

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestro en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Sismología**

**Desplazamiento permanente y dinámico generado por el
temblor El Mayor-Cucapah Mw 7.2, utilizando GPS**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Juan Carlos Robles Avalos

Ensenada, Baja California, México
Noviembre 2017

Tesis defendida por
Juan Carlos Robles Avalos

y aprobada por el siguiente Comité

M.C. José Javier González García
Director de tesis

Dr. Javier Alejandro González Ortega

Dr. Jaime Sánchez García

Dr. José Antonio Vidal Villegas



Dr. Juan García Abdeslem
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Juan Carlos Robles Avalos © 2017

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Juan Carlos Robles Avalos** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Desplazamiento permanente y dinámico generado por el temblor El Mayor-Cucapah Mw 7.2, utilizando GPS

Resumen aprobado por:

M.C. José Javier González García
Director de tesis

El Temblor El Mayor-Cucapah Mw 7.2 del 4 de abril de 2010, ha proporcionado una importante oportunidad de estudio referente a la geodinámica del noroeste de México, al poder aplicarse diversas técnicas de análisis enfocadas a comprender, describir y caracterizar la ruptura del temblor, sus desplazamientos superficiales y la fuente sísmica. Dentro de estas técnicas, la geodesia espacial ha jugado un rol importante y en particular para este trabajo, hemos utilizado datos de GPS de alta frecuencia (5 Hz) que registraron el paso de la onda sísmica. Los datos se han procesado con la técnica de Posicionamiento Puntual Preciso y el software de GIPSY-OASIS II. Las máximas oscilaciones se encuentran en un rango de 90-100 cm correspondientes a los sitios GPS más cercanos a la ruptura. Con las series de tiempo obtenidas y aplicando la metodología de análisis espectral, se ha calculado el momento sísmico y magnitud momento, con valores promedio de 6.5×10^{26} dinas-cm y 7.1 ± 0.1 Mw, consistentes con los resultados publicados por otros autores. Finalmente, los resultados obtenidos con GPS fueron comparados con la doble integración de registros de aceleración. Los valores estimados de momento sísmico y magnitud momento son, 4.8×10^{26} dinas-cm y 7.06 ± 0.05 Mw, lo que comprueba la efectividad de las observaciones GPS como una herramienta complementaria al estudio y análisis sísmológico.

Palabras clave: Sismología GPS, Posicionamiento Puntual Preciso (PPP), Análisis espectral, El Mayor – Cucapah.

Abstract of the thesis presented by **Juan Carlos Robles Avalos** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth's Sciences with orientation in Seismology

Permanent and dynamic displacement generated by the earthquake El Mayor-Cucapah Mw 7.2, using GPS

Abstract approved by:

M.C. José Javier González García
Thesis Director

The El Mayor-Cucapah Earthquake Mw 7.2 on April 4, 2010, has provided an important opportunity of study referring to the Mexico's northwest region own geodynamics, applying diverse techniques of analysis focused on understanding, describing and characterizing the earthquake's rupture, surface displacements and source. Within these techniques, spatial geodesy has played an important role and for the case of this work, high frequency GPS data (5 Hz) have been used which recorded the seismic waves pass. The data have been processed using the Precision Point Positioning technique and the GIPSY-OASIS II software. The maximum oscillations are in the range of 90-100 cm, which correspond to the GPS sites closest to the fault trace. With the time series obtained by spectral analysis methodology, it was calculated seismic moment and moment magnitude, with mean values of 6.5×10^{26} dinas-cm y $7.1 \pm 0.1 M_w$, consistent with results published by other authors. Finally, the results obtained with the GPS were compared with the double integration of the acceleration seismograms. The estimated values of seismic moment and moment magnitude are, 4.8×10^{26} dinas-cm y $7.06 \pm 0.05 M_w$, which verifies the effectiveness of the GPS observations as complementary tool for the study and seismic analysis.

Keywords: GPS seismology, Precise Point Positioning (PPP), Spectral Analysis, El Mayor – Cucapah.

Dedicatoria

A mis padres que son mi principal motivación.

A mi hermana, quien jamás ha tenido reparo en mostrarme su admiración.

A mis sobrinos Génesis Alondra, Braulio Adolfo y Brian Alexis, con quienes mejor aprendo de la vida que he de venir.

A mis amigos Yuleni Saray Meza Zepeda y Carlos Alejandro Robles Anaya, cuya amistad se ha convertido con el pasar de los años en un tesoro.

A la familia Robles en general.

Al movimiento Calasanz Ensenada, que ha sido mi faro de luz en este proceso.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por la oportunidad y confianza brindadas para continuar con mi desarrollo profesional.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico recibido durante la estancia de posgrado.

A mi director de tesis M.C. José Javier González García, por la guía, tiempo, paciencia y espacio brindado en el desarrollo de toda la Maestría, mil gracias.

A los miembros del comité Dr. Alejandro González Ortega, Dr. Jaime Sánchez García y Dr. José Antonio Vidal Villegas por las observaciones y guía brindadas que han servido para lograr cumplir con los objetivos propuestos.

A la Dra. Sara Ivonne Franco Sánchez y al laboratorio de LaGeos (UNAM) por su orientación, disposición y toda su ayuda al inicio de este trabajo de tesis. Su aporte es por demás valioso.

A Dios, quien es mi todo.

A mis padres, por su inmenso sacrificio.

A mis amigos Yuleni y Carlos por la constante motivación.

A todos mis compañeros de posgrado, por convertirse en la familia temporal que se necesita cuando se está lejos de casa. Muy en especial y con aprecio a Griselda, Osvaldo, Juvenal y Hebert.

Al Dr. Efrén Fong Mata (ISSSTE) por su gentileza y profesionalismo.

Al Movimiento Calasanz Ensenada, por ser esa familia tan especial en esta etapa de mi vida.

Tabla de contenido

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	2
1.2 Justificación	3
1.3 Hipótesis	4
1.4 Objetivos	4
1.4.1 Objetivo general	4
1.4.2 Objetivos específicos	4
1.5 Sismo El Mayor-Cucapah	5
1.6 Área de estudio	6
Capítulo 2. Metodología	8
2.1 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)	8
2.1.1 Principios básicos de posicionamiento	11
2.1.2 Medición por código	14
2.1.3 Medición por fase	18
2.2 Efectos atmosféricos en la señal GPS	21
2.3 Posicionamiento Puntual Preciso	22
2.3.1 GIPSY – OASIS II	25
2.4 Análisis de fuente sísmica	28
2.4.1 Marco histórico	28
2.4.2 Escalas de magnitud sísmica	28
2.4.3 Espectro de fuente	31
2.4.4 Modelo de Brune y caída de esfuerzo	35
2.5 Diagramas de Flujo	38

Capítulo 3. Resultados	40
3.1 Series de tiempo GPS	41
3.2 Análisis espectral y cálculo de magnitud con registros GPS	50
3.3 Comparativa con registros de aceleración	55
3.4 análisis espectral con registros de aceleración	61
Capítulo 4. Discusiones	65
Capítulo 5. Conclusiones	70
Literatura citada	72

Lista de figuras

Figura	pagina
1 Área de estudio. Las líneas delgadas rojas corresponden a las principales fallas que dominan la dinámica de la zona de contacto entre placa Pacífico y Norte América. La línea verde gruesa corresponde a la ruptura principal del evento El Mayor – Cucapah. Epicentro marcado con una estrella	1
2 Segmentos del sistema GPS, (A) segmento espacial o satelital, (B) segmento de control, (C) segmento de usuario. Fuente: Google	9
3 Representación de un código pseudo aleatorio	10
4 Esquema de Modulación BPSK (Fuente: Curso Básico GPS, Luis Jáuregui)	11
5 Fuente: https://www.pulsometrosinbanda.com/trucos-localizar-satelites-gps-pulsometro-rapido/	12
6 Correlación de códigos. La diferencia de tiempo es aproximadamente igual al tiempo de viaje de la señal. Fuente: Van Sickle (1996)	13
7 Esquema vectorial de posicionamiento GPS. Siendo U el vector de posición, S posición del satélite (efeméride) y r distancia entre receptor y satélite (psudorango). Fuente: Martínez – Bárcena (2016)	15
8 Esquema general de los diferentes tiempos del sistema GPS involucrados en la estimación de posición del receptor. Fuente: Martínez – Bárcena (2016)	16
9 Esquema general de medición de fase portadora y determinación de distancia. Fuente: Sánchez (2010)	19
10 Esquema de medición de fase portadora y su variación en el tiempo (Efecto Doppler) Fuente: Sánchez (2010)	20
11 Esquema general del Posicionamiento Puntual Preciso (PPP) (Modificada de Novatel). Fuente: https://www.novatel.com/an-introduction-to-gnss/chapter-5-resolving-errors/precise-point-positioning-ppp/	25
12 Diagrama de flujo del esquema general de procesamiento de GIPSY, empleando la técnica de PPP (Modificado del JPL)	27

13	Función de tiempo de la fuente producto de la convolución de funciones de tiempo tipo "boxcar", que corresponden al tiempo de ruptura (T_R) y el tiempo de subida (T_D). Modificado de Stein y Wysession (2003)	32
14	(a) Aproximación de una función $\text{sin}(x)=(\text{sin}x)/x$ usada para modelar el espectro de fuente. (b) Espectro de fuente teórico. Modificado de Stein y Wysession (2003)	33
15	Dinámica de los esfuerzos en la región de falla durante el proceso de ruptura. σ_1 y σ_2 son los niveles de esfuerzos inicial y final, σ_{fr} y σ_f son los esfuerzos de fricción estática y dinámica, $\sigma_{frs} = \sigma_{fr} - \sigma_1$ considerado como el incremento de esfuerzos iniciales que detonan el proceso de ruptura, y $\sigma_{eff} = \sigma_{fr} - \sigma_f$ esfuerzo efectivo que permite haya un desplazamiento entre los bloques de la falla. Dado que en un proceso de ruptura la energía acumulada entre los bloques se disipa mayoritariamente en forma de calor, si las rocas se fundieran al paso del frente de ruptura, entonces $\sigma_f \sim 0$ lo que implicaría una ausencia de fricción. Fuente: Curso de sismología observacional 2015 (CICESE)	36
16	Representación del espectro de desplazamiento de acuerdo con el modelo de Brune con los parámetros de fuente definidos. Modificado del Curso de sismología observacional 2015 (CICESE)	37
17	Diagrama de flujo resumido de la cadena de procesos que se han seguido para la obtención de las series de tiempo del sismo El Mayor-Cucapah, el análisis espectral y cálculo de los parámetros de fuente y magnitud, empleando datos GPS	38
18	Diagrama de flujo resumido de la cadena de procesos que se han seguido para la obtención de las series de tiempo del sismo El Mayor-Cucapah, el análisis espectral y cálculo de los parámetros de fuente y magnitud, empleando datos acelerométricos	39
19	Mapa de ubicación de los sitios GPS (Triángulos verdes) y estaciones acelerométricas (Puntos azules) utilizadas en el trabajo de tesis. Las flechas marrones representan el mecanismo de fallamiento para el temblor El Mayor – Cucapah, epicentro marcado con una estrella	41
20	Serie de tiempo GPS del sitio P494 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas. La diferencia entre ambas líneas corresponde al desplazamiento permanente generado por la ruptura del sismo El Mayor-Cucapah, el cual se señala con las flechas marrón en la componente Norte -Sur	43
21	Serie de tiempo GPS del sitio P496 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas	44
22	Serie de tiempo GPS del sitio P481 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas	45

23	Serie de tiempo GPS del sitio P066 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas	46
24	Vectores de desplazamiento cosísmicos calculados	49
25	Espectro de desplazamiento del sitio P494. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.2$ Hz	51
26	Espectro de desplazamiento del sitio P496. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.2$ Hz	51
27	Espectro de desplazamiento del sitio P481. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.1$ Hz	52
28	Espectro de desplazamiento del sitio P066. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.09$ Hz	52
29	Espectro de desplazamiento del sitio P494 en escala semi-logarítmica, la línea roja en ambas componentes marca el valor de la frecuencia de esquina	54
30	Registros de aceleración en sus componentes N-S, E-O y Altura (UP) de la estación de acelerométrica WES	55
31	Registros de aceleración en sus componentes N-S, E-O y Vertical (UP) de la estación de acelerométrica 5058	56
32	Doble integración (desplazamiento) de los registros WES sin corrección	57
33	Doble integración (desplazamiento) de los registros 5058 sin corrección	57
34	Registros de desplazamiento obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración de la estación WES ya corregidos	58
35	Registros de desplazamiento obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración de la estación 5058 ya corregidos	58
36	Comparativa de desplazamiento entre la estación WES (azul) y el sitio P494 (rojo)	60
37	Comparativa de desplazamiento entre la estación 5058 (azul) y el sitio P496 (rojo)	60

38	Espectros de desplazamiento de la estación WES. Frecuencia de esquina promedio con valor de $f_0 = 0.9$ Hz	61
39	Espectros de desplazamiento de la estación 5058. Frecuencia de esquina promedio con valor de $f_0 = 0.8$ Hz	62
40	Comparativa entre los espectros de desplazamiento del sitio GPS P494 y la estación de acelerométrica WES. Las líneas negras verticales indican el valor de la frecuencia de esquina	63
41	Comparativa entre los espectros de desplazamiento del sitio GPS P496 y la estación de acelerométrica 5058. Las líneas negras verticales indican el valor de la frecuencia de esquina	63
42	Mapa de la zona de estudio en el que se muestran los vectores de desplazamientos cosísmicos estáticos (flechas grises) reportados por González-Ortega (2014) y González-Ortega <i>et al.</i> , (2014); y en el que se anexan también los vectores de los desplazamientos cosísmico cinemático observados en los sitios estudiados en este trabajo de tesis. La línea verde representa la ruptura del sismo El Mayor-Cucapah, la estrella el epicentro, y las líneas rojas las fallas principales de la región	69

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Resumen de los resultados obtenidos del procesamiento cinemático de los registros GPS de alta frecuencias de las ocho estaciones seleccionadas para día y momento del sismo El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010 (MW 7.2)	47
2	Comparativa de parámetros obtenidos del análisis espectral de registros de desplazamiento GPS, aceleración y Observaciones en campo	64
3	Comparativa de resultados concernientes a las observaciones en el sitio P496 de los desplazamientos generados por el sismo El Mayor-Cucapah publicados por Zheng <i>et al.</i> , (2012); y los obtenidos en este trabajo de tesis. Es una comparativa de resultados, donde se han empleado dos técnicas de procesamiento de datos GPS diferentes, Dobles Diferencia y el Posicionamiento Puntual Preciso	67

Capítulo 1. Introducción

El origen de los terremotos, de acuerdo con Kanamori y Brodsky (2004), está ligado a la evolución dinámica de las placas tectónicas; a profundidad ocurre interacción entre ellas mediante una fuerza de roce estático (Schubert, 1980). El terremoto se ha de manifestar cuando de forma súbita, el roce estático entre las placas no retiene más las paredes en contacto y terminan por deslizarse una respecto a la otra, prevaleciendo la fuerza de roce dinámico (Beauperthuy, 2008). El lugar donde se origina el deslizamiento recibe el nombre de fuente sísmica, región que resulta útil caracterizar, dado el impacto que un sismo puede tener en la superficie terrestre. Ello depende en gran medida de la dirección, distribución de la ruptura y la magnitud del desplazamiento cosísmico (Hanks, 1981).

Una técnica que resulta de utilidad para la evaluación de los parámetros que caracterizan la fuente, es la aplicación de la transformada rápida de Fourier (FFT) al desplazamiento de campo lejano (Savage, 1972). A partir de un registro de desplazamiento en el dominio del tiempo, se obtiene un registro de la amplitud en el dominio de la frecuencia, lo que comúnmente se denomina espectro de desplazamiento. Con esta relación, se es posible caracterizar la fuente y determinar su momento sísmico liberado (M_0), la duración de la ruptura y las dimensiones de la misma (Thorne y Wallace, 1995).

El temblor El Mayor-Cucapah M_w 7.2 del 4 de abril de 2010, ha proporcionado una importante oportunidad de estudio referente a la geodinámica de la región del noroeste de México, por ejemplo: Hauksson *et al.*, (2011); Wei *et al.*, (2011); Fletcher *et al.*, (2014), así como para la aplicación y prueba de diversos métodos de estudio, como lo son sistemas geoespaciales y geodesia tectónica; enfocados a describir la geometría de ruptura y los desplazamientos derivados de la misma.

De los métodos de estudio de los que se hace referencia en este trabajo de tesis, se encuentra la aplicación del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) de alta frecuencia (≥ 1 Hz, es decir 1 o más muestras de posición por segundo), que ha permitido obtener resultados acordes con aquellos obtenidos con instrumentos de velocidad y aceleración. Entre los trabajos realizados para

este sismo bajo estas técnicas, se pueden citar los de Allen y Ziv (2011); Crowell *et al.*, (2012); Zheng *et al.*, (2012) y González-Ortega *et al.*, (2014).

En el ámbito de la sismología, el uso e implementación de sistemas GPS data de los 90's. Hirahara *et al.*, (1994); Ge *et al.*, (2000) y Bock *et al.*, (2000), según lo cita Zheng *et al.*, (2012), fueron los primeros en demostrar el potencial sismológico del GPS; mientras que Larson *et al.*, (2003) aplicaron dicho sistema para observar los desplazamientos dinámicos del terremoto de Denali (M_w 7.9) del año 2002.

Crowell *et al.*, (2009) demostraron que empleando datos GPS de alta frecuencia en tiempo real, se puede determinar con buena precisión el inicio de grandes terremotos, localizar sus hipocentros y modelar el evento en tan solo pocos minutos de iniciado el sismo.

Los sitios GPS empleados para este proyecto de tesis pertenecen a la red de observación del *Plate Boundary Observatory (PBO)* y se localizan dentro de un radio de ~ 90 km al noreste y noroeste de la zona epicentral. Los datos GPS de alta frecuencia fueron obtenidos de la base de datos del University NAVSTAR Consortium (UNAVCO). Para el procesamiento de los datos y la obtención de las series de tiempo, se empleó el software GIPSY-OASIS II. El resultado se comparó con la doble integración de registros de aceleración obtenidos de estaciones sismológica colocadas junto con dos de los sitios GPS empleados. Para finalmente estimar la magnitud del temblor El Mayor-Cucapah.

1.1 Antecedentes

Zheng *et al.*, (2012) empleando registros de GPS de alta frecuencia (5 Hz), lograron obtener las series de tiempo del sismo El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010, determinaron las oscilaciones pico, la magnitud del evento e hicieron una comparación con la doble integración de instrumentos de aceleración. Con dicha comparación, se muestra que los registros de desplazamiento GPS, son consistentes con los obtenidos de registros de aceleración; logrando determinar el mecanismo focal del evento y otros parámetros de ruptura como lo son el mecanismo de falla y la profundidad del foco. El método empleado por Zheng *et al.*, (2012) para el

procesamiento de los datos GPS fue el de dobles diferencias (DD), a través del software GAMIT desarrollado por el Instituto Tecnológico de Massachusetts (MIT).

Un trabajo similar, realizaron Mendoza *et al.*, (2012) en Lorca España, empleando datos de GPS a 1 Hz para obtener la serie de tiempo del sismo del 11 de mayo de 2011, M_w 5.1. En este trabajo se hizo una comparativa entre el método DD que empleo Zheng *et al.*, (2012) y del Posicionamiento Puntual Preciso (PPP), que se utiliza en GIPSY-OASIS II. Como conclusión encontraron que La técnica de PPP, en combinación con filtros siderales y regionales, ofrece mejores resultados que con DD. El procesamiento se llevó a cabo con los softwares BERNESE y el propio GIPSY-OASIS II, desarrollados por el Astronomical Institute of the University of Bern ([AIUB](#)) y el Jet Propulsion Laboratory (JPL) respectivamente.

1.2 Justificación

El GPS hoy en día es considerado como una herramienta indispensable y complementaria de los métodos tradicionales de análisis y estudio de terremotos y sus potenciales efectos secundarios, como son los Tsunamis (Bock y Melgar 2016)

Investigadores como Blewitt *et al.*, (2006); Crowell *et al.*, (2009) y Allen y Ziv (2011)., han logrado identificar aspectos claves en el desarrollo de alertas tempranas con base a GPS en tiempo real (RTGPS), ejemplo de ello, es el sistema de alerta que se desarrolla actualmente en California, Crowell *et al.*, (2009).

El Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), a través del departamento de Ciencias de la Tierra y la Red Sismológica del Noroeste de México (RESNOM) ha venido desarrollando, desde la década de los 90's, una red de estaciones GPS distribuidas a lo largo de la región, con la cual se busca complementar los estudios de la geodinámica y sismo tectónica propias de esta zona del país.

1.3 Hipótesis

En este trabajo se plantea que el GPS (desplazamiento) de operación continua en alta frecuencia (5 Hz) puede ser utilizado como una herramienta complementaria al análisis sísmico realizado con acelerómetros (≥ 100 Hz). Más aun, con el GPS se puede determinar el desplazamiento cosísmico, el momento sísmico (M_0), magnitud momento (M_w) y la frecuencia de esquina de los espectros.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Estimar y comparar las series de tiempo de desplazamiento del temblor El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010 (M_w 7.2), empleando datos de posicionamiento GPS a 5 Hz y datos acelerométricos ≥ 100 Hz.

1.4.2. Objetivos específicos

- Aprender el uso y aplicación del software desarrollado en el JPL, GIPSY/OASIS II, para llevar a cabo el análisis y procesamiento de los datos de posicionamiento GPS.
- Desarrollar los algoritmos que permita Realizar la doble integración de los registros de aceleración de las estaciones WES y 5058, cercanas a los sitios GPS P494 y P496.
- Buscar y definir los parámetros de filtrado para la doble integración de los registros de aceleración, que permitan llevar a cabo la comparativa con los desplazamientos GPS.
- Desarrollar los algoritmos para llevar a cabo el análisis espectral con el objetivo de calcular el M_0 y M_w .

- Determinar los desplazamientos cosísmicos en cada sitio analizado.
- Comprobar la valides del modelo de Brune empleando datos GPS.

1.5 Temblor El Mayor-Cucapah

El temblor El Mayor-Cucapah (M_w 7.2) del 4 de abril de 2010, tuvo una ruptura bidireccional compleja dividida en dos principales dominios, las cuales se desprenden a partir de la zona epicentral localizada en la esquina sureste de la sierra Cucapah (Hauksson *et al.*, 2010; figura 1). La ruptura en la sección norte se propagó a través de la sierra Cucapah, por cuatro principales fallas (sentido sur a norte) separadas por zonas de intercepción como lo son Falla Laguna Salada (F.L.S), Falla Pescadores(F.P.), zona de acomodamiento La Puerta, Falla Borrego (F.B.), Zona de acomodamiento Paso Inferior y Falla Paso superior (F.P.S). En la zona de acomodación de la puerta, ubicada en la parte alta de la sierra, la ruptura se trasladó de FP a la FB, dando un "salto" de ~10 km hacia el noroeste, extendiéndose hasta el borde internacional y finalizando al sur de Ocotillo, CA. (Fletcher *et al.*, 2014).

La sección sur se extendió por poco más de 50 km a través del Delta del Rio Colorado, donde se logró identificar una nueva falla hasta el momento desconocida, nombrada como Falla Indiviso, asociándose esta sección a una amplia zona de licuefacción (Fletcher *et al.*, 2014; González-García *et al.*, 2010; Wei *et al.*, 2011). La extensión de la ruptura fue de ~120km.

El temblor El Mayor-Cucapah tuvo un mecanismo de fallamiento lateral – derecho y representa la mayor liberación de momento sísmico dentro del margen tectónico de las placas Pacifico y Norte América en dicha latitud desde el terremoto de Laguna Salada en 1892, ~ 7.2 M_w (Fletcher *et al.*, 2014).

1.6 Área de estudio

La zona de estudio comprende el borde internacional entre los estados de California, Estados Unidos y Baja California, México, abarcando entre los 32° y 33° de latitud Norte, lo cual forma parte de la denominada Cuenca Salton (Fig. 1). La Cuenca Salton es una depresión cubierta por sedimentos jóvenes, cuyo espesor aproximado de 5 km y cuyo origen es en mayoría terrestre y parcialmente marino, los cuales datan del Cenozoico, específicamente desde el mioceno, con edades aproximadas de 20 Ma (Kovach *et al.*, 1962).

Los sistemas montañosos que flanquean la cuenca están compuestos por rocas ígneas y metamórficas, la mayoría con edades que datan del mesozoico (~250 Ma), y algunas tan antiguas como del precámbrico (~300 Ma) (Sharp, 1972, p. 36). En el caso de las Sierras Peninsulares y Sierra Juárez, el principal tipo de roca que las componen son cristalinas, metasedimentarias y metavolcánicas, tales como gabros, tonalitas y granodioritas. Mientras que la Sierra Cucapah está formada primordialmente de rocas graníticas cretácicas y rocas meta-sedimentarias y metavolcánicas (Gastil *et al.*, 1975), siendo las más abundantes los mármoles y cuarcitas.

La cuenca del Salton abarca por el lado de Estados Unidos al Valle Imperial y por el lado de México al Valle de Mexicali, Cuenca Laguna Salada y el Delta del Rio Colorado. En Baja California la elevación de esta región es cercana al nivel medio del mar y se caracteriza por su alta actividad sísmica y geotermal (González-García, 1986, pp. 14)

Del lado estadounidense las fallas principales que atraviesan la región de Noreste a Suroeste son, San Andrés, San Jacinto y Elsinore. Mientras que, del lado mexicano, son Cerro Prieto-Imperial, Cucapah y Laguna Salada, las cuales en conjunto se consideran parte del sistema de fallas de San Andrés (Raines *et al.*, 1991).

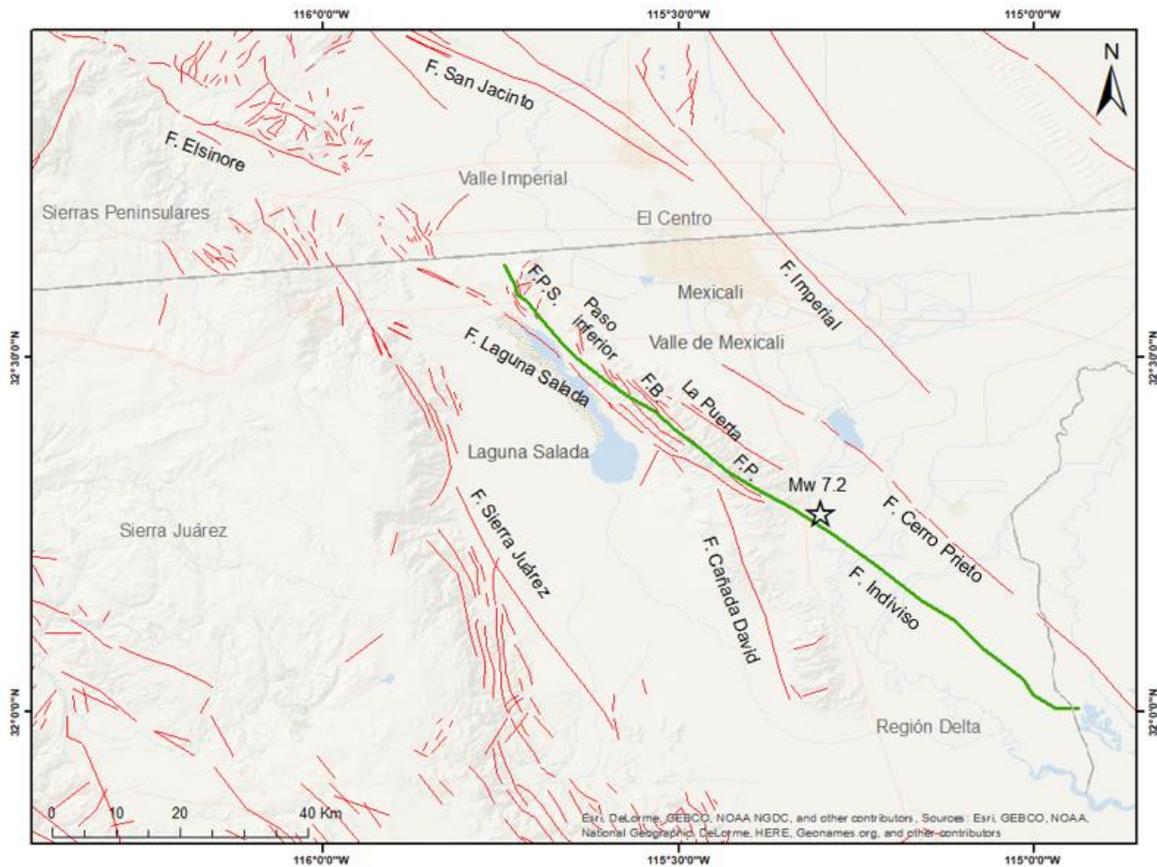


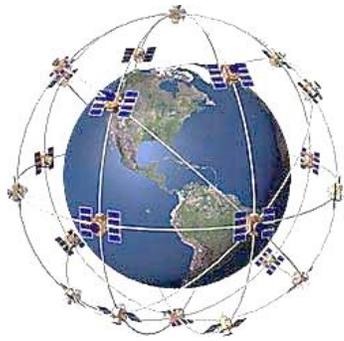
Figura. 1 Área de estudio. Las líneas delgadas rojas corresponden a las principales fallas que dominan la dinámica de la zona de contacto entre Placa Pacífico y Norte América en el norte de Baja California. La línea verde gruesa corresponde a la ruptura principal del evento El Mayor-Cucapah. El epicentro se encuentra marcado con una estrella.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

El sistema GPS es un sistema creado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos de América con fines militares desde la década de los años 60's, el cual ofrece servicios de navegación, posicionamiento y cronometría (tiempo). Está conformado por tres segmentos: espacial, control y el sistema de usuario (figura 2).

- Segmento espacial: compuesto por más de 30 satélites que orbitan la Tierra a una altura aproximada de 20,000 km, divididos en seis planos orbitales y con un periodo orbital de ~12 horas.
- Segmento de control: Es un conjunto de estaciones alrededor del mundo cuya función es monitorear diversos parámetros de los satélites, tal como su posición y altura, funcionamiento, el estado de los relojes satelitales, actualizar los mensajes de navegación satelital, y predecir las efemérides y parámetros de los relojes atómicos. Las principales estaciones se encuentran en Hawaii, Colorado springs, Cabo cañaveral, Isla Ascensión, Isla Diego García y Kwajalein.
- Segmento de usuario: Compuesto por todos los receptores GPS, tanto en el ámbito civil como en el militar.



(A)



(B)



(C)

Figura 2 Segmentos del sistema GPS, (A) Segmento espacial o satelital, (B) Segmento de control, (C) Segmento de usuario, Fuente: Google.

Al ser desarrollado por el Departamento de la Defensa de los E.U. como apoyo a los requerimientos de navegación y posicionamiento precisos con fines militares, el GPS posee dos modos de funcionamiento:

- Standard Positioning System (SPS), destinado para uso civil.
- Precise Positioning System (PPS), limitado únicamente para uso militar hasta mayo del año 2000.

Para lo cual, se desarrollaron dos series de códigos binarios, el código C/A (Coarse/Acquisition) y el código P (Preciso). A estos códigos se les conoce como códigos de alcance o códigos pseudo-aleatorios (PRC) (fig. 3), sobre los cuales el satélite transmite sus mensajes de navegación. Estos códigos son parte fundamental del sistema GPS, aunque físicamente solo se trata de una secuencia digital extremadamente compleja que se repite cada cierto número de ciclos de reloj, la cual se asemeja bastante al ruido eléctrico generado al azar, de ahí la denominación de "aleatorio" (de Cartografía, 2007).



Figura 3 Representación de un código pseudo-aleatorio

Las razones para tal complejidad se reducen a lo siguiente:

1. El código asegura que el receptor de GPS no se sintonice accidentalmente con alguna otra señal; dada su complejidad, resulta improbable que una señal cualquiera posea una secuencia similar exacta.
2. Dado que cada uno de los satélites tiene su propio y único PRC, se garantiza que el receptor no confunda accidentalmente a los satélites, lo que permite trasmitan en la misma frecuencia sin interferencia mutua.
3. Permite poder sintonizar las señales emitidas por los satélites aun cuando estas sean débiles gracias al uso de correladores, evitando la necesidad de emplear grandes antenas.
4. Finalmente, el PRC otorga la capacidad al Departamento de Defensa de EEUU de controlar el acceso al sistema.

Los PRC y los mensajes de navegación son modulados por dos frecuencias de banda L (ultra alta frecuencia), frecuencias en el rango de las microondas. Dichas frecuencias con las que opera el GPS son denominadas: L1= 1575.42 MHz y L2= 1227.6 MHz.

La modulación empleada por los satélites para la transmisión de sus señales es de tipo BPSK (Binary Phase Shift Key), técnica de modulación que permite anexar una señal binaria (PRC) a una señal senoidal (L1 y L2), generando un cambio de fase de 180° cuando la señal binaria cambia de 0 a 1 o viceversa (fig. 4).

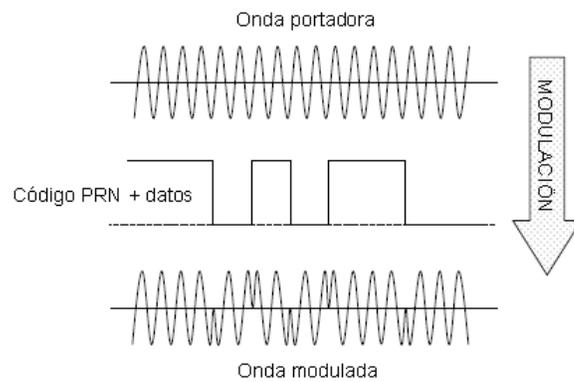


Figura 4 Esquema de Modulación BPSK (Fuente: Curso Básico GPS, Luis Jáuregui).

2.1.1 Principios básicos de posicionamiento

El posicionamiento GPS está basado en el principio de trilateración, el cual permite determinar la posición del usuario por medio de la medición de distancias a puntos cuya posición es conocida, en este caso los satélites en órbita (Figura 5). A las distancias se les denomina rangos. Como mínimo, la trilateración requiere de tres observaciones satelitales.

Los receptores de GPS no pueden medir directamente rangos, pero sí pseudo-rangos. Un rango consiste en una medición de las diferencias en tiempo entre el reloj local del receptor y el reloj atómico en el satélite, multiplicada por la velocidad de la luz. No obstante, para que esta medición sea precisa se consideran los desfases en tiempo de ambos relojes respecto al sistema de tiempo global GPS (Dixon, 1991). Dado estos errores implícitos es que a la medición se le denomina "pseudo-rango".

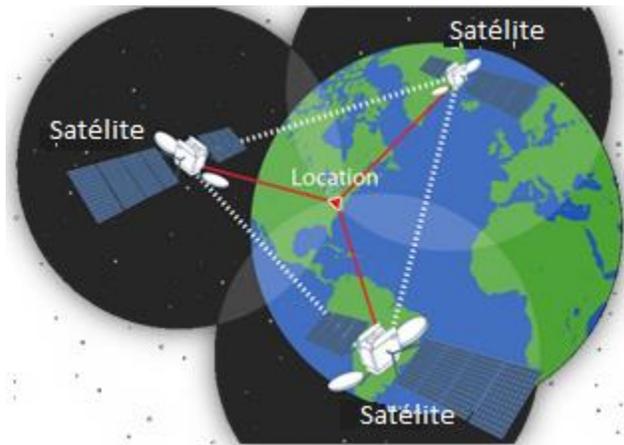


Figura 5 Esquema general de trilateración. Fuente: <https://www.pulsometrosinbanda.com/trucos-localizar-satelites-gps-pulsometro-rapido/>

El método básico de posicionamiento con GPS es a través del uso de los códigos. Los códigos C/A y P vienen modulados en la banda de frecuencia L1, mientras que en la L2 solo se modula código P. En donde, cada señal que emiten los satélites GPS está compuesta por tres componentes:

- La portadora: señal senoidal RF con frecuencias L1 y L2.
- Código de alcance: señal binaria asignada a cada satélite que le permite al receptor determinar el tiempo en que se transmite la señal, y se conocen como códigos pseudo-aleatorios.
- Datos de navegación: mensaje en código binario que posee información sobre el estado de salud del satélite, efemérides, parámetros de los sesgos del reloj, etc.

El proceso de posicionamiento consiste en que el receptor lee los PRC, y extrae de ellos el mensaje de navegación con los parámetros del satélite (órbitas y desfase del reloj satelital y del receptor).

Para lograr lo anterior, el receptor genera una réplica del código y lleva a cabo una correlación cruzada con la señal entrante del satélite hasta lograr una sincronización (figura 6).

Mientras el reloj atómico del satélite es muy preciso, el del receptor es de un oscilador de cuarzo de bajo costo y por tanto carece de la misma precisión. La desviación en la mediación de tiempo del reloj del receptor añade una incógnita más, por lo cual se hace necesario contar con un mínimo de cuatro satélites para estimar correctamente la posición del receptor en coordenadas X, Y, Z; tres mediciones para definir la posición y una más para determinar el tiempo en el cual se hace la medición (Pozo-Ruz *et al.*, 2000). La ecuación general por resolver del GPS esta como:

$$\rho = C [(T_u + \delta_u) - (T_s + \delta_s)] \quad (1)$$

Siendo T_s el tiempo del satélite (reloj atómico), T_u el tiempo del usuario (reloj de cuarzo), δ_s y δ_u desfases del reloj satelital y receptor respecto al tiempo del sistema GPS y C la velocidad de la luz.

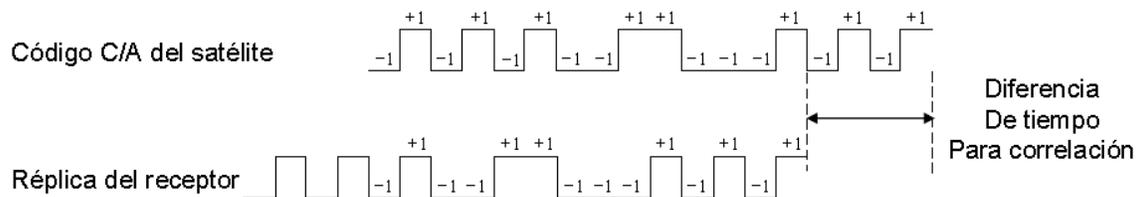


Figura 6 Correlación de códigos. La diferencia de tiempo es aproximadamente igual al tiempo de viaje de la señal. Fuente: Van Sickle (1996).

En la práctica, para la medición geodésica GPS, los receptores deben tener la capacidad de detectar frecuencia dual, es decir L1 y L2, además de llevar a cabo mediciones de pseudo-rangos,

empleando códigos y fase de la señal portadora. Dichas mediciones son comúnmente llamadas *observables* del sistema GPS.

2.1.2 Medición por código

La observación GPS, es una medida de la distancia entre satélite y receptor que se deriva de las mediciones de tiempo y/o diferencias de fase. Dichas mediciones se basan en la comparación de la señal procedente del satélite y la réplica generada por el receptor.

La observable más común o básica del GPS, es el tiempo en que tarda en viajar la señal desde el centro de fase de la antena satelital (instante de emisión) hasta el centro de fase de la antena receptora (instante de recepción) empleando los PRC.

Para determinar el pseudorange, el receptor ha de recibir la señal y llevar a cabo una correlación entre la señal recibida y la réplica generada internamente, hasta lograr una sincronización. El tiempo de viaje de la señal es de aproximadamente 0.07 segundos.

Por otro lado, si la técnica de posicionamiento se visualiza desde una perspectiva vectorial (figura 7), una primera ecuación para determinar la distancia entre satélite y receptor viene dada por:

$$|\vec{r}| = |\vec{s}| - |\vec{u}| = C\Delta t \quad (2)$$

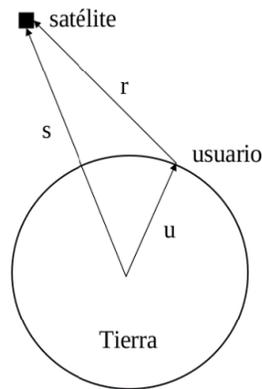


Figura 7 Esquema vectorial de posicionamiento GPS. Siendo U el vector de posición, S posición del satélite (efeméride) y r distancia entre receptor y satélite (pseudorango). Fuente: Martínez – Bárcena (2016).

No obstante, habrá que tomar en cuenta que existe una desincronización entre 3 sistemas de tiempo distintos, el del satélite, el del receptor y el tiempo absoluto del sistema GPS. Dicha desincronización es generada por el efecto de la relatividad especial y general (figura 8). Por ejemplo, de no considerar estos efectos relativistas, en un periodo de observación de veinticuatro horas, la desviación en la posición puede llegar a ser aproximadamente de hasta 11 km, haciendo al sistema impráctico (Ashby, 2003). Considerando entonces lo anterior, la ecuación 2 se puede reescribir como:

$$r = C\Delta t = C (T_u - T_s) \quad (3)$$

Que en términos de pseudorangos (ecuación 1) y considerando el esquema de la figura 8, se puede describir como:

$$\rho = C [(T_u + t_u) - (T_s + \delta_t)] = r + C (t_u - \delta_t) \quad (4)$$

Donde T_s es el tiempo del sistema GPS en el momento en que es transmitida la señal desde el satélite, T_u es el tiempo del sistema cuando la señal es recibida por la antena del receptor, Δt la diferencia entre los tiempos del satélite y el receptor, t_u la diferencia entre el tiempo del sistema y el reloj del receptor y δt la diferencia entre el tiempo del sistema del sistema y el reloj satelital. $T_s + \delta t$ corresponde a la lectura del reloj satelital ya corregida y $T_u + t_u$ la lectura del reloj del receptor igualmente corregida; ambas con respecto al tiempo del sistema.

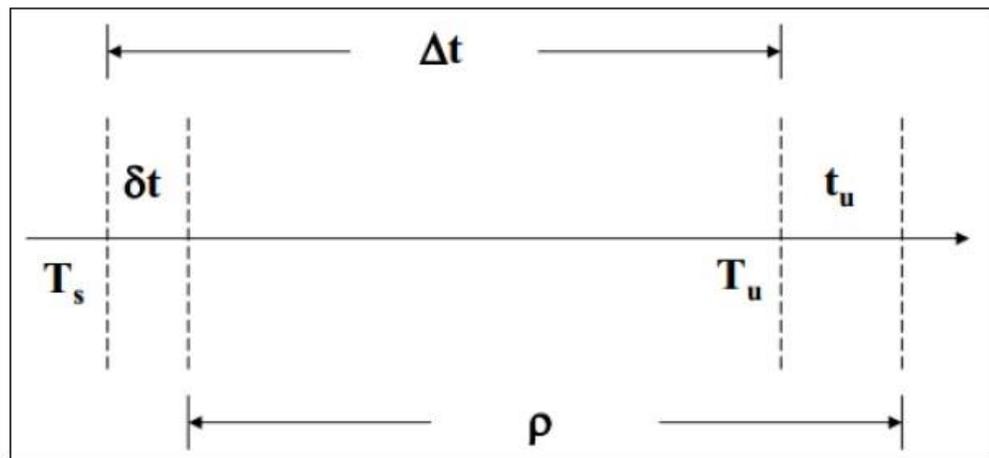


Figura 8 Esquema general de los diferentes tiempos del sistema GPS involucrados en la estimación de posición del receptor. Fuente: Martínez – Bárcena (2016).

Para poder resolver la ecuación número 4 y estimar la posición del receptor se necesitan mínimo de cuatro observables (pseudorangs). Aunado a ello se debe considerar una posición inicial aproximada al sitio (X_0, Y_0, Z_0) , las efemérides y posiciones satelitales (X_j, Y_j, Z_j) y los pseudorangs medidos por el receptor GPS. Con base en lo anterior, se tiene que los pseudorangs calculados vienen dados por:

$$\rho^j(t) = \sqrt{(X_j - X_0)^2 + (Y_j - Y_0)^2 + (Z_j - Z_0)^2} \quad (5)$$

Aplicando una expansión en series de Taylor de primer orden al pseudorango se tiene que:

$$\rho^j \cong \rho_0^j + \left. \frac{\partial \rho^j}{\partial x} \right|_{x_0, y_0, z_0} \Delta x + \left. \frac{\partial \rho^j}{\partial y} \right|_{x_0, y_0, z_0} \Delta y + \left. \frac{\partial \rho^j}{\partial z} \right|_{x_0, y_0, z_0} \Delta z \quad (6)$$

Siendo ρ_0^j la posición inicial del pseudorange. La ecuación se ve sustituida en el pseudorange y reordenada de tal manera que se dejan los valores conocidos a la izquierda y las incógnitas a la derecha, obteniéndose así la siguiente expresión:

$$\rho^j(t) - C\delta^j - \rho_0^j = \left. \frac{\partial \rho^j}{\partial x} \right|_{x_0, y_0, z_0} \Delta x + \left. \frac{\partial \rho^j}{\partial y} \right|_{x_0, y_0, z_0} \Delta y + \left. \frac{\partial \rho^j}{\partial z} \right|_{x_0, y_0, z_0} \Delta z - C\delta_R(t) \quad (7)$$

Siendo δ^j y δ_R los desfases del reloj del j-ésimo satélite y el receptor respecto al tiempo GPS y donde las derivadas parciales se determinan como:

$$\frac{\partial \rho^j}{\partial x} = \frac{-(x_j - x_0)}{\rho^j(x_0, y_0, z_0)}, \quad \frac{\partial \rho^j}{\partial y} = \frac{-(y_j - y_0)}{\rho^j(x_0, y_0, z_0)}, \quad \frac{\partial \rho^j}{\partial z} = \frac{-(z_j - z_0)}{\rho^j(x_0, y_0, z_0)} \quad (8)$$

Dado a que son cuatro incógnitas, se es conveniente un sistema matricial para resolver el sistema de ecuaciones.

$$A = \begin{bmatrix} \left. \frac{\partial \rho^1}{\partial x} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^1}{\partial y} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^1}{\partial z} \right|_{x_0, y_0, z_0} & -1 \\ \left. \frac{\partial \rho^2}{\partial x} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^2}{\partial y} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^2}{\partial z} \right|_{x_0, y_0, z_0} & -1 \\ \left. \frac{\partial \rho^3}{\partial x} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^3}{\partial y} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^3}{\partial z} \right|_{x_0, y_0, z_0} & -1 \\ \left. \frac{\partial \rho^4}{\partial x} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^4}{\partial y} \right|_{x_0, y_0, z_0} & \left. \frac{\partial \rho^4}{\partial z} \right|_{x_0, y_0, z_0} & -1 \end{bmatrix} \quad l = \begin{bmatrix} P^1 - c\delta^1 - \rho_0^1 \\ P^2 - c\delta^2 - \rho_0^2 \\ P^3 - c\delta^3 - \rho_0^3 \\ P^4 - c\delta^4 - \rho_0^4 \end{bmatrix} \quad (9)$$

Siendo \mathbf{P} los pseudorangos medidos, $c\delta$ el desfase en el reloj satelital respecto al tiempo GPS multiplicado por la velocidad de la luz, y ρ los pseudorangos calculados.

Finalmente, este sistema lineal tiene una solución de tipo:

$$X = (A^T A)^{-1} A^T l \quad (10)$$

Siendo este un proceso iterativo que se realiza hasta que la solución converja.

2.1.3 Medición por fase

La observable de fase portadora es la diferencia existente entre la fase de la onda portadora entrante y la fase de una señal generada internamente por el oscilador del receptor (replica), sin considerar el número de ciclos completos que la onda hace en su trayecto (Sánchez, 2010). La medición de fase portadora se obtiene de forma similar a la obtención de pseudorangos, pues lo que se determina es el desfase necesario que debe realizar la réplica para lograr empatarse con la portadora; generalmente esta medición se suele expresar en fracciones de ciclo de onda (L1 y L2).

Por su parte, la distancia satélite-receptor considera el número entero de longitudes de onda (N) y la medición de fase ($\Delta\varphi$) (figura 9). Cuando esta relación se multiplica por la longitud de la onda portadora (λ), el resultado es una distancia sesgada al satélite. De hecho, esta medición se podría considerar como un tipo de pseudo-rango siendo aproximadamente cien veces más preciso que los pseudorangos codificados (Blewitt, 2015). Cabe considerar que con pseudorango la precisión es de unos cuantos metros, mientras que con medición de fase puede ser nivel centimétrica o milimétrica. No obstante, un obstáculo inicial es que se desconoce el número entero de ciclos N que transcurren con el primer arribo de la señal y que se conoce como *ambigüedad de fase*. La ecuación 11 se puede considerar como ecuación general de la estimación de distancia empleando mediciones de fase.

$$\rho = C * \Delta\varphi + \lambda N \quad (11)$$

Donde **C** sigue siendo la velocidad de la luz. Dado el desplazamiento del satélite, la medición de la diferencia de fase en el receptor es una función que varía con el tiempo.

$$\varphi_R^s(t) = \varphi^s(t) - \varphi_R(t) \quad (12)$$

siendo $\varphi^s(t)$ y $\varphi_R(t)$ son la fase de la señal proveniente del satélite y la fase generada por el receptor respectivamente, en un tiempo **t**.

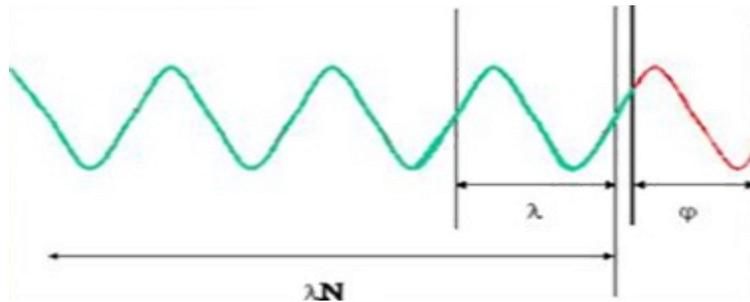


Figura 9 Esquema general de medición de fase portadora y determinación de distancia. Fuente: Sánchez, J. A. (2010)

Si bien la medición de fase se emplea para estimar la distancia satélite-receptor, como se ha descrito previamente, es necesario conocer el número entero de ciclos de la portadora desde que ésta deja el satélite y llega al receptor. Para lograr la sincronización se debe tomar en cuenta el efecto Doppler que se produce debido al movimiento relativo entre el satélite y el receptor (fig. 10). Por ello, la frecuencia de la réplica debe ser igual a la frecuencia de la señal transmitida con el desplazamiento Doppler corregido. La sincronización se realiza mediante circuitos de enganche de fase (Phase Lock Loop, PLL) o en frecuencia (Frequency Lock Loop, FLL).

Si bien en el instante t_0 solamente se obtiene la medición de fase φ_0 y se desconoce N , a partir de ese instante y mientras que el receptor permanezca enganchado con la señal, el valor N permanecerá constante y el receptor registrara las variaciones del número entero de ciclos en conjunto con las propias mediciones de fase. En los instantes sucesivos las mediciones de fase acumulada φ_i estarán formadas por una parte fraccional $F_r(n)$ y una cuenta entera de ciclos que varían en el tiempo $ent(n, t_0, t)$, más la ambigüedad de fase N (fig. 10). Lo anterior lleva a la siguiente ecuación general de fase portadora:

$$\varphi_R^S = F_r(n) + ent(n, t_0, t) + n(t_0) \quad (13)$$

La desventaja de la observable de fase es que además del sesgo de reloj del receptor, se tiene la ambigüedad de fase. Nos obstante es posible resolver esta ambigüedad de forma exacta mediante las llamadas técnicas de "resolución de ambigüedad", la cual es esencial para lograr la máxima precisión posible para aplicaciones geodésicas (Sánchez, 2010).

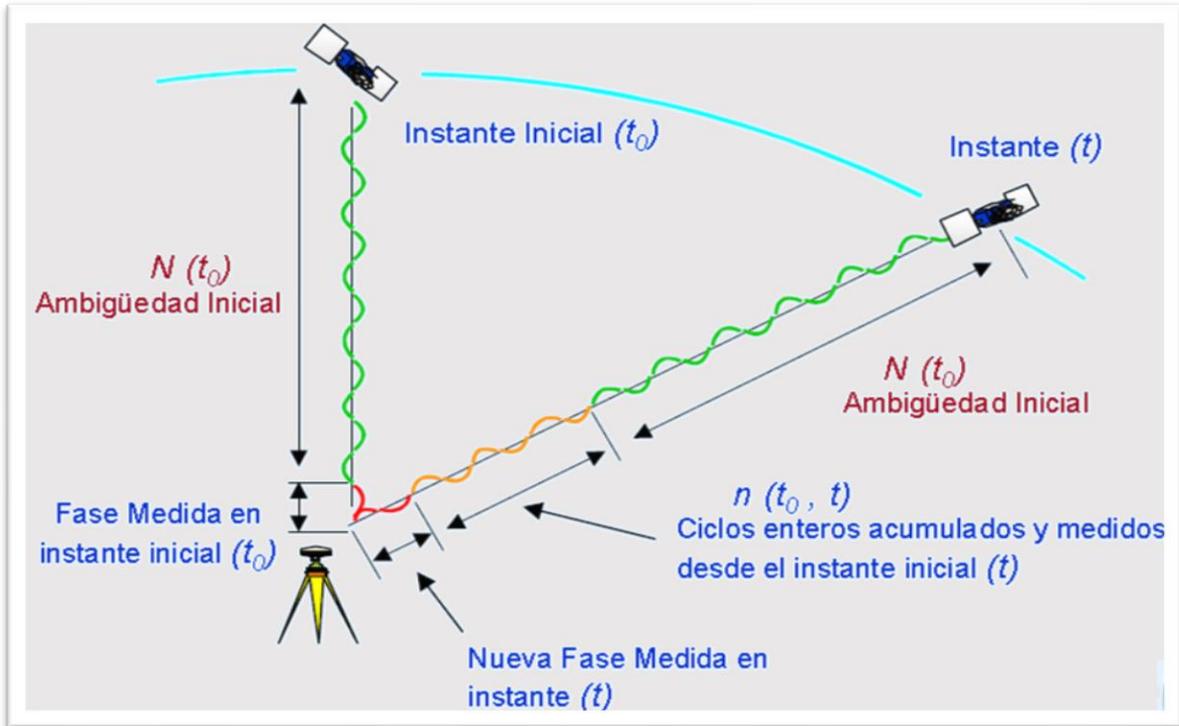


Figura 10 Esquema de medición de fase portadora y su variación en el tiempo (Efecto Doppler). Fuente: Sánchez, (2010).

2.2 Efectos atmosféricos en la señal GPS

Los efectos atmosféricos en la señal GPS constituyen en gran medida la fuente de errores en el sistema. Estos errores son causados primordialmente por la ionósfera y la tropósfera.

La ionósfera es una de las capas superiores de la atmósfera, que se encuentra ubicada entre la altitud de 80 hasta 1000 km. La radiación solar y estelar ionizan las moléculas de gases presentes en esta capa, lo que deriva a la liberación de iones. Esto produce un efecto en la señal electromagnética que proviene de los satélites.

La ionósfera es considerada como un medio dispersivo, ya que la velocidad de la onda electromagnética que la atraviesa va a depender en gran medida de frecuencia de la señal, lo que crea retrasos o adelantos, según la observable que se emplea (fase o código).

Los efectos ionosféricos se pueden corregir si se emplea frecuencia dual, L_1 y L_2 , llevando a cabo una combinación lineal entre ambas frecuencias. A esta combinación se le conoce como corrección de *ionósfera libre* (Berrocoso *et al.*, 2004).

Diferenciando por ejemplo las mediciones de pseudorángos en ambas frecuencias, se puede obtener una estimación de los retrasos ionosféricos en términos de L_1 y L_2 .

$$\Delta_{ionósfera_{L_1}} = \left(\frac{L_2^2}{L_2^2 - L_1^2} \right) (\rho_{L_1} - \rho_{L_2}) \quad (14)$$

La tropósfera por su parte es un medio no es dispersivo, lo que implica que los efectos que esta capa tenga sobre la señal no dependen de la frecuencia, afectando por igual ambas observables (Berrocoso *et al.*, 2004). La altitud máxima de la tropósfera se encuentra entre los 80 y 100km; aunque los efectos de retrasos se producen dentro de los 40 km más próximos a la superficie terrestre.

El retraso de la señal se da en función de la temperatura, la presión y humedad; parámetros contenidos en el índice de refracción de la tropósfera:

$$\Delta tropósfera = \frac{10^{-6}}{5} [N_{seca} F_s(h) + N_{humeda} F_h(h)] \quad (15)$$

Donde $N_{seca} \approx a_1 \frac{P_0}{T_0}$, $N_{humeda} \approx a_2 \frac{e_0}{T_0} + a_3 \frac{e_0}{T_0^2}$, siendo P_0 , e_0 y T_0 las presiones parciales de la capa seca, el vapor de agua y temperatura a nivel del mar respectivamente. a_1 , a_2 y a_3 son constantes empíricas. Cuando se encuentra la estación por encima del nivel del mar, existe una función $F(h)$ que depende de la topografía del terreno (Mendes y Langley, 1994).

2.3 Posicionamiento Puntual Preciso (PPP)

El PPP es una técnica de posicionamiento que se fundamenta en la obtención de coordenadas precisas para una sola estación sin tener la necesidad de contar con una estación base o de referencia (Figura 11). Se trata de un posicionamiento preciso que se basa en la observación a por lo menos cuatro satélites, tanto por medición de fase portadora como de pseudorangos.

Para la implementación de esta técnica de posicionamiento se deben emplear productos de órbitas y relojes precisos, generalmente proporcionados por el IGS (International GNSS Service) o el JPL. La técnica es una opción viable para posicionamiento o navegación precisa en lugares aislados o áreas extensas donde la infraestructura para una estación de referencia no está disponible o el costo es muy elevado para erigirse temporalmente. Puede emplearse tanto para procesamiento de datos estáticos, como cinemáticos.

Para lograr una precisión centimétrica en la estimación de la posición al implementar el PPP, se deben tomar en consideración diversos factores y/o efectos que pueden comprometer la calidad de los resultados. De los efectos que se pueden citar se encuentran los de fase portadora, los desfases de la antena transmisora, mareas terrestres y carga oceánica (Héroux *et al.*, 2001). Todos estos efectos pueden ser corregidos si se usan determinados modelos.

Las principales fuentes de error para el PPP pueden ser eliminadas de la siguiente forma (Jeffrey, 2015):

- Operación de frecuencia dual: permite la eliminación de retrasos ionosféricos de primer orden, ya que esto es proporcional a la frecuencia de la onda portadora.
- Datos externos de correcciones de errores: incluye a las correcciones de órbita y reloj satelital.
- Modelado: para la eliminación de los retrasos troposféricos, particularmente de la parte seca. El modelado es además usado para la corrección de los efectos por mareas terrestres y carga oceánica.
- Algoritmos de filtraje: técnicas de filtrado para la estimación del PPP. La técnica de filtraje mayormente empleada es el filtro extendido de Kalman (EKF), el cual es un algoritmo de filtrado aplicable principalmente a sistemas dinámicos lineales y no lineales, que ayuda a minimizar el ruido del sistema y mejora las estimaciones de posición a niveles de precisión centimétrica.

Una de las principales desventajas de este método de posicionamiento consiste en que, para lograr un nivel de precisión centimétrica, se requiere un tiempo de convergencia prolongado, que por lo general llega a ser de entre 20 y 30 minutos bajo condiciones normales para posicionamiento en modo estático (Héroux *et al.* 2001). La precisión real que se obtenga y el tiempo de convergencia necesario dependerá de la calidad de las correcciones (órbitas y relojes) y de la forma en que estas se aplican al receptor.

Las combinaciones de ionósfera libre para pseudorangos GPS (ρ) de doble frecuencia y observaciones de fase de portadora (Φ) están relacionadas con los parámetros de posición del usuario, de reloj, de tropósfera y la ambigüedad de acuerdo con las siguientes ecuaciones de observación (Héroux *et al.* 2001):

$$\ell_\rho = \rho + C(dt - dT) + M ztd + \varepsilon_p \quad (16)$$

$$\ell_\Phi = \rho + C(dt - dT) + M ztd + N \lambda + \varepsilon_\phi \quad (17)$$

Siendo:

ℓ_ρ la combinación de ionosfera libre de pseudo-rangos de doble frecuencia.

ℓ_Φ la combinación de ionosfera libre de fase portadora de doble frecuencia.

ρ es el rango geométrico entre el satélite (X_S, Y_S, Z_S) y la estación (x, y, z) .

C es la velocidad de la luz.

dt es el desfase del reloj del receptor en el tiempo GPS.

dT es el desfase del reloj satelital en el tiempo GPS.

M es la función de mapa troposférico de inclinación al zenit, el modelo por default es el modelo de mapeo Niell.

ztd es la señal de retardo total del zenit troposférico debido a la atmósfera neutra.

λ longitud de onda de la onda portadora.

N ambigüedad de fase portadora.

$\varepsilon_\phi, \varepsilon_p$ son los términos de ruido en los cuales está incluido el multipath.

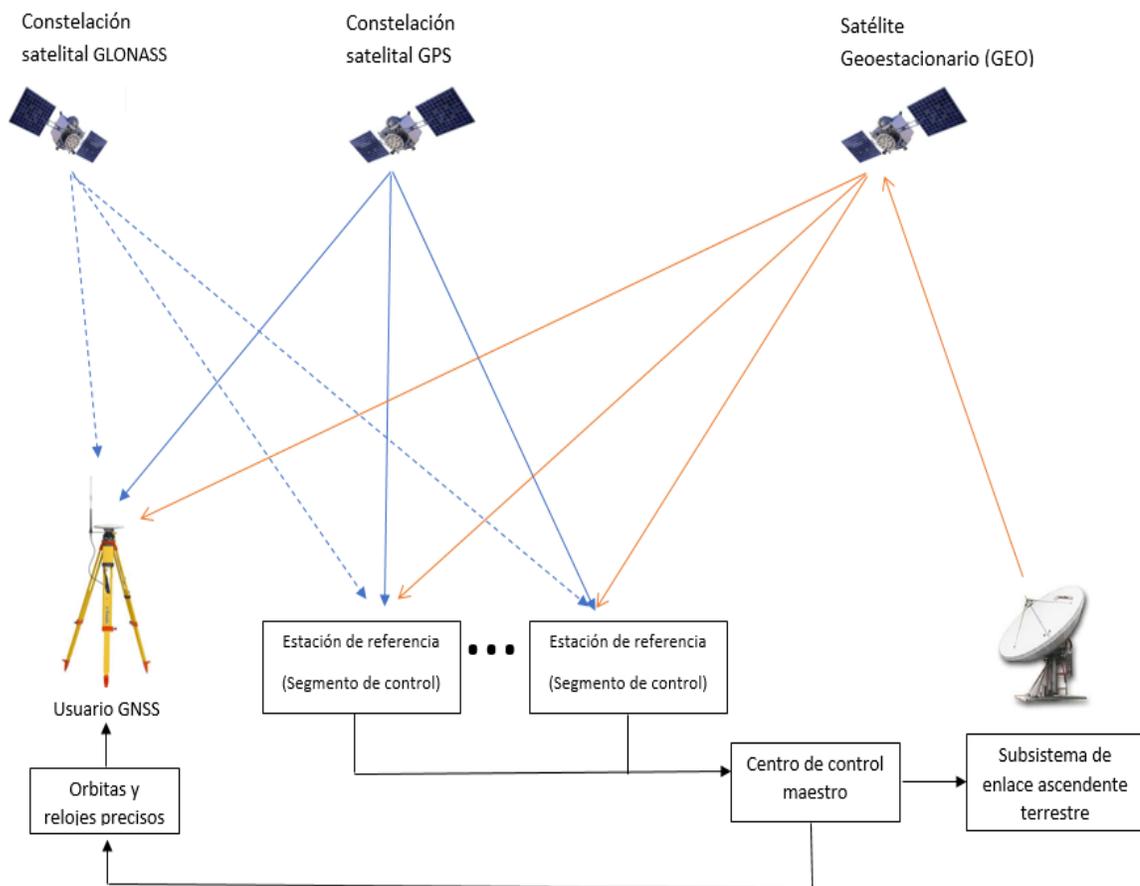


Figura 11 Esquema general del Posicionamiento Puntual Preciso (PPP) (Modificada de Novatel). Fuente: <https://www.novatel.com/an-introduction-to-gnss/chapter-5-resolving-errors/precise-point-positioning-ppp/>

2.3.1 GIPSY-OASIS II

GIPSY-OASIS o GNSS Inferred Positioning SYstem and Orbit Analysis Simulation Software, es un programa para procesamiento de datos GNSS desarrollado por el Jet Propulsion Laboratory (JPL) para dar soporte a sistemas GNSS basado en la aplicación de órbitas precisas.

GIPSY es el paquete encargado del análisis y procesamiento de los datos GNSS, mientras que OASIS es un paquete empleado para el análisis de errores para orbitadores terrestres y misiones en el espacio profundo.

Dentro de las capacidades y principales características de este software se pueden listar las siguientes:

- Análisis de datos GNSS.
- Posicionamiento preciso a nivel centimétrico, basada en GNSS para diversas plataformas, tales como: orbitadores terrestres bajos, aeronaves, y estaciones terrestres estáticas o dinámicas.
- Interfaz de usuario única de alto nivel compatible con la mayoría de las aplicaciones de posicionamiento preciso.
- Resolución de ambigüedades para un solo receptor o usuario empleando productos orbitales y de reloj del JPL o IGS.

Dado las características descritas, GIPSY-OASIS puede ser empleado para diversas aplicaciones, como lo son:

- Estudio de la deformación terrestre y tectónica de placas.
- Redes GNSS.
- Desplazamiento de glaciares.
- Estudios climáticos a través de la observación de troposfera y ionosfera.
- Estimación de marcos de referencia.
- Estimación precisa de orbitas.

Como se aprecia, GIPSY está diseñado para el procesamiento de datos GNSS de receptores únicos (figura 12), permitiendo al usuario, tomar en cuenta las medidas para eliminación de errores propias de la técnica empleada y descritas en el apartado del PPP.

- Operación de frecuencias dual: Todos los receptores en el ámbito científico poseen esa capacidad, y GIPSY emplea observables tanto de PRC como de fase en ambas frecuencias.
- Datos externos para corrección de errores: En su primer módulo de procesamiento (Ninja), el software realiza un análisis rápido de los datos para identificación y edición de datos anómalos.
- Modelado: Serie de modelos definidos y librerías con las ecuaciones de observación o regresión necesarias para calcular las observables, los residuales, y las derivadas parciales de los parámetros de observación, así como diversos parámetros estadísticos (qregres).
- Algoritmos de filtraje: Conocido como modulo "wash", GIPSY lleva a cabo el filtraje y ajuste de datos con el objetivo obtener una solución final con el mayor nivel de precisión.

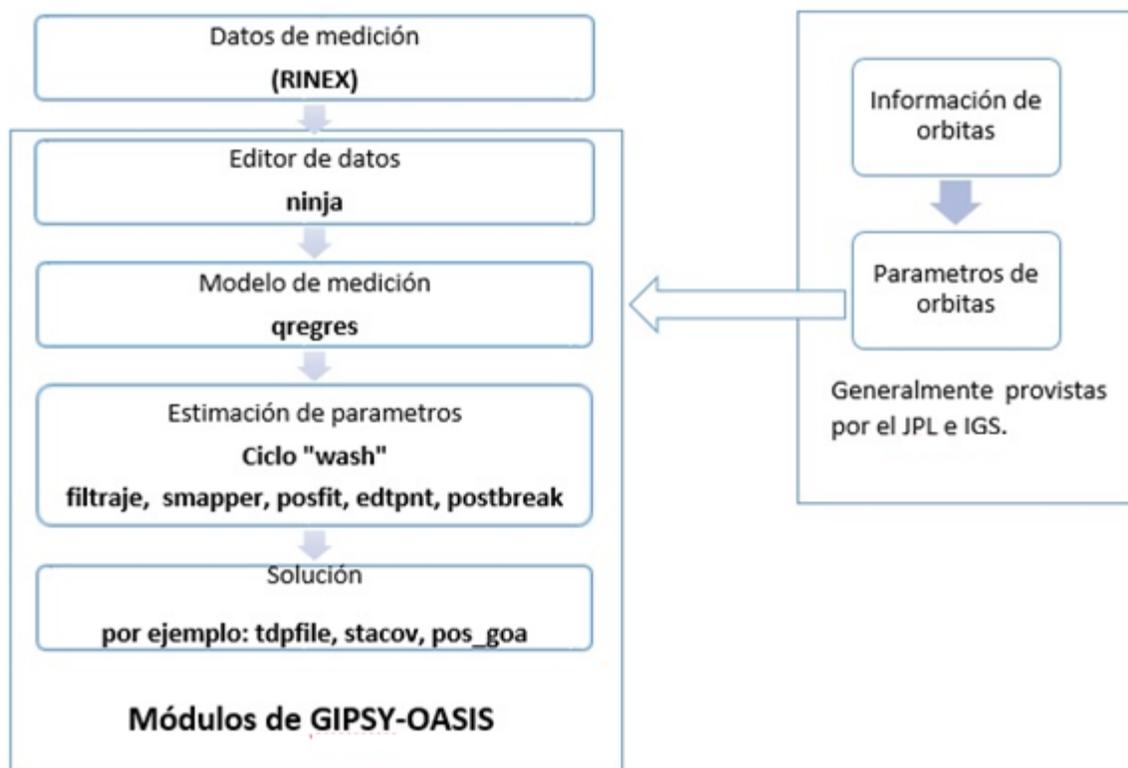


Figura 12 Diagrama de flujo del esquema general de procesamiento de GIPSY, empleando la técnica de PPP (Modificado del JPL).

2.4 Análisis de fuente sísmica

2.4.1 Marco histórico.

El estudio y análisis de fuente sísmica comenzó en la década de los 60's, siendo el análisis de los espectros de ondas, una constante, primordialmente el espectro de ondas S o superficiales. De estos estudios y aquellos realizados en la década posterior, se definieron relaciones empíricas entre el momento sísmico y las principales escalas de magnitud de la época. Dichas escalas eran la escala de magnitud local (ML), magnitud de ondas superficiales (Ms) y la magnitud ondas de cuerpo (mb), de las cuales se hará una descripción más detallada en el siguiente apartado.

Gran parte de los estudios realizados en las décadas mencionadas, buscaban crear modelos matemáticos que permitieran definir el espectro de las ondas sísmicas, el cual con la instrumentación analógica de la época era prácticamente imposible de obtener, debido a las limitantes propias de la misma, como lo era el ancho de banda y rango dinámico. De los modelos propuestos, el que logro definir con mayor precisión la forma y comportamiento del espectro, fue el establecido por Brune en el año 1970. La técnica empleada para el análisis de fuente sísmica es la transformada de Fourier, de donde el valor absoluto de dicha transformación se considera como el espectro de ondas. Los parámetros de fuente de mayor interés son el momento sísmico (M_0), la caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$), el radio de falla (r) y la frecuencia de esquina (f_0).

2.4.2 Escalas de magnitud sísmica

En la mayoría de los terremotos se asume una geometría de falla simple, esto en conjunto con modelos de fuente que permitan estimar los parámetros que sean consistentes con los datos recabados y observaciones hechas en campo. No obstante, antes de que los mecanismos de fuente fueran estudiados, la segunda necesidad sismológica en importancia, después de aprender a localizar los eventos, fue el cuantificar su tamaño, para lo cual se desarrollaron escalas de magnitud.

La magnitud está basada en la amplitud de los registros de onda sísmica sobre los sismogramas, teniéndose como principio el que, dichas amplitudes son capaces de reflejar el

tamaño de un temblor, una vez que son corregidas por el decremento con la distancia, causada principalmente por la dispersión geométrica y la atenuación (Stein y Wysession, 2003; pp 263).

La forma general de las escalas de magnitud es la siguiente:

$$M = \log(A/T) + F(h; \Delta) + C \quad (18)$$

Donde **A** es la amplitud de la señal, **T** el periodo dominante, **F** es la corrección para la variación de amplitudes con respecto al hipocentro **h** y la distancia epicentral **Δ** al sitio de observación y **C** es un factor de escala regional.

La primera escala de magnitud desarrollada fue introducida por Charles Richter en 1935, aplicable para la sismicidad en el sur de California. Dicha escala fue nombrada como Magnitud Local (M_L), aunque popularmente es conocida como *escala de Richter*. Esta escala de magnitud se determina a partir de la medición de la amplitud en sismogramas obtenidos con un instrumento "Wood-Anderson" (Peláez, 2011). La magnitud de los arribos más grandes (a menudo los correspondientes a las ondas S), son medidos y corregidos por la distancia entre fuente y receptor, están determinados por las diferencias entre los tiempos de arribo de las fases P y S. la escala viene dada por la siguiente expresión:

$$M_L = \log A + 2.76 \log \Delta - 2.48 \quad (19)$$

La ecuación 19 es un caso particular de la ecuación 18, considerando un periodo instrumental de 0.8s y una profundidad casi constante (superficial). Con el tiempo, varias otras escalas de magnitud se fueron desarrollando, con el propósito de caracterizar la magnitud de los sismos, tanto locales como globales. Como lo son la magnitud de ondas de cuerpo m_b y ondas superficiales M_s .

La m_b , es medida desde la porción temprana del tren de ondas de cuerpo, usualmente ondas P, dada por la siguiente expresión:

$$m_b = \log(A/T) + F(h; \Delta) \quad (20)$$

Donde **A** es la amplitud del movimiento del suelo habiendo removido el efecto del instrumento. Generalmente se suelen emplear los primeros cinco segundos de registro y periodos menores a los 3 segundos.

La magnitud M_s , se determina, empleando las grandes amplitudes (de cero hasta su pico máximo) de ondas de superficie. Dicha escala de magnitud viene dada por la siguiente expresión:

$$M_s = \log(A/T) + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (21)$$

ó

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (22)$$

Donde la primera expresión corresponde a la forma general y la segunda es una variante que emplea las ondas de Rayleigh con periodos de 20 segundos, las cuales a menudo poseen grandes amplitudes (Stein y Wyession, 2003; pp 264). Los términos corresponden a los mismos descritos previamente.

No obstante, las escalas de magnitud descritas tienen sus limitaciones. Primero, estas son totalmente empíricas, por lo que no tienen una conexión directa con la física de los temblores. Segundo, la estimación de magnitud varía con respecto al azimut, y tercero, son incapaces de dar una estimación para grandes terremotos, dado que sufren de saturación, estancándose en valores cercanos a los 6.2 en el caso de m_b , de 8.3 para M_s y 7 para M_L (Peláez, 2011).

Tras los diversos estudios y relaciones empíricas obtenidas entre el M_0 y las escalas de magnitud descritas, se observó una fuerte dependencia de las amplitudes con el momento sísmico

escalar, el azimut del sismómetro con respecto a la falla (localización), así como la distancia y la profundidad de la fuente.

La solución a los problemas de saturación y a la adecuada representación del tamaño de un temblor, derivó en una escala de magnitud que estuviera directamente ligada a los procesos de fuente. Tal escala fue desarrollada por Hanks y Kanamori en 1979, la cual está basada en el M_0 , por lo que recibió el nombre de escala de Magnitud de Momento (M_w), definida por la siguiente ecuación:

$$M_w = \frac{\log M_0}{1.5} - 10.73 \quad (23)$$

Donde el Momento sísmico (M_0) está definido en Dinás – cm.

2.4.3 Espectro de fuente

La relación entre el momento sísmico y las diversas escalas de magnitudes está dada en términos del espectro de radiación de ondas sísmicas. Dicha radiación depende primordialmente del producto del momento escalar y la función de tiempo de fuente generada por el temblor. Por lo general se emplea un modelo simple, en el que la función de tiempo corresponde al producto de la convolución de dos funciones de tiempo tipo "boxcar", definidas como tiempo de ruptura (T_R) y tiempo de subida (T_D), siendo estas el tiempo que tarda en alcanzarse la longitud total de ruptura en un temblor y el tiempo finito de deslizamiento respectivamente (figura 13). Lo anterior está descrito en el dominio del tiempo, mientras que, en el dominio de la frecuencia, considerando que la transformada de Fourier de una función "boxcar" es una función sinc (ecuación 24), la función de tiempo corresponde al producto de la multiplicación de dos de estas funciones.



Figura 13 Función de tiempo de la fuente producto de la convolución de funciones de tiempo tipo "boxcar", que corresponden al tiempo de ruptura (T_R) y el tiempo de subida (T_D). Modificado de Stein y Wyssession (2003).

$$x = \frac{\sin(\omega \frac{T_D}{2})}{(\omega \frac{T_D}{2})} \quad (24)$$

Donde $\omega = 2\pi f$ (frecuencia angular).

Por lo tanto, dado que la amplitud espectral de la fuente se encuentra en el dominio de la frecuencia, está es el producto de dos funciones sinc (función de tiempo de la fuente) y el momento sísmico.

$$|A(\omega)| = M_o \left| \frac{\sin(\omega \frac{T_R}{2})}{\omega \frac{T_R}{2}} \right| \left| \frac{\sin(\omega \frac{T_D}{2})}{\omega \frac{T_D}{2}} \right| \quad (25)$$

A Menudo, se emplea el logaritmo para la ecuación 25, quedando la expresión de la siguiente forma:

$$\log A(\omega) = \log M_o + \log \left[\sin \left(\omega \frac{T_R}{2} \right) \right] + \log \left[\sin \left(\omega \frac{T_D}{2} \right) \right] \quad (26)$$

Una aproximación común, es tratar a la función sinc (x) como 1 para valores de $x < 1$ y como $1/x$ para valores de $x > 1$, tal y como se puede apreciar en la figura 14ª.

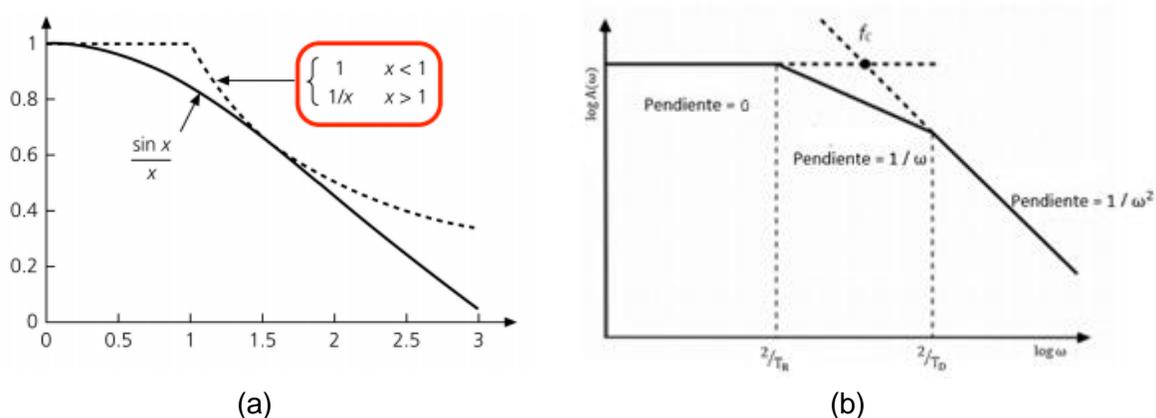


Fig. 14 (a) Aproximación de una función $\sin(x)=(\sin x)/x$ usada para modelar el espectro de fuente. (b) Espectro de fuente teórico. Modificado de Stein y Wysession (2003).

La figura 14b corresponde a la forma teórica del espectro de fuente de la ecuación 26. Se considera que el espectro está modelado en tres segmentos de frecuencia, delimitados por las frecuencias $\frac{2}{T_R}$ y $\frac{2}{T_D}$, conocidas como "frecuencias de esquina", siendo las amplitudes constantes para frecuencias menores a la primera frecuencia de esquina, ω^{-1} para frecuencias en el segmento intermedio y ω^{-2} para altas frecuencias (Stein y Wysession, p. 267).

De acuerdo con lo anterior, el espectro de fuente parametriza por tres factores: El momento sísmico, el tiempo de subida T_D y el tiempo de ruptura T_R (ecuación 27). Por lo cual, el espectro de fuente ha de variar de acuerdo con el tamaño de los terremotos. Un modelo más simple, como también se puede apreciar en la figura 14b con línea punteada, es aquel que solo considera una sola frecuencia de esquina (f_c), combinando los efectos de ambos tiempos (Stein y Wysession, p. 267).

$$\log|A(w)| = \left\{ \begin{array}{ll} \log M_o & w < 2/T_R \\ \log M_o - \log\left(\frac{T_R}{2}\right) - \log(w) & 2/T_R < w < 2/T_D \\ \log M_o - \log\left(\frac{T_R T_D}{4}\right) - 2\log(w) & 2/T_D < w \end{array} \right\} \quad (27)$$

Keilis-Borok (1960) considerando la forma del espectro descrita para ondas S, determinó que el momento sísmico está dado por la ecuación:

$$M_o = \frac{\Omega_0}{R_{\theta\phi}} 4\pi\rho R\beta^3 \quad (28)$$

En donde Ω_0 es la amplitud espectral a bajas frecuencias (parte plana del espectro), $R_{\theta\phi}$ el patrón de radiación para ondas S (~ 0.6), ρ la densidad del medio, R la distancia hipocentral al sitio de observación y β la velocidad de ondas S. Archuleta *et al.*, (1982), modificaron dicha ecuación agregando en el denominador un factor de corrección por superficie libre (F_s), cuyo valor es aproximadamente igual a dos, quedando la expresión de la siguiente forma:

$$M_o = \frac{\Omega_0}{F_s R_{\theta\phi}} 4\pi\rho R\beta^3 \quad (29)$$

Aki (1966), demostró que M_o se puede obtener directamente de observaciones hechas en campo sobre una ruptura, quedando definido como el producto del módulo de rigidez en la fuente (μ), el desplazamiento promedio de la falla (\bar{U}), y el área de ruptura (A).

$$M_o = \mu * \bar{U} * A = \mu * \bar{U} * Fl^2 \quad (30)$$

Para grandes terremotos, el área de ruptura se puede describir con una forma rectangular, siendo l la longitud y F el cociente entre la anchura y la longitud. Otra aproximación, como lo propone el modelo de Brune, considera una geometría de una falla de tipo circular con un radio l y $F = \pi$ (Stein y Wyssession, p. 267).

2.4.4 Modelo de Brune y caída de esfuerzo

En el año 1970 James Brune introdujo un modelo de fuente cuyo espectro es parametrizado en términos de la caída de esfuerzos y las dimensiones de la falla. El modelo asume una dislocación cortante o de cizalla en una falla de geometría circular y caída de esfuerzo repentino ($\Delta\sigma$) a lo largo de toda la falla.

El espectro de la fuente propuesto por Brune está escalado de tal forma, que logra conservar la energía en las altas frecuencias y coincide con el momento sísmico en la sección de bajas frecuencias obtenido por Keilis-Borok (1960) (Hanks y Wyss, 1972). La peculiaridad de este modelo es que las amplitudes espectrales decaen a una tasa de ω^{-2} para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina (f_c) y permanecen constantes para frecuencias inferiores.

De acuerdo con la geometría de falla circular, el modelo de Brune es adecuado para temblores pequeños (Magnitud < 5) debido a la limitante en profundidad en la zona sismogénica que implicaría un sismo mayor (Harraiz-Sarachaga, 1997). Además, el espectro corresponde a observaciones en campo lejano, entendiéndose como tal, aquel en el que se ven involucrados únicamente desplazamientos dinámicos no permanentes o en la que la distancia epicentral y la longitud de las ondas sísmicas son mayores respecto a las dimensiones de la fuente (Harraiz-Sarachaga, 1997).

En el proceso de ruptura se involucran dos tipos principales de esfuerzos, los esfuerzos normales y los de fricción. Estos últimos actúan sobre la superficie de ruptura y dependen de las condiciones en la superficie de contacto. Una superficie que es irregular o "rugosa" tendrá asociados esfuerzos de fricción más elevados a diferencia de una superficie lisa. De igual manera, los esfuerzos de fricción dependen de los esfuerzos normales a la superficie, los cuales aumentan con la profundidad litostática. A la diferencia entre los esfuerzos inicial (σ_1) previo a un proceso de ruptura y el esfuerzo final (σ_2) posterior, se le denomina caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) (figura 15), la cual se define como:

$$\Delta\sigma = C \mu \frac{\bar{u}}{L} \quad (31)$$

Donde C es un coeficiente que depende de la geometría de la falla y L la longitud de la falla. Para el modelo de Brune $L=r$, siendo r el radio del área de ruptura y $C = \frac{7\pi}{16}$, por lo tanto:

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16} \frac{\mu \bar{U}}{r} \quad (32)$$

Kanamori y Anderson (1975) definieron la caída de esfuerzo para fallas de tipo *strike-slip* como:

$$\Delta\sigma = \frac{2}{\pi} * \mu * \frac{\bar{U}}{w} \quad (33)$$

Siendo \bar{U} el desplazamiento promedio y w el ancho de la falla (profundidad).

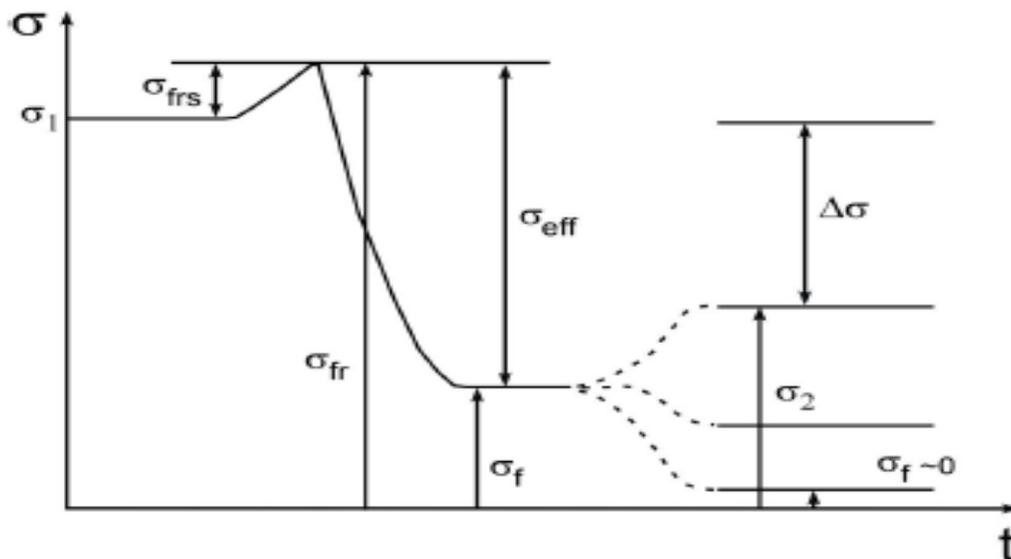


Figura 15 Dinámica de los esfuerzos en la región de falla durante el proceso de ruptura. σ_1 y σ_2 son los niveles de esfuerzos inicial y final, σ_{fr} y σ_f son los esfuerzos de fricción estática y dinámica, $\sigma_{frs} = \sigma_{fr} - \sigma_1$ es el incremento de esfuerzos al inicio del proceso de ruptura que detonan el proceso de ruptura, y $\sigma_{eff} = \sigma_{fr} - \sigma_f$ esfuerzo efectivo que permite exista un desplazamiento entre los bloques de la falla. Dado que en un proceso de ruptura la energía acumulada entre los bloques se disipa mayoritariamente en forma de calor, si las rocas se fundieran al paso del frente de ruptura, entonces $\sigma_f \sim 0$ lo que implicaría una ausencia de fricción. Fuente: Curso de sismología observacional 2015 (CICESE).

Retomando la ecuación 30 en combinación con el modelo de Brune, donde el área de ruptura se define como πr^2 la ecuación 32 queda redefinida como:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_o}{r^3} \quad (34)$$

Donde el radio de una ruptura circular viene definido por la expresión:

$$r = 2.34 \frac{\beta}{2\pi f_c} \quad (35)$$

En resumen, considerando el espectro de fuente simplificado de la figura 14b, así como el modelo de Brune, se tiene entonces que la definición del espectro y sus parámetros viene dada por:

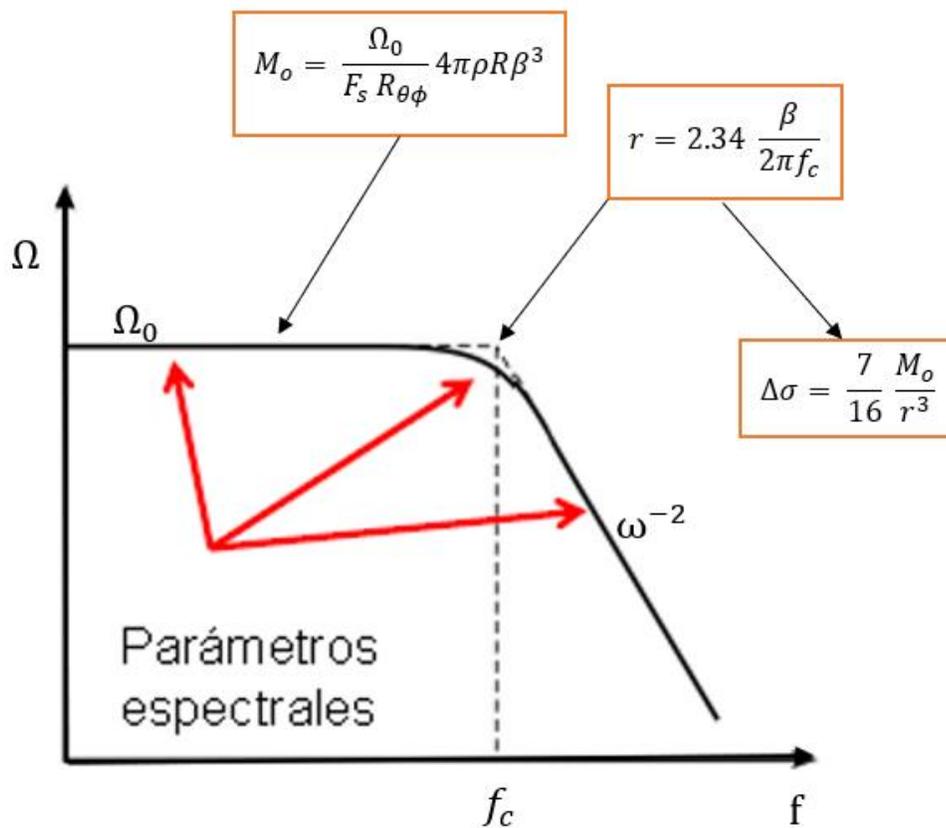


Figura 16 Representación del espectro de desplazamiento de acuerdo con el modelo de Brune con los parámetros de fuente definidos. Modificado del Curso de sismología observacional 2015 (CICESE).

2.5 Diagramas de flujo

En esta sección se muestran los diagramas de flujo donde se describe de forma resumida la serie de pasos que se han seguido para el procesamiento y análisis de datos GPS y acelerométricos, lo cual ha permitido obtener los resultados que se muestran en el capítulo 3.

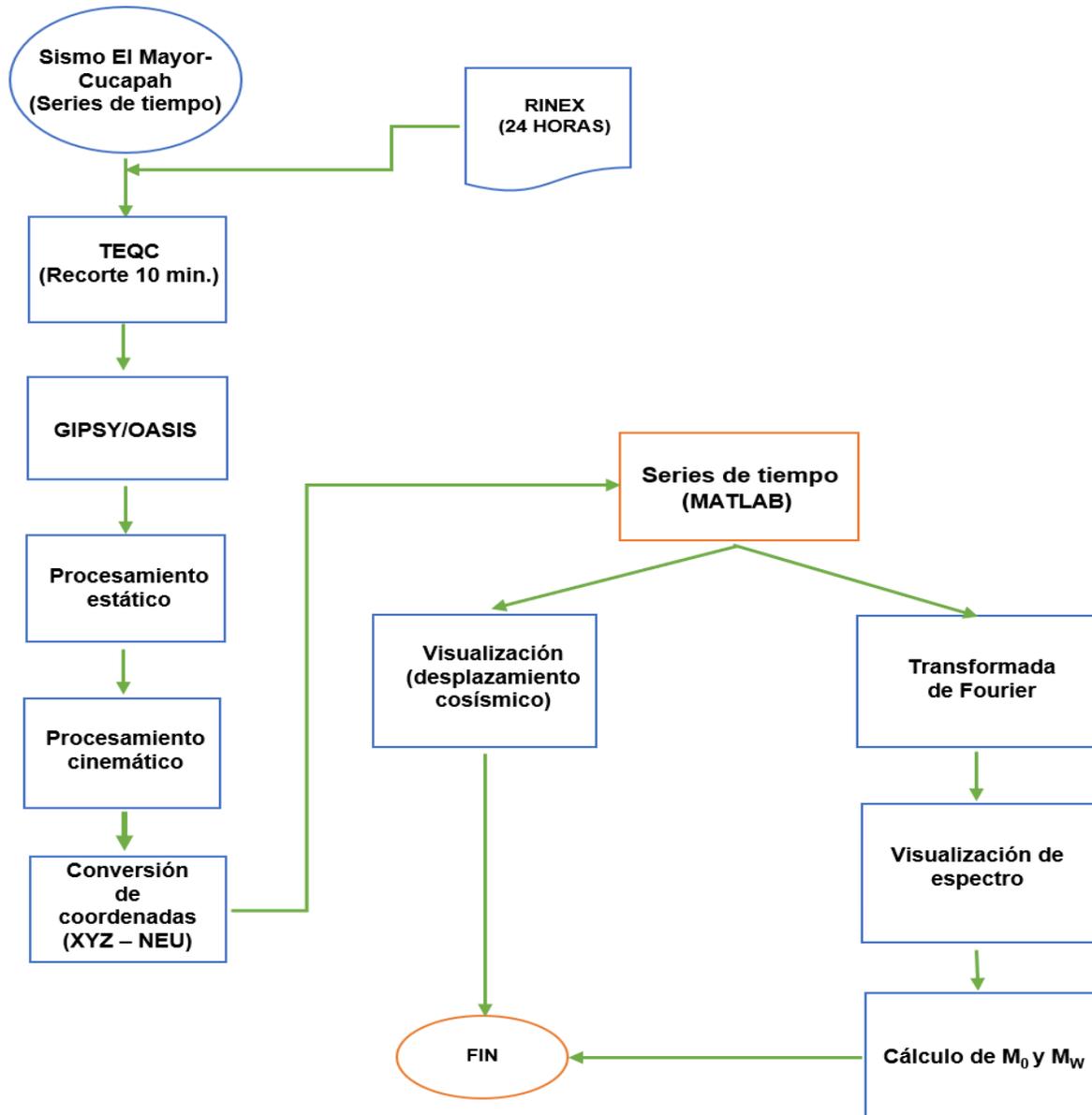


Figura 17 Diagrama de flujo resumido de la cadena de procesos que se han seguido para la obtención de las series de tiempo del sismo El Mayor-Cucapah, el análisis espectral y cálculo de los parámetros de fuente y magnitud, empleando datos GPS.

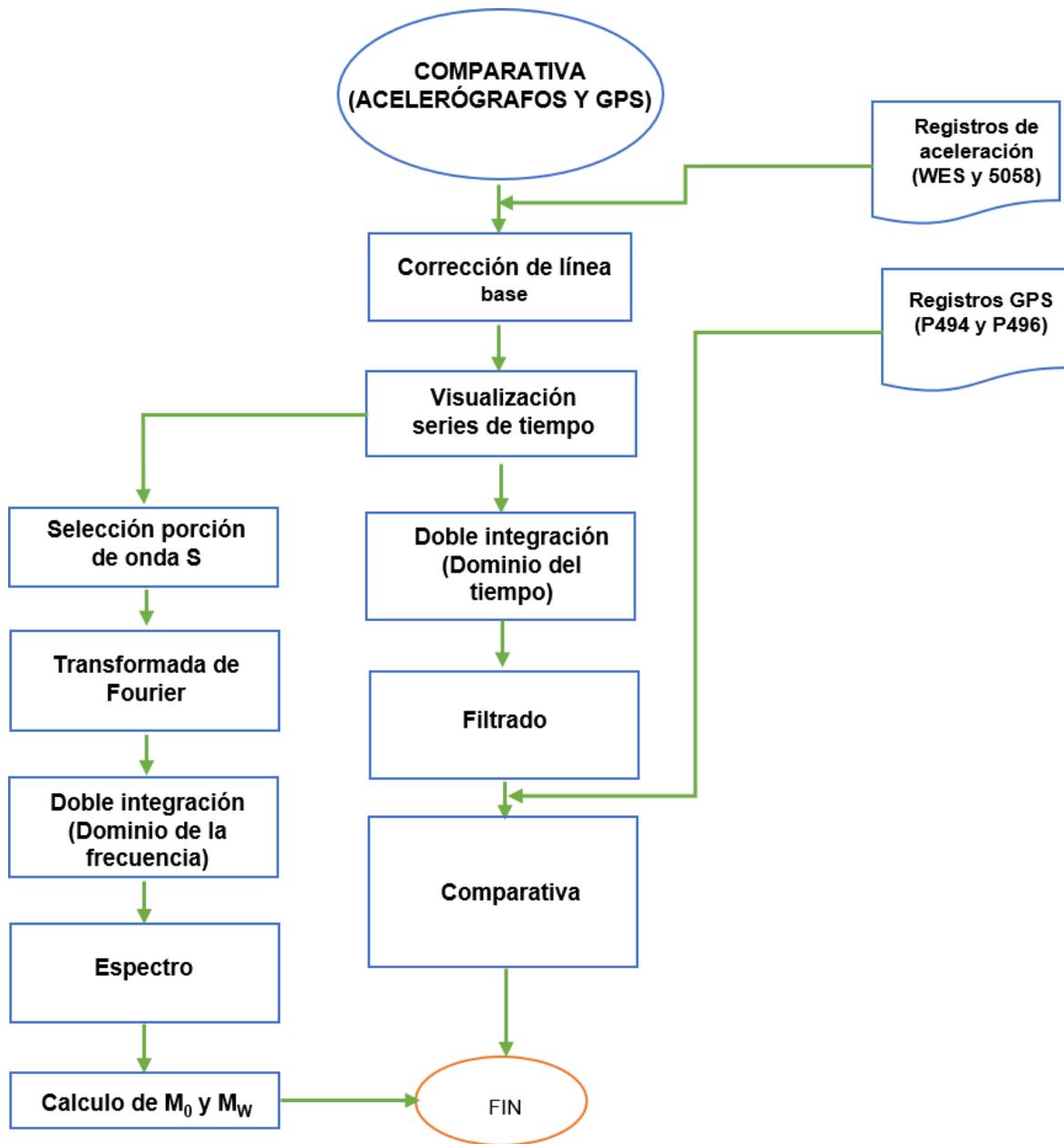


Figura 18 Diagrama de flujo resumido de la cadena de procesos que se han seguido para la obtención de las series de tiempo del sismo El Mayor-Cucapah, el análisis espectral y cálculo de los parámetros de fuente y magnitud, empleando datos acelerométricos.

Capítulo 3. Resultados

A continuación, se presentan las series de tiempo de desplazamiento producidas por el temblor El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010, obtenidas del procesamiento cinemático de estaciones GPS de alta frecuencia (5 Hz). De igual manera se presentan las series de tiempo de los registros acelerométricos de las estaciones WES y 5058, colocados a una distancia < 1 km de los sitios GPS P494 y P496. Con la doble integración de los registros de aceleración se llevó a cabo la comparativa con las series de tiempo de desplazamiento obtenidas con GPS. Se presentan también los espectros de desplazamiento de ambos instrumentos GPS y aceleración, a los cuales se aplicó la metodología del análisis espectral para calcular el M_0 y la M_w . Los resultados obtenidos en este último punto se han comparado con aquellos obtenidos aplicando la fórmula de Aki (1966) (ecuación 30) empleando datos de observaciones en campo reportadas en la literatura.

Como se ha descrito en capítulo 1, la zona de estudio se localiza en la cuenca Salton, en lo que se conoce como Valle Imperial de California y Valle de Mexicali. La zona está comprendida por el límite internacional entre el noroeste de México y el sur de California en los Estados Unidos. De igual cabe recordar que el mecanismo de este temblor fue de tipo lateral derecho, teniendo estaciones a ambos lados del segmento de ruptura; La distribución geométrica de los sitios GPS y de las estaciones acelerométricas se muestran en el mapa de la figura 17. Se han procesado datos de observación continua GPS para ocho sitios pertenecientes a la red geodésica del sur de California, para cinco minutos previos y cinco minutos posteriores al tiempo de inicio del temblor. Las distancias epicentrales de los sitios, se encuentran entre un rango de 46 a 90 km.

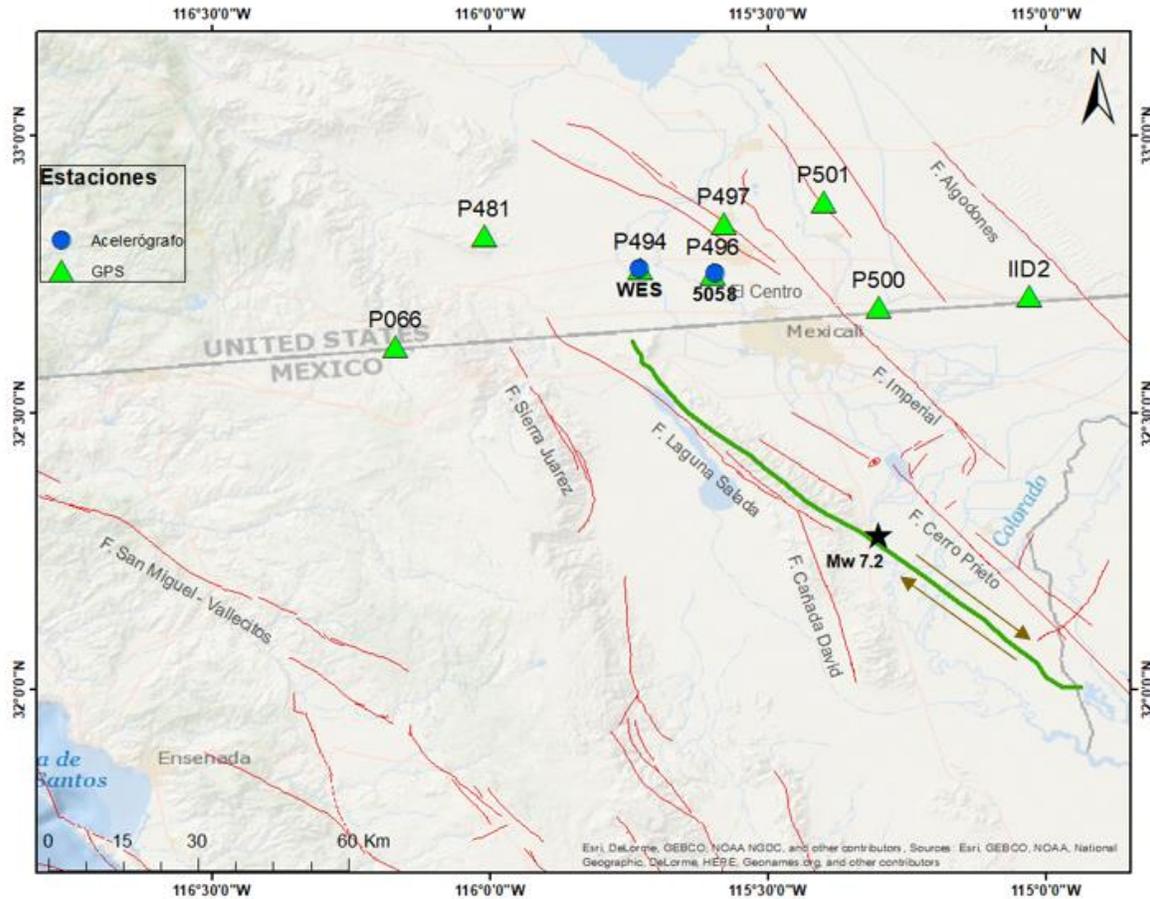


Figura 19 Mapa de ubicación de los sitios GPS (Triángulos verdes) y estaciones acelerométricas (Puntos azules) utilizadas en el trabajo de tesis. Las flechas marrones representan el mecanismo de fallamiento para el temblor El Mayor – Cucapah, epicentro marcado con una estrella.

3.1 Series de tiempo GPS

Las series de tiempo fueron divididas en dos segmentos, el pre-arribo y el post-arribo de las ondas sísmicas. Se calculó la tendencia lineal del segmento del pre-arribo para las tres componentes Norte-Sur (N-S), Este-Oeste (E-O) y Altura; la cual fue restada al total del registro con el objetivo de estimar los desplazamientos cosísmicos generados por el proceso de ruptura del temblor El Mayor-Cucapah. El valor medio de las oscilaciones una vez hecho lo anterior, se ha marcado con una línea roja en ambos segmentos.

Las series de tiempo corresponden a los dos sitios más cercanos a la ruptura P494 y P496, localizados en la zona sedimentaria y flanco derecho de la ruptura, por lo que se esperan desplazamientos predominantes en el sentido sur y este y tiempo de oscilación prolongados. Así mismo se muestran las series de tiempo de los sitios P481 y P066, localizados en las sierras peninsulares (suelo rocoso) y flanco izquierdo de la ruptura, por lo que se esperan desplazamiento predominante en sentido norte y oeste y tiempos de oscilación menores. Posterior a las series de tiempo, se muestra la Tabla 1, en el que resumen de las observaciones obtenidas en la totalidad de los sitios.

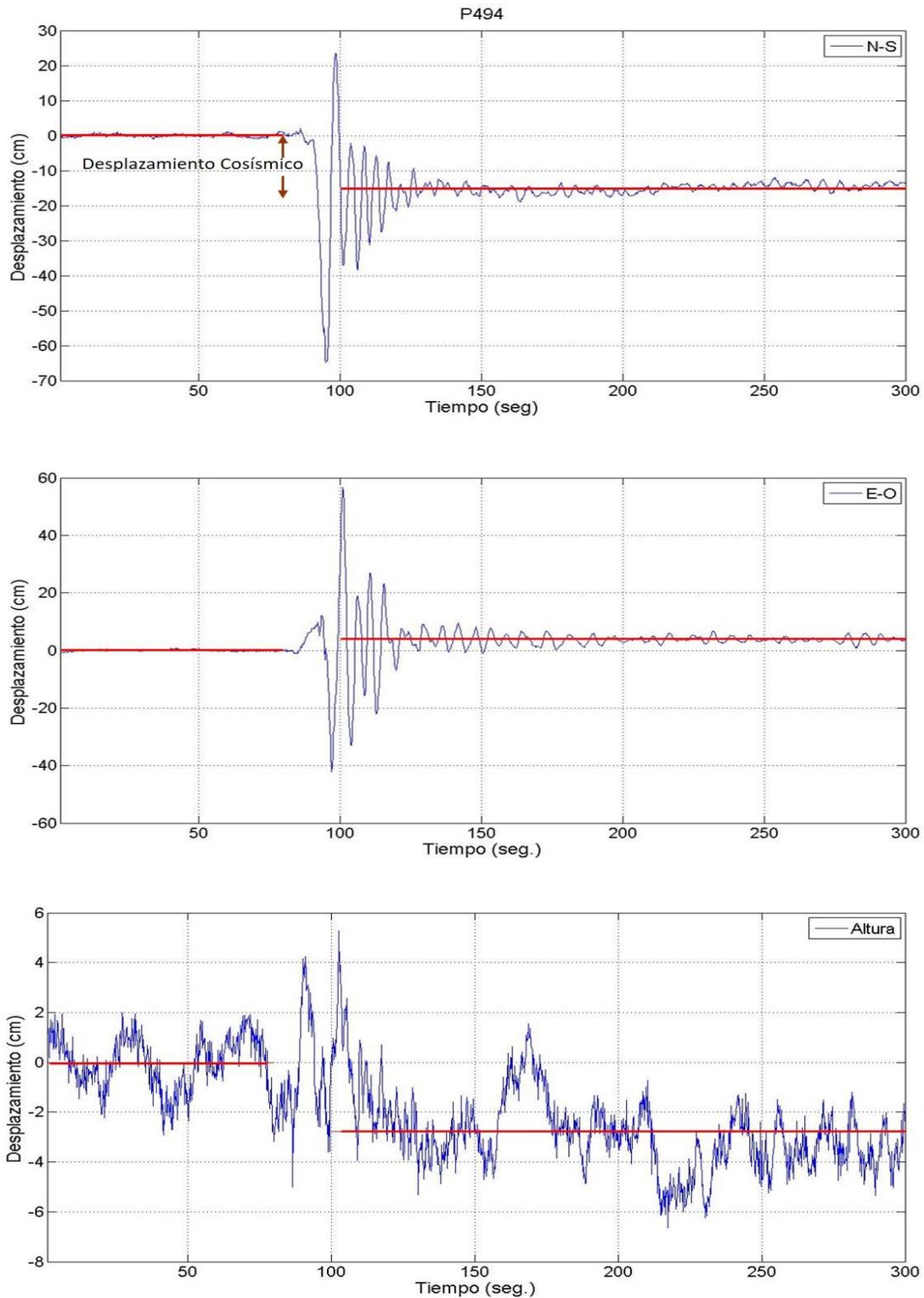


Figura 20 Serie de tiempo GPS del sitio P494 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas. La diferencia entre ambas líneas corresponde al desplazamiento permanente generado por la ruptura del sismo El Mayor-Cucapah, el cual se señala con las flechas marrón en la componente Norte -Sur.

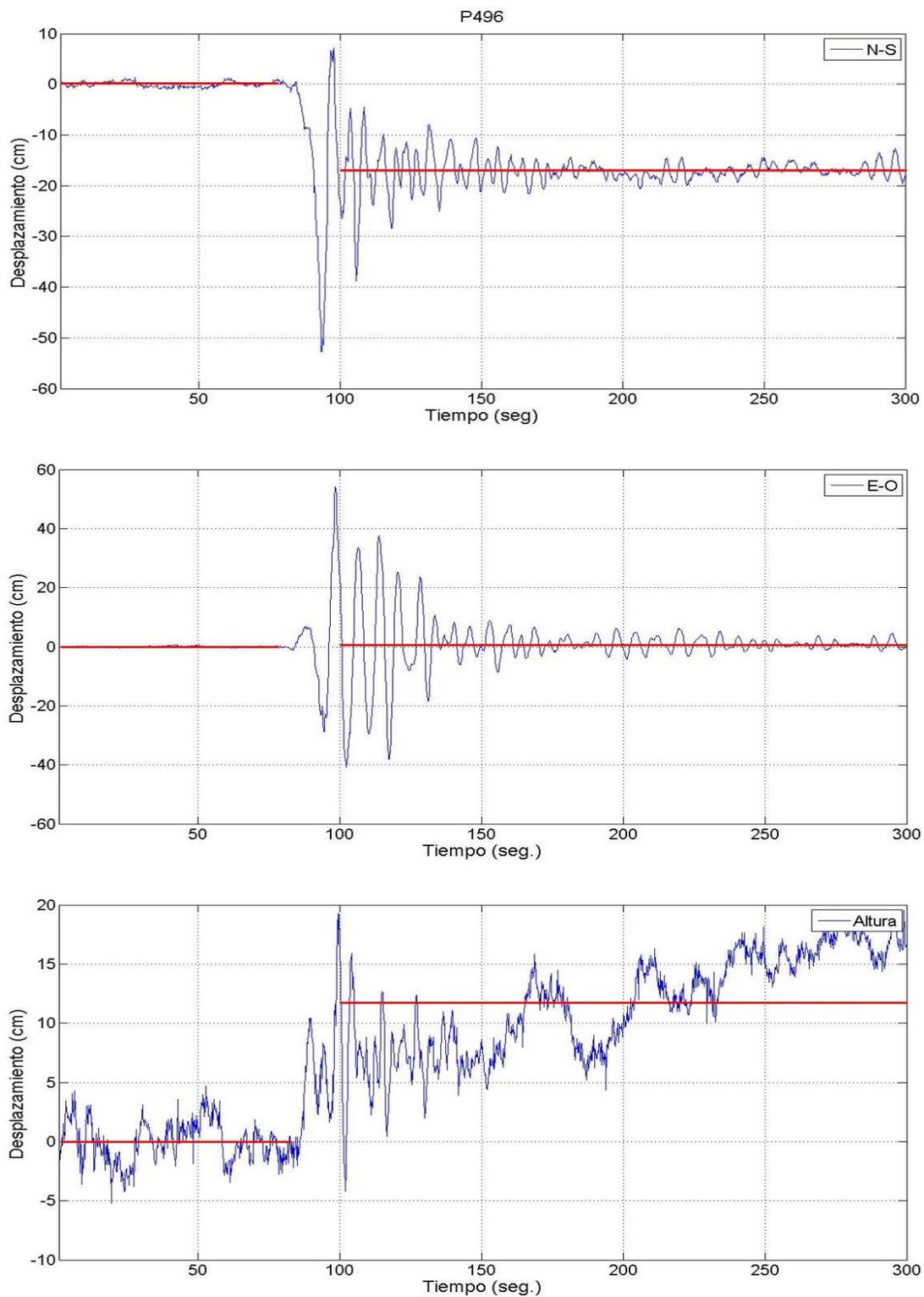


Figura 21 Serie de tiempo GPS del sitio P496 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas.

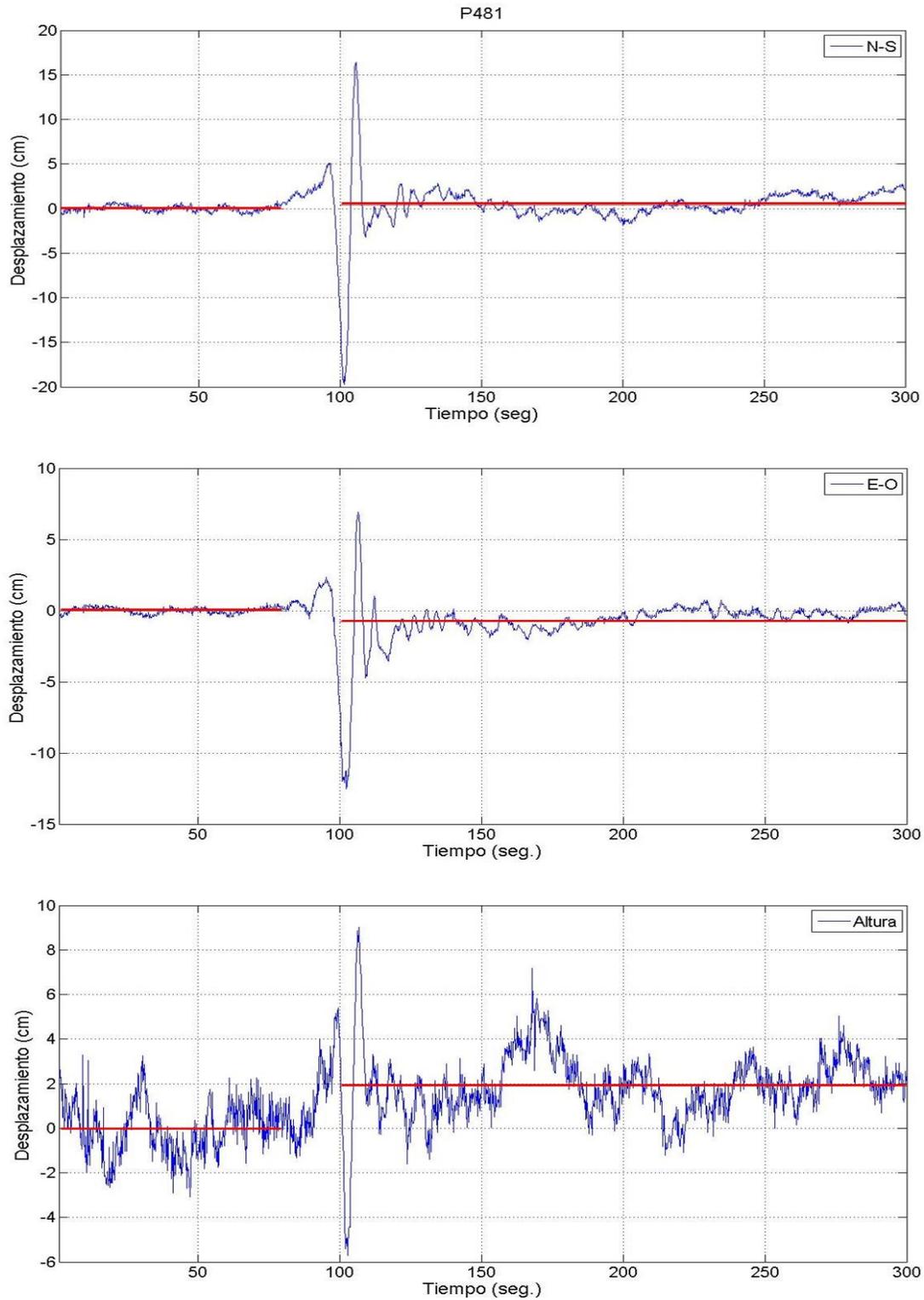


Figura 22 Serie de tiempo GPS del sitio P481 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas.

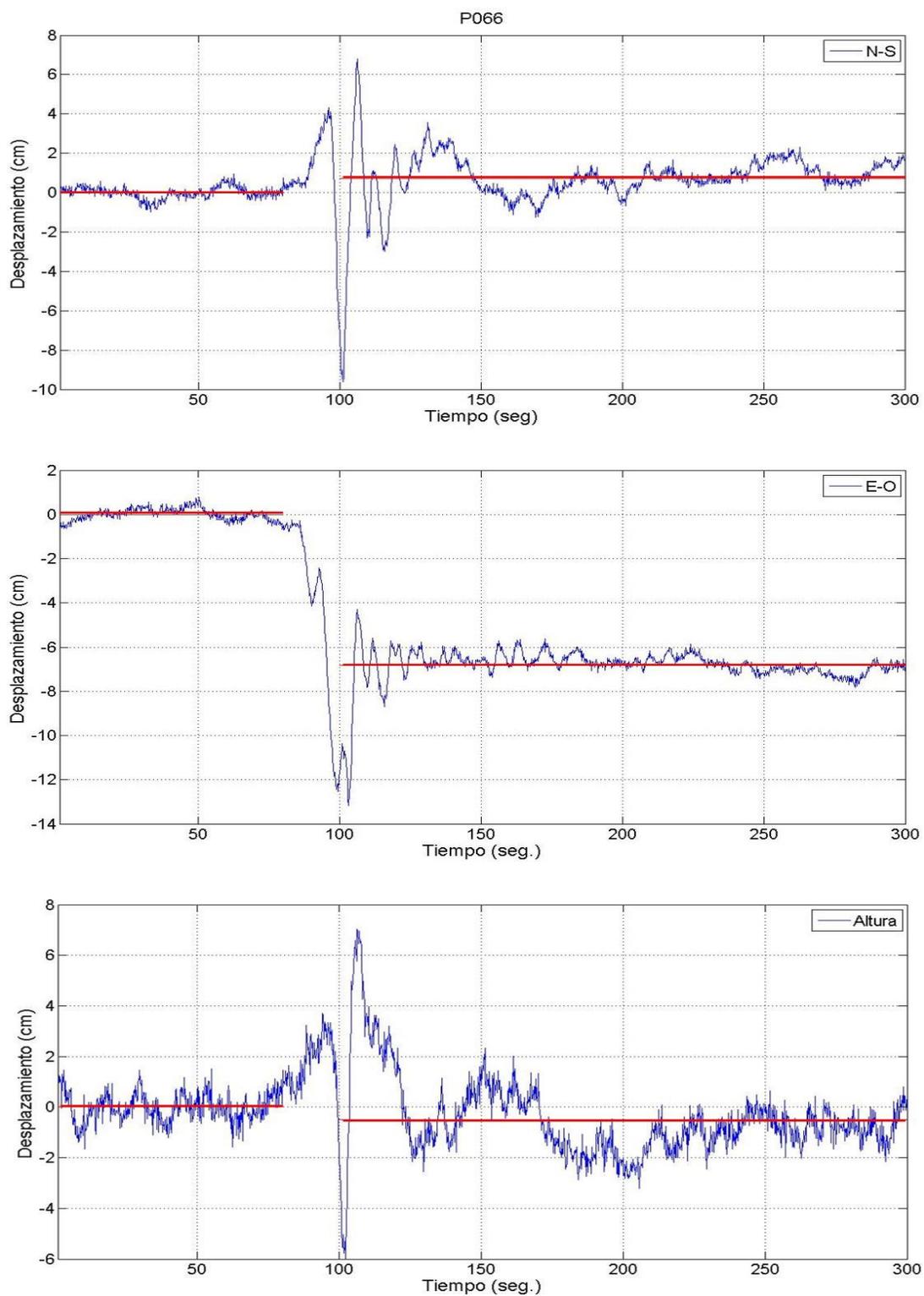


Figura 23 Serie de tiempo GPS del sitio P066 en sus tres componentes. Las líneas rojas corresponden a la media de las oscilaciones en los segmentos del Pre-arribo y Post-arribo de las ondas sísmicas.

Tabla 1. Resumen de los resultados obtenidos del procesamiento cinemático de los registros GPS de alta frecuencias de las ocho estaciones seleccionadas para día y momento del sismo El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010 (Mw 7.2).

Sitio	P494	P496	P497	P501	P500	IID2	P481	P066
Lat.	32.76	32.751	32.835	32.876	32.69	32.706	32.822	32.617
Lon.	-115.732	-115.596	-115.577	-115.398	-115.3	-115.032	-116.012	-116.17
Altura (m)	-44	-40	-51	-56	-21	-56	611	823
Distancia epicentral (km)	67	58	67	67	46	54	90	90
Oscilación pico a pico. N-S (cm)	90	60	40	45	26	16	36	16
Oscilación pico a pico. E-O (cm)	100	95	60	36	30	21	20	11
Oscilación pico a pico. Vertical (cm)	~10	~24	~15	~10	~12	no se distingue	~15	~13
Desplazamiento cosísmico N-S (cm)	16 sur	17 sur	9 sur	5 sur	3 sur	no se distingue	no se distingue	0.8 norte
Desplazamiento cosísmico E-O (cm)	4 este	1 este	no se distingue	no se distingue	5 este	3 este	0.8 oeste	7 oeste
Desplazamiento cosísmico V (cm) *	~ 3.0↓	~ 8↑	~ 8↑	~ 8↑	~ 1.5↑	~ 4.5↑	~ 2↑	~ 0.5↓
Tiempo de oscilación max. (seg)	40	55	100	115	80	60	12	13

* Las flechas ascendentes y descendentes (↑↓) posteriores a los valores del desplazamiento permanente indican el sentido del mismo, es decir levantamiento o subsidencia del suelo debido a la ruptura del Temblor El Mayor – Cucapah.

Como se muestra en la Tabla 1, las mayores oscilaciones se registraron en los sitios P494 y P496 que son los más cercanos a la ruptura del temblor, con distancias aproximadas entre los quince y veinte kilómetros respectivamente. Los desplazamientos cosísmicos están en el orden de los 16 y 17 cm en el sentido sur, así como de 4 y 1 cm en el sentido este, consistentes con la ubicación de los sitios con respecto a la ruptura de falla y el mecanismo de ruptura (figura 19). Mientras tanto, la amplitud pico de las oscilaciones se encontraron de 60-65 cm en la componente N-S y los 54-57 cm en la componente E-O. Por otro lado, para los sitios P481 Y P066, ubicados a cuarenta kilómetros de la ruptura, los desplazamientos cosísmicos están en el orden de 0.8 y 7 cm sentido oeste, sin poderse definir un desplazamiento en la componente N-S. Mientras que la amplitud pico de las oscilaciones se encontraron de 20 y 10 cm en la componente N-S y 13 cm En la componente E-O para ambos casos.

Con lo anterior descrito, una característica a resaltar es que, los desplazamientos cosísmicos son mayores en la componente N-S conforme el sitio se encuentre próximo a la ruptura, mientras que en la componente E-O los desplazamientos son sutiles o incluso nulos. Esta característica se revierte para los sitios más alejados, como lo son P500, IID2, P481 y P066. No obstante, la magnitud del mayor desplazamiento cosísmico en la componente E-O, que corresponde al sitio P066, es apenas superior al menor de los desplazamientos cosísmicos en la componente N-S de los sitios más cercanos. Mientras tanto, la componente de altura suele ser ruidosa, siendo en algunos sitios difícil determinar con precisión la magnitud de las oscilaciones o el desplazamiento cosísmico, lo cual se debe primordialmente a perturbaciones atmosféricas que no son posible eliminar de manera efectiva (Zheng *et al.*, 2012). Los desplazamientos cosismicos en esta última componente, son positivos para la mayoría de los sitios, es decir, se muestra un levantamiento del suelo, a excepción de P494 y P066.

Los vectores de desplazamiento cosísmico se muestra en la figura 24, donde se puede observar que, para los sitios cercanos a la ruptura, los vectores apuntan en la componente Norte – Sur directamente a la falla, mientras que, para los sitios más alejados, los vectores apuntan en la componente Este – Oeste, con un sentido de acuerdo con su posición respecto a la ruptura. Lo que reafirma nuevamente que los desplazamientos son consistentes con el mecanismo lateral derecho del temblor El Mayor - Cucapah.

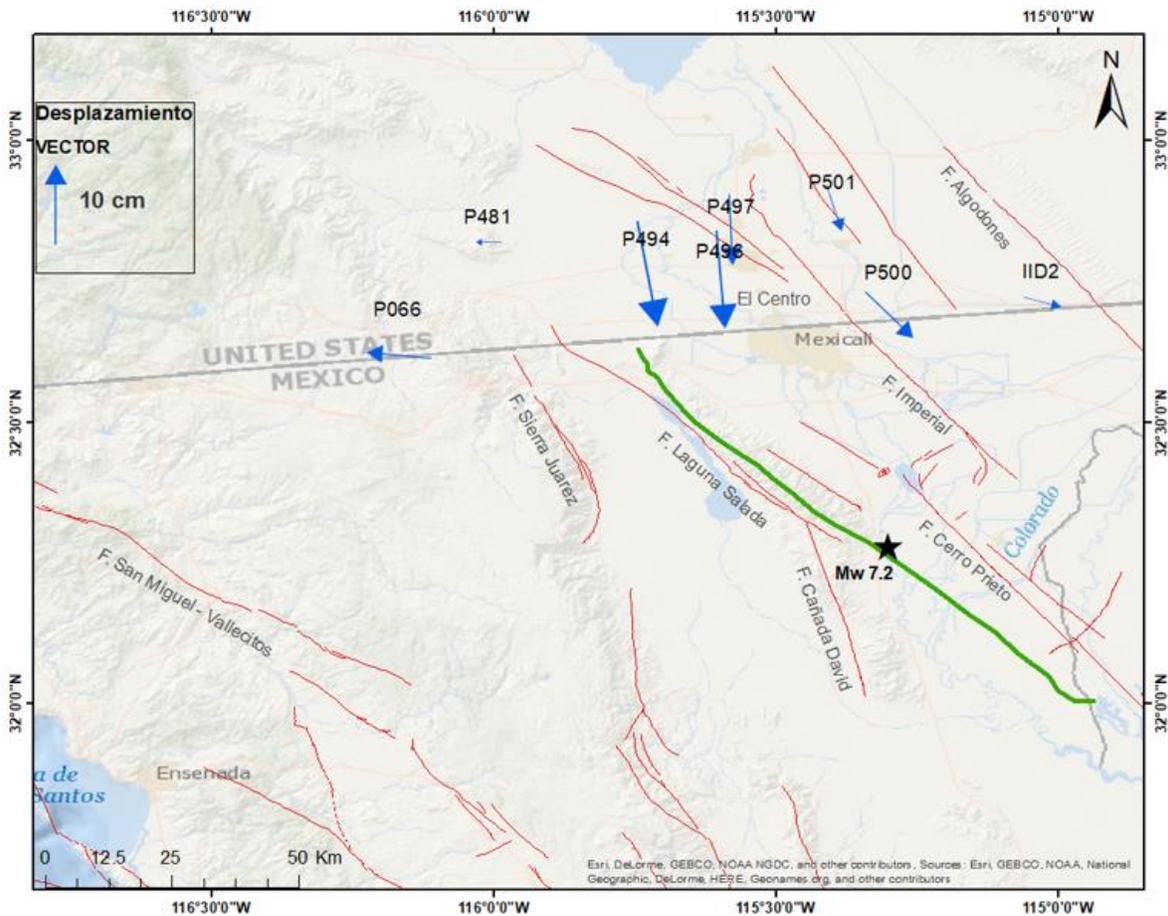


Figura 24 Vectores de desplazamiento cosísmicos calculados.

Una característica que llama la atención es que, pese a que los mayores desplazamientos cosísmicos se registraron en los sitios antes mencionados, el mayor tiempo de oscilación se registró en el sitio P501, localizado a una distancia aproximada de cuarenta y cinco kilómetros de la ruptura y sesenta y siete kilómetros del epicentro. Las oscilaciones para este sitio se prolongaron por un poco más de 110 segundos, pudiéndose calcular periodos de oscilación promedio de hasta 8 segundos. Considerando que el sitio se ubica en una zona agrícola del Valle Imperial, en la localidad de Holtville California y a escasos cinco kilómetros del Río Álamo, la prolongación en las oscilaciones se asocia a los suelos blandos, derivados de la saturación de sedimentos generados por el río.

La longitud promedio de las ondas sísmicas calculada es de ~13 km, lo que permite corroborar, junto con el valor de las distancias epicentrales, que las estaciones GPS se encuentran en el campo cercano.

3.2 Análisis espectral y cálculo de magnitud con registros GPS

Para el cálculo de la magnitud del temblor El Mayor-Cucapah, se ha implementado la técnica de análisis espectral descrita en el capítulo dos, sección 2.4. Esta técnica permite conocer uno de los parámetros de fuente sísmica más importante, el momento sísmico, con el cual, empleando la fórmula de Hanks y Kanamory (1979) (ecuación 23) se puede determinar la magnitud de momento (M_w).

A continuación, se presentan los espectros de fuente de las componentes horizontales para los cuatro sitios empleados en la sección 3.1. Considerando que la longitud de cada registro es de 10 minutos y que se tiene una tasa de muestro de 0.2 segundos, el número total de datos en cada componente es de 3001 muestras (bits). Dado lo anterior, para poder calcular la transformada de Fourier, los registros se han reducido a un número máximo de 2048 muestras, dado que para el cálculo de la transformada de Fourier se requiere un número de muestra en potencias de 2^n , para lo cual se ha considerado primordialmente la sección de las máximas oscilaciones. Dado que la frecuencia de muestro en los registros GPS es de 5 Hz, las frecuencias máximas que se pueden observar en los espectros de acuerdo con el teorema de Nyquist son de 2.5 Hz.

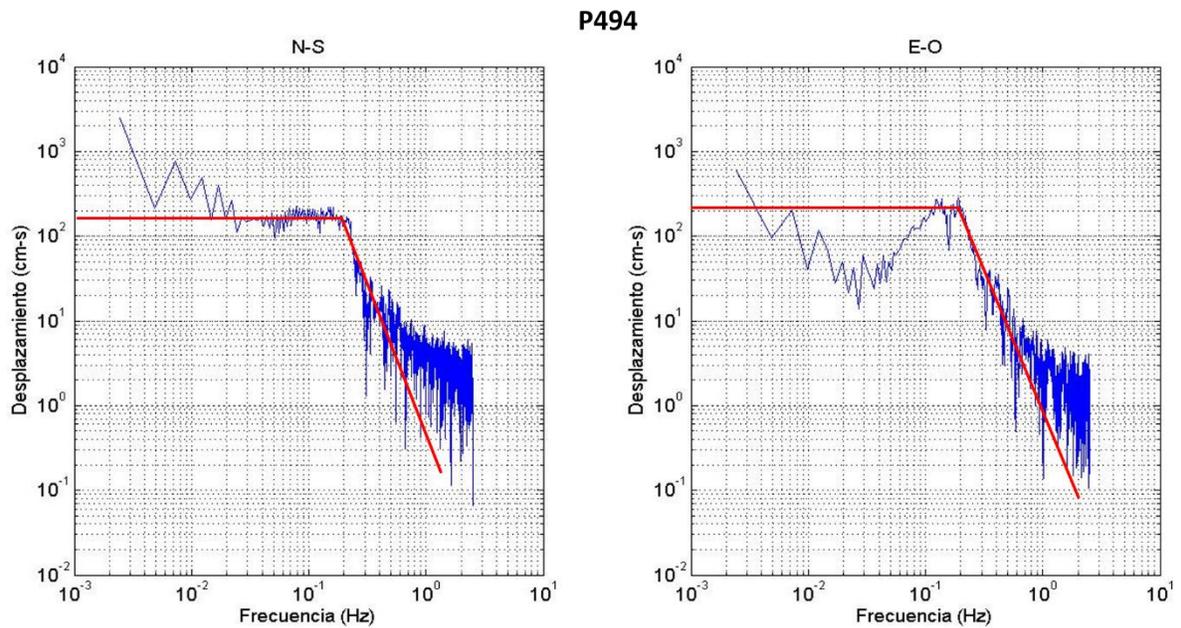


Figura 25 Espectro de desplazamiento del sitio P494. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.2$ Hz.

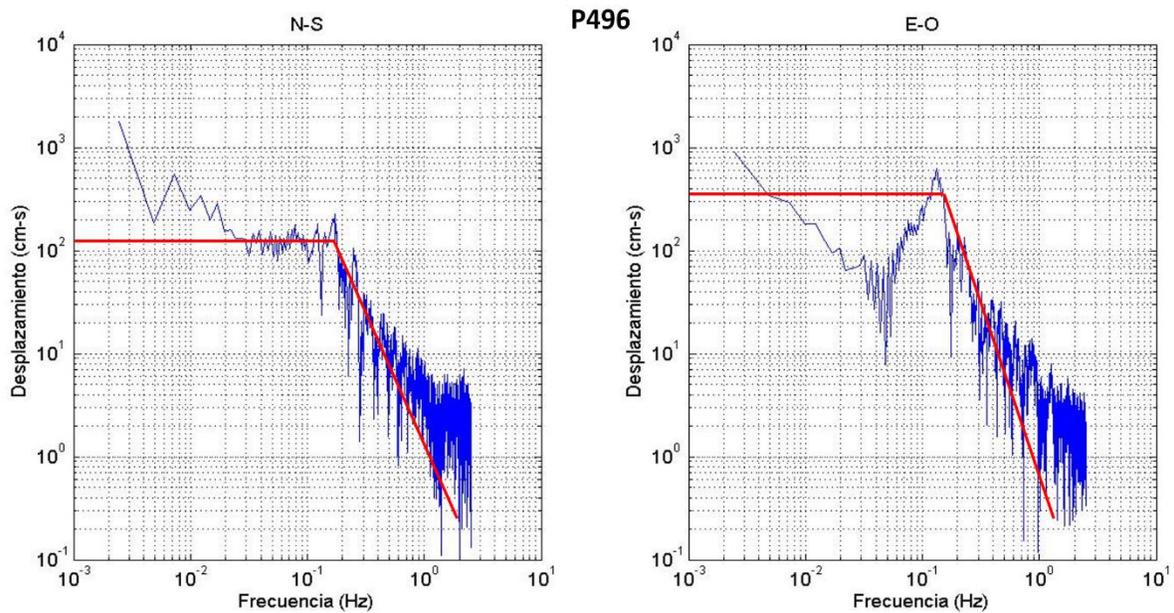


Figura 26 Espectro de desplazamiento del sitio P496. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.2$ Hz.

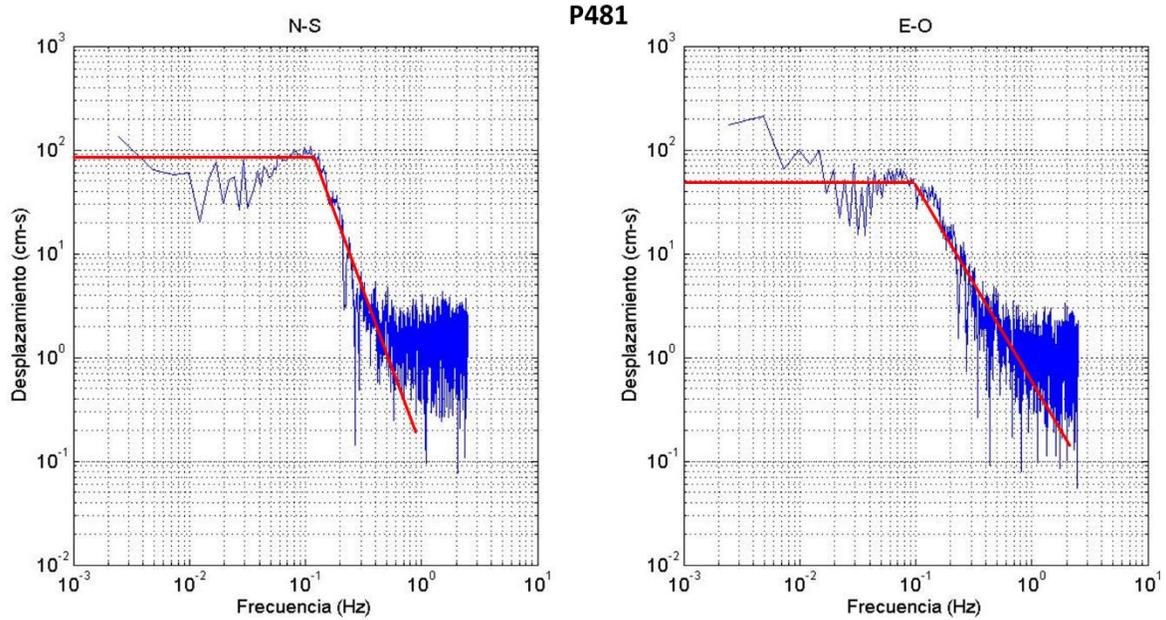


Figura 27 Espectro de desplazamiento del sitio P481. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.1$ Hz

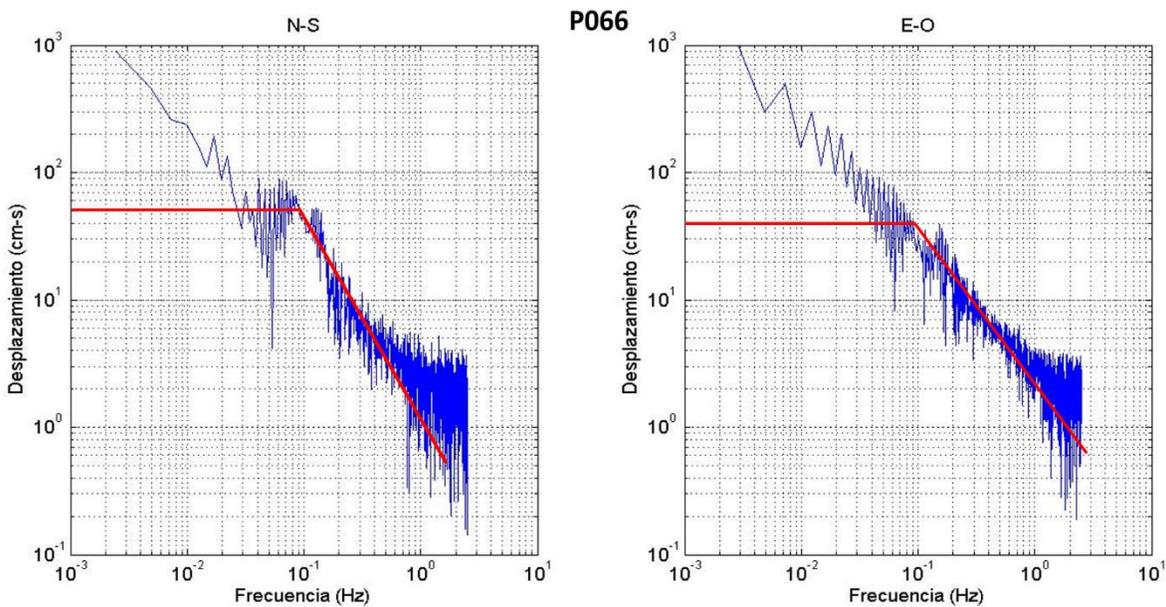


Figura 28 Espectro de desplazamiento del sitio P066. Las líneas rojas marcan las asíntotas del espectro que permiten definir los parámetros espectrales. La frecuencia de esquina promedio es $f_0=0.09$ Hz.

Como se observa entre las figuras 25 a la 28, los espectros presentan una forma similar a la descrita por Brune. Se puede identificar la parte plana (Ω_0) a bajas frecuencias, que se prolonga hasta llegar al valor de frecuencia de esquina (f_c), a partir del cual las amplitudes decaen conforme la frecuencia aumenta. Esta característica, se observa con mayor claridad en las componentes N-S de la mayoría de los sitios y en ambas componentes para el sitio P481. Sin embargo, en el sitio P066 no logra distinguirse claramente ninguno de los parámetros espectrales. Pese a que la forma del espectro definida por Brune, esta descrito en términos de campo lejano, es aplicable también en observaciones de campo cercano, como es nuestro caso. La razón por la cual la forma del espectro no varía demasiado respecto a lo descrito, se debe a que las distancias fuente – receptor son superiores a la longitud de las ondas sísmicas (Madariaga, 1989), que para nuestro caso se ha estimado un valor promedio de longitud de onda de 13 km.

En la figura 29 se puede apreciar el espectro de la estación P494 en escala semi-logarítmica, con el eje de las abscisas (frecuencias) en escala lineal y el de las ordenadas (desplazamiento) en escala logarítmica. En la figura se observa que, para valores superiores a la frecuencia de esquina, las amplitudes decaen rápidamente a nivel de ruido, y permanecen constantes con valores aproximados a 1 cm - s. Esto nos indica que el GPS con el procesamiento que hemos realizado no tiene la capacidad de observar valores de desplazamiento menores a 1 cm, el cual se considera nuestro nivel de ruido. No obstante, lo que sí se define claramente es el valor de la frecuencia de esquina.

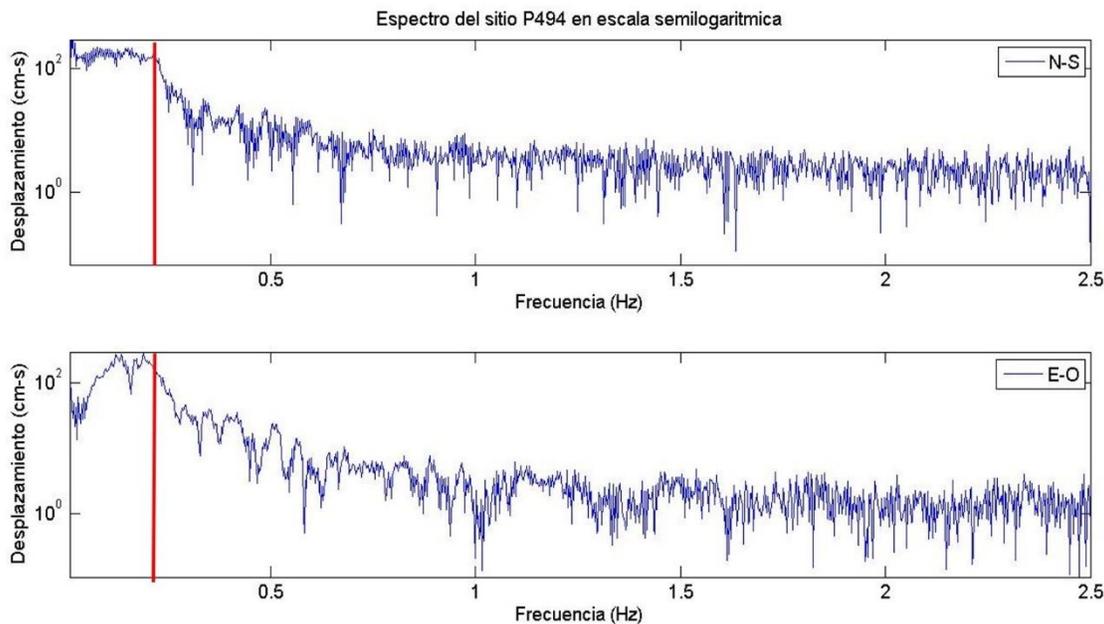


Figura 29 Espectro de desplazamiento del sitio P494 en escala semi-logarítmica, la línea roja en ambas componentes marca el valor de la frecuencia de esquina.

Empleado la ecuación 29 y los parámetros espectrales señalados en los espectros, se calculó el momento sísmico para cada uno de los sitios. El valor Ω_0 empleado para el cálculo, es un valor promedio obtenido de las componentes horizontales en todas las estaciones. El momento sísmico obtenido tuvo un valor de 6.2×10^{26} dinas \times cm \pm 3.2×10^{26} . Usando entonces la ecuación 22, la magnitud de momento calculada para el sismo El Mayor-Cucapah con datos de GPS es de $7.1 \pm 0.1 M_w$. Este resultado es acorde con los obtenidos por Wei *et al.*, 2011 y Fletcher *et al.*, 2014; donde consideraron datos de desplazamiento promedio y área de ruptura de 2 metros y 1200 km^2 respectivamente, así como un valor de μ de 3.0×10^{11} dina/cm². El Valor del momento sísmico obtenido fue de 7.2×10^{26} dinas \times cm, lo que corresponde a una magnitud de $7.17 M_w$.

Por otra parte, se calcularon el radio de falla y caída de esfuerzo (ecuaciones 34 y 35). El valor promedio de radio de falla obtenido fue de 10.6 km, lo que equivaldría a una longitud de falla aproximada de 22 km, valor que dista de los 120 km estimados por Fletcher *et al.*, 2014. Con este valor de radio de falla, la caída de esfuerzo es superior a los 300 bars, valor que también resulta elevado según las estimaciones reportadas por Kanamori y Anderson (1975) quienes determinaron un promedio global de caída de esfuerzo en el rango de los 10 – 100 bars. Hay que recordar que el

modelo de Brune es adecuado para sismos de baja magnitud y análisis en el campo lejano, condiciones que en principio no se cumplen para este caso en particular. Finalmente, utilizando la ecuación 33, para una caída de esfuerzo en fallas de cizallamiento y considerando los valores de desplazamiento promedio y ancho de la falla (profundidad) que se usaron previamente en el cálculo de la magnitud, el valor estimado resulta en 57 bars.

3.3 Comparativa con registros de aceleración

Habiendo obtenido las series de tiempo con registros de GPS de alta frecuencia y estimado el momento sísmico y la magnitud, se procedió hacer la comparativa los resultados de aceleración. Los registros de aceleración provienen de las estaciones WES y 5058 (figuras 30 y 31), las cuales se encuentran ubicadas a una distancia <1km de los sitios P494 y P496 respectivamente, por lo cual se considera que las amplitudes de los registros de desplazamiento deben ser similares.

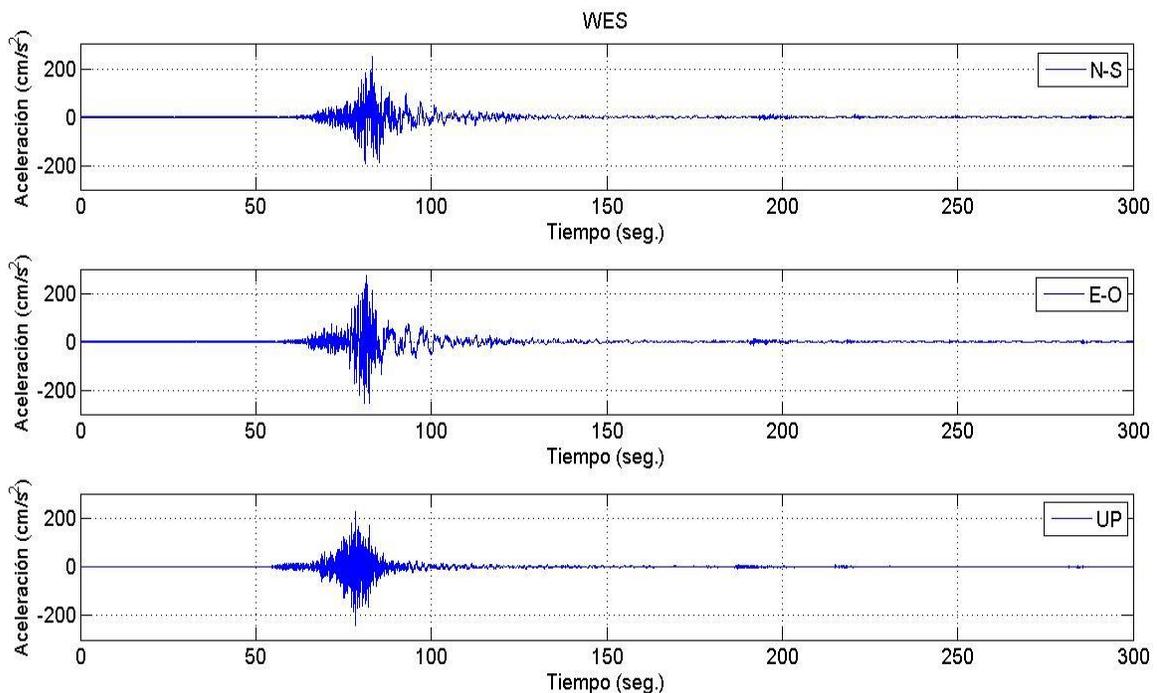


Figura 30 Registros de aceleración en sus componentes N-S, E-O y Altura (UP) de la estación de acelerométrica WES.

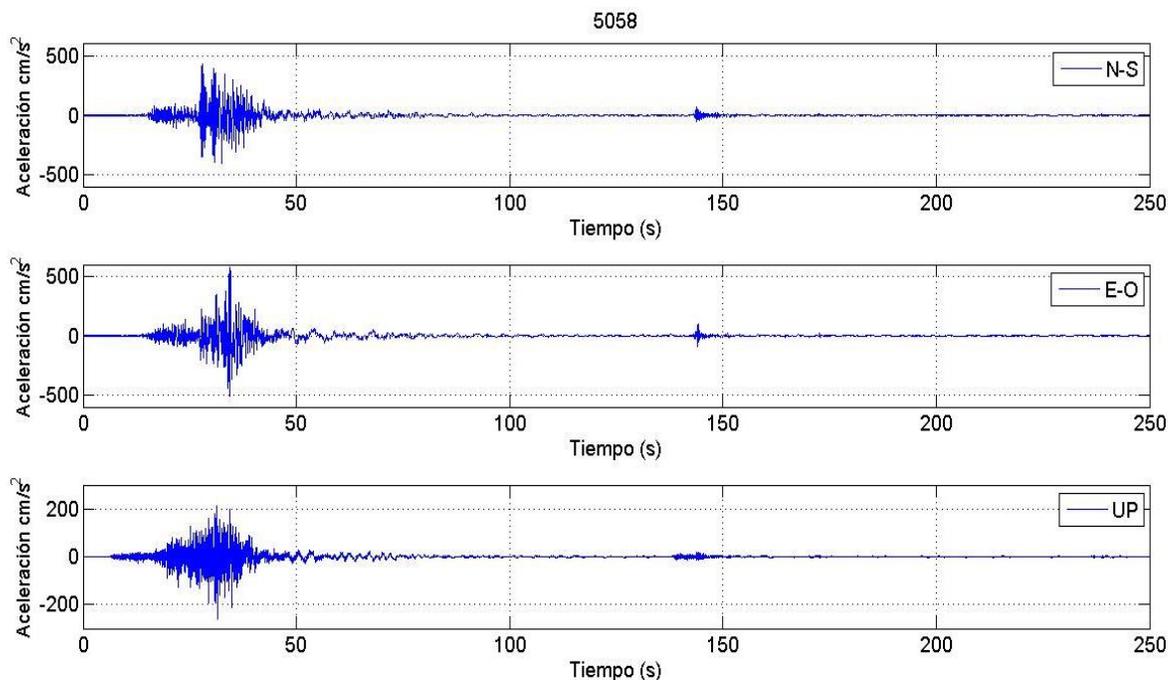


Figura 31 Registros de aceleración en sus componentes N-S, E-O y Vertical (UP) de la estación de acelerométrica 5058.

Para obtener el desplazamiento, se lleva a cabo la doble integración de los registros de aceleración en el dominio del tiempo, aplicando la técnica de suma acumulativa (figuras 32 y 33). Como se puede observar la doble integración tiende a amplificar los sesgos de la señal en línea base y causar distorsiones (Zheng *et al.*, 2012). Para ello se emplea un filtro pasa banda Butterworth de primer orden (figuras 34 y 35), en un rango de frecuencias definido entre 0.1 – 50 Hz (Allen y Ziv 2011). El filtro Butterworth empleado es un filtro a dos pasos, primero un filtro pasa altas y posteriormente un filtro pasa bajas. La principal característica de los Butterworth es su respuesta relativamente plana en la frecuencia de paso y la atenuación lineal o suavizada de las frecuencias superiores a la frecuencia de corte, a una tasa de -20 dB por década para filtros de primer orden (1 polo). Para filtros de orden mayor, la atenuación es mayor y causa distorsiones en la señal.

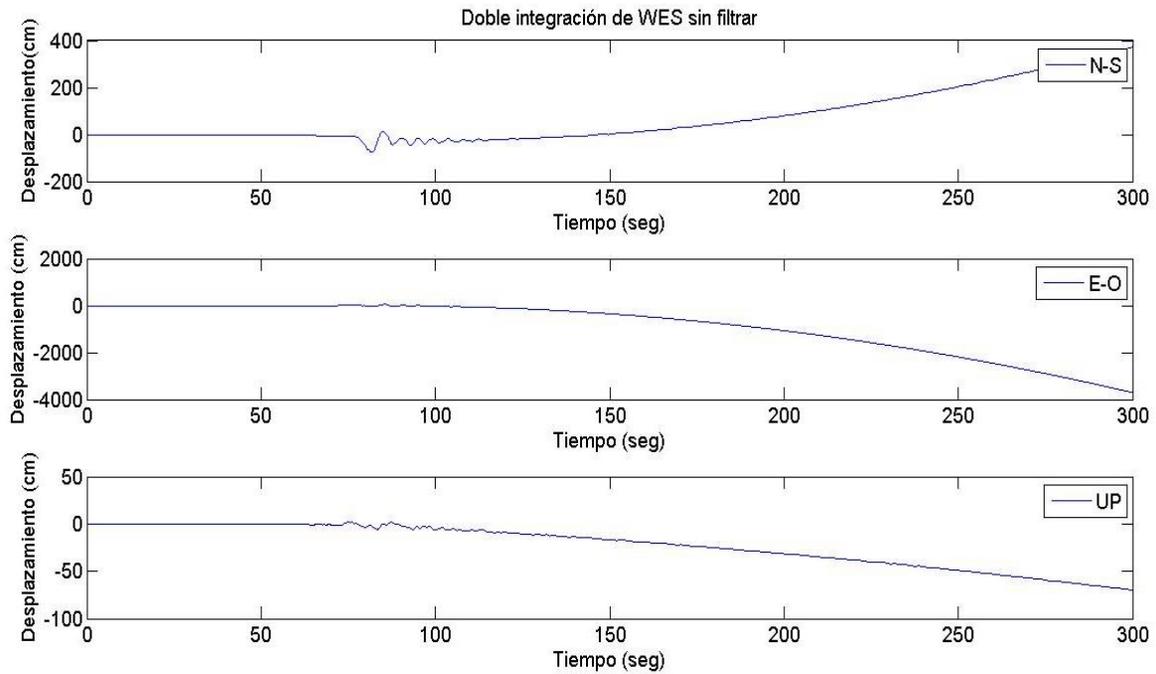


Figura 32 Doble integración (desplazamiento) de los registros WES sin corrección

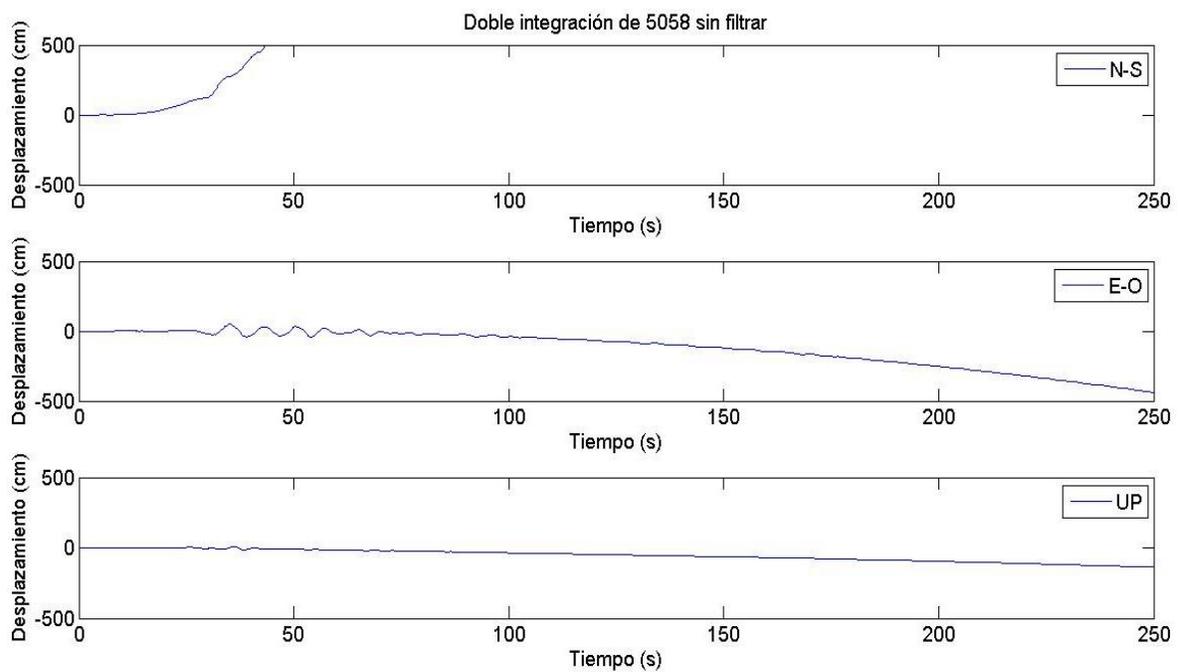


Figura 33 Doble integración (desplazamiento) de los registros 5058 sin corrección

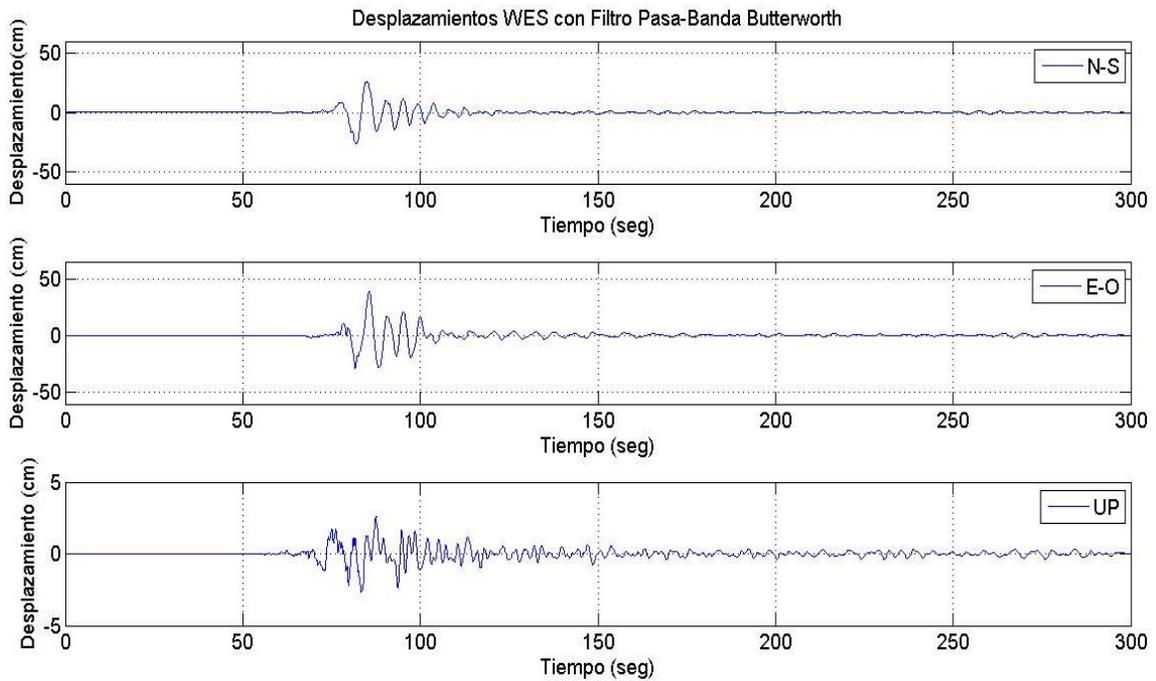


Figura 34 Registros de desplazamiento obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración de la estación WES ya corregidos

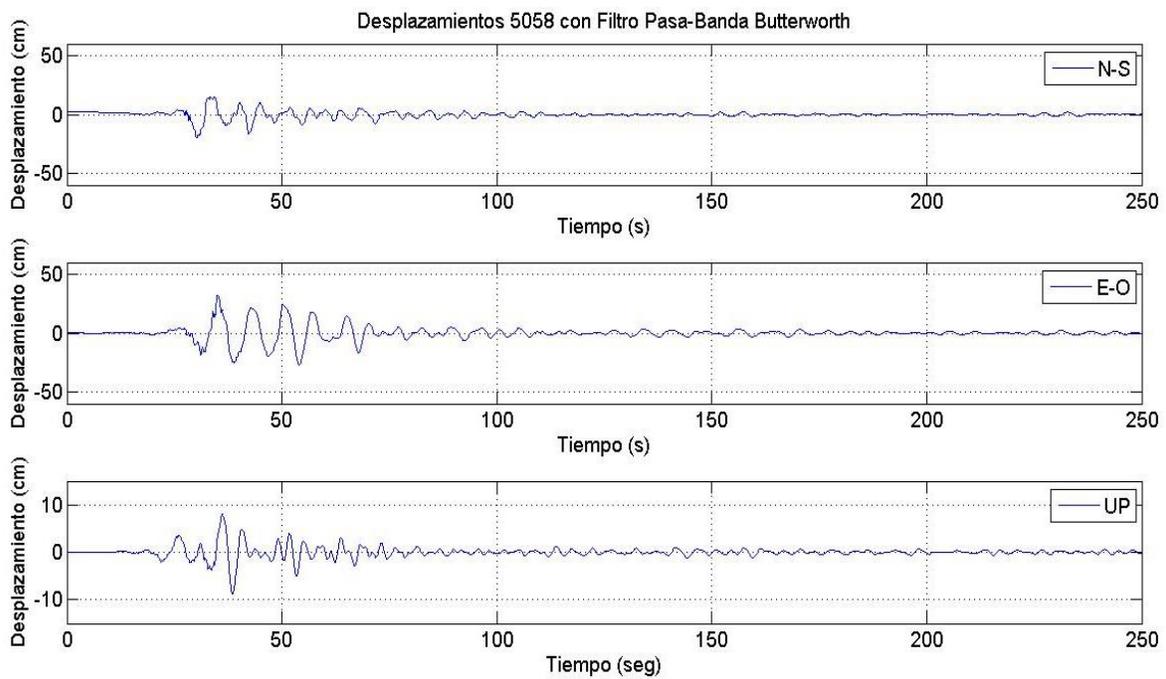


Figura 35 Registros de desplazamiento obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración de la estación 5058 ya corregidos

La frecuencia de paso definida para el filtro Butterworth, tiene como costo el sacrificio de bajas frecuencias y la pérdida de la amplitud en los desplazamientos, como se puede apreciar en las figuras 36 y 37, en donde se comparan los desplazamientos obtenidos por GPS con los estimados a partir de datos de aceleración. Adicionalmente se puede apreciar que, la componente de altura se aprecia mejor con los desplazamientos derivados de la doble integración, así como un mayor número de componentes de alta frecuencia en las tres componentes.

Finalmente, se llevó a cabo una correlación cruzada normalizada entre las series de tiempo. Dado que la densidad de datos es mayor en los registros de aceleración, para poder llevar a cabo la correlación, se generó un nuevo vector de datos, en el que se seleccionaron únicamente los datos que fueran coincidentes con los datos de las series de tiempo GPS. La correlación de los sitios P494 y WES, es de 0.70, 0.93 y 0.35 en el orden en que se muestran en la figura 36. Mientras que para el caso de los sitios P496 y 5058 las correlaciones son de 0.73, 0.97 y 0.53, en el orden de la figura 37.

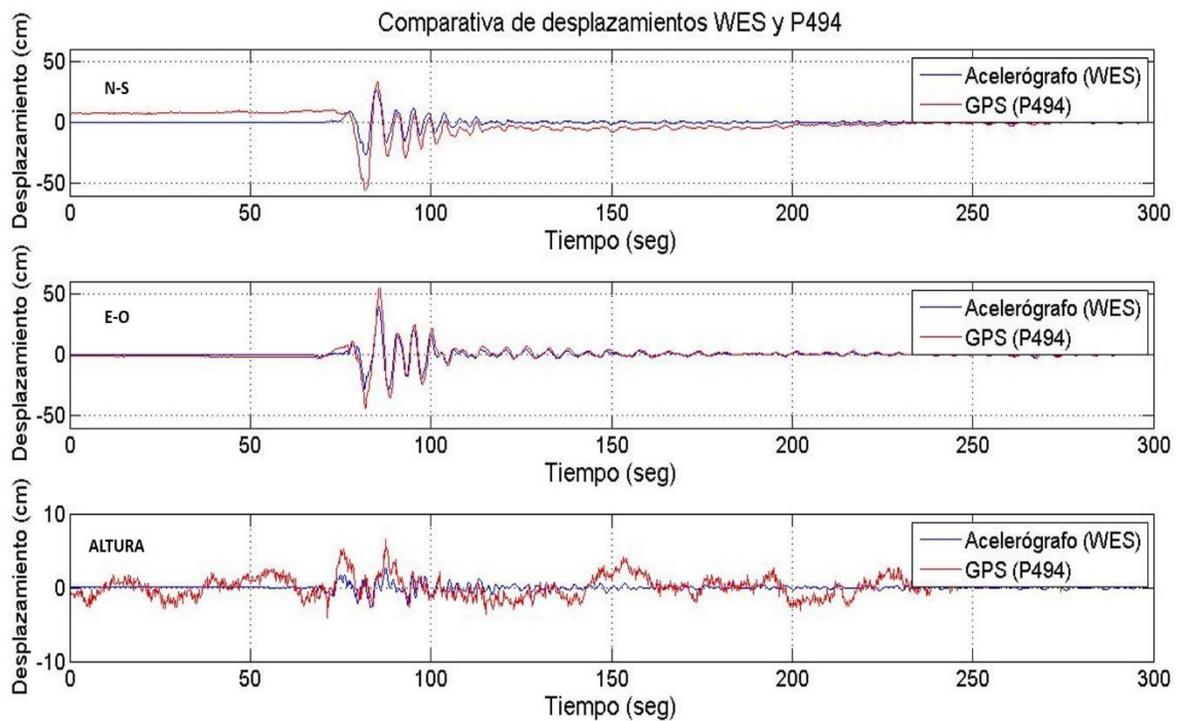


Figura 36 Comparativa de desplazamiento entre la estación WES (azul) y el sitio P494 (rojo).

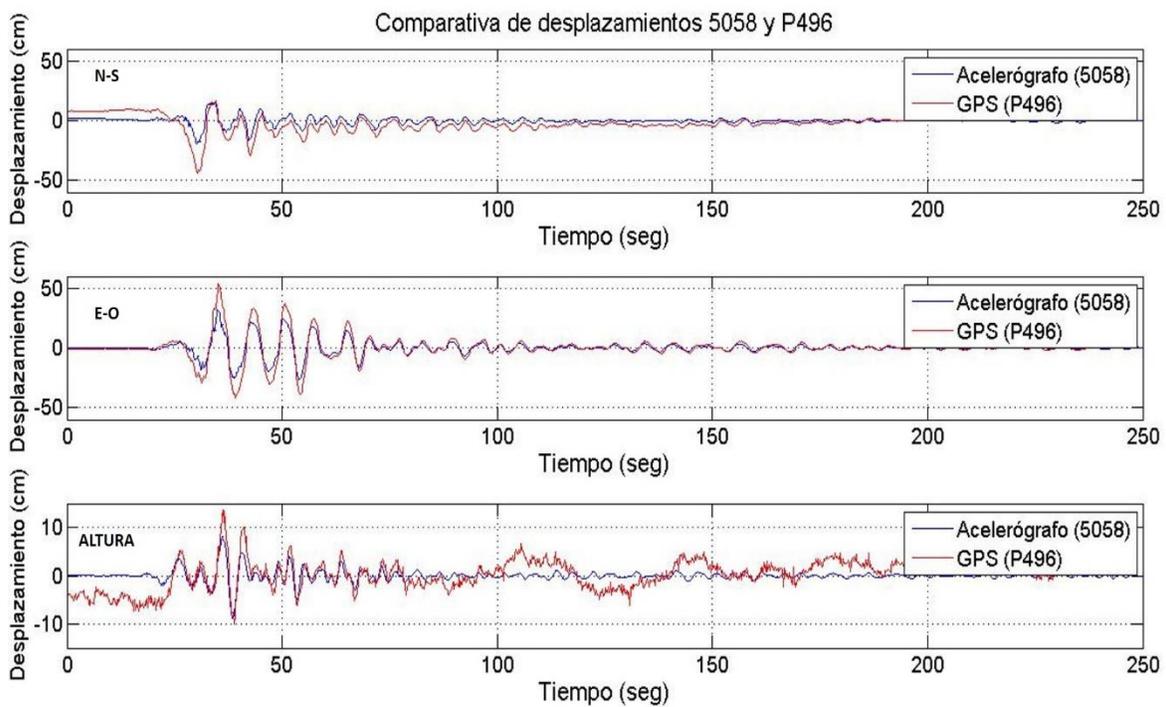


Figura 37 Comparativa de desplazamiento entre la estación 5058 (azul) y el sitio P496 (rojo)

3.4 Análisis espectral con registros de aceleración

En las figuras 38 y 39 se muestran los espectros de desplazamiento de las componentes horizontales, obtenidos de la doble integración de registros acelerométricos, en ellos se distinguen tres segmentos de frecuencia, delimitado por valores de esquina aproximados de 0.2 y 5 Hz. El espectro corresponde a la porción de las grandes amplitudes en el sismograma de aceleración (figuras 30 y 31), lo cual comienza con el arribo de la onda S y se extiende hasta una longitud de 20 y 30 segundos para el caso de WES y 5058 respectivamente. Considerando la longitud de las porciones seleccionadas y el periodo de muestreo de 0.01 y 0.005 segundos, en el orden antes mencionado, el cálculo de la transformada de Fourier se limitó a una longitud total de 1024 y 4096 muestras. La frecuencia fundamental (Δf) de los espectros es de 0.1 y 0.05 Hz. El valor promedio para la frecuencia de esquina, considerando la forma simplificada del espectro es de 0.85 Hz.

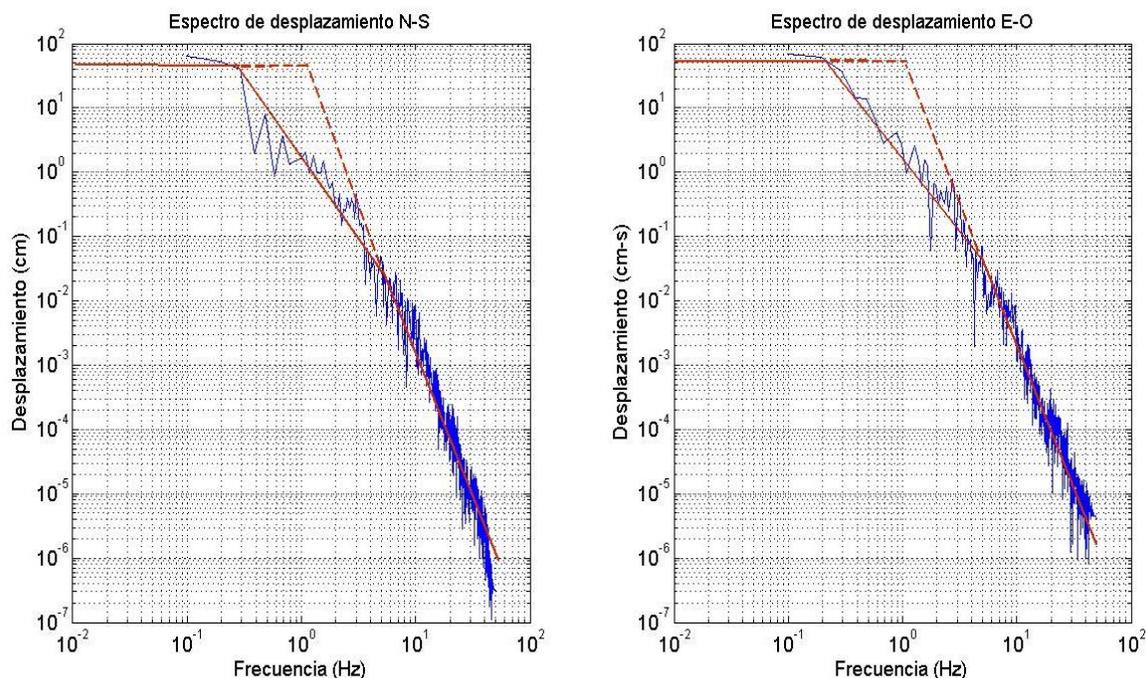


Figura 38 Espectros de desplazamiento de la estación WES. Frecuencia de esquina promedio con valor de $f_0 = 0.9$ Hz

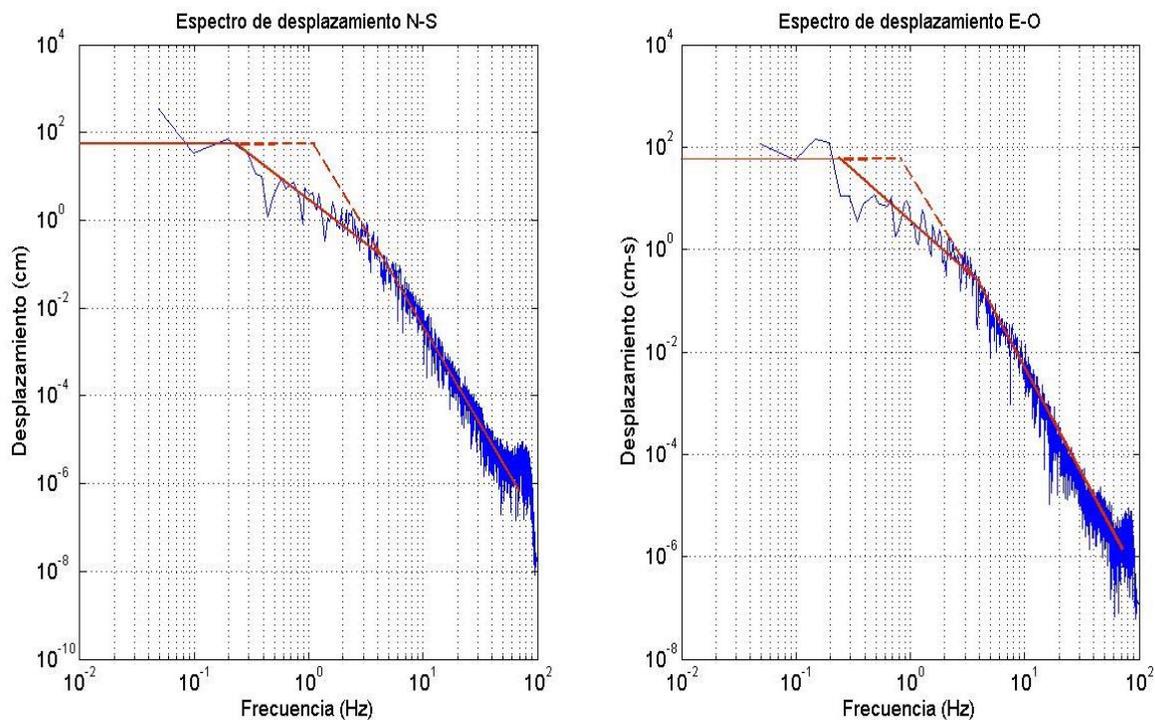


Figura 39 Espectros de desplazamiento de la estación 5058. Frecuencia de esquina promedio con valor de $f_0 = 0.8$ Hz

Definidas las asíntotas y empleando las ecuaciones 22 y 29, se calculó el momento sísmico y la magnitud. Los valores obtenidos fueron de $5.0 * 10^{26}$ dinas \times cm \pm $2.0 * 10^{26}$ (valor promedio) y $7.06 \pm 0.05 M_w$. Este resultado es consistente con lo obtenido previamente con datos de GPS y observación en campo (Tabla 2).

Las figuras 40 y 41 muestran la comparación entre los espectros de las estaciones P494 y WES, P496 y 5058.

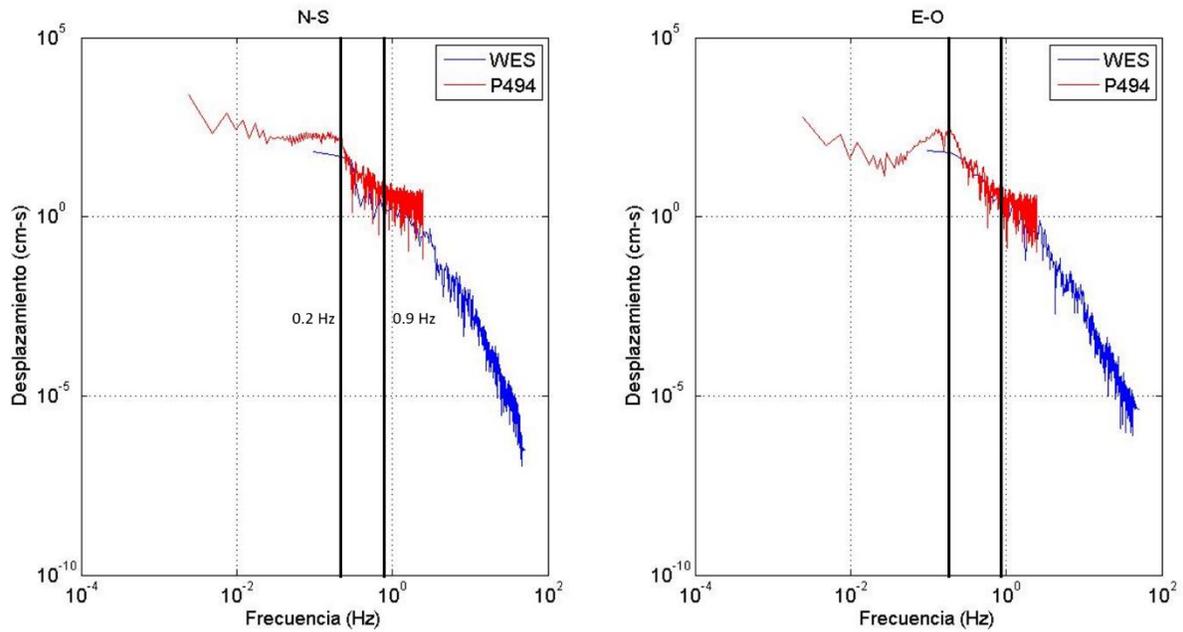


Figura 40 Comparativa entre los espectros de desplazamiento del sitio GPS P494 y la estación de acelerométrica WES. Las líneas negras verticales indican el valor de la frecuencia de esquina.

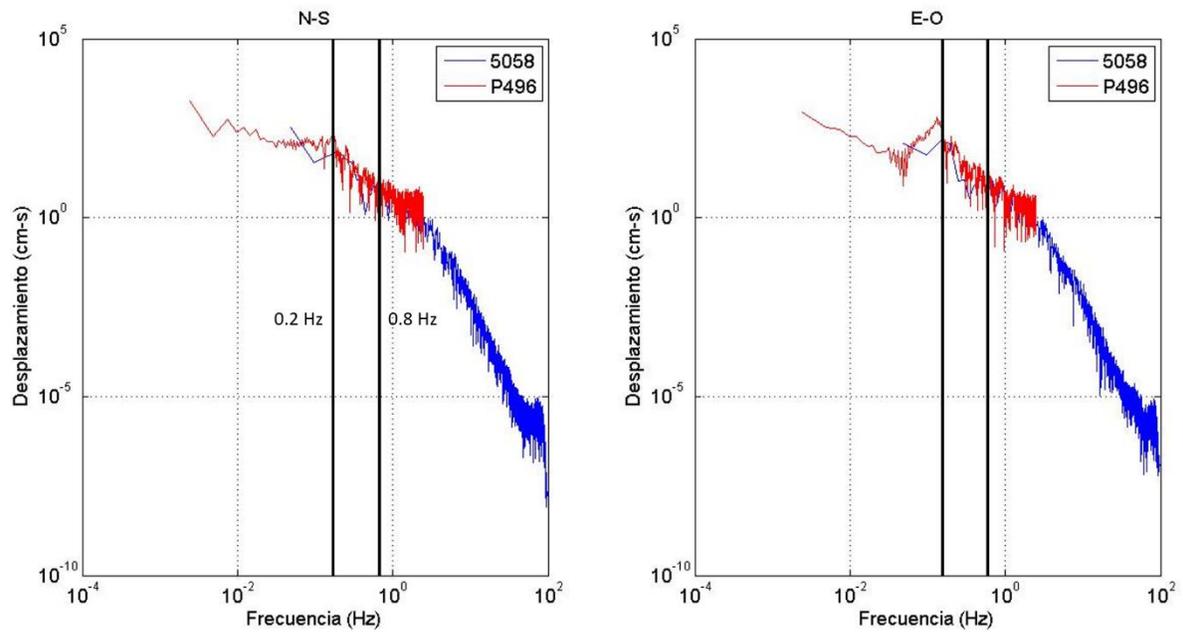


Figura 41 Comparativa entre los espectros de desplazamiento del sitio GPS P496 y la estación de acelerométrica 5058. Las líneas negras verticales indican el valor de la frecuencia de esquina.

La principal característica que se observa es que con registros GPS se define con mayor claridad el valor de la f_c , y el valor de las amplitudes en bajas frecuencias (Ω_0), lo cual se debe principalmente a que dichos espectros poseen un mayor número de componentes de bajas frecuencias, no así, los obtenidos a partir de registros de aceleración, donde dichas frecuencias se pierden al llevar a cabo el filtrado Butterworth. Cabe recordar que los valores de f_c promedio GPS son de 0.2 Hz, y 0.85 Hz para registros de aceleración, mientras que los valores de Ω_0 fueron de 115 cm-s y 85 cm-s.

También se puede observar la principal "deficiencia" del análisis sísmico con GPS, esto es, la incapacidad de observar amplitudes de desplazamiento por debajo del centímetro (figura 29). Es decir, mientras que los espectros de desplazamiento WES y 5058 muestra una tendencia lineal en la caída de las amplitudes, en los espectros GPS se observa claramente que esta tendencia lineal se pierde a frecuencias superiores a 1 Hz, posterior a lo cual las amplitudes permanecen constantes.

Tabla 2 Comparativa de parámetros obtenidos del análisis espectral de registros de desplazamiento GPS, aceleración y Observaciones en campo.

Tipo de registro	M_0 (dinas*cm)	Ω_0	F_0 (Hz)	M_w
GPS	$6.2 * 10^{26} \pm 3.2 * 10^{26}$	115 cm-s	0.2	7.1 ± 0.1
Acelerógrafos	$5.0 * 10^{26} \pm 2.0 * 10^{26}$	85 cm-s	0.85	7.06 ± 0.05
Obs. En campo	$7.2 * 10^{26}$	NA	NA	7.17

Capítulo 4. Discusiones

Como se ha descrito en el capítulo 2, el análisis de fuente sísmica data de la década de los 60' y 70', teniendo como uno de los objetivos principales, el buscar modelos matemáticos que describieran de manera adecuada la forma de los espectros, siendo el propuesto por Brune (1970), uno de los más sencillos y que mejor describían la forma y el comportamiento del espectro de desplazamiento.

El modelo de Brune considera una fuente puntual y una geometría de falla circular, descrita en términos de la caída de esfuerzo, haciéndolo adecuado para sismos de baja magnitud (< 5) (Harraiz-Sarachaga, 1997). La peculiaridad de este modelo es que las amplitudes espectrales por lo general decaen a una tasa de ω^{-2} para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina y permanecen constantes para frecuencias menores a ésta. Considerando este modelo, muchos son los estudios que han realizado diversos autores, los cuales, aplicando la técnica de análisis espectral, buscaban determinar los parámetros de fuente sísmica. Entre estos estudios, uno de los más representativos es el de Hanks y Wyss (1972), quienes analizaron sismos en un rango de entre 6 y 7.2 M_L con observaciones telesísmicas (distancias epicentrales $> 10^\circ$ ó 1500 km), característica que resulta adecuada para el modelo de Brune, no así el rango de magnitud de los eventos. El objetivo de su trabajo era corroborar la validez de las aproximaciones propuestas por Brune (1970). Dentro de los eventos estudiados se encuentran el de Mudurnu Valley Turquía de 1967 ($M=7.1$), y el de Dasht-e-Bayaz Irán de 1968 ($M=7.2$), magnitudes semejantes a la del temblor El Mayor-Cucapah. los radios de falla obtenidos, pese a la magnitud de los eventos, resultaron compatibles con las observaciones hechas en campo; lo cual demostró la importancia que tiene la distancia de observación.

Considerando los resultados obtenidos en este trabajo de tesis, el modelo de Brune, al no cumplirse la condición de tener observaciones en campo lejano, no es aplicable en el cálculo de parámetros de fuente tales como, radio de falla (r) y caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) del temblor El Mayor-Cucapah de 2010 (7.2 M_w), ya sea empleando los registros de GPS o los registros de aceleración de las estaciones WES y 5058. Dado que los valores promedio de f_c obtenidos se encuentran entre los 0.2 a 0.9 Hz, el valor caída de esfuerzo y radio de falla (ecuaciones 34 y 35) que se obtuvieron, no son congruentes con las observaciones en campo.

Para el sismo El Mayor-Cucapah, la única forma de obtener valores para el radio de falla congruentes con las observaciones en campo (v. g. Hanks y Wyss, 1972) y de caída de esfuerzo en el rango establecido por Kanamori y Anderson (1975) "10 -100 bars", es con un valor de frecuencia de esquina de ~ 0.02 Hz, el cual pudiera obtenerse únicamente con registros de campo lejano. Dado que la amplitud de las ondas sísmicas disminuye con la distancia, el GPS no es adecuado para su aplicación en este campo. Lo anterior se justifica por lo descrito en el apartado 3.2, en donde se señala que amplitudes de desplazamiento menores a 1 cm se encuentran en el nivel de ruido de las observaciones de GPS. Para los sitios P481 y P066, que fueron los más alejados del epicentro (90 Km), los valores de frecuencia de esquina se encuentran por debajo de 0.1 Hz, lo cual se considera como un indicio de que la suposición planteada para el campo lejano es correcta. No obstante, solamente con registros de aceleración es posible obtener valores de frecuencia de esquina apropiados, siendo esto lo que permitió a Hanks y Wyss, obtener parámetros congruentes.

Si se consideran nuevamente las figuras 40 y 41 en el que se lleva a cabo la comparativa entre los espectros de GPS y los obtenidos de la doble integración de registros acelerométricos, se reafirma que el valor de la frecuencia de esquina se define mejor en los espectros de desplazamiento GPS y por ende la parte plana del espectro. No obstante, en altas frecuencias, el nivel de ruido de los registros GPS no permite observar desplazamientos por debajo del centímetro, no así con los registros de aceleración, lo que resalta la importancia de la complementariedad entre ambos instrumentos para los estudios sismológicos.

Por otro lado, un estudio que ha servido de referencia para la realización del presente trabajo, al cual ya se han hecho múltiples referencias en capítulos previos, es el realizado por Zheng *et al.*, (2012). Ellos al igual que nosotros, emplearon datos de GPS a 5 Hz con el objetivo de llevar a cabo el análisis sismo-tectónico del temblor El Mayor-Cucapah. Adicional, realizaron una comparativa entre el sitio P496 y la estación acelerométrica 5058, logrando comprobar la efectividad de los registros GPS de alta frecuencia para determinar las propiedades y parámetros de ruptura de un terremoto, en conjunto con datos sismológicos. La metodología empleada por Zheng para el procesamiento de datos GPS (Dobles Diferencias) y la obtención del momento sísmico y la magnitud, difieren de la utilizada en este trabajo, no obstante, sus resultados son similares a los nuestros.

La principal diferencia entre el trabajo de Zheng *et al.*, (2012) con nuestro trabajo, radica principalmente como se ha descrito, en las metodologías empleadas. En el caso de Zheng, al emplearse las Dobles Diferencias, es de primordial importancia definir una estación de referencia lo suficientemente lejana del epicentro, como para no verse afectada por los desplazamientos generados por las ondas sísmicas, pero a distancias prudentes de los sitios de interés que pueda garantizar la observación a los mismos satélites, condición que no se requiere para el Posicionamiento Puntual Preciso. Por su parte, para la determinación de los parámetros de fuente, tales como el cálculo del momento sísmico y la magnitud, Zheng *et al.*, (2012), recurrieron a métodos de inversión con el fin de obtener el mecanismo focal. Pese a que emplearon un método que no requiere de un gran número de estaciones, si se desea obtener un buen grado de precisión, una buena cobertura azimutal es requerida, no obstante, al estar todas las estaciones al norte de la del epicentro, la cobertura azimutal está lejos de ser ideal, lo cual se convierte en una limitante.

A continuación, se presenta una tabla comparativa entre el trabajo de Zheng *et al.*, (2012) y el nuestro.

Tabla 3 Comparativa de resultados concernientes a las observaciones en el sitio P496 de los desplazamientos generados por el temblor El Mayor-Cuapah publicados por Zheng *et al.*, (2012), y los obtenidos en este trabajo de tesis.

	Zheng <i>et al.</i>, (2012)	Tesis
Tasa de muestro, registros GPS	5 Hz	5 Hz
Software	GAMIT (MIT)	GIPSY-OASIS II (JPL)
Técnica de procesamiento	Dobles diferencias	PPP
Desplazamientos pico P496	57 y 53 cm componentes N-S y E-O	53 y 54 cm componentes N-S y E-O
Banda de frecuencia dominante	0.01 - 0.3 Hz	0.05 - 0.3 Hz
Calculo de magnitud (Técnica)	Mecanismo focal (inversión)	Análisis espectral
Magnitud calculada	7.2 Mw	7.1 Mw

Finalmente, González-Ortega (2014) en su trabajo de tesis doctoral, realizó una campaña de observación GPS que inició desde el día uno posterior al temblor El Mayor-Cuapah y que se prolongó hasta el día quince. Empleó datos de sitios temporales en el norte de Baja California, así como de estaciones permanentes en el sur de California (sopac.ucsd.edu); todas ubicadas en las cercanías del sismo, lo que le permitió cuantificar los desplazamientos cosísmicos y postsísmicos estáticos. El procesamiento de datos lo realizó con el software GAMIT/GLOBK, empleando la técnica de dobles diferencias. El mayor desplazamiento cosísmicos reportado fue de 1.16 m. correspondiente al sitio LPUR (La Puerta), ubicado a tan solo 8 km del epicentro, al SE de la Sierra Cucapah.

Posteriormente, González-Ortega *et al.* (2014) extendieron su campaña de observación hasta por un rango >700 días, logrando definir con mayor precisión los desplazamientos postsísmicos, los cuales se encontraron en la misma dirección que los desplazamientos cosísmicos, pero hasta en un orden de magnitud inferiores a los mismos. Dicha información fue corroborada por observaciones de InSAR, que demostró que los principales deslizamientos de reajuste o relajación ocurrieron en la periferia de los mayores deslizamientos cosísmicos registrados en la falla. En la figura 76 se pueden apreciar los vectores de los principales desplazamientos cosísmicos reportados por González-Ortega (2014) y González-Ortega *et al.*, (2014). En dicho mapa se han incluido los vectores de los desplazamientos cosísmicos obtenidos de los ocho sitios analizados en este trabajo de tesis (figura 24).

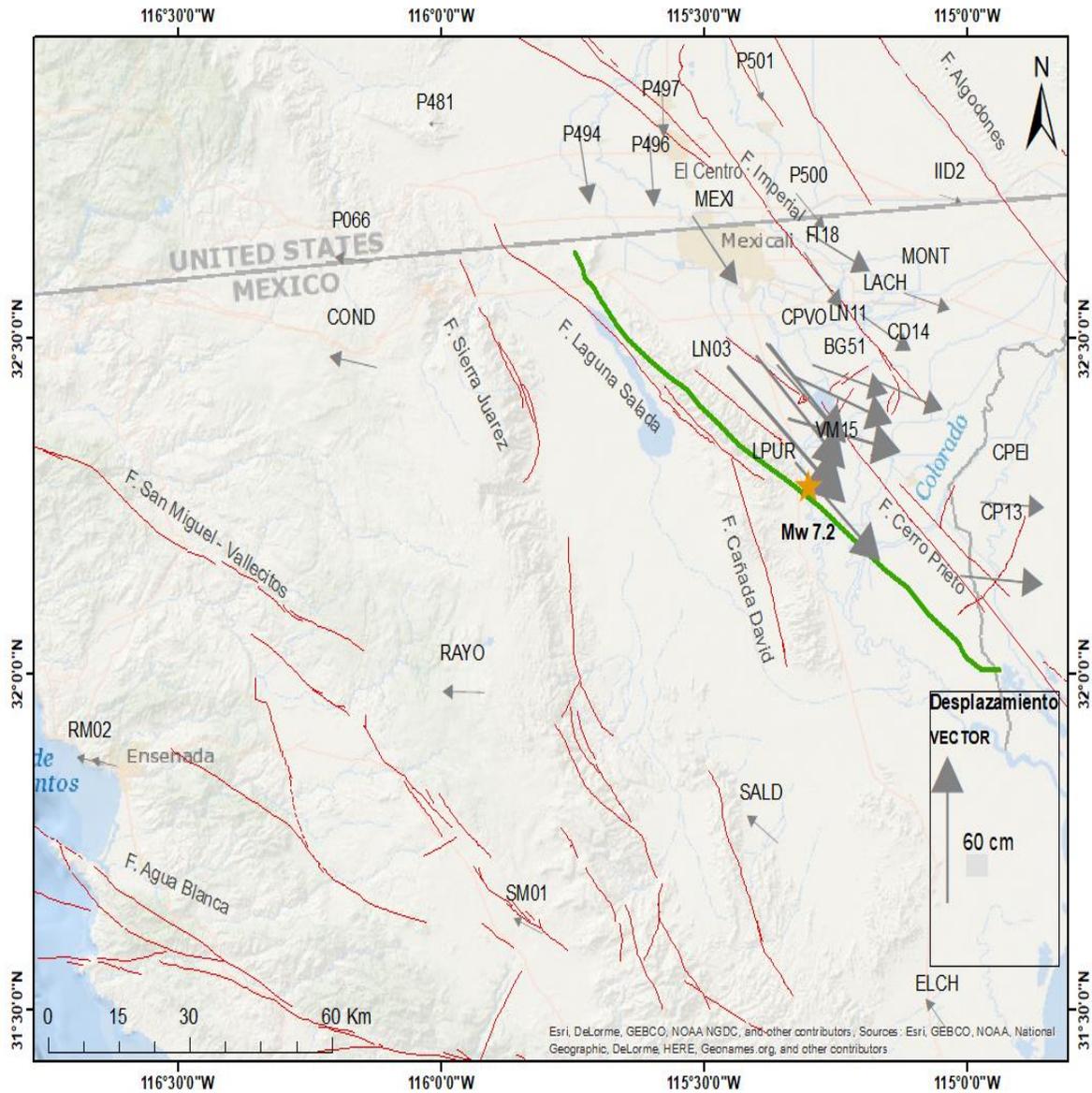


Figura 42 Mapa de la zona de estudio en el que se muestran los vectores de desplazamientos cosísmicos estáticos (flechas grises) reportados por González-Ortega (2014) y González-Ortega *et al.*, (2014); y en el que se anexan también los vectores de los desplazamientos cosísmico cinemático observados en los sitios estudiados en este trabajo de tesis. La línea verde representa la ruptura del sismo El Mayor-Cucapah, la estrella el epicentro, y las líneas rojas las fallas principales de la región.

Capítulo 5. Conclusiones

El GPS en procesamiento cinemático ha demostrado ser un adecuado instrumento de medición sísmica, capaz de calcular de forma certera el tamaño de un temblor. Los valores obtenidos de momento sísmico y magnitud de momento del temblor El Mayor-Cucapah (7.2 Mw), son consistentes con los resultados publicados en la literatura.

El GPS como instrumento sísmico, solo es útil en observaciones en campo cercano y sismos de mediana y gran magnitud, pues se ha comprobado que las oscilaciones de desplazamiento sísmico, por debajo del nivel de ruido (1 cm) no son perceptibles.

A diferencia de los instrumentos acelerométricos, en los espectros de desplazamiento GPS se definen mejor las bajas frecuencias, las cuales se encuentran asociadas a oscilaciones mayores generadas por el paso de las ondas sísmicas, primordialmente de ondas S y superficiales. Esto se ve directamente reflejado en la estimación de frecuencia de esquina, ya que, al medir directamente el desplazamiento del suelo, el GPS se encuentra libre de las distorsiones y desfases de los que sufren los registros de aceleración, provocados por efectos inherentes a la doble integración numérica.

Adicional a lo anterior descrito, el GPS resultan sumamente útil también para determinar los desplazamientos cosísmicos, los cuales para el temblor El Mayor-Cucapah resultaron consistentes con el mecanismo de falla lateral derecho, siendo considerablemente mayores en las componentes N-S conforme los sitios se encuentran más cercanos a la ruptura, y E-O para los más alejados. Estos desplazamientos cosísmicos son difíciles de calcular con registros de aceleración, de acuerdo con lo estimado aquí.

El modelo de Brune (1970), no es adecuado para determinar los parámetros de fuente adicionales al momento sísmico, tales como la caída de esfuerzo y radio de falla, en el campo cercano, ya sea empleando datos GPS o aceleración. Si se consideran antecedentes como el de Hanks y Wyss (1972), el modelo de Brune podría ser aplicable a sismos de magnitudes como la de El Mayor-Cucapah, solo si se emplean registros de aceleración de observación en el campo lejano u observaciones telesísmicas.

Dado lo anterior se ha demostrado la complementariedad de los equipos de GPS y aceleración para el análisis y estudio sismotectónico, pues si bien el GPS en campo cercano ofrece buenos resultados, el nivel de ruido le impide observar oscilaciones menores al centímetro. No así con los acelerómetros, que además permite de la observación de eventos telesísmicos.

Literatura citada

- Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964: Part 1. A statistical analysis.
- Allen, R. M. y Ziv, A. (2011). Application of Real-Time GPS to earthquake early warning. *Geophysical Research Letters*, 38, L16310.
- Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, C., & Spudich, P. (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B6), 4595-4607.
- Ashby, N. (2003). Relativity in the global positioning system. *Living Reviews in Relativity*, 6(1), 1.
- Beauperthuy, L. (2008). Sismofísica Básica. Fondo Editorial de la Universidad de Oriente, Cumaná, estado Sucre, Venezuela, p 230.
- Berrocoso, M., Ramírez, M. E., Pérez-Peña, A., Enríquez-Salamanca, J. M., Fernández-Ros, A., & Torrecillas, C. (2004). El sistema de posicionamiento global. *Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cadiz*.
- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W. C., Plag, H. P., Stein, S., & Okal, E. (2006). Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems. *Geophysical Research Letters*, 33(11).
- Blewitt, G., Hammond, W. C., Kreemer, C., Plag, H. P., Stein, S., & Okal, E. (2009). GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems. *Journal of Geodesy*, 83(3), 335-343.
- Blewitt G GPS and Space-Based Geodetic Methods. In: Gerald Schubert (editor-in-chief) *Treatise on Geophysics*, 2nd edition, Vol 3. Oxford: Elsevier; 2015.
- Bock, Y., & Melgar, D. (2016). Physical applications of GPS geodesy: a review. *Reports on Progress in Physics*, 79(10), 106801.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26), 4997-5009.
- Crowell, B., Bock, Y., Squibb, M.B. (2009). Demonstration of earthquake early warning using total displacement waveforms from Real-Time GPS networks. *Seismological research letters*, 80(5), 722-782.
- Crowell, B.W., Bock, Y., Melgar, D. (2012). Real- Time inversión of GPS data for finite fault modeling and rapid hazard assessment. *Geophysical Research Letters*, 39, L09305.
- De Cartografía, M. D. L. S. (2007). del territorio colombiano. *Departamento de la Guajira*. Recuperado de:
ftp://ftp.ciat.cgiar.org/DAPA/planificacion/GEOMATICA/GPS/GPS_Modulo.pdf

- Dixon, T. H. (1991). An introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Reviews of Geophysics*, 29(2), 249-276.
- Fletcher, J., Teran, O.J., Rockwell, T. K., Oskin, M., Hudnut, K. W., Mueller, K. J. Spelz, R. M., Akciz, S. O., Masana, E., Faneros, G., Fielding, E. J., Leprince, S., Morelan, A. E., Stock, J. Lynch, D. K. Elliott, A. J., Gold, P., Liu-Zeng, J., González-Ortega, A. Hinojosa-Corona, A., and González-García, J. (2014). *Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor–Cucapah (Mexico) Mw 7.2 earthquake*. *Geosphere*, 10 (4), 797-827.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., & Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 140, 1-201.
- González-García, J. J. (1986). *Sismotectónica del valle de Mexicali 1977-1980* (Tesis de maestría). Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, México.
- González-García, J. J., González-Ortega, A., Bock, Y., Fialko, Y., Fielding, E. J., Fletcher, J. M., ... & Rockwell, T. K. (2010, December). Seismotectonics of the 2010 El Mayor Cucapah-Indiviso earthquake and its relation to seismic hazard in Southern California. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- González-Ortega, A., Fialko, Y., Sandwell, D., Nava-Pichardo, F. A., Fletcher, J., González-García, J., Lipovsky, B., Floyd, M. y Funning, G. (2014). El Mayor-Cucapah ($M_w = 7.2$) earthquake: early near-field postseismic deformation from InSAR and GPS observations. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 119(2). doi:10.1002/2013JB010193.
- González-Ortega, A. (2014). *Análisis sismo-geodésico del sismo El Mayor-Cucapah ($M_w = 7.2$) del 4 de abril de 2010, Baja California* (Tesis Doctoral). Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, México. Disponible en: <http://biblioteca.cicese.mx/catalogo/tesis/ficha.php?id=23515>
- Hanks, T. (1981). The Corner Frequency Shift, Earthquake Source Models, and Q. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 71 (3); pp. 597-612.
- Hanks, T. C. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys.* 84(B5), 2348–2350.
- Hanks, T. C. y Wyss, M. (1972). The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2), 561-589.
- Harraiz Sarachaga, M. (1997). *Conceptos básicos de Sismología para ingenieros* (1ra ed.). Lima, Perú: Centro Peruano Japonés de Investigación Sísmica y Mitigación de Desastres.
- Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J.A., Kanamori, H. (2010). The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake Sequence, Baja California, Mexico and Southernmost California, USA: *Active Seismotectonics along the Mexican Pacific Margin*. *Pure Appl. Geophys.* 168, 1255–1277.

- Jáuregui, L. (19 de enero 2011). *Curso Básico GPS*. [Archivo de texto, repositorio]. Recuperado de: <http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/iluis/publicaciones/Topograf%eda/>
- Jeffrey, C. (2015). An introduction to GNSS: GPS, GLONASS, Galileo and other global navigation satellite systems. *Eng., Novatel Inc.*
- Johnson, L. R., & McEvilly, T. V. (1974). Near-field observations and source parameters of central California earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(6), 1855-1886.
- Keilis-Borok, V.I. (1960) Investigation of the Mechanism of Earthquakes. Soviet Research in Geophysics (English translation), 4, 29
- Kouba, J., y Héroux, P. (2001). Precise point positioning using IGS orbit and clock products. *GPS solutions*, 5(2), 12-28.
- Kanamori, H., y Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America*, 65(5), 1073-1095.
- Kanamori, H. y Brodsky, E. (2004). The physics of earthquakes. *Physics*. (67); pp. 1429-1496.
- Kovach, R. L., Allen, C. R., & Press, F. (1962). Geophysical investigations in the Colorado delta region. *Journal of Geophysical Research*, 67(7), 2845-2871.
- Larson, K.M., Bodin, P., Gomberg, J. (2003). Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake. *Science*, 3000, 1421-1424.
- Madariaga, R. (1989). Propagación de Ondas Sísmicas en el campo cercano. *Física de la Tierra*, 1, 51
- Martínez – Bárcena, H. (2016). *Tectónica de placas en Isla Guadalupe, Baja California, México: 15 años de observación GPS* (Tesis de Maestría). CICESE, México.
- Mendes, V. B., y Langley, R. B. (1994). Modeling the tropospheric delay from meteorological surface measurements: comparison of models. *EOS Transactions*, 75(16), 105.
- Mendoza, L., Kehm, A., Koppert, A., Dávila, J. M., Gárate, J., Becker, M. (2012). The Lorca earthquake observed by GPS a test case for GPS Seismology. *Física de la tierra*, 24, 129-150.
- Peláez, J. A. (2011). Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3), 267-275.
- Pozo-Ruz, A., Ribeiro, A., García-Alegre, M. C., García, L., Guinea, D., & Sandoval, F. (2000). *Sistema de posicionamiento global (GPS): Descripción, análisis de errores, aplicaciones y futuro*. ETS Ingenieros de Telecomunicaciones. Universidad de Málaga.
- Raines, G. L., Hatch, M. E., y Haley, S. (1991). Liquefaction Potential in the San Diego-Tijuana Metropolitan region. *En: Environmental perils San Diego region. Woodward-Clyde Consultants ed., San Diego, Ca*, 109-118.
- Sánchez, J. A. (2010). Observables GPS. Montevideo, Uruguay.

- Savage, J. C. (1972). Relation of corner frequency to fault dimensions. *Journal of geophysical research*, 77(20), 3788-3795.
- Schubert, C. A. R. L. O. S. (1980). Aspectos geológicos de los Andes venezolanos: Historia, breve síntesis, el cuaternario y bibliografía. *Estudios Ecológicos de los Páramos Andinos*, 29-46.
- Sharp, R. P. (1972) *Geology, Field Guide to Southern California*. Dubuque, Iowa: WM. C. Brown Company Publishers.
- Stein, s. y Wysession, M. (2003). *An Introduction To Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Massachusetts: Blackwell Publishing.
- Thatcher, W., y Hanks, T. C. (1973). Source parameters of southern California earthquakes. *Journal of geophysical research*, 78(35), 8547-8576.
- Thorne, L. y Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Primera edición. Internacional Geophysics Series. 58. San Diego, California, p. 375.
- Jan Van Sickle, P. L. S. (1996). *GPS for Land Surveyors*. ISBN 1-57504-041-7. United States of America: Ann Arbor press, Inc.
- Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J.P., Helmberger, D., Hauksson, E., Chu, R., Simons, M., Hudnut, K., Herring, T., Briggs, R. (2011). Superficial simplicity of the 2010 El Mayor–Cucapah earthquake of Baja California in Mexico. 31 de julio de 2011, www.nature.com/naturegeoscience
- Zheng, Y., Li, J., Xie, Z., Ritzwoller, M.H. (2012). 5 Hz GPS seismology of the El Mayor-Cucapah earthquake estimating the earthquake focal mechanism. *Geophys*, 190, 1723-1732.