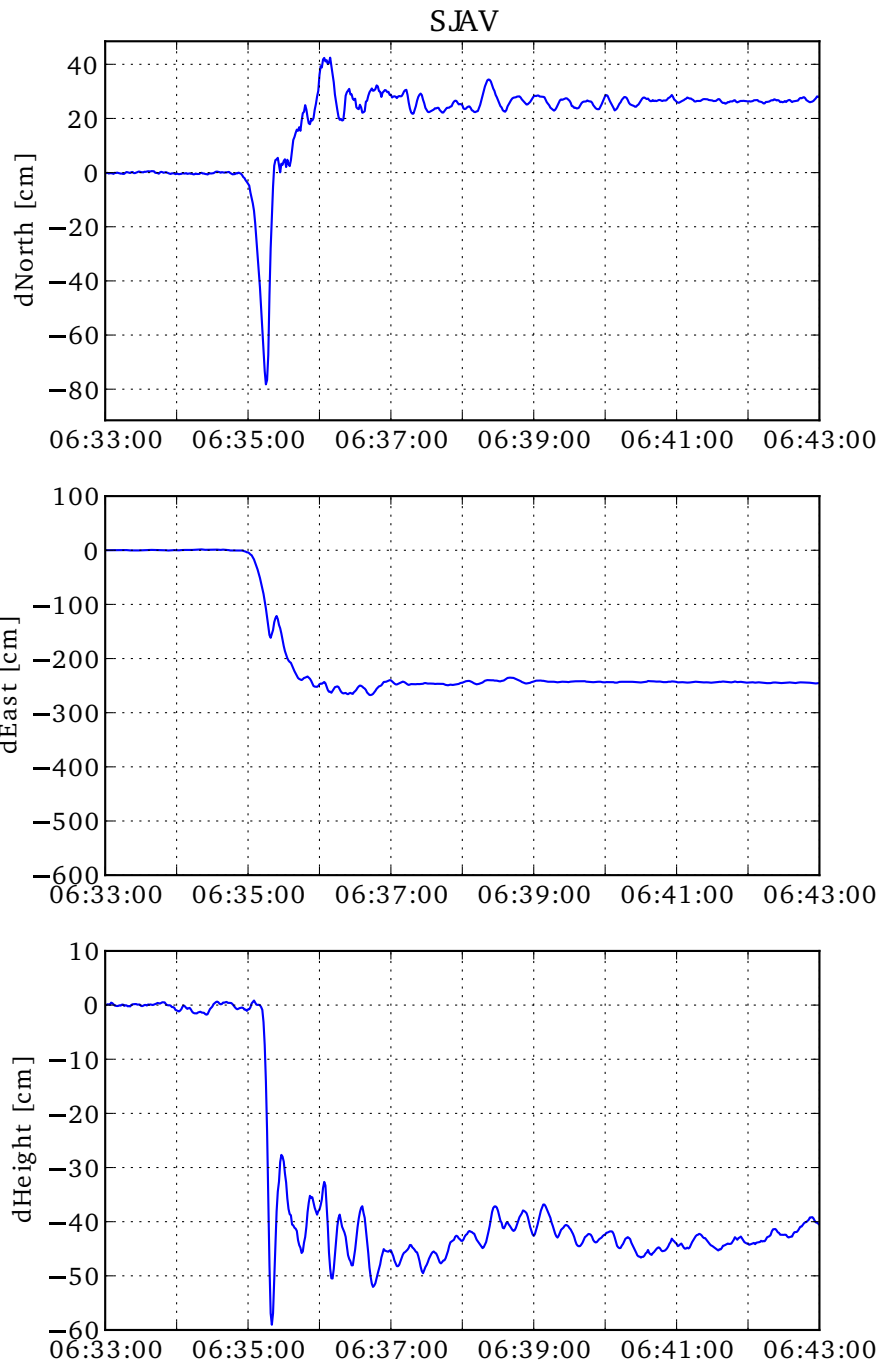


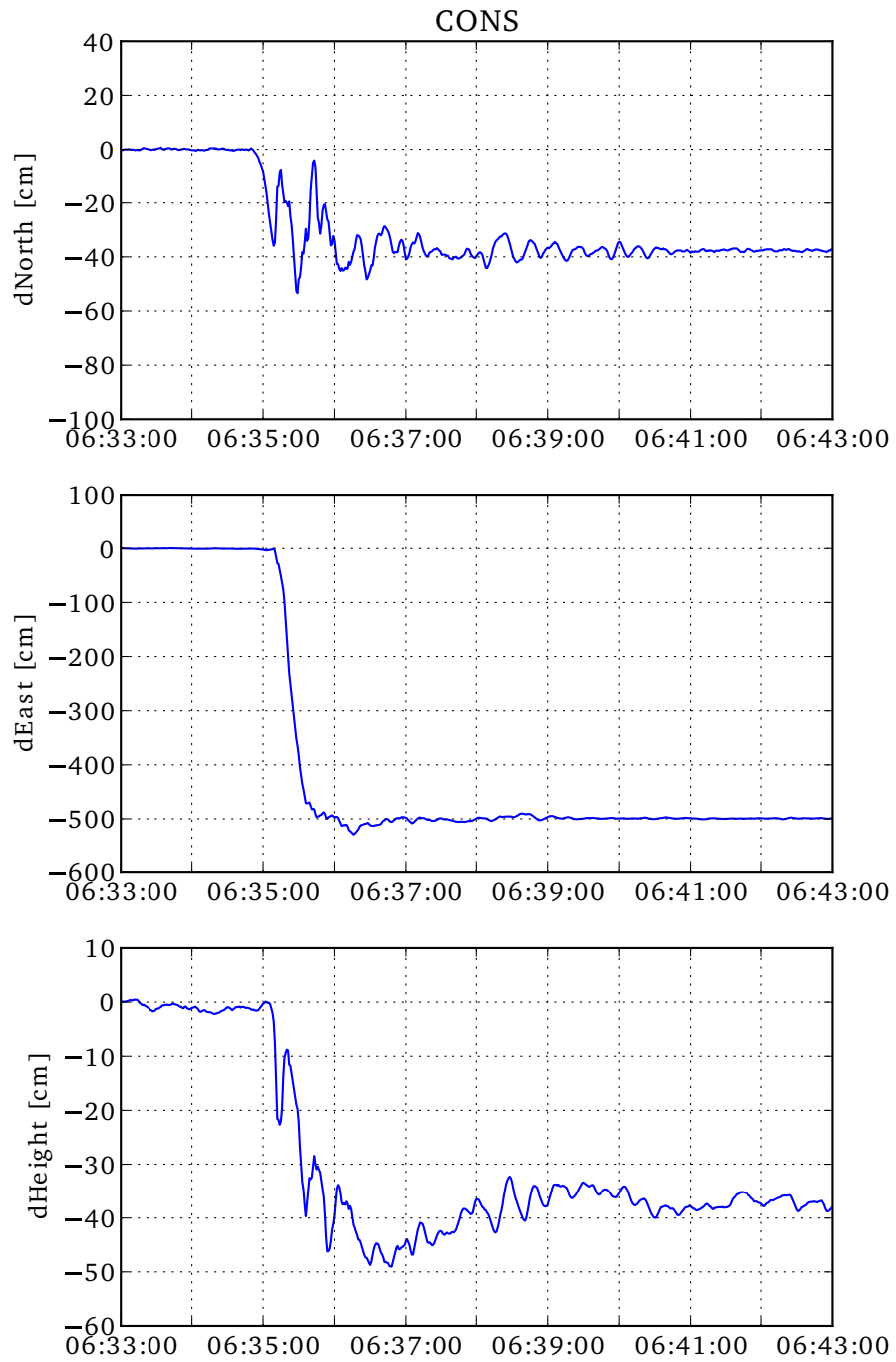
## C.2. Terremoto del Maule 2010

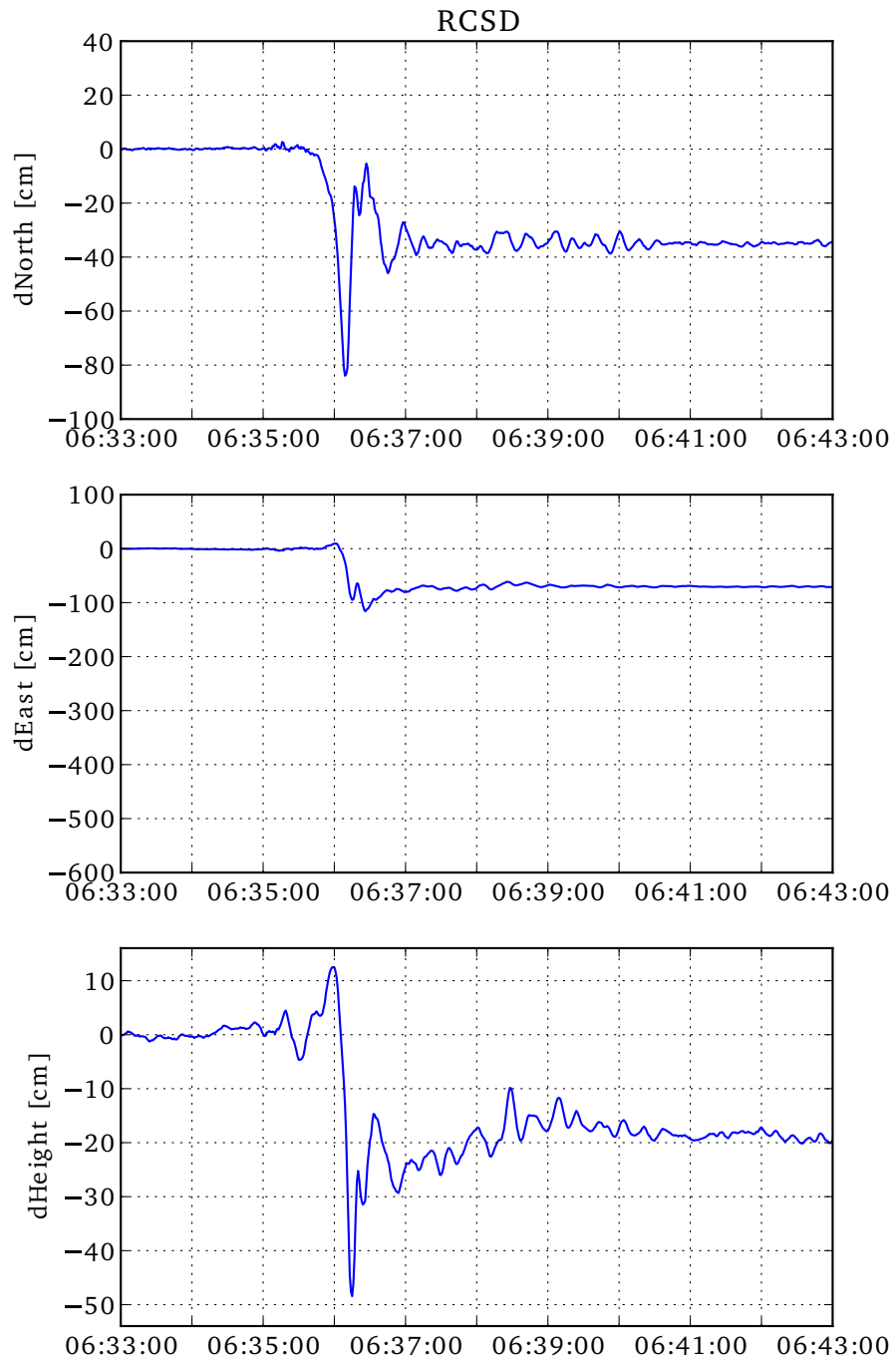


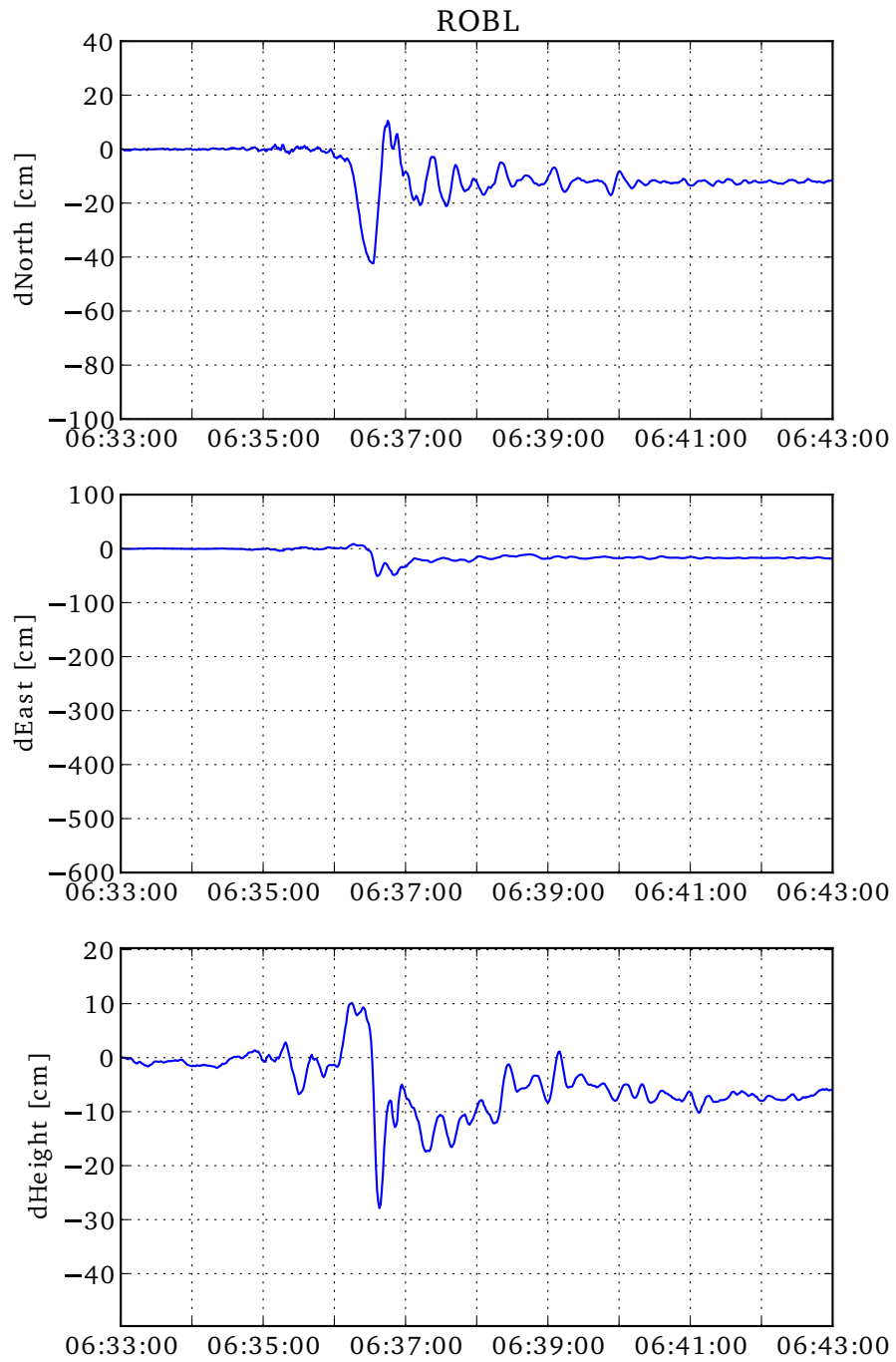


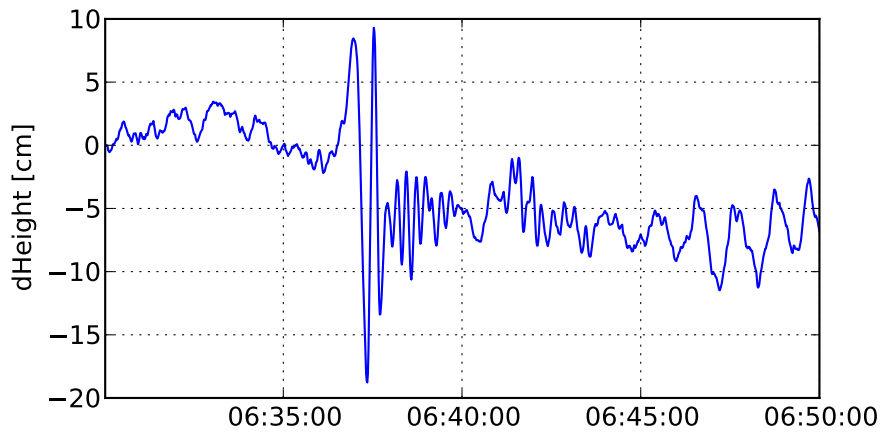
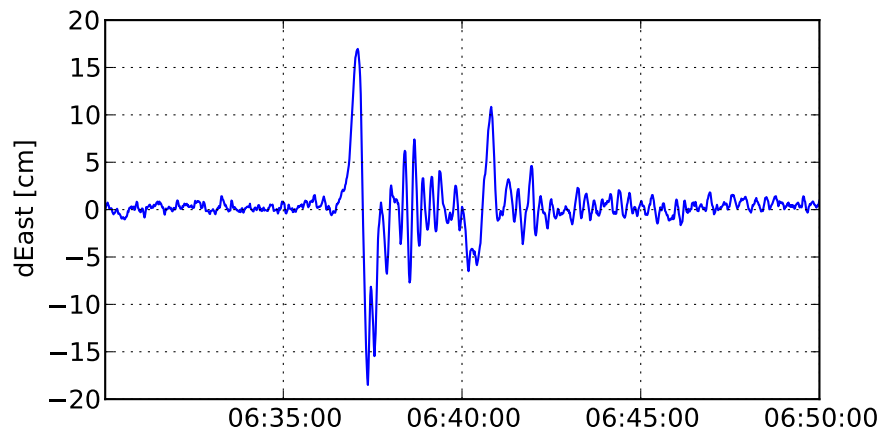
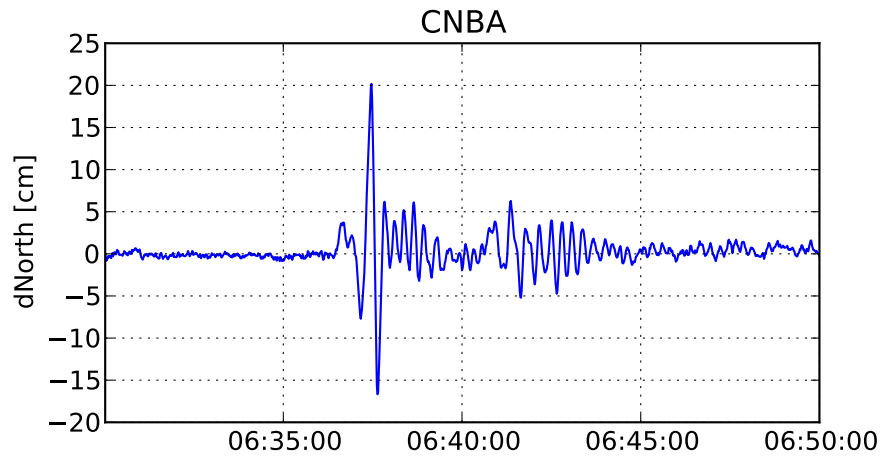


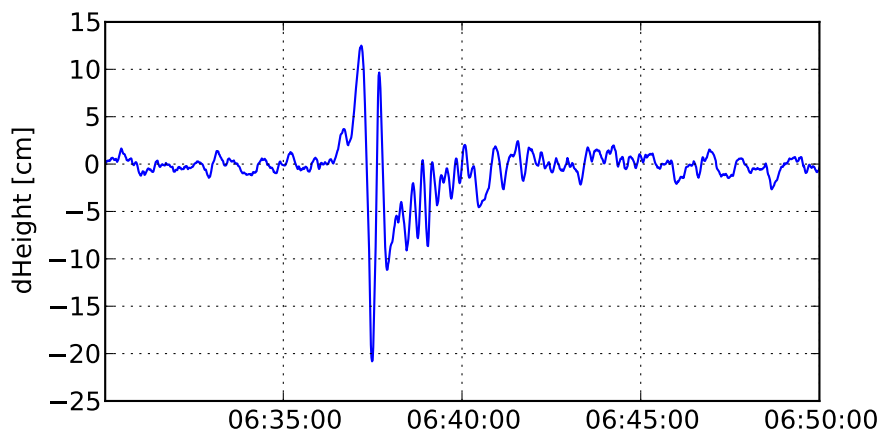
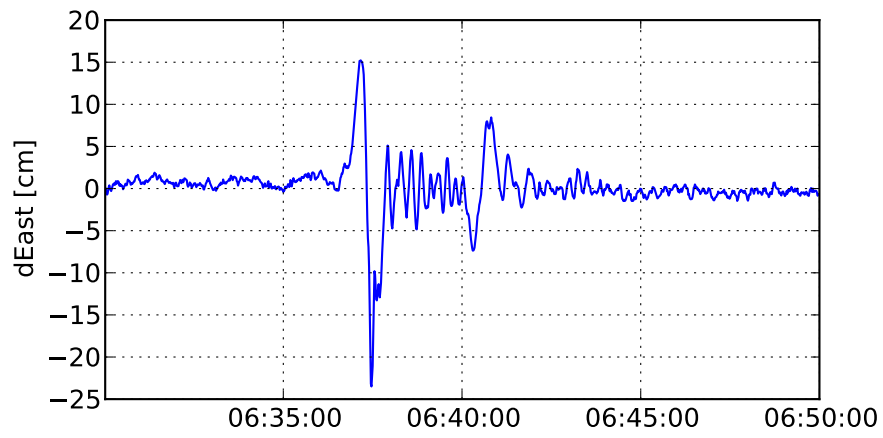
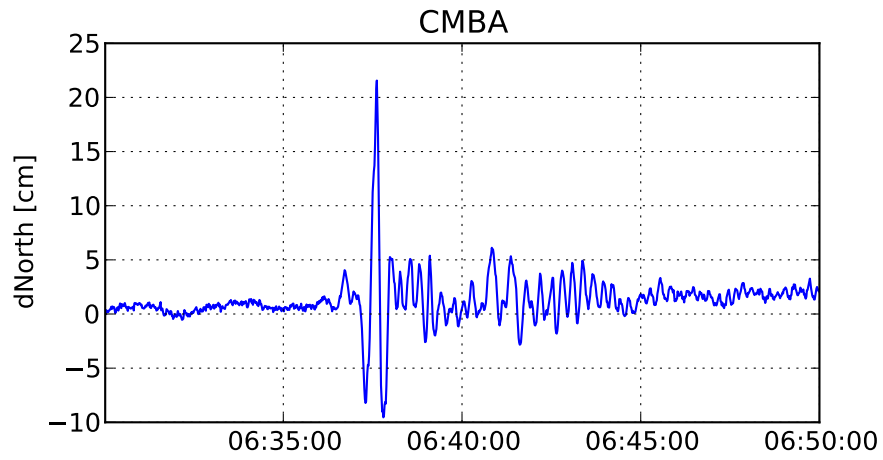


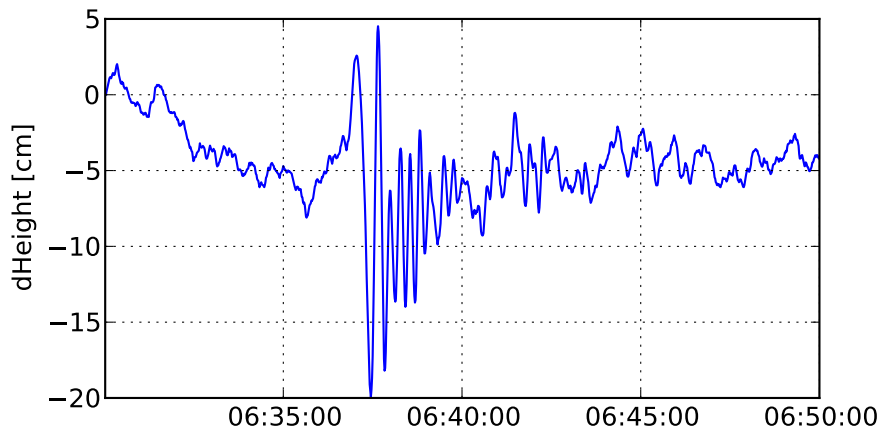
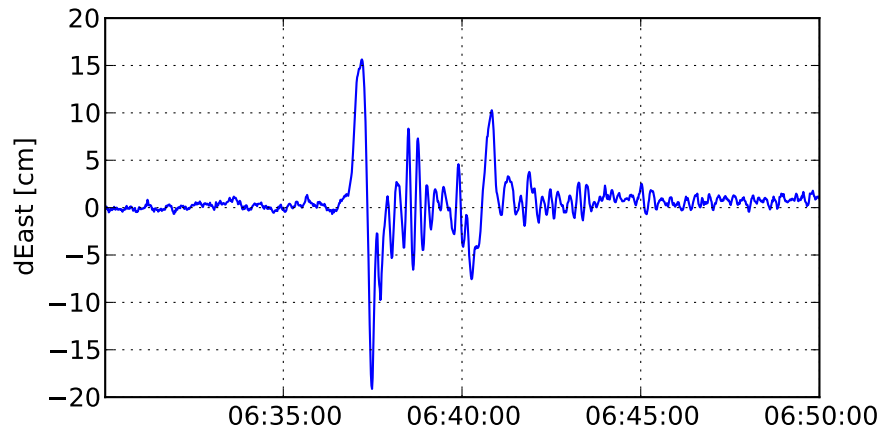
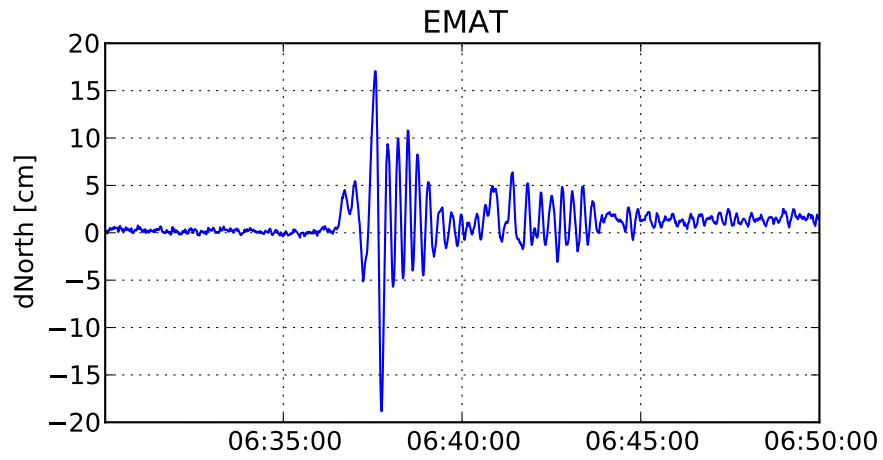


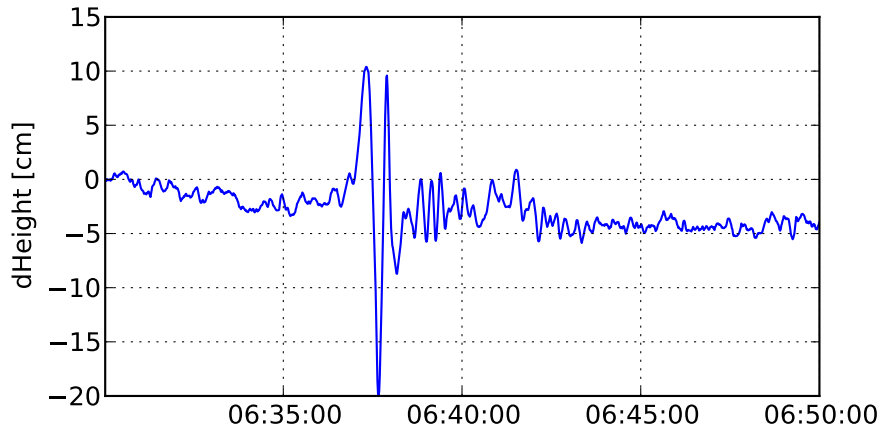
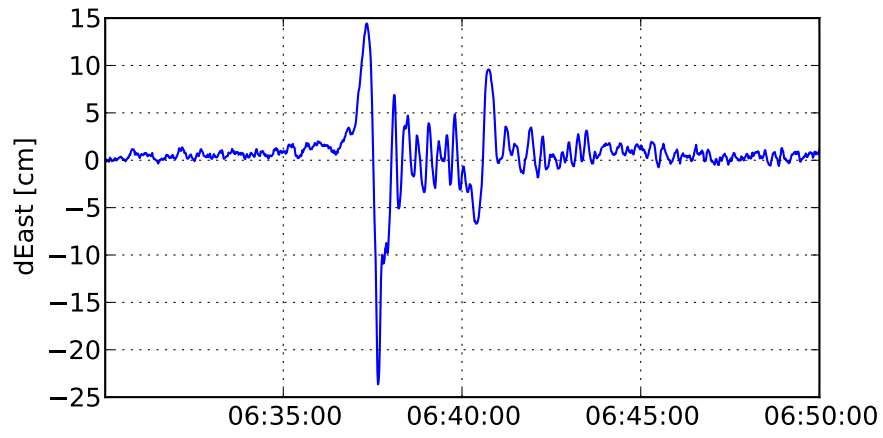
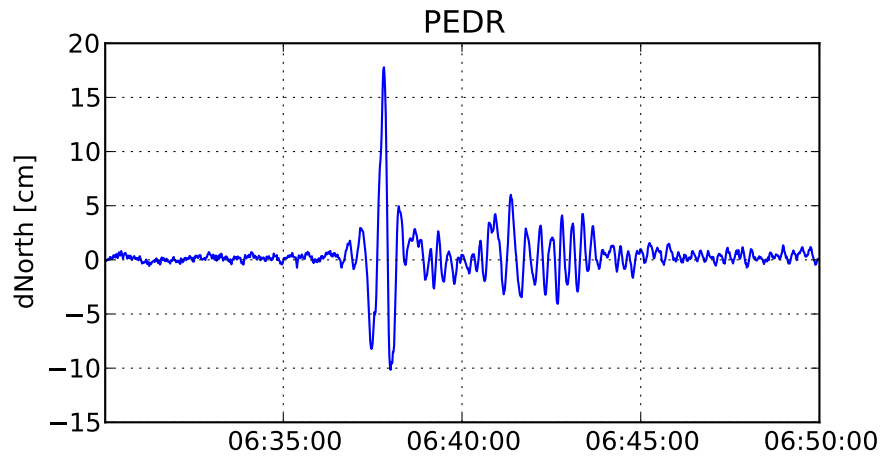




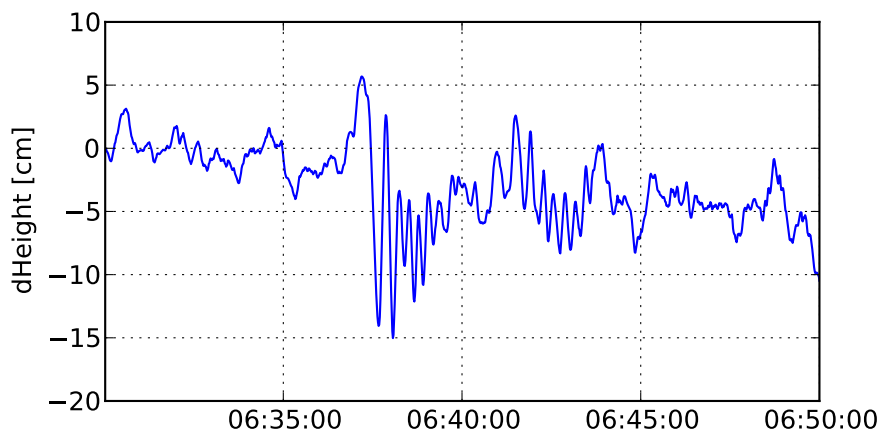
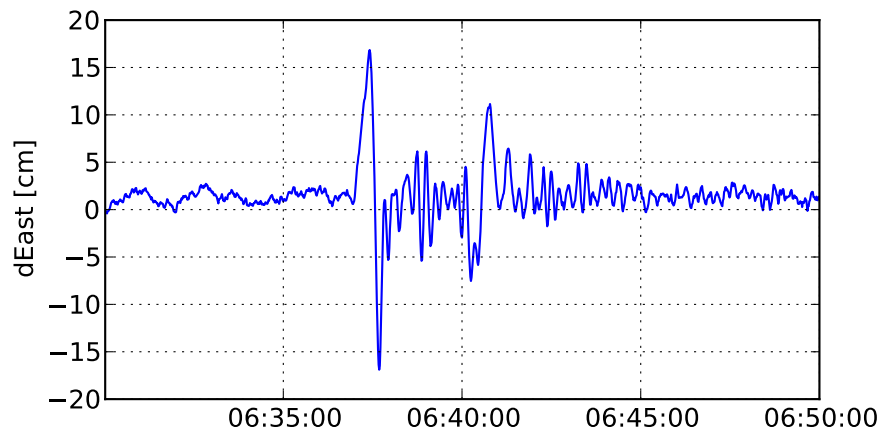
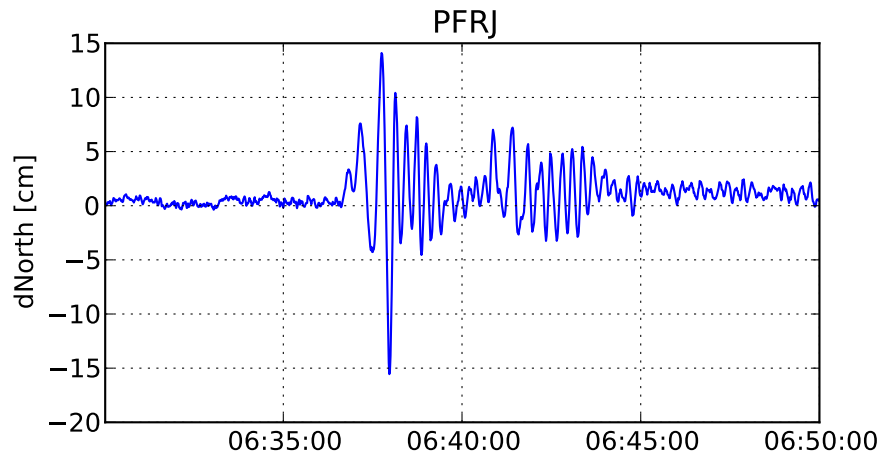


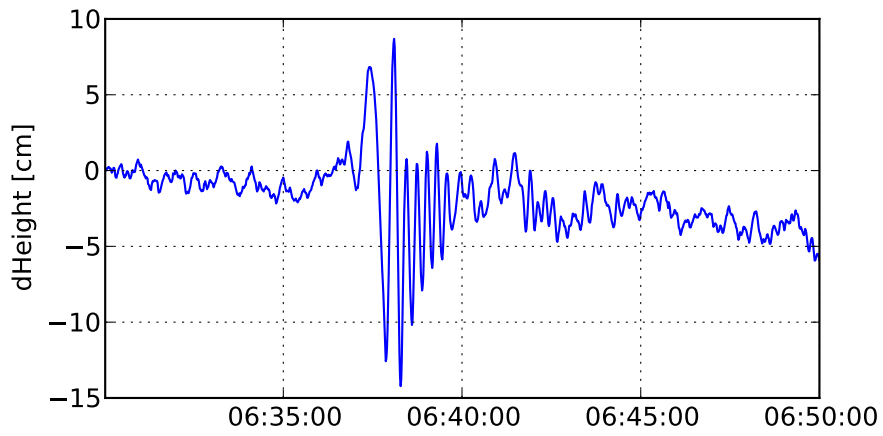
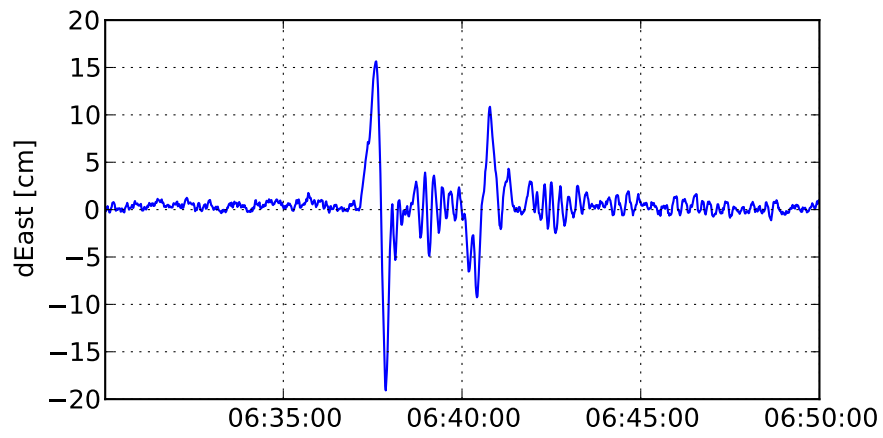
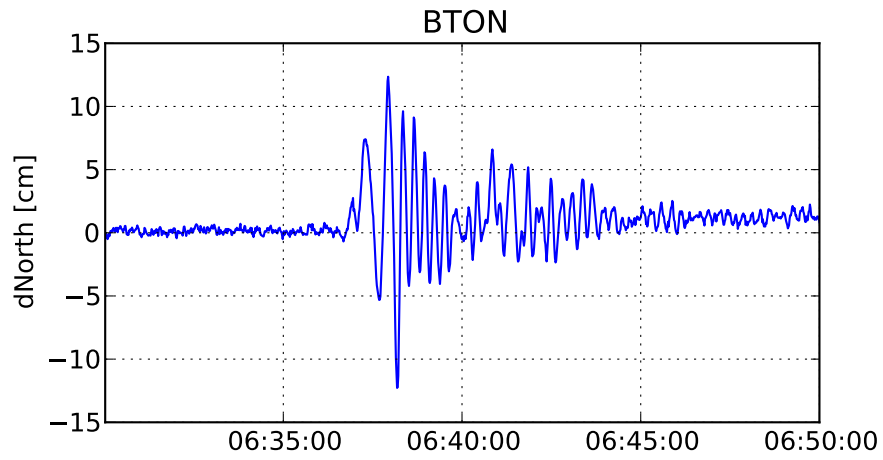


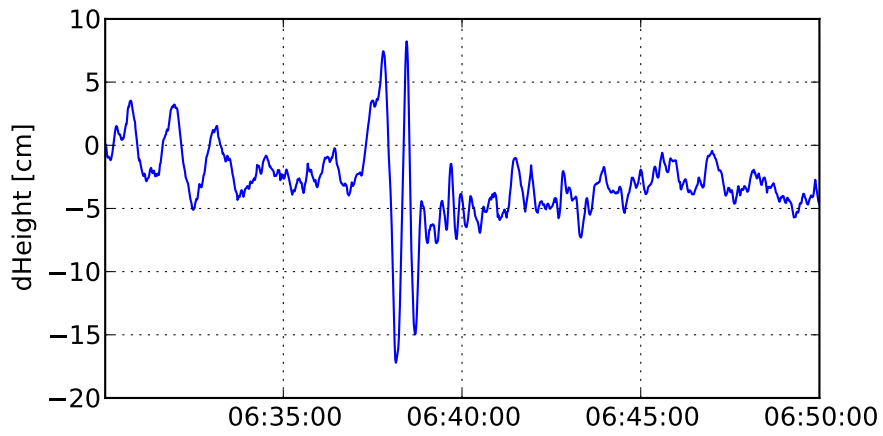
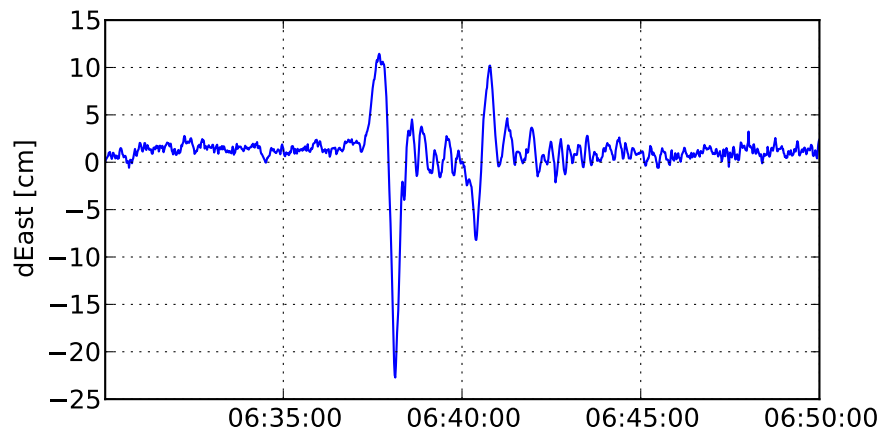
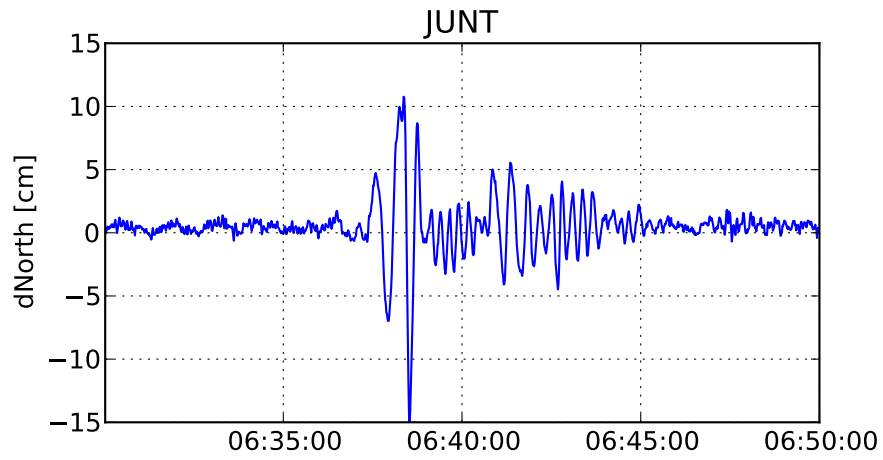


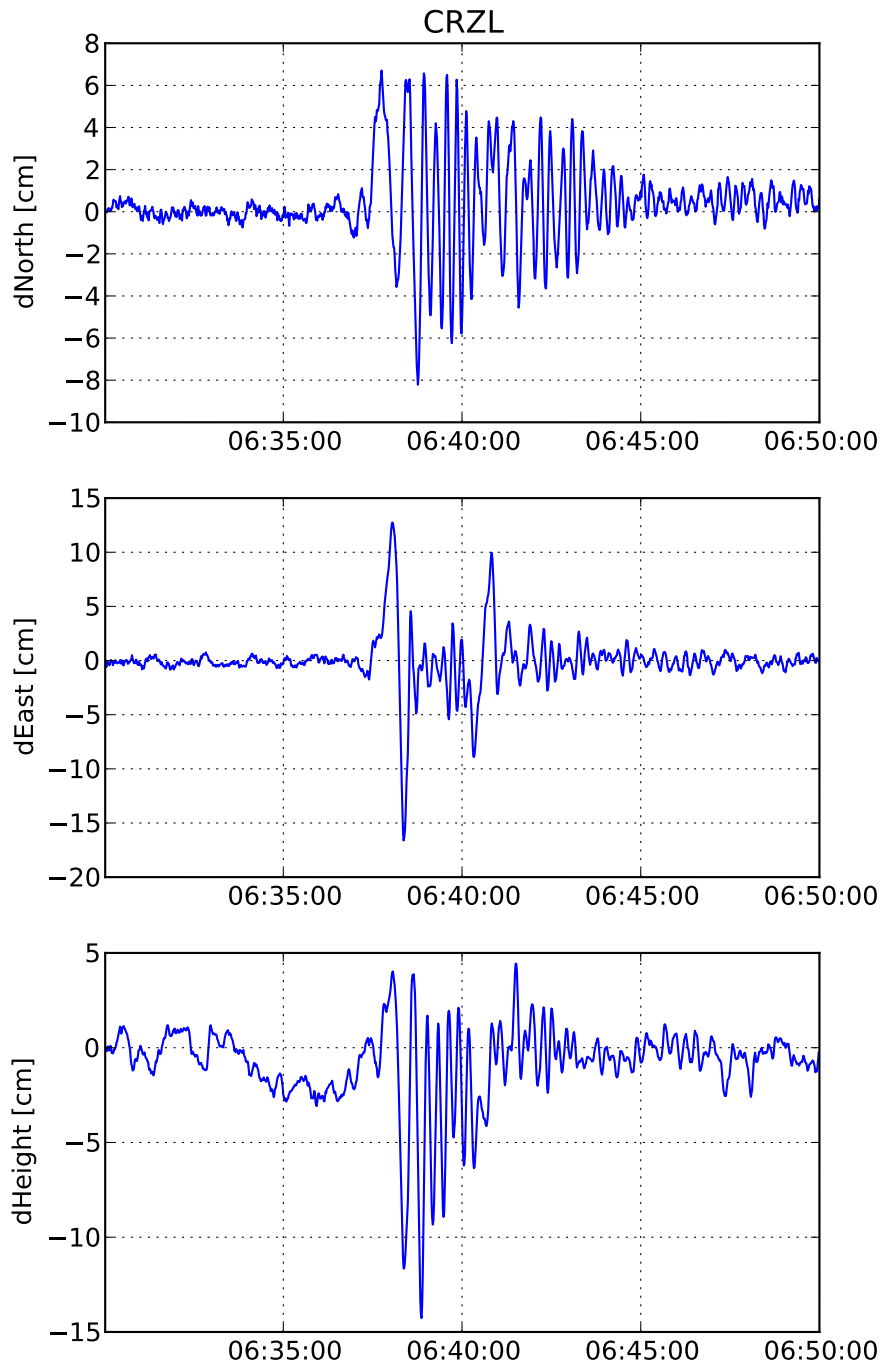




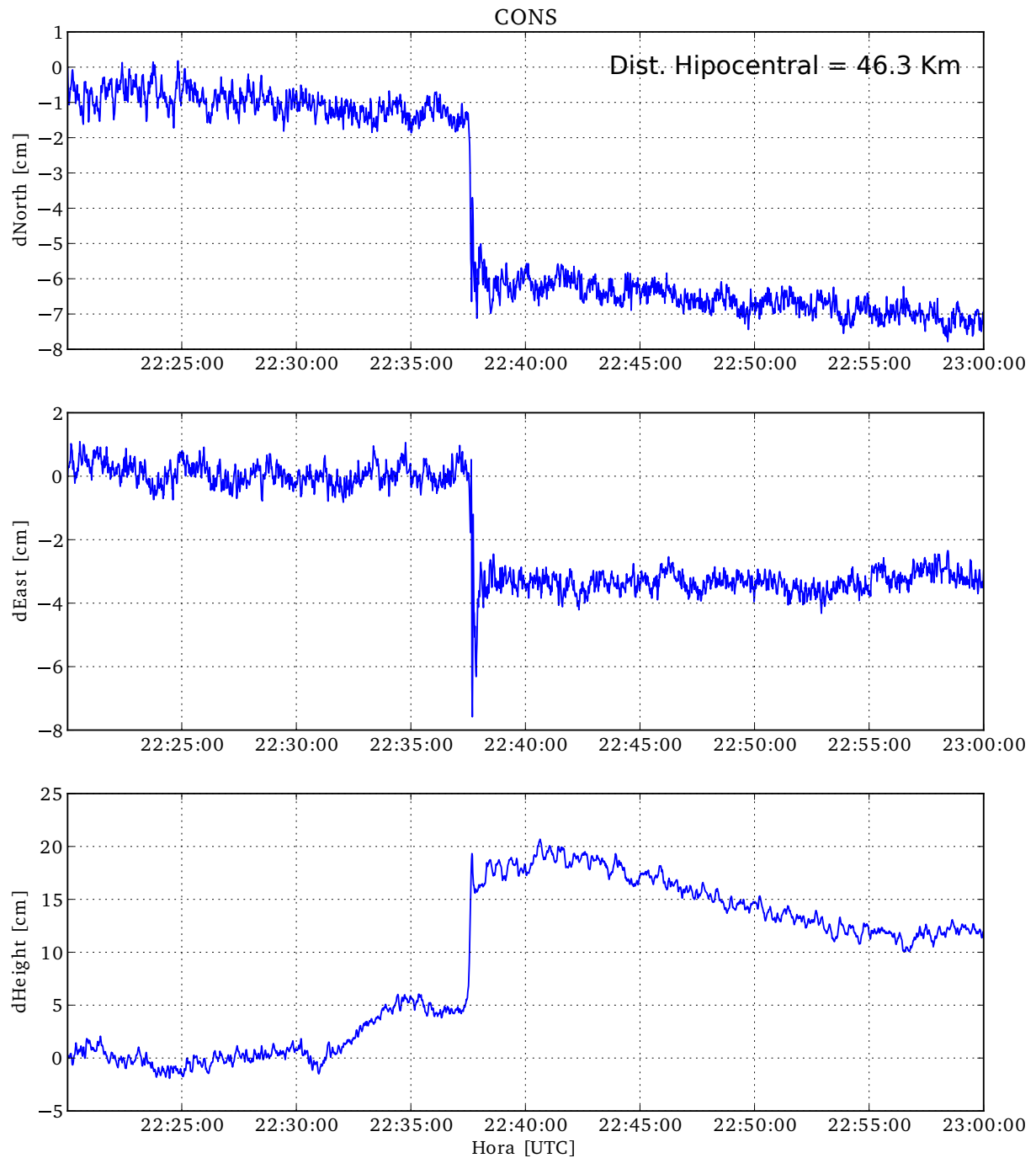


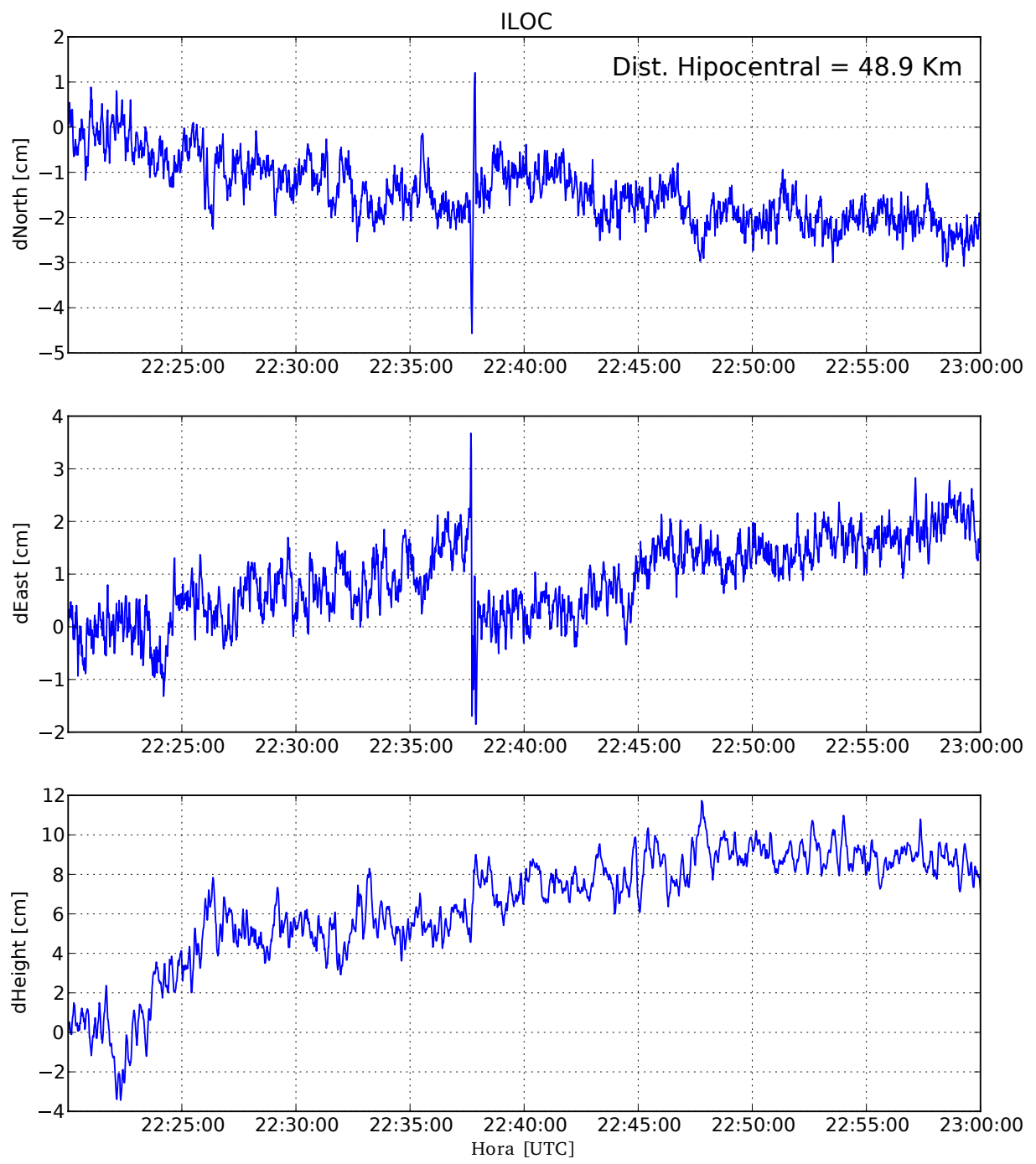


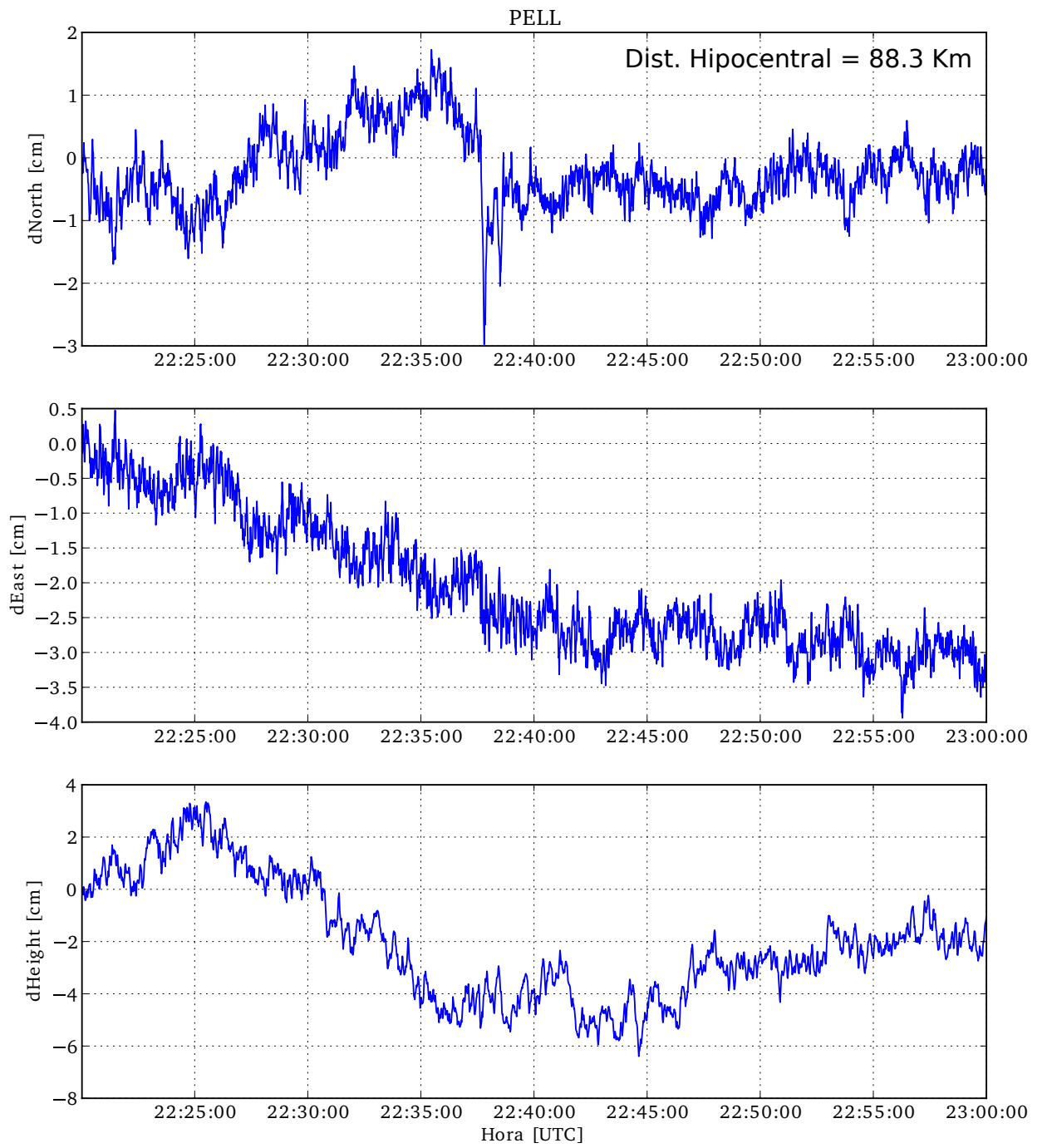




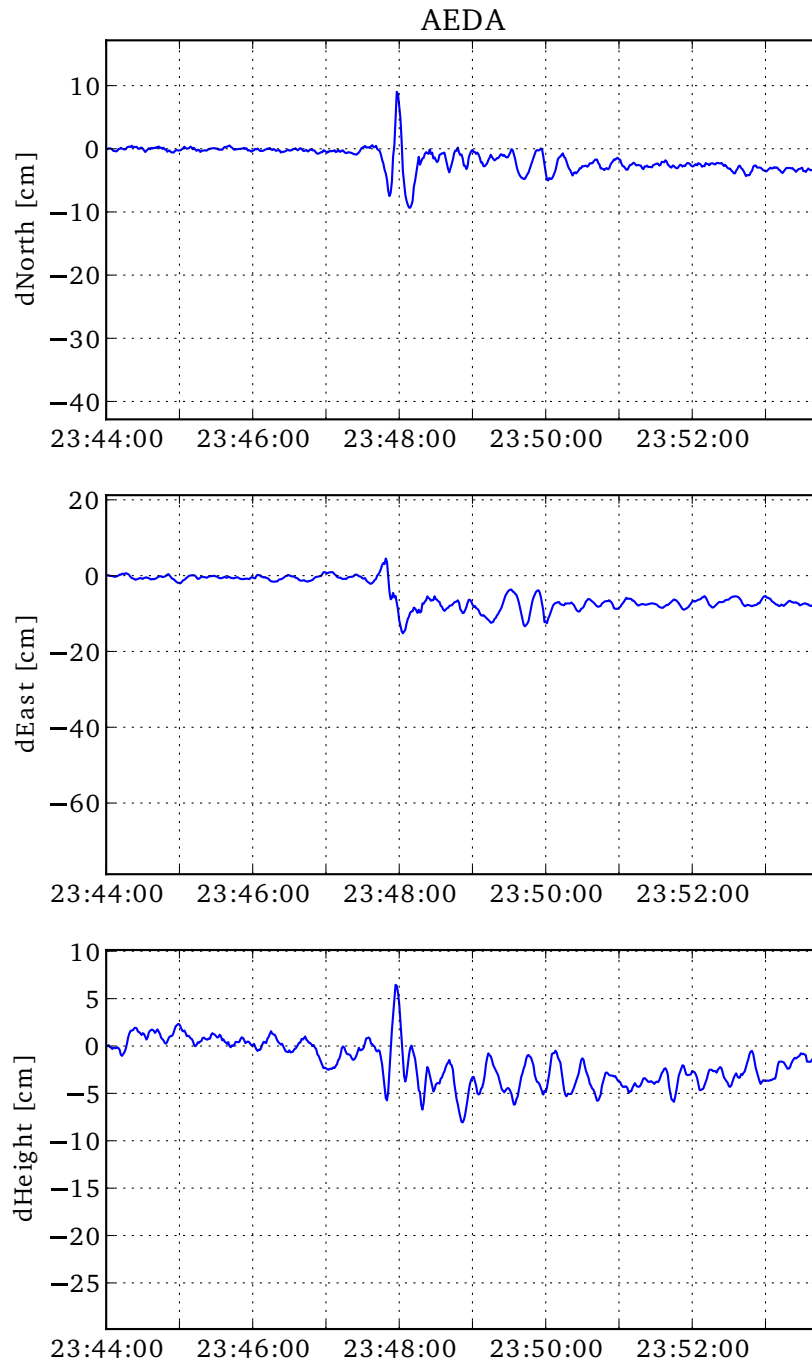
### C.3. Réplica de Constitución 2012



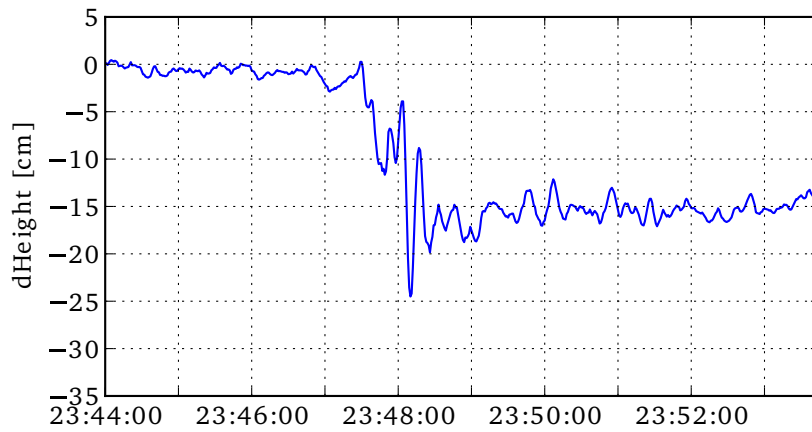
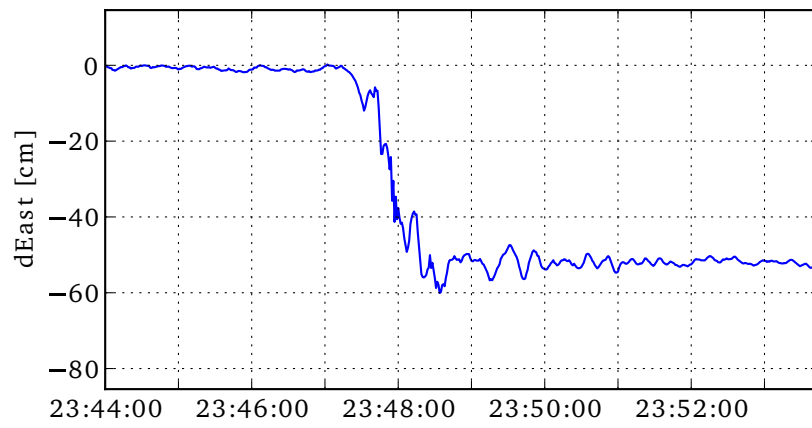
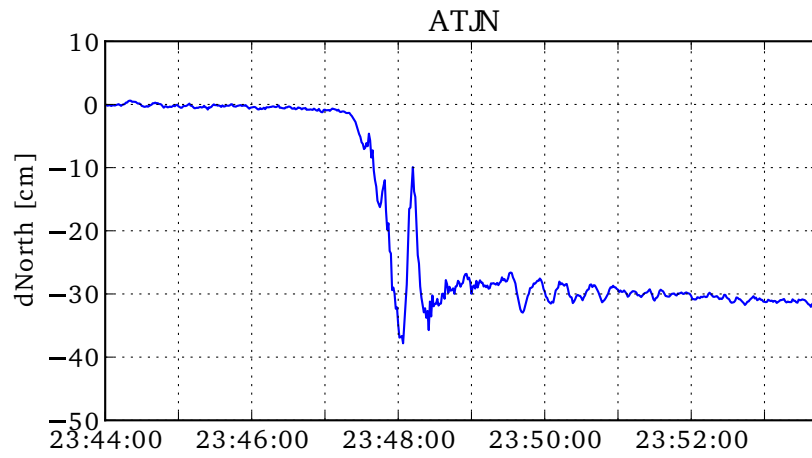


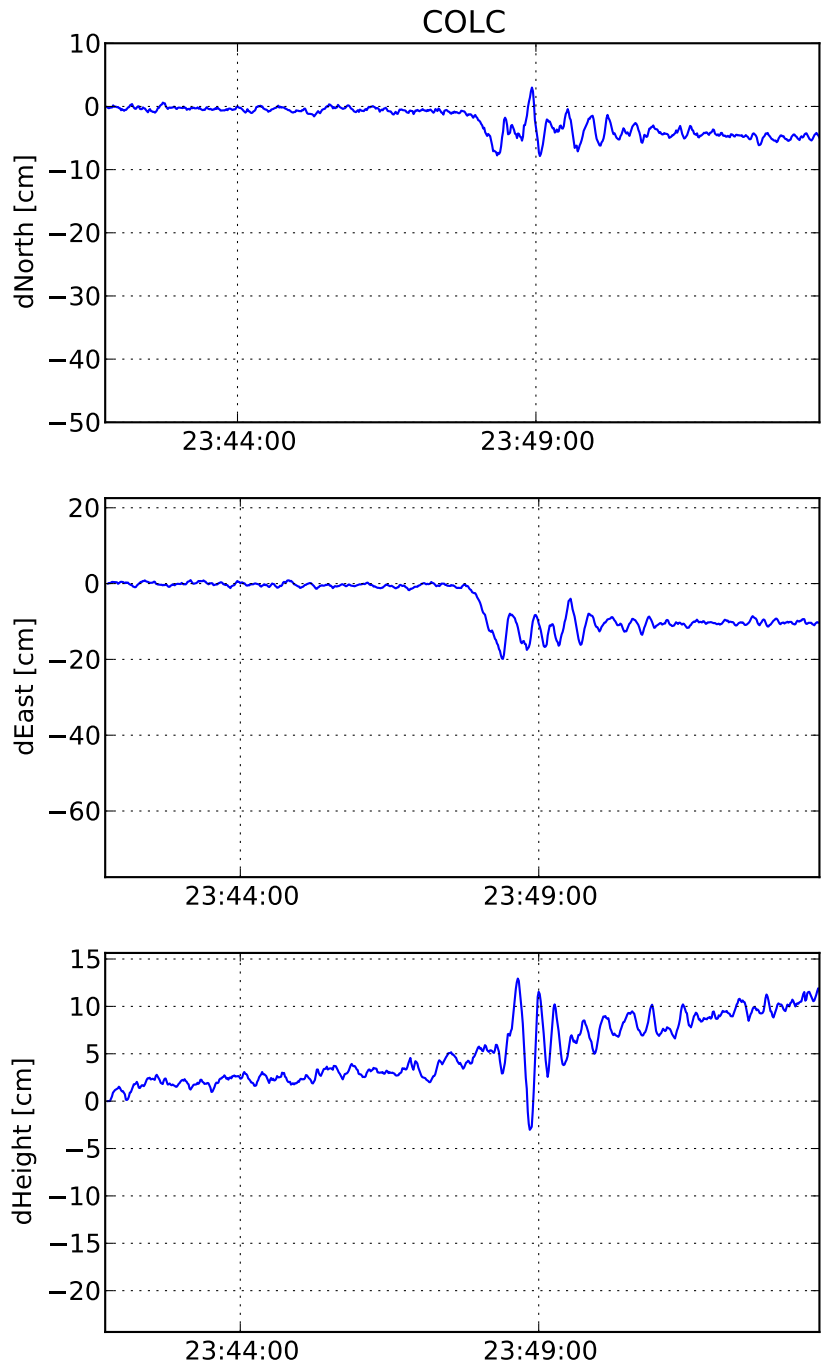


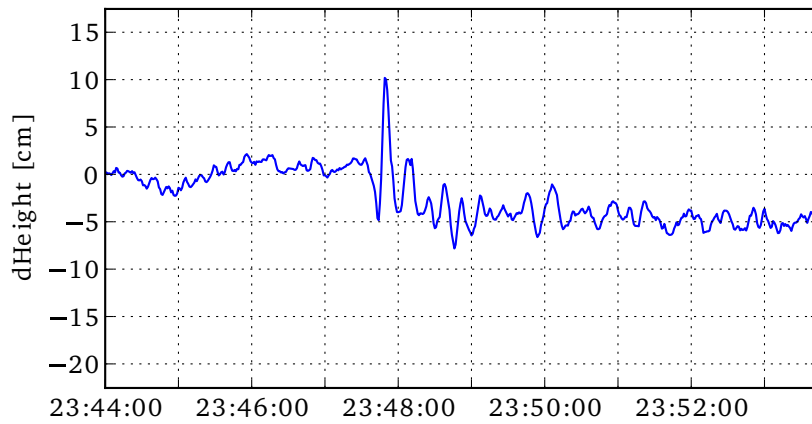
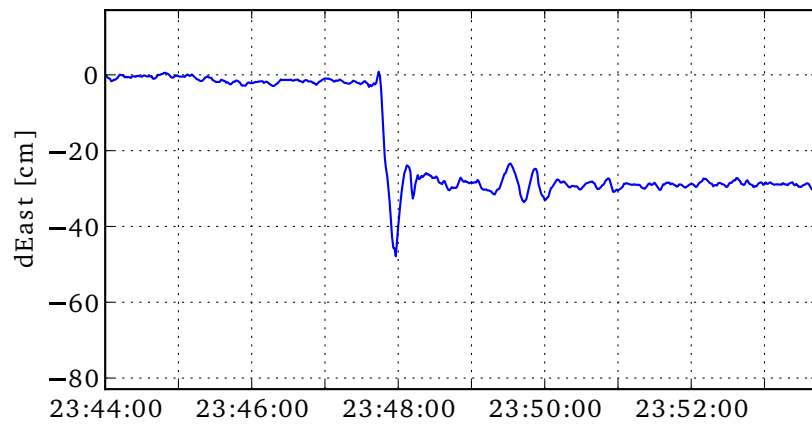
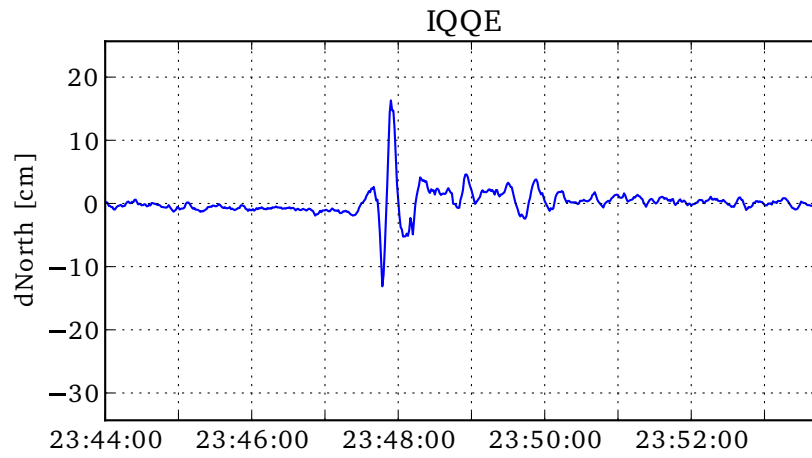
## C.4. Terremoto Iquique 2014

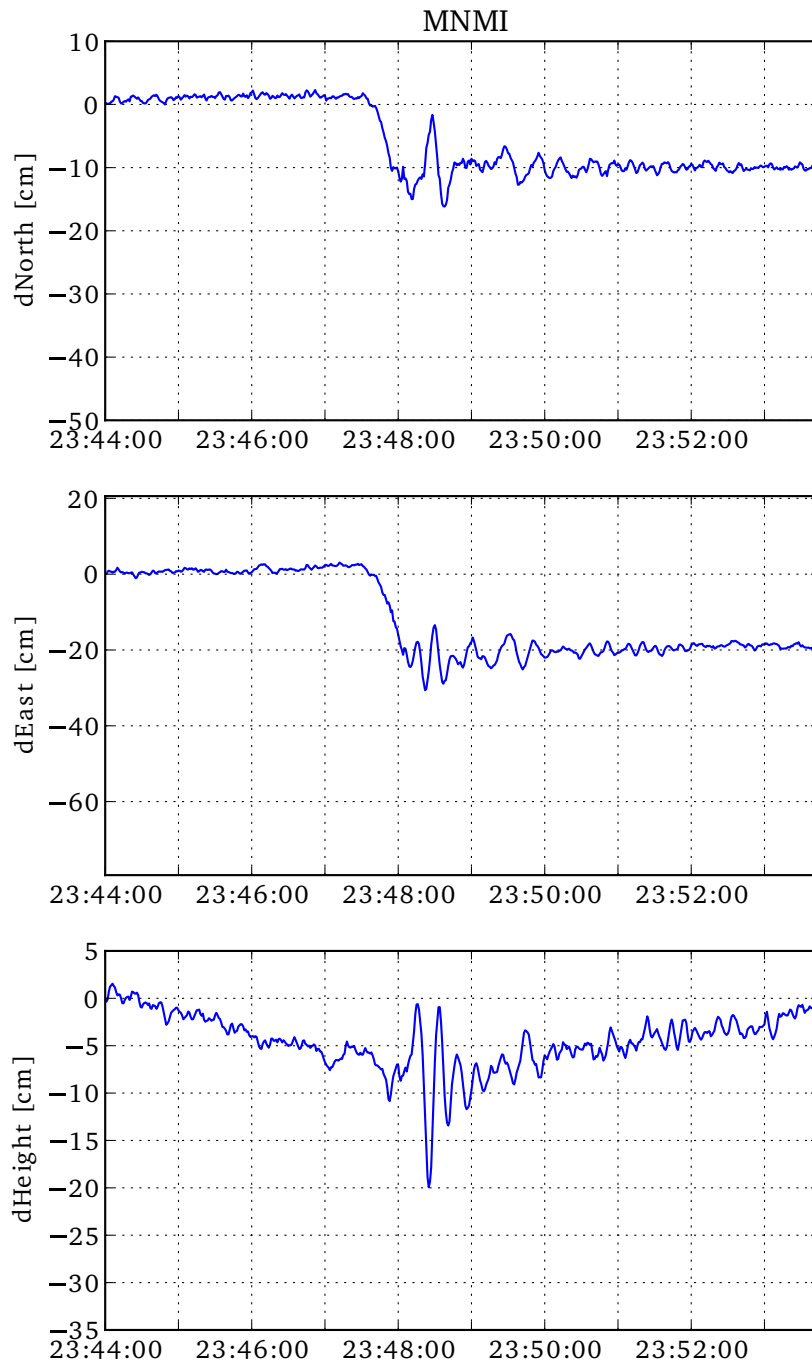




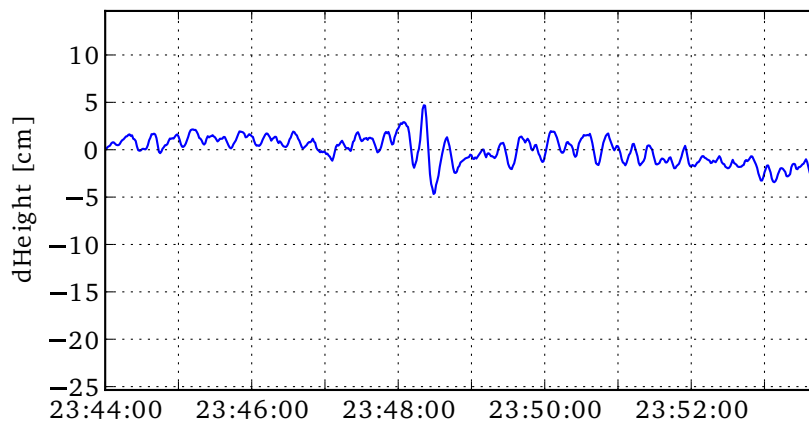
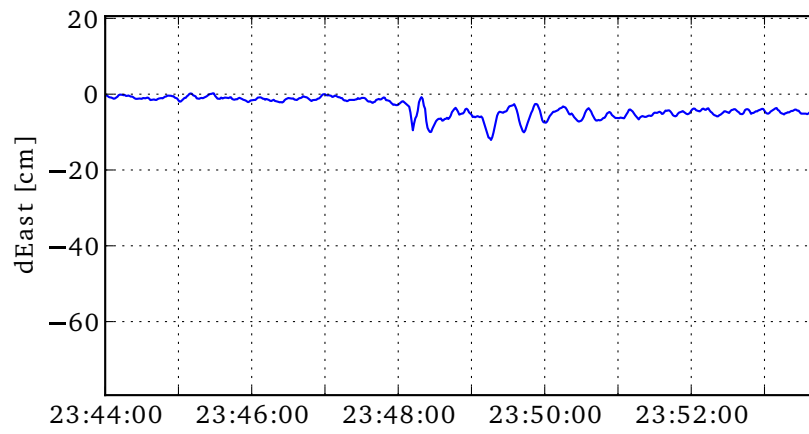
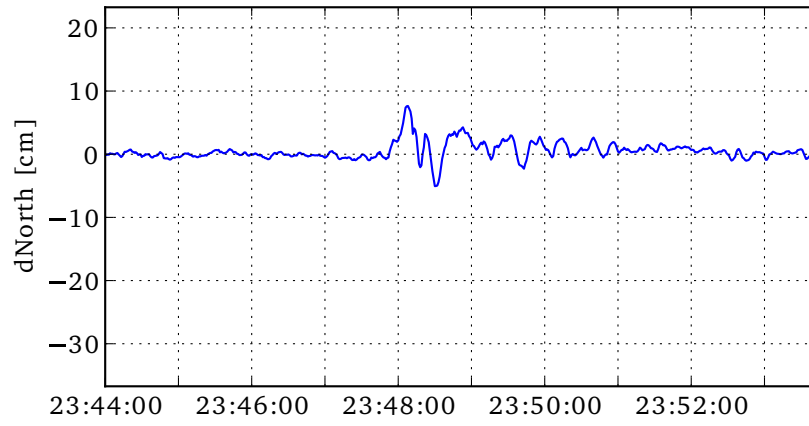


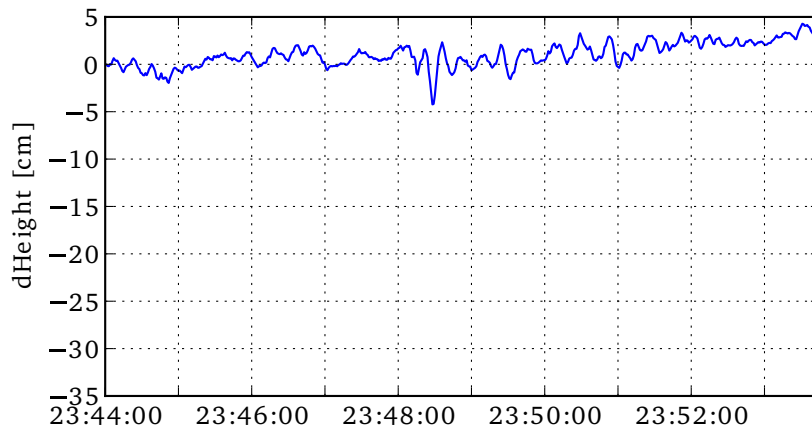
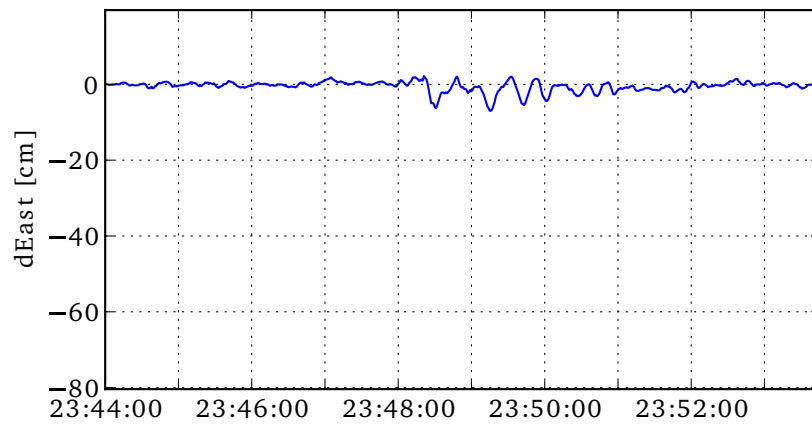
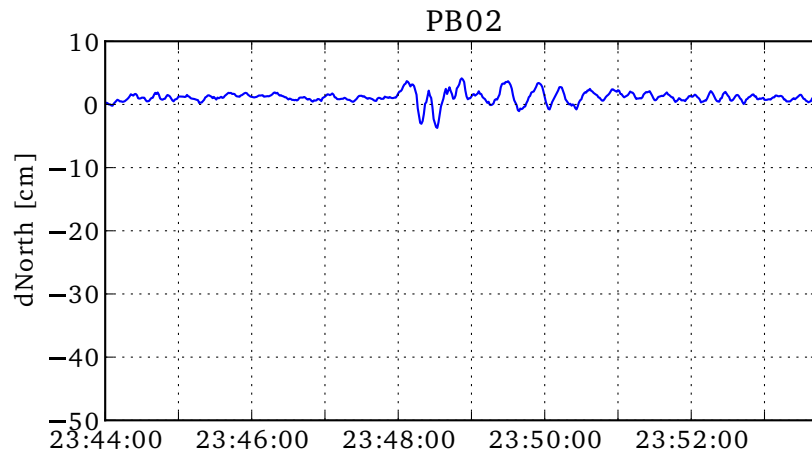


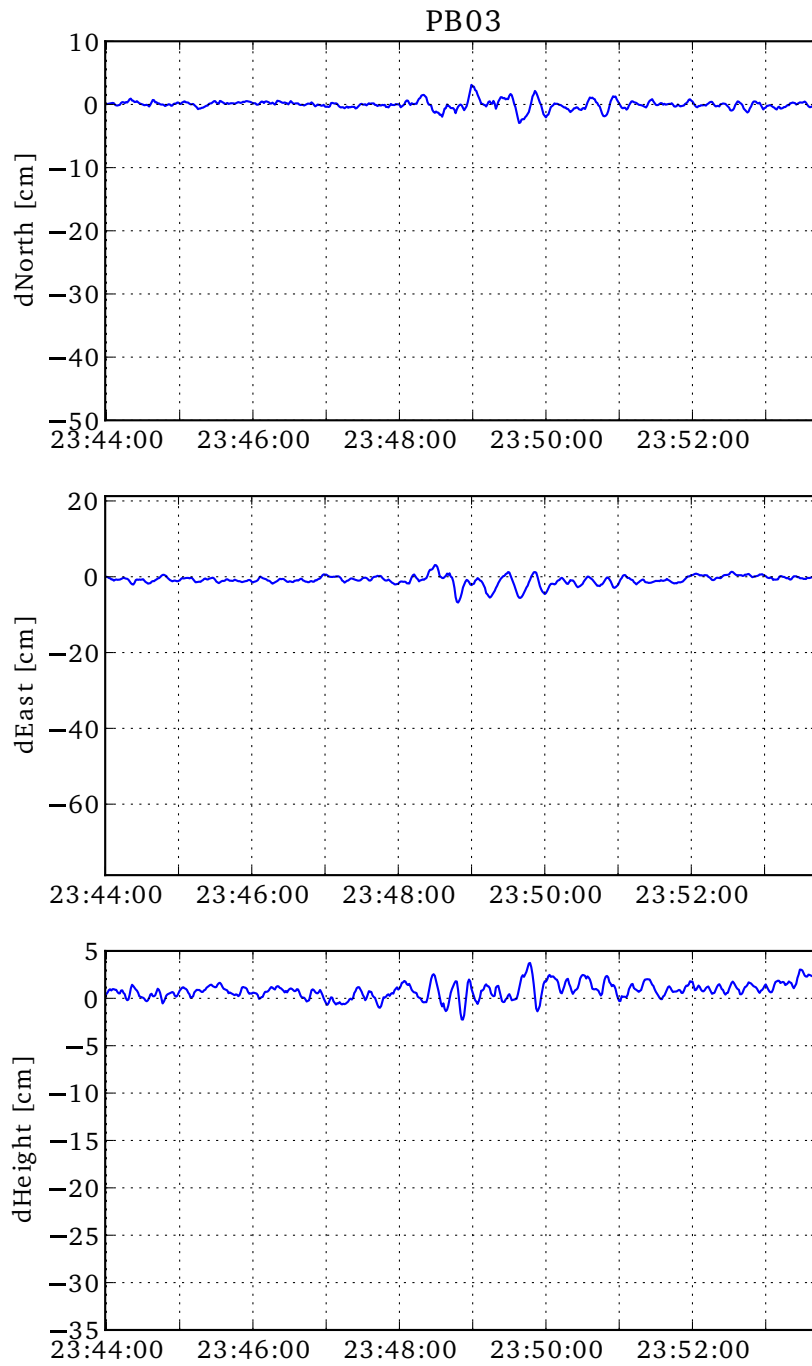


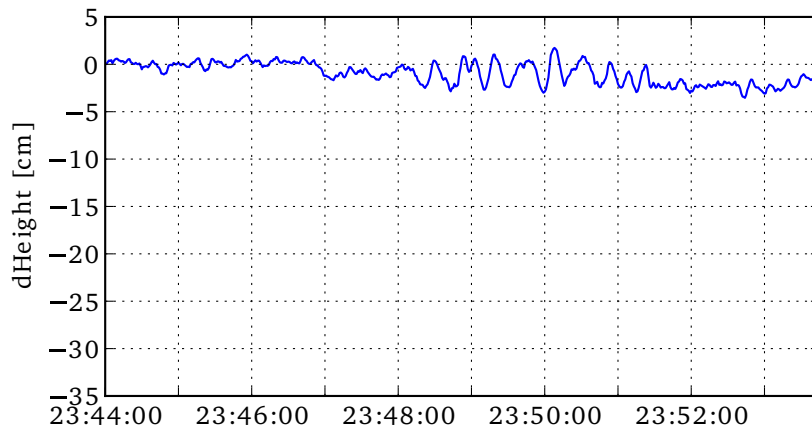
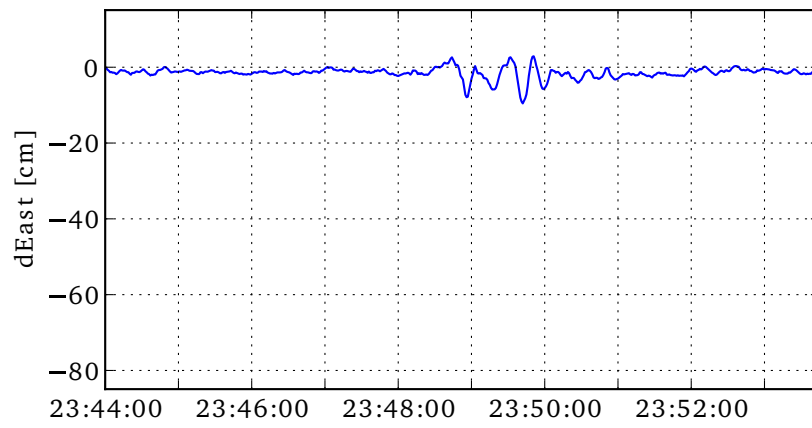
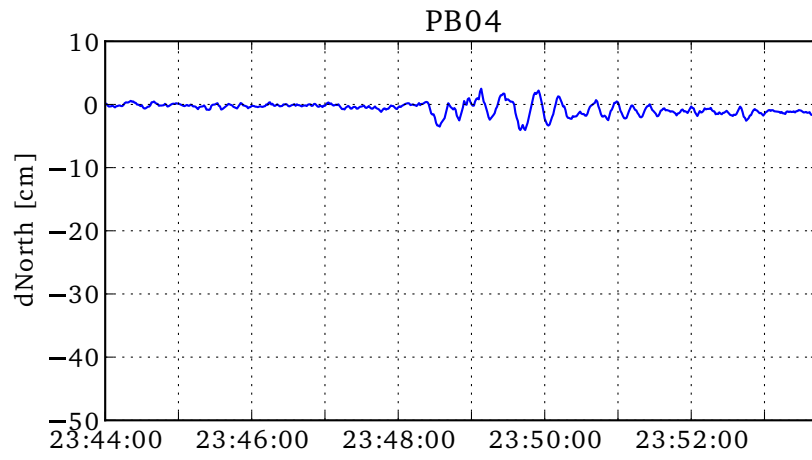


PB01

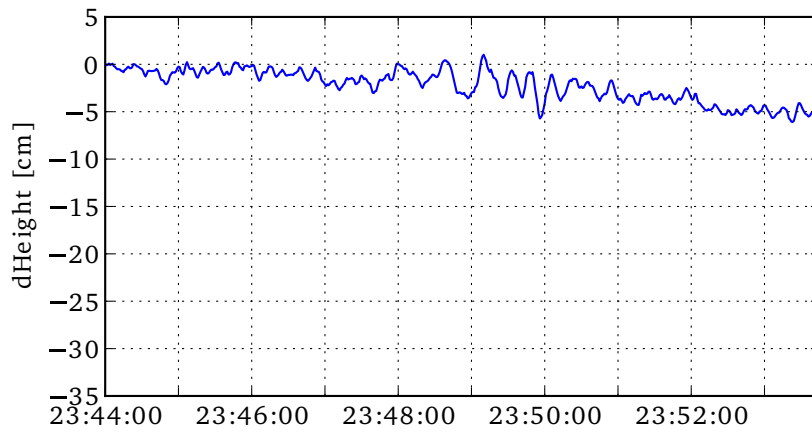
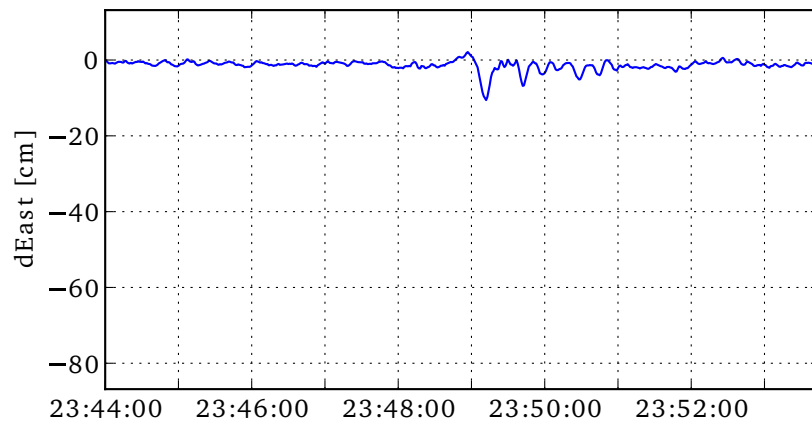
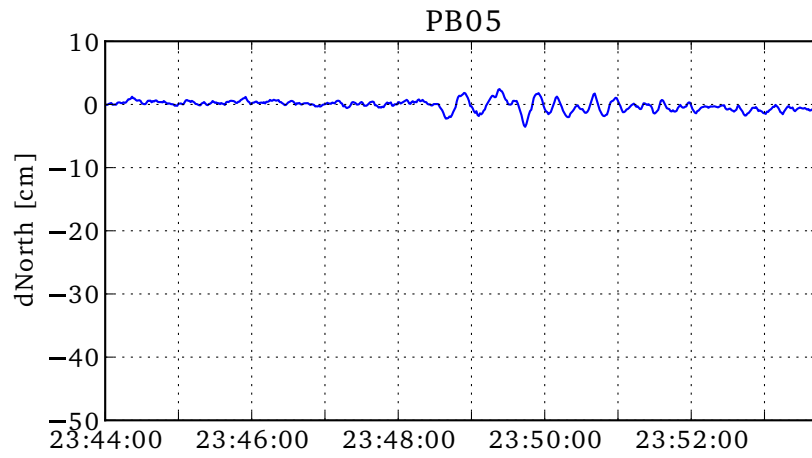


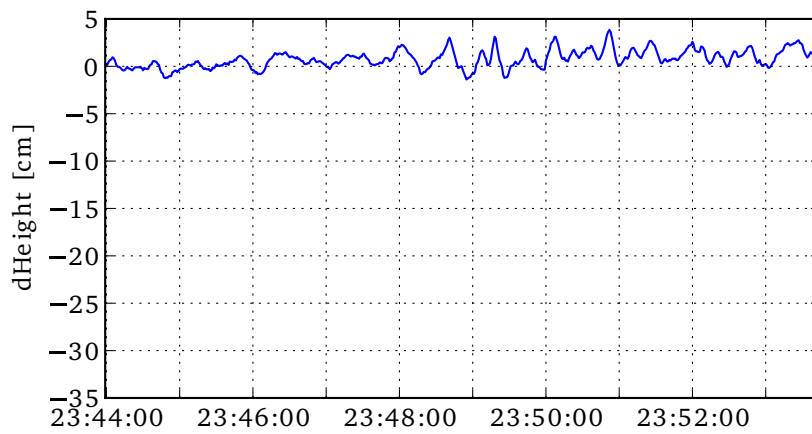
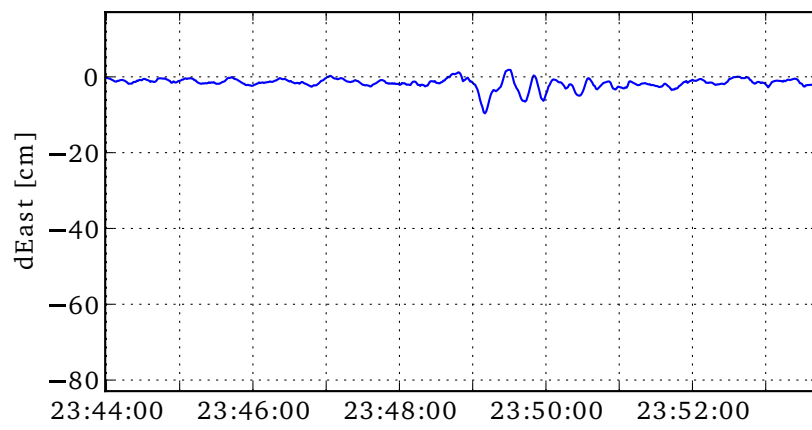
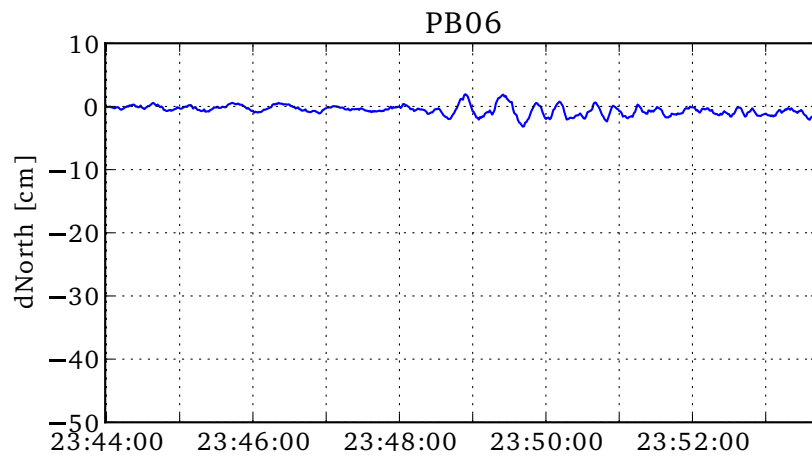


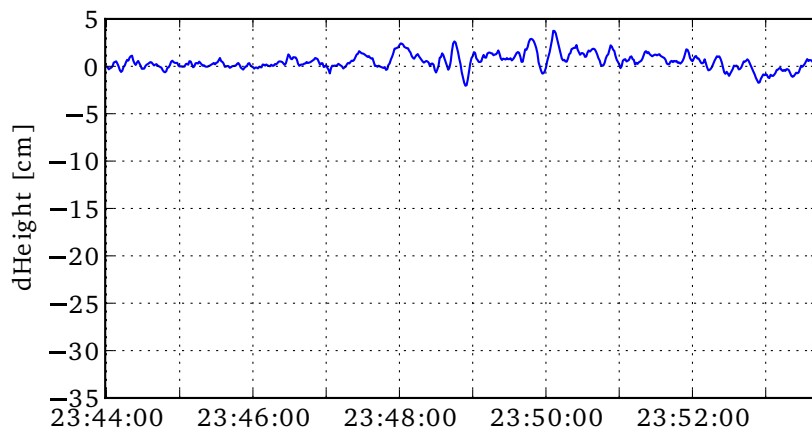
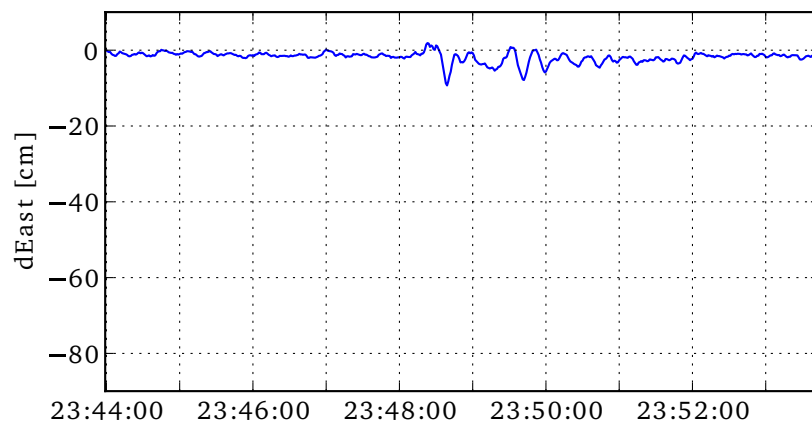
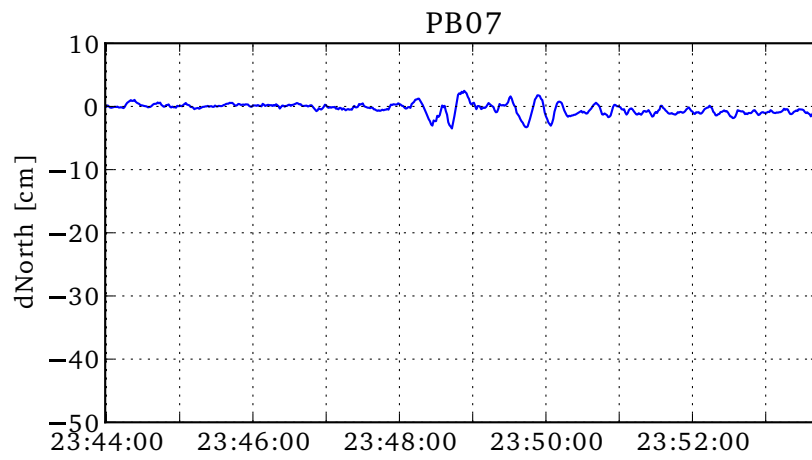


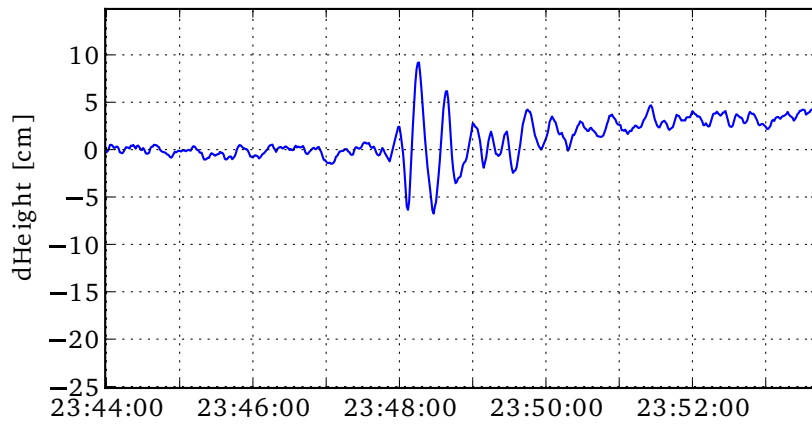
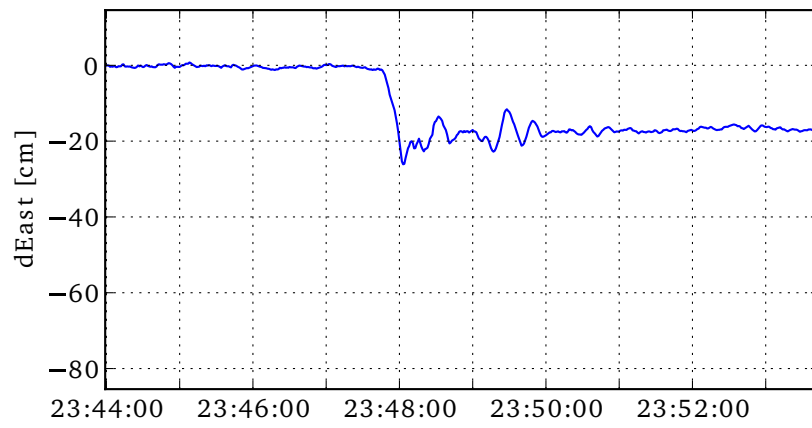
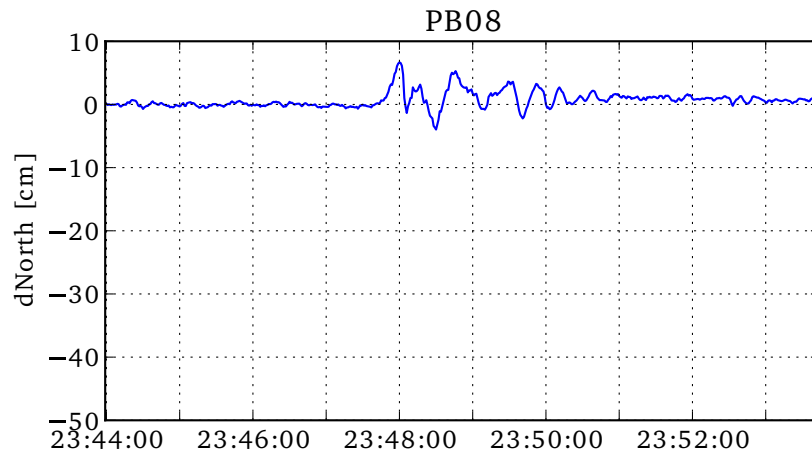


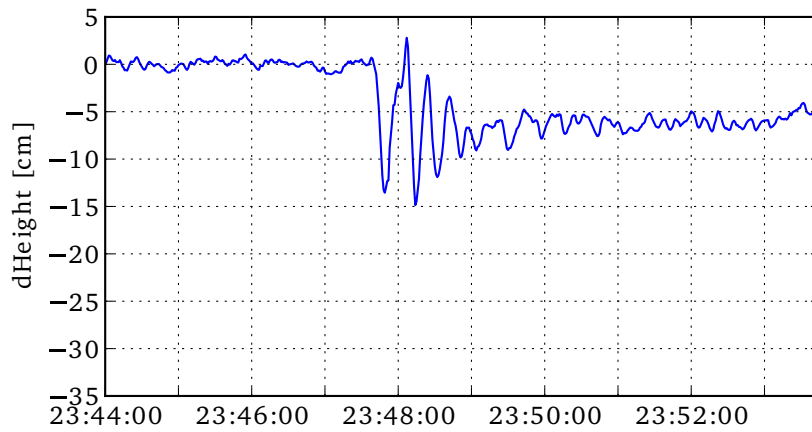
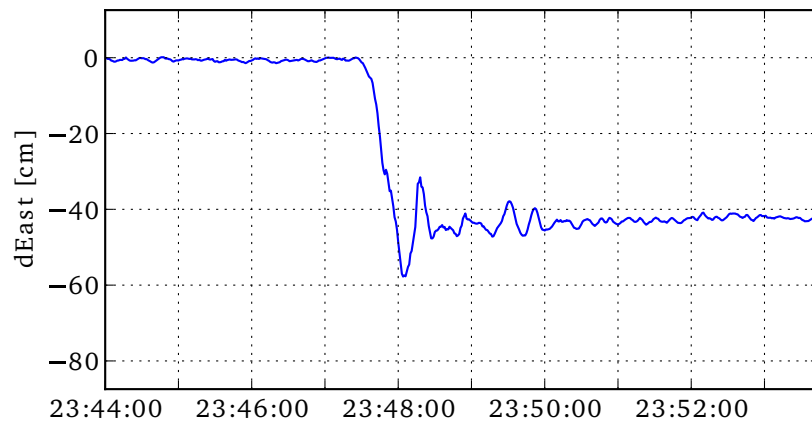
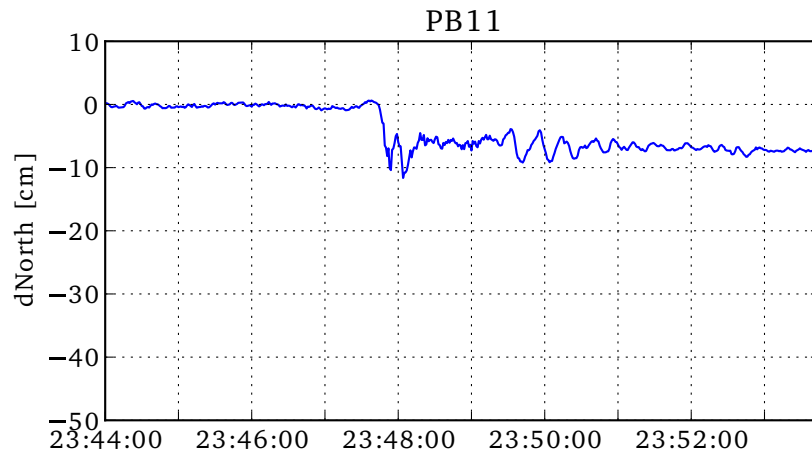


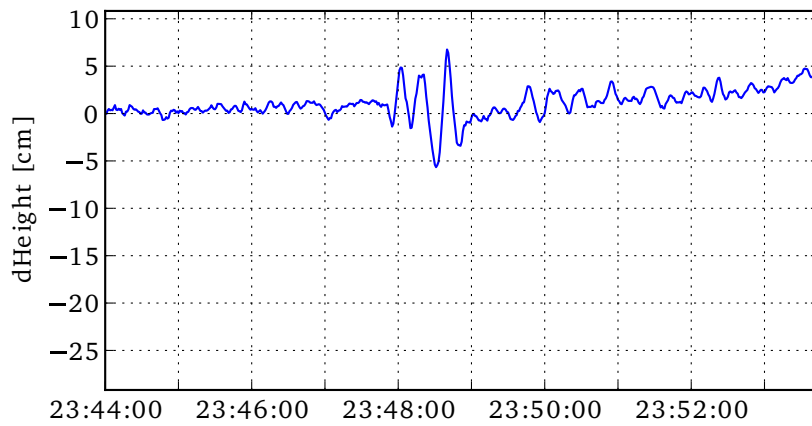
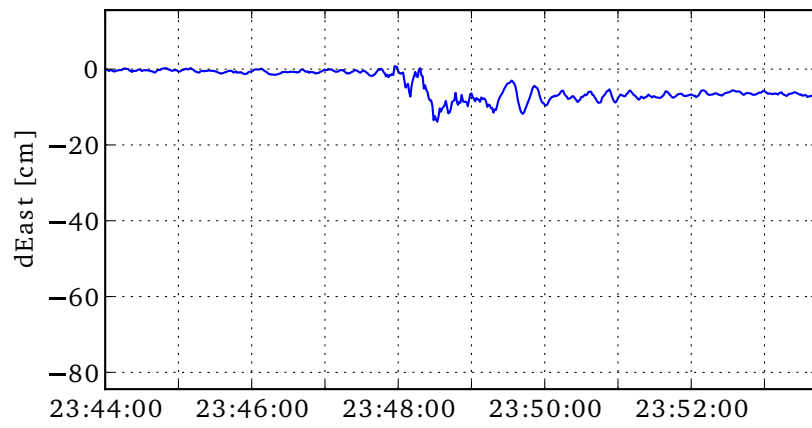
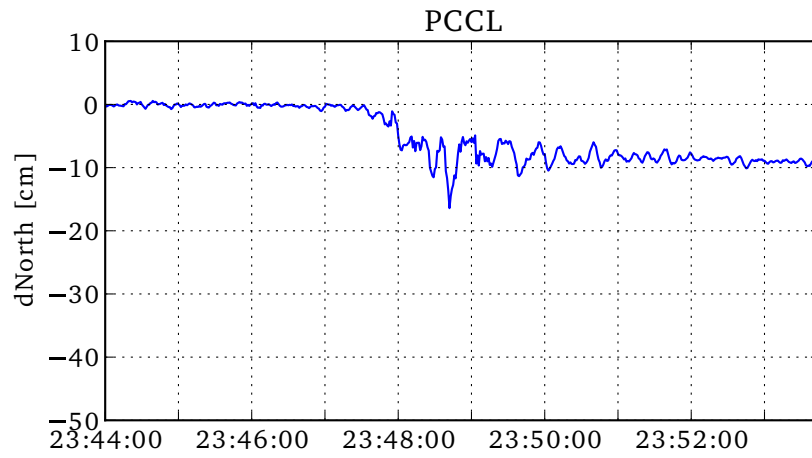


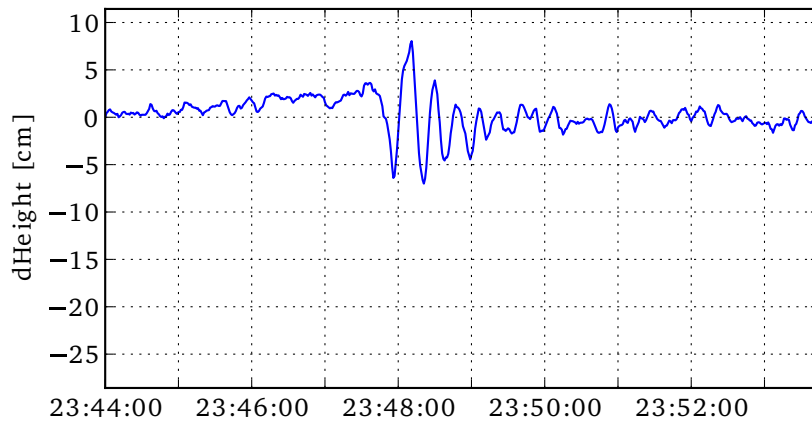
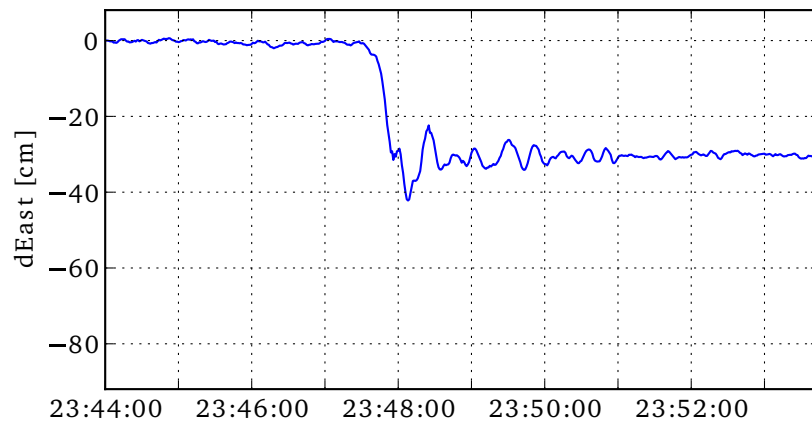
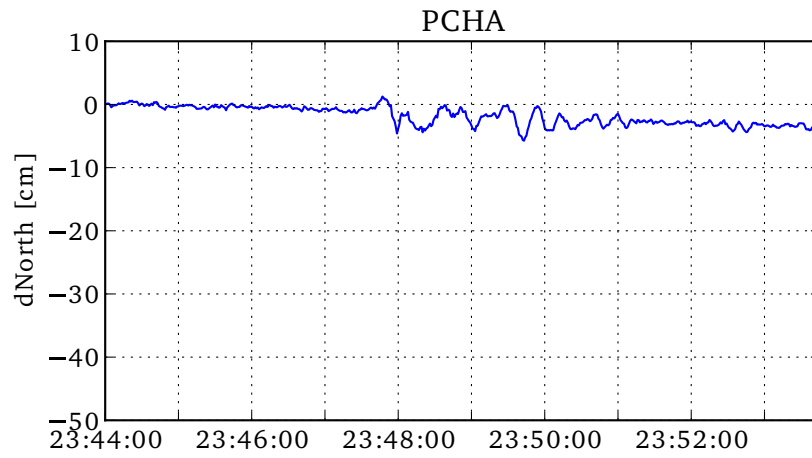


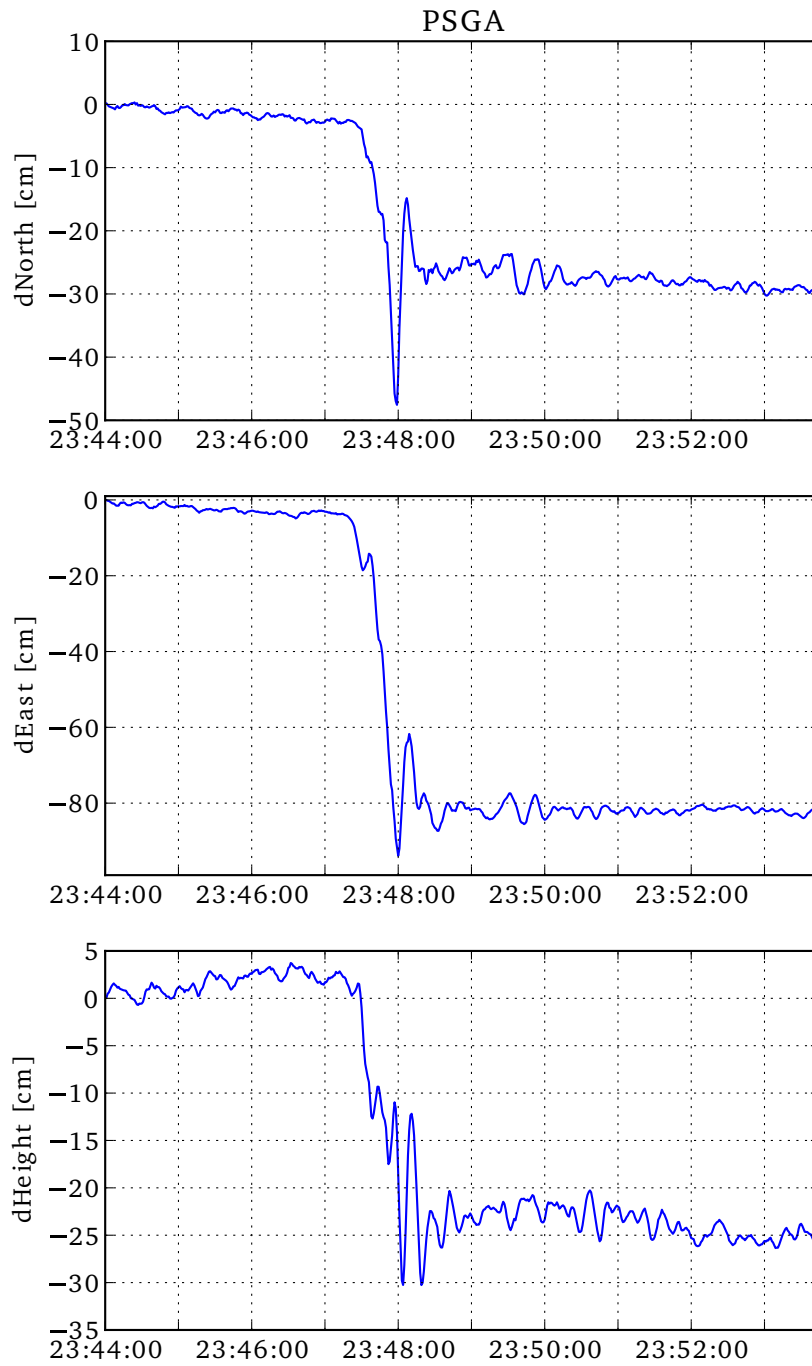




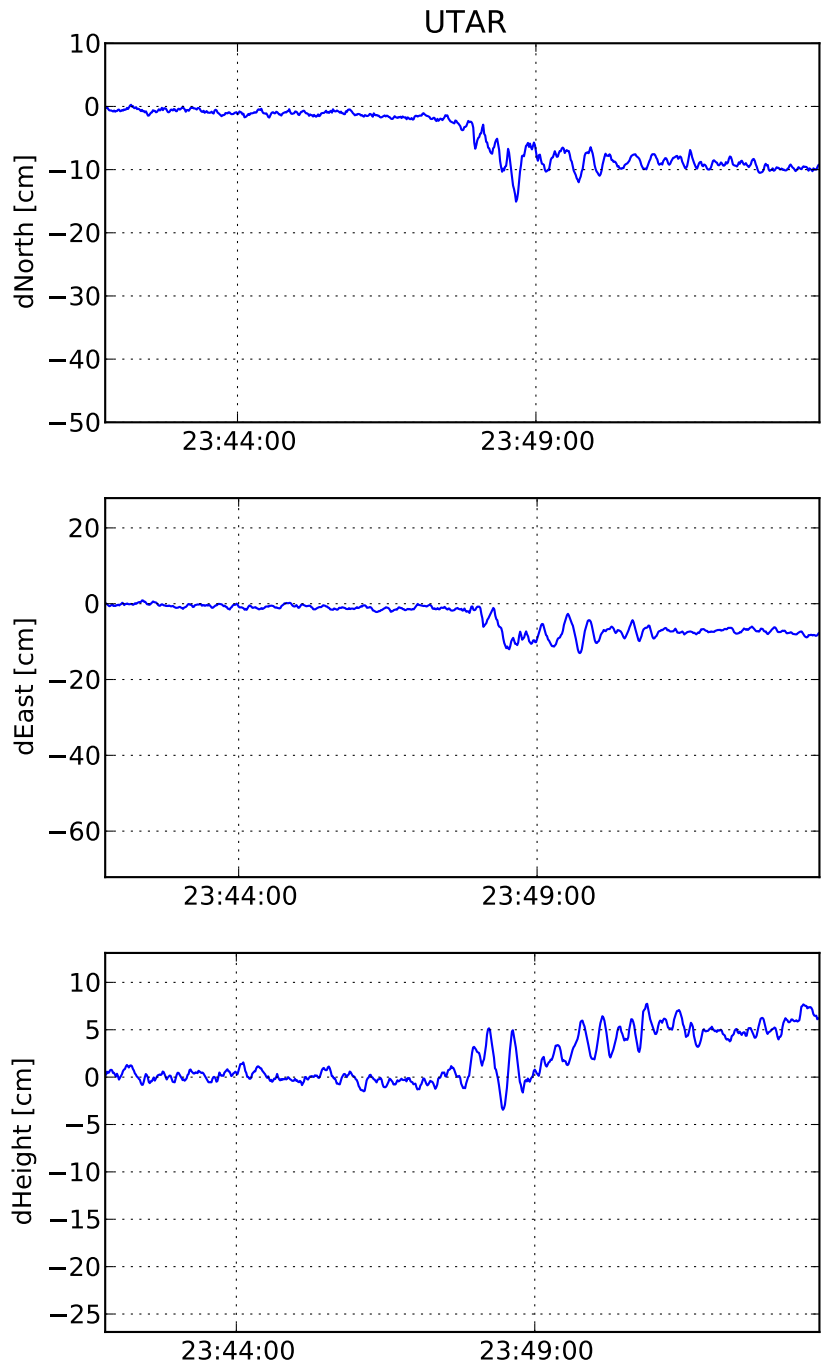




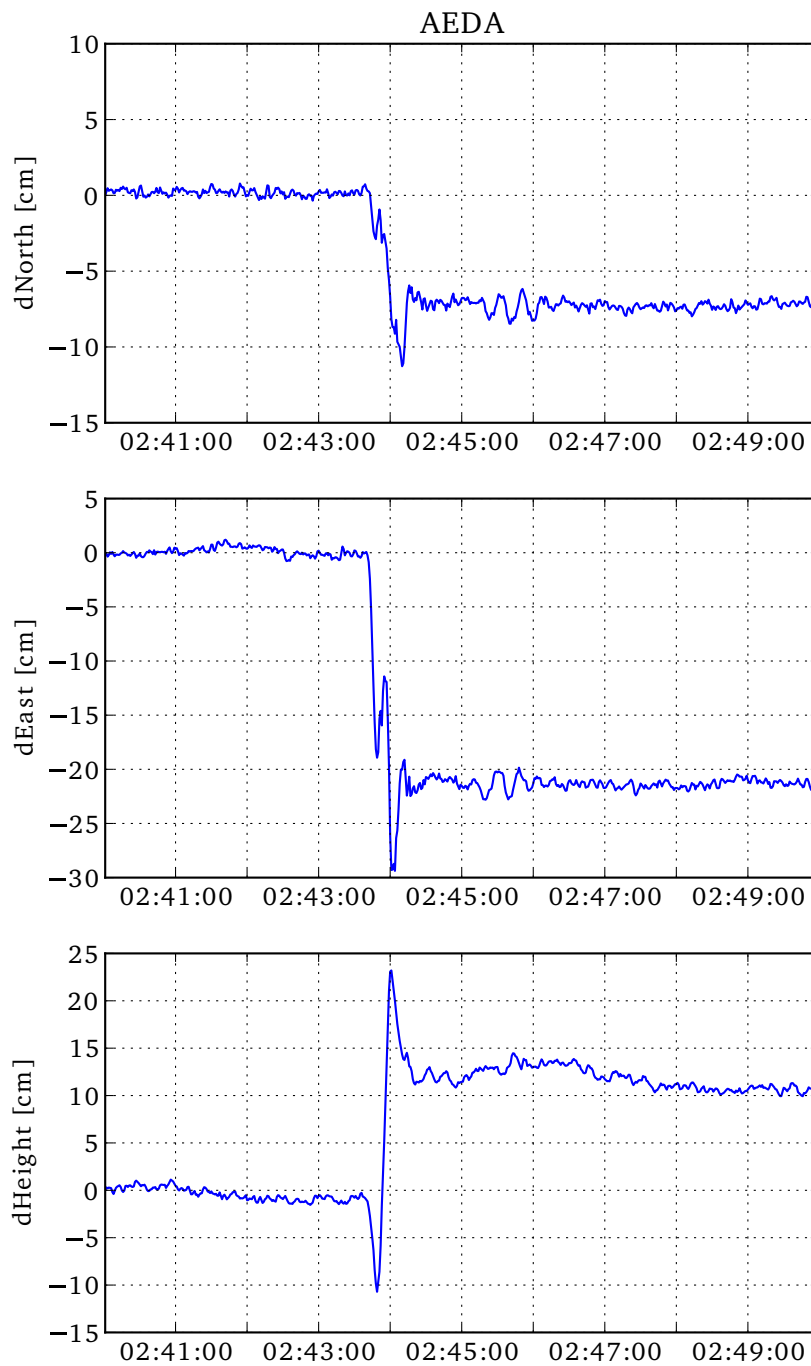


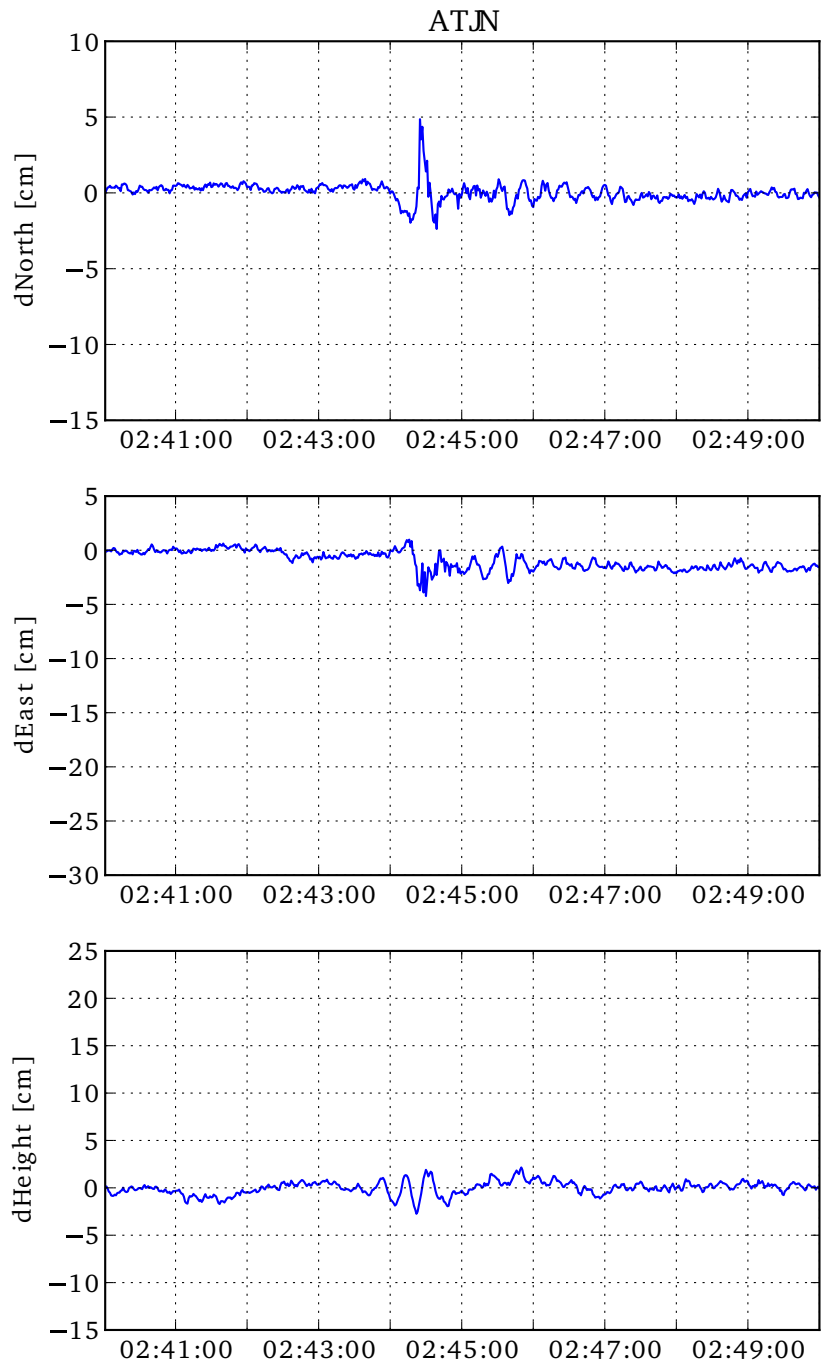


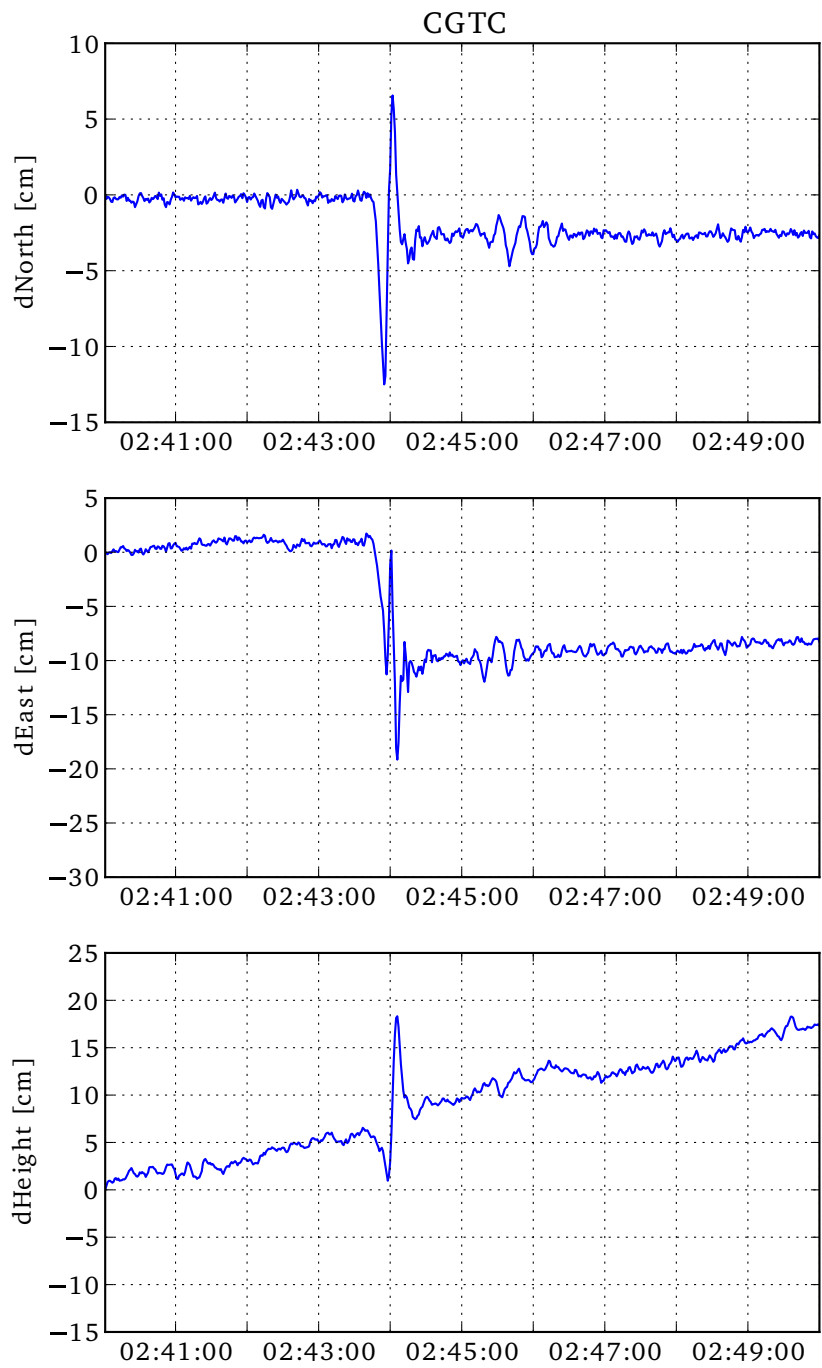


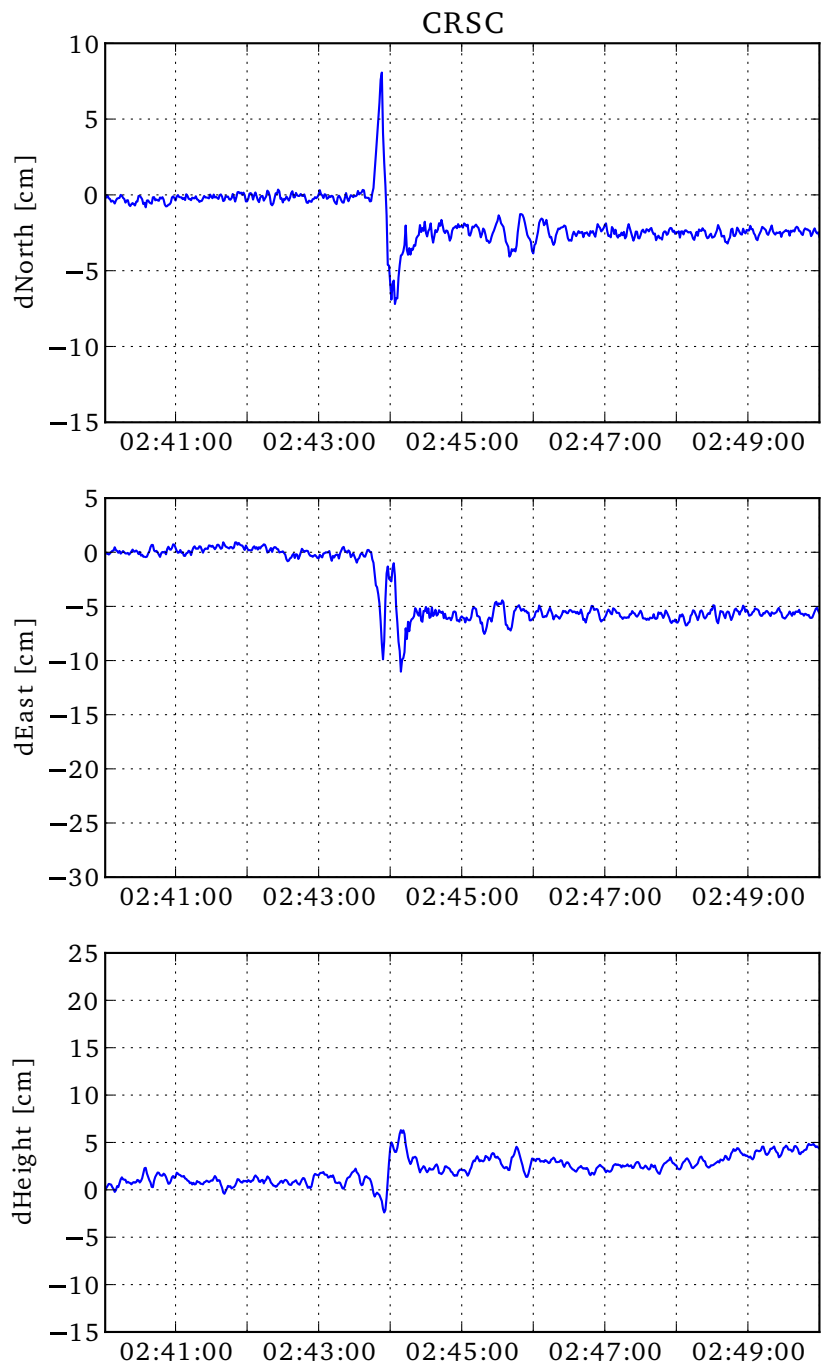


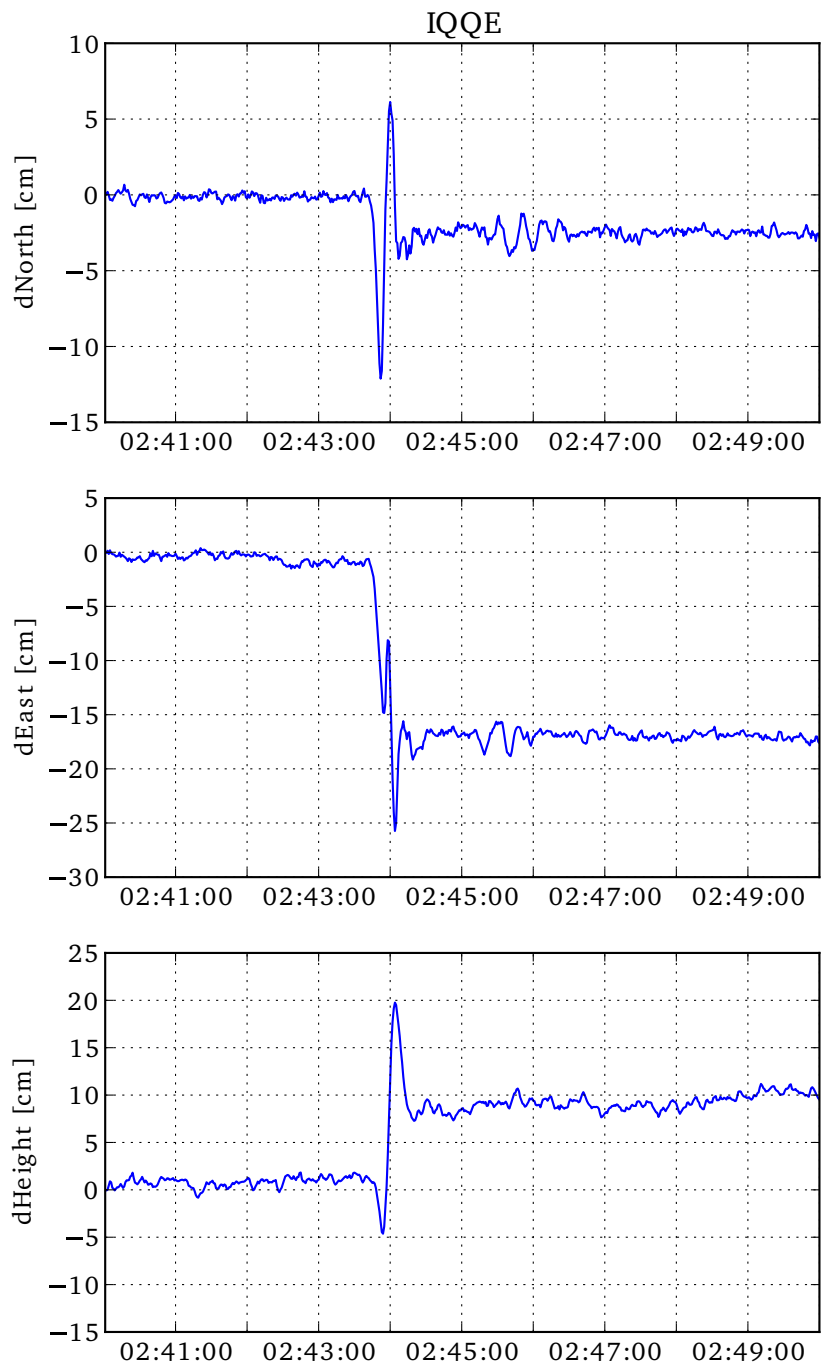
## C.5. Réplica de terremoto Iquique 2014

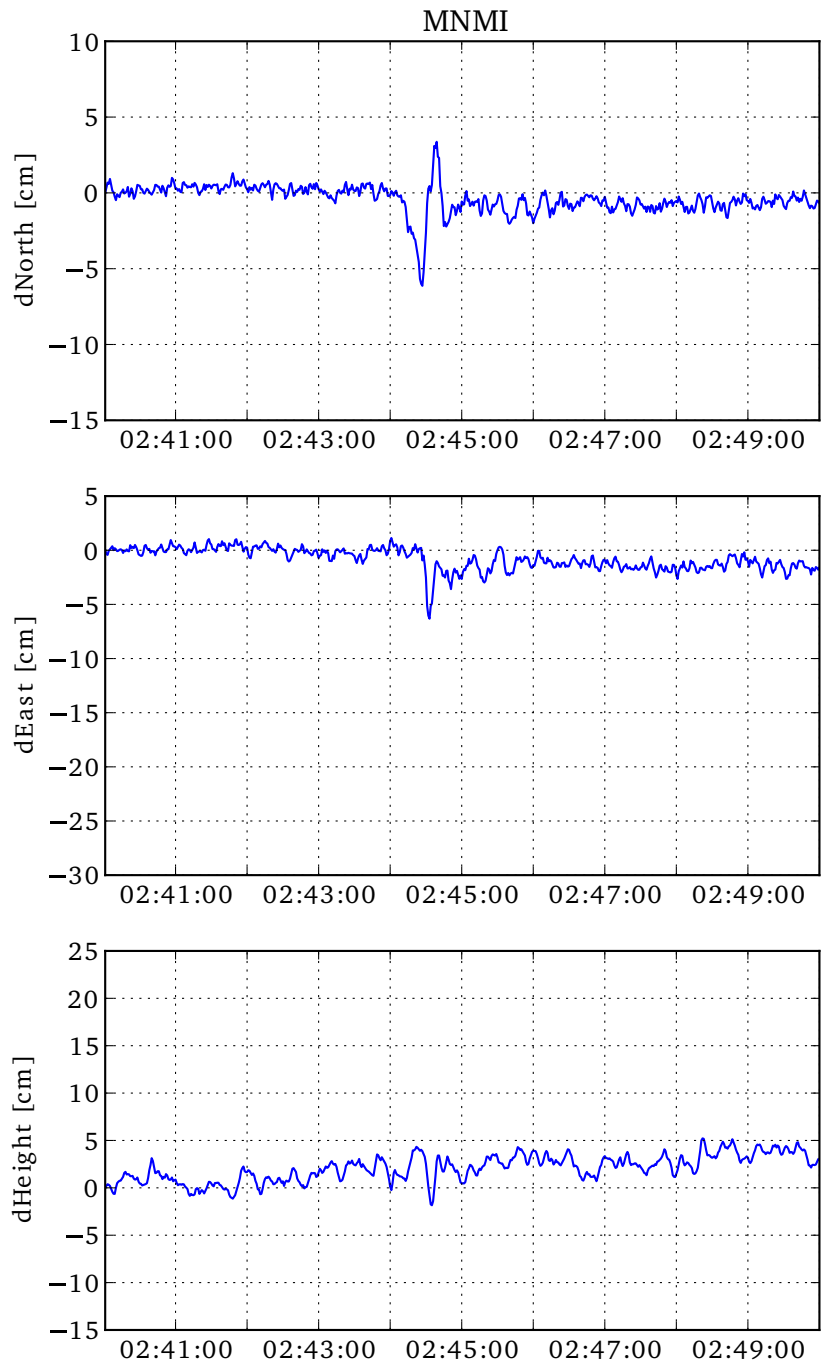


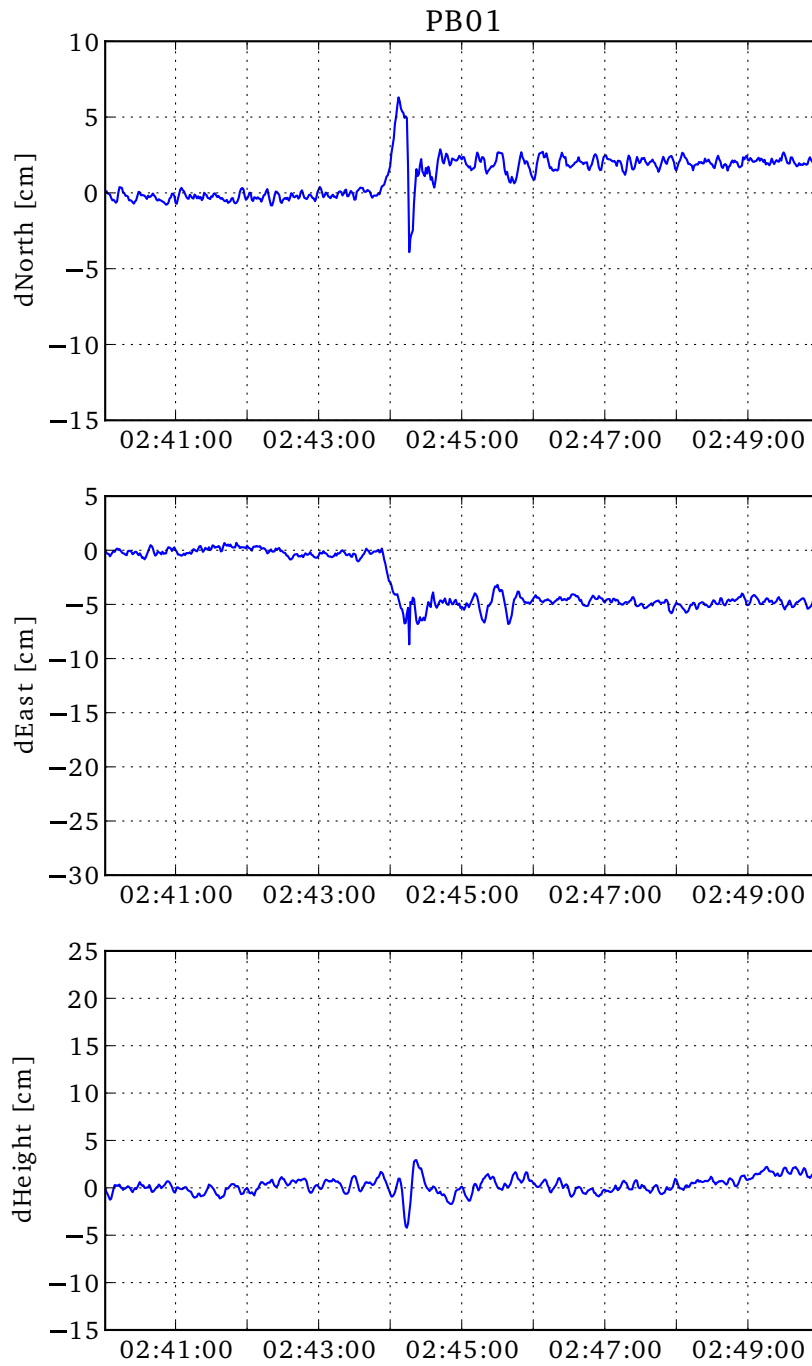




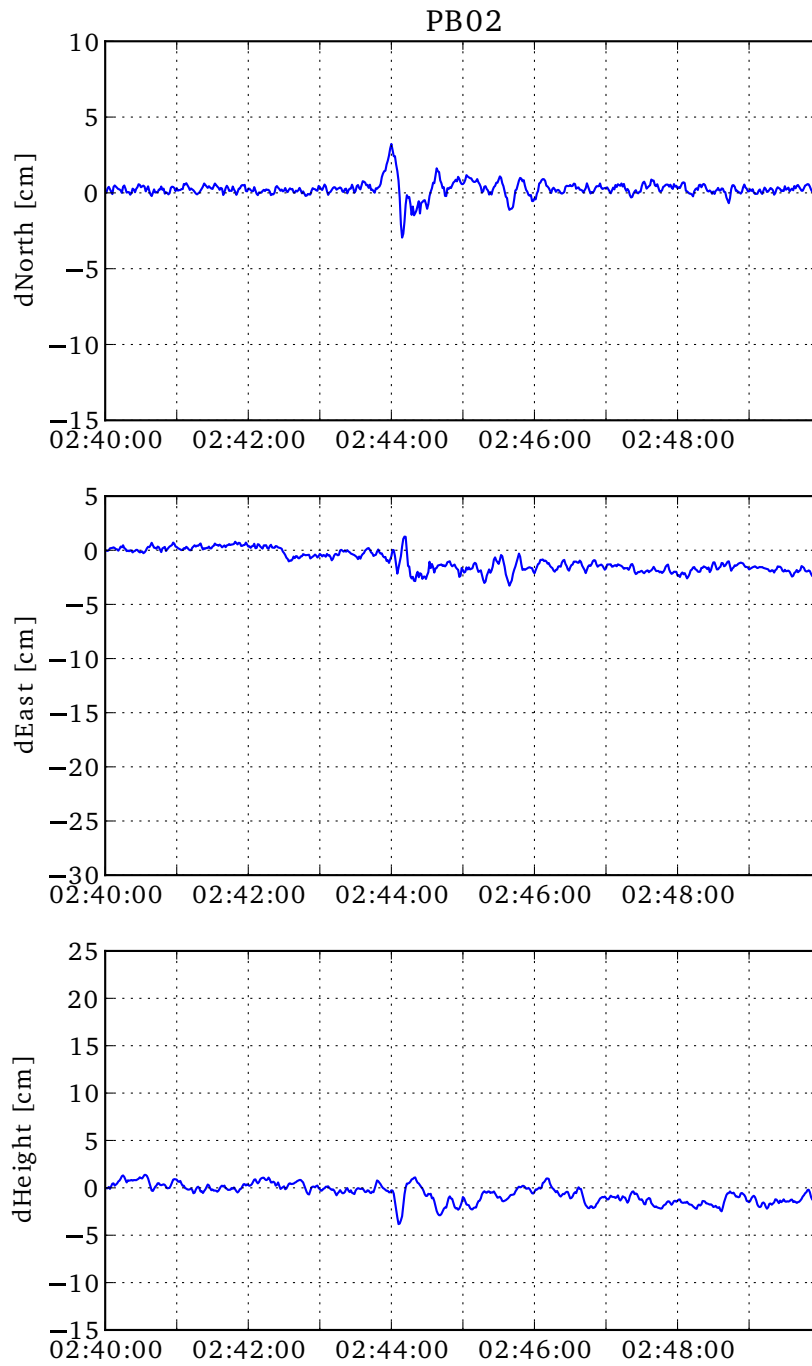


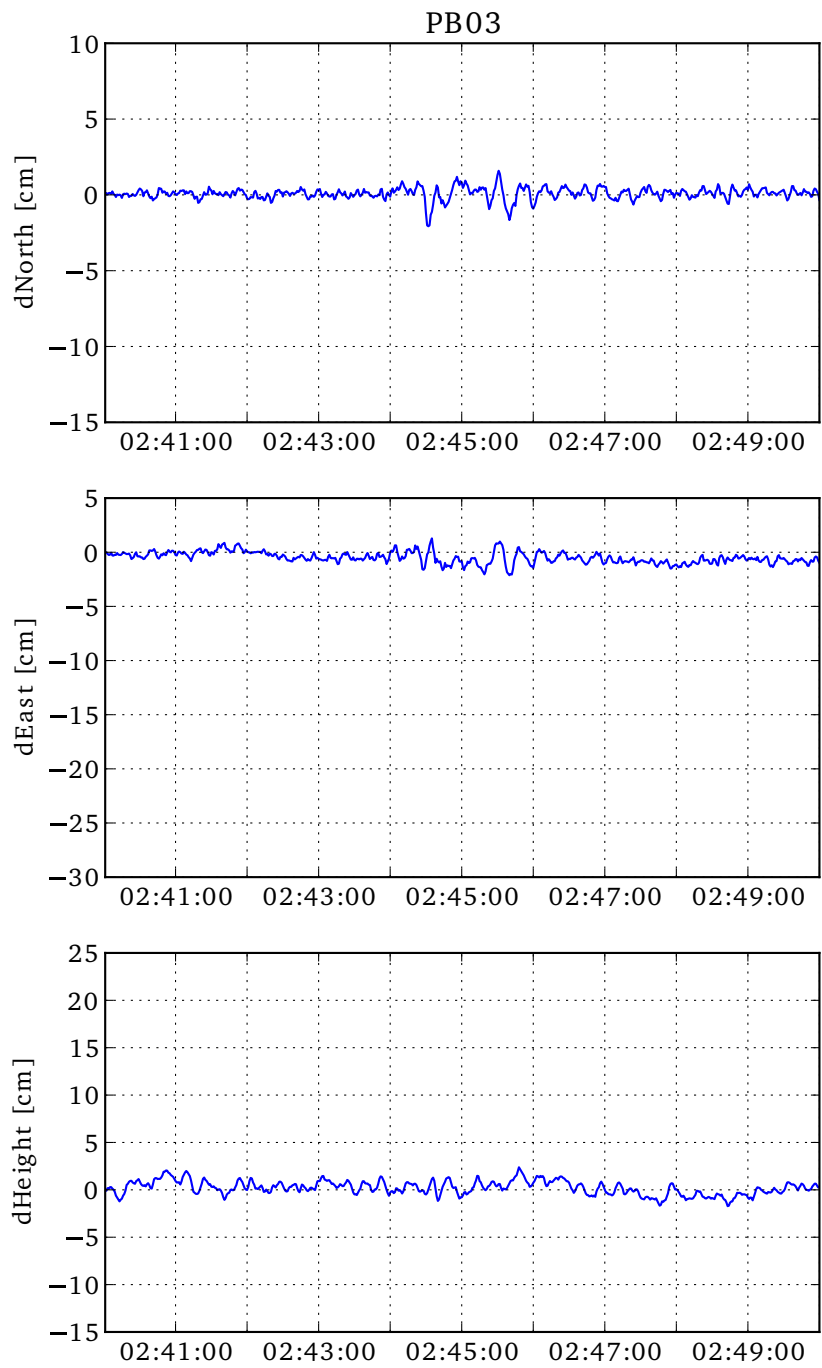


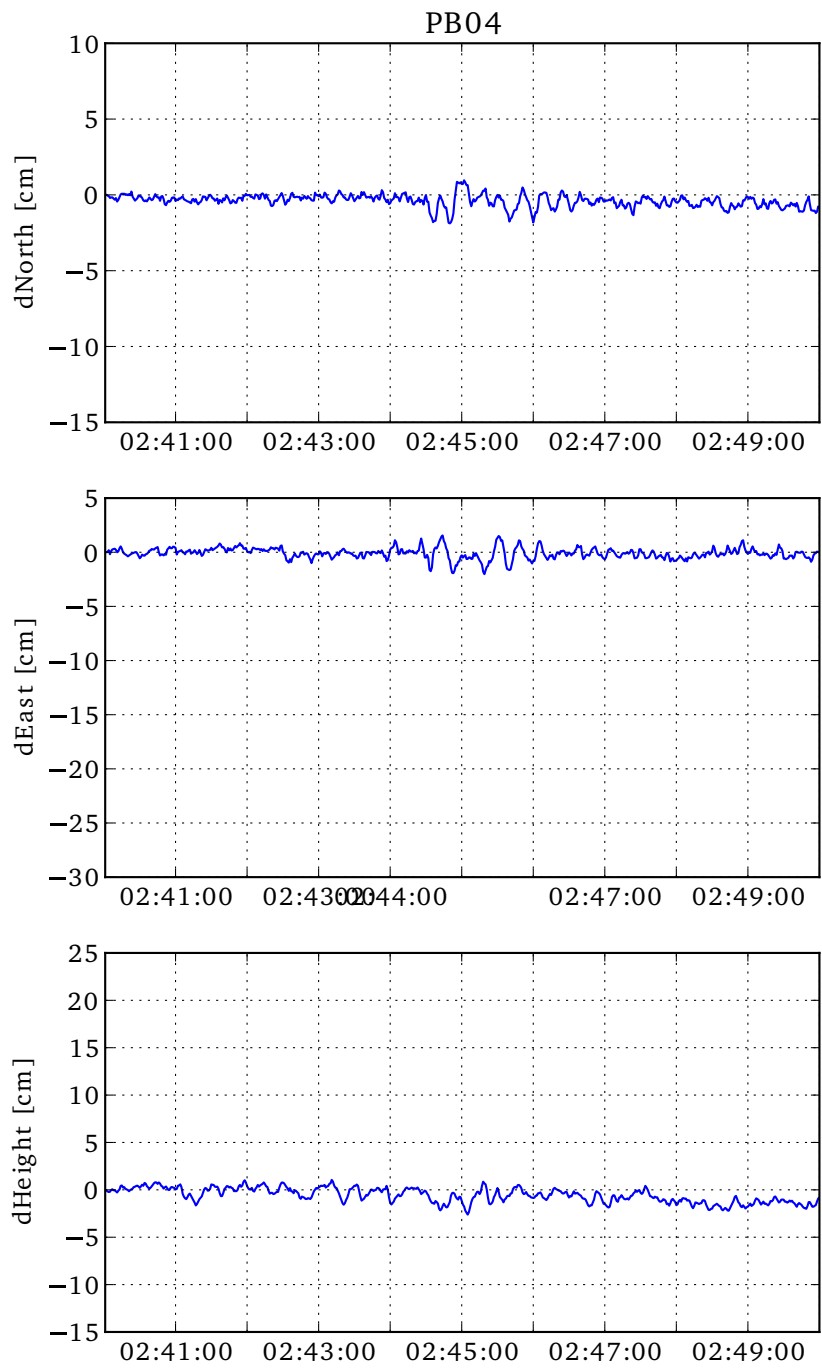


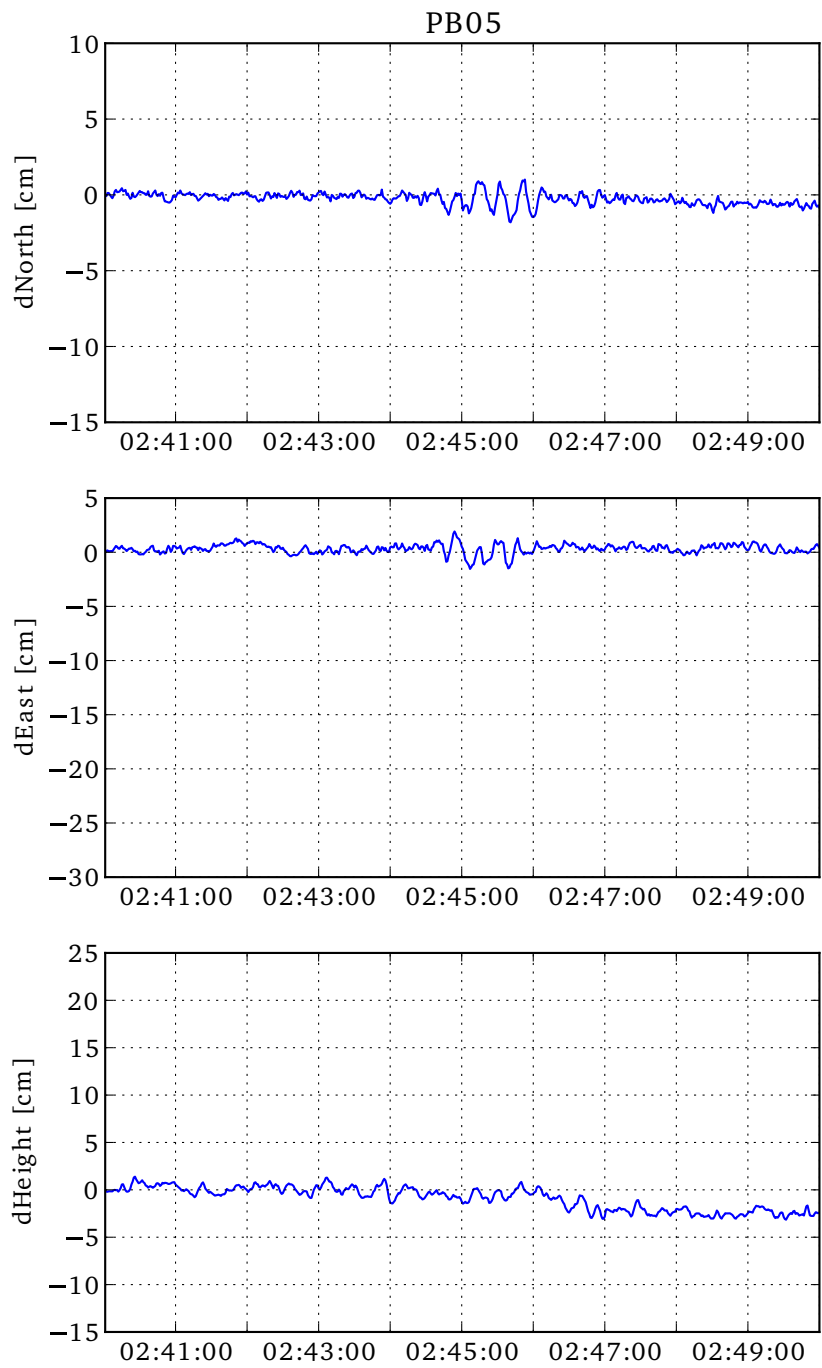


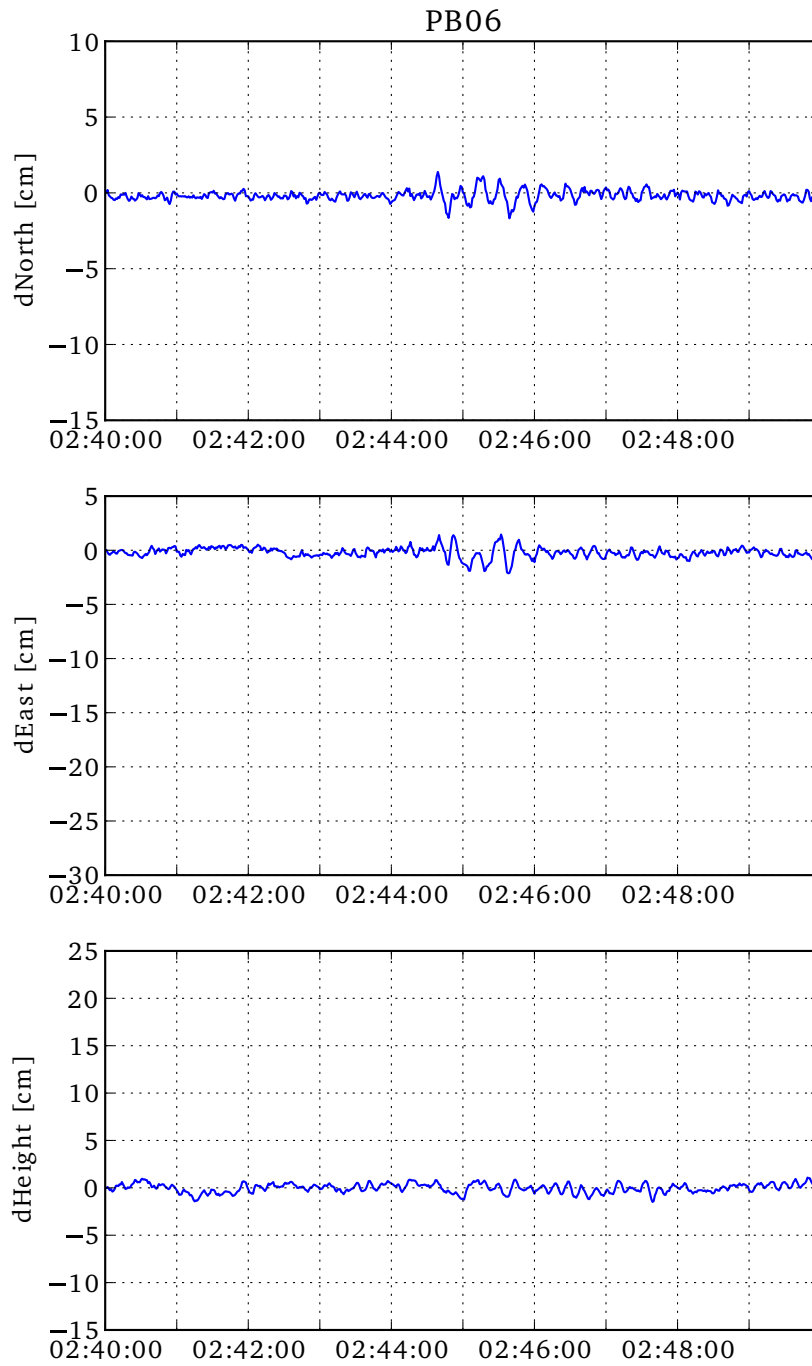


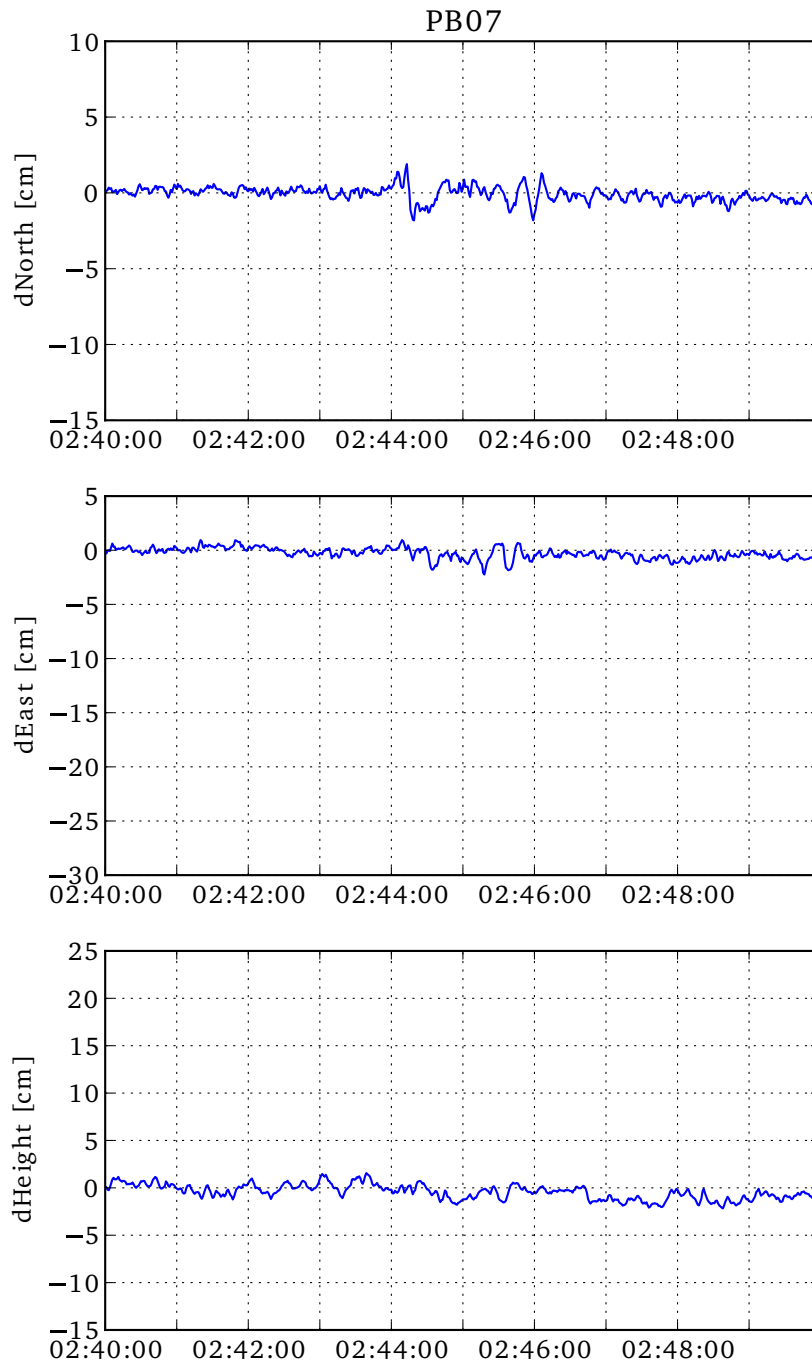


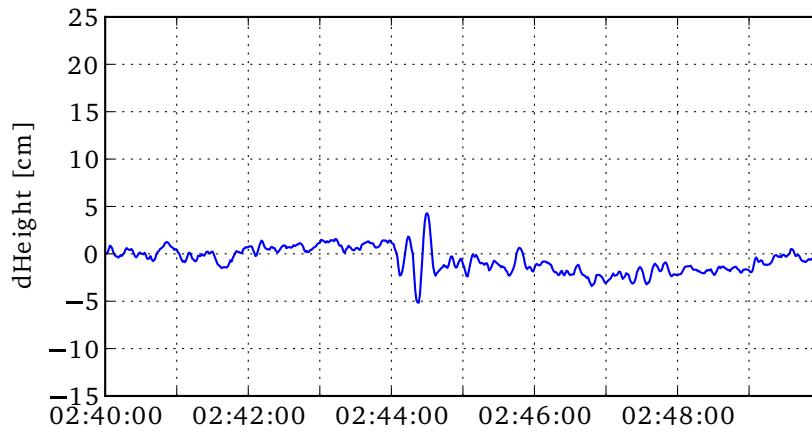
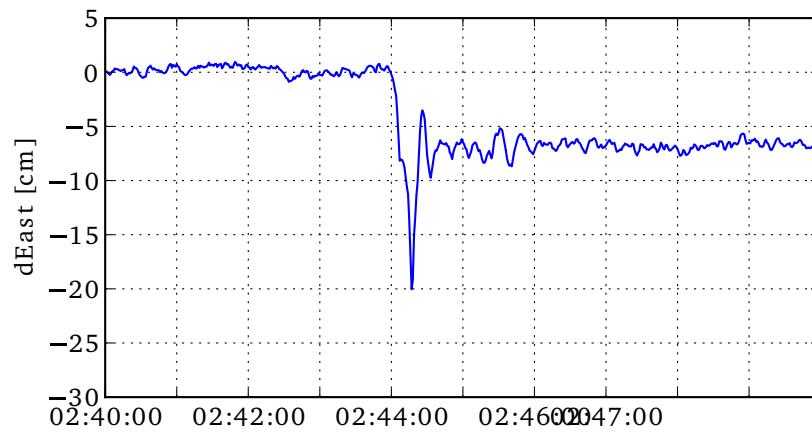
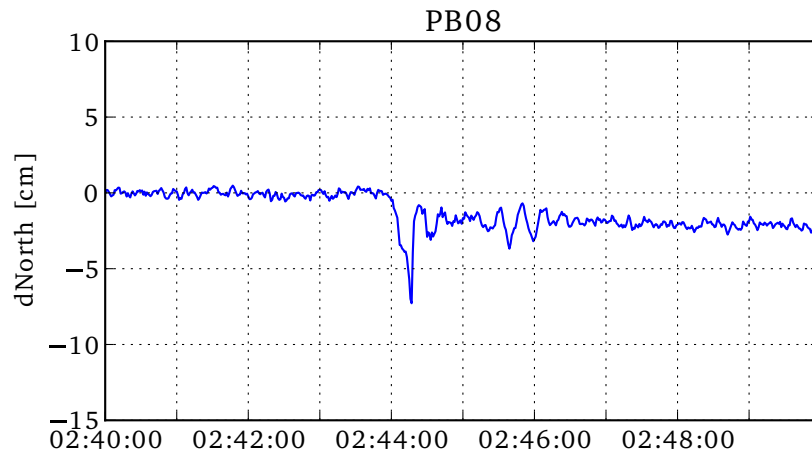


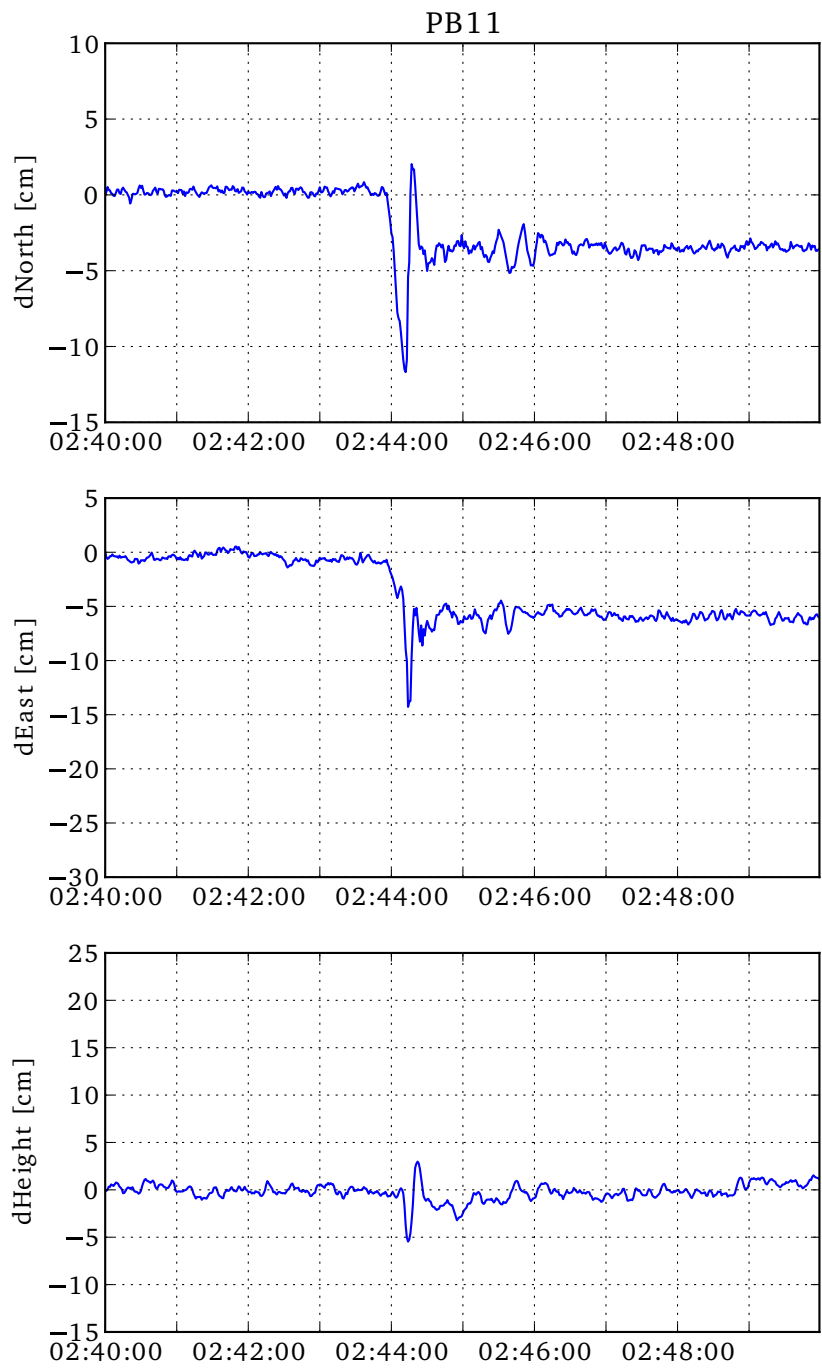




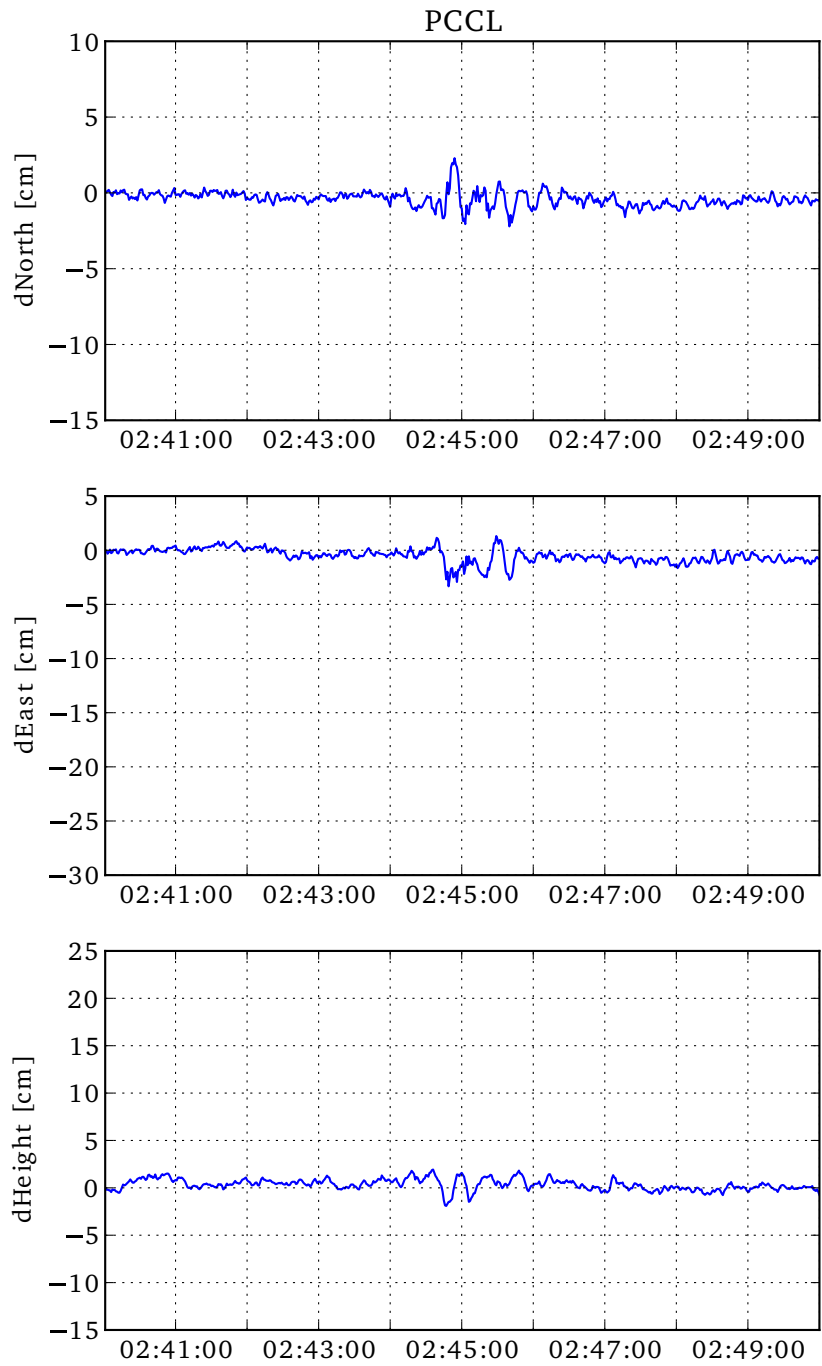


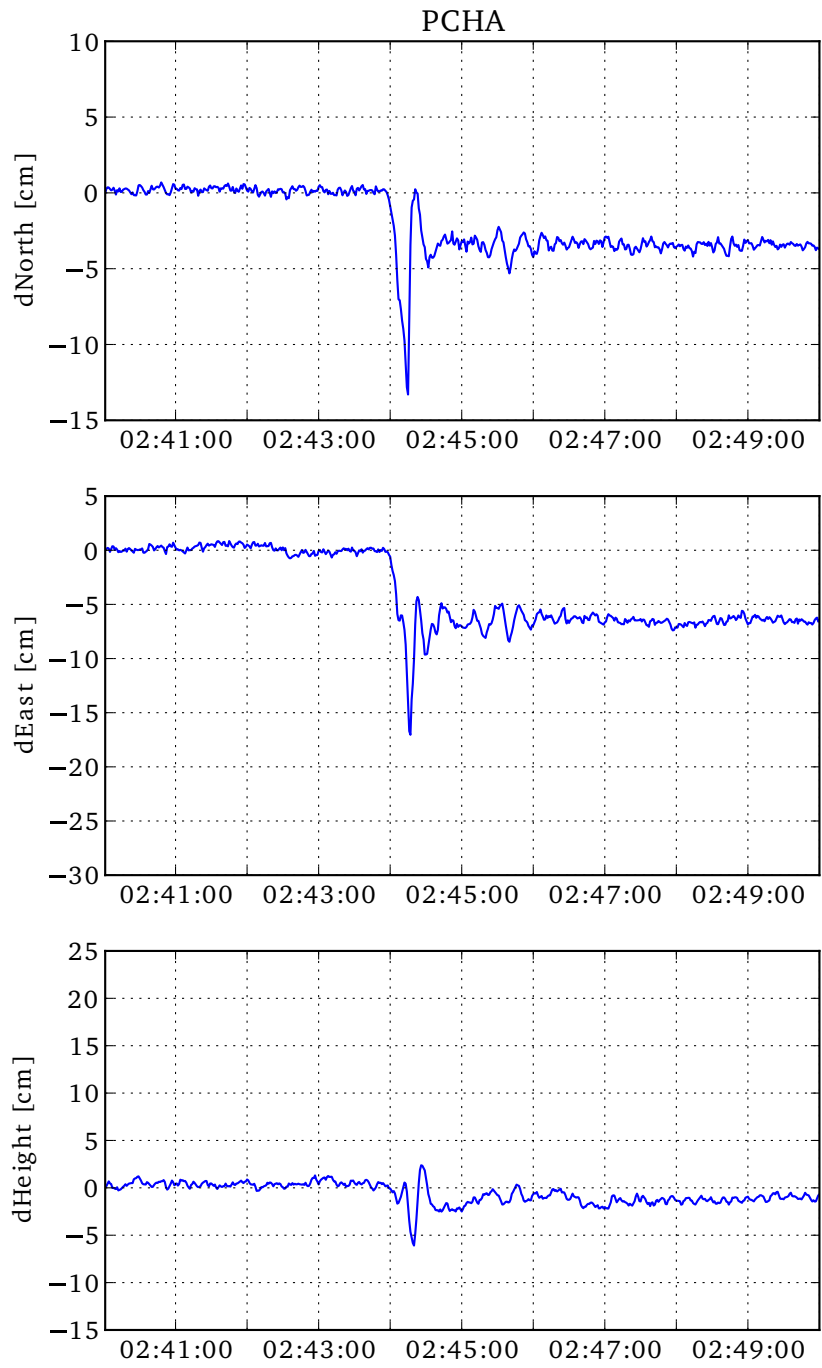


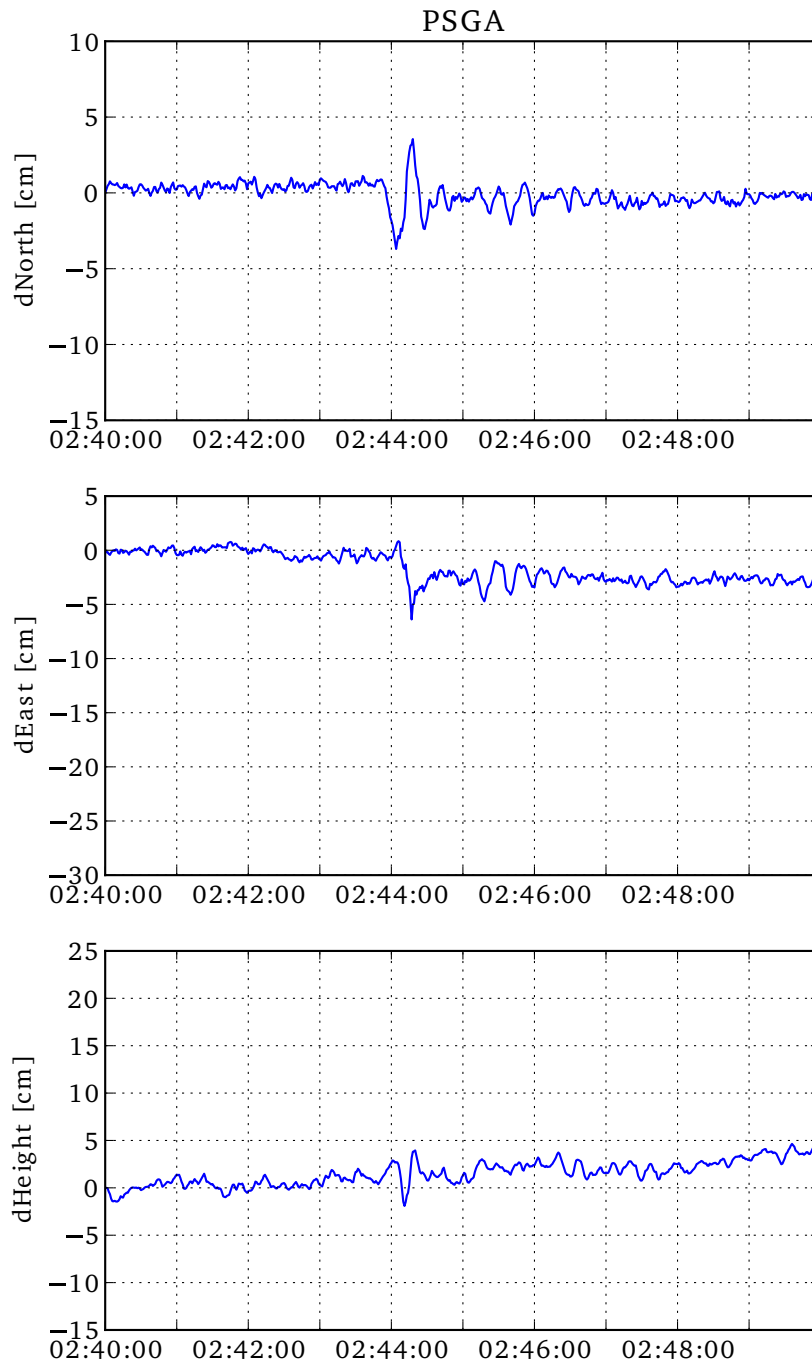












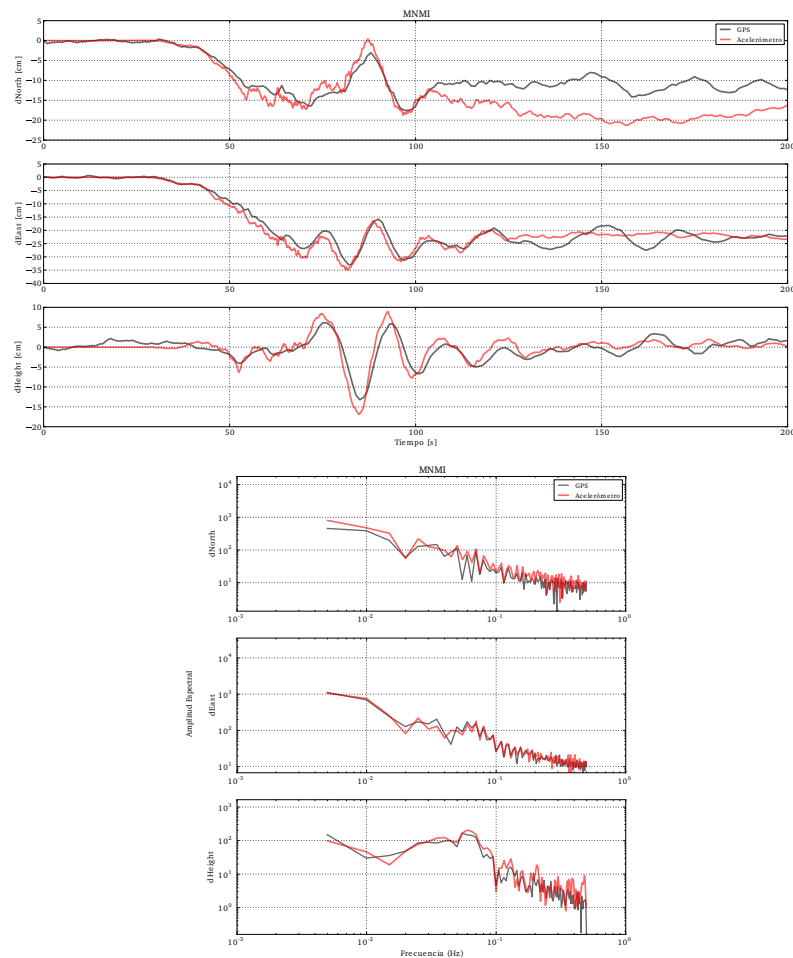


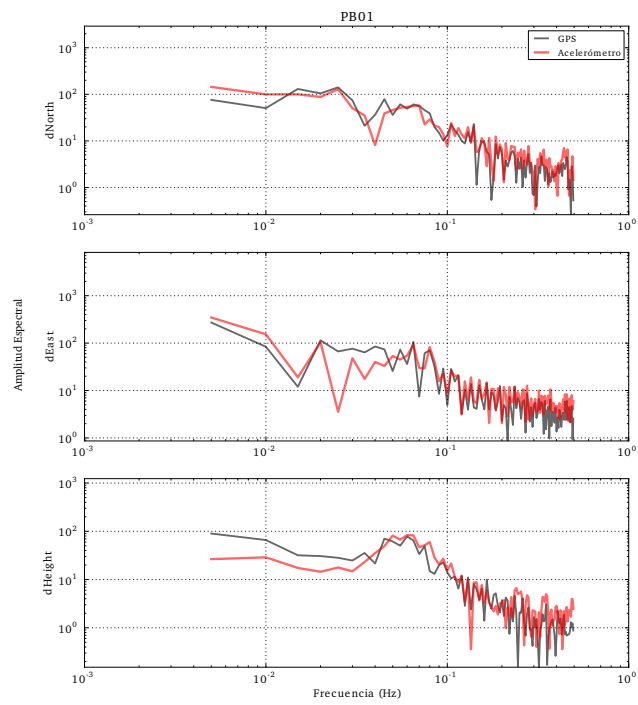
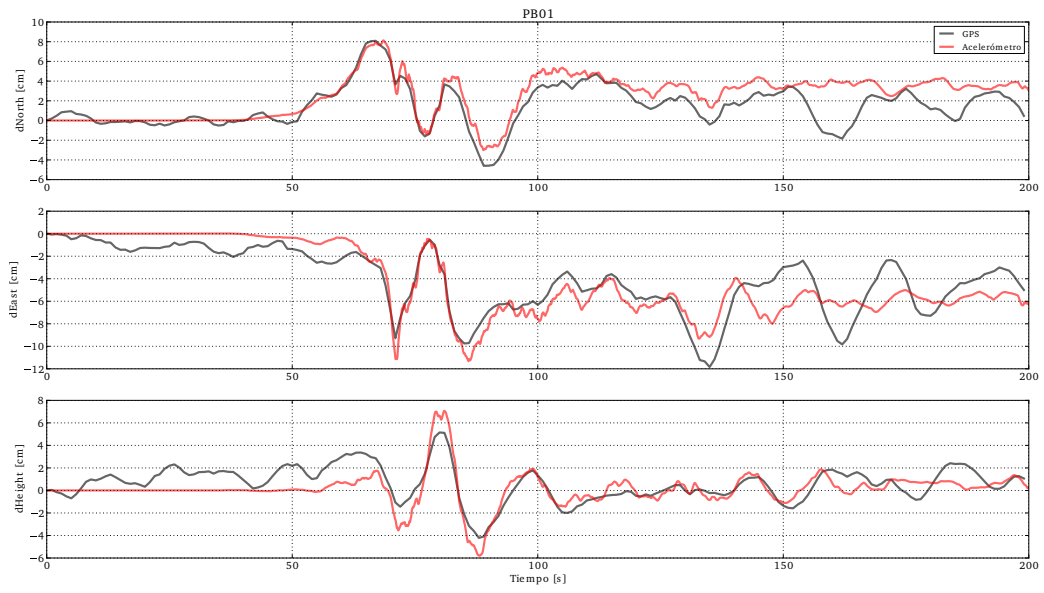
# Apéndice D

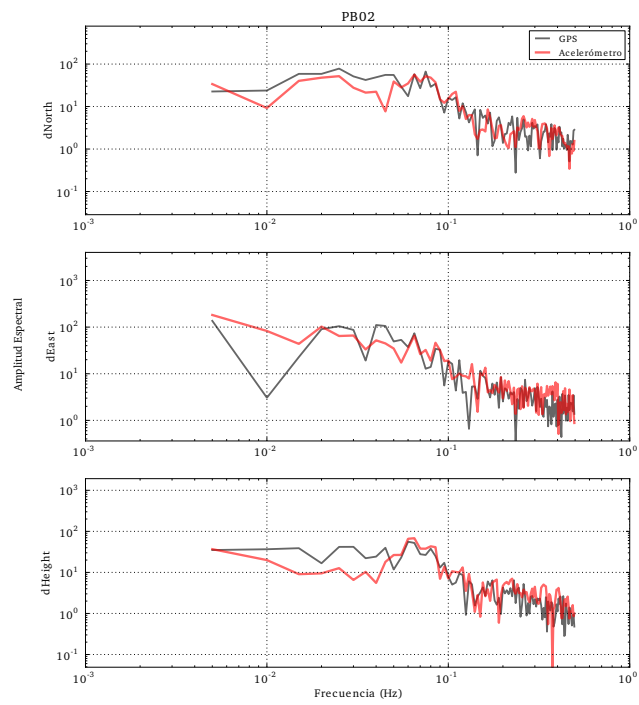
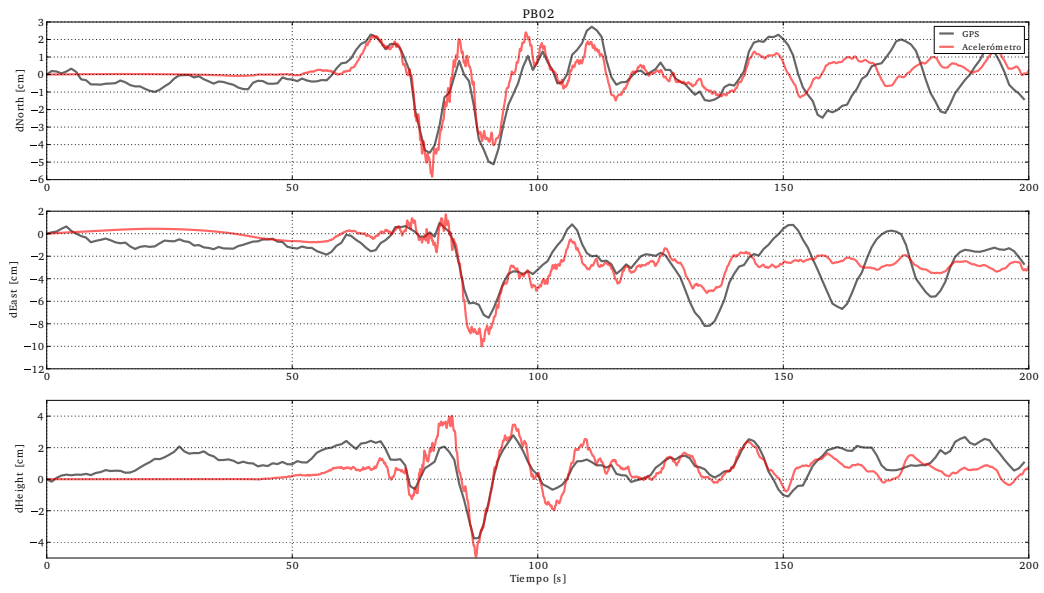
## Comparación de motogramas y acelerogramas

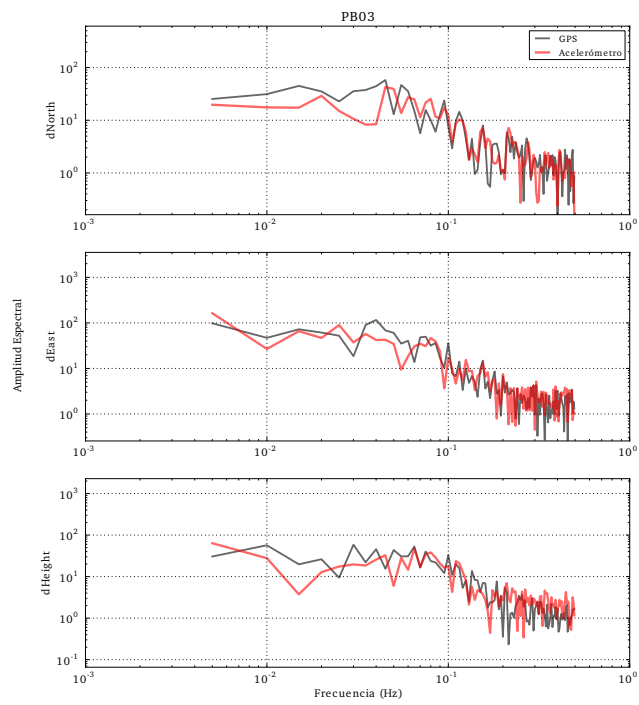
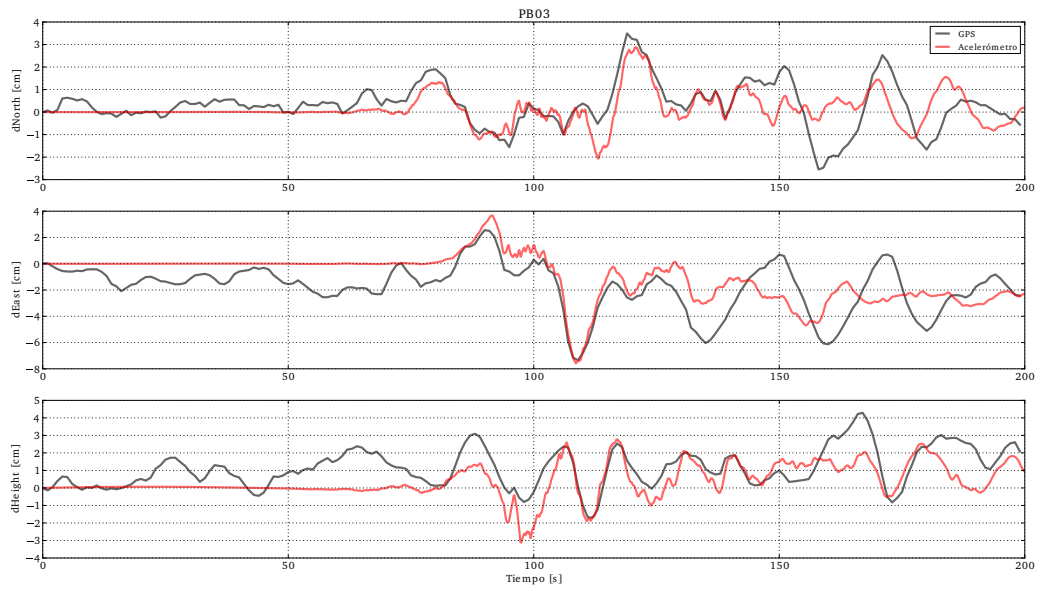
### D.1. Comparación en desplazamientos: motogramas y espectros

#### D.1.1. Terremoto Iquique 2014

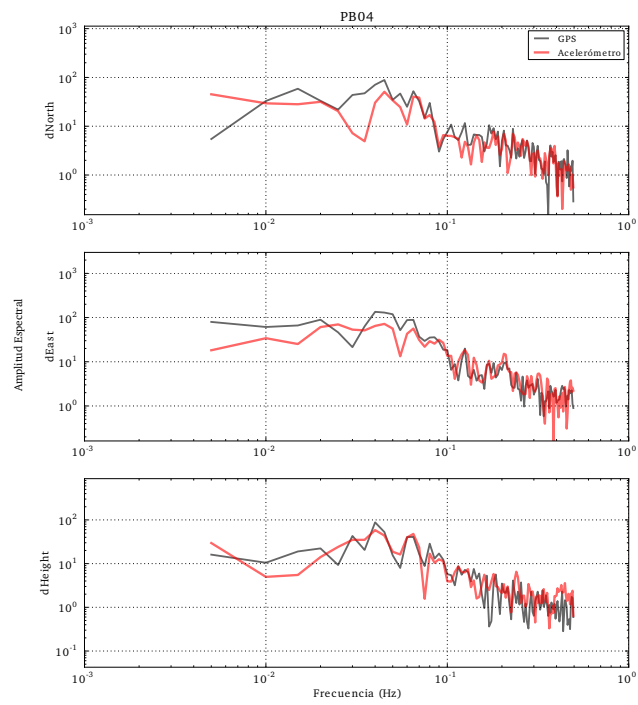
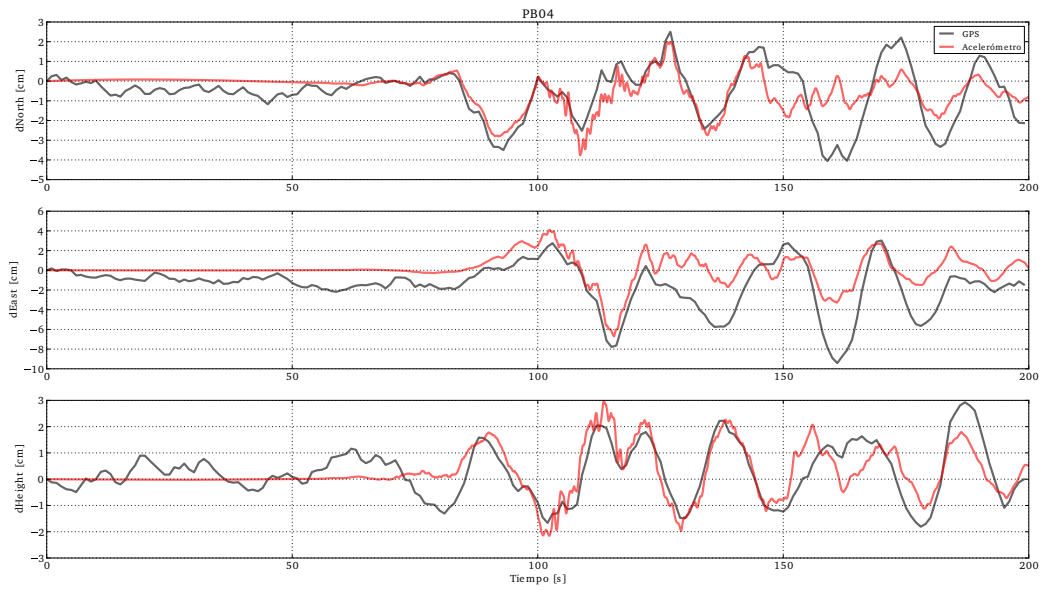


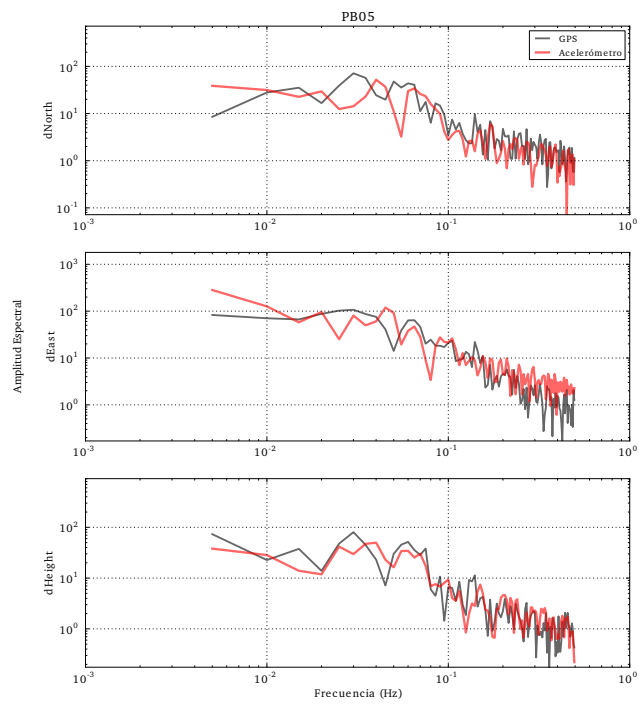
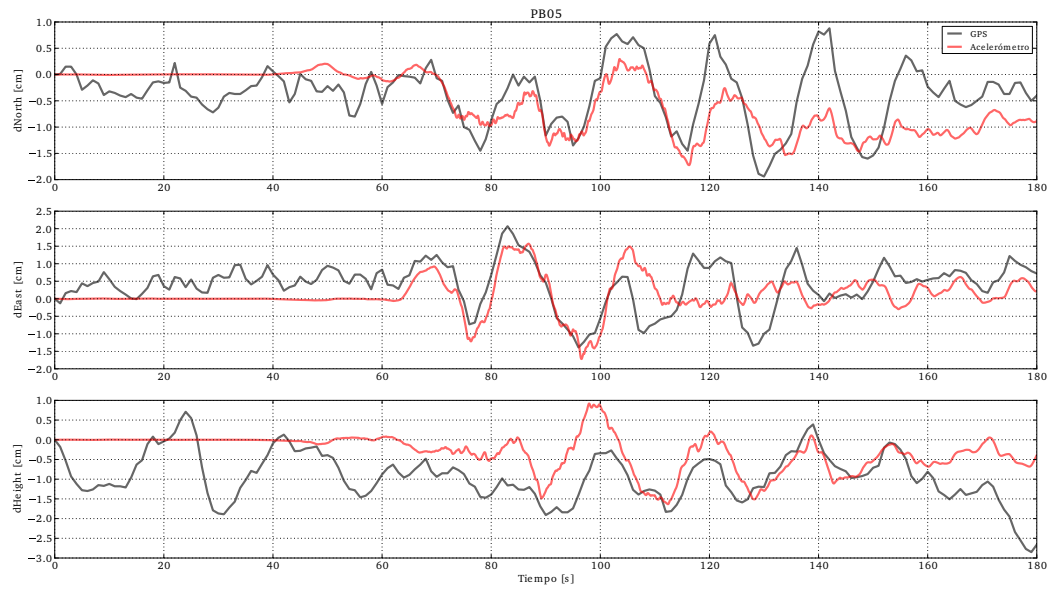


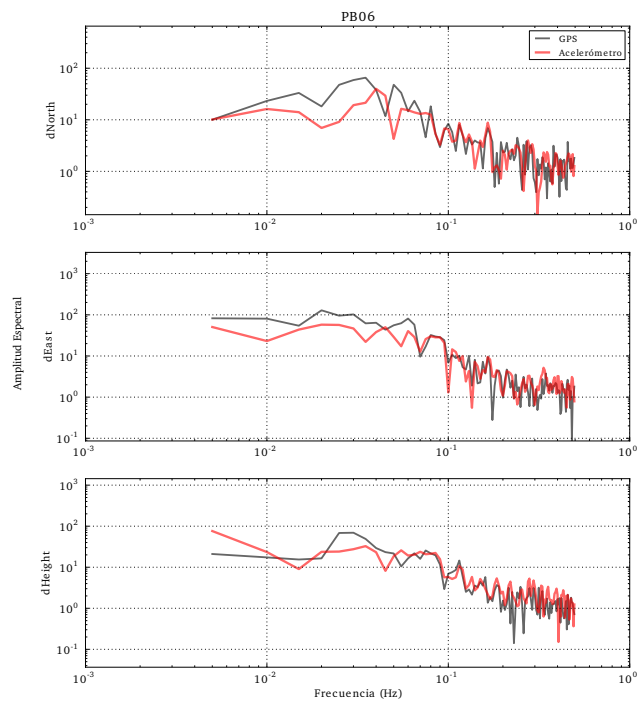
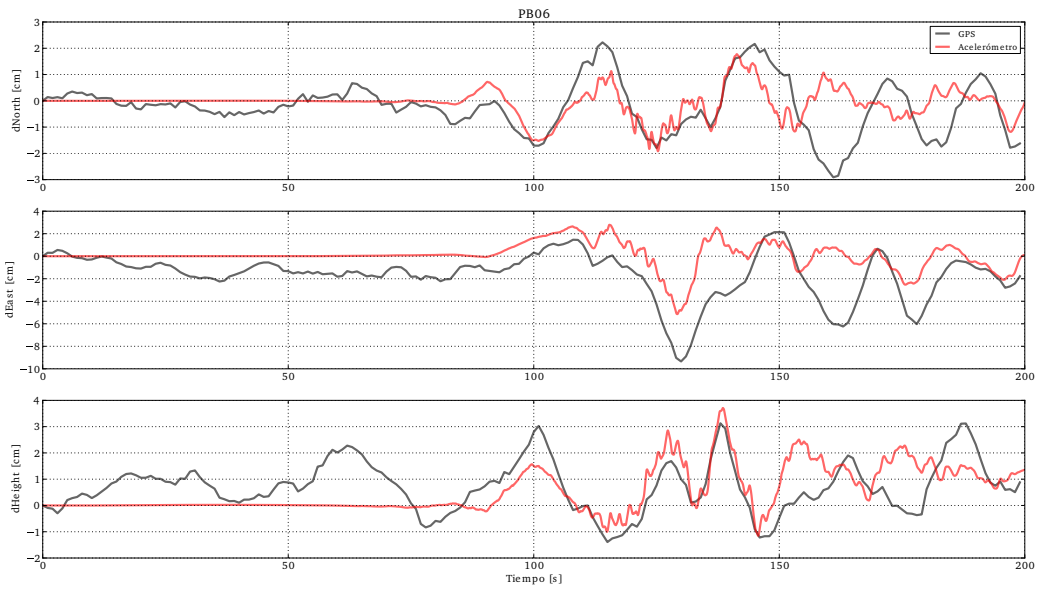


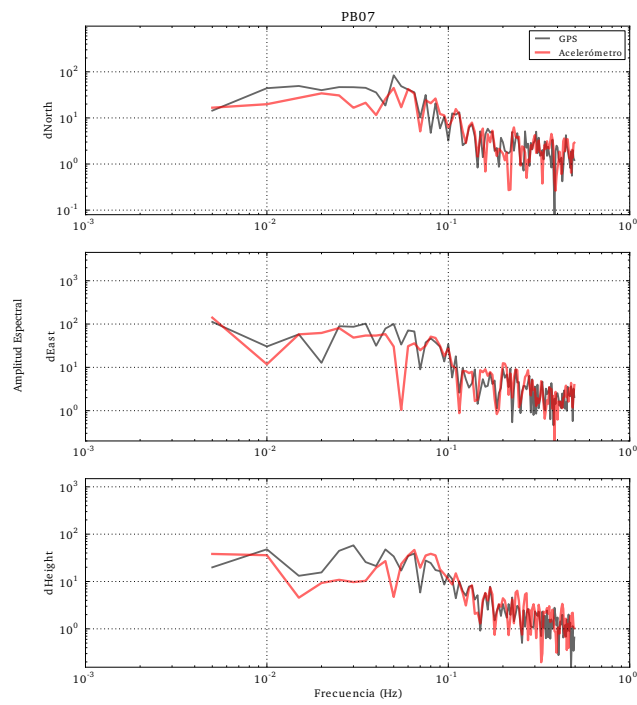
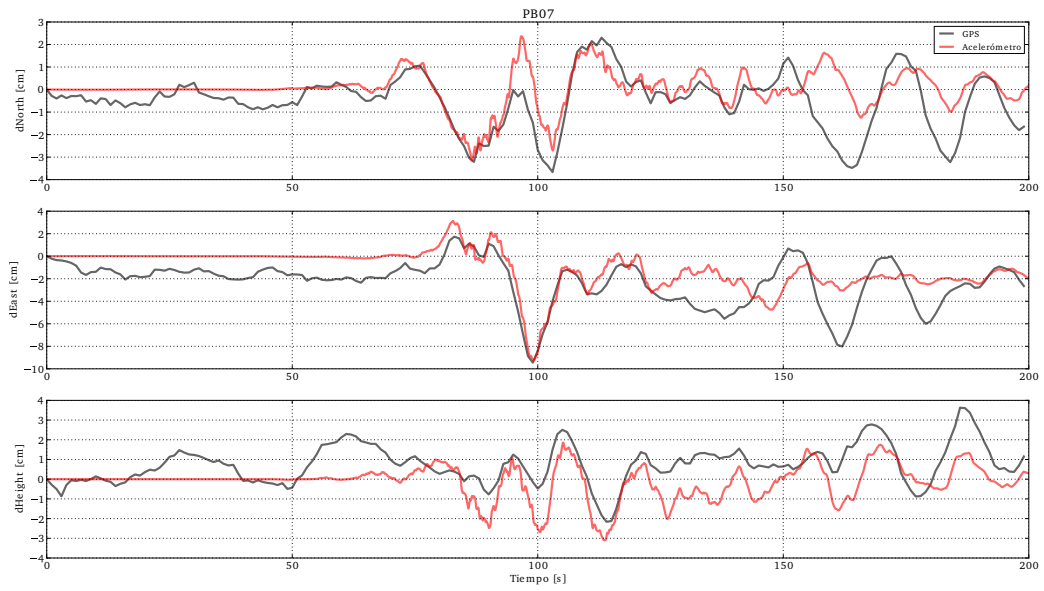


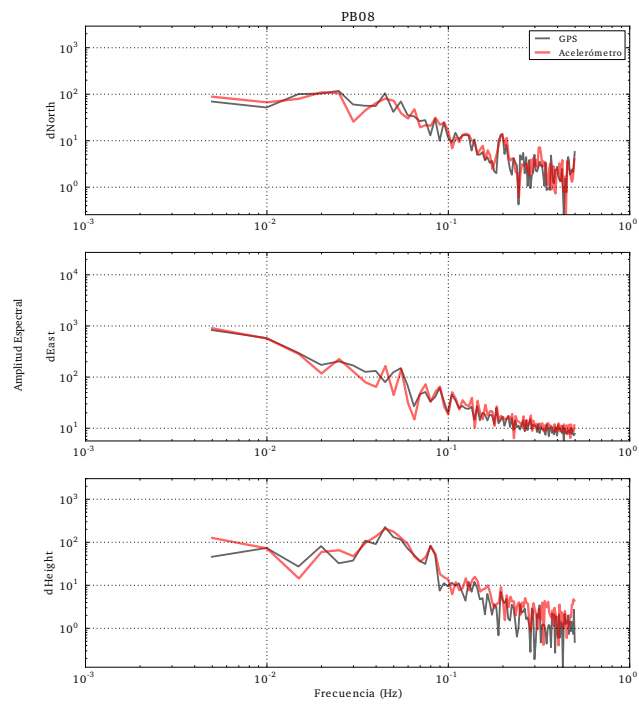
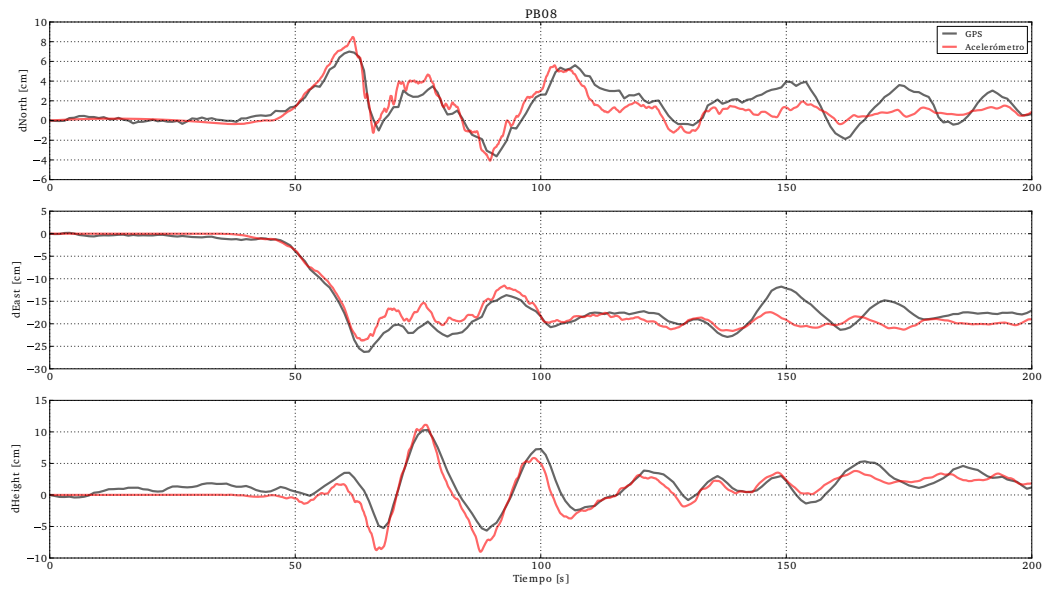


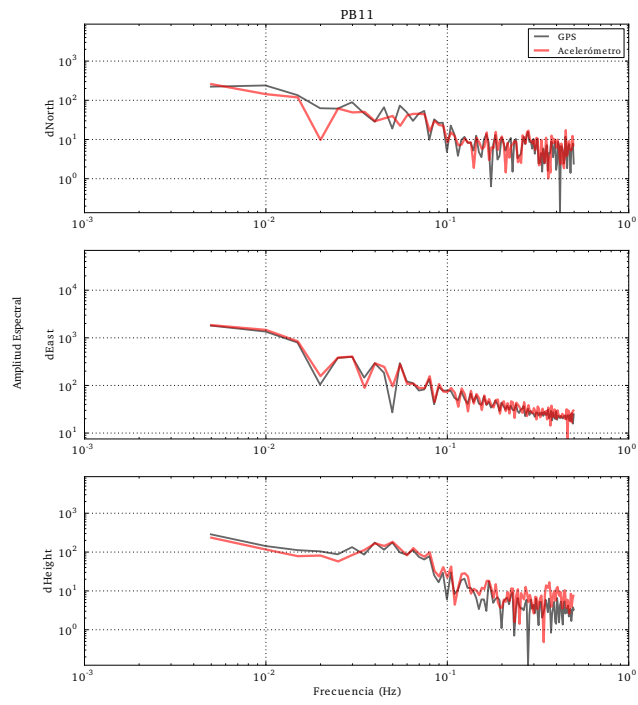
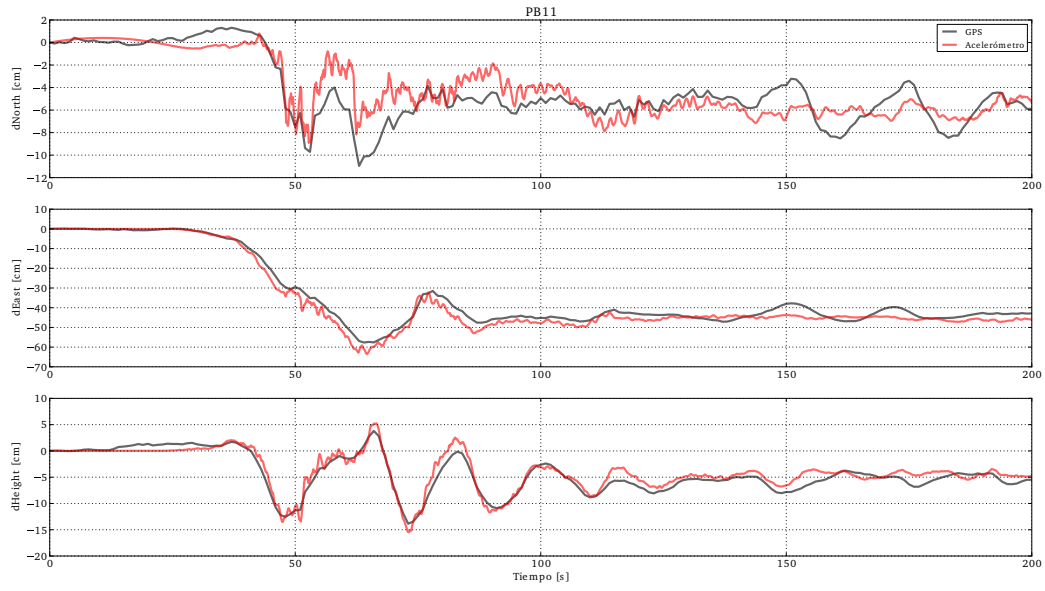




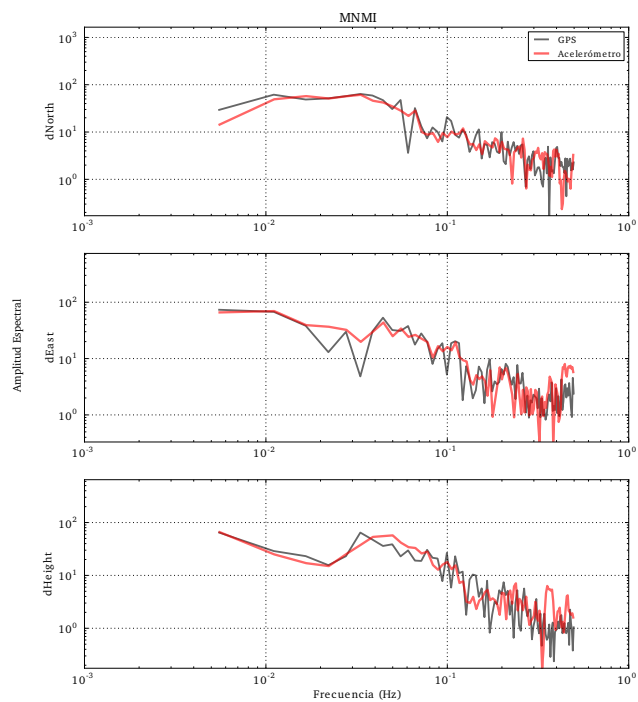
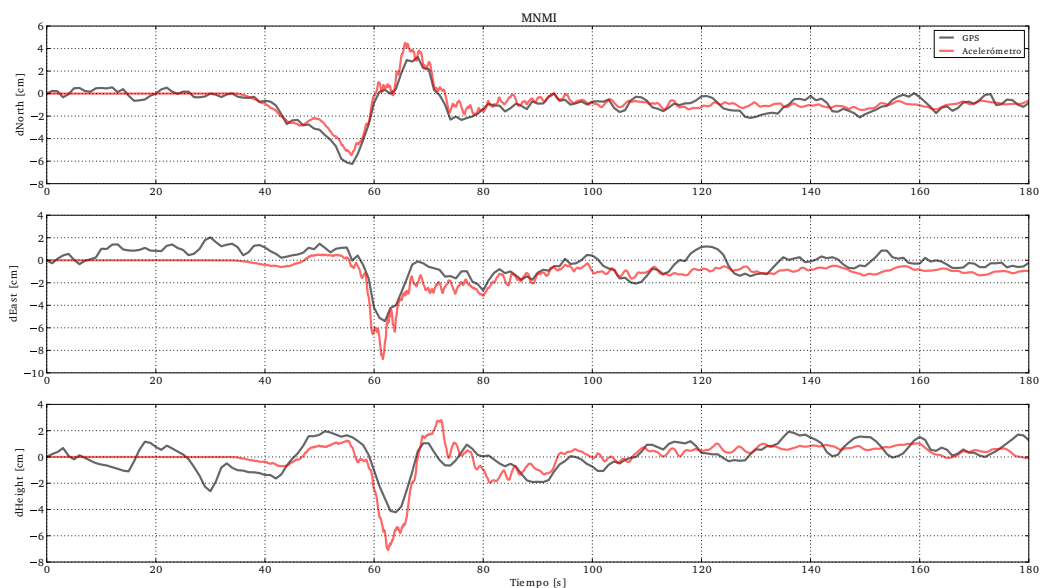


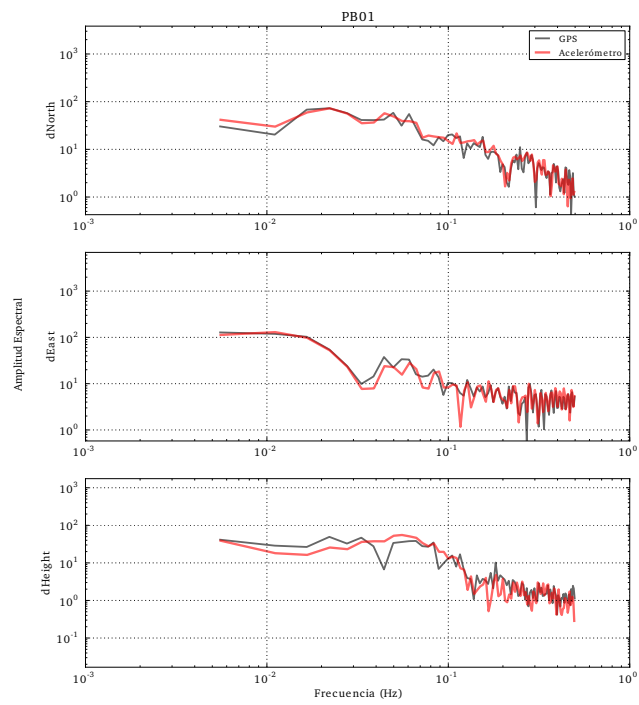
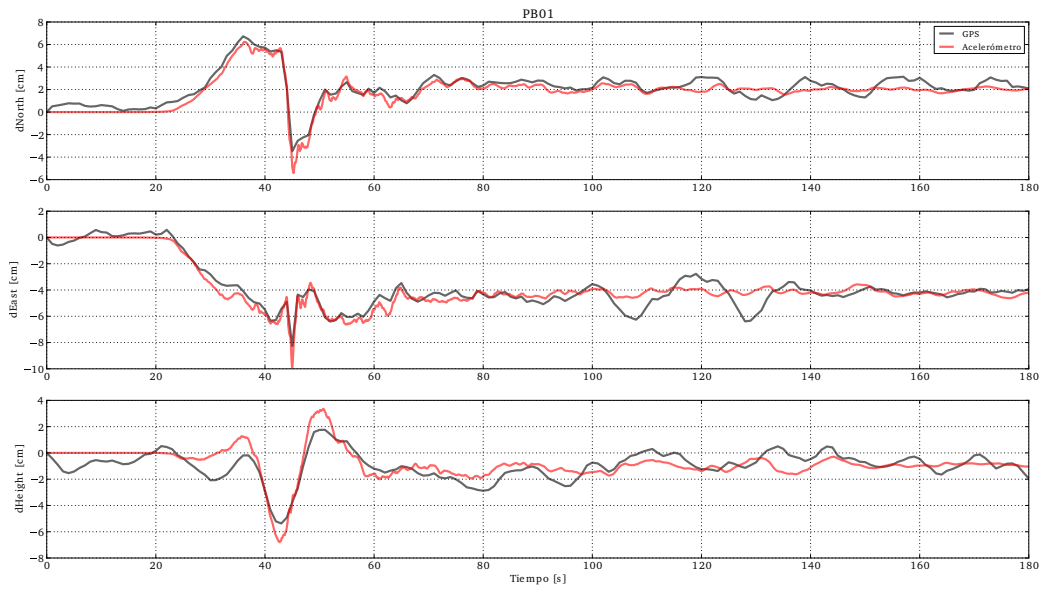




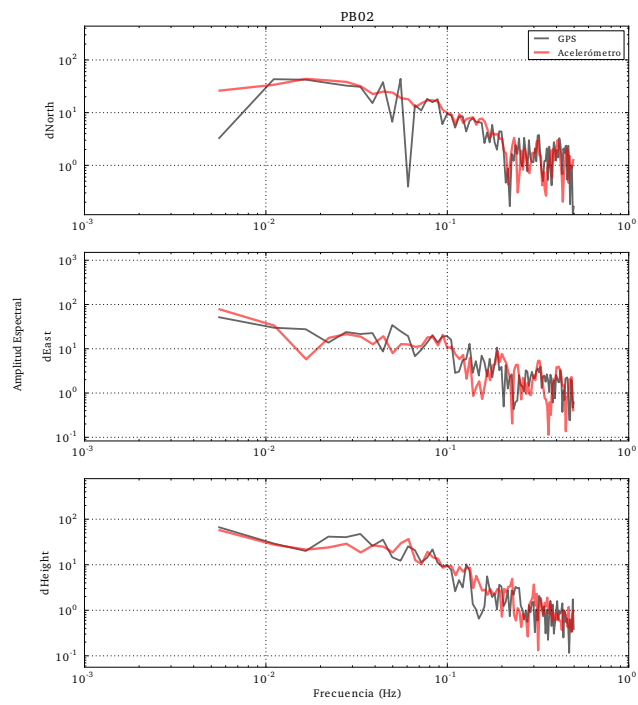
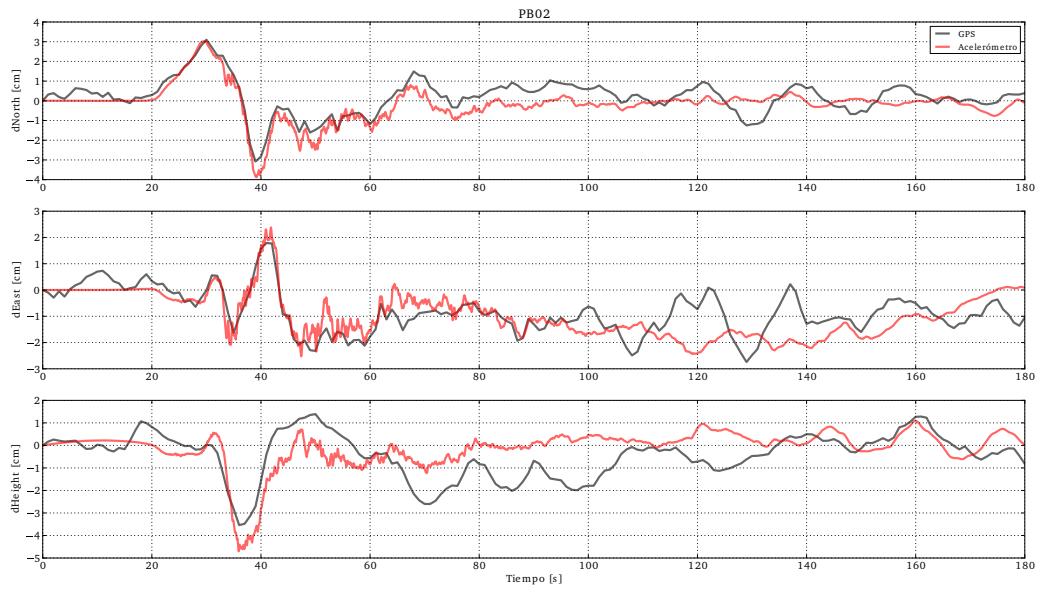


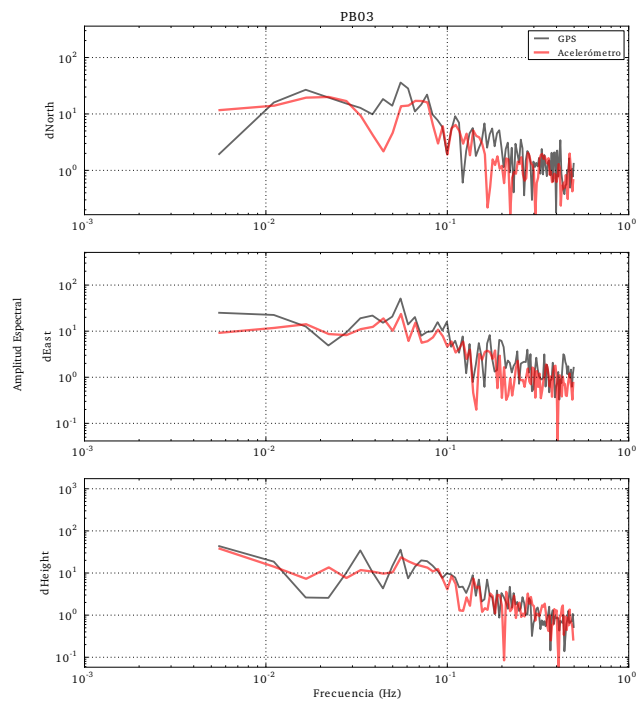
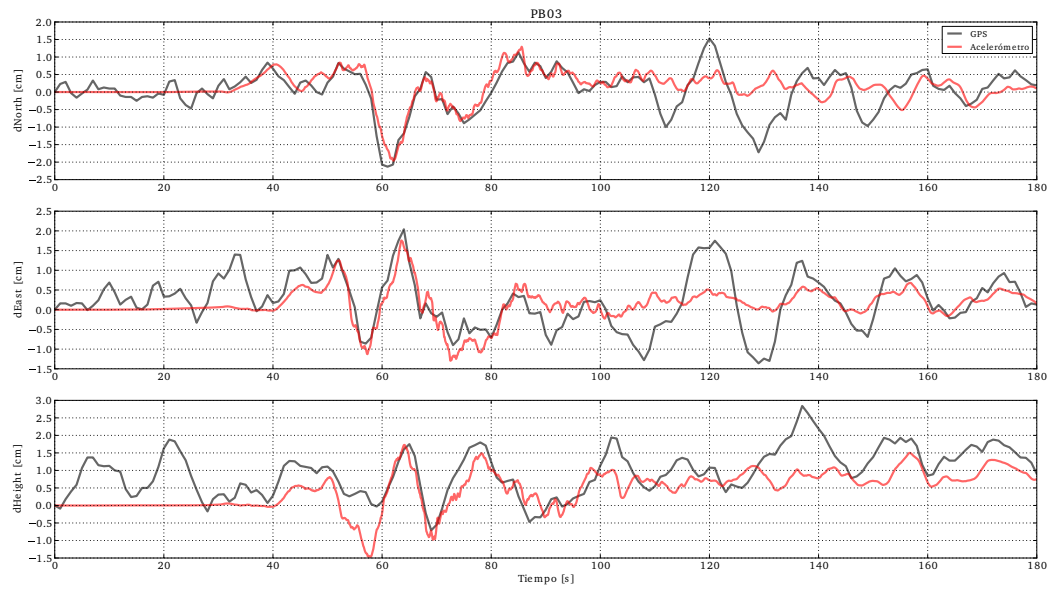
## D.1.2. Réplica de terremoto Iquique 2014

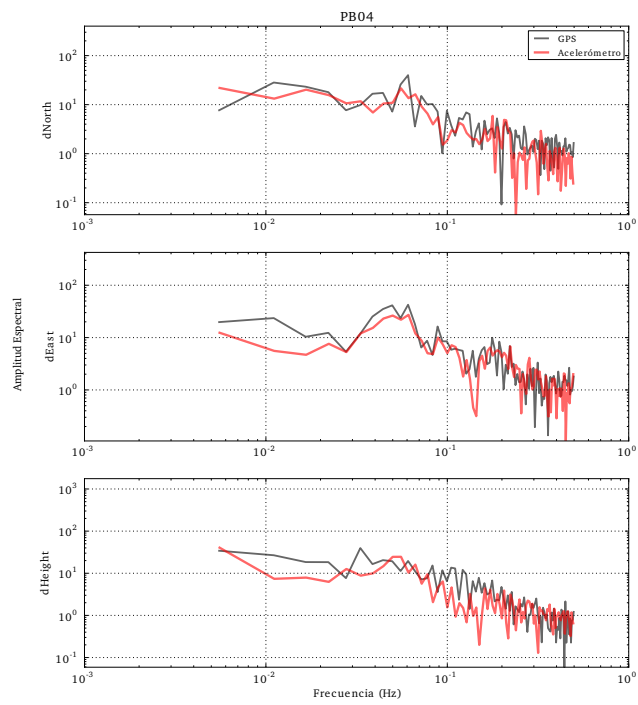
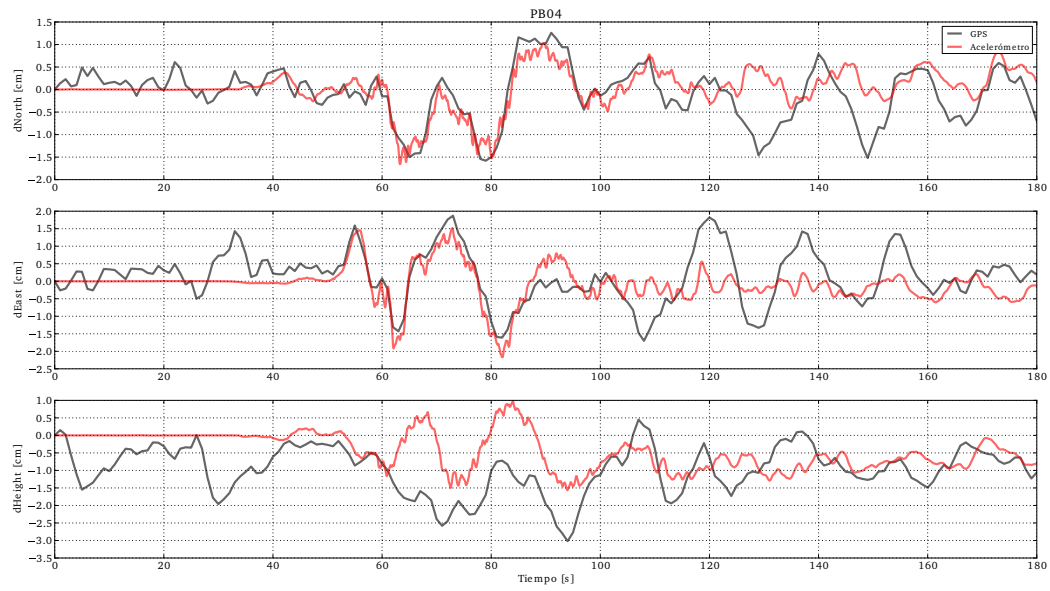


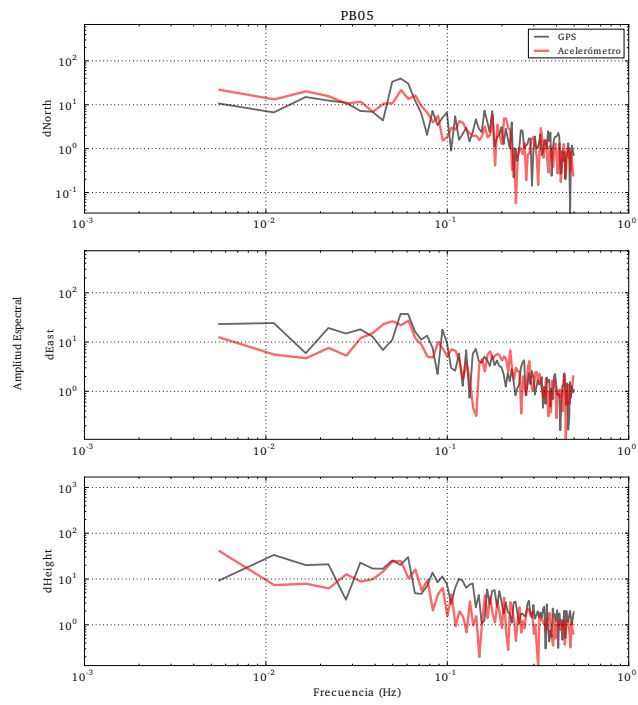
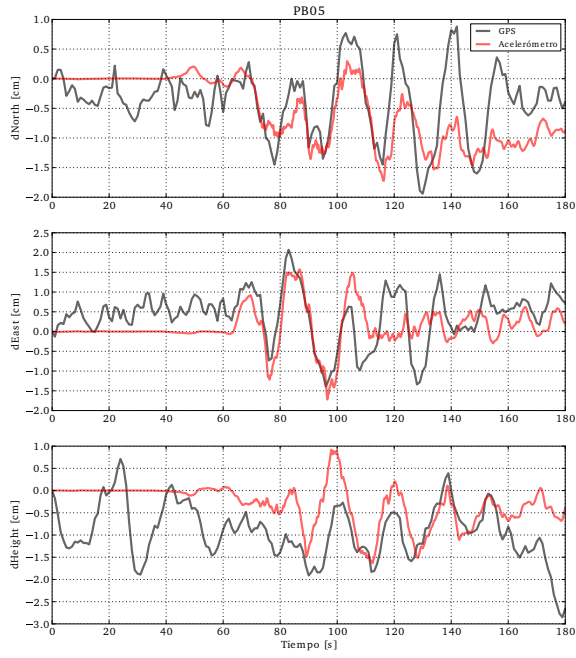


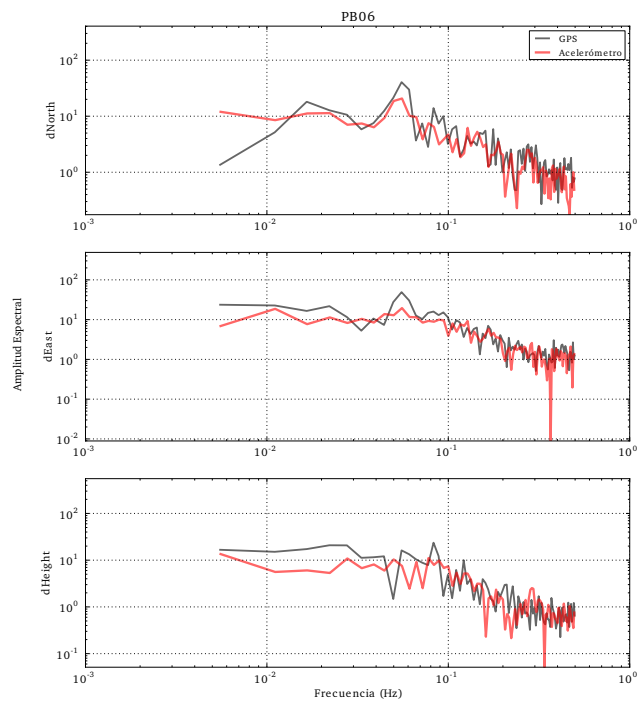
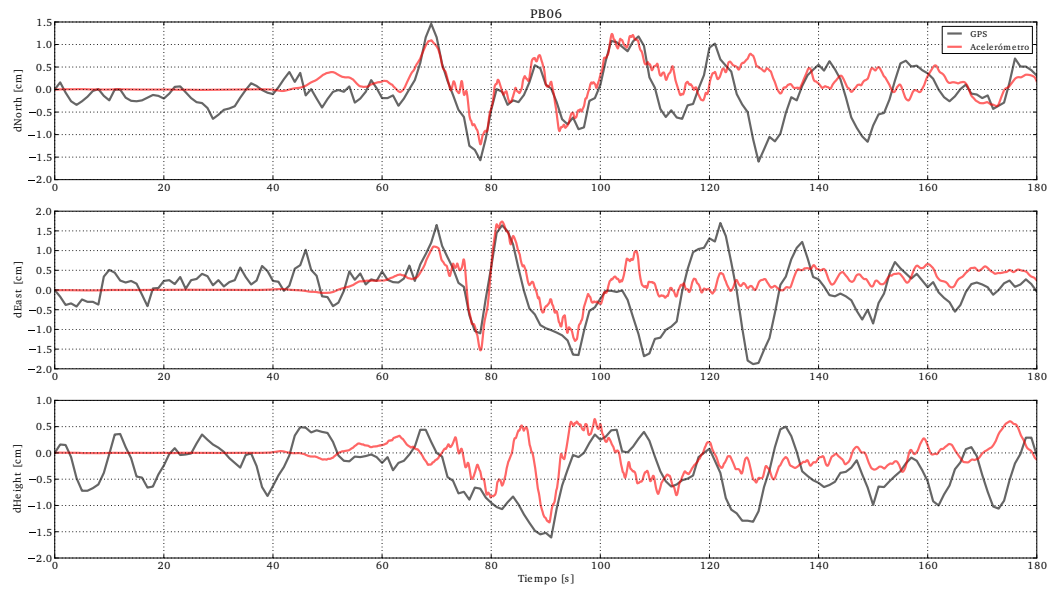


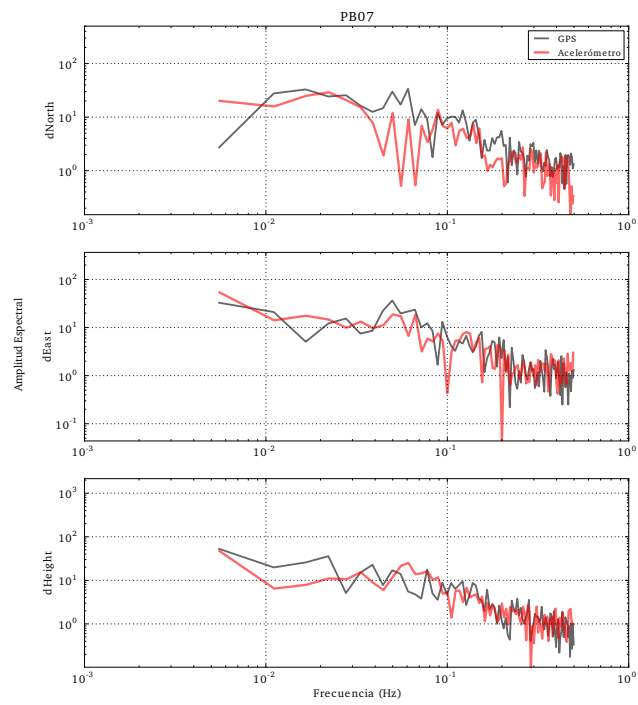
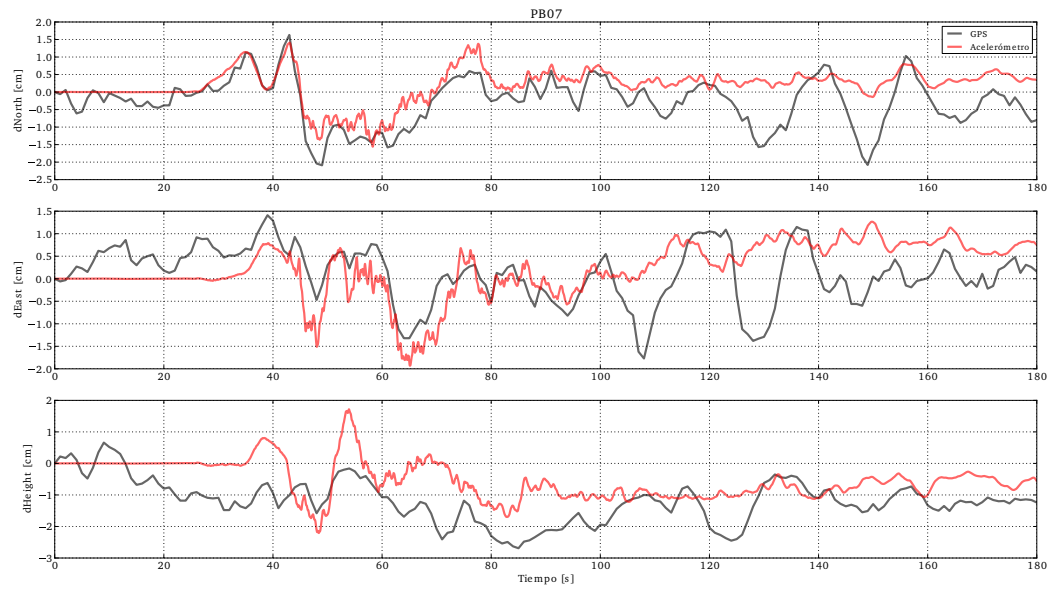


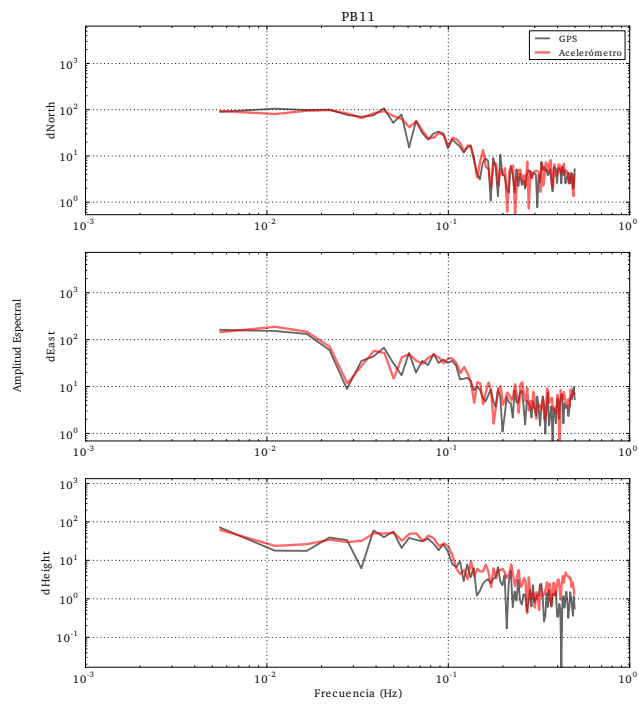
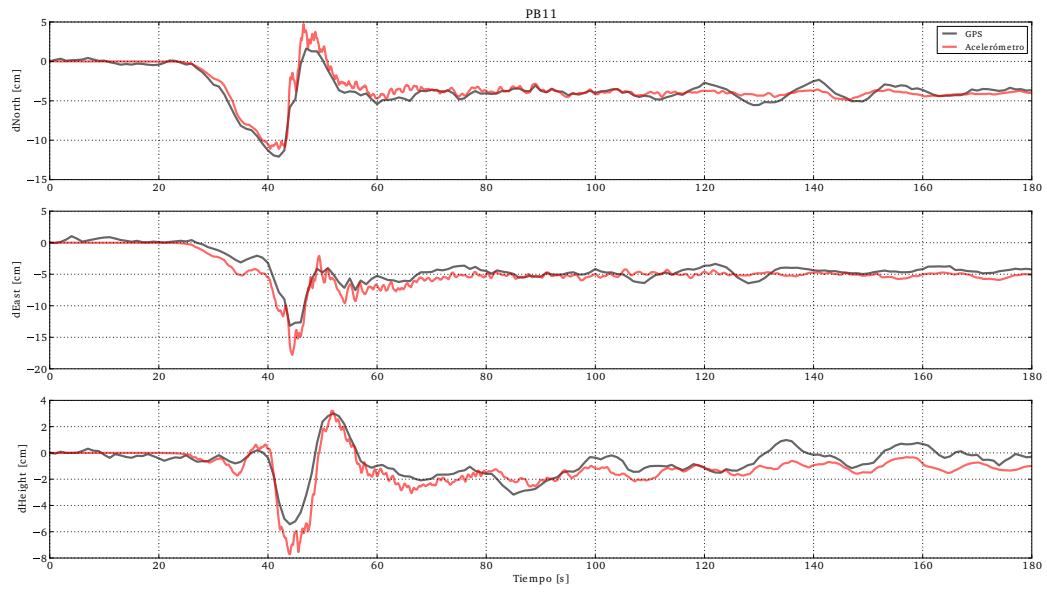


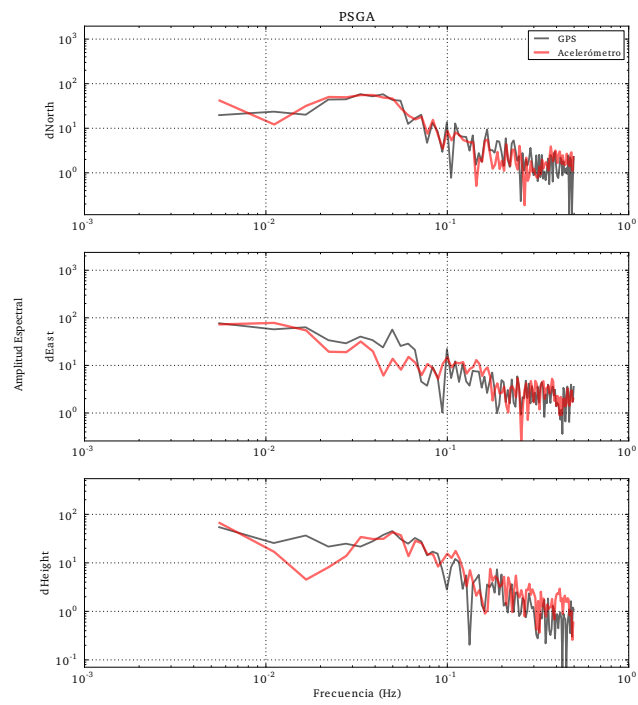
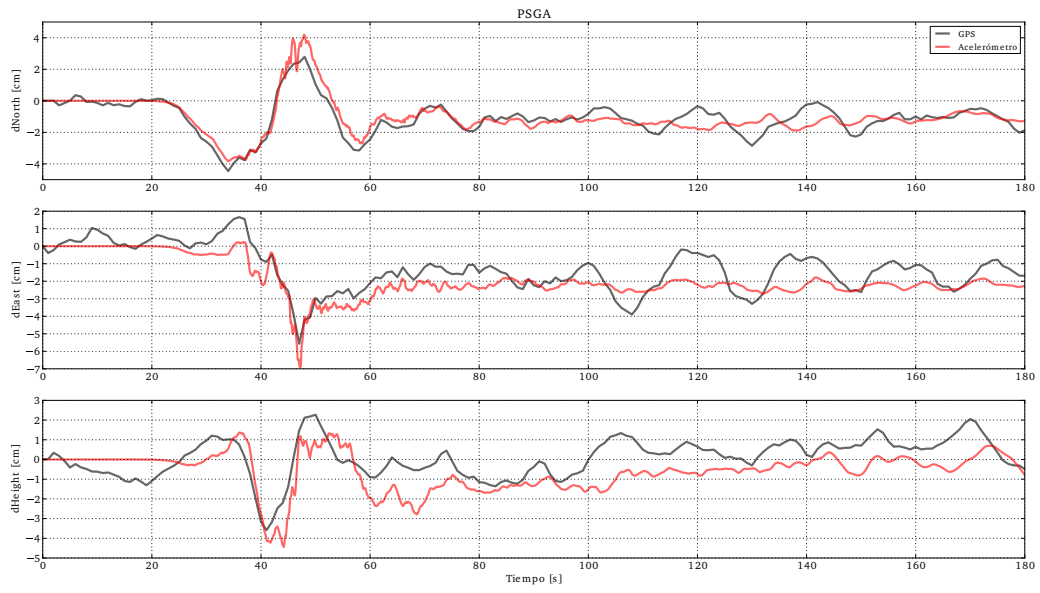








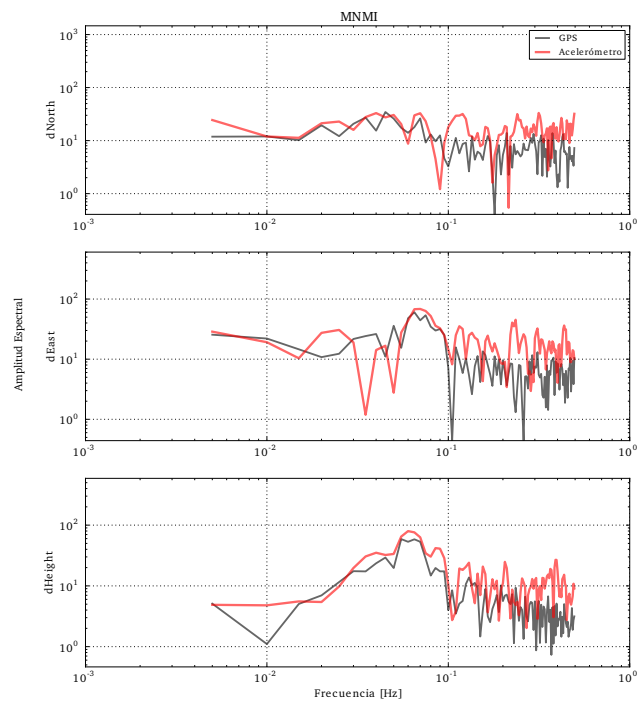
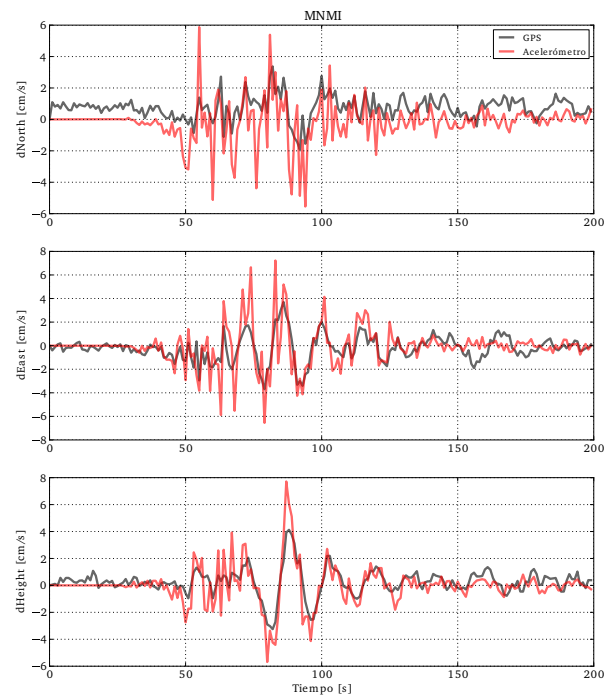


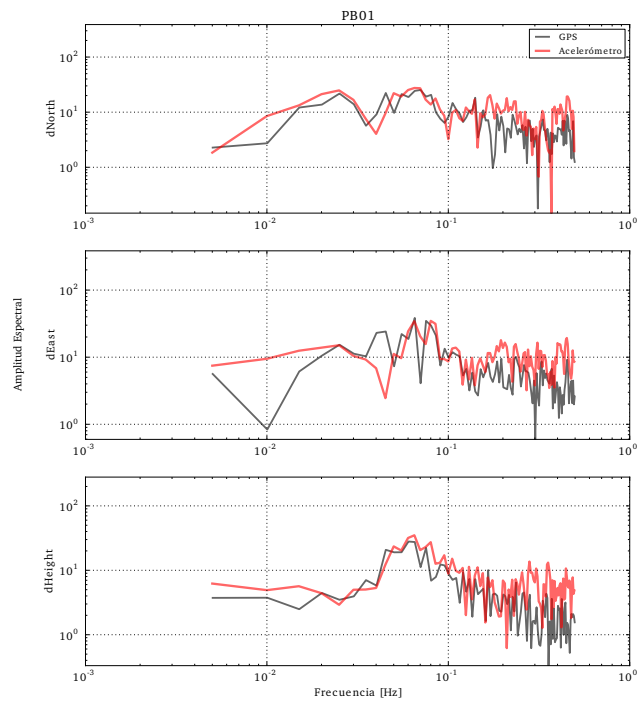
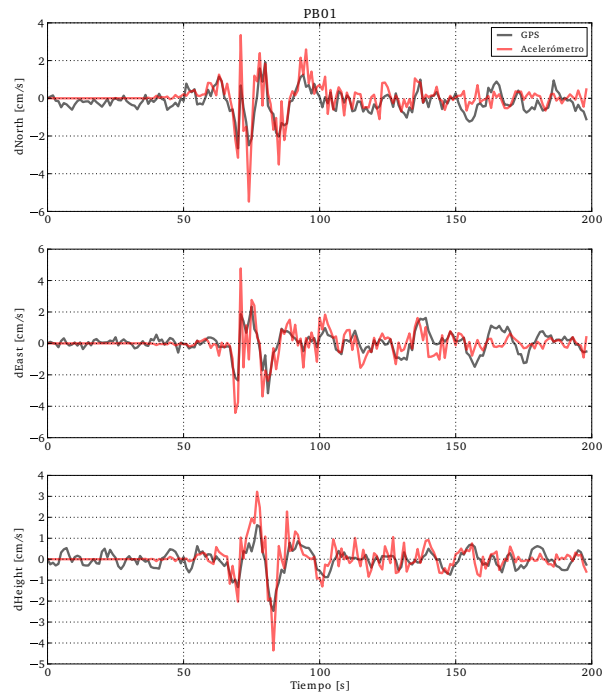


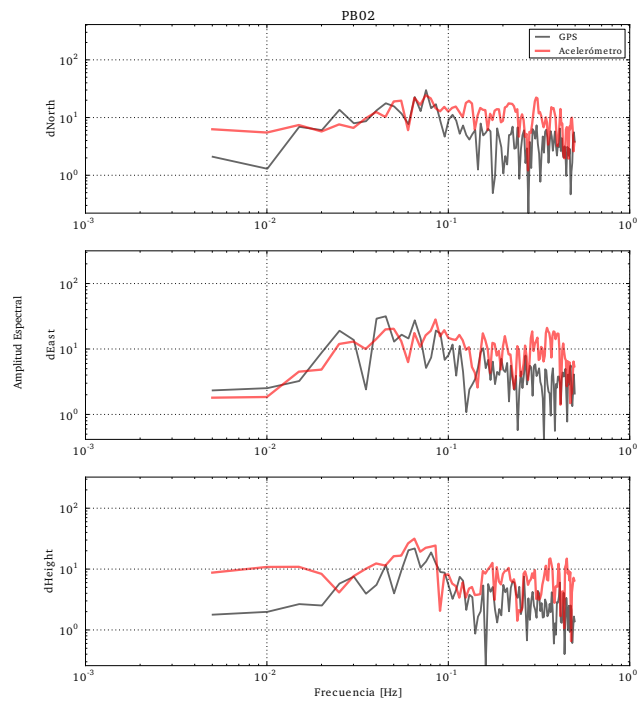
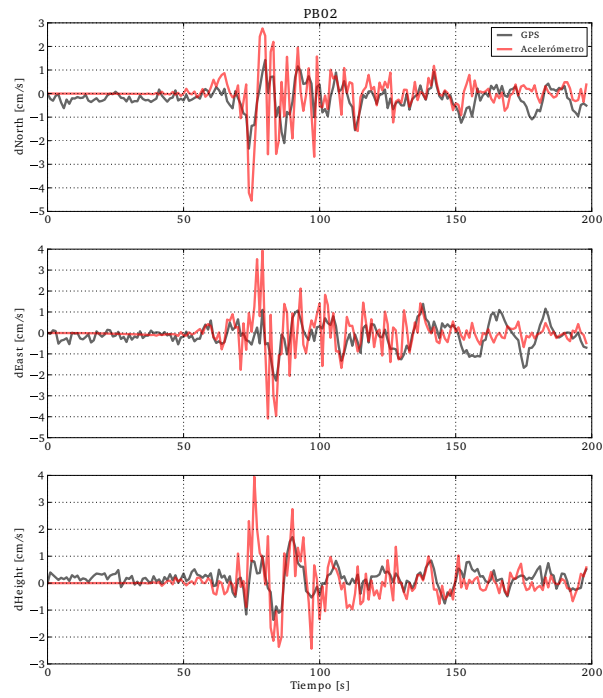


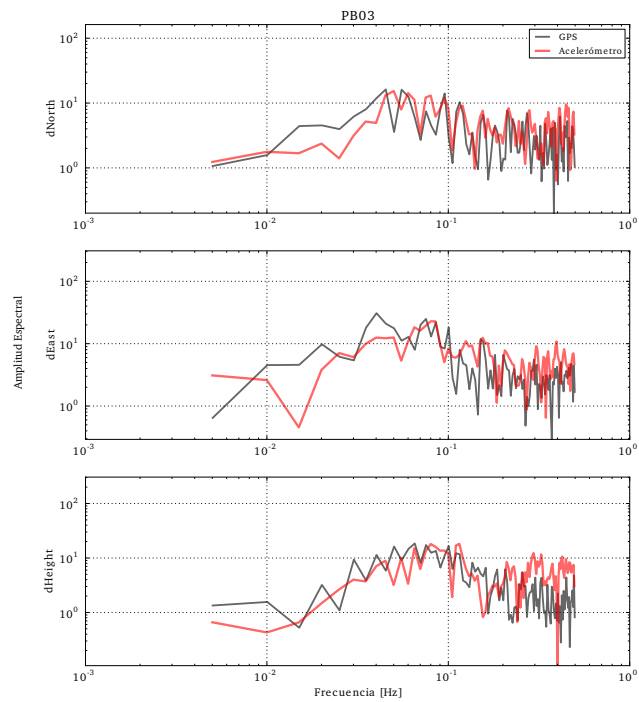
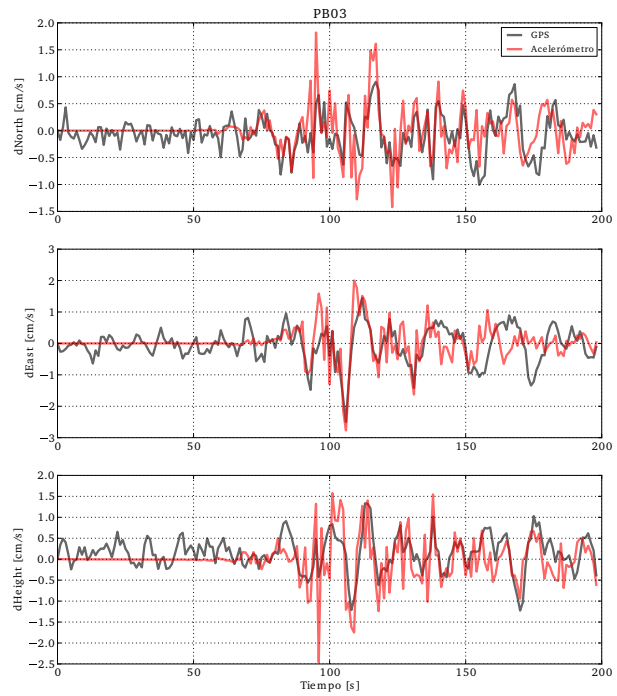
## D.2. Comparación en velocidad: motogramas y espectros

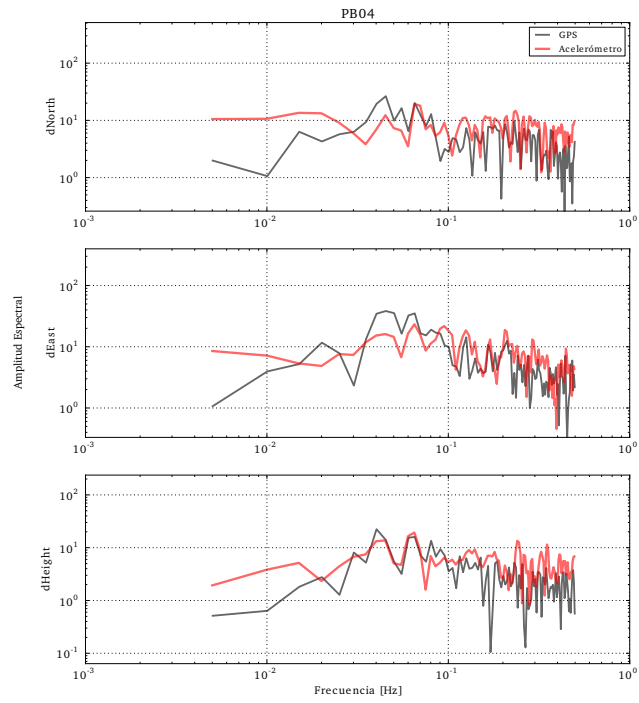
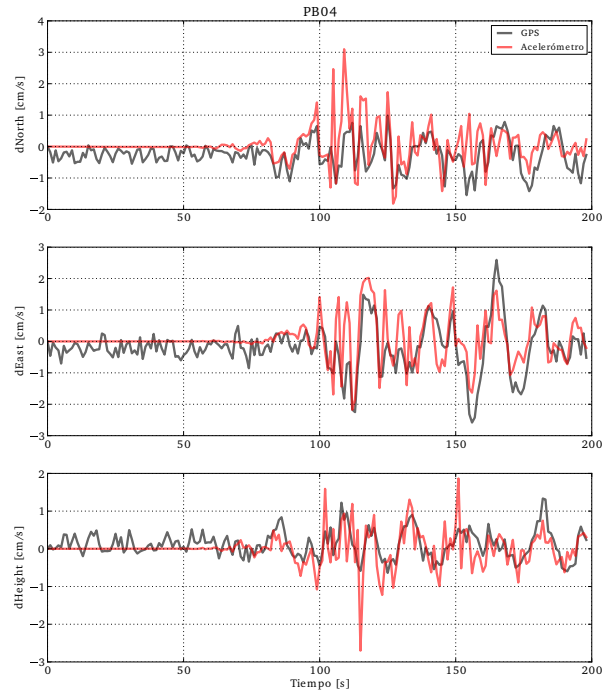
### D.2.1. Terremoto Iquique 2014

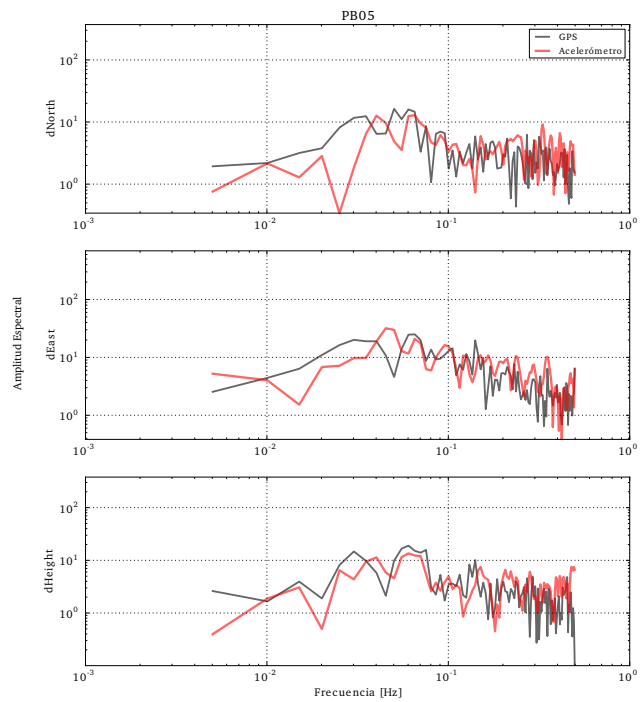
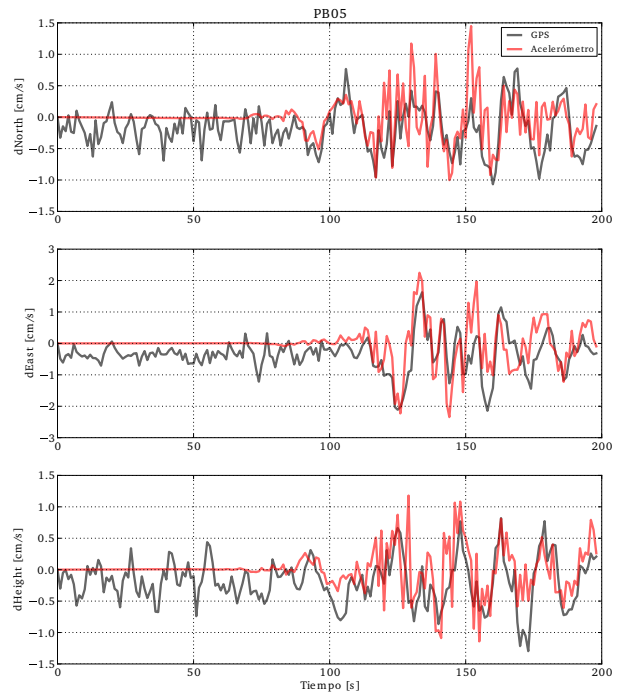


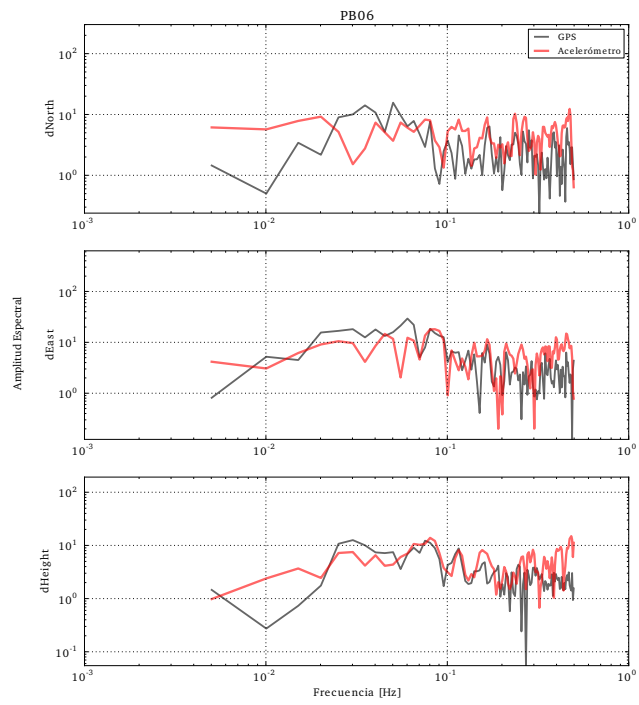
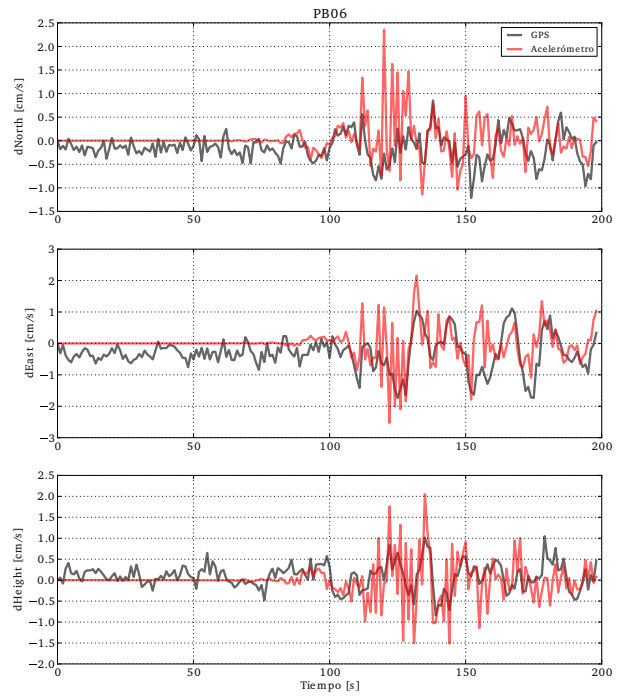


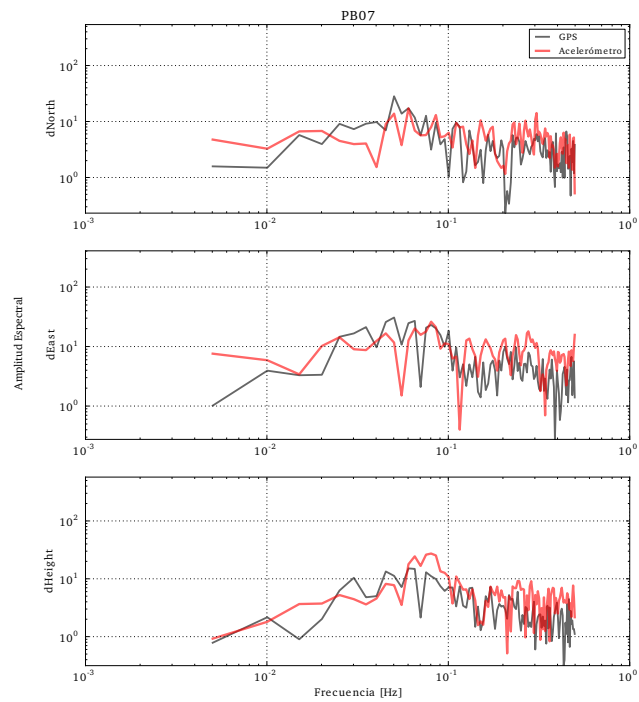
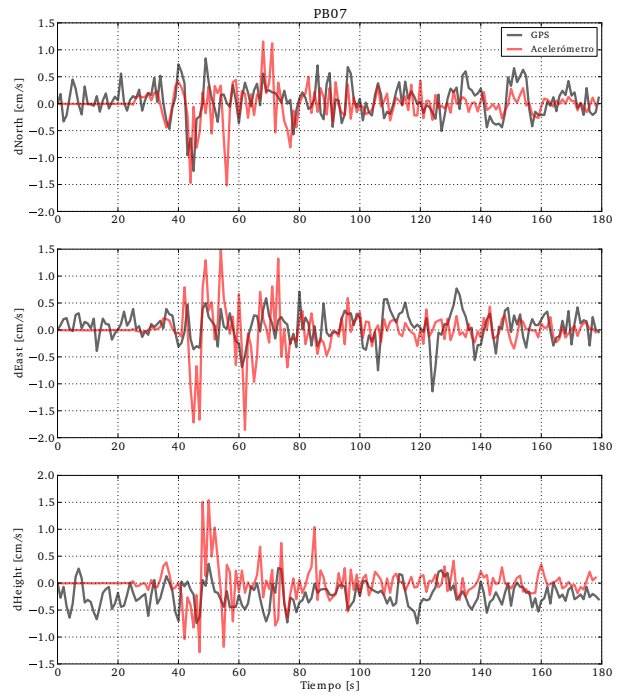




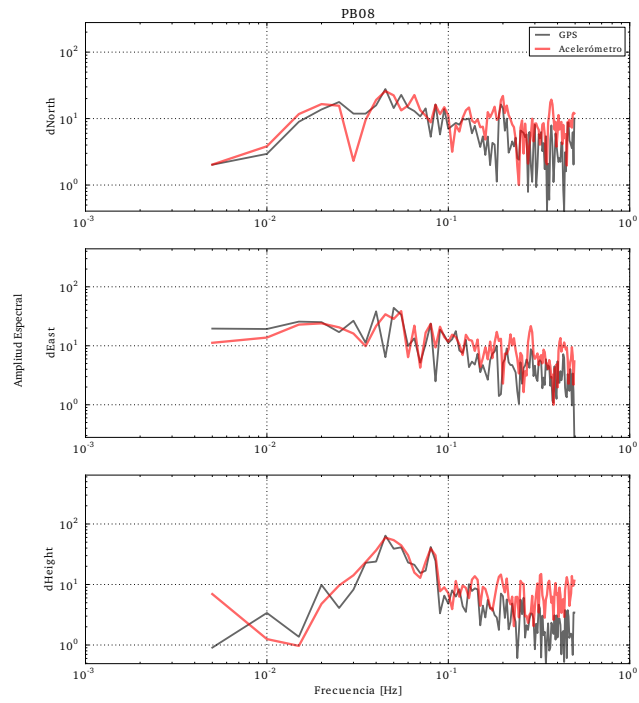
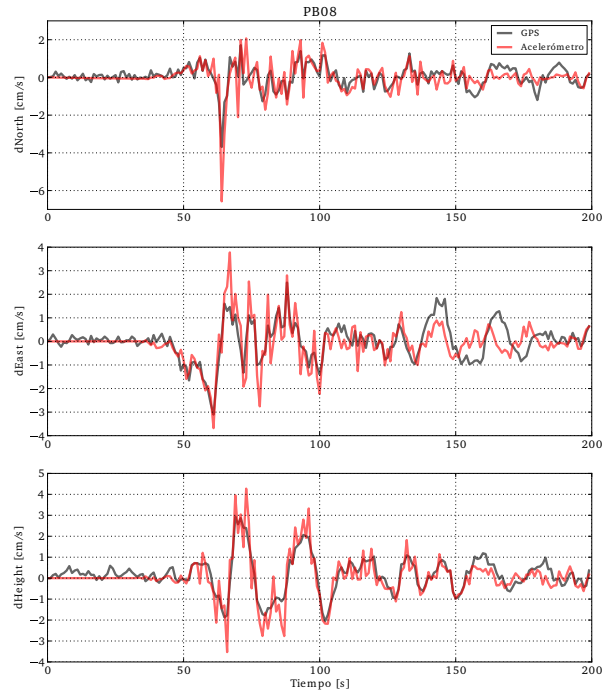


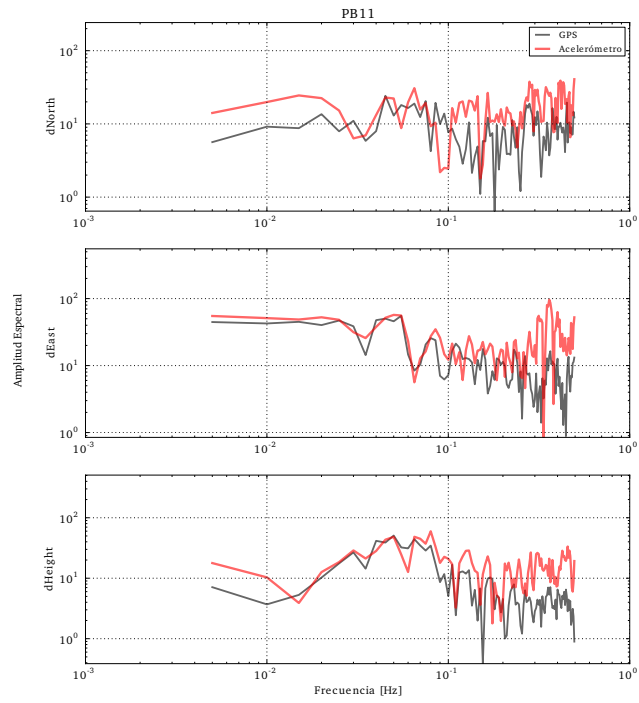
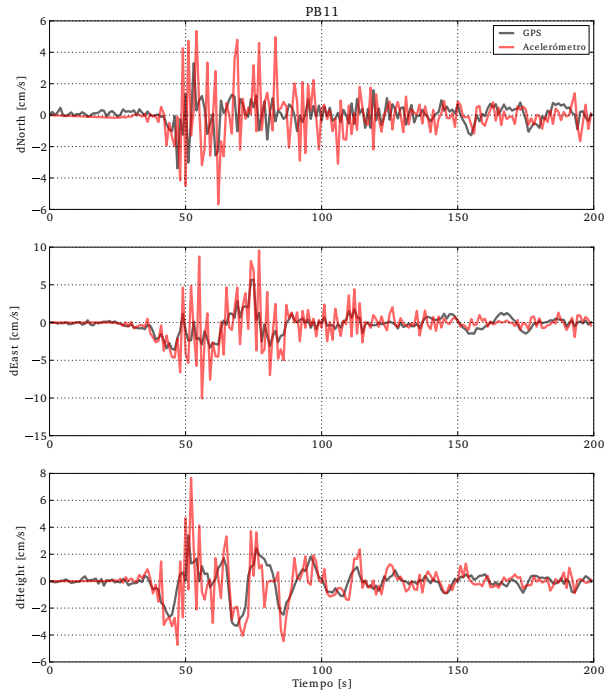












## D.2.2. Réplica de terremoto Iquique 2014

