

Tesis defendida por
Javier Alejandro González Ortega
y aprobada por el siguiente comité

Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo
Co-Director del Comité

Dr. John Fletcher Mackrain
Co-Director del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité

Dr. David T. Sandwell
Miembro del Comité

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

Dr. Jesús Favela Lara
Director de la Dirección de Estudios de
Posgrado

Abril de 2014

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



**Programa de Posgrado en Ciencias
En Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología**

**Análisis sismo-geodésico del sismo El Mayor-Cucapah ($M_w=7.2$) del 4 de
abril de 2010, Baja California**

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

Presenta:
Javier Alejandro González Ortega

Ensenada, Baja California, México
2014

Resumen de la tesis de Javier Alejandro González Ortega, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Análisis sismo-geodésico del sismo El Mayor-Cucapah ($M_w=7.2$) del 4 de abril de 2010, Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo
Co-Director de tesis

Dr. John Fletcher Mackrains
Co-Director de tesis

El sismo El Mayor-Cucapah, $M_w=7.2$, del 4 de abril de 2010 ocurrió 30 km al sureste de la ciudad de Mexicali, Baja California, México. Este sismo produjo fallamiento a lo largo de varias fallas en la Sierra Cucapah y en el Valle de Mexicali; el fallamiento que alcanzó la superficie en el valle señaló la presencia de una falla previamente desconocida, la falla Indiviso. Utilizamos el *Sistema de Posicionamiento Global Satelital* (GPS) e *Interferometría de imágenes de Radar de Apertura Sintética* (InSAR) para caracterizar y modelar la deformación cosísmica y postsísmica producida por el sismo El Mayor-Cucapah.

El modelo de distribución de deslizamiento cosísmico está compuesto por 7 segmentos de falla con longitud total de ~ 120 km y se extiende desde la superficie hasta 10 km de profundidad. El deslizamiento se concentra principalmente en la región del hipocentro con deslizamiento lateral máximo de 450 cm. El modelo cosísmico tiene magnitud $M_w=7.2$, que concuerda con la solución del Tensor de Momento Global. Para los segmentos adyacentes a los de mayor deslizamiento, las réplicas ocurrieron principalmente en la periferia de las zonas de deslizamiento cosísmico significativo. El modelo cosísmico obtenido aquí, que incluye el desplazamiento superficial medido a lo largo de la traza de la falla, presenta déficit de deslizamiento somero.

Los desplazamientos postsísmicos estimados con GPS en el campo cercano muestran decaimiento temporal gradual; con tiempos característicos de 66 ± 9 días, 20 ± 3 días y 258 ± 22 días, para los modelos de relajación viscoelástica, deslizamiento continuo en el plano de falla y fricción, respectivamente. Estos últimos dos modelos ajustan mejor los datos que el modelo viscoelástico. Los desplazamientos postsísmicos que ocurren en el campo cercano durante los primeros cinco meses después del sismo, observados con GPS e InSAR, pueden ser explicados mediante una combinación de modelos de deslizamiento continuo, contracción y poroelasticidad. La contracción es somera y está relacionada con regiones de máximo deslizamiento cosísmico, ello indica posiblemente, recuperación de dilatación cosísmica en la falla. El modelo poroelástico explica una fracción de los desplazamientos observados en la región noroeste de la ruptura. Los desplazamientos en el campo lejano observados con GPS al parecer requieren de un modelo de relajación viscoelástica en la capa dúctil de la corteza y parte superior del manto.

Palabras clave: **El Mayor-Cucapah, deformación cosísmica, deformación postsísmica, InSAR, GPS, déficit de deslizamiento somero, deslizamiento continuo en el plano de falla, contracción y rebote poroelástico.**

Abstract of the thesis presented by Javier Alejandro Gonzalez Ortega as a partial requirement to obtain the Doctor of Science Degree in Earth Sciences with orientation in Seismology.

Seismo-geodetic analysis of the El Mayor-Cucapah ($M_w=7.2$) earthquake, 4 April 2010, Baja California

Abstract approved by:

Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo

Thesis Co-Director

Dr. John Fletcher Mackrann

Thesis Co-Director

The $M_w=7.2$, April 4, 2010, El Mayor-Cucapah earthquake occurred 30 km southeast of the city of Mexicali, Baja California, Mexico. The earthquake ruptured several previously mapped faults, as well as some unidentified ones, at the Sierra Cucapah and the Indiviso fault in the Mexicali Valley. We used the *Global Positioning System* (GPS) and *Interferometric Synthetic Aperture Radar* (InSAR) to characterize and model the coseismic and postseismic deformation from the El Mayor-Cucapah earthquake.

The coseismic slip distribution model is composed of 7 segments with a total fault length of ~ 120 km and extends from surface to 10 km depth. The slip is mainly concentrated in the hypocentral region with a maximum value of 450 cm. The coseismic slip model has $M_w=7.2$, in accordance with the Global Centroid Moment Tensor solution. The aftershocks mainly occurred in the periphery of the major coseismic slip areas. The coseismic model obtained here, which includes displacements measurements along the fault trace, exhibit shallow slip deficit.

The postseismic displacements estimated from GPS in the near field show a gradual decay in time; with characteristic times of 66 ± 9 days, 20 ± 3 days and 258 ± 22 days, for viscoelastic relaxation, afterslip and rate-strengthening friction law models, respectively. The latter two fit the data better than the viscoelastic model. Postseismic displacements obtained in the near field during the first five months after the earthquake, using GPS and InSAR, can be explained by afterslip, contraction, and poroelastic rebound of fluid saturated crust. The contraction is shallow and correlated to areas that experienced maximum coseismic slip, possibly indicating the recovery of coseismic dilatancy in the fault zone. The poroelastic model explains some fraction of the observed displacements around the northwest section of the main rupture. The GPS displacements in the far field seem to require viscoelastic relaxation in the ductile layer of the crust and upper mantle.

Keywords: El Mayor-Cucapah, coseismic deformation, postseismic deformation, InSAR, GPS, shallow slip deficit, afterslip, fault contraction, poroelastic rebound.

Dedicatoria

A Minerva por entregarme su amor cada segundo.

A mis padres, Javier y Armida, quienes han guiado mis pasos.

A mis hermanos Violeta y Adrián, aunque estén lejos o cerca se encuentran en mí.

A mis amigos desde pre-escolar: Ramsés y Pedrín.

A Jesús Alonso Castañeda Montes...

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, CICESE, por su apoyo administrativo, académico y formativo desde niño.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico en la realización de esta tesis y a los proyectos de investigación No. 81463 y No.133042.

A mis codirectores Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo y Dr. John Fletcher Mackrain por su confianza y haber estado siempre en la mejor disposición de ayudarme. Gracias por sus valiosas sugerencias, y, sobre todo por su amistad.

Al Dr. José Manuel Romo Jones por sus clases que disfrute y aprendí muchísimo. Al Dr. David Sandwell por su paciencia y disposición a enseñarme el mundo de la geodesia espacial. Al Dr. Yuri Fialko por haberme brindado su tiempo y dedicación para enseñarme sobre la física de los terremotos y los modelos de deformación. Al M.C. José Javier González García por compartirme de su tiempo, fuerza, conocimiento y por todos esos años de información invaluable de GPS. Todavía recuerdo el 7.8 Cucapah...

A todos mis compañeros y amigos del posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a Orlando Terán.

Contenido

	Página
Resumen.....	ii
Abstract.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Contenido.....	vi
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xi
Lista de figuras en anexo.....	xii
Lista de tablas en anexo.....	xiii
 Introducción.....	 1
 Capítulo 1	
1.1 Radar, Radar de Apertura Sintética (SAR) e Interferometría de SAR (InSAR).....	5
1.1.1 Radar.....	5
1.1.2 Radar de Apertura Sintética (SAR).....	7
1.1.3 Interferometría de imágenes de Radar de Apertura Sintética (InSAR)..	8
1.1.4 Coherencia y error en DInSAR.....	11
1.1.5 Aplicaciones de DInSAR.....	12
1.1.6 Interferometría en dirección acimutal.....	13
1.2 Desplazamiento en 3D utilizando DInSAR.....	15
1.3 Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS).....	16
1.3.1 Tipos de señal GPS y cálculo de la posición.....	17
1.3.2 Cálculo de posición con dobles diferencias L_1 y L_2	20
1.3.3 Aplicaciones del GPS.....	22
1.4 Modelo de dislocación.....	23
1.4.1 Formalismo de inversión.....	26
 Capítulo 2	
2.1 El sismo El Mayor-Cuapah ($M_w=7.2$).....	29
2.2 Observaciones cosísmicas con DInSAR y GPS.....	31
2.2.1 Interferogramas DInSAR en dirección de línea de vista.....	31
2.2.2 Interferogramas DInSAR en dirección acimutal.....	33
2.2.3 Mediciones con GPS.....	36
2.3 Modelo de deslizamiento cosísmico de El Mayor-Cuapah.....	41
2.4 Desplazamiento cosísmico en 3D utilizando DInSAR.....	56
2.5 Discusión.....	60
2.6 Conclusiones.....	65

Capítulo 3	
3.1 Introducción.....	67
Capítulo 4	
4.1 Conclusiones generales.....	68
4.2 Trabajo a futuro.....	71
Referencias bibliográficas.....	72
Anexo	
1. Abstract.....	1
2. Introduction.....	2
3. Data adquisition and processing.....	5
4. Postseismic deformation transients.....	7
5. Postseismic deformation models.....	12
6. Discussion.....	25
7. Conclusions.....	27

Lista de figuras

Figura		Página
1	Mapa tectónico mundial. Las líneas en color rojo representan los límites entre placas tectónicas.....	1
2	A) Representación esquemática del ciclo sísmico y sus fases. B) Representación gráfica del ciclo sísmico, en términos de deformación y tiempo.....	2
3	Aspecto geométrico de la tecnología de Radar.....	6
4	Geometría de InSAR por paso repetido.....	9
5	Fases <i>empaquetada</i> y <i>desempaquetada</i>	11
6	A) Frecuencia Doppler (f_D) como función del tiempo. B) Ilustración esquemática de los pulsos de radar que envía el satélite hacia la superficie del terreno.....	14
7	Constelación satelital del Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS). Recuperada de http://concurso.cnice.mec.es/cnice2006/material121/unidad3/sat_gps.htm	16
8	A) Esquema ilustrativo de la relación vectorial de los parámetros orbitales (s), la distancia del satélite al receptor (r) y la posición del receptor con respecto al centro de la Tierra (u). B) 1. El satélite envía el código PRN al tiempo t_1 . 2. Se recibe la señal en el receptor a un tiempo t_2 . 3. Este genera una réplica del código PRN. 4. Se calcula el desfase Δt (aparente retraso) del código PRN. C) Relación esquemática entre los diferentes valores de tiempo GPS, involucrados en la estimación de la posición del receptor: del satélite, del Sistema y del receptor.....	18
9	Esquema ilustrativo de dobles diferencias. a y b representan receptores; p y q representan satélites.....	21
10	A) Estación GPS. Consiste en tripie, base nivelante y antena (fotografía: Alejandro González). B) Antena anillada. Recuperada de https://www.trimble.com/infrastructure/gnss-choke-ring.aspx	22

Figura		Página
11	A) Geometría de la fuente de dislocación y el sistema de coordenadas de la ecuación (22). B) Geometría del modelo de fuente rectangular en el sistema de coordenadas x,y,z	24
12	Mapa del norte de Baja California, México y sur de California, Estados Unidos, con sombreado topográfico.....	30
13	Interferogramas en la región de ocurrencia del sismo El Mayor-Cucapah del 4 de Abril de 2010.....	32
14	Interferogramas en dirección AZO, obtenidos para el lapso indicado. (a) Interferograma T077 del período 2010/03/28 – 2010/05/02. (b) Interferograma T084 del período 2010/03/08 – 2010/05/02, ambos Envisat. (c) Interferograma T211 del período 2010/01/15 – 2010/04/07 (plataforma satelital ALOS; Figura adaptada de Fialko et al, 2010). (d) Evidencia en campo de uno de los sitios donde se observó la ruptura de la falla Indiviso en el Valle de Mexicali (fotografía: Alejandro González).....	35
15	Componente norte del desplazamiento cosísmico para la estación LPUR.....	37
16	a) Desplazamiento cosísmico horizontal estimado en sitios de observación GPS. b) Desplazamiento cosísmico vertical.....	40
17	Modelo de deslizamiento cosísmico obtenido de desplazamientos GPS utilizando una sola falla.....	42
18	a) Desplazamiento cosísmico horizontal estimado y observado en sitios GPS. b) Desplazamiento cosísmico vertical estimado y observado en sitios GPS.....	43
19	Distribución de deslizamiento cosísmico (componente de rumbo) para tres valores del coeficiente de amortiguamiento κ	46
20	Coeficiente de amortiguamiento contra momento sísmico.....	47
21	Modelo de deslizamiento cosísmico para el sismo El Mayor-Cucapah obtenido con la combinación de datos InSAR y GPS.....	48

Figura		Página
22	Desplazamiento cosísmico en dirección LOS para interferogramas ascendentes.....	50
23	Desplazamiento cosísmico en dirección LOS para interferogramas descendentes.....	51
24	Desplazamiento cosísmico en dirección AZO para interferogramas ascendentes.....	52
25	Desplazamiento cosísmico en dirección AZO para interferogramas descendentes.....	53
26	Datos vs modelo de desplazamiento cosísmico horizontal (a) y vertical (b) en sitios GPS.....	55
27	Deslizamiento a rumbo medido en superficie a lo largo de la ruptura (línea punteada y cuadros en color azul).....	56
28	Desplazamiento cosísmico horizontal estimado a partir de los interferogramas mostrados en la Tabla 1.....	58
29	Desplazamiento cosísmico vertical estimado a partir de los interferogramas mostrados en la Tabla 1.....	59
30	Modelo de deslizamiento cosísmico estático y dinámico de El Mayor-Cuapah (Wei et al., 2011a).....	61
31	Distribución del promedio de deslizamiento cosísmico para los sismos El Mayor-Cuapah, Hector Mine y Landers, en función de la profundidad (los datos de Hector Mine y Landers son de Fialko et al., 2005).....	63
32	Deslizamiento acumulativo cosísmico (línea en color negro) y postsismico (línea en color rojo) en función de la profundidad.....	64

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Interferogramas utilizados para estimar los desplazamientos cosísmicos. Las imágenes fueron adquiridas por la plataforma satelital Envisat. $B_{\perp}$ es la componente perpendicular a la línea de base.....	31
2	Desplazamientos cosísmicos en sitios de medición GPS. Localización geográfica de cada estación y desplazamiento en las componentes norte, este, altura, y errores asociados (2σ : 95% de confianza). Unidades de desplazamiento en metros.....	38
3	Geometría de falla tomada de Fialko et al., (2010). Todos los segmentos de falla tienen ancho de 20 km. Las coordenadas señaladas corresponden al centro de cada uno de los segmentos.....	44
4	Valor de la desviación estándar de cada imagen en dirección LOS y AZO de acuerdo con las Figuras 22, 23, 24 y 25. En paréntesis se indica la dirección correspondiente de desplazamiento.....	49

Lista de figuras en anexo

Figura		Página
1	Map of the epicentral region of the El Mayor-Cucapah earthquake.....	4
2	Daily GPS positions for the four sites closest to the earthquake rupture.....	8
3	Radar interferograms spanning a time period of ~5 months after the earthquake: a) Ea3, April 13 to August 31, b) Ed3, April 16 to September 3, and c) Aa3, April 17 to September 2, 2010 (see Table A.1).....	10
4	Profiles across the fault trace (see Figure A.3) in zones of enhanced near-field deformation, for different time periods (see Table A.1). Positive LOS displacements correspond to ground motion toward the satellite.....	11
5	Predictions of the poroelastic rebound model. a) - c) Surface displacements projected onto the satellite LOS corresponding to interferograms shown in Figure A.3 (Ea3, Ed3, Aa3). d) Horizontal (black arrows) and vertical (color) displacements due to poroelastic rebound.....	15
6	InSAR data, model predictions, and residuals for the 2-component and 3-component afterslip inversions.....	18
7	LOS displacement profiles perpendicular to the local fault trace (see Figure A.6) across distinctive postseismic zones, where fault-normal contraction appears to be significant.....	19
8	A) Finite coseismic slip model from Fialko et al., (2010). Colors denote the amplitude of slip. Red circles denote aftershocks during the first 5 months. B) Best-fitting postseismic model. Colors denote the amplitude of fault-normal displacements (contraction is positive), and arrows denote the distribution of afterslip.....	22
9	Left panels: InSAR (color) and GPS (black arrows) data corrected for the presumed poroelastic deformation. Right panels: predictions of the best-fitting afterslip model.....	23

Figura		Página
10	Observed GPS displacements over the time period of 5 months following the earthquake (black arrows) and the best-fitting model predictions (blue arrows). The presumed poroelastic contribution was subtracted from the data.....	24

Lista de tablas en anexo

Tabla		Página
1	Interferometric pairs used for postseismic displacements.....	9
2	Fault geometry and geographical locations at segment centers from Fialko et al., (2010).....	14

INTRODUCCIÓN

La capa más superficial de la Tierra está constituida por grandes bloques llamados *placas tectónicas*, que se mueven y deslizan unas con respecto a otras (Figura 1). Este movimiento relativo genera zonas de deformación en la frontera entre placas. Las cadenas montañosas, la actividad volcánica, la formación de corteza oceánica y los sismos están relacionados con dicha deformación.

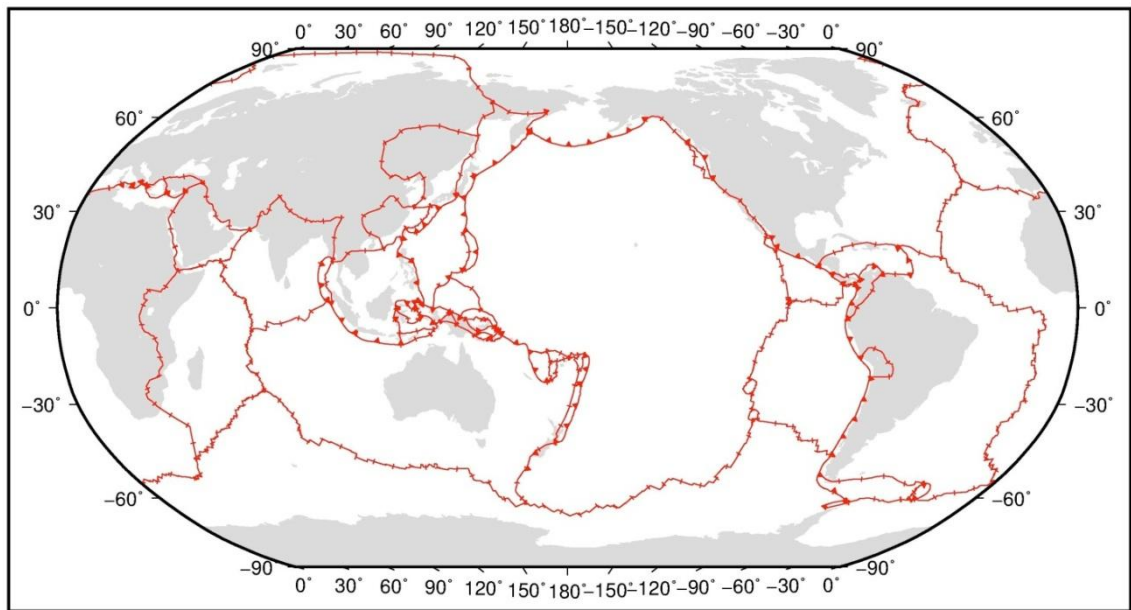


Figura 1: Mapa tectónico mundial. Las líneas en color rojo representan los límites entre placas tectónicas.

A principios del siglo XX se pensaba que las rupturas en superficie, observadas después de un sismo, eran resultado del fuerte movimiento del terreno. Sin embargo, en 1910 con base en observaciones del terremoto de San Francisco, California, de 1906, Henry Fielding Reid propuso la *teoría del rebote elástico*; concluyendo que los sismos son el resultado de la liberación de energía elástica que se ha acumulado en las fallas. Cuando la acumulación de la deformación elástica llega a un valor crítico, impuesto por las propiedades del material a lo largo de la falla, ocurre súbitamente el deslizamiento de la falla, esto es un sismo, liberando parte de la energía elástica en forma de ondas sísmicas, calor y fracturas en las rocas.

Posteriormente, se desarrolló el concepto de “ciclo sísmico”, el cual se refiere al comportamiento de acumulación continua de deformación y liberación súbita de esfuerzo en la falla. Cabe aclarar, que el término “ciclo” no implica necesariamente que los sismos en una determinada falla sean eventos periódicos. El ciclo sísmico se puede dividir en tres fases (Figura 2): intersísmica, cosísmica y postsísmica (Fiegl y Thatcher, 2006). En la fase intersísmica la acumulación de deformación elástica ocurre de manera lenta y continua durante muchos años. La fase cosísmica corresponde al instante en que ocurre el sismo y la ruptura se propaga a través de la falla. En la fase postsísmica, ocurre un “ajuste” en la corteza y en la falla, debido a la modificación del estado de esfuerzos causado por el sismo.

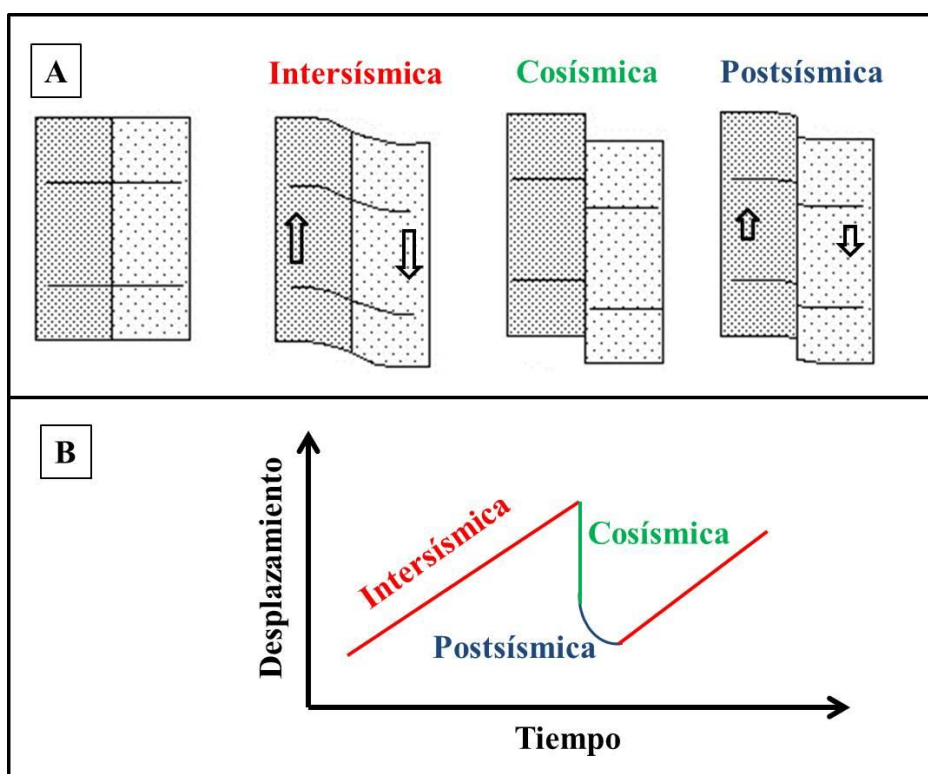


Figura 2: A) Representación esquemática del ciclo sísmico y sus fases. B) Representación gráfica del ciclo sísmico, en términos de desplazamiento y tiempo.

La deformación asociada con los eventos sísmicos se puede medir y evaluar usando diferentes tipos de observaciones geofísicas y geológicas; las que utilizaremos en la presente tesis son: sismológicas y geodésicas terrestres y espaciales (v.g. Feigl, 2002). En particular, durante las últimas dos décadas, con el uso de nuevas tecnologías

espaciales de percepción remota, se puede obtener mediciones precisas (del orden de centímetros) de la deformación antes y después de un sismo (Wdowinski y Erickson, 2009). En la actualidad, estas mediciones permiten estudiar detalladamente, en diferentes escalas de tiempo y espacio, las diferentes fases del ciclo sísmico.

El primer sismo estudiado por medio de estas técnicas geodésicas espaciales, por ejemplo a través de Interferometría de imágenes de Radar de Apertura Sintética (InSAR) fue el ocurrido el 28 de Junio de 1992, en Landers, California (Massonet et al., 1993). A partir de entonces, InSAR se ha utilizado como herramienta indispensable y complementaria a la sismología para el estudio de los sismos con magnitud mayor a 5.0 (Weston et al., 2012). También, el Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS), es otra herramienta de medición de la deformación superficial de la corteza. Con redes instrumentales de GPS permanentes y temporales, se puede estimar en tres dimensiones, la magnitud y dirección de los desplazamientos intersísmicos, cosísmicos y postsísmicos (Segall et al., 1997). Los estudios de GPS complementados con los de imágenes de InSAR, nos brindan una descripción de los procesos de deformación que modifican la superficie terrestre más detallada, en tiempo y en espacio, que la obtenida mediante técnicas tradicionales.

Las mediciones de los desplazamientos en superficie después de un sismo, se utilizan para inferir la distribución de deslizamiento sobre el plano de la falla causal (v.g. Burgmann y Dresen, 2008). Con este deslizamiento, se pueden estimar los cambios de esfuerzo en el medio (v.g. Freed, 2005) y realizar modelos de deformación postsísmica (v.g. Barbot et al., 2012).

El sismo del 4 de Abril de 2010, en Mexicali, Baja California, denominado *El Mayor-Cucapah*, nos brindó la oportunidad única de aplicar las metodologías de InSAR y GPS para caracterizar y modelar la deformación cosísmica y postsísmica. Las principales preguntas que queremos responder con este trabajo de tesis son las siguientes:

¿Cuáles son los parámetros geométricos de la falla causal del sismo El Mayor-Cucapah?

¿Como es la distribución de deslizamiento cosísmico de la falla principal?, y, ¿cómo es su relación con las réplicas?

¿Se pueden identificar los mecanismos dominantes de la deformación postsísmica del sismo El Mayor-Cucapah?

En el capítulo 1 presentamos una introducción a las técnicas de medición de la deformación: InSAR y GPS, el formalismo de inversión para una dislocación en un semiespacio homogéneo e isotrópico, y la metodología para calcular los desplazamientos cosísmicos en tres dimensiones usando InSAR.

En el capítulo 2, analizamos la deformación cosísmica producida por el sismo El Mayor-Cucapah $M_w=7.2$. Utilizamos desplazamientos cosísmicos registrados en imágenes de radar InSAR (Envisat), en orbitas ascendentes y descendentes, así como desplazamientos registrados en sitios GPS. Utilizamos estas observaciones, junto con los desplazamientos en superficie medidos a lo largo de la ruptura principal (Fletcher et al., 2014), para estimar la distribución de deslizamiento cosísmico en el plano de falla.

En el capítulo 3, y en detalle en el anexo, analizamos la deformación postsísmica del sismo El Mayor-Cucapah $M_w=7.2$. Utilizamos desplazamientos postsísmicos registrados por instrumentos GPS durante dos años a partir del sismo, así como interferogramas de imágenes de radar InSAR (Envisat y ALOS) obtenidas durante los primeros cinco meses después del sismo. Utilizamos estas observaciones en conjunto para estimar y contrastar diferentes modelos postsísmicos de deformación: deslizamiento continuo sobre el plano de falla (afterslip), contracción y poroelasticidad.

En el capítulo 4 presentamos las conclusiones generales de este trabajo de tesis.

CAPÍTULO 1

Existen distintas metodologías para medir la deformación de la superficie terrestre (Feigl, 2002). Aquí, utilizamos la Interferometría de Imágenes de Radar de Apertura Sintética (InSAR) y el Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS). Con el InSAR se generan imágenes de la deformación del suelo en una sola dimensión, en direcciones con la línea de vista y acimutal desde el satélite. La imagen de InSAR cubre un área aproximada de 100 km x 100 km. Con el GPS, las observaciones son obtenidas en puntos específicos localizados sobre la superficie del terreno, con la ventaja que dichas observaciones reportan la deformación tridimensionalmente. Además de presentar en este capítulo la metodología para realizar las observaciones geodésicas, también se muestra el formalismo de inversión para una dislocación en un medio homogéneo, así como las ecuaciones para obtener el desplazamiento cosísmico en tres dimensiones, utilizando las componentes vectoriales de InSAR.

1.1 Radar, Radar de Apertura Sintética (SAR) e Interferometría de SAR (InSAR).

1.1.1 Radar

El Radar (Radio Detection And Ranging) es un sistema de teledetección activo que transmite pulsos electromagnéticos y detecta los pulsos reflejados por el objetivo en la línea de vista del satélite (Figura 3); para propósitos de geodesia, el objetivo es la superficie terrestre y el sistema está montado en un satélite o aeronave. Las imágenes de Radar se encuentran en el espectro electromagnético correspondiente a las microondas (de 1cm a 1 m). A estas longitudes de onda, la interferencia debido a la atmósfera es mínima, con lo cual, el sistema de Radar no se ve afectado por condiciones meteorológicas.

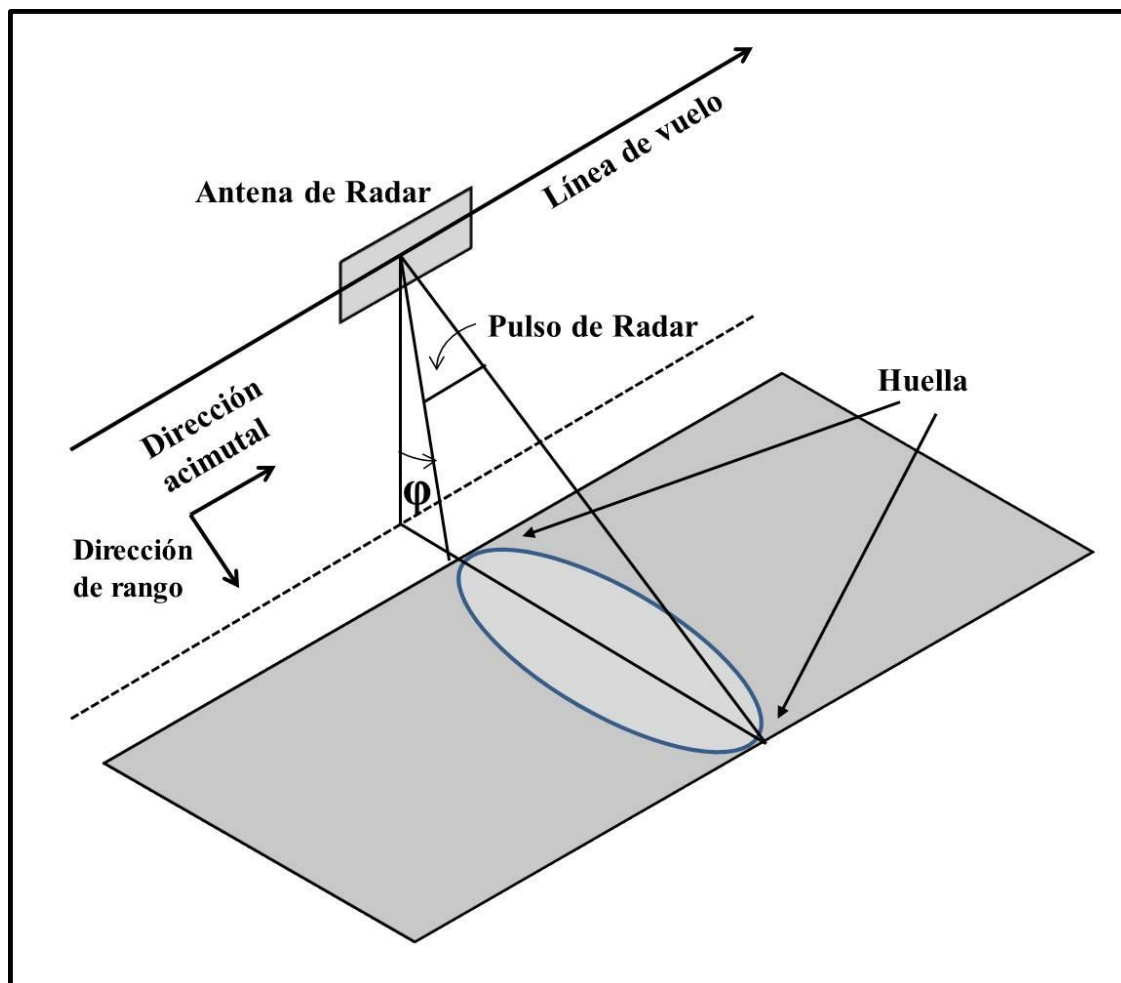


Figura 3: Aspecto geométrico de la tecnología de Radar. La plataforma satelital sigue una línea de vuelo en la dirección acimutal. La antena de radar apunta de lado hacia el terreno, en la dirección del rango o perpendicular a la dirección acimutal. ϕ es el ángulo de vista.

La antena del Radar al desplazarse a lo largo de su trayectoria (dirección acimutal), envía la señal de microondas perpendicular a la línea de vuelo (dirección rango). La señal llega a una región o zona de la superficie (huella) y se refleja en parte de vuelta hacia el Radar y en otras direcciones. Las dimensiones de una imagen típica de Radar son del orden de 100 km x 100 km. La imagen está compuesta por píxeles, cuyas dimensiones dependen de la resolución en la dirección acimutal y del rango.

La resolución en la dirección de rango, se define como la distancia mínima con la cual se pueden distinguir dos objetos diferentes y separados ubicados sobre la superficie del terreno en observación,

$$\partial_R = \frac{c\tau}{2\sin\varphi}, \quad (1)$$

donde c es la velocidad de la luz, τ es la duración del pulso emitido desde la fuente de Radar y φ es el ángulo de vista medido con respecto a la normal de la superficie del terreno. Debido a que la resolución del rango es proporcional a la duración del pulso, podríamos pensar en emplear pulsos de corta duración. Sin embargo, esto no es posible en la práctica, puesto que la razón señal a ruido se decrementa de manera sustancial. La técnica para solventar este inconveniente, se denomina *compresión de pulso* (Curlander y McDonough, 1991). Donde la ecuación (1) se modifica a,

$$\partial_R = \frac{c}{2f\sin\varphi}, \quad (2)$$

donde f es la frecuencia central de ancho de banda del pulso transmitido. Utilizando valores instrumentales y orbitales de la plataforma satelital Envisat (Hanssen, 2001), se obtiene la resolución de rango, $\partial_R \approx 10 \text{ m}$.

La resolución acimutal, se encuentra determinada por:

$$\partial_A = \frac{2R\lambda}{L}, \quad (3)$$

donde, R es la distancia de la antena del satélite a la superficie de reflexión, λ es la longitud de onda de la señal transmitida y L es la longitud de la antena de radar. Para obtener una buena resolución (pixel del orden de metros) se necesita una antena grande. De nuevo, como en el caso de la resolución de rango, existen limitaciones técnicas para realizar antenas lo suficientemente grandes, como para obtener una buena resolución. Por ejemplo, para la plataforma satelital Envisat, con $R \sim 800 \text{ km}$ y $\lambda = 5.6 \text{ cm}$, se necesitaría una antena de $\sim 2 \text{ km}$ de longitud para obtener una resolución acimutal, $\partial_A \approx 10 \text{ m}$. Para solventar este inconveniente, se introduce el concepto de Radar de Apertura Sintética (SAR) que se describe a continuación.

1.1.2 Radar de Apertura Sintética (SAR)

Cuando el receptor de Radar se mueve, respecto al terreno que reflejan las ondas, se produce un cambio en la frecuencia de la señal detectada. A este fenómeno se le conoce como efecto Doppler. En la dirección acimutal, un punto de la superficie se detecta

varias veces durante la trayectoria del Radar. Al comparar el cambio de frecuencia de cada una de las señales de retorno, respecto a la frecuencia de referencia, se pueden “enfocar” (Lyons, 2002) las señales de retorno a un solo punto (pixel). Esto actúa como tener una antena de longitud grande con una resolución acimutal de,

$$\partial_A = \frac{L}{2}, \quad (4)$$

donde, L es la longitud de la antena de Radar. Con la implementación del SAR, la necesidad de una antena grande no es necesaria para obtener resolución acimutal del orden de metros.

Una imagen de SAR está conformada por pixeles. Cada pixel contiene su valor de amplitud y fase de la onda reflejada al receptor (Massonnet y Feigl, 1998). Con estas imágenes de SAR se puede generar un interferograma, utilizando la diferencia de amplitud (interferometría aditiva) y fase (interferometría multiplicativa) de un par de imágenes de una misma región, a diferente tiempo (Hanssen, 2001), imágenes que llamaremos Imagen 1 e Imagen 2, respectivamente.

1.1.3 Interferometría de imágenes de Radar de Apertura Sintética (InSAR)

Las imágenes de SAR se representan en términos de amplitud y fase (Sandwell y Price, 1998), como:

$$C_1(x) = A_1(x)e^{-i\theta_1(x)}, \quad (5)$$

$$C_2(x) = A_2(x)e^{-i\theta_2(x)}, \quad (6)$$

donde, x es el vector de la posición geográfica del pixel, $A(x)$ es la amplitud y $\theta(x)$ es la fase.

El interferograma se obtiene al multiplicar la imagen 1 con el complejo conjugado de la imagen 2,

$$C_1 C_2^* = A_1 A_2 e^{i(\theta_1 - \theta_2)}, \quad (7)$$

La fase del interferograma $\theta = \theta_1 - \theta_2$, representa la diferencia de fase, en la línea de vista de las dos imágenes de SAR, cuyos valores van de 0 a 2π . La diferencia de fase, se puede expresar como:

$$\theta = \theta_1 - \theta_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \partial \rho, \quad (8)$$

donde λ es la longitud de onda de la señal y $\partial \rho$ es la diferencia entre la imagen 1 y la imagen 2 en la dirección del rango (Figura 4). Si se considera que las características de ruido, atmosféricas y de dispersión del haz, son iguales para las dos imágenes. $\partial \rho$, se puede expresar como la suma de las contribuciones: curvatura terrestre $\partial \rho_{curv}$, topografía $\partial \rho_{topo}$, y deformación del terreno $\partial \rho_{def}$. Por tanto,

$$\theta = \frac{4\pi}{\lambda} (\partial \rho_{curv} + \partial \rho_{topo} + \partial \rho_{def}). \quad (9)$$

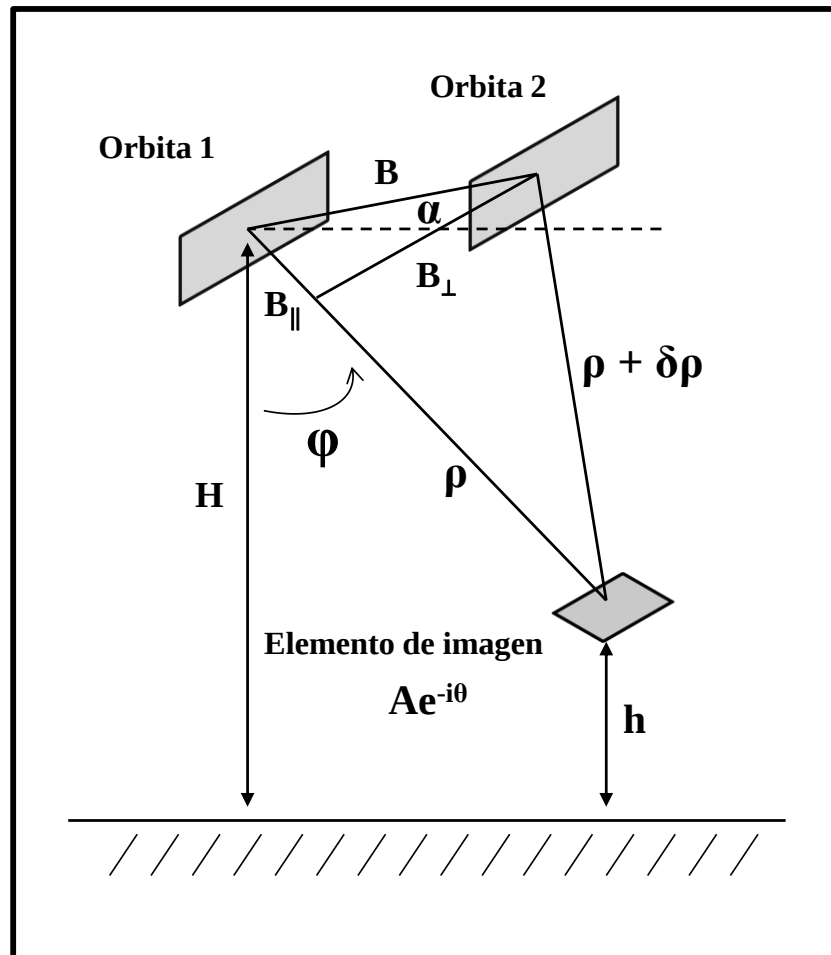


Figura 4: Geometría de InSAR por paso repetido. B es la distancia orbital entre dos imágenes. B_{||} y B_⊥, son las componentes paralela y perpendicular de B. φ es el ángulo de vista. H y h son las alturas de la plataforma satelital y un elemento de imagen en la superficie del terreno, respectivamente. ρ y δρ, es la distancia y cambio en la distancia en dirección de la línea de vista, respectivamente.

Las contribuciones debidas a la curvatura terrestre y a la topografía, se expresan en términos de las componentes paralela y perpendicular de la distancia orbital (baseline), entre la imagen 1 y la imagen 2, con respecto a la línea de vista (Figura 4; Zebker et al., 1994; Sandwell y Price, 1998; Herring, 2009),

$$\partial\rho_{curv} = B\sin(\varphi - \alpha) = B_{\parallel}, \quad (10)$$

$$\partial\rho_{topo} = \frac{h}{\rho\sin\varphi} B\cos(\varphi - \alpha) = \frac{h}{\rho\sin\varphi} B_{\perp}, \quad (11)$$

donde h es la altura topográfica respecto a un nivel de referencia, las componentes paralela y perpendicular de la distancia orbital, se obtienen de los parámetros orbitales de cada plataforma satélital (Envisat, ALOS, etc.). Con ello, de la ecuación (9), después de estimar las contribuciones de la topografía y de la curvatura de la Tierra, la diferencia de fase θ , es función mayormente de la deformación de terreno $\partial\rho_{def}$.

Para estimar la contribución de la topografía del terreno al valor de la fase, se puede utilizar un modelo digital de elevación (DEM): se crea un primer interferograma que representa la topografía y luego otro que contiene la información de la topografía y la deformación del terreno. Al efectuar la diferencia entre interferogramas, la contribución de la topografía se elimina, de tal manera que el interferograma resultante representa la deformación del terreno. A esta técnica, se le denomina Interferometría Diferencial por Radar de Apertura Sintética (DInSAR).

La fase en la ecuación (9) tiene valores que van desde $-\pi$ a $+\pi$, acotada de esta forma, se le denomina fase *empaquetada*, y se representa como un patrón de anillos concéntricos alrededor de la zona de deformación. Para calcular el desplazamiento relativo del terreno en dirección a la línea de vista del satélite, se necesita *desempaquetar* la fase en cada pixel del interferograma (v.g. Goldstein et al., 1998). Luego, la fase *desempaquetada* se multiplica por el factor resultante de dividir entre 2π la semi-longitud de la onda λ de la señal de radar, $\frac{\lambda}{4\pi}$, para obtener el desplazamiento del terreno. Una ilustración esquemática del proceso de *desempaquetar* la fase en una dimensión, se muestra en la Figura 5, para el caso de una onda sinusoidal.

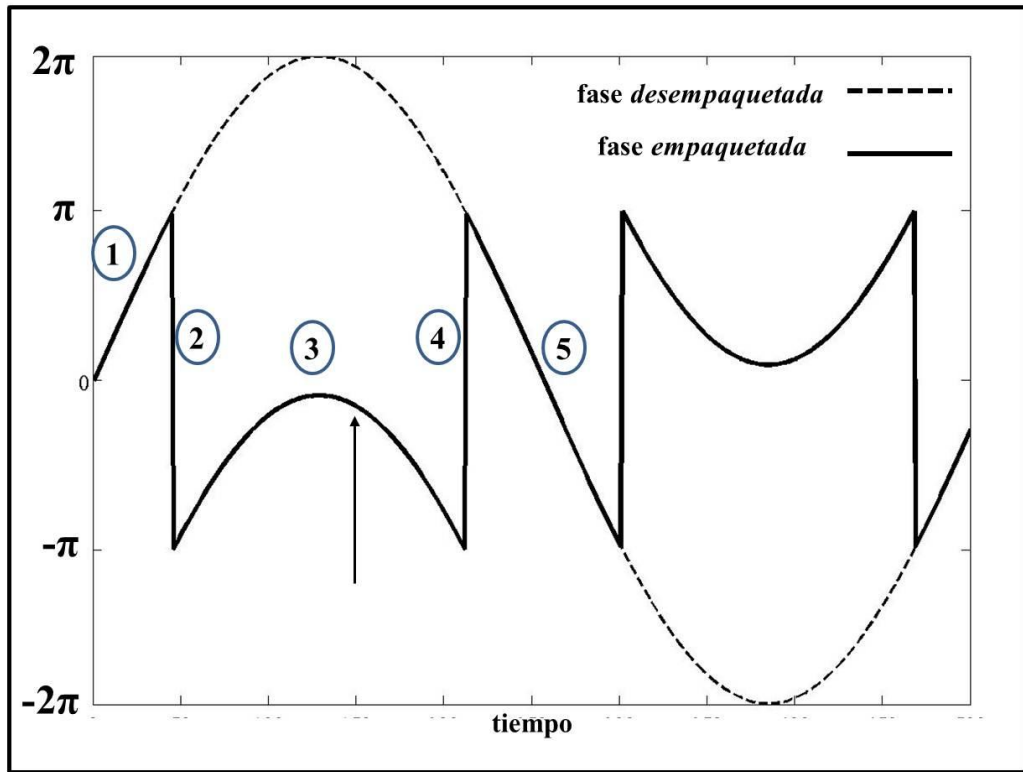


Figura 5: Fases *empaquetada* y *desempaquetada*. En (1) la fase *empaquetada* y *desempaquetada* coinciden. En (2) la fase *empaquetada* cambia abruptamente de $+\pi$ a $-\pi$, y sigue en aumento hasta llegar a un punto máximo en (3). Posteriormente, la fase *empaquetada* disminuye, al igual que la fase *desempaquetada*. En (4) La fase *empaquetada* cambia abruptamente de $-\pi$ a $+\pi$, y sigue en decremento hasta llegar al punto (5) y repetir el ciclo.

1.1.4 Coherencia y error en DInSAR

La coherencia es una medida de la correlación de fase, entre un pixel particular de la imagen 1 y su correspondiente de la imagen 2, que resultan en un interferograma. La coherencia se define (Hanssen, 2001),

$$\gamma = \frac{\sum C_1 C_2^*}{\sqrt{\sum |C_1|^2 \sum |C_2|^2}}, \quad (12)$$

donde la suma se realiza sobre el número de píxeles en el interferograma. La coherencia tiene valores entre 0 y 1. Un valor de 0 significa que la celda está completamente decorrelacionada, mientras que un valor de 1 implica una correlación total. Cuando se llega a una distancia orbital crítica, definida por,

$$B_{crit} \geq \frac{\lambda \rho}{2 \delta_R \cos^2 \varphi}, \quad (13)$$

donde λ es la longitud de onda de la señal transmitida, ρ es la distancia de la antena del satélite a la superficie, δ_R es la resolución en la dirección de rango y φ es el ángulo de vista. En la práctica, para obtener un interferograma sin decorrelación, se requiere de una longitud crítica de por lo menos la mitad de lo que establece la ecuación 1.11 (v.g. Sandwell et al., 2008).

Por otro lado, la coherencia también puede ser baja o nula, si las propiedades reflectivas del terreno cambiaron entre la adquisición de la primera y segunda imagen. Por ejemplo, debido a actividades agrícolas, industriales, urbanas, inundaciones, etc.

La fase resultante $\partial\rho_{def}$ es una aproximación del valor de la deformación del terreno. Dicha fase está constituida por la combinación del desplazamiento del terreno, retraso atmosférico, errores orbitales y ruido. Cuando la señal de radar pasa a través de la atmósfera, se retrasa debido al contenido de vapor de agua. Una manera de minimizar este retraso, es comparar múltiples interferogramas, logrando aislar el cambio de fase producido por la señal atmosférica y con ello obtener mayormente, la contribución de la deformación del terreno.

1.1.5 Aplicaciones de DInSAR

La técnica DInSAR ha sido utilizada en diferentes campos de la geociencia: dinámica de glaciares (v.g. Bindschadler, 1998; Berthier et al., 2005), terremotos (v.g. Lohman, 2004; Fialko y Simons, 2001), volcanes (v.g. Pritchard y Simons, 2002), deslizamientos de tierra (v.g. Baer et al., 2002; Vilardo et al., 2009), deformaciones debidas a explotación de acuíferos, actividades mineras y trabajos de construcción (v.g. Bell et al., 2008), así como deformación en campos geotérmicos (v.g. Fialko y Simmons, 2000; Glowacka et al., 2010). Una de las aplicaciones más frecuentes del DInSAR, es capturar la deformación producida por un terremoto. Si la superficie de la Tierra se deforma en el lapso entre dos imágenes de radar, se puede obtener el desplazamiento resultante, con precisión del orden de un par de centímetros (v.g. Wrigth, 2002).

En este trabajo, el procesamiento de DInSAR se realiza mediante el programa computacional ROI_PAC (Repeat Orbit Interferometry Package; Rosen et al., 2004). El programa, utiliza imágenes de SAR, un Modelo Digital de Elevación (DEM), información de las orbitas satelitales (obtenidas a través de *getorb*; Sharro y Visser, 1998) y un algoritmo de *desempaquetamiento* de fase (Goldstein et al., 1998).

Para más detalles del procesamiento de DInSAR y adquisición del programa computacional ROI_PAC, el lector puede consultar los sitios electrónicos: ROI_PAC_WIKI (www.roipac.org) y Open Channel Foundation (www.openchannelfoundation.org/ROI_PAC).

1.1.6 Interferometría en dirección acimutal

La inteferometria DInSAR muestra solo el desplazamiento de la superficie del terreno en la dirección de la línea de vista del satélite (LOS, por sus siglas en ingles). Cualquier componente de movimiento ortogonal a la LOS no puede ser detectada con esta técnica. Bechor y Zebker (2006), han desarrollado una técnica para medir el desplazamiento en la dirección acimutal, utilizando el efecto Doppler al realizar la interferometría. La imagen resultante es una medida del desplazamiento en superficie proyectada en la dirección acimutal, a la que se denomina Interferometría en dirección acimutal (Along-Track Interferometry).

La Figura 6, muestra el principio básico de la Interferometría en dirección acimutal. A un tiempo t , el ángulo de vista, ϕ , entre la antena de radar y el punto, P , se relaciona con la frecuencia Doppler, f_D ,

$$f_D = \frac{2v}{\lambda} \sin\phi , \quad (14)$$

donde λ es la longitud de onda y v es la velocidad del satélite.

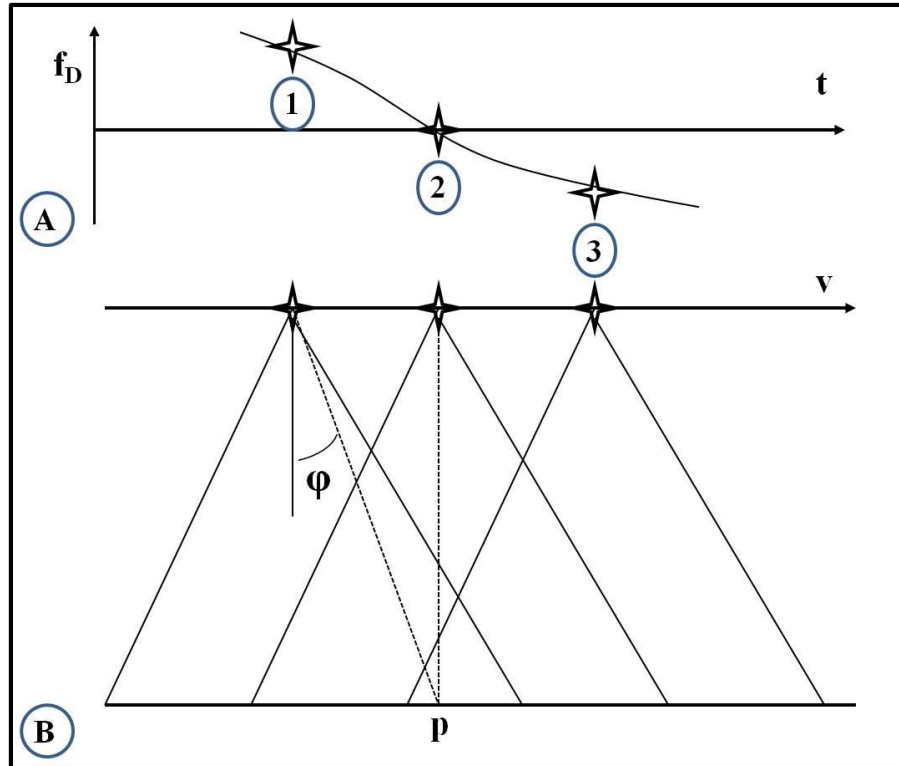


Figura 6: A) Frecuencia Doppler (f_D) como función del tiempo. B) Ilustración esquemática de los pulsos de radar que envía el satélite hacia la superficie del terreno. (1) Cuando el satélite envía la señal de radar hacia el punto P y registra la respuesta reflectiva en (2), la frecuencia aparentemente incrementa (f_D positiva), y se forma una imagen de radar *positiva* en dirección acimutal. En cambio en (3), cuando la frecuencia aparentemente decrece (f_D negativa), se forma una imagen de radar *negativa* en dirección acimutal.

Al seleccionar las frecuencias que aparentemente se incrementan (positiva) y decrecientan (negativa), se pueden formar cuatro imágenes SAR en dirección acimutal:

$$C_{11}, C_{12}, C_{21} \text{ y } C_{22} , \quad (15)$$

donde C_{11} y C_{12} , corresponden a las imágenes de SAR con frecuencia positiva y negativa respectivamente, de la imagen 1. C_{21} y C_{22} , corresponden a las imágenes de SAR con frecuencia positiva y negativa respectivamente, de la imagen 2. El interferograma en dirección acimutal (AZO, por sus siglas en ingles), es de acuerdo a la ecuación 7, el producto

$$C_{11}C_{21}^*C_{12}^*C_{22} . \quad (16)$$

Puesto que esta ecuación representa una diferencia de fase, ésta se puede relacionar, de acuerdo a Barbot et al., (2008), con el desplazamiento en la dirección acimutal, $(\Delta r \cdot \hat{a})$, y el largo de la antena del transmisor de radar (L),

$$\Delta\theta = 2\pi \frac{\Delta r \cdot \hat{a}}{L} . \quad (17)$$

Puesto que el largo de la antena de radar es $\sim 10\text{m}$, se necesita desplazamientos mayores a 10-20 cm en la dirección acimutal, para obtener una medición aceptable (Barbot et al., 2008).

1.2 Desplazamiento en 3D utilizando DInSAR

Los interferogramas de InSAR proporcionan solo la proyección del desplazamiento tridimensional en la dirección LOS. Esta, es su principal limitación.

Para incrementar la utilidad de esta información sea el valor d_{LOS} la proyección en LOS del vector de desplazamiento tridimensional cuyas componentes son d_n , d_e y d_a , en la dirección norte, este y altura, respectivamente. Con ángulo de incidencia o de vista, φ , y ángulo acimutal de vuelo de la plataforma satelital, α , tenemos que (Hanssen, 2001),

$$d_{LOS} = d_a \cos(\varphi) - d_{ALD} \sin(\varphi) , \quad (18)$$

$$d_{ALD} = d_e \cos(\alpha) - d_n \sin(\alpha) , \quad (19)$$

donde d_{ALD} , es la proyección horizontal de las componentes este y norte en la dirección normal al acimut. Por ejemplo, para una imagen con orbita ascendente de Envisat, donde el ángulo de incidencia es $\sim 23^\circ$ y el acimut es $\sim 345^\circ$, tenemos que la sensibilidad a las componentes d_n , d_e , d_a es 0.10, 0.38, 0.92, respectivamente. Por ello, InSAR-LOS puede detectar mayormente las componentes de altura y este, y en menor medida, la componente norte del desplazamiento tridimensional en la superficie del terreno. Por otro lado, InSAR-AZO solo tiene peso sobre las componentes horizontales de desplazamiento, d_n y d_e con 0.97 y 0.26, respectivamente.

Con las imágenes ascendente y descendente de una misma área geográfica, se puede obtener diferente observación del desplazamiento en LOS y AZO, y resolver d_n , d_e y d_a ; así se obtiene el vector de desplazamiento en 3D de cada pixel que contenga al menos 3 diferentes geometrías (Fialko et al., 2001; Wright et al., 2004).

1.3 Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS)

El Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS) es un sistema de posicionamiento terrestre, desarrollado y puesto en operación por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos de América. Consta actualmente de ~30 satélites, orbitando a unos 22,000 km de altura a velocidades promedio de 4 km/s. Estos satélites se encuentran en 6 planos orbitales (5 satélites por plano), a 55° de inclinación con respecto al plano ecuatorial, con un periodo orbital de ~12 horas (Figura 7).

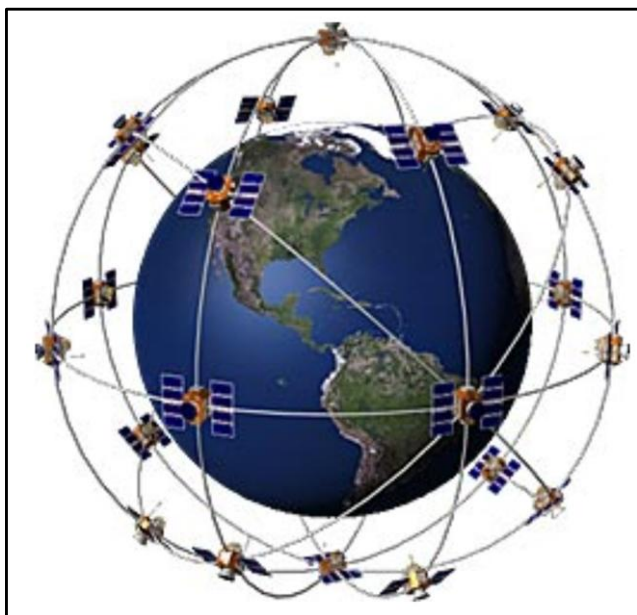


Figura 7: Constelación satelital del Sistema de Posicionamiento Global Satelital (GPS). Recuperada de http://concurso.cnice.mec.es/cnice2006/material121/unidad3/sat_gps.htm.

El GPS está constituido por 3 segmentos: el espacial, el de control y el de usuarios. El segmento espacial consiste de ~30 satélites que transmiten señales que incluyen las coordenadas orbitales de los satélites (efemérides). El segmento de control está compuesto por estaciones de monitoreo localizadas en Hawaii, Kwajalein, Diego García, Ascensión y una estación maestra en Colorado Springs, EUA, cuya función principal es monitorear y controlar la órbita y el estado del reloj atómico de cada uno de los satélites GPS. El segmento de usuarios es el receptor GPS, que básicamente decodifica el mensaje de las efemérides y determina el tiempo que tarda la señal en llegar desde los distintos satélites; obteniendo a partir de ello, la pseudodistancia y la fase de onda para calcular su posición (Kaplan, 1996; Ashby, 2002).

1.3.1 Tipos de señal GPS y cálculo de la posición

La frecuencia fundamental de la señal se encuentra a 10.23 MHz (banda L; Ashby, 2002). A partir de esta frecuencia, se deriva coherentemente dos señales: L_1 y L_2 , al multiplicar por 154 y 120, respectivamente:

$$L_1 = 1,575.42 \text{ MHz } (\lambda \sim 19\text{cm}),$$

$$L_2 = 1,227.60 \text{ MHz } (\lambda \sim 24\text{cm}).$$

En cada una de las señales L_1 y L_2 , se imprime códigos de ruido pseudoaleatorio (PRN) para la identificación de cada satélite. Uno de los códigos, es el llamado de adquisición imprecisa (C/A), con la longitud de onda (λ) de ~ 293.1 m y modulado sólo en L_1 . Otro es el código de precisión (P), con la longitud de onda (λ) de ~ 29.31 m y modulado en ambas señales.

El concepto básico, para obtener la posición, consiste en calcular el tiempo que tarda en llegar la señal del satélite al receptor (Figura 8a). Una vez que el receptor recibe la señal, genera el código PRN correspondiente a cada satélite, y calcula el tiempo de viaje desde el satélite al receptor (Figura 8b y 8c). Al multiplicar el tiempo por la velocidad de propagación de la onda electromagnética, se obtiene una estimación de la distancia entre ambos, denominada pseudodistancia (ρ), que contiene errores relacionados a la precisión con la que se mide el tiempo (los satélites tienen relojes atómicos y los receptores relojes de cuarzo).

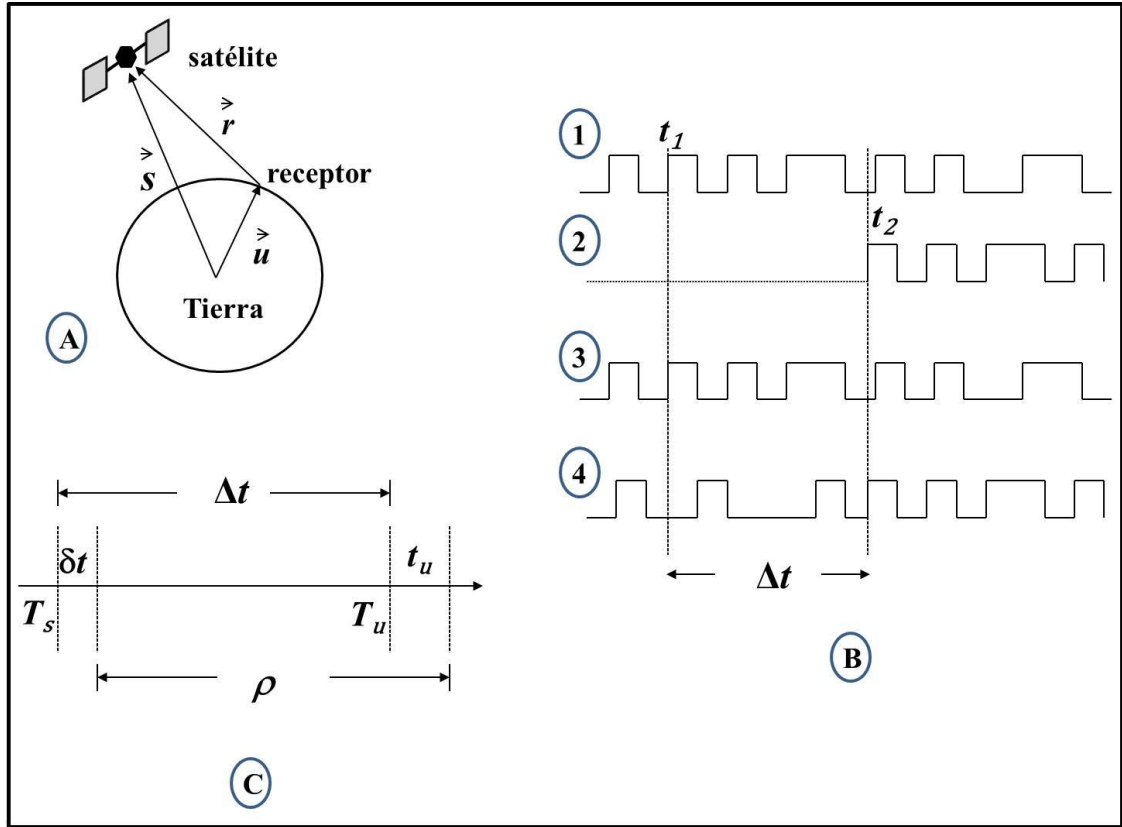


Figura 8: A) Esquema ilustrativo de la relación vectorial de los parámetros orbitales (s), la distancia del satélite al receptor (r) y la posición del receptor con respecto al centro de la Tierra (u). B) 1. El satélite envía el código PRN al tiempo t_1 . 2. Se recibe la señal en el receptor a un tiempo t_2 . 3. Este genera una réplica del código PRN. 4. Se calcula el desfase Δt (aparente retraso) del código PRN. C) Relación esquemática entre los diferentes valores de tiempo GPS, involucrados en la estimación de la posición del receptor: del satélite, del Sistema y del receptor.

Además, de la Figura 8a, la relación entre la distancia del satélite al receptor es,

$$\|\vec{r}\| = \|\vec{s} - \vec{u}\| = \|c\Delta t\|, \quad (20)$$

donde r es la distancia del satélite al receptor, s es la localización espacial del satélite (efemérides), u es la posición del receptor por ser calculada, c es la velocidad de la luz en el vacío y Δt es el tiempo de viaje.

También, de la Figura 8c,

$$r = c\Delta t = c(T_u - T_s), \quad (21)$$

$$\rho = c[(T_u + t_u) - (T_s + \delta t)] = r + c(t_u - \delta t), \quad (22)$$

donde T_s es el tiempo del Sistema GPS cuando se transmite la señal desde un satélite en particular, T_u el tiempo del Sistema GPS al llegar la señal al receptor, δt es la diferencia entre el tiempo del Sistema GPS y el tiempo del reloj del satélite correspondiente, t_u es la diferencia entre el tiempo del Sistema GPS y el reloj del receptor; así, $T_s + \delta t$, es la “lectura” del reloj del satélite corregida. $T_u + t_u$ es la “lectura” del reloj del receptor corregida. Ambas correcciones con respecto al tiempo “absoluto” de referencia del Sistema GPS.

Especificando; en la ecuación (22), se han introducido tres medidas del tiempo: tiempo satelital (tiempo de los relojes atómicos en los satélites); tiempo del Sistema GPS (tiempo de relojes atómicos en Tierra que, a su vez, forma la base de tiempo universal coordinado, UTC) y el tiempo del receptor (reloj de cuarzo). Estas tres medidas de tiempo son asíncronas, en concordancia con las correcciones debidas a la Teoría General de la Relatividad (Ashby, 2002).

Al combinar las ecuaciones (20) y (22), obtenemos,

$$\rho - ct_u = \|\vec{s} - \vec{u}\|, \quad (23)$$

donde se ha eliminado δt debido a las correcciones relativistas, que realiza el segmento de control del Sistema GPS.

La ecuación (23) se resuelve para la incógnita u (coordenadas x, y, z del sitio donde se ubica el receptor), y el tiempo t_u (el tiempo del receptor corregido por el Sistema GPS), en el cual se realiza la medición de cada uno de los satélites disponibles en línea de vista. Para obtener la posición donde se ubica el receptor, se necesita la observación de 4 o más satélites; con la información recabada, se inicia un proceso de solución que incluye un esquema de linearización matricial (Xu, 2003).

Reescribiendo la ecuación (23),

$$\rho_i^j = r_i^j + ct_u, \quad (24)$$

con

$$r_i^j = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2 + (z_j - z_i)^2}, \quad (25)$$

donde ρ_i^j es la medición de pseudodistancia, desde el j -ésimo satélite al sitio i ; t_u es el tiempo en que se hace la medición; x_j, y_j, z_j son las coordenadas del satélite j -ésimo, y x_i, y_i, z_i son las coordenadas del sitio i a estimar.

El cálculo de la posición con pseudodistancias, es utilizado como una primera aproximación a la localización precisa del punto de observación. En general, la posición obtenida con pseudodistancia se encuentra dentro de ± 50 m. Con la ayuda de estaciones base fijas como referencia (v.g. WAAS, EGNOS), se logra posiciones de la ubicación del receptor del orden de ± 10 m a ± 3 m.

Para aplicaciones geodésicas, se requiere de precisión en la posición del orden de milímetros. Por ello, se utiliza la fase de la onda recibida (L_1 y L_2), y el procesamiento para el cálculo de la posición se lleva a cabo en un marco de dobles diferencias, para eliminar posibles errores entre receptores GPS y satélites GPS, como se muestra en la siguiente sección.

1.3.2 Cálculo de posición con dobles diferencias en L_1 y L_2

De manera similar a la ecuación de la pseudodistancia, se puede expresar la ecuación de fase de onda como:

$$\varphi_i^j = \frac{1}{\lambda} r_i^j + N_i^j + f^j t_u, \quad (26)$$

donde φ_i^j es la medición de la fase, λ la longitud de la onda (L_1, L_2), N_i^j es la ambigüedad de la fase, f^j es la frecuencia del satélite j -ésimo y t_u es el tiempo en que se hace la medición. Ahora, tenemos las mismas 4 incógnitas, como en el caso de la pseudodistancia, más la ambigüedad de la fase N , que es un múltiplo entero de la longitud de onda λ , tanto en L_1 como en L_2 , más la medición de la fase i -ésima en cada receptor por cada j -ésimo satélite.

Los errores más comunes en el cálculo de la posición, están relacionados con el reloj del receptor, retraso atmosférico de la señal (ionosfera y troposfera), multireflejo de la señal antes de llegar al receptor (multipath), órbitas satelitales, y el reloj de los satélites.

Para eliminar los errores asociados a la medición del tiempo en el reloj del receptor y el reloj satelital, se emplea la técnica de dobles diferencias (Xu, 2003). En un primer paso, se calcula la diferencia de fase entre dos receptores GPS que están observando el mismo satélite a un determinado tiempo. Esto, elimina los posibles errores asociados al reloj satelital. Además, si estos receptores están observando otro satélite al mismo tiempo, se calcula otra diferencia de fase, ahora para este otro satélite, con objeto de eliminar el error de tiempo asociado a la medición del reloj de cuarzo de los receptores GPS (Figura 9).

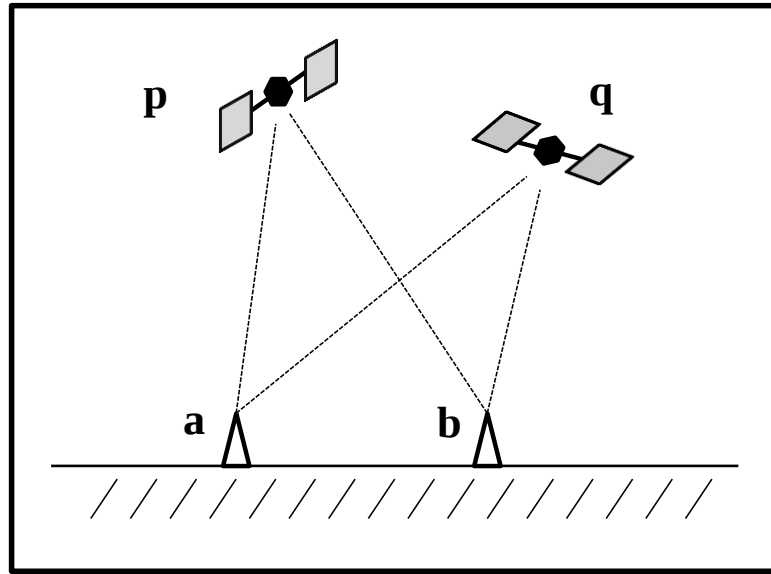


Figura 9: Esquema ilustrativo de dobles diferencias. a y b representan receptores; p y q representan satélites.

De la ecuación (26), la doble diferencia es (Xu, 2003)

$$\varphi_{ab}^{pq} = \frac{1}{\lambda} r_{ab}^{pq} + N_{ab}^{pq} . \quad (27)$$

El retraso atmosférico que experimenta la señal de GPS es causado por partículas cargadas electrónicamente en la ionosfera y vapor de agua en la troposfera. Este retraso, se puede incluir como un término adicional del lado derecho de la ecuación (27). Sin embargo, la contribución de la capa ionosférica se puede eliminar al utilizar las dos señales, L_1 y L_2 , dado que la respuesta es dependiente de la longitud de onda de la señal. Además, la contribución de la capa troposférica se puede eliminar adecuadamente dentro del concepto de dobles diferencias, siempre y cuando la distancia entre los receptores sea de unas decenas de kilómetros (Kaplan, 1996). A estas distancias, los errores atmosféricos están correlacionados entre las estaciones de GPS.

El error asociado al multireflejo de la señal GPS, se puede disminuir considerablemente utilizando una antena anillada (choke ring). Antenas de este tipo están formadas por anillos concéntricos que discriminan las señales multireflejadas (Figura 10).

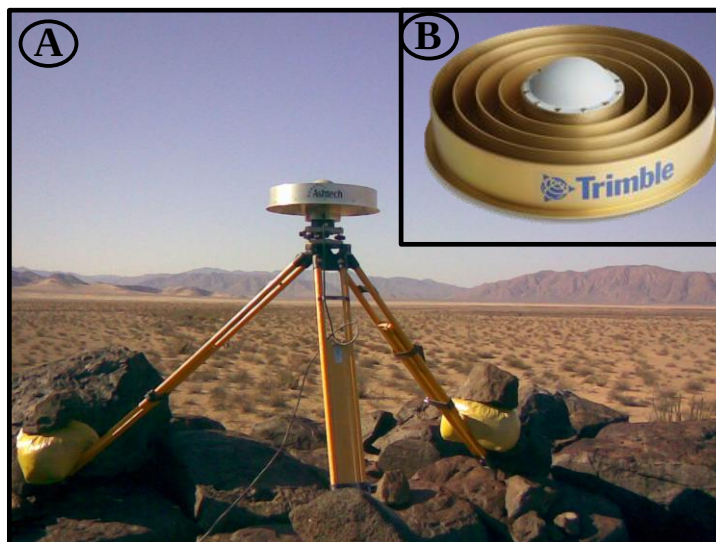


Figura 10: A) Estación GPS temporal. Consiste en tripie, base nivelante y antena (fotografía: Alejandro González). B) Antena anillada. Recuperada de <https://www.trimble.com/infrastructure/gnss-choke-ring.aspx>.

1.3.3 Aplicaciones del GPS

El Sistema de Posicionamiento Global Satelital ha sido utilizado para fines geodésicos en diversos estudios: deformación de la corteza terrestre (v.g. Hager et al., 1991; Segall y Davis, 1997; Wdowinski y Eriksson, 2009), distribución de esfuerzos dentro del ciclo sísmico como complementaria a la información sismológica (v.g. Nikolaidis, 2002), deformación en los límites de placas tectónicas (v.g. Kreemer et al., 2003); determinación de cambios del nivel de mar (v.g. Caccamise et al., 2005; Mazzotti et al., 2007) y deformación debida a cambios de masa en glaciares (v.g. Arnadottir et al., 2009), entre otras aplicaciones.

El programa GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2008), comprende una serie de módulos computacionales, que al analizar la medición de fase en L_1 y L_2 , y la órbita de los satélites GPS, estiman, con precisión del orden de milímetros, la posición del sitio donde se ubica la antena del receptor.

GAMIT estima la posición relativa entre las estaciones de observación y los satélites. La principal medición utilizada por GAMIT es la diferencia de fase entre las frecuencias L_1 y L_2 , dentro de un marco de dobles diferencias. Esta diferencia de fase, se compara con un modelo de las orbitas satelitales y coordenadas precisas de una red de estaciones permanentes GPS. GAMIT realiza el cálculo de las órbitas satelitales a través de un modelo de las fuerzas gravitacionales (Sol, Tierra y Luna) que actúan sobre cada satélite, incluyendo, movimiento del centro de masa y orientación del satélite con respecto a la Tierra.

GLOBK (Herring et al., 2008) utiliza las posiciones relativas obtenidas en GAMIT, y las ajusta con redes GPS permanentes alrededor del mundo (www.igscb.jpl.nasa.gov), dentro de un marco de referencia que contempla el movimiento de las placas tectónicas (v.g. ITRF2005, acrónimo en inglés de International Terrestrial Reference Frame; Altamimi et al., 2007).

1.4 Modelo de dislocación

La deformación observada en la superficie, debida al deslizamiento súbito provocado por un sismo, se puede modelar a través de una dislocación de cizalla rectangular en un semi-espacio elástico e isotrópico (Okada, 1985). El campo de deslizamiento $u_i(x_1, x_2, x_3)$, en la superficie del terreno, causado por una dislocación $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$, que ocurre en la superficie Σ , embebida en un medio elástico e isotrópico, está dada por

$$u_i = \frac{1}{F} \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\delta u_i^n}{\delta \xi_n} + \mu \left(\frac{\delta u_i^j}{\delta \xi_k} + \frac{\delta u_i^k}{\delta \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma, \quad (28)$$

donde, δ_{jk} es la delta de Kronecker, λ y μ (modulo de rigidez) son los parámetros de Lamé, v_k son los cosenos directores del vector normal al elemento de superficie $d\Sigma$. El termino u_i^j es la i -ésima componente de desplazamiento en (x_1, x_2, x_3) , debido a la j -ésima componente de fuerza F en (ξ_1, ξ_2, ξ_3) . La configuración de los parámetros mencionados se muestra en la Figura 11a. La solución analítica completa de la ecuación (28), puede ser consultada en Okada (1985, 1992) y Segall (2010).

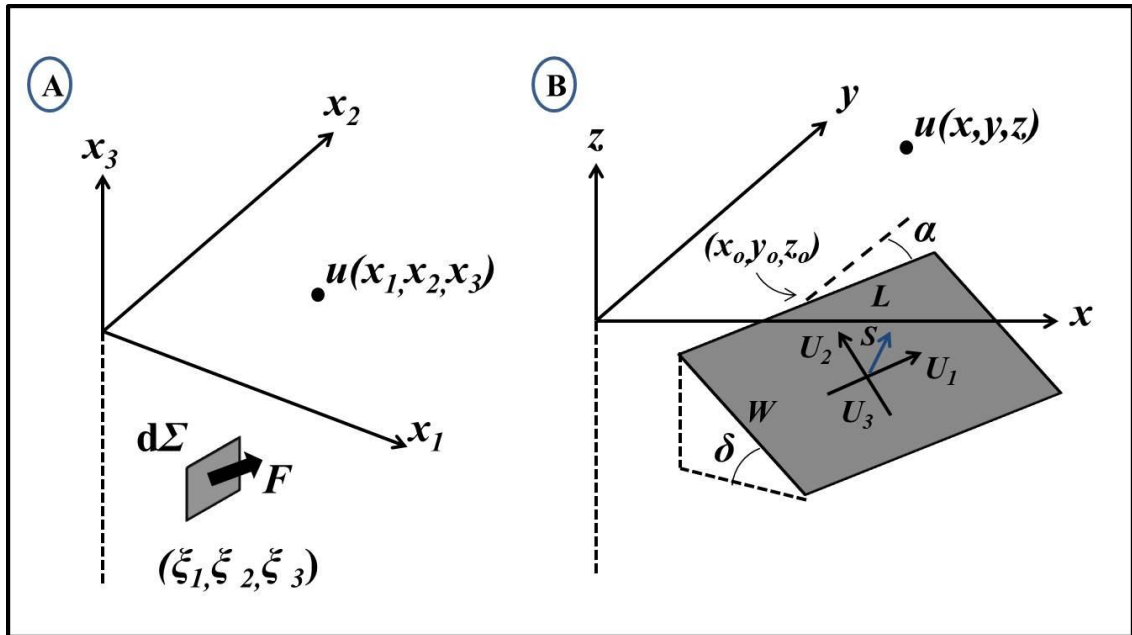


Figura 11: A) Geometría de la fuente de dislocación y el sistema de coordenadas de la ecuación (22). B) Geometría del modelo de fuente rectangular en el sistema de coordenadas x, y, z .

Por ahora, centrémonos en el elemento de dislocación $d\Sigma$, de la Figura 11b. Para describir las características principales de un elemento de falla, la dislocación requiere de 10 parámetros: longitud y ancho de la falla, L y W ; la posición geográfica de la falla en coordenadas cartesianas (x_o, y_o, z_o) o geodésicas latitud, longitud y altura; la dirección acimutal α , de la traza del elemento de falla; el echado δ ; el vector de dislocación, s , en términos de tres dislocaciones en y sobre el plano de falla, U_1, U_2, U_3 .

De arriba, U_1 corresponde a la componente de cizalla a lo largo del acimut, U_2 la componente en la dirección del echado, y U_3 la componente perpendicular al plano de falla.

El mecanismo de falla se puede obtener a partir de los valores de U_1, U_2 , y U_3 . Si utilizamos la definición de estriado ε , tal que $\tan \varepsilon = \frac{U_2}{U_1}$ (Aki y Richards, 1980), representando ε el ángulo formado por la traza de falla y el vector de deslizamiento sobre el plano de falla. Tenemos que: un mecanismo de falla inverso se cumple cuando, $U_2 > 0$ y $\varepsilon > 0$; uno normal, cuando $U_2 < 0$ y $\varepsilon < 0$; similarmente, un mecanismo de

falla lateral izquierdo, $U_1 > 0$ y $|\varepsilon| \leq 90^\circ$, mientras que un mecanismo de falla lateral derecho, $U_1 < 0$ y $|\varepsilon| \geq 90^\circ$.

Los parámetros de Lamé, λ y μ , especifican las propiedades elásticas del medio dentro del cual ocurre la dislocación. Si consideramos que $\lambda = \mu$, se tiene que el medio es un sólido de Poisson.

El momento geométrico o potencia se define como el producto sLW ; así para obtener el momento sísmico (M_0), este producto se multiplica por el valor del modulo de rigidez, de tal suerte que

$$M_0 = \mu sLW . \quad (29)$$

Los valores de μ en la corteza terrestre toman valores dentro del intervalo 30-36 GPa (Ji et al., 2010).

La observación geodésica con GPS del desplazamiento cosísmico, esto es, la diferencia de la posición del sitio de observación después del sismo y antes de éste, constituye un vector tridimensional.

En el caso de la observación con DInSAR, antes y después de la ocurrencia de un sismo, se registra sólo una componente del desplazamiento total, la cual es a lo largo de la línea de vista entre el satélite que transmite el pulso electromagnético, y el sitio que lo refleja desde la superficie del terreno. Con la dirección de esta línea de vista, se constituyen dos ángulos: el ángulo de incidencia, φ , y el ángulo acimutal de la huella orbital, γ (ver Figura 4). Para las imágenes provenientes del satélite Envisat estos parámetros son, $\varphi=23^\circ$ y $\gamma=13^\circ$. Estos ángulos determinan un vector unitario, $\hat{l}$, que apunta desde la superficie reflejante del terreno hacia el satélite. Por ello, el cambio en la componente de desplazamiento en la dirección de la línea de vista, es,

$$-\Delta\rho = u \cdot \hat{l} . \quad (30)$$

Por convención, el signo negativo es debido a que un movimiento hacia arriba del terreno (valor positivo en $u \cdot \hat{l}$), causa un decremento en el rango, $\Delta\rho$; y movimiento hacia abajo del terreno (valor negativo en $u \cdot \hat{l}$), causa un aumento en $\Delta\rho$. Con lo cual,

la solución a la ecuación (22) se modifica de acuerdo a la expresión (24) para el caso de la observación realizada con la técnica DInSAR.

1.4.1 Formalismo de Inversión

El modelo de Okada define la relación entre los parámetros de fuente de un sismo, y el desplazamiento superficial del terreno. Dentro de un contexto de modelado inverso (Tarantola, 2005), el objetivo es el de encontrar el valor de los parámetros que mejor ajusten los datos observados, minimizando la diferencia entre el desplazamiento modelado y el observado,

$$u_j = \sum_{i=1}^{N_f} G_{ij} s_i , \quad (31)$$

donde, u_j es el desplazamiento superficial, en el sitio j -ésimo; s_i es la dislocación de un plano de falla i -ésimo y G_{ij} es la solución analítica en términos de funciones de Green (Okada, 1985, 1992; Segall, 2010) que describe la respuesta del sitio j -ésimo debido a una unidad de dislocación i -ésima. N_f es el número de fallas.

La ecuación (31) forma un conjunto de ecuaciones lineales que relacionan el deslizamiento, s , sobre la superficie del plano de falla (incógnita), y el desplazamiento u , en la superficie del terreno, donde se realiza la observación geodésica (dato). En forma matricial,

$$u = Gs , \quad (32)$$

donde u es el vector de datos, con dimensión de $3 \times n$, para n sitios en la superficie con tres componentes de desplazamiento (x, y, z) cada uno. s es el vector de deslizamiento, con dimensión $3 \times N_f$, donde N_f es el número de elementos de falla, con tres componentes cada uno. G es la matriz del modelo con dimensión $3n \times 3N_f$.

Para el modelado de inversión conjunta (Fialko, 2004b), se tiene un sistema sobre-determinado de ecuaciones lineales del tipo,

$$C^s G_s s = C^s u_s , \quad (33)$$

$$C^g G_g s = C^g u_g , \quad (34)$$

$$\alpha^{-1} \nabla s = 0 . \quad (35)$$

Con desplazamiento u_s y u_g obtenidos por medio de DInSAR y GPS, respectivamente. Con G_s y G_g como funciones de Green (Okada, 1985); C^s y C^g matrices de covarianza de DInSAR y GPS, y el deslizamiento s .

Las matrices de covarianza son inversamente proporcionales al valor del error σ_i ,

$$w_i = \frac{1}{\sigma_i \sum_{j=1}^N \frac{1}{\sigma_j}}, \quad (36)$$

donde N es el número de sitios de observación GPS. σ_i corresponde a 95% de confianza para el valor del vector de desplazamiento dentro de dos desviaciones estándar.

El error asociado al interferograma de DInSAR, se da proporcional al número de pixeles alojados en una superficie elemental de resolución,

$$w_i = \frac{\sqrt{n_i}}{\sum_{j=1}^N \sqrt{n_j}}, \quad (37)$$

donde n_i es el número de pixeles alojados en la superficie i -ésima.

La matriz de covarianza de inversión conjunta, se forma escalando la proporción deseada (a_j) por las técnicas GPS ($j=g$) y DInSAR ($j=s$), es decir, $C_i^j = a_j^{-1} w_i$,

La ecuación (35) representa un operador que minimiza el gradiente del deslizamiento, con α^{-1} como coeficiente de amortiguamiento. El proceso de suavizado de s , se implementa usando diferencias finitas para la primera derivada parcial del deslizamiento. Esto es, con el objetivo de evitar sub-fallas con valores altos de deslizamiento contiguas a sub-fallas con valores bajos y obtener un modelo final homogéneo en términos del deslizamiento, s .

Finalmente, si queremos estimar la geometría de la falla en conjunto con el deslizamiento, el problema se convierte en no-lineal, debido a que los desplazamientos en superficie dependen de la geometría de falla propuesta a-priori. Para resolver el sistema de ecuaciones (33), (34) y (35), se utiliza un procedimiento basado en un

sistema de ecuaciones no-lineal o quasi-Newton y/o métodos de Monte Carlo (v.g. Segall y Davis, 1997).

CAPÍTULO 2

En este capítulo analizamos la deformación cosísmica producida por el sismo El Mayor-Cucapah $M_w=7.2$, ocurrido en el Valle de Mexicali, Baja California, el 4 de Abril de 2010. Este sismo, cuya principal componente es deslizamiento a rumbo lateral-derecho, causó desplazamientos en la superficie del terreno de hasta cuatro metros. Dichos desplazamientos fueron registrados en imágenes de DInSAR (LOS y AZO), en orbitas ascendentes y descendentes, así como también, en sitios GPS, pero en menor cantidad. Usamos estas observaciones de la deformación, junto con los desplazamientos en superficie medidos a lo largo de la ruptura principal (Fletcher et al., 2014), para estimar la distribución de deslizamiento cosísmico causada por dicho sismo en el plano de falla.

2.1 El sismo El Mayor-Cucapah ($M_w=7.2$)

El sismo denominado *El Mayor-Cucapah* ocurrió el 4 de Abril de 2010, a las 15:40 horas (tiempo local), en Mexicali, Baja California, México, en la cercanía de la línea internacional con California, Estados Unidos (Figura 12). Con $M_w=7.2$, es el sismo de mayor magnitud registrado en el norte de Baja California en 120 años, desde el sismo $M_w\sim 7.0$ del 22 de Febrero de 1892 ocurrido al oeste de la Sierra Cucapah (Laguna Salada; Wallace, 1990). Los efectos del sismo El Mayor-Cucapah fueron sentidos en el sur de California y norte de Baja California; produjeron daños considerables en la zona agrícola del Valle de Mexicali y, en menor medida, en la ciudad de Mexicali y poblados en el Valle Imperial, California (GEER, 2010).

El mecanismo focal de El Mayor-Cucapah tiene una componente no asociada a doble par de fuerzas, que refleja la complejidad de la fuente sísmica (GCMT, www.globalcmt.org). Hauksson et al., (2010) mostraron que, si bien la falla principal de El Mayor-Cucapah es de rumbo lateral derecho ($M_w=7.2$), para representar el mecanismo focal no asociado al doble par de fuerzas se debe incluir también una componente normal ($M_w=6.9$). Según Wei et al., (2011a), la ruptura sísmica se propagó bidireccionalmente, hacia el noroeste, a lo largo del sistema de fallas en la Sierra

Cucapah, y hacia el sureste, en la región del Valle de Mexicali-Delta del Río Colorado. La extensión de la ruptura superficial fue de ~120 km, desde la línea internacional, hasta llegar casi al extremo norte del Golfo de California (Fletcher et al., 2010, 2014).

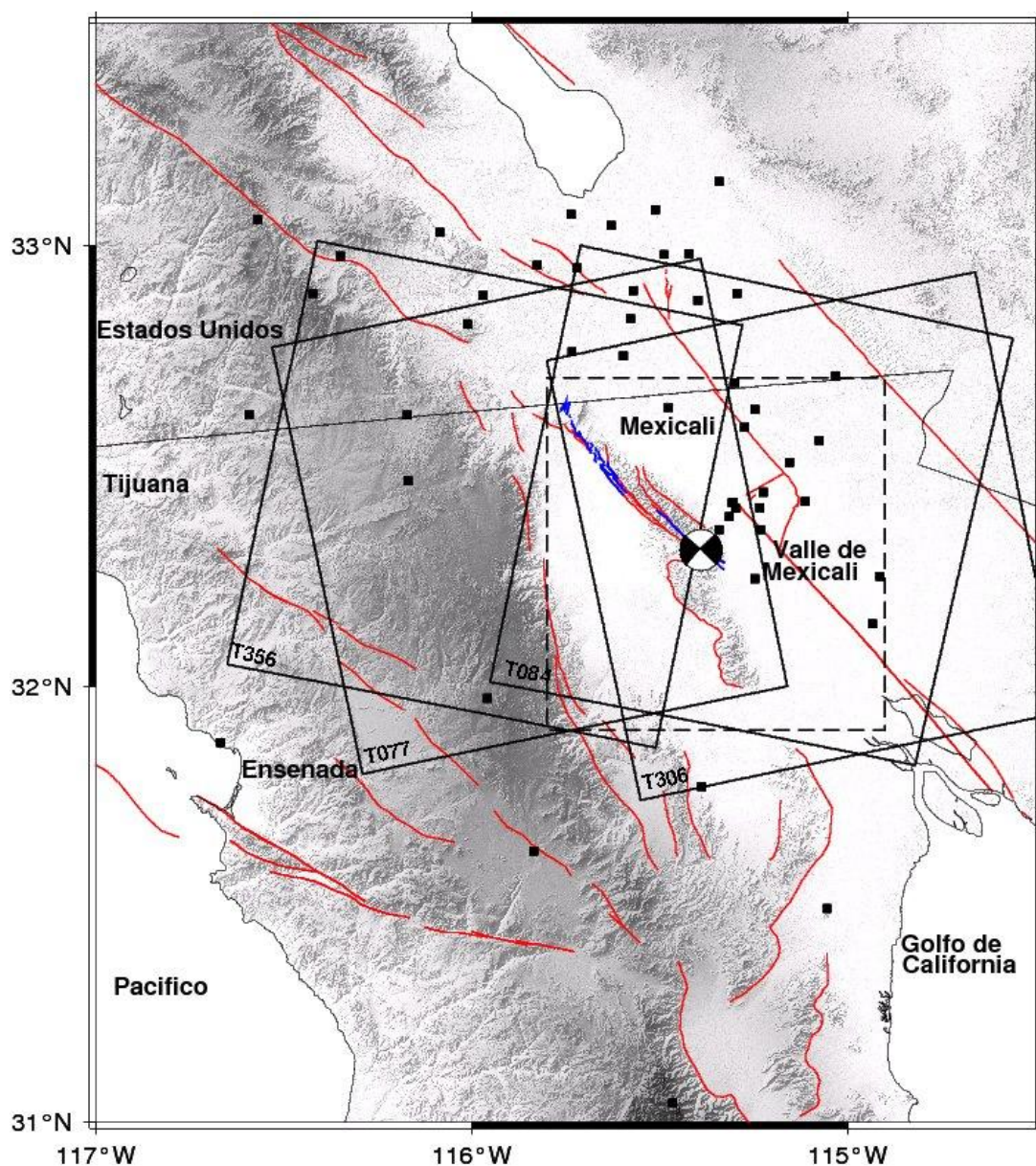


Figura 12: Mapa del norte de Baja California, México y sur de California, Estados Unidos, con sombreado topográfico. En líneas rojas, se muestran las principales fallas de la región. Las líneas azules indican las fallas asociadas con la ruptura principal causada por el sismo El Mayor-Cucapah ($M_w=7.2$) observadas en campo por Fletcher et al., (2010, 2014). El círculo muestra la localización epicentral y el mecanismo focal del sismo (32.31°N , 115.39°W , GCMT; www.globalcmt.org). También se presenta la huella de (el área cubierta por) cada una de las imágenes de Radar (Envisat) con su número de identificación orbital; el área delimitada por el marco con línea punteada se utiliza para el análisis de DInSAR. Los cuadros negros indican los sitios de medición GPS.

2.2 Observaciones cosísmicas con DInSAR y GPS

2.2.1 Interferogramas DInSAR en dirección de línea de vista

Con el objetivo de producir interferogramas cosísmicos, utilizamos imágenes de radar de la plataforma satelital europea Envisat, registradas en órbitas descendentes y ascendentes, antes y después del sismo (Tabla 1).

Los interferogramas se obtienen al calcular la diferencia de fase entre dos imágenes de radar. Ésta diferencia de fase, contiene la deformación ocurrida durante el lapso entre el registro de las imágenes involucradas y la de topografía del terreno. La componente topográfica de los interferogramas se elimina utilizando un modelo digital de elevación (DEM), con resolución de 90 metros por pixel (Farr et al., 2007). La diferencia de fase resultante en términos de los valores de modulo 2π (fase *empaquetada*) es una medida del desplazamiento del terreno en la línea de vista del satélite (LOS, por sus siglas en inglés). La fase se *desempaqueta* con el algoritmo de Goldstein et al., (1998), por medio del software ROI_PAC (Rosen et al., 2004), para obtener el desplazamiento superficial del terreno (ver capítulo I).

Tabla 1: Interferogramas utilizados para estimar los desplazamientos cosísmicos. Las imágenes fueron adquiridas por la plataforma satelital Envisat. $B_{\perp}$ es la componente perpendicular a la línea de base.

Orbita	Trayectoria	Fecha del interferograma	$B_{\perp}$ (m)	En Figura 13
Ascendente	077	2010/03/28 – 2010/05/02	200	a
Ascendente	306	2010/03/09 – 2010/04/13	267	b
Descendente	084	2010/03/08 – 2010/05/02	98	c
Descendente	356	2010/03/12 – 2010/04/16	251	d

La Figura 13, muestra los interferogramas ascendentes y descendentes en la dirección LOS. En la escala de la barra de colores, un valor negativo de LOS significa que la superficie del terreno se aleja del satélite, y un valor positivo que se acerca a éste. Debido a la geometría de línea de vista del satélite (flechas LOS, en Figura 13), el interferograma ascendente es distinto del descendente. Para los interferogramas

ascendentes (Figuras 13a y 13b) el desplazamiento LOS es positivo al oeste de la ruptura, y negativo al este de la misma. Por lo contrario, los interferogramas descendentes (Figuras 13c y 13d), muestran el desplazamiento LOS positivo al este de la ruptura y negativo al oeste. Con esto, se corrobora que el mecanismo principal de fallamiento de El Mayor-Cucapah es de rumbo lateral derecho. Además, los interferogramas tienen dos grandes zonas sin correlación: no hay correlación en la Sierra Cucapah, a causa del derrumbe de rocas sueltas provocado por el sismo, y tampoco hay correlación en el sur del Valle de Mexicali, debido principalmente a la ocurrencia extensiva del proceso de licuefacción (Sandwell et al., 2010).

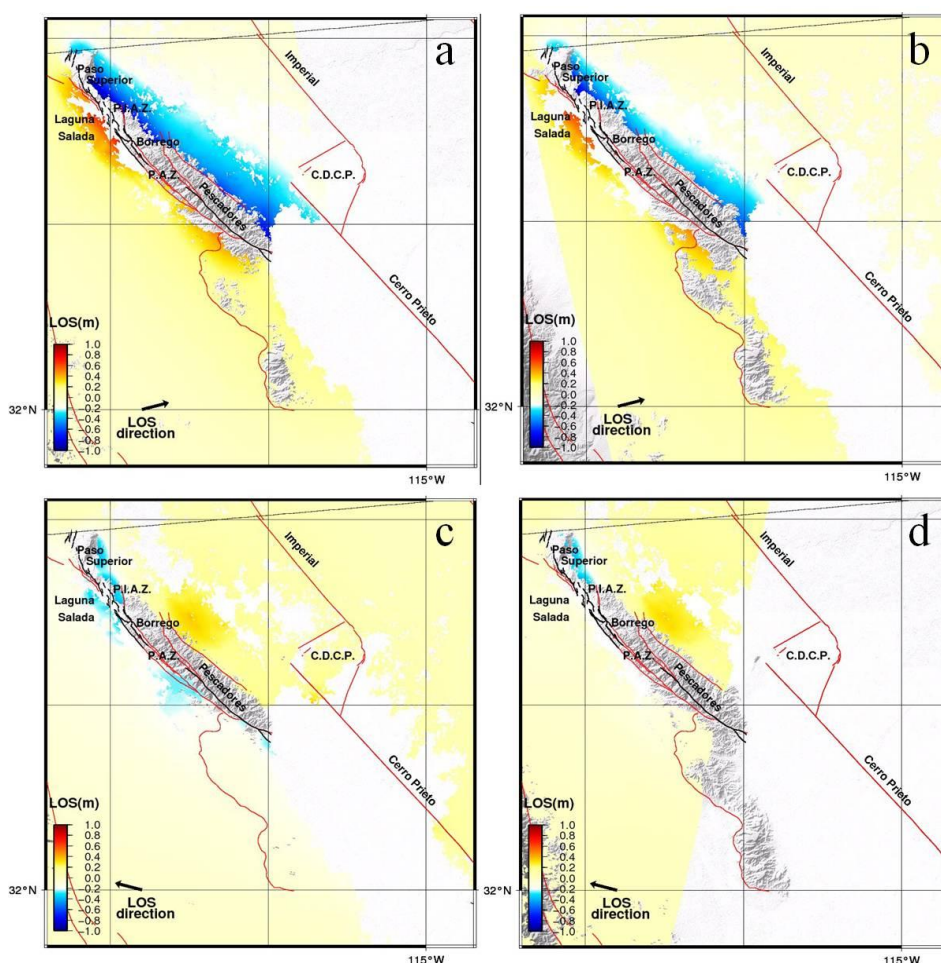


Figura 13: Interferogramas en la región de ocurrencia del sismo El Mayor-Cucapah del 4 de Abril de 2010. Las letras en la esquina superior derecha de cada interferograma se refieren a la Tabla 1. La escala de color corresponde al valor del desplazamiento del terreno en dirección LOS, indicada con una flecha de color negro. En la Figura se incluye la traza de las fallas principales y el Centro de Dispersión de Cerro Prieto (C.D.C.P; J.J. González-García comunicación personal, 2014) en color rojo. También se muestra, en color negro, trazos de la ruptura superficial del sismo observadas por Fletcher et al. (2010, 2014): falla Pescadores, falla Borrego, falla Paso Superior y las zonas de acomodamiento Paso Inferior (P.I.A.Z.) y Puerta (P.A.Z.).

2.2.2 Interferogramas DInSAR en dirección acimutal

En este estudio, también fueron calculados los desplazamientos en la dirección acimutal de las imágenes de radar (AZO, por sus siglas en inglés). El procedimiento consiste en filtrar por efecto Doppler cada par de imágenes de radar previamente a la obtención del interferograma, en el cual, la diferencia de fase es proporcional al desplazamiento en el sentido de vuelo del satélite (Bechor y Zebker, 2006; Barbot et al., 2008; ver capítulo I).

El interferograma ascendente en AZO, de imágenes obtenidas antes y después del sismo, muestra desplazamiento negativo del terreno al este de la ruptura, en relación al sentido de la trayectoria de vuelo del satélite (flecha color negro en Figura 14a). Contrariamente, el interferograma descendente en AZO (Figura 14b), muestra desplazamiento positivo al este de la ruptura. Con ello, se confirma de nuevo, que el mecanismo de falla es de rumbo lateral derecho, como en el caso de los interferogramas LOS.

Más aún, en la Figura 14c, se puede apreciar desplazamiento del terreno en la zona del Valle de Mexicali, consistente con el movimiento lateral derecho del sismo (Fialko et al., 2010). Desplazamiento que sugiere la presencia de la traza de falla (línea negra gruesa en la Figura 14b y línea azul en la Figura 14c), cuya existencia no es posible definir por medio de los interferogramas LOS, debido a la falta de correlación en dicha región (Fialko et al., 2010; Fielding et al., 2010). A la falla causante de esta traza, no identificada hasta entonces, que se reactivó durante este sismo, se le denominó falla *Indiviso* (Gonzalez-García et al., 2010).

La falla Indiviso tiene rumbo $\sim N48^{\circ}W$ y longitud mayor que 50 km. Su existencia ha sido confirmada por observaciones de campo en cuatro sitios; uno de ellos se muestra en la Figura 14d, ahí la falla tiene echado al suroeste y movimiento vertical en superficie de ~ 50 cm.

El error asociado con la medición AZO es, por lo general, un orden de magnitud mayor respecto al error de LOS (Barbot et al., 2008). Por ejemplo, si el vector de desplazamiento cosísmico obtenido con GPS de la estación LPUR, se proyecta en las direcciones LOS y AZO, utilizando las ecuaciones (18) y (19) se obtiene, $LPUR_{GPS-LOS} = -0.627 \pm 0.022$ m y $LPUR_{GPS-AZO} = -0.953 \pm 0.010$ m. Mientras que el desplazamiento cosísmico del sitio geográfico de LPUR estimado de los interferogramas es, $LPUR_{LOS} = -0.572$ m y $LPUR_{AZO} = -0.660$ m. La diferencia respecto a GPS es de 0.055 m, y, 0.293 m, para LOS y AZO, respectivamente.

A pesar de ~ 30 cm de diferencia entre la medición $LPUR_{AZO}$ y $LPUR_{GPS-AZO}$, los interferogramas AZO son útiles para determinar por teledetección la ubicación de trazas de falla provocadas por sismos (v.g. Peltzer et al., 1998; Fialko et al., 2010), debido a que tienen correlación en las cercanías de las fallas, en donde, comúnmente, la correlación es nula con los interferogramas LOS (Simons et al., 2002).

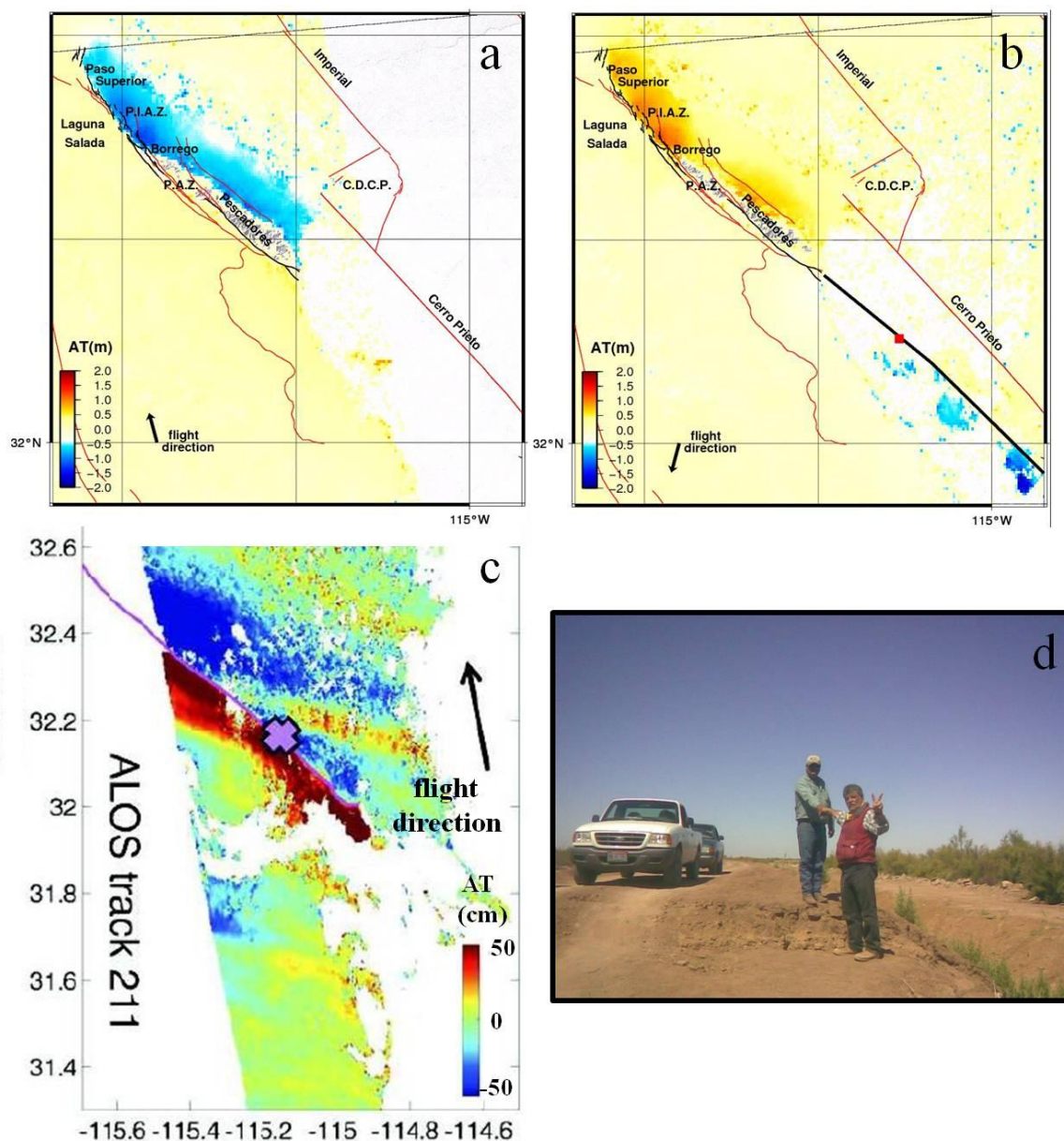


Figura 14: Interferogramas en dirección AZO, obtenidos para el lapso indicado. (a) Interferograma T077 del período 2010/03/28 – 2010/05/02. (b) Interferograma T084 del período 2010/03/08 – 2010/05/02, ambos Envisat. (c) Interferograma T211 del período 2010/01/15 – 2010/04/07 (plataforma satelital ALOS; Figura adaptada de Fialko et al., 2010). La escala de color corresponde al valor del desplazamiento del terreno en dirección AZO (flechas en color negro). Las líneas de color negro en la Figura 14b y de color azul en la Figura 14c, representan el trazo aproximado de la falla inferida por Fialko et al., (2010); una de sus expresiones en campo (González-García et al., 2010), se ubica en el cuadro rojo en la Figura 14b y la cruz azul en la Figura 14c. (d) Evidencia en campo de uno de los sitios donde se observó la ruptura de la falla Indiviso en el Valle de Mexicali (fotografía: Alejandro González).

2.2.3 Mediciones con GPS

Para apoyar la cuantificación del desplazamiento cosísmico provocado por el sismo El Mayor-Cucapah utilizamos también el GPS. La obtención de datos en el norte de Baja California, principalmente en Mexicali, fue llevada a cabo desde el primero hasta el décimo quinto día después del sismo, en 25 mojoneas base preestablecidas. Además, se dispone de datos de desplazamiento cosísmico en 30 estaciones permanentes, ubicadas en la cercanía del sismo en el sur de California (sopac.ucsd.edu).

Procesamos los datos GPS obtenidos por nosotros con el programa computacional GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2008). Para calcular la posición, el programa emplea dobles diferencias de fase entre dos estaciones y dos satélites, usando el esquema de procesamiento de red geodésica con estaciones de control (ver capítulo I).

Para determinar el desplazamiento cosísmico en los sitios GPS observados, se realiza la corrección intersísmica como se ilustra en la Figura 15, donde se muestra la componente norte de la posición de la estación LPUR desde 1993 hasta 2008. Utilizando la velocidad intersísmica estimada para cada sitio a partir del ajuste lineal por mínimos cuadrados de los datos de posición antes del sismo se calcula la posición presísmica del sitio (punto a, en la Figura 15). El desplazamiento cosísmico es la diferencia entre dicha posición y la posición medida después del sismo (punto b, en la Figura 15).

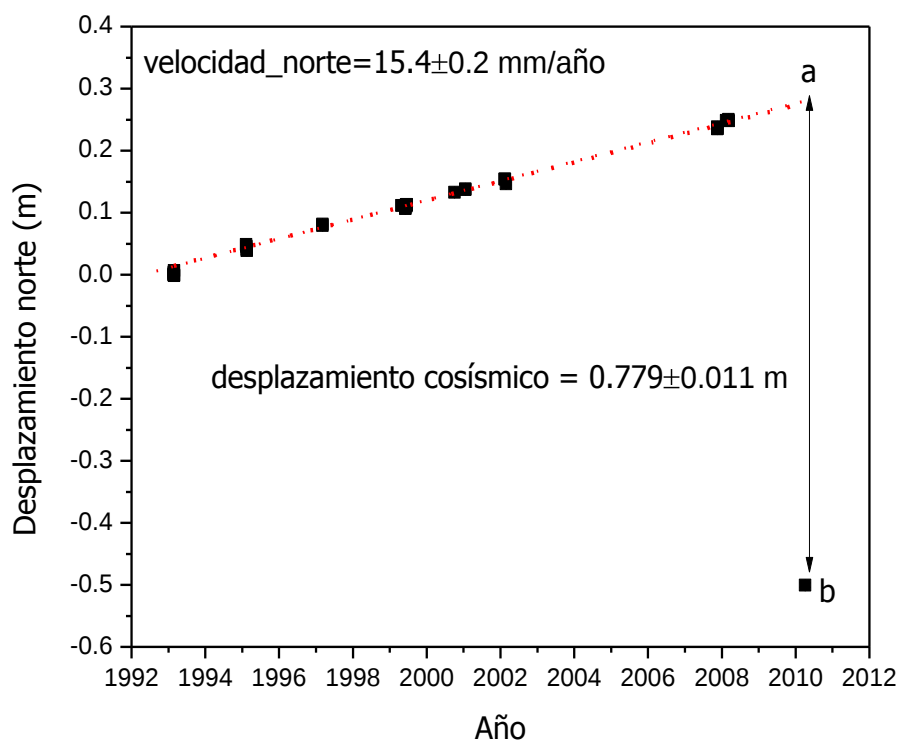


Figura 15: Componente norte del desplazamiento cosísmico para la estación LPUR. Cada punto es la coordenada con respecto a la primera medición realizada en 1993. La línea roja punteada representa el ajuste lineal realizado para obtener la velocidad intersísmica. La diferencia en desplazamiento entre el punto a y el b, es el desplazamiento cosísmico en la componente norte.

La Tabla 2 muestra los valores estimados del desplazamiento cosísmico de los 25 sitios observados. Se incluye el sitio MEXI, una estación de GPS permanente operada por INEGI y ubicada en la ciudad de Mexicali. En la Tabla 2 también se indica la estimación de la doble desviación estándar del desplazamiento cosísmico, cuyos valores promedio son: $2\sigma_{\text{norte}}=1.1$ cm, $2\sigma_{\text{este}}=1.1$ cm y $2\sigma_{\text{altura}}=3.4$ cm.

El máximo desplazamiento horizontal es 1.160 ± 0.016 m, con rumbo $S43^\circ E$, obtenido en la localidad de La Puerta (LPUR), ubicada sobre la estribación este de la Sierra Cucapah, y el máximo desplazamiento vertical es 0.636 ± 0.036 m, de subsidencia, en el poblado del Ejido Durango (VM15) (González-Ortega et al., 2010). En este último sitio ocurrió, como en la mayor parte del sur del Valle de Mexicali, una extensiva licuefacción del terreno.

Tabla 2: Desplazamientos cosísmicos en sitios de medición GPS. Localización geográfica de cada estación y desplazamiento en las componentes norte, este, altura, y errores asociados (2σ : 95% de confianza). Unidades de desplazamiento en metros.

sitio	longitud	latitud	norte	este	altura	σ_{norte}	σ_{este}	σ_{altura}
LPUR	-115.343	32.356	-0.779	0.860	-0.243	0.011	0.011	0.027
LN11	-115.224	32.442	-0.078	0.267	0.002	0.014	0.009	0.025
LACH	-115.154	32.509	-0.076	0.135	-0.014	0.008	0.008	0.029
MONT	-115.075	32.559	-0.027	0.098	-0.020	0.007	0.009	0.028
LN03	-115.314	32.387	-0.502	0.505	-0.097	0.013	0.005	0.021
ASA1	-115.246	32.629	-0.100	0.206	0.099	0.009	0.015	0.028
LN05	-115.297	32.405	-0.353	0.400	-0.080	0.043	0.012	0.053
CD14	-115.112	32.420	-0.077	0.229	0.012	0.005	0.010	0.025
BG51	-115.231	32.356	-0.138	0.605	-0.066	0.007	0.009	0.021
CG09	-115.234	32.407	-0.170	0.458	-0.013	0.016	0.019	0.049
VM15	-115.246	32.244	-0.398	0.442	-0.636	0.006	0.009	0.036
CP13	-114.934	32.143	-0.024	0.305	-0.004	0.006	0.013	0.027
CPEI	-114.914	32.251	-0.012	0.188	-0.021	0.011	0.008	0.030
CPIG	-115.305	32.419	-0.378	0.373	-0.068	0.004	0.009	0.018
CPVO	-115.308	32.418	-0.382	0.395	-0.076	0.007	0.009	0.019
FI18	-115.273	32.588	-0.118	0.102	-0.017	0.007	0.007	0.015
COND	-116.169	32.467	-0.019	-0.103	-0.130	0.009	0.005	0.051
SALD	-115.390	31.770	0.037	-0.053	0.056	0.008	0.009	0.025
ELCH	-115.055	31.492	0.041	-0.036	0.058	0.006	0.009	0.021
RAYO	-115.958	31.973	0.001	-0.081	-0.053	0.008	0.007	0.058
SM01	-115.835	31.624	0.017	-0.041	0.012	0.007	0.008	0.029
CAOC	-116.641	31.868	-0.007	-0.032	-0.011	0.017	0.015	0.053
CJGG	-116.641	31.868	0.002	-0.019	0.007	0.010	0.010	0.042
RM01	-116.668	31.872	0.005	-0.039	0.010	0.006	0.005	0.021
RM02	-116.668	31.872	0.009	-0.034	0.004	0.006	0.006	0.022
MEXI	-115.478	32.633	-0.166	0.139	0.001	0.040	0.047	0.116

Las Figuras 16a y 16b muestran el desplazamiento cosísmico horizontal y vertical, respectivamente, de los sitios GPS de la Tabla 2. La Figura 16a muestra el patrón de desplazamiento cosísmico característico del deslizamiento lateral derecho sobre la falla

principal. Este deslizamiento es consistente con los resultados obtenidos de los interferogramas LOS y AZO (Figuras 13 y 14).

Con el desplazamiento cosísmico de los sitios de observación con GPS, se puede obtener el modelo de ruptura cosísmica de deslizamiento para desplazamientos en el campo lejano. Mediante la combinación del deslizamiento de dicho modelo con el desplazamiento cosísmico obtenido de los interferogramas LOS y AZO, se obtiene un modelo cosísmico de deslizamiento para desplazamientos en los campos cercano y lejano.

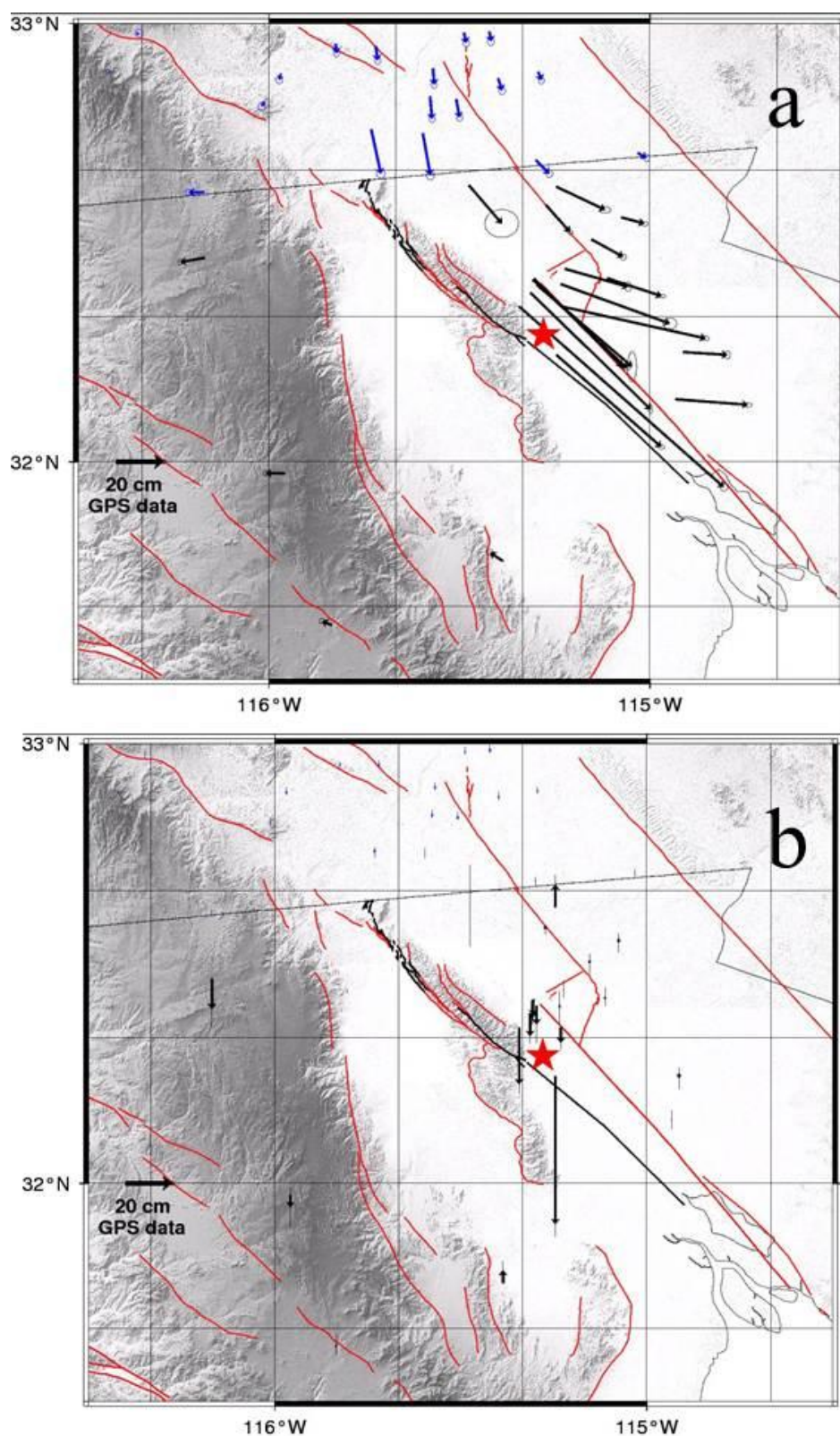


Figura 16: a) Desplazamiento cosísmico horizontal estimado en sitios de observación GPS (flechas negras y azules, estas últimas representan valores obtenidos de sopac.ucsd.edu). La estrella roja muestra el epicentro del sismo El Mayor-Cucapah determinado por RESNOM. Se incluye el trazo de las fallas principales (en rojo) y los trazos de la ruptura superficial (en negro). b) Desplazamiento cosísmico vertical.

Para estimar la distribución de deslizamiento cosísmico a lo largo de las fallas que se activaron durante el sismo, utilizamos el modelo analítico de Okada (1985). Este modelo relaciona los desplazamientos en superficie del terreno, con dislocaciones rectangulares que ocurren en un semiespacio homogéneo elástico e isotrópico (Fialko, 2004b).

2.3 Modelo de deslizamiento cosísmico de El Mayor-Cucapah

La primera aproximación para obtener el modelo de deslizamiento cosísmico, con datos de GPS en el campo lejano, es modelando una sola falla, con dimensiones, rumbo, y echado concordantes con los de la fuente del sismo (CMT; www.globalcmt.org).

El modelo de deslizamiento cosísmico se obtiene mediante inversión de los desplazamientos derivados de las mediciones GPS (Tabla 2). Aquí, se considera la geometría de falla con los parámetros: 120 km de largo, 20 km de ancho, rumbo N47°W y echado 90°. La falla se discretiza en elementos que miden de 2 km x 2 km en la superficie hasta 6 km x 4 km a profundidad. Adicionalmente, se permite solamente deslizamiento lateral derecho. El modelo de deslizamiento cosísmico resultado de esta primera aproximación se muestra en la Figura 17.

A pesar de que este modelo es extremadamente simple, nos brinda un panorama general en cuanto a la distribución de deslizamiento cosísmico, tanto en la cercanía del epicentro, donde el deslizamiento es del orden de 6 m a 7 m, como al sureste en el Valle de Mexical y al noroeste en la ubicación de la Sierra Cucapah, donde el modelo indica desplazamientos del orden de 1 m a 2 m en superficie, congruentes con los observados en campo sobre la ruptura superficial.

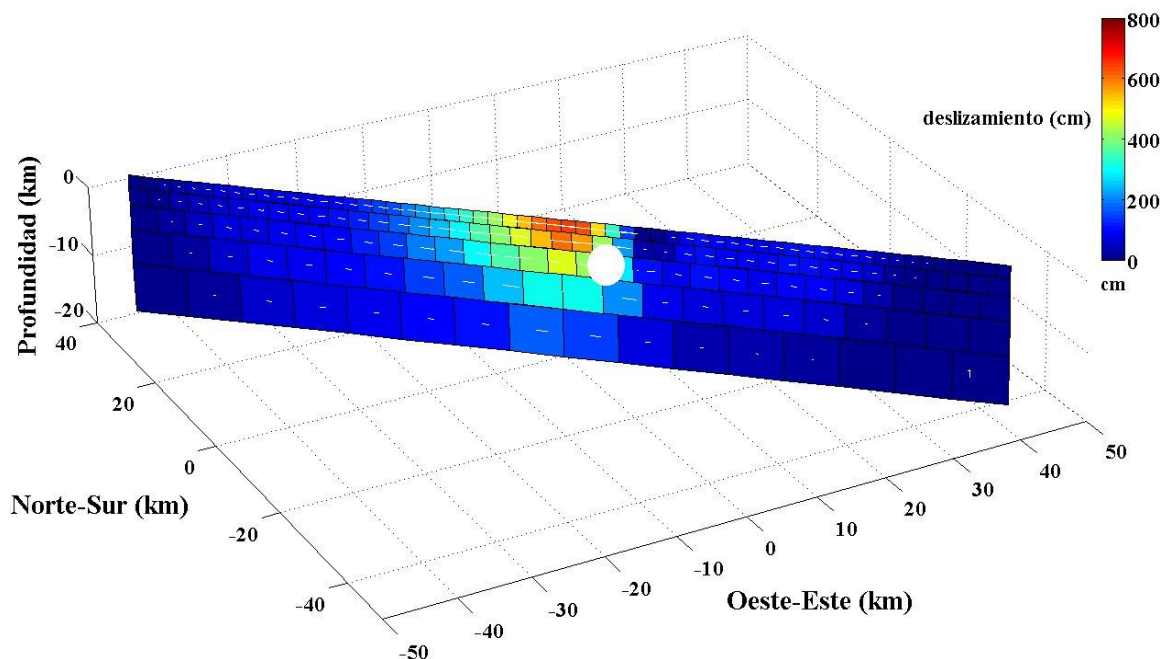


Figura 17: Modelo de deslizamiento cosísmico obtenido de desplazamientos GPS utilizando una sola falla. Parámetros: longitud 120 km, ancho 20 km, rumbo N47°W y echado 90°. La escala de color corresponde al valor del deslizamiento de rumbo lateral derecho. Se muestra también con flechas de color blanco, la magnitud y sentido del deslizamiento en el plano de falla. El círculo blanco representa la localización hipocentral del sismo El Mayor-Cucapah determinada por RESNOM.

En las Figuras 18a y 18b, se presenta la comparación entre los vectores modelados y el desplazamiento medido con GPS, en la componente horizontal y vertical, respectivamente. La desviación estándar de los residuales es: 4.2 cm en la coordenada norte, 5.3 cm en la coordenada este y 11.5 cm en la altura.

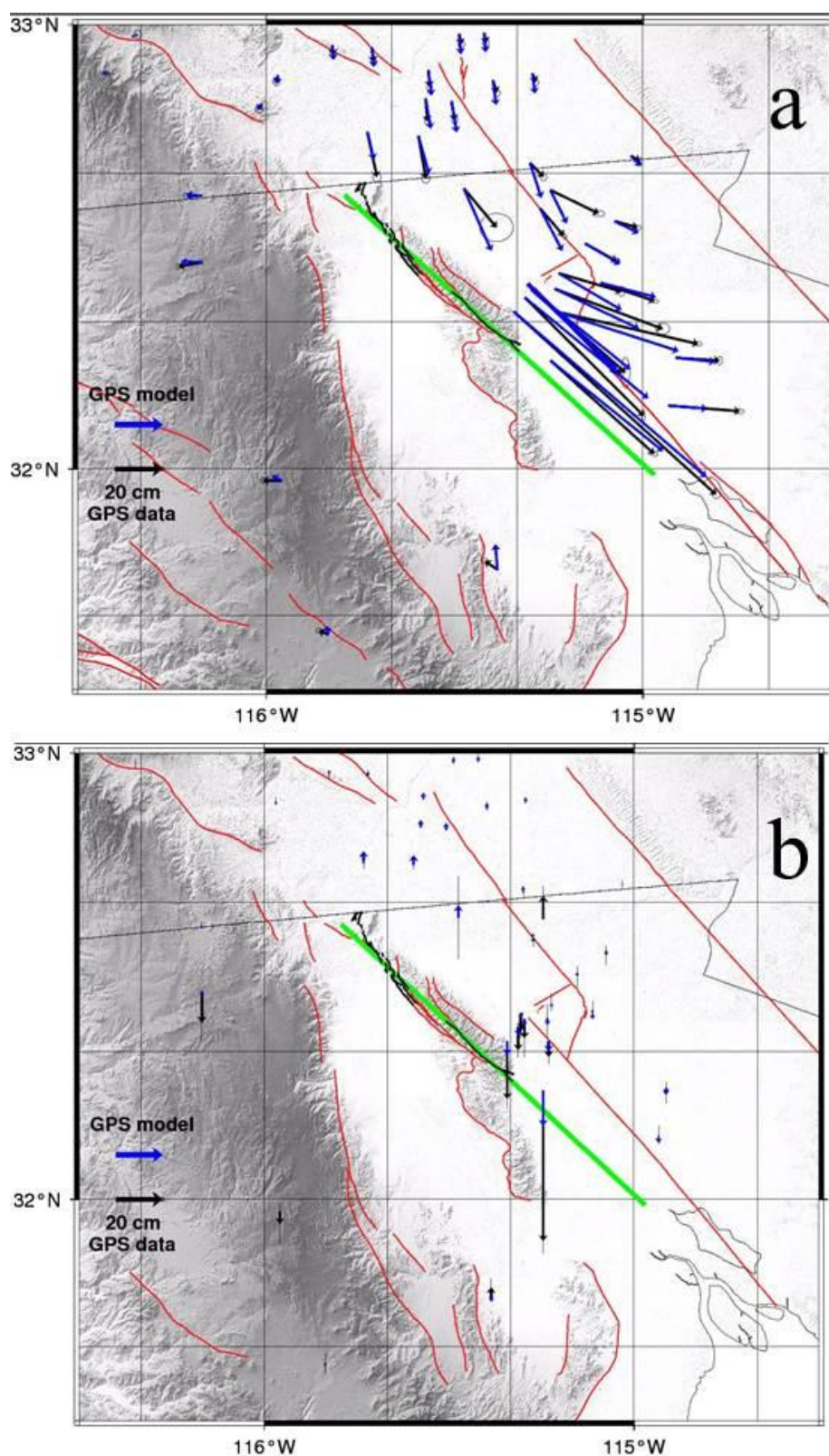


Figura 18: a) Desplazamiento cosísmico horizontal estimado en sitios de observación GPS. Las flechas negras representan datos, y las azules los vectores calculados utilizando el modelo mostrado en la Figura 17. La línea verde representa la falla supuesta para el modelo. b) Desplazamiento cosísmico vertical observado y estimado en sitios GPS.

A continuación, invertimos conjuntamente los datos geodésicos DInSAR y GPS, y los desplazamientos en superficie medidos a lo largo de la ruptura principal (Fletcher et al., 2014), para obtener el modelo de deslizamiento cosísmico del sismo El Mayor-Cucapah. El modelo de falla se aproxima ahora con 7 segmentos (Tabla 3) en concordancia con el trabajo de Fialko et al., (2010), donde la geometría de la falla se modela a partir de la traza superficial de la ruptura (Fletcher et al., 2014), de la relocalización de las réplicas (Hauksson et al., 2010) y de interferogramas acimutales para estimar el valor del echado de la falla Indiviso.

Para combinar las bases de datos, se asignó a cada una de ellas un peso. Los factores de peso fueron determinados con base en varias simulaciones, con α_{LOS} fijo y α_{AZO} , α_{GPS} y α_{sup} (datos de desplazamiento en superficie medidos a lo largo de la ruptura principal) variables, buscando el modelo con el mínimo error cuadrático medio; los pesos usados finalmente son: $\alpha_{LOS}=1.0$, $\alpha_{AZO}=0.6$, $\alpha_{GPS}=0.1$ y $\alpha_{sup}=0.3$.

Tabla 3: Geometría de falla tomada de Fialko et al., (2010). Todos los segmentos de falla tienen ancho de 20 km. Las coordenadas señaladas corresponden al centro de cada uno de los segmentos.

	Segmentos de falla						
	1	2	3	4	5	6	7
Longitud	-115.74	-115.67	-115.59	-115.48	-115.35	-115.20	-115.01
Latitud	32.61	32.53	32.46	32.38	32.29	32.19	32.04
Rumbo	N31°W	N40°W	N52°W	N46°W	N56°W	N50°W	N47°W
Echado	71°NE	71°NE	71°NE	71°NE	79°NE	89°SW	59°SW
Longitud(km)	15.20	7.58	13.48	13.55	17.95	19.94	28.77

Como en el caso anterior, cada segmento de falla se compone de elementos rectangulares (celdas) que varían de tamaño verticalmente, tanto en componente de rumbo como en la de echado. En la superficie son de $1 \text{ km} \times 0.6 \text{ km}$, y a profundidad de $7 \text{ km} \times 5 \text{ km}$.

Los interferogramas LOS y AZO tienen densidad de resolución de $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$, de manera que cada imagen consta de $\sim 10^7$ datos. Dado que esta cantidad de datos es demasiado grande para ser procesada convenientemente y que los datos cercanos a la ruptura ($< 20 \text{ km}$) son los más significativos para estimar el modelo de deslizamiento cosísmico (Simons et al., 2002), se considera solamente los datos dentro de un radio de 60 km centrado en el epicentro. También, la resolución de cada interferograma se reduce a elementos de $480 \text{ m} \times 480 \text{ m}$, cuyo valor es el promedio de los 16×16 datos localizados originalmente en cada nuevo elemento. Se reduce así, en tres órdenes de magnitud la cantidad de datos a $\sim 4 \times 10^4$ datos por interferograma.

En el proceso de inversión, contamos entonces con $\sim 2 \times 10^5$ elementos unitarios de desplazamiento proporcionados por cuatro interferogramas (ver Tabla 1, y Figuras 13 y 14) y por los sitios GPS (ver Tabla 2), y 738 incógnitas para el deslizamiento, es decir, las componentes a rumbo y echado en cada uno de los 369 elementos rectangulares de falla.

La distribución de deslizamiento cosísmico depende del valor del coeficiente de amortiguamiento, κ , usado en el proceso de inversión. En la Figura 19, se muestra la solución de deslizamiento cosísmico a lo largo y ancho de la ruptura de El Mayor-Cucapah para tres valores del coeficiente de amortiguamiento. Con el valor $\kappa = 1 \times 10^{-4}$ (Figura 19a), el deslizamiento en los elementos contiguos cambia drásticamente de uno a otro en la cercanía del epicentro. En contraste, con el valor $\kappa = 1 \times 10^{-1}$ (Figura 19c), el deslizamiento en los elementos contiguos no cambia significativamente, más bien, la distribución de deslizamiento es homogénea o sobre-suavizada para cada uno de los segmentos de falla.

Para seleccionar la mejor solución de modelo de deslizamiento cosísmico, se realizaron varias inversiones con distintos valores de amortiguamiento, y luego se calculó el momento sísmico correspondiente. De acuerdo con Funning et al., (2005), el valor óptimo del coeficiente de amortiguamiento es el que resulte en la inversión con mínimo momento sísmico (Figuras 19b y 20). En nuestro caso, el valor óptimo fue $\kappa = 1 \times 10^{-2}$.

Este valor es un compromiso entre erradicar deslizamientos de falla sobre-suavizados a lo largo de un segmento y grandes deslizamientos muy localizados.

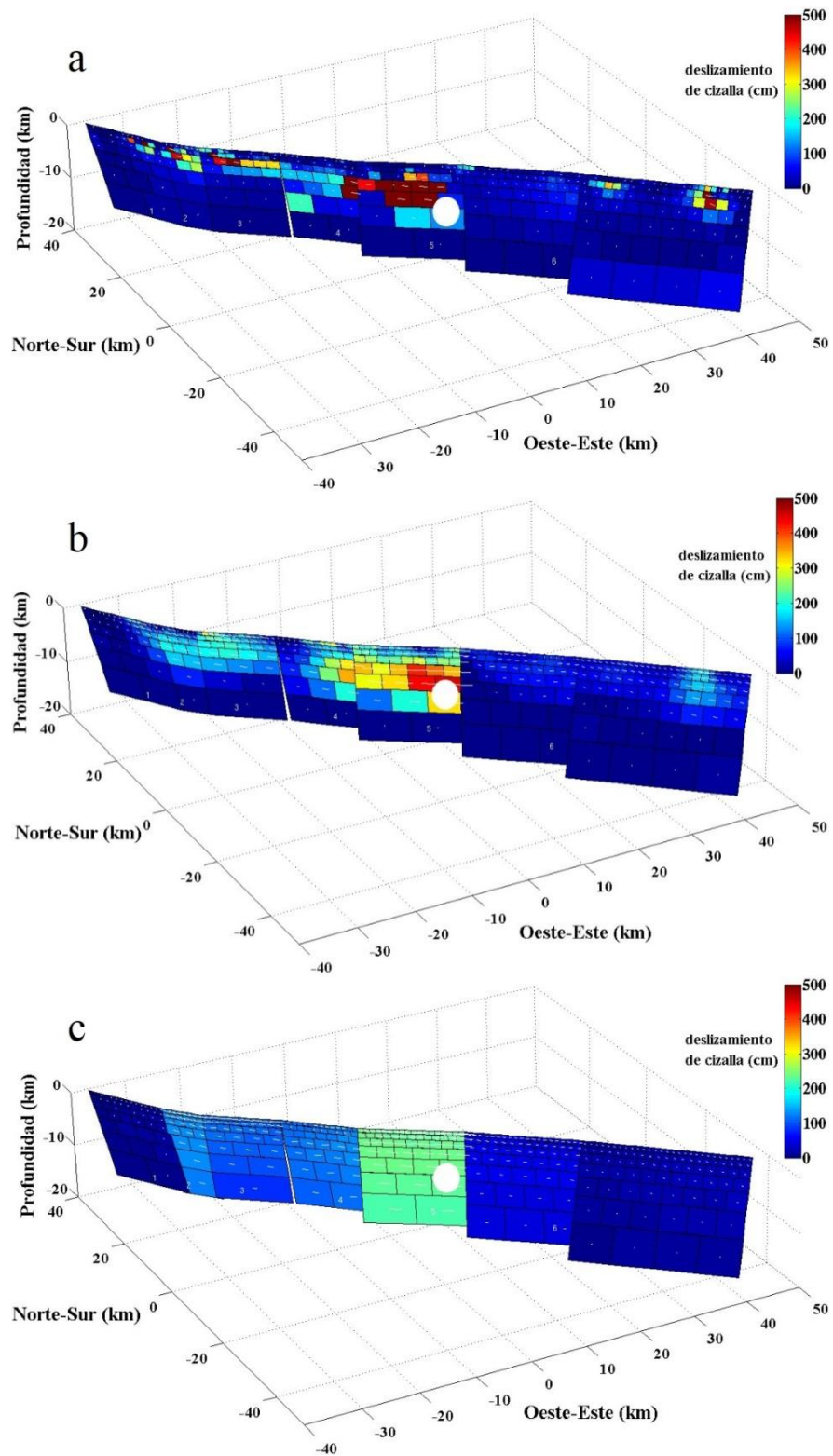


Figura 19: Distribución de deslizamiento cosísmico (componente de rumbo) para tres valores del coeficiente de amortiguamiento κ . (a) $\kappa = 1 \times 10^{-4}$. (b) $\kappa = 1 \times 10^{-2}$ y (c) $\kappa = 1 \times 10^{-1}$. El círculo blanco representa el hipocentro del sismo El Mayor-Cucapah.

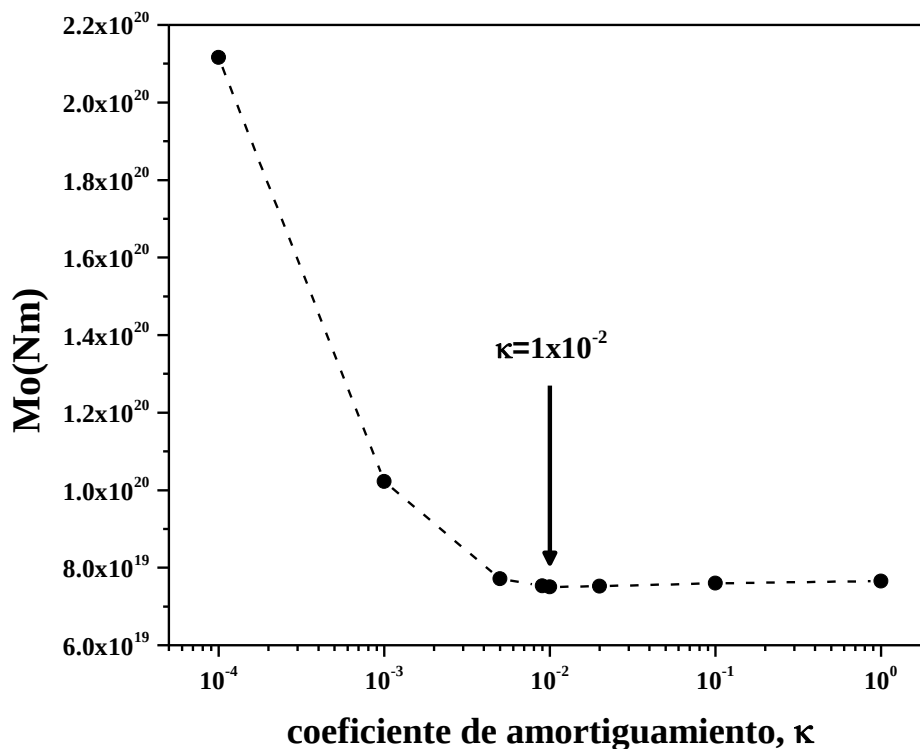


Figura 20: Coeficiente de amortiguamiento contra momento sísmico. Cada punto en la gráfica es el momento sísmico determinado para el valor del coeficiente de amortiguamiento dado. El valor óptimo de κ se indica con la flecha en color negro.

El momento sísmico obtenido para el modelo cosísmico es $7.5 \times 10^{19} \text{ Nm}$ ($M_w=7.2$), que concuerda con el valor estimado por el GCMT (www.globalcmt.org). El máximo valor de deslizamiento de rumbo, es de $\sim 450 \text{ cm}$, y se encuentra en la cercanía del hipocentro ($\sim 7\text{-}10 \text{ km}$ de profundidad), en el segmento de la falla Pescadores. Al sureste del epicentro, en lo que se denomina dominio Delta, el deslizamiento va de 150 cm a 250 cm . Al noroeste del epicentro, sobre la falla Borrego y PIAZ (Zona de Acomodamiento de Paso Inferior; Fletcher et al., 2014) el deslizamiento es de $\sim 220 \text{ cm}$, como se muestra en la Figura 21.

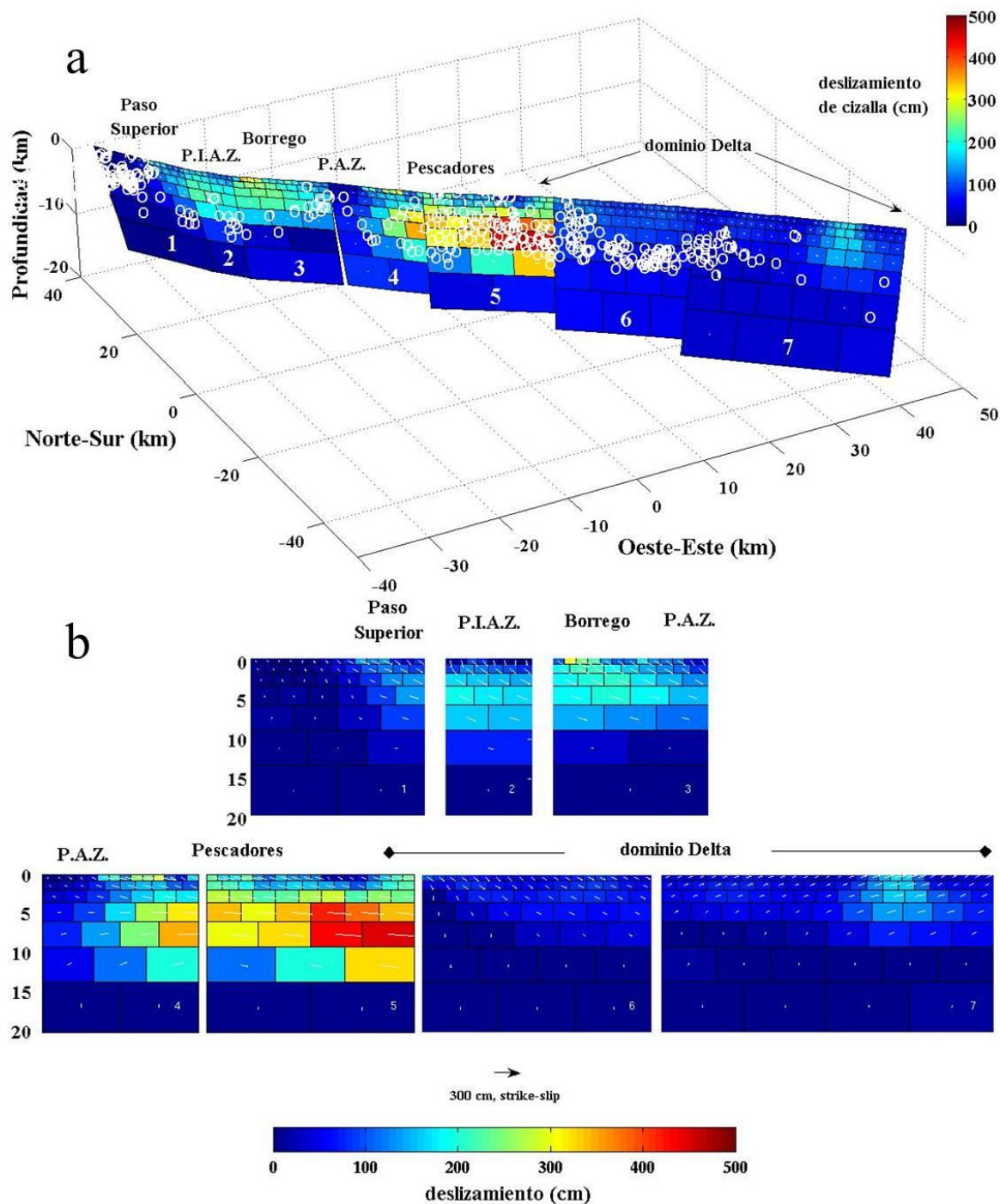


Figura 21: Modelo de deslizamiento cosísmico para el sismo El Mayor-Cucapah obtenido con la combinación de datos InSAR y GPS. a) Vista en 3D de noroeste a sureste. Se incluye el nombre dado a los segmentos de falla utilizados en el procedimiento de inversión. También se muestran las réplicas ($M_w > 3.0$) ocurridas durante las primeras seis semanas (Frez et al., 2014). b) Vista de detalle de cada segmento de falla. La tabla de color proporciona la escala del valor del deslizamiento de rumbo.

Los desplazamientos cosísmicos en dirección LOS y AZO, medidos y modelados, así como los residuales, son presentados en las Figuras 22, 23, 24 y 25.

La Tabla 4 muestra el valor de la desviación estándar, σ , de los residuales, valor observado menos valor calculado de los desplazamientos para cada trayectoria.

Tabla 4: Valor de la desviación estándar de cada imagen en dirección LOS y AZO de acuerdo con las Figuras 22, 23, 24 y 25. En paréntesis se indica la dirección correspondiente de desplazamiento.

Trayectoria	σ (m)
T077 (LOS)	0.078
T084 (LOS)	0.048
T306 (LOS)	0.062
T356 (LOS)	0.043
T077 (AZO)	0.150
T084 (AZO)	0.153
T306 (AZO)	0.218
T356 (AZO)	0.167

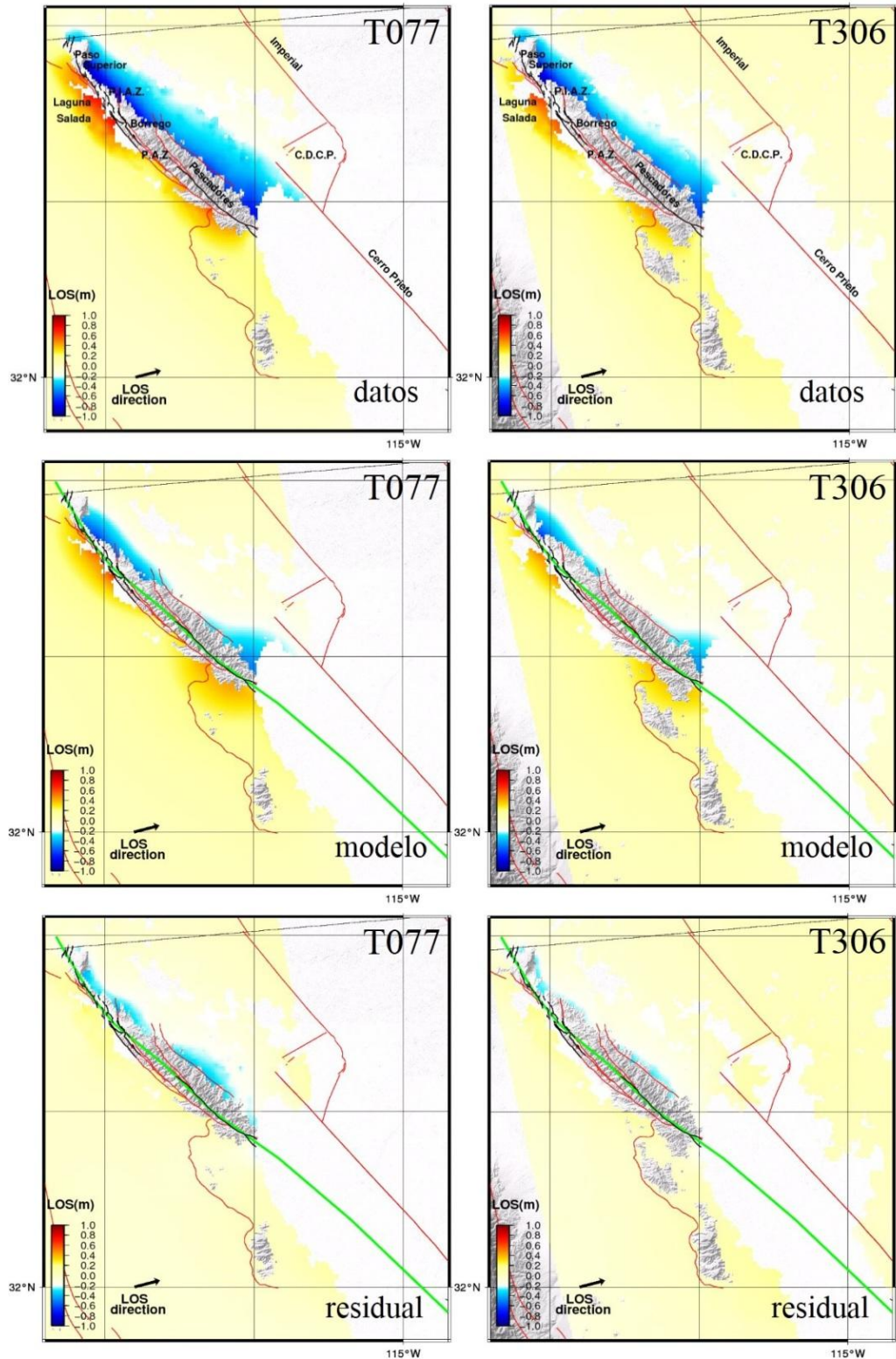


Figura 22: Desplazamiento cosísmico en dirección LOS para interferogramas ascendentes. En la esquina superior e inferior derecha se indica el número de trayectoria y tipo de desplazamiento (v.g. dato, modelo, residual), respectivamente. La escala de color corresponde al valor del desplazamiento del terreno en dirección LOS, indicada con una flecha de color negro. Se incluye la traza de la falla utilizada en la inversión en color verde.

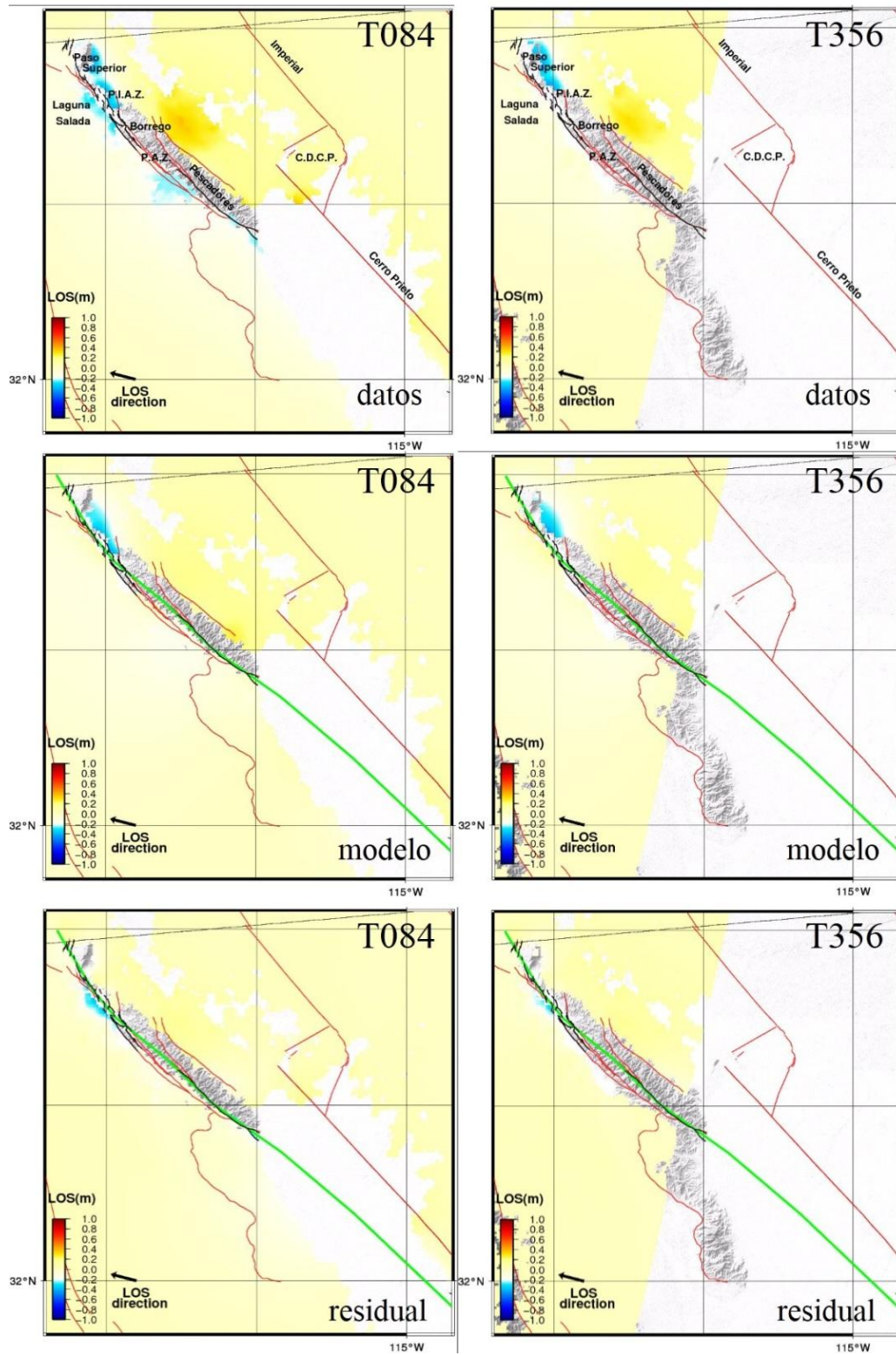


Figura 23: Desplazamiento cosísmico en dirección LOS para interferogramas descendentes. Misma convención que en Figura 22.

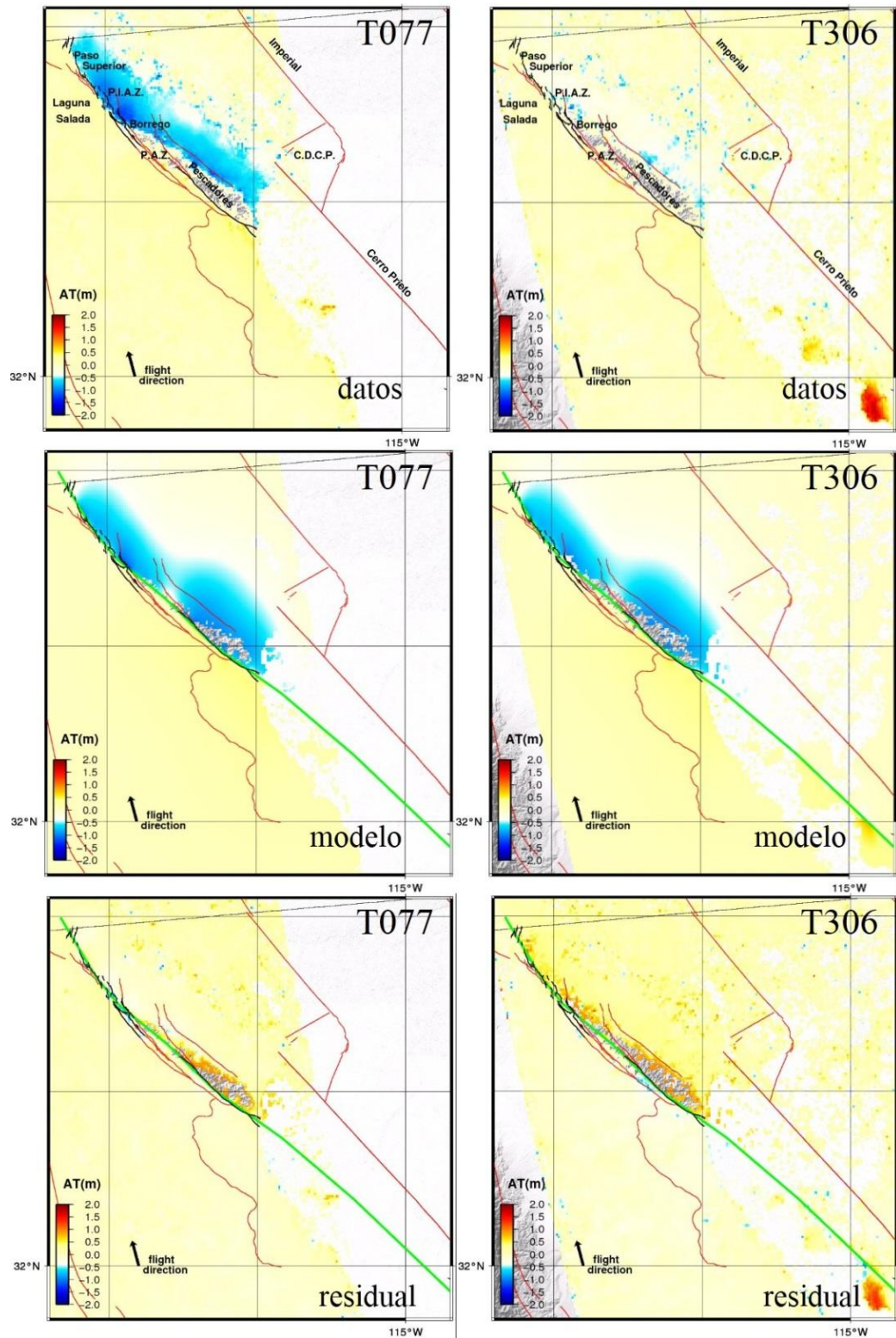


Figura 24: Desplazamiento cosísmico en dirección AZO para interferogramas ascendentes. En la esquina superior e inferior derecha se indica el número de trayectoria y tipo de desplazamiento (v.g. dato, modelo, residual), respectivamente. La escala de color corresponde al valor del desplazamiento del terreno en dirección AZO, indicada con una flecha de color negro. Se incluye la traza de la falla utilizada en la inversión en color verde.

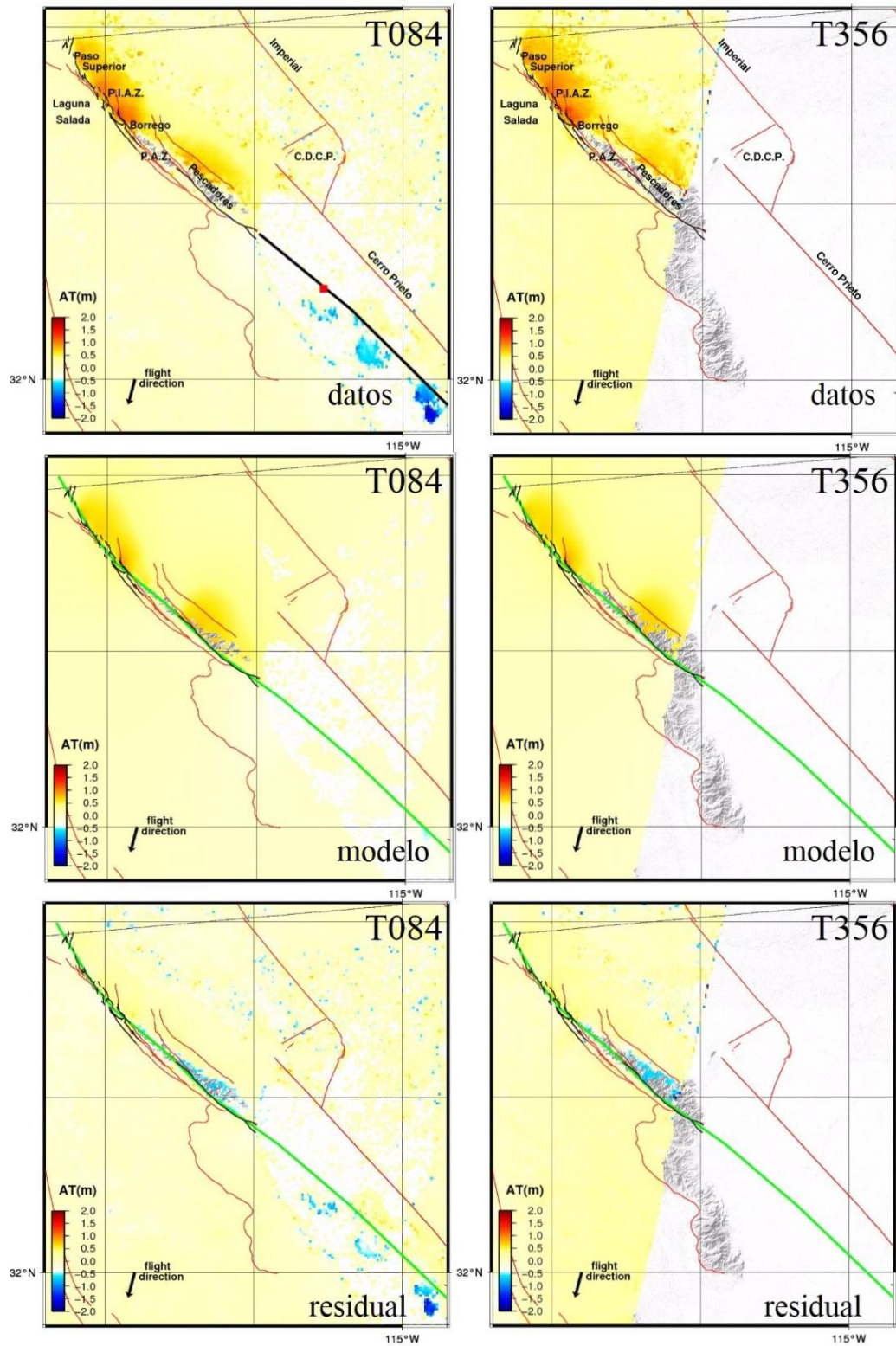


Figura 25: Desplazamiento cósmico en dirección AZO para interferogramas descendentes. Misma convención que en Figura 24.

La Figura 26 muestra los vectores de desplazamiento horizontal y vertical de GPS de los datos y del modelo. Como se mencionó arriba, los valores de la desviación estándar de las imágenes ascendentes y descendentes, en la dirección LOS, van desde 3 cm hasta 7 cm. Para la dirección AZO, van desde 13 cm hasta 18 cm. En cambio, para los desplazamientos cosísmicos obtenidos por medio de GPS, la desviación estándar de los residuales es: 2.1 cm en la coordenada norte, 3.6 cm en la este y 4.9 cm en la altura.

La comparación de estos residuales de GPS, obtenidos mediante inversión conjunta de GPS y DInSAR, con los obtenidos de la inversión de GPS solamente, muestra un mejoramiento de ~50% en la desviación estándar de los residuales.

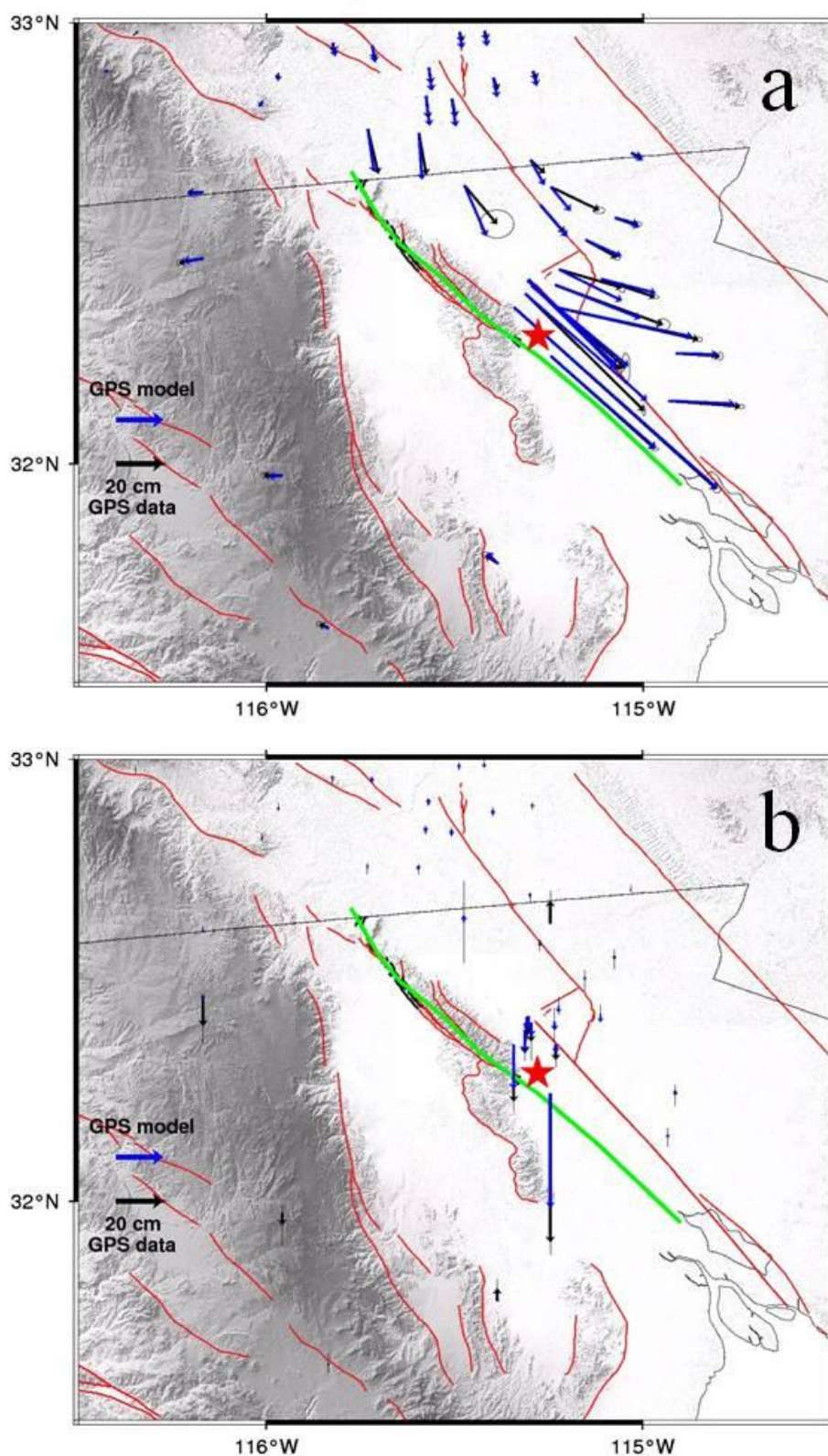


Figura 26: Datos vs modelo de desplazamiento cosísmico horizontal (a) y vertical (b) en sitios GPS. Las flechas de color negro son los datos y las flechas de color azul son el resultado del modelo de deslizamiento cosísmico.

En la Figura 27, se muestran los deslizamientos a rumbo medidos en la superficie de falla por Fletcher et al., (2014), y los deslizamientos estimados por el modelo cosísmico en superficie, a lo largo de la ruptura superficial ~ 120 km, en la Sierra Cucapah y en el dominio Delta.

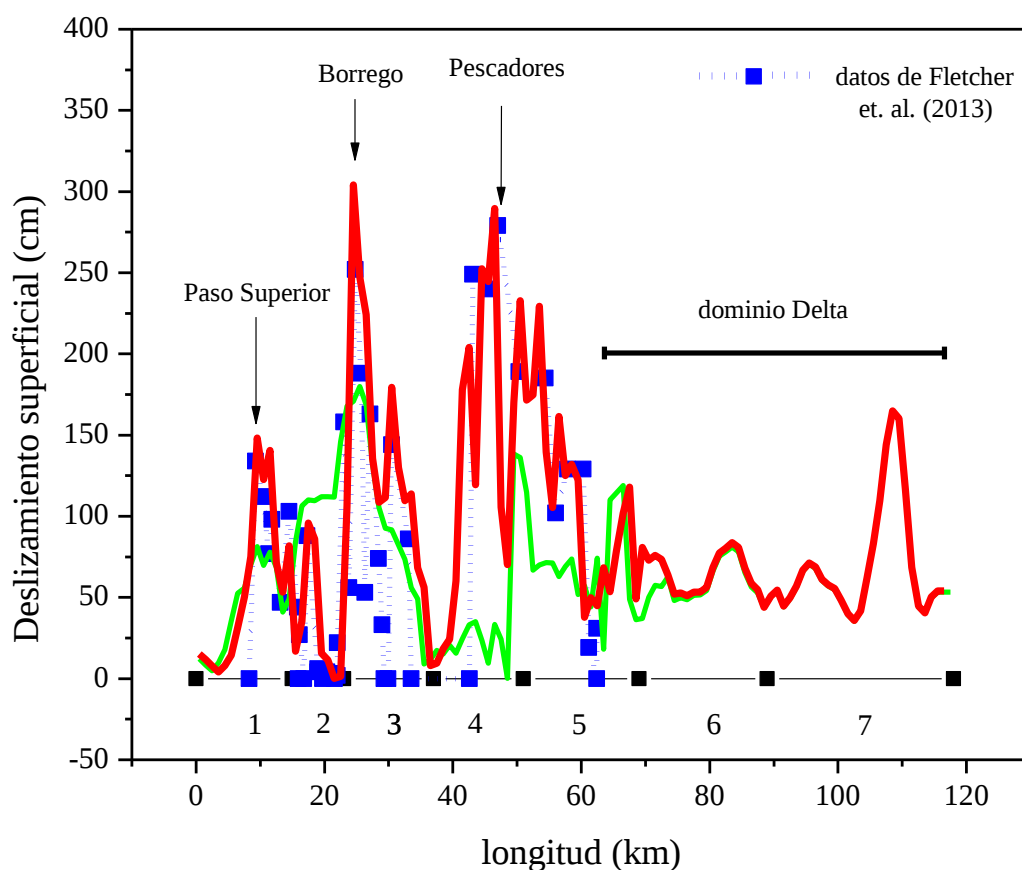


Figura 27: Deslizamiento a rumbo medido en superficie a lo largo de la ruptura (línea punteada y cuadros en color azul). Las líneas continuas en color rojo y verde representan el deslizamiento de la celda más superficial estimado por el modelo cosísmico, con y sin los datos del deslizamiento observado en superficie (Fletcher et al., 2014), respectivamente. Los números en la parte inferior de la Figura indican los segmentos de falla (ver Figura 21).

2.4 Desplazamiento cosísmico en 3D utilizando DInSAR

Cuando se tiene tres o más observaciones del desplazamiento en direcciones LOS y AZO, obtenidas para diferentes trayectorias (órbitas ascendentes y descendentes), es posible estimar el desplazamiento tridimensional de la superficie del terreno (Fialko y

Simons, 2001; Wright et al., 2004). Para ello, se combinan los interferogramas LOS, ascendentes y descendentes (Tabla 1), sensibles a las componentes este y altura, con los interferogramas AZO, más sensibles a la componente Norte.

Cabe mencionar que los interferogramas obtenidos en este estudio, incluyen el desplazamiento cosísmico y, desde una hasta cuatro semanas de desplazamiento postsísmico. Sin embargo, en las cercanías del epicentro, el desplazamiento postsísmico es relativamente pequeño, ~5 cm (González-Ortega et al., 2014), comparado con el desplazamiento cosísmico, ~2 m. Por lo cual, se puede considerar que el desplazamiento tridimensional estimado con los interferogramas LOS y AZO, es en mayor parte debido al desplazamiento cosísmico del sismo El Mayor-Cucapah.

El desplazamiento cosísmico superficial en 3D, mostrado en las Figuras 28 y 29, corresponde al mecanismo de falla mixto, que incluye componente de rumbo lateral derecho (Figura 28) y componente normal (Figura 29), en concordancia con el tensor de momento sísmico dado por el GCMT (www.globalcmt.org) y las observaciones geológicas en campo (Fletcher et al., 2014). Los valores máximos de hundimiento y de desplazamiento horizontal son ~80 cm y ~120 cm, respectivamente. Debido a la falta de correlación de los interferogramas en la cercanía de la ruptura, no se pudo obtener sobre la traza un valor de desplazamiento comparable con la observación de campo.

En la Figura 28, se observa asimetría en los desplazamientos horizontales: son subparalelos a la falla en la parte este y tienen ángulos ~40° con ésta en la parte oeste. Esta asimetría se debe a que se trata de una falla finita con echado al noreste.

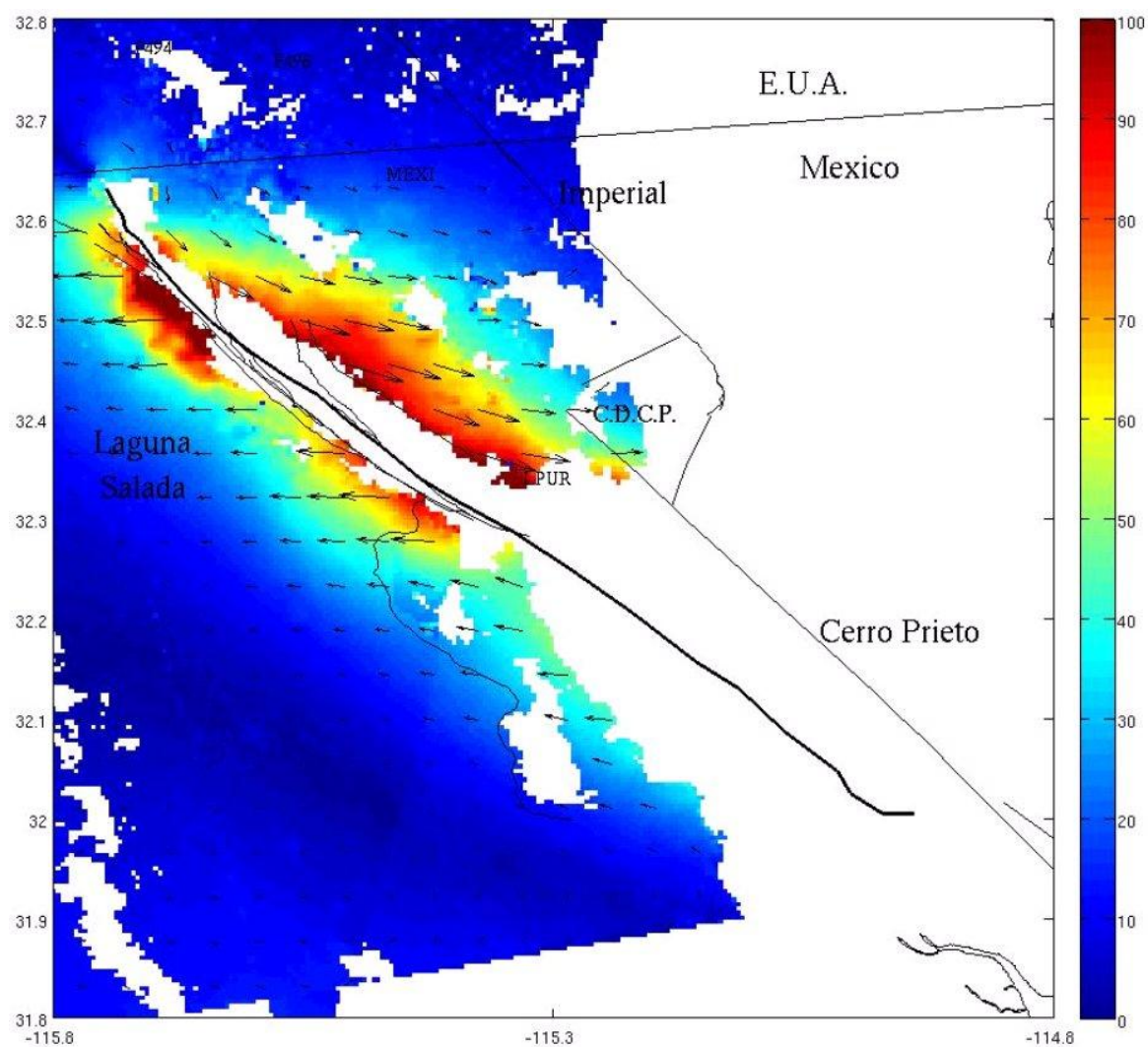


Figura 28: Desplazamiento cosísmico horizontal estimado a partir de los interferogramas mostrados en la Tabla 1. La escala de color representa el desplazamiento en centímetros. Los vectores en color negro están calculados en rejillas de $0.04^\circ \times 0.04^\circ$. La línea negra gruesa representa la traza de falla inferida por Fialko et al., (2010).

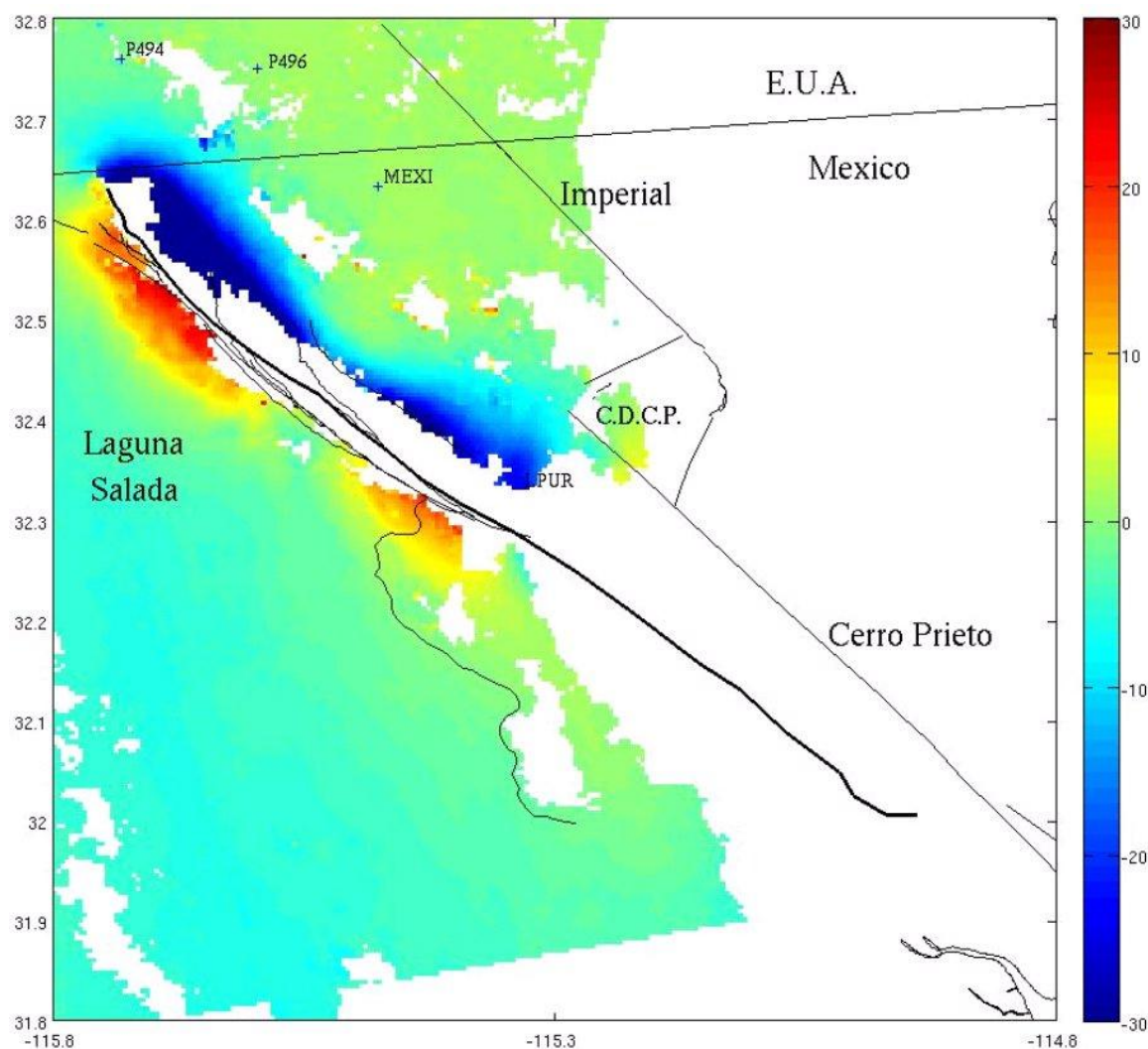


Figura 29: Desplazamiento cosísmico vertical estimado a partir de los interferogramas mostrados en la Tabla 1. Misma convención que en Figura 28.

Finalmente, comparamos el desplazamiento cosísmico de los sitios GPS más cercanos a la ruptura (LPUR, MEXI, P496 y P494; Figuras 28 y 29), con el desplazamiento cosísmico superficial en 3D. La desviación estándar de los residuales es 3.5 cm y 2.4 cm, en las componentes este y altura, respectivamente. Para la componente Norte el error es 33 cm, lo cual confirma la poca sensibilidad de LOS y AZO para la resolución de la componente norte del desplazamiento, como vimos en la sección 2.2.2.

2.5 Discusión

En general, la distribución del deslizamiento superficial medida en campo es similar a la del modelo cosísmico en superficie. La Figura 27 muestra que los valores máximos de deslizamiento para el dominio de Sierra (flechas en color negro) ocurren en las fallas: Paso Superior, Borrego y Pescadores. Además, se permite inferir el deslizamiento en el dominio Delta, que no se pudo medir in situ debido a la extensiva licuefacción del terreno causada por el sismo.

Wei et al., (2011a), también obtuvieron un modelo cosísmico, a partir de datos de desplazamientos geodésicos DInSAR y de GPS ubicados al norte de la ruptura, en Estados Unidos (Figura 1), imágenes ópticas (SPOT por sus siglas en inglés), y datos de ondas telesísmicas, con una geometría de fallas muy similar a la empleada en este estudio. A partir de la modelación de los registros telesísmicos de lo que se considera los primeros 15 segundos del sismo de El Mayor-Cucapah, Wei et al., (2011a) encuentran que la ruptura del sismo inició con características de mecanismo normal, y subsecuentemente, se propagó de manera bilateral con rumbo NW en la Sierra Cucapah, y SE en el dominio Delta, con duración total de 50 segundos, como se muestra en la Figura 30. El inicio mediante ruptura normal concuerda con las estimaciones de mecanismo focal del GCMT (www.globalcmt.org) y Hauksson et al., (2010).

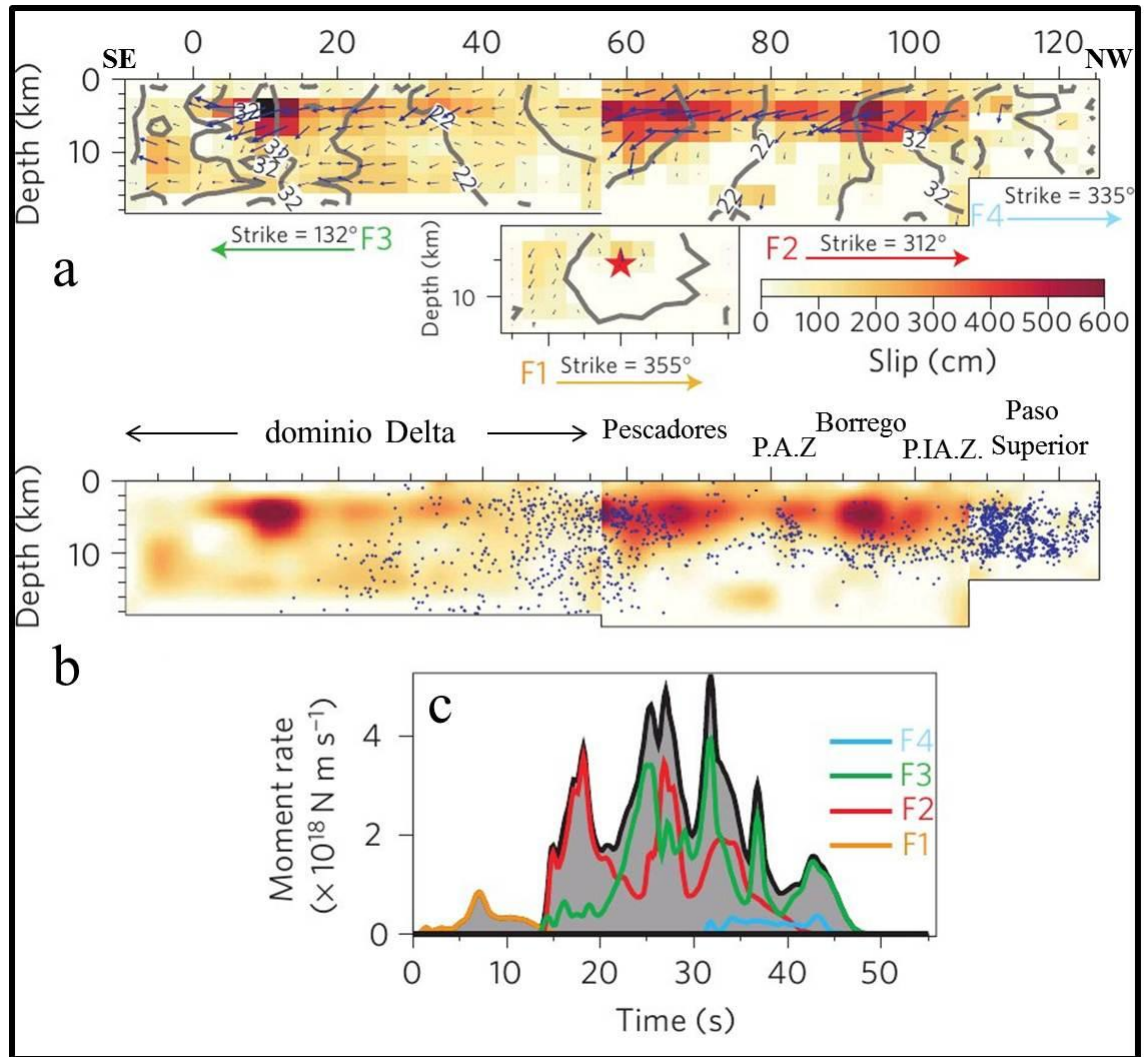


Figura 30: Modelo de deslizamiento cosísmico estático y dinámico de El Mayor-Cucapah (Wei et al. 2011a). a) Deslizamiento estático (las flechas muestran los vectores de deslizamiento y el color la magnitud del mismo). b) Réplicas proyectadas sobre el plano de falla con la distribución de deslizamiento cosísmico. c) Función de liberación de momento sísmico por unidad de tiempo en cada segmento de falla.

El modelo cosísmico estimado en este estudio (Figura 21), es cualitativamente similar al obtenido por Wei et al., (2011a), pues la distribución espacial de deslizamiento se localiza principalmente en las fallas Pescadores, Borrego, y sur de la Indiviso. Pero, cuantitativamente, los valores máximos de deslizamiento de nuestro modelo (Figura 21) son de ~450 cm en la falla Pescadores, y, ~250 cm en la falla Borrego y al sur de la falla Indiviso, mientras que ellos obtienen ~600 cm en las tres fallas mencionadas.

Consideramos que los valores máximos de deslizamiento de nuestro modelo cosísmico son más confiables, porque además de los datos geodésicos utilizados por Wei et al. (2011a) nuestro modelo incluye datos de GPS al sur de la frontera, así como desplazamientos medidos a lo largo de la ruptura principal que acotan el valor de deslizamiento de las celdas más superficiales de cada segmento de falla.

La distribución espacial del deslizamiento cosísmico y de las réplicas, indica que la zona sismogénica se extiende hasta la profundidad de ~ 10 km, de acuerdo con los estudios de localización de réplicas de Frez et al., (2014), y Castro et al., (2011). En la Figura 21 las localizaciones hipocentrales de Frez et al., (2014) han sido graficadas sobre la distribución de deslizamiento cosísmico, y deja ver que la profundidad de las réplicas está relacionada de una manera complicada con la profundidad del deslizamiento cosísmico sustantivo a lo largo de la ruptura. Por un lado, en la cercanía del epicentro, en la falla Pescadores, las réplicas parecen ser más abundantes en la región con mayor deslizamiento cosísmico. Por otro lado, al noroeste (en las fallas Pescadores, Borrego y Paso inferior) y al sureste (Dominio Delta) del epicentro, las réplicas están mayormente en la periferia del deslizamiento cosísmico; fenómeno éste que ha sido observado en otros estudios sobre sismos de magnitud similar a la de El Mayor-Cucapah (v.g. Barbot et al., 2009; Tong et al., 2010). Esto sugiere que, excepto en la región hipocentral, las réplicas están controladas por el incremento de esfuerzo alrededor de asperezas (v.g. Barbot et al., 2012).

Una de las principales características del modelo cosísmico aquí obtenido, es la ubicación del deslizamiento en mayor cuantía en la cercanía del epicentro determinado por RESNOM, a profundidad entre 2 y 7 km (Figura 31). El deslizamiento es menor hacia la superficie, así como también a mayor profundidad. Semejante resultado, donde el deslizamiento cosísmico es sistemáticamente mayor en la sección media de la capa sismogénica, se ha determinado en otros sismos de magnitud similar, $M_w \sim 7$, (v.g. Fialko et al., 2005; Kaneko y Fialko, 2011). A este fenómeno se le ha denominado *déficit de deslizamiento somero*, y se ilustra en la Figura 31 para los sismos El Mayor-Cucapah, Hector Mine (1999, $M_w = 7.1$) y Landers (1992, $M_w = 7.3$).

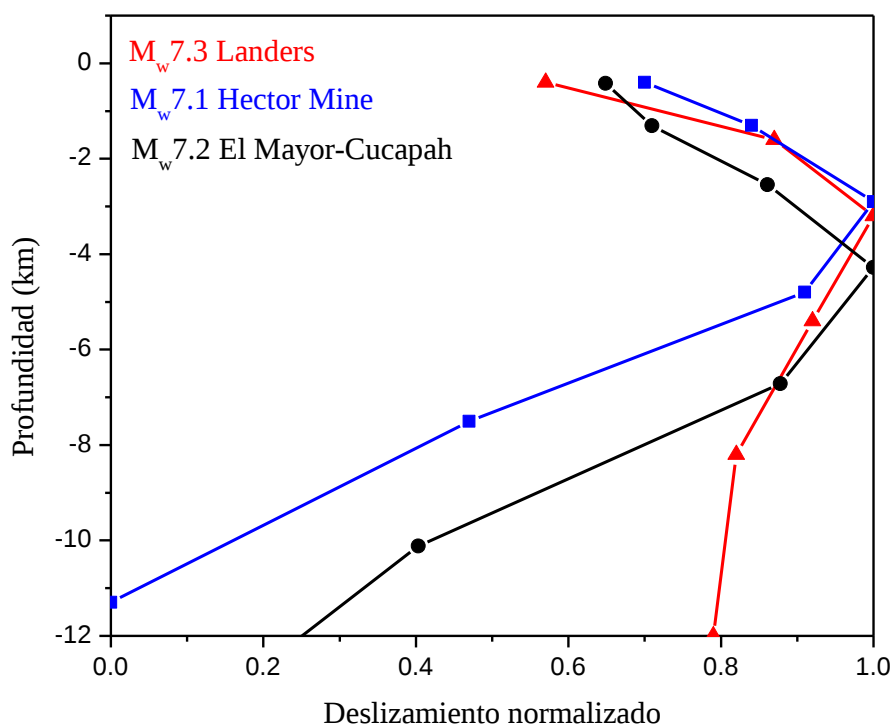


Figura 31: Distribución del promedio de deslizamiento cosísmico para los sismos El Mayor-Cucapah, Hector Mine y Landers, en función de la profundidad (los datos de Hector Mine y Landers son de Fialko et al., 2005).

La relación porcentual entre el valor máximo de deslizamiento respecto al deslizamiento en la superficie es 43% para Landers, 30 % para Hector Mine y 35% para El Mayor-Cucapah. Se ha argumentado (Fialko et al, 2005) que el déficit de deslizamiento somero podría ser un artefacto debido a la ausencia de datos de desplazamiento en la cercanía de la ruptura superficial, como sucede en las regiones de no correlación de InSAR (v.g. Figuras 22, 23, 24 y 25). Sin embargo, este no es el caso en nuestro modelo cosísmico, puesto que incorpora datos LOS, AZO, GPS, y datos de desplazamiento medidos en la superficie a lo largo de la falla principal (Fletcher et al., 2014). Se concluye que dicho déficit es real y no es causado por la falta de datos en la cercanía de la ruptura principal. El déficit de deslizamiento cosísmico en superficie, parece ser consistente con la fuerza de fricción entre rocas sujetas a diferentes valores de esfuerzo y velocidad de deslizamiento (Marone et al., 1991; Scholz, 1998).

La Figura 32, muestra la distribución de deslizamiento cosísmico y postsísmico del sismo de El Mayor-Cucapah (ver capítulo 3 y anexo). Es de resaltar la anti-correlación (a grandes razgos) entre ambas distribuciones de deslizamiento. A profundidad entre 2 y 7 km, donde el deslizamiento cosísmico es mayor, se encuentran los menores deslizamientos postsísmicos. Contrariamente, a profundidades entre 0 y 2 km, y entre 7 y 12 km, el deslizamiento cosísmico es mínimo, mientras que el postsísmico es máximo. Ello sugiere que parte del déficit de deslizamiento cosísmico somero se compensa en la etapa postsísmica.

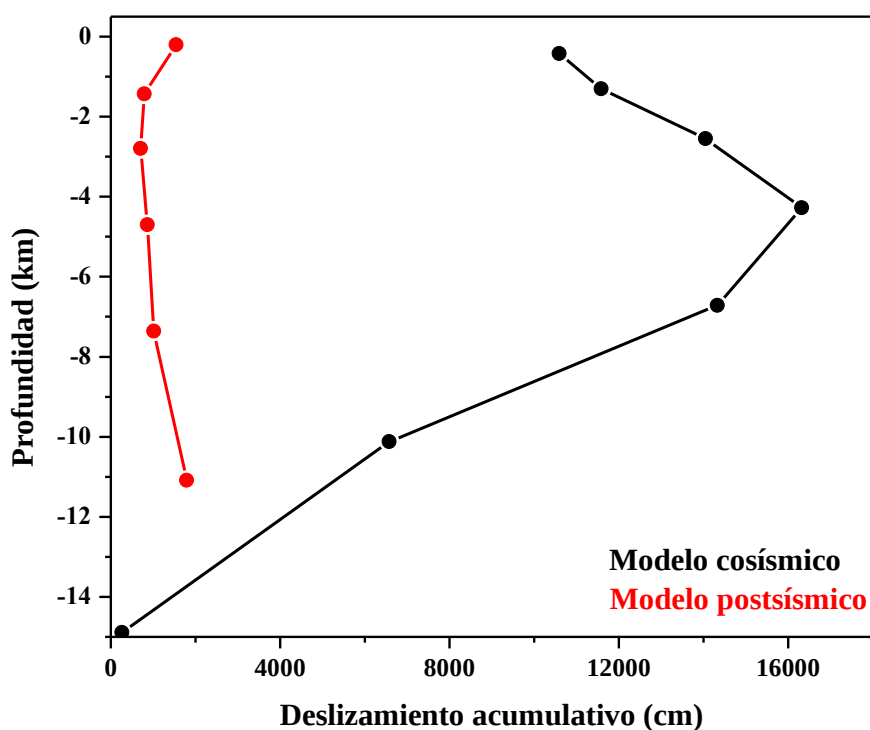


Figura 32: Deslizamiento acumulativo cosísmico (línea en color negro) y postsísmico (línea en color rojo) en función de la profundidad.

2.6 Conclusiones

El modelo de deslizamiento cosísmico, en un medio elástico homogéneo e isotrópico, con la geometría de falla principal de Fialko et al., (2010), reproduce satisfactoriamente, con desviación estándar de residuales entre 4 y 17 cm, las observaciones de desplazamiento de GPS, DInSAR y las mediciones de deslizamiento superficial a lo largo de la ruptura principal. Se confirmó que los echados propuestos por Fialko et al., (2010) son los que resultan en mejor ajuste a las observaciones. Como se discutió en la sección 2.5, nuestro modelo es cuantitativamente mejor al estimado por Wei et al., (2011a), debido a que, además de los datos de InSAR, incluimos en el análisis observaciones muy locales y regionales de GPS, así como de deslizamiento superficial sobre el trazo de las fallas de Fletcher et al., (2014). Esto último permite suplir la falta de información producida por decorrelación de las imágenes de InSAR en el campo cercano.

La distribución espacial de deslizamiento cosísmico se concentra principalmente en la región hipocentral con valor máximo de 450 cm. La distribución de deslizamiento en función de la profundidad, indica que la zona sismogénica de la región, se extiende hasta ~10 km de profundidad. Este resultado está de acuerdo con el estudio de relocalización de réplicas de Frez et al., (2014).

Existe una relación espacial entre la distribución de deslizamiento cosísmico obtenida aquí, y la distribución de réplicas de Frez et al., (2014). Las réplicas localizadas al noroeste y al sureste del epicentro, están mayormente en la periferia del deslizamiento cosísmico. Ello indica que, dichas réplicas están controladas por el incremento de esfuerzo en la periferia de las áreas con deslizamiento cosísmico significativo.

El magnífico ajuste de los datos de deslizamiento superficial sobre la falla, nos permite afirmar que el déficit de deslizamiento cosísmico somero no es, como proponen algunos autores (v.g. Fialko et al., 2005), un artefacto de la falta de datos en la cercanía de la ruptura principal, sino que es resultado del proceso de ruptura, posiblemente debido a diferencias en presión litostática y consecuente acumulación de esfuerzos a distintas

profundidades. El deslizamiento postsísmico disminuye parcialmente el déficit de deslizamiento cosísmico (ver capítulo 3 y anexo).

CAPÍTULO 3

En este capítulo analizamos la deformación postsísmica del sismo El Mayor-Cucapah $M_w=7.2$. Utilizamos los desplazamientos postsísmicos registrados por instrumentos GPS durante dos años a partir del sismo, así como Interferogramas de imágenes de Radar de Apertura Sintética InSAR (Envisat y ALOS) obtenidas durante los primeros cinco meses después del sismo. Utilizamos estas observaciones en conjunto para estimar y contrastar diferentes modelos postsísmicos de deformación: deslizamiento continuo sobre el plano de falla (afterslip), contracción y poroelasticidad.

Los desplazamientos postsísmicos observados con GPS durante los primeros dos años después del sismo, son consistentes con el modelo de deslizamiento continuo sobre el plano de falla; con tiempos característicos de decaimiento de: 66 ± 9 días para la función exponencial, 20 ± 3 días para la función logarítmica, y 258 ± 22 días para la función de fricción. La distribución espacial de deslizamiento sobre el plano de falla, obtenida mediante datos de InSAR y GPS, indica que la mayor parte de deslizamiento postsísmico ocurre en la periferia del deslizamiento cosísmico (capítulo 2). Para obtener mejor ajuste a las observaciones de desplazamiento en el campo cercano incorporamos una componente contractiva poco profunda a lo largo de las fallas Pescadores y Borrego, y, en la zona de acomodamiento de Paso Inferior. Sin embargo, para las observaciones del campo lejano, el modelo requiere de relajación viscoelástica en la parte inferior de la corteza y el manto (v.g., Pollitz et al., 2012).

Los detalles de este trabajo se encuentran en el anexo de la presente tesis y están publicados en la revista *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. La referencia a esta publicación es: Gonzalez-Ortega, A., Fialko, Y., Sandwell, D., Nava-Pichardo, F. A., Fletcher, J., Gonzalez-Garcia, 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.

CAPÍTULO 4

4.1 Conclusiones generales

En este trabajo de tesis hemos utilizado observaciones geodésicas espaciales, particularmente *Interferogramas de Imágenes de Radar de Apertura Sintética* (InSAR) y el *Sistema de Posicionamiento Global Satelital* (GPS), para caracterizar y modelar de manera temporal y espacial, la deformación superficial asociada con el sismo del 4 de Abril de 2010, denominado *El Mayor-Cucapah* ($M_w=7.2$). Los desplazamientos observados en superficie después del sismo fueron utilizados para inferir las distribuciones de deslizamiento cosísmico y postsísmico sobre el plano de falla principal.

Las observaciones y análisis de la deformación cosísmica se llevaron a cabo en 26 sitios GPS y mediante el análisis de 4 interferogramas correspondientes al periodo del 8 de Marzo de 2010 al 2 de Mayo de 2010, en orbitas ascendentes y descendentes, y en direcciones de línea de vista y acimutal. El análisis de los desplazamientos cosísmicos obtenidos con GPS indica que el sismo tiene, mayormente, patrón de deslizamiento lateral derecho. El análisis de los interferogramas en dirección de línea de vista, muestra zonas de no correlación en la cercanía de la ruptura superficial, a causa del derrumbe de rocas sueltas en la Sierra Cucapah y de la ocurrencia de licuefacción en el Valle de Mexicali. El análisis de los interferogramas en dirección acimutal indica, desplazamiento del terreno consistente con una falla no identificada hasta entonces, a la cual se denominó falla *Indiviso*.

Se estimó el deslizamiento cosísmico a lo largo de la ruptura, en un medio elástico homogéneo e isotrópico, utilizando la combinación de seis bases de datos: interferogramas ascendentes y descendentes, en dirección de línea de vista y dirección acimutal; observaciones locales y regionales de GPS, así como de deslizamiento superficial sobre el trazo de las fallas de Fletcher et al. (2014). La geometría del trazo de falla se aproxima con siete segmentos: cinco en la Sierra Cucapah y dos en el Valle de Mexicali; de acuerdo con el estudio de Fialko et al. (2010). El sistema de fallas

ubicadas en la Sierra Cucapah tiene echado hacia el Este, mientras que las fallas en el Valle de Mexicali tienen echado hacia el Oeste; echados consistentes con las observaciones en campo y la localización de réplicas (Frez et al., 2014).

El desplazamiento cosísmico superficial en 3D estimado por medio de InSAR, indica mecanismo de falla mixto, que incluye componentes de rumbo lateral derecho y normal. Los valores máximos de hundimiento y de desplazamiento horizontal son ~ 80 cm y ~ 120 cm, respectivamente.

El modelo cosísmico obtenido solamente con datos de GPS nos brinda un panorama general en cuanto a la distribución de deslizamiento cosísmico. En la cercanía del epicentro el máximo valor de deslizamiento superficial es 700 cm, no congruente con lo observado en campo sobre la ruptura superficial. En cambio, con el modelo cosísmico estimado mediante observaciones de InSAR, GPS y deslizamientos medidos en superficie a lo largo de la ruptura, se obtiene una distribución espacial de deslizamiento más detallada en las fallas. El momento sísmico de nuestro modelo, $M_w=7.2$, está de acuerdo con el estimado por el mecanismo focal de GCMT. El máximo valor de deslizamiento es 450 cm y se localiza en la región hipocentral. La distribución espacial de deslizamiento se concentra principalmente a profundidad entre 2 km y 7 km, en las fallas Pescadores, Borrego, Puerta Inferior e Indiviso. Ello indica que la zona sismogénica de la región, se extiende hasta ~ 10 km de profundidad. Posiblemente delimitando la interfaz entre la zona dúctil y quebradiza de la corteza.

Para el estudio de la deformación postsísmica de El Mayor-Cucapah, se utilizó 9 interferogramas, en orbitas ascendentes y descendentes, para el periodo del 13 de abril de 2010 al 3 de septiembre de 2010, y, observaciones locales y regionales en 34 sitios de observación de GPS, durante los primeros dos años después del sismo. Los desplazamientos postsísmicos estimados con GPS, muestran un decaimiento gradual en el tiempo y se ajustan mejor al modelo de deslizamiento continuo en el plano de falla. Los tiempos característicos de decaimiento son 20 ± 3 días y 66 ± 9 días, para deslizamiento continuo en el plano de falla y para el modelo de relajación viscoelástica, respectivamente. Con el tiempo característico de la relajación viscoelastica se puede

estimar el valor de viscosidad en el sustrato dúctil de la región de estudio, $\eta \sim 2 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$. Los desplazamientos postsísmicos de interferogramas en dirección de línea de vista muestran cuatro zonas de subsidencia, ubicadas en la cercanía de las fallas Paso Superior, Paso Inferior/Borrego, Pescadores e Indiviso.

Consideramos y evaluamos un modelo poroelástico para explicar parte o la totalidad de la deformación postsísmica del sismo El Mayor-Cucapah. El modelo poroelástico se calcula a partir de la diferencia de los desplazamientos cosísmicos, que resultan del modelo de deslizamiento cosísmico con módulos de Poisson de 0.21 y 0.25. Los valores del módulo de Poisson se escogieron adecuados al área de estudio. Sin embargo, el modelo poroelástico no ajusta adecuadamente las observaciones de la deformación postsísmica. Por ello, consideramos más apropiado el modelo de deslizamiento continuo sobre el plano de falla.

El deslizamiento postsísmico, obtenido mediante observaciones de GPS e InSAR durante los primeros cinco meses después del sismo, ocurre principalmente en la periferia del deslizamiento cosísmico (v.g. falla Pescadores). El momento sísmico del modelo postsísmico es un orden de magnitud mayor que el momento sísmico acumulado de las réplicas.

La deformación postsísmica se ajusta en general al modelo de deslizamiento continuo sobre el plano de falla. Sin embargo, en el campo cercano, a distancias entre 0 y 5 km de la ruptura principal, se requiere de dislocación contractiva en las fallas Paso Inferior/Borrego, Pescadores e Indiviso para ajustar adecuadamente la subsidencia observada. Esta componente contractiva es poco profunda y se relaciona espacialmente con valores grandes de deslizamiento cosísmico. La dislocación contractiva reduce el volumen del medio, y posiblemente esté relacionada con el desplazamiento perpendicular en la falla. El deslizamiento cosísmico puede provocar la apertura de grietas y fisuras en superficie, y, el deslizamiento postsísmico, el cierre de las mismas.

En el campo lejano, a distancias mayores de 25 km de la ruptura principal, el modelo de deslizamiento postsísmico tiende a no estimar adecuadamente los desplazamientos postsísmicos observados con GPS. Ello sugiere, una contribución de relajación viscoelástica en la interfaz de la corteza inferior y manto superior (Pollitz et al. 2012).

4.2 Trabajo a futuro

Un refinamiento del modelo de deslizamiento cosísmico obtenido aquí, se puede realizar utilizando la geometría de fallas de Fletcher et al. (2014) y tres bases de datos complementarios: En el campo cercano (0-5 km), los desplazamientos cosísmicos en 3D estimados por medio de la técnica de LIDAR (Hinojosa-Corona et al, 2013), y en el campo medio (5-25 km) los desplazamientos cosísmicos estimados con InSAR y con GPS. Con ello, podremos intentar conocer a detalle la interrelación a profundidad del sistema de fallas que se activaron durante el sismo El Mayor-Cuapah.

Nuestro resultado de los modelos cosísmico y postsísmico proveen información útil para futuros estudios sobre el cambio de estado de esfuerzo en fallas contiguas a la ruptura principal de El Mayor-Cuapah, en particular, para las fallas Elsinore, Laguna Salada, Cerro Prieto e Imperial. Estas últimas, cercanas a la Ciudad de Mexicali.

Referencias bibliográficas

- Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B. y Boucher, C. (2007). ITRF2005: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 112(9). 401-420. doi:10.1029/2007JB004949.
- Aki, K. y Richards, P.G. (1980). Quantitative seismology. University Science Books.
- Arnadottir, T., Lund, B., Jiang, W., Geirsson, H., Bjornsson, H., Einarsson, P. y Sigurdsson, T. (2009). Glacial rebound and plate spreading: results from the first countrywide GPS observations in Iceland. *Geophys. J. Int.* 177(2). 691–716. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x
- Ashby, N. (2002). Relativity and the Global Positioning System. *Physics Today*. 5. 41-47. doi:10.1063/1.1485583.
- Baer, G., Schattner, U., Wachs, D., Sandwell, D., Wdowinski, S. y Frydman, S. (2002). The lowest place on Earth is subsiding - An InSAR (interferometric synthetic aperture radar) perspective. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114(1). 12-23. doi:10.1130/0016-7606(2002)114<0012:TLPOEI>2.0.CO;2
- Barbot S., Hamiel Y. y Fialko, Y. (2008). Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 Mw 7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology. *J. Geophys Res. Solid Earth*. 113(03). 403-418. doi:10.1029/2007JB005063.
- Barbot, S., Fialko, Y. y Bock, Y. (2009). Postseismic deformation due to the Mw 6.0 2004 Parkfield earthquake: Stress-driven creep on fault with spatially variable rate-and-state friction parameters. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 114(07). 405-431. doi:10.1029/2008JB005748.
- Barbot, S. y Fialko Y. (2010). A unified continuum representation of the post-seismic relaxation mechanism: semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow. *Geophys. J. Int.* 182(3). 1124-1140. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04678.x
- Barbot, S., Lapusta, N. y Avouac J. (2012). Under the hood of the earthquake machine: toward predictive modeling of the seismic cycle. *Science*. 336. 707-710. doi: 10.1126/science.1218796.
- Bechor, N. B. D. y Zebker, H. A. (2006). Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. *Geophys. Res. Lett.* 33(16). 311-316. doi:10.1029/2006GL026883.
- Bell, J. W., Amelung, F., Ferretti, A., Bianchi, M. y Novali, F. (2008). Permanent scattered InSAR reveals seasonal and long-term aquifer-system response to groundwater pumping and artificial recharge. *Water Resour. Res.* 44(2). 407-425, doi:10.1029/2007WR006152.

- Bennett R. A., Rodi W. y Reilinger, R. E. (1996). Global Positioning System constrains on fault slip rates in southern California and northern Baja Mexico. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 101(10). 21943-21960. doi:10.1029/96JB02488.
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K. L., Remy, F. y Legresy, B. (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing Of Environment*. 95(1). 14-28. doi:10.1016/j.rse.2004.11.005.
- Bindschadler, R. (1998). Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.* 36(1). 79-104. doi:10.1029/97RG02669.
- Burgmann, R. y Dresen, G. (2008). Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 531–567. doi:10.1146/annurev.earth.36.031207.124326.
- Caccamise, D.J., Merrifield, M.A., Bevis, M., Foster, J., Firing, Y.L., Schenewerk, M.S., Taylor, F.W. y Thomas, D.A. (2005). Sea level rise at Honolulu and Hilo, Hawaii: GPS estimates of differential land motion. *Geophys. Res. Lett.* 32(3). 607-611. doi:10.1029/2004GL021380.
- Castro, R., Acosta, J., Wong, V., Perez-Vertti, A., Mendoza, A. y Inzunza, L. (2011). Location of aftershocks of the 4 April 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake of Baja California, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 101(6), 3072-3080. doi:10.1785/0120110112.
- Cochran, E., Yong-Gang, L., Shearer, P., Barbot, S., Fialko, Y. y Vidale, J. (2009). Seismic and geodetic evidence of extensive, long-lived fault damage zones. *Geology*. 37(4). 315-318. doi:10.1130/G25306A.1.
- Curlander, J.C. y McDonough, R. N. (1991). Synthetic aperture radar: Systems and signal processing. Wiley.
- Dixon, T., Farina, F., DeMets, C., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J., Marquez-Azua, B., Miller, M., Sanchez, O. y Umhoefer, P. (2000). New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, II: Evidence for a “Baja California shear zone”. *Geophys. Res. Lett.* 27(23). 3961-3964. doi: 10.1029/2000GL008529.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. y Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.* 45(2). 1-43. doi:10.1029/2005RG000183.
- Feigl, K. L. (2002). Measurement of coseismic deformation by satellite geodesy. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Academic Press.
- Feigl, K. y Thatcher, W. (2006). Geodetic observations of post-seismic transients in the context of the earthquake deformation cycle. *C.R.Geoscience*. 338(14). 1012-1028. doi:10.1016/j.crte.2006.06.006

Fialko, Y. y Simons, M. (2000). Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 105(9). 21781-21793. doi:10.1029/2000JB900169.

Fialko, Y. y Simons, M. (2001). The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations. *Geophys. Res. Lett.* 28(16). 3063-3066. doi: 10.1029/2001GL013174.

Fialko, Y. (2004a). Evidence of fluid-filled upper crust from observations of postseismic deformation due to the 1992 Mw 7.3 Landers earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 109(8). 401-418. doi:10.1029/2004JB002985.

Fialko, Y. (2004b). Probing the mechanical properties of seismically active crust with space geodesy: Study the co-seismic deformation due to the 1992 Mw 7.3 Landers (southern California) earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 109(3). 307-326. doi:10.1029/2003JB002756.

Fialko, Y., Sandwell, D., Simons, M. y Rosen, P. (2005). Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. *Nature*. 435. 295-299. doi:10.1038/nature03425.

Fialko, Y., Gonzalez, A., Gonzalez, J., Barbot, S., Leprince, S., Sandwell, D. y Agnew D. (2010). Static rupture model of the 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake from ALOS, ENVISAT, SPOT and GPS data. American Geophysical Union. Fall Meeting, Abstract T53B-2125, San Francisco, California.

Fielding, E., Lundgren, P., Burgmann, R. y Funning, G. (2009). Shallow fault-zone dilatancy recovery after the 2003 Bam earthquake in Iran. *Nature Letters*. 458. 64-68. doi:10.1038/nature07817.

Fielding, E. J., Wei, S., Leprince, S., Sladen, A., Simons, M., Avouac, J., Briggs, R. W., Hudnut, K. W., Helmberger, D. V., Hensley, S., Hauksson, E., Gonzalez-Garcia, J. J., Herring, T. y Akciz, S. O. (2010). Kinematic fault slip model from joint inversion of teleseismic, GPS, InSAR and subpixel-correlation measurements of the 2010 El Mayor-Cucapah earthquake and postseismic deformation. American Geophysical Union. Fall Meeting, Abstract T51E-08, San Francisco, California.

Fletcher, J. y Spelz, R. (2009). Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge?. *Geosphere*. 5(4). 385-407. doi: 10.1130/GES00206.1.

Fletcher, J., Rockwell, T., Teran, O., Masana, E., Faneros, G., Hudnut, H., Gonzalez, J., Gonzalez, A., Spelz, R., Mueller, K., Chung, L., Akciz, S., Galetzka, J., Stock, J. y Sharer, K. (2010). The surface ruptures associated with the El Mayor-Borrego earthquake sequence. Geological Society of America, Cordilleran section, LB1-5, Anaheim, California.

Fletcher, J., Teran, O., Rockwell, T., Oskin, M., Hudnut, K., Mueller, K., Ronald, S., Akciz, S., Masana, E., Faneros, G., Fielding, E., Leprince, S., Morellan, A., Stock, J., Lynch, D., Elliot, A., Gold, P., Liu-Zeng, J., Gonzalez-Ortega, A., Hinojosa-Corona, A. y Gonzalez-Garcia, J. (2014). Assembly of large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the April 4, 2010 El Mayor-Cucapah Mw7.2 earthquake. Sometido en 2013 a *Geosphere*.

Freed, A.M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33. 335-367. doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122505.

Frez, J. y Gonzalez, J.J. (1991). Crustal structure and seismotectonics of northern Baja California. In *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, J. P. Dauphin and B.R. Simoneit Eds. AAPG Memoir 47. Chap. 15. Tulsa, Oklahoma.

Frez, J., Acosta, J., Munguía, L., Nava, F., Carlos, J. y García, R. A study of the M_w 7.2 El Mayor-Cucapah (Baja California, Mexico) April 4, 2010, earthquake, based on accurate aftershock locations from local and regional Data (2014). Por ser sometido a *Bull. Seism. Soc. Am.* Comunicación personal.

Funning, G.J., Parsons, B., Wright, T.J., Jackson, J.A. y Fielding, E.J. (2005). Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam, Iran earthquake from Envisat Advanced Synthetic Aperture Radar imagery, *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 110(9). 406-429. doi:10.1029/2004JB003338.

Geotechnical Extreme Events Reconnaissance (GEER). (2010). Preliminary report on seismological and geotechnical engineering aspects of the April 4 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah (Mexico) earthquake. Report No. 023. Recuperado de <http://www.geerassociation.org>

Glowacka, E., Sarychikhina, O., Suarez, F., Nava, F.A. y Mellors, R. (2010). Anthropogenic subsidence in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, and slip on the Saltillo fault. *Environ. Earth Sci.* 59. 1515-1524. doi:10.1007/s12665-009-0137-y.

Goldstein, R. M., Zebker, H. A. y Werner, C. L. (1998). Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*. 23(4). 713-720. doi: 10.1029/RS023i004p00713.

Gonzalez-Garcia, J.J., Gonzalez-Ortega, A., Bock, Y., Fialko, Y., Fielding, E.J., Fletcher, J.M., Galetzka, J.E., Hudnut, K.W., Mungia, K., Nelson, S.M., Rockwell, T.K., Sandwell, D. T. y Stock, J. (2010). Seismotectonics of the 2010 El Mayor Cucapah - Indiviso Earthquake and its Relation to Seismic Hazard in Southern California. American Geophysical Union. Fall Meeting, Abstract T53B-2117, San Francisco, California.

Gonzalez-Ortega, A., Gonzalez-Garcia, J.J., Sandwell, D.T., Fialko, Y., Agnew, D.C., Lipovsky, B., Fletcher, J. y Nava Pichardo, F. A. (2010). GPS coseismic and

postseismic surface displacements of the El Mayor-Cucapah earthquake. American Geophysical Union. Fall Meeting, Abstract T53B-2124, San Francisco, California.

Gonzalez-Ortega, A., Fialko, Y., Sandwell, D., Nava-Pichardo, F. A., Fletcher, J., Gonzalez-Garcia, 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.

Hager, B., King, R. y Murray, M. (1991). Measurement of crustal deformation using the global positioning system. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 19. 351-352. doi:10.1146/annurev.ea.19.050191.002031.

Hamiel, Y., Katz, O., Lyakhovsky, V., Reches, Z. y Fialko, Y. (2006). Stable and unstable damage evolution in rocks with implications to fracturing of granite. *Geophys. J. Int.* 167(2). 1005-1016. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03126.x.

Hanssen, R. F. (2001). Radar Interferometry - Data Interpretation and Error Analysis. Kluwer Academic Publishers.

Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Wenzheng, Y., Vidal-Villegas, J.A. y 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. doi 10.1007/s00024-010-0209-7

Hearn, E.H. (2003). What can GPS Tell us About the Dynamics of Postseismic Deformation?. *Geophys. J. Int.*, 155(3). 753-777. doi: 10.1111/j.1365-246X.2003.02030.x.

Hearn, E., McClusky, S., Ergintav, S. y Reilinger, R. (2009). Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the north Anatolian fault zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 114(8). 405-426. doi:10.1029/2008JB006026.

Herring, T., King, R. y McClusky, S. (2008). Introduction to GAMIT/GLOBK. Recuperado de <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/docs.htm>.

Herring, T. (2009). Geodesy Treatise on Geophysics. Elsevier.

Hinojosa-Corona, A., Limon, F., Nissen, E., Glennie, C., Krishnan, A., Oskin, M., Arrowsmith, R., Leprince, S., Saripalli, S., Arregui, S., Borsa, A., Kreylos, O., Banesh D. y Fletcher, J. (2013). Near field 3D displacement of El Mayor-Cucapah Earthquake: A hybrid approach. Southern California Earthquake Center. Annual Meeting, Abstract 061, Palm Springs, California.

Jacobs, A., Sandwell, D., Fialko, Y. y Sichoix, L. (2002). The 1999 (Mw 7.1) Hector Mine, California, earthquake: Near-field postseismic deformation from ERS interferometry. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92(4), 1433-1442. doi:10.1785/0120000908.

- Ji, S.C., Sun, S.S., Wang, Q.A. y Marcotte, D. (2010). Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 115(6). 314-325. doi:10.1029/2009JB007134.
- Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R. y Bjornsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*. 424. 179-183. doi:10.1038/nature01776.
- Kaneko, Y. y Fialko, Y. (2011). Shallow slip deficit due to large strike-slip earthquakes in dynamic rupture simulations with elasto-plastic off-fault response. *Geophys. J. Int.* 186(3). 1389-1403. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05117.x.
- Kaplan, E. (1996). Understanding GPS, principles and applications. Artech House.
- Kreemer, C., Holt W.E. y Haines, A. J. (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophys. J. Int.* 154(1). 8-34. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x.
- Lohman, R. (2004). The inversion of geodetic data for earthquakes parameters. Tesis doctoral. California Institute Of Technology.
- Lyons, S. N. (2002). Investigations of fault creep in southern California using Interferometric Synthetic Aperture Radar and GPS. Tesis doctoral. University of California San Diego. Scripps Institution of Oceanography.
- Marone, C., Scholz, C. y Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 96(5). 8441-8452. doi:10.1029/91JB00275.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, F., Feigl, F. y Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*. 364. 138-142. doi:10.1038/364138a0.
- Massonnet, D., Thatcher, W. y Vadon H. (1996). Detection of postseismic fault-zone collapse following the Landers earthquake. *Nature*. 382. 612-616. doi:10.1038/382612a0.
- Massonnet, D. y Feigl, K. (1998). Radar Changes and its Application to Changes in the Earth Surface. *Rev. Geophys.* 36(4). 441-500. doi:10.1029/97RG03139.
- Mazzotti, S., Lambert, A., Courtier, N., Nikolaishen, L. y Dragert, H., (2007). Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data. *Geophys. Res. Lett.* 34(15). 306-324. doi:10.1029/2007GL030283.
- Nelson, S., Fielding, E., Zamora-Arroyo, F. y Flessa, K. (2013). Delta dynamics: Effects of a major earthquake, tides, and river flows on Ciénega de Santa Clara and the Colorado River Delta, Mexico. *Ecological Engineering*. 59, 144-153. doi:10.1016/j.ecoleng.2012.09.004

Nikolaidis, R. (2002). Observation of geodetic and seismic deformation with the global positioning system. Tesis doctoral. University of California San Diego. Scripps Institution of Oceanography.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.* 75(4). 1135–1154.

Okada, Y. (1992). Internal deformations due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am.* 82(2). 1018-1040.

Oskin, M., Arrowsmith, R., Hinojosa-Corona, A., Elliot, A., Fletcher, J., Fielding, E., Gold, P., Gonzalez-Garcia, J., Hudnut, K., Liu-Zeng, L. y Teran, O. (2012). Near-field deformation from the El Mayor-Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*. 335. 702-705. doi:10.1126/science.1213778

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. y Hudnut, K. (1998). Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 103(12). 30131-30145. doi:10.1029/98JB02302.

Perfettini, H. y Avouac, J. (2004). Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 109(2). 304-319. doi:10.1029/2003JB002488.

Pollitz, F., Wicks, C. y Thatcher W. (2001). Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: Postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake. *Science*. 293. 1814-1818. doi: 10.1126/science.1061361

Pollitz, F., Burgmann, R. y Thatcher, W. (2012). Illumination of the rheological mantle heterogeneity by the M7.2 El Mayor-Cucapah earthquake. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13(6). 1-17. doi:10.1029/2012GC004139.

Pritchard, M. E. y Simons, M. (2002). A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*. 418. 167-171. doi:10.1038/nature00872.

Reid, H. F. (1910). The mechanics of the earthquake: the California earthquake of April, 18, Report of the State Investigation Commission, v.2, Tech. rep., Carnegie Institution of Washington.

Rosen, P., Hensley, S., Peltzer, G. y Simons M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos Trans. AGU*. 85(5). 47-47. doi:10.1029/2004EO050004.

Rymer, M.J., Treiman, J.A., Kendrick, K.J., Lienkaemper, J.J., Weldon, R.J., Bilham, R., Wei, M., Fielding, E.J., Hernandez, J.L., Olson, B.P.E., Irvine, P.J., Knepprath, N., Sickler, R.R., Tong, X. y Siem M.E. (2011). Triggered surface slips in southern California associated with the 2010 El Mayor-Cucapah, Baja California, Mexico,

earthquake. U.S. Geological Survey Open-File report 2010-1333 and California Geological Survey Special Report 221.

Sandwell, D. y Price, J. (1998). Phase gradient approach to stacking interferograms. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 103(12). 30183–30204, doi:10.1029/1998JB900008.

Sandwell, D., Myer, D., Mellors, R., Shimada, M., Brooks, B. y Foster, J. (2008). Accuracy and resolution of ALOS interferometry: Vector deformation maps of the Father's Day Intrusion at Kilauea. *IEEE Trans. Geosciences and Remote Sensing*. 46(11). 3524-3534. doi:10.1109/TGRS.2008.2000634.

Sandwell, D., Wei, M., Gonzalez, J., Gonzalez, A., Lipovsky, B., Funning, G., Fialko, Y., Mellors, R., Agnew, D. y Peterson, R. (2010). InSAR and GPS measurements of crustal deformation from the El Mayor earthquake: liquefaction and triggered slip. Geological Society of America, Cordilleran section, LB1-8, Anaheim, California.

Savage, J. y Svarc, J. (1997). Postseismic deformation associated with the 1992 Mw=7.3 Landers earthquake, southern California. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 102(4). 7565-7577. doi:10.1029/97JB00210.

Savage, J. y Svarc, J. (2009). Postseismic relaxation following the 1992 M7.3 Landers and 1999 M7.1 Hector Mine earthquakes, southern California. *J. Geophys. Res.* 114(1). 401-418. doi:10.1029/2008JB005938.

Segall, P. y Davis, J. (1997). GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*. 25. 301-336. doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.301.

Segall, P. (2010). Earthquake and Volcano Deformation. Princeton University Press.

Scholz, C.H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*. 391. 37-42. doi:10.1038/34097

Sharro, R., y Visser, P. (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 103 (4). 8113-8127. doi:10.1029/97JC03179.

Shen, Z., Jackson, D., Feng, Y., Cline, M., Kim, M., Fang, P. y Bock Y. (1994). Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992. *Bull. Seism. Soc. Am.* 84(3). 780-791.

Simons, M., Fialko, Y. y Rivera L. (2002). Coseismic deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92(4). 1390-1402. doi:10.1785/0120000933.

Tarantola, A. (2005). Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. Society for Industrial and applied Mathematics.

Tong, X., Sandwell, D.T. y Fialko, Y. (2010). Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 115(4). 314-333. doi:10.1029/2009JB006625.

Vilardo, G., Ventura, G., Terranova, C., Matano, F. y Nardo, S. (2009). Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the Campania Region (Southern Italy) from Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Remote Sensing Of Environment*, 113(1). 197-212. doi:10.1016/j.rse.2008.09.007.

Wallace, R. E., (1990). The San Andreas Fault System, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1515.

Wdowinski, S. y Eriksson, S. (2009). Geodesy in the 21st century. *EOS Trans. AGU*. 90(18). 153-164. doi:10.1029/2009EO180001.

Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J., Helmberger, D., Hauksson, E., Chu, R., Simmons, M., Hudnut, K., Herring, T. y Briggs, R. (2011a). Superficial simplicity of the 2010 El Mayor-Cucapah earthquake of Baja California in Mexico. *Nature Geos.* 4. 615-618. doi:10.1038/ngeo1213.

Wei, M., Sandwell, D., Fialko, Y. y Bilham, R. (2011b). Slip on faults in the Imperial Valley triggered by the 4 April 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake revealed by InSAR. *Geophys. Res. Lett.* 38(1). 308-314. doi:10.1029/2010GL045235.

Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharro, R., Luis, J. F. y Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved version released. *EOS Trans. AGU*. 94(45). 409-410. doi:10.1002/2013EO450001.

Weston, J., Ferreira, A. y Funning, G. (2012). Systematic comparisons of earthquake source models determined using InSAR and seismic data. *Tectonophysics*. 532(4). 61-81. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.001.

Wright, T. J. (2002). Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 360(1801). 2873-2888. doi:10.1098/rsta.2002.1094.

Wright, T.J., Parsons, B.E. y Zhong, L. (2004). Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophys. Res. Lett.* 31(1). 607-612. doi:10.1029/2003GL018827.

Xu, G. (2003). GPS, theory, algorithms and applications. Springer.

Zebker, H., Rosen, P., Goldstein, R., Gabriel, A. y Werner, C. (1994). On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 99(10). 19617-19634. doi:10.1029/94JB01179.

ANEXO

Este documento está publicado en la revista *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. La referencia a esta publicación es: Gonzalez-Ortega, A., Fialko, Y., Sandwell, D., Nava-Pichardo, F. A., Fletcher, J., Gonzalez-Garcia, 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.

1. Abstract

El Mayor-Cucapah earthquake occurred on April 4, 2010, in northeastern Baja California just south of the USA-Mexico border. The earthquake ruptured several previously mapped faults, as well as some unidentified ones, including the Pescadores, Borrego, Paso Inferior and Paso Superior faults in the Sierra Cucapah, and the Indiviso fault in the Mexicali Valley and Colorado River Delta. We conducted several Global Position System (GPS) campaign surveys of pre-existing and newly established benchmarks within 30 km of the earthquake rupture. Most of the benchmarks were occupied within days after the earthquake, allowing us to capture the very early postseismic transient motions. The GPS data show postseismic displacements in the same direction as the coseismic displacements; time series indicate a gradual decay in postseismic velocities with characteristic time scales of 66 ± 9 days and 20 ± 3 days, assuming exponential and logarithmic decay, respectively. We also analyzed Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) data from the Envisat and ALOS satellites. The main deformation features seen in the line-of-sight (LOS) displacement maps indicate subsidence concentrated in the southern and northern parts of the main rupture, in particular at the Indiviso fault, at the Laguna Salada basin, and at the Paso Superior fault. We show that the near-field GPS and InSAR observations over a time period of 5 months after the earthquake can be explained by a combination of afterslip, fault zone contraction, and a possible minor contribution of poroelastic rebound. Far-field data require an additional mechanism, most likely viscoelastic relaxation in the ductile substrate.

2. Introduction

The Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake occurred on April 4, 2010 just south of the US-Mexico Border. It caused serious damage in Mexicali City and in the entire Mexicali Valley, and was felt at distances over 200 km in northern Baja California, Mexico, and southern California, USA. The earthquake epicenter (31.13 N, 115.30 W; GCMT, www.globalcmt.org) is located within the boundary region between the North American and Pacific plates, which features a series of northwest trending transform faults parallel to, and contiguous to, strands of the San Andreas fault system in the Salton Trough (Figure 1). The mainshock rupture involved normal faulting as well as right-lateral strike-slip faulting (Hauksson et al., 2010). The surface rupture propagated along the previously known Pescadores and Borrego faults (Fletcher and Spelz, 2009) within the Sierra Cucapah, and along the Indiviso fault, inferred from InSAR imagery (Fialko et al., 2010; Fielding et al., 2010; Wei et al., 2011a) and subsequently identified in the field on the sedimentary deposit of the Colorado River delta. The earthquake involved a 120 km-long NW-SE trending rupture that traversed two distinct geomorphologic and structural domains, extending from the town of Indiviso at the northern tip of the Gulf of California (hereafter referred to as the ‘Delta domain’), and northwestward through the Sierra Cucapah to the international USA-Mexico border (the ‘Sierra domain’). Field measured displacements mapped along the Pescadores fault involve 2.5 m of predominantly strike-slip character, and up to 4 m of oblique slip along the Borrego fault in the northern Sierra Cucapah (Fletcher et al., 2014). The rupture process was complex: it propagated through a network of known faults, as well as previously unmapped faults, like the Paso Inferior and Paso Superior faults which featured low-angle detachments activated during the earthquake (Fletcher et al., 2014; Oskin et al., 2012). Also, the earthquake triggered slip on multiple faults strands in southern California (Rymer et al., 2011; Wei et al., 2011b). The aftershock sequence extended in both directions from the epicenter, to the northern tip of the Gulf of California and to the USA-Mexico border, defining a seismogenic zone extending to depth of ~10 km (Castro et al., 2011).

Initially, space geodetic data, in particular, Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR), and pixel offsets from optical imagery revealed a relatively straight continuous fault trace with maximum offsets of the order of 3 to 4 meters. Thereafter, inversions of geodetic and seismic data and precise aftershock locations indicated that the fault geometry is quite complicated below the surface, with significant along-strike variations in the fault dip angle, from an eastward dip in the Sierra domain, to a westward dip in the Delta domain, and suggested that the rupture was triggered by a normal faulting event on a fault plane of yet another orientation (Hauksson et al., 2010; Fialko et al., 2010; Wei et al., 2011a).

We conducted campaign GPS measurements starting from one day to one week after the El Mayor-Cucapah earthquake. The survey was carried out in the eastern and southern parts of the main rupture in Mexicali Valley, where previously installed GPS benchmarks were available; and in the northwest, in the Laguna Salada basin, where six new benchmarks were established. Measurements from 19 sites in Baja California and 20 permanent GPS stations in California, allowed us to obtain the coseismic and the very early postseismic displacements. The maximum horizontal coseismic displacement is 1.160 ± 0.016 m, in the N137°E direction, at campaign site La Puerta (LPUR) ~8 km from the epicenter in the southeastern part of the Sierra Cucapah, and the maximum vertical displacement is -0.636 ± 0.036 m at site VM15 near the town of Durango, where liquefaction and ground failure caused severe damage to agricultural areas throughout the Mexicali Valley (Figure 1).

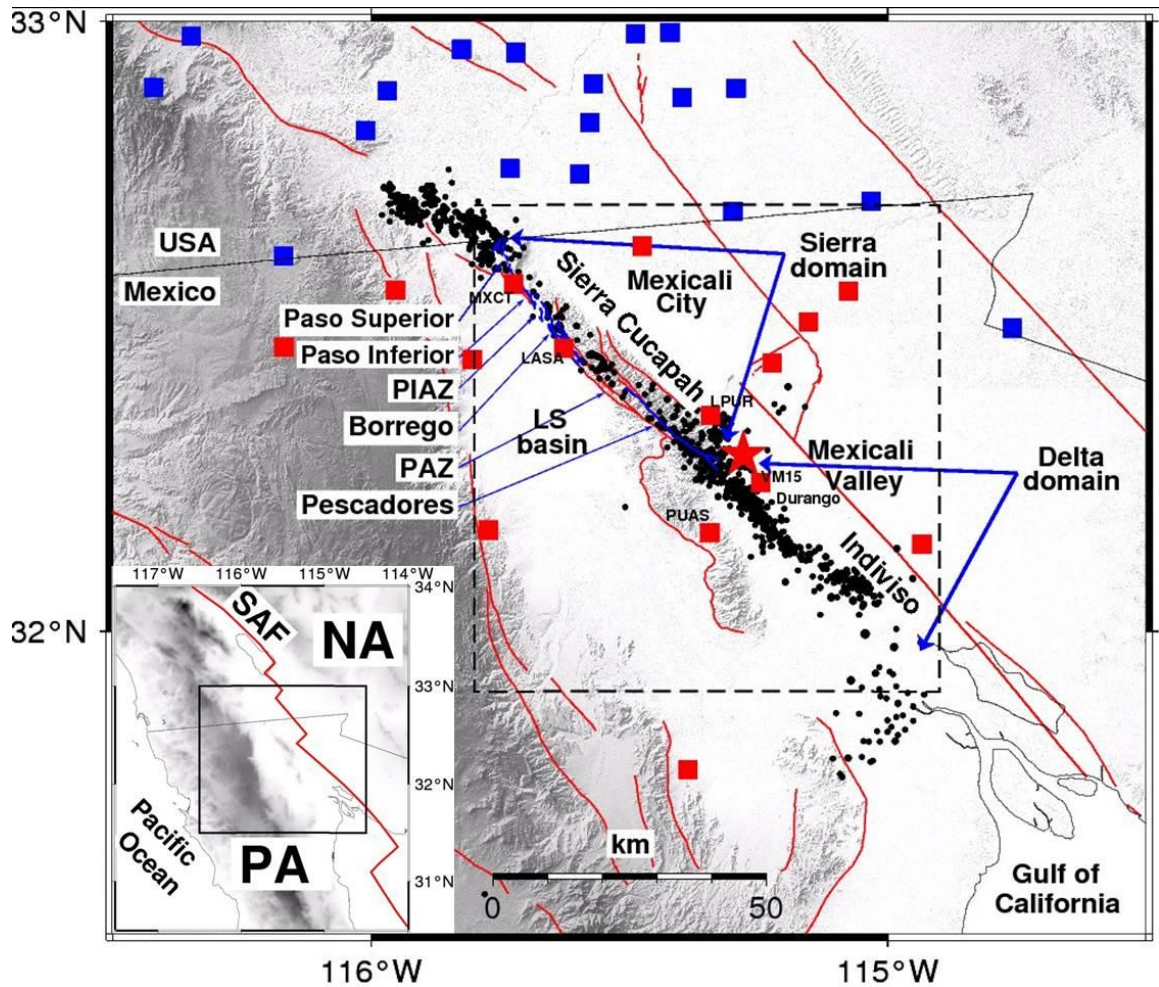


Figure 1: Map of the epicentral region of the El Mayor-Cucapah earthquake. The red star denotes the earthquake epicenter, black circles denote aftershocks that occurred during the first 5 months (RESNOM; <http://resnom.cicese.mx/>), red lines denote known active faults. Blue lines denote the surface trace of the 2010 rupture (Fletcher et. al. 2014). Red and blue squares denote GPS sites in Mexico and USA, respectively. PIAZ: Paso Inferior Accommodation Zone, PAZ: Puerta Accommodation Zone, LS: Laguna Salada. Black dashed box outlines a region shown in Figures 3, 5 and 7. Inset illustrates a broader tectonic setting of the study area. NA: North American plate, PA: Pacific plate, SAF: San Andres Fault system.

Geodetic observations indicate that the rate of postseismic deformation decays with time, and the maximum amplitude of postseismic displacements is typically one order of magnitude smaller than the coseismic ones (e.g., Savage and Svarc, 1997; Jacobs et al., 2002; Feigl and Thatcher, 2006). The observed postseismic transients exhibit time scales ranging from days to months and years, depending on the distance to the main rupture. Physical mechanisms proposed to explain the transient deformation include: poroelastic rebound in the fluid-saturated crust; afterslip (continued aseismic slip) on the fault plane and/or its deep extension; and viscoelastic relaxation in the lower crust

and upper mantle (e.g. Burgmann and Dresen, 2008; Barbot and Fialko, 2010). These mechanisms may be operating individually or in combination (Pollitz et al., 2001; Jonsson et al., 2003; Fialko, 2004a; Hearn et al., 2009; Barbot et al., 2009).

Some assessment of the relative importance of different postseismic mechanisms would contribute to our understanding of the mechanical behavior of the lithosphere. In addition, identifying a dominant mechanism of postseismic deformation might help forecast the evolution of stress following large earthquakes for seismic hazard analysis. This is particularly important given that the earthquake occurred in an area just to the south of large population centers on both sides of the Mexico-USA (California) border and the Greater Los Angeles region further north.

In this study, we examine the postseismic deformation in the near-field following the 2010 El Mayor-Cucapah earthquake, using InSAR data from the Envisat and ALOS satellites from the first 5 months, and GPS data from the first 750 days after the event. We perform joint inversions of InSAR and GPS data spanning the first 5 months after the event for the best-fitting model that accounts for afterslip, volume changes in the fault zone, and poro-elasticity.

3. Data acquisition and processing

The GPS data used to calculate the interseismic crustal velocity model for northern Baja California were collected by a number of collaborating institutions since the early 1990's, including, the Salton Trough Riverside County group (Bennett et al., 1996), University of Miami (Dixon et al., 2000) and Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Data from 1993 to 2002 are archived at the Southern California Earthquake Center (SCEC) and University Navstar Consortium (UNAVCO) database servers, whereas the most recent data since 2002 are stored at CICESE. The GPS campaign survey for measuring the surface displacements after the El Mayor-Cucapah earthquake was conducted by teams from CICESE, University of California, San Diego (UCSD) and University of California, Riverside (UCR). The first postseismic survey was conducted over a time interval of one day to one week after the

mainshock. In addition to making observations at preexisting benchmarks, we also obtained GPS positions at new sites installed to the west of the earthquake rupture in the Laguna Salada basin. Some GPS stations were occupied in a semi-continuous mode for the first 1-2 months after the event to characterize the very earliest postseismic transients.

We processed all the available data from northern Baja California with the GAMIT/GLOBK processing package, version 10.35 (Herring et al., 2008). In the first step the package uses double-difference phase data between GPS satellites and stations to solve for station coordinates, atmospheric zenith delays and integer ambiguities for a full UTC day, in a loosely constrained solution covariance matrix. Next, GLOBK software is used to estimate velocities, by combining the loosely constrained solution with the IGS global solution from Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) for all surveyed sites in the ITRF2005 reference frame.

Interseismic position corrections were made using our pre-seismic velocity field for northern Baja California extrapolated over time after the earthquake. This extrapolated position was then subtracted from the new position to obtain the coseismic and postseismic displacements. We applied the same procedure to the permanent GPS stations located north of the international border, in California, using online solutions from SOPAC with their corresponding pre-seismic velocity corrections at each site; these permanent GPS data provided azimuthal coverage north of the earthquake rupture.

Synthetic Aperture Radar (SAR) data used in this study were collected by Envisat and ALOS satellites. The data are archived at the Western North America InSAR Consortium (WInSAR) at UNAVCO and at the Alaska Satellite Facility (ASF). We processed interferometric pairs from Envisat tracks 306 and 356, and ALOS track 211, across the El Mayor-Cucapah rupture spanning the first 5 months after the event, using the software package ROI_PAC version 3.0.1 (Rosen et al., 2004) to create line-of-sight (LOS) displacement maps. The topographic contribution to the interferometric phase was removed using a digital elevation model with 90 m pixel resolution from the Shuttle Radar Topography Mission (Farr et al., 2007). This elevation model was

augmented by a 5-m resolution Light Detection and Ranging (LIDAR) grid of the Sierra Cucapah provided by Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Mexico.

4. Postseismic Deformation transients

To isolate the postseismic motion, the coseismic offsets and the preseismic secular trend were removed from each GPS station record. Another coseismic offset caused by a major aftershock on June 15, 2010 (Mw 5.7) on the Ocotillo fault northwest of the main rupture, was also removed from the continuous GPS data. The postseismic displacement components, $D(x)$, can be fitted either with an exponential decay function (Shen et al., 1994) (e.g., expected in case of linear viscoelastic rheology), logarithmic function (Savage and Svarc, 2009), and/or a rate-strengthening friction law (Barbot et al., 2009) (e.g., expected in case of afterslip). These functional relationships can be defined as follows:

$$D(x) = D_{pos} \left[1 - \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right) \right], \quad (1)$$

$$D(x) = C \ln\left(1 + \frac{t}{\tau}\right), \quad (2)$$

$$D(x) = A \left[1 - \frac{2}{k} \coth^{-1}\left(\exp\left(\frac{t}{\tau}\right) \coth \frac{k}{2}\right) \right], \quad (3)$$

where x is the displacement component, τ is the characteristic relaxation decay time (in days), D_{pos} is the permanent postseismic displacement, C is an amplitude constant for the logarithm function, A is an amplitude constant which relates the stress drop and the stiffness of a slip patch and k is a dimensionless ratio which controls the degree of nonlinearity during slip evolution. We performed a nonlinear curve fitting for each of these functions using an iterative procedure that minimizes the reduced chi-square value.

The time dependence of the observed near-field horizontal displacements during the first ~750 days after the mainshock (Figure 2), shows a gradually decelerating motion in the direction of coseismic offsets. The characteristic decay time for the east and north

components of sites in the near-field (MXCT, LASA, PUAS and LPUR) are: $\tau_{exp} = 66 \pm 9$ days (exponential decay), $\tau_{ln} = 20 \pm 3$ days (logarithmic decay) and $\tau_{coth} = 258 \pm 22$ days (hyperbolic cotangent decay, for $k=3.0$). These characteristic relaxation times for postseismic displacements are comparable to those estimated for recent earthquakes in southern California, such as the 1992 Landers earthquake, $\tau_{exp} = 84 \pm 23$ days (Savage and Svarc, 1997), and 1999 Hector Mine earthquake, τ_{exp} from 110 to 177 days (Jacobs et al., 2002) and $\tau_{ln} = 26 \pm 8$ days (Savage and Svarc, 2009). Overall, τ estimates increase with distance from the earthquake rupture. From τ_{exp} one can infer an effective viscosity of the ductile substrate, assuming a linear visco-elastic rheology (e.g., Feigl and Thatcher, 2006); for a crustal shear modulus $\mu = 33 \text{ GPa}$, $\eta \sim 2 \times 10^{17} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, similar to the “transient” viscosity inferred by Pollitz et al., (2012) based on the far-field continuous GPS measurements of deformation following the El Mayor-Cucapah earthquake.

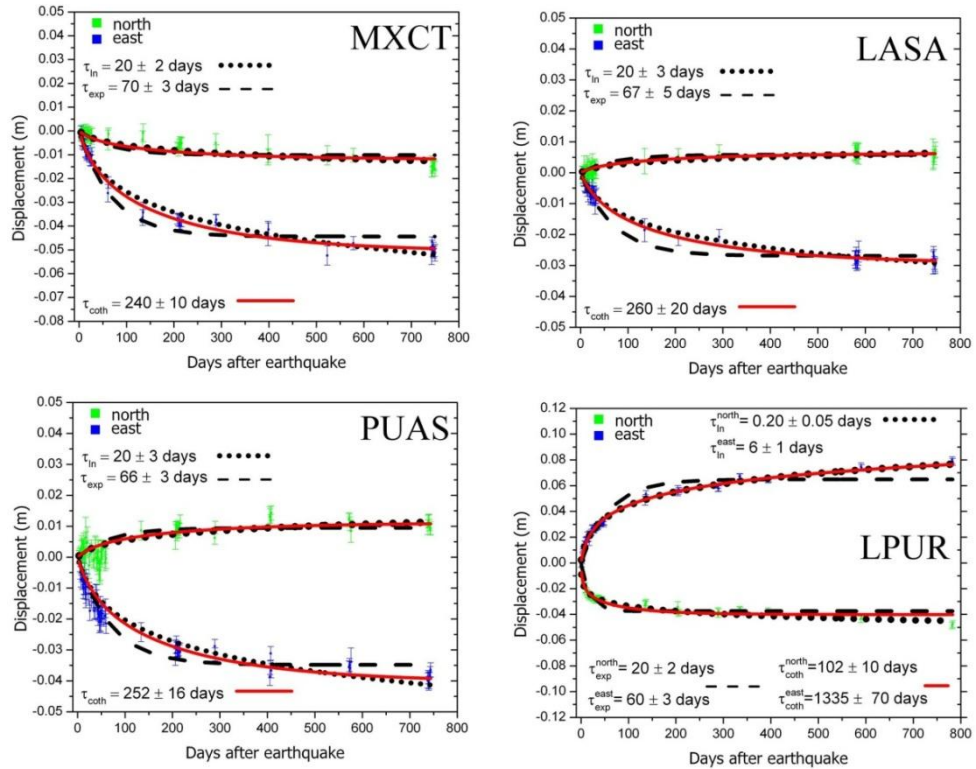


Figure 2: Daily GPS positions for the four sites closest to the earthquake rupture. The North and East components of the displacement vector are denoted by the green and blue symbols, respectively. The best-fitting exponential, logarithmic and hyperbolic cotangent functions are indicated by the black dashed, black dotted, and solid red lines, respectively. Also shown are the corresponding relaxation times (τ).

In addition to GPS measurements, which provide millimeter-scale accuracy and 3-component but spatially sparse displacement vectors, we analyzed InSAR data that provide LOS projection of the displacement field with spatial resolution up to tens of meters and a centimeter-scale accuracy. We processed data from Envisat and ALOS satellites, acquired from both ascending and descending orbits, from April 13 to September 3, 2010 (Table 1). For example, the interferometric pairs shown in Figure 3, are from: April 13 to August 31 for Envisat ascending track 306 (hereafter ‘Ea3’), April 16 to September 3 for Envisat descending track 356 (hereafter ‘Ed3’), and April 17 to September 2 for ALOS ascending track 211 (hereafter ‘Aa3’). In general, LOS displacement maps exhibit a good correlation of the radar phase. However, the Envisat Ea3 interferogram shows significant de-correlation of the radar phase in the Mexicali Valley, primarily due to agricultural activities. This de-correlation is less severe in the ALOS Aa3 interferogram, due to a longer radar wavelength of ALOS.

Table 1: Interferometric pairs used for postseismic displacements.

Satellite	Tracks	Dates	nomenclature
ENVISAT	356	16 April – 25 June	Ed1
		25 June – 3 September	Ed2
		16 April – 3 September	Ed3
ENVISAT	306	13 April – 22 June	Ea1
		22 June – 31 August	Ea2
		13 April – 31 August	Ea3
ALOS	211	17 April – 2 June	Aa1
		2 June – 2 September	Aa2
		17 April – 2 September	Aa3

In order to qualitatively evaluate the near-field deformation features, we made five profiles perpendicular to the fault trace (thin black lines in Figure 3). These profiles (Figure 4) span three different time periods (Table 1) and reveal common features that can be attributed to postseismic deformation rather than to the atmospheric noise.

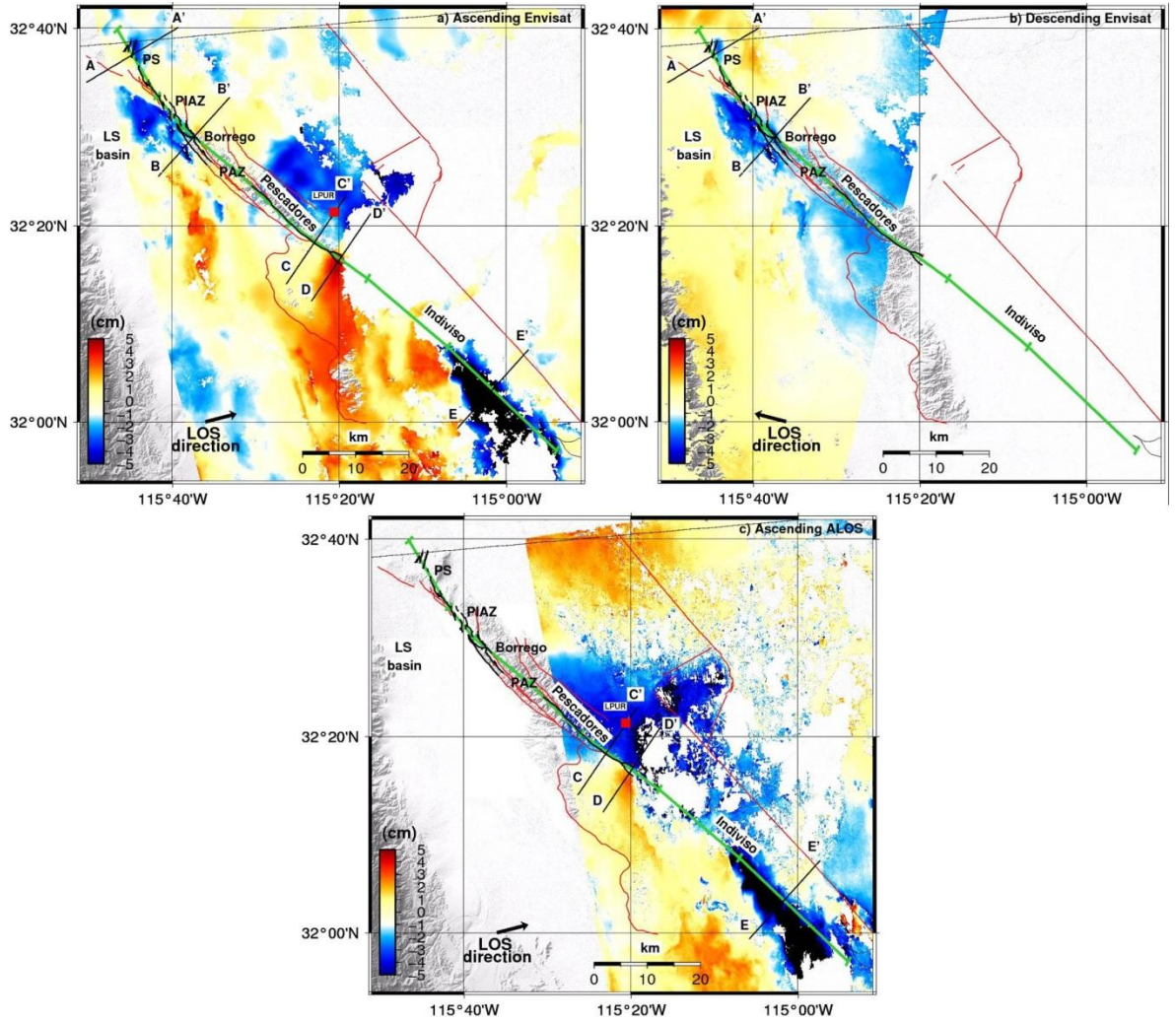


Figure 3: Radar interferograms spanning a time period of ~ 5 months after the earthquake: a) Ea3, April 13 to August 31, b) Ed3, April 16 to September 3, and c) Aa3, April 17 to September 2, 2010 (see Table 1). Colors denote surface displacements along the satellite LOS, positive toward the satellite. Straight black lines denote fault-perpendicular profiles shown in Figure 4. Green line denotes the trace of the fault model used in our study (Table 2). Red square denotes the location of GPS site LPUR. PS: Paso Superior. Other notation is the same as in Figure 1.

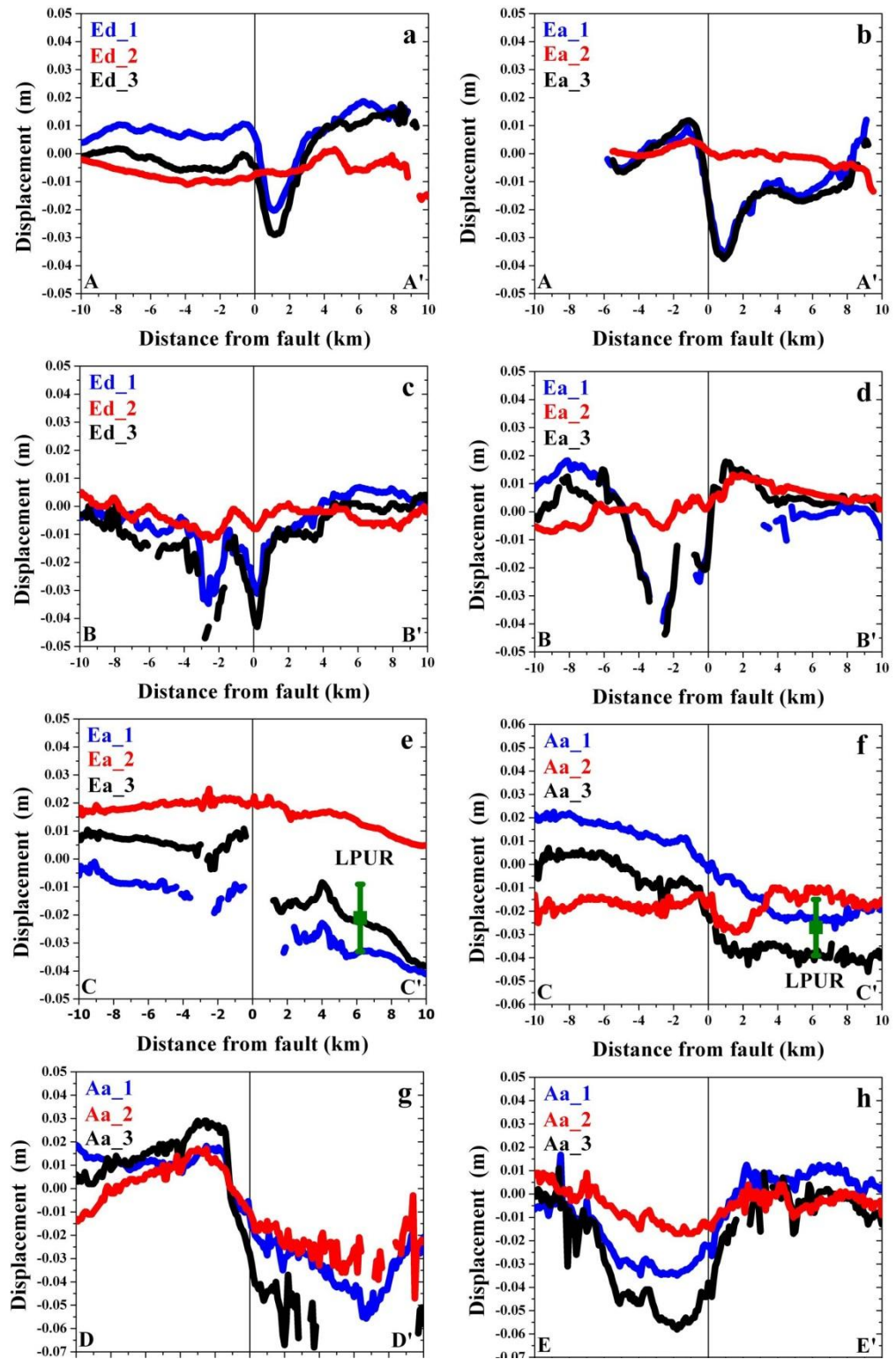


Figure 4: Profiles across the fault trace (see Figure 3) in zones of enhanced near-field deformation, for different time periods (see Table 1). Positive LOS displacements correspond to ground motion toward the satellite.

In profile A-A', at the Paso Superior fault, just north of the rupture, Envisat LOS postseismic displacements are characterized by 3-4 cm of subsidence located primarily on the hanging wall side of the fault. Subsidence reaches a maximum within 1 km of the fault trace and diminishes at distances of 3-4 km (Figure 4a and 4b). Profile B-B' extends across the Laguna Salada basin and the northern tip of the Borrego fault. Two distinct features can be identified: a broad ground subsidence in Laguna Salada, and a very narrow trough (~1 km wide), both displaying ~4 cm of subsidence (Figure 4c and 4d). On the other hand, a broader deformation pattern of the same amplitude is observed for profile C-C' across the Pescadores fault (Figure 4e and 4f). A projection of the 3-component GPS displacements onto LOS shows a good agreement between the GPS and InSAR data. For example, for the LPUR site, located on the northeast side of C-C', comparison of the respective LOS displacements yields: -2.7 ± 1.2 cm (GPS) vs. -3.8 cm (Aa3), and -2.1 ± 1.2 cm (GPS) vs. -2.2 cm (Ea3).

Ed2, Ea2 and Aa2 interferometric pairs for the A-A', B-B' and C-C' profiles in the Sierra domain show significant decrease in LOS velocities (red lines at Figure 4a to 4f) in ~70 days (two orbital satellite periods) after the earthquake, suggesting a rapid postseismic relaxation process near the fault, which is similar to the characteristic relaxation decay time inferred from the GPS observations.

In the southwest half of profile D-D' significant uplift is observed, whereas in the northeast, differential subsidence reaches up to 10 cm in the Mexicali Valley (Figure 4g). Profile E-E' indicates subsidence of 5-6 cm, southwest of the southernmost Indiviso fault in the Colorado River delta (Figure 4h). In contrast to the rapid postseismic relaxation in the Sierra domain, LOS displacements in the Delta domain appear to be steady during the five months of observations.

5. Postseismic Deformation Models

Large earthquakes are typically followed by postseismic deformation in response to coseismic stress changes. Several physical mechanisms have been invoked to explain the observed deformation transients: afterslip (Marone et al., 1991; Perfettini and

Avouac, 2004; Barbot et al., 2009), poroelastic rebound of fluid saturated crust (Peltzer et al., 1998; Jonsson et al., 2003; Fialko 2004a), viscoelastic relaxation in the lower crust and upper mantle (Pollitz et al., 2001), and volume changes in the fault zone (Massonnet et al., 1996; Jacobs et al., 2002, Fielding et al., 2009), among others. In this section, we explore which mechanisms can describe the early near-field postseismic deformation following the El Mayor-Cucapah earthquake.

Postseismic poroelastic rebound is expected to occur in the upper crust due to percolation of pore fluids driven by coseismic changes in the pore pressure. The timescales of poroelastic rebound depend on the effective permeability of rocks, and might vary from months (e.g., Jonsson et al., 2003) to years (e.g., Fialko, 2004a). In some instances, no evidence of poroelastic rebound on these time scales was found (e.g., Barbot et al., 2008).

To evaluate the potential contribution of poroelastic effects (e.g. Segall, 2010; Barbot and Fialko, 2010) in the case of the El Mayor-Cucapah earthquake, we differenced the predicted coseismic displacement fields assuming drained and undrained Poisson's ratios of $\nu_d=0.21$ and $\nu_u=0.25$, respectively, resulting in a Poisson ratio difference of 0.04 (Frez and Gonzalez, 1991).

The static coseismic slip distribution model from Fialko et al., (2010; <http://igppweb.ucsd.edu/~fialko/baja.html>; Figure 8a and fault geometry in Table 2), was used to calculate the fully relaxed poroelastic response. The coseismic model was obtained from inversion of all available space geodetic data, including SAR imagery from Envisat and ALOS satellites, optical imagery from SPOT-5 satellite, and continuous and campaign GPS data, assuming that the earthquake rupture can be approximated by rectangular dislocations in a homogeneous elastic half-space (e.g. Fialko 2004b). The fault geometry is composed of seven rectangular segments (Table 2 and Figure 8a) that follow the main rupture trace at the surface, but have variable dip angles, as suggested by data inversions. Five of the segments are located in the Sierra domain and the other two in the Delta domain. From the northwest to the southeast along the main rupture: segment 1 corresponds to the Paso Superior fault, segment 2

corresponds to the Paso Inferior accommodation zone (PIAZ), the northern half of segment 3 corresponds to the Borrego fault and the southern half to La Puerta accommodation zone (PAZ), segment 4 and half of segment 5 correspond to the Pescadores fault, all of these segments are dipping to the east; the southern half of segment 5 and segments 6 and 7 correspond to the Delta domain region, the latter two segments are dipping to the west.

Table 2: Fault geometry and geographical locations at segment centers from Fialko et. al., (2010).

	Fault segments						
	1	2	3	4	5	6	7
W Longitude	115.74	115.67	115.59	115.48	115.35	115.20	115.01
N Latitude	32.61	32.53	32.46	32.38	32.29	32.19	32.04
Strike (deg)	N31°W	N40°W	N52°W	N46°W	N56°W	N50°W	N47°W
Dip (deg)	71°NE	71°NE	71°NE	71°NE	79°NE	89°SW	59°SW
Length (km)	15.20	7.58	13.48	13.55	17.95	19.94	28.77

While both the time scale and the amplitude of the poroelastic rebound are poorly constrained, the predicted fully relaxed poroelastic response likely serves as an upper bound on potentially observable poroelastic effects over the early postseismic epoch. A visual comparison of the InSAR data (Figure 3) and the poroelastic model predictions (Figure 5), as well as the GPS data and model predictions (Figure d), shows that the poroelastic rebound could account for some fraction of the observed postseismic signal: east of the Paso Superior fault (segment one) west of the PIAZ (segment two), the southeastern end of the Pescadores fault (segment five), and the southeastern end of the Indiviso fault (segment seven). However, in general the predicted poroelastic displacements are small compared to the observed signal. Therefore, we conclude that the near-field postseismic deformation is dominated by a different mechanism. We subtracted the predicted fully relaxed poroelastic displacements from the InSAR and GPS data in our subsequent analysis.

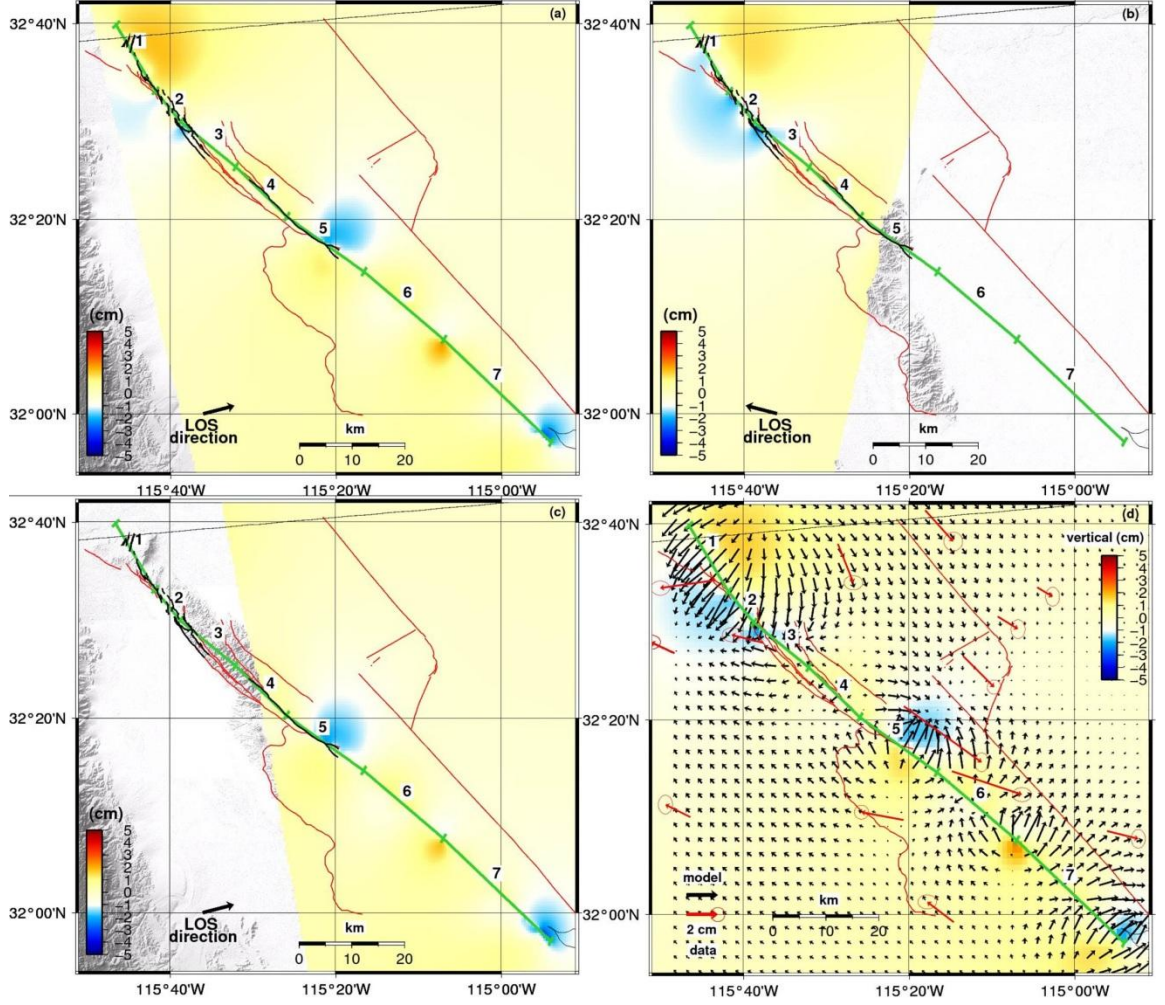


Figure 5: Predictions of the poroelastic rebound model. a) - c) Surface displacements projected onto the satellite LOS corresponding to interferograms shown in Figure 3 (Ea3, Ed3, Aa3). d) Horizontal (black arrows) and vertical (color) displacements due to poroelastic rebound. Observed horizontal GPS displacements are shown for comparison (red arrows). Numbers correspond to fault segments of the model (Table 2). Notation is the same as in Figure 3.

Next, we performed joint inversions of LOS and GPS observations spanning the first 5 months after the event for the postseismic slip distribution, using forward models based on rectangular dislocations in a homogeneous elastic half-space (Okada, 1985). We used the fault geometry from the coseismic rupture model by Fialko et al. (2010). LOS observations (Figure 3) are down-sampled to reduce the number of data points to 16 by 16 bin size (~500m by 500m pixels). Correspondingly, we used GPS observations spanning 9-150 days of postseismic displacement. After several simulations, we established that the relative weights of 1.0 for the LOS data, and 0.3 for the GPS data

allow one to fit each dataset relatively well, without substantially degrading the quality of fit to the other. The postseismic afterslip distribution on the fault segments was found iteratively, following a least squares minimization procedure, which relates slip on individual fault patches to surface displacements from LOS and GPS data. The regularization condition used in our inversion minimizes slip variations between adjacent slip patches. Details of the inversion formalism can be found in Fialko (2004b).

We did a number of inversions with increasing degrees of freedom, to determinate which features are required by the data. We began by restricting the fault slip to be pure strike-slip, followed by a combination of strike- and dip-slip components. Such a combination is suggested by the fact that the earthquake had an oblique coseismic slip, with nearly equal contributions of strike-slip and dip-slip components (Fialko et al., 2010; Wei et al., 2011a). Our results indicate that the data are most consistent with the right-lateral strike-slip component. The direction of the dip-slip component was not constrained and was allowed to vary along the fault (e.g., Simons et al., 2002; Jacobs et al., 2002). A smoothness constraint was imposed on both slip components, based on the compromise between the quality of fit to the data and the model roughness.

The joint inversion of the InSAR and GPS data resulted in a postseismic displacement field consistent with the coseismic slip mechanism. We point out that although the combined strike- and dip-slip (i.e., variable rake) model was able to explain much of the data, it failed to account for several pronounced features such as the fault-zone subsidence (e.g., Jacobs et al., 2002; Fielding et al., 2009). To account for these features, we increased the number of degrees of freedom to include fault-normal displacements, i.e. volume changes in the fault zone. The root mean square (RMS) misfit between the data and the model is 1.6 cm for the strike-slip and dip-slip component model, and 1.1 cm for the combined strike-slip, dip-slip, and fault normal displacement component model as shown in Figures 6 and 7.

Figures 6 and 7 show a comparison of the afterslip model with no volume change (strike-slip and dip-slip components only) and the model allowing volume changes in the fault zone (strike-slip, dip-slip, and fault normal displacement), as well as cross-sections in areas where volume changes are suggested by inversions. The fault-normal contraction is inferred in 3 main areas: A) the Laguna Salada basin (fault segment 2 and the jog to fault segment 3; for details please refer to Figure 8b); B) the Pescadores fault (mainly in the southern part of fault segment 4 and in the jog to fault segment 5). C) the Indiviso fault (segments 6 and 7). In all cases the RMS misfit is reduced considerably, by a factor of 1.2 to 2.2. Also, the addition of the fault-normal component produces near-fault (± 2 km from fault trace) LOS deformation patterns that could not be reproduced in the best-fitting models restricted to strike-slip and dip slip components only.

As one can see from Figure 6, allowing for fault-normal displacements helps reduce the model misfit – in particular, in three areas outlined by black boxes. The RMS misfit, in cm, is indicated near each box. Straight black lines denote fault-perpendicular profiles shown in Figure 7. Notation is the same as in Figure 3.

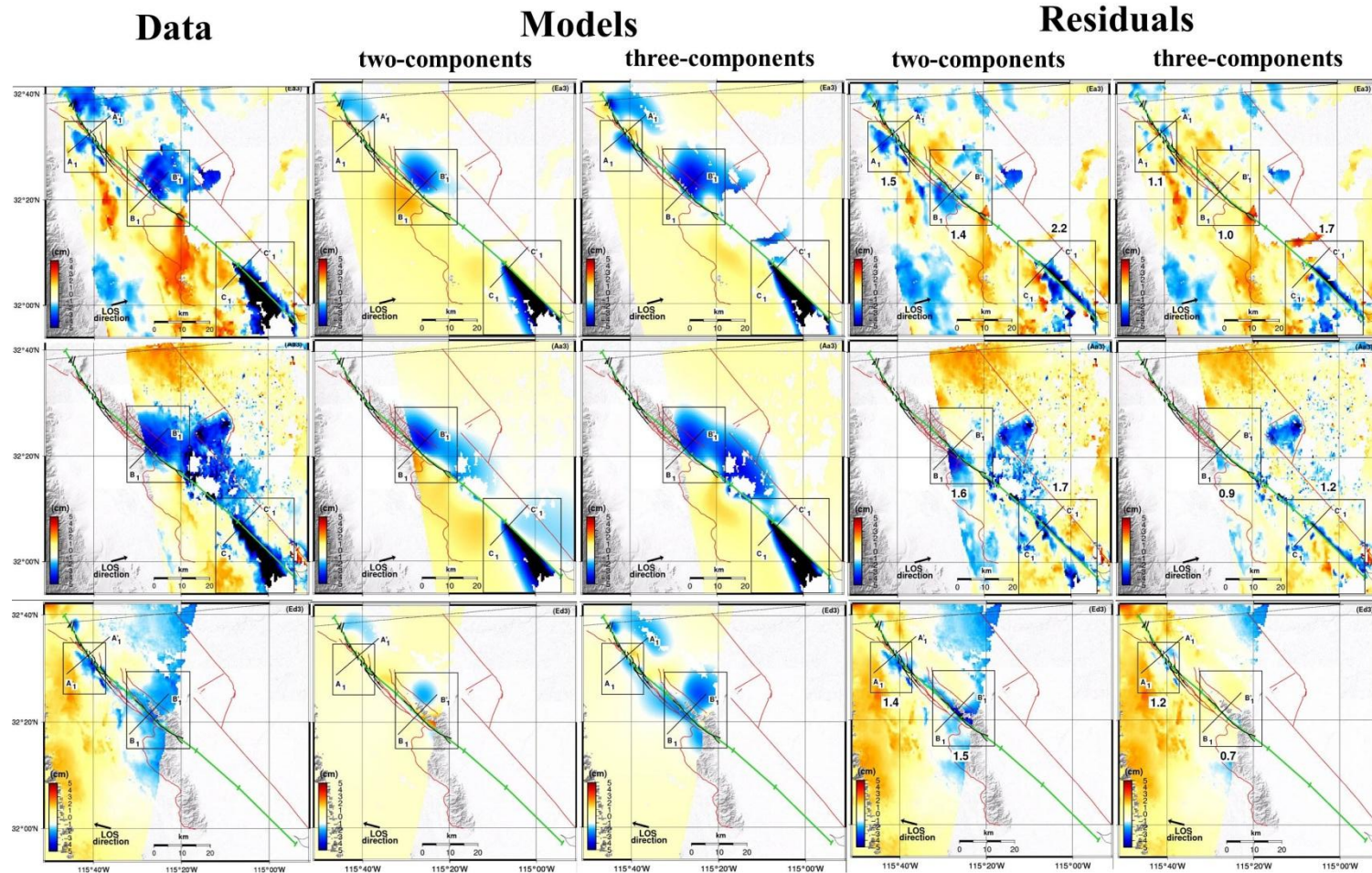


Figure 6: InSAR data, model predictions, and residuals for the 2-component and 3-component afterslip inversions. From left to right, the first column shows postseismic interferograms (see Figure 3 and Table 1). The second column shows predictions of the 2-component afterslip model. The third column shows predictions of the 3-component afterslip model. The fourth and fifth columns show residuals for the 2 and 3-component afterslip models, respectively.

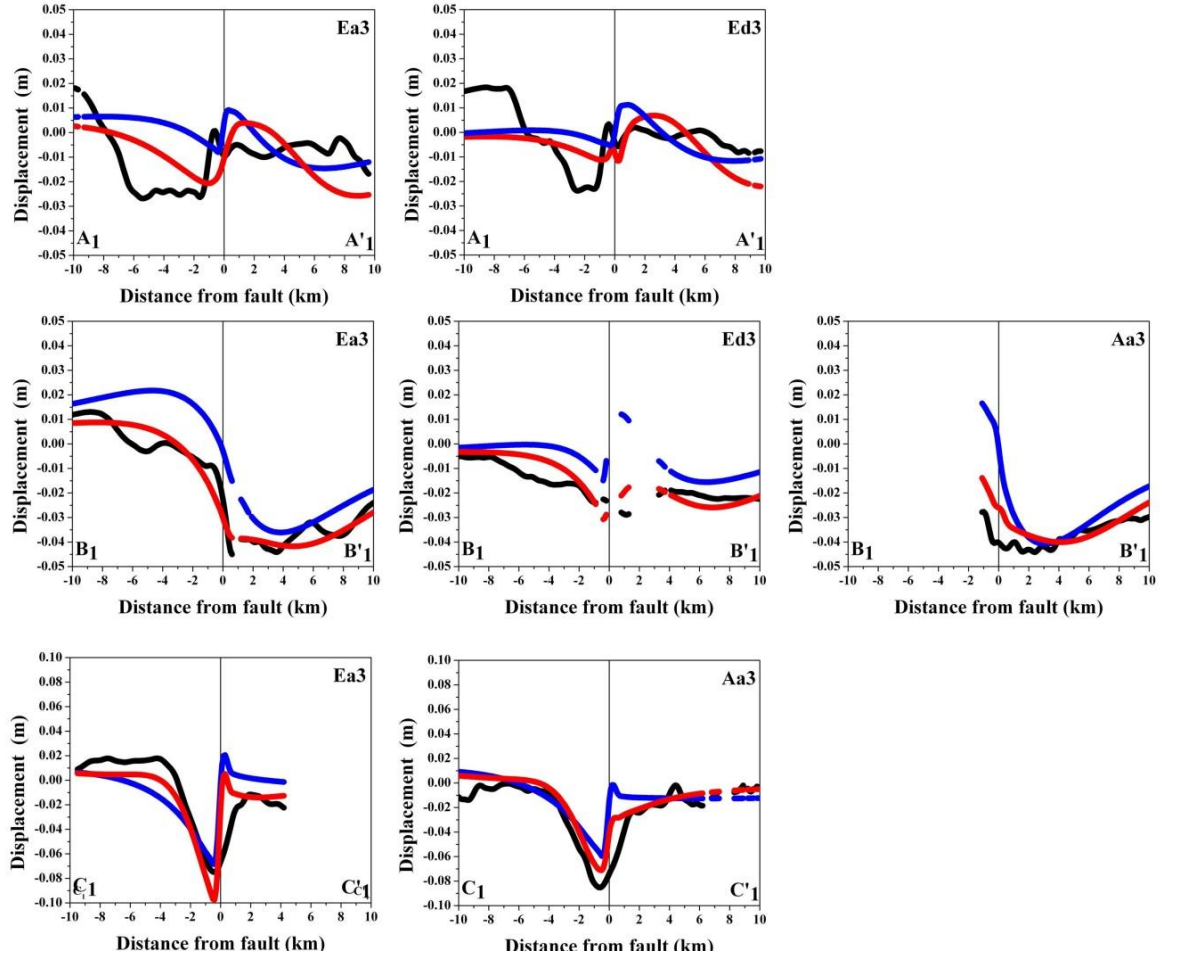


Figure 7: LOS displacement profiles perpendicular to the local fault trace (see Figure 6) across distinctive postseismic zones, where fault-normal contraction appears to be significant. Profile A_1 - A'_1 crosses the northern rupture in the Paso Inferior accommodation zone (fault segment 2). Profile B_1 - B'_1 crosses the Pescadores fault (fault segment 4). Profile C_1 - C'_1 crosses the Indiviso fault (fault segment 7). Black lines denote LOS data. Red and blue lines denote afterslip model with and without fault-normal contraction, respectively. Ground displacements are in the LOS direction, positive toward the satellite.

The three-component afterslip model yields an improvement in the RMS misfit of ~40% compared to the two-component model. It is expected that the RMS misfit value should decrease as the number of degrees of freedom increases. We can estimate the standard deviation of the InSAR LOS displacements by projecting the standard deviation of GPS data onto the radar LOS (Hanssen, 2001; e.g. Figure 4e and 4f). The result is 1.1 cm, which should be considered as a lower bound. Therefore we conclude that the fault-normal component is required by the data and supported by the estimated errors. The inferred sense of fault-normal displacements indicates contraction, possibly due to recovery of co-seismic dilatancy in the fault zone.

The best-fit model is able to explain the near-field observations reasonably well. In particular, fault-normal contraction reproduces the subsidence observed west of the PIAZ and the northern tip of the Borrego fault, east of the Pescadores fault and west of the Indiviso fault (Figure 8b and Figure 9). East of the Paso Superior fault (segment one), subsidence is controlled by ~20 cm of oblique shallow (2-5 km depth) afterslip. Fault-normal contraction is located along the shallower part of the PIAZ (segment two) and the Borrego fault (segment three). The source of postseismic deformation is ~10 cm of contraction, which contributes to the subsidence observed in the Laguna Salada basin, and ~8 cm of contraction located in a very narrow fractured zone at the northern tip of the Borrego fault. On the Pescadores fault (segments four and five) the postseismic slip is localized on the down-dip peripheral area of relatively high coseismic slip, with ~12 cm of fault-normal contraction at shallow depth, where segments four and five intersect. At this location the earthquake caused a prominent steam vent at the surface (Fletcher et al., 2014). On the Indiviso fault, the fault-normal contraction inferred from our analysis is along a zone of distributed fracturing and widespread liquefaction. The contraction is located at ~5 km and ~10 km depth, extending to the surface where segments six and seven meet, and in the southernmost tip of segment seven, respectively. It is worth mentioning that an afterslip model with strike- and dip-slip components can only approximately fit the data over the entire Delta domain, but the inclusion of fault-normal contraction results in a better fit very near the fault trace.

The geodetic moment release may be estimated by integrating slip over the fault area, and multiplying by the crustal shear modulus. The value appropriate for fractured crustal rocks is likely between 10-33 GPa (e.g., Hamiel et al., 2006; Cochran et al., 2009). The postseismic transient geodetic moment from April 13 (9 days after the main shock) to September 3, 2010, is between $\sim 2.8 \times 10^{18} \text{ N}\cdot\text{m}$ and $\sim 8.1 \times 10^{18} \text{ N}\cdot\text{m}$. In comparison, the cumulative seismic moment released by aftershocks located within 3 km from the fault trace ($M > 3.0$, RESNOM catalog; <http://resnom.cicese.mx/>) over the same time period is $\sim 3.5 \times 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$. Thus, we find the ratio of geodetic to seismic moment release to be between 8 and 23, i.e. postseismic deformation is predominantly aseismic.

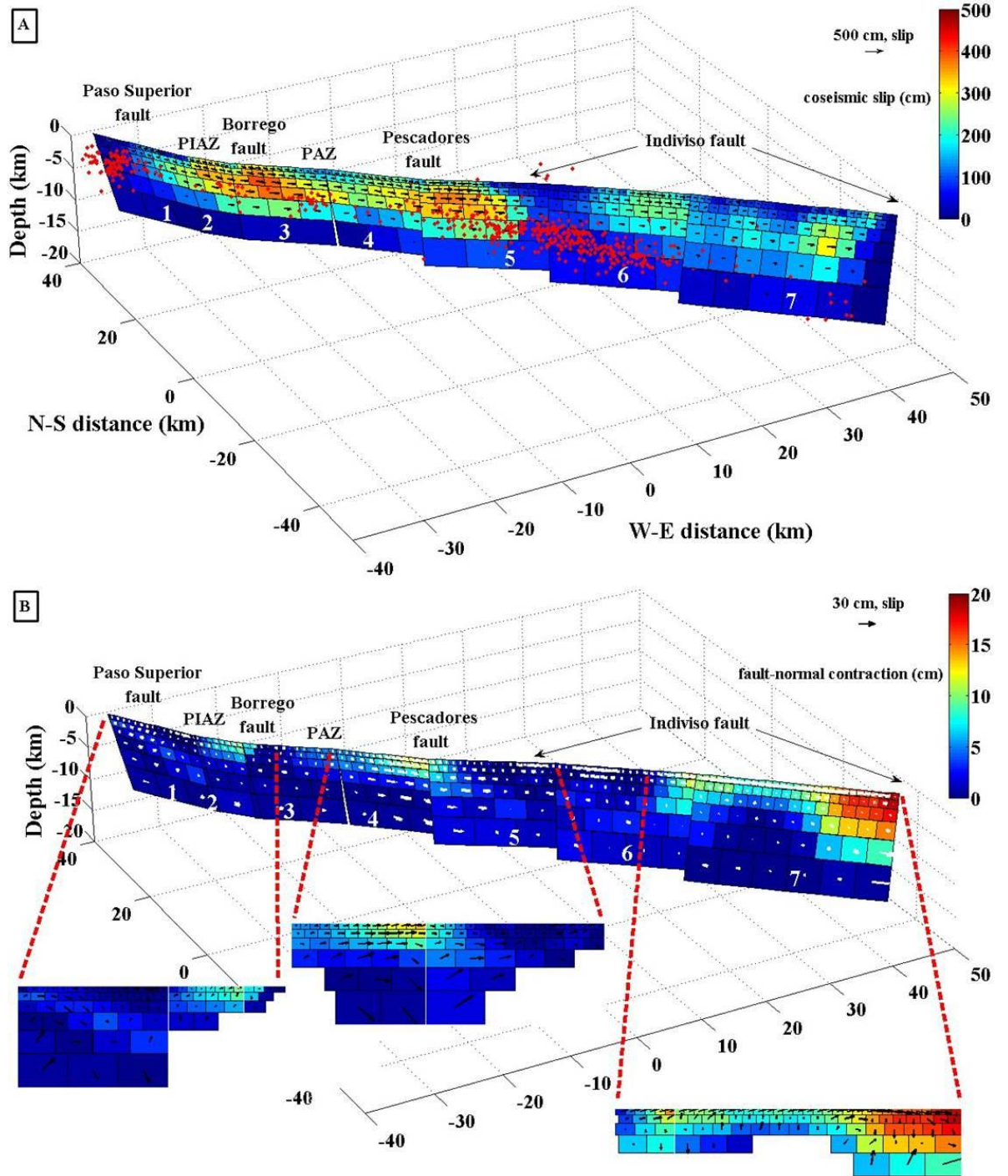


Figure 8: A) Finite coseismic slip model from Fialko et. al., (2010). Colors denote the amplitude of slip. Red circles denote aftershocks during the first 5 months. B) Best-fitting postseismic model. Colors denote the amplitude of fault-normal displacements (contraction is positive), and arrows denote the distribution of afterslip.

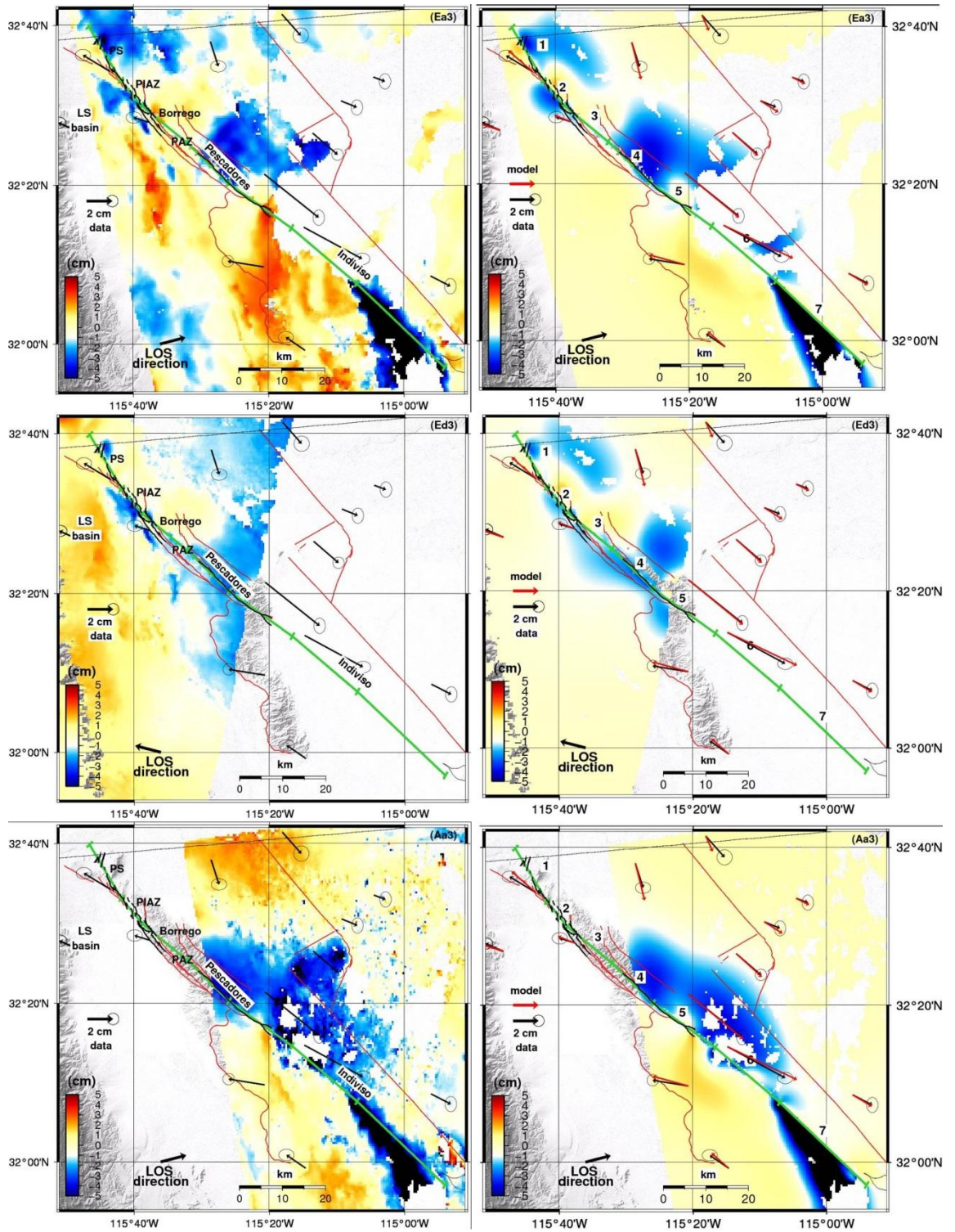


Figure 9: Left panels: InSAR (color) and GPS (black arrows) data corrected for the presumed poroelastic deformation. Right panels: predictions of the best-fitting afterslip model. Notation is the same as in Figure 3.

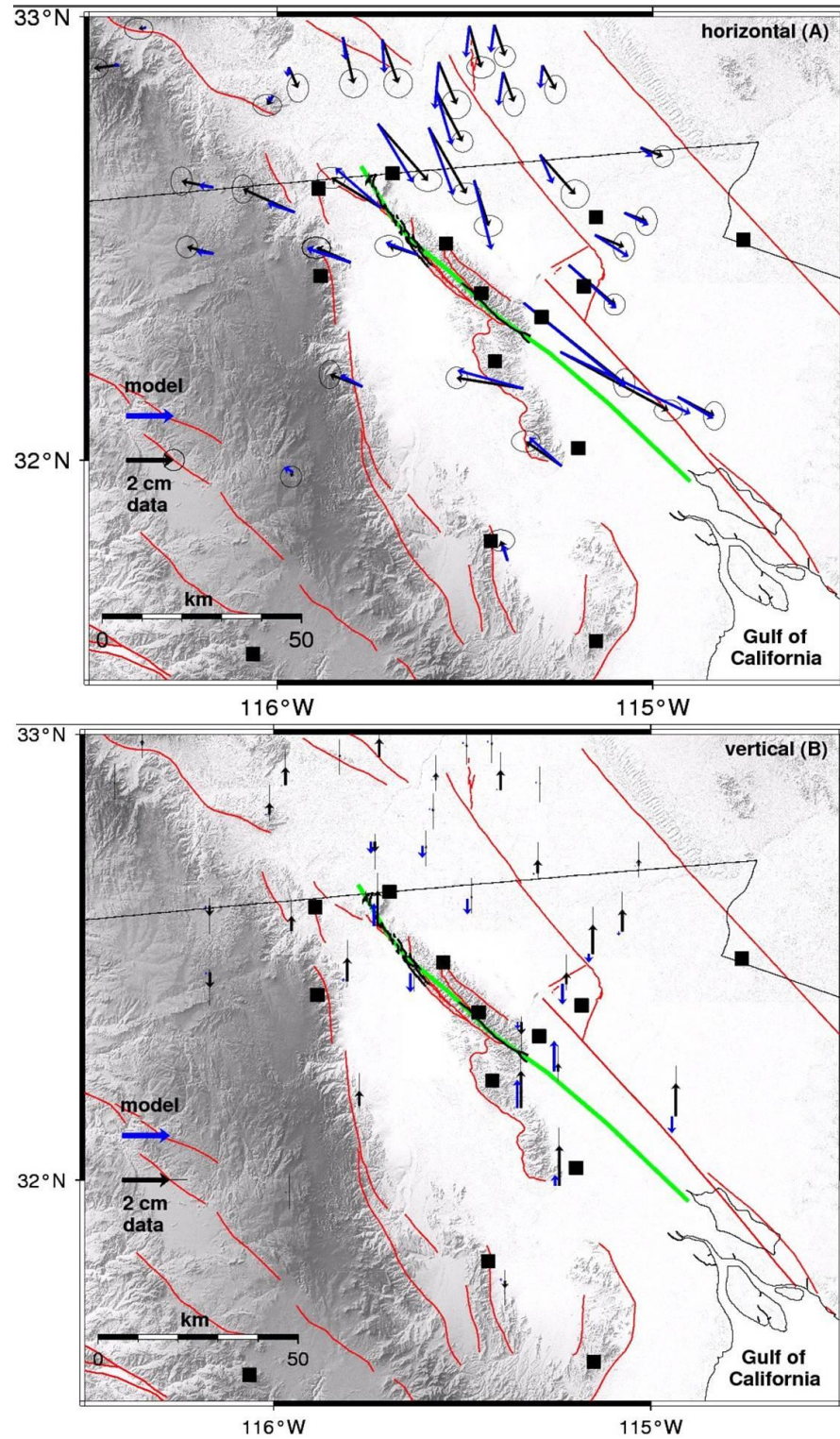


Figure 10: Observed GPS displacements over the time period of 5 months following the earthquake (black arrows) and the best-fitting model predictions (blue arrows). The presumed poroelastic contribution was subtracted from the data. Black squares denote permanent GPS sites installed after the earthquake (UNAVCO/Eartscope-PBO and Caltech Tectonic Observatory). Notation is the same as in Figure 3.

6. Discussion

Our analysis of the campaign GPS observations during the first ~750 days after the El Mayor-Cucapah earthquake (Figure 2), suggests that the near-field early postseismic deformation is consistent with stress-driven afterslip (e.g., Savage and Svarc, 2009; Barbot et al., 2009).

In particular, we derived kinematic afterslip models by inverting GPS and InSAR observations spanning the first 5 months after the earthquake, using analytic solutions for a dislocation in a homogeneous elastic half-space (Okada, 1985). The observed displacements have been corrected for a possible poroelastic contribution assuming the difference between the drained and undrained Poisson ratios of ~0.04. The best-fit model (Figure 8) shows postseismic fault slip of ~10-40 cm located mainly on the periphery of the main coseismic slip patches, in particular at the northern tip of the Paso Superior fault segment, on the Pescadores fault, and along the Delta domain on the Indiviso fault, where it is located near the surface and at depth, with an intervening “locked” zone in the middle of the seismogenic layer. The aftershock activity appears to concentrate on the periphery of both coseismic slip and afterslip, i.e. in areas that experienced the largest coseismic stress increases and the largest postseismic stressing rates. The estimated geodetic moment is an order of magnitude larger than the cumulative seismic moment released by aftershocks, indicating that most of afterslip occurred aseismically, consistent with previous results for other earthquakes (e.g. Shen et al., 1994; Jacobs et al., 2002; Fialko, 2004a; Barbot et al., 2009).

The afterslip model allowing for strike- and dip-slip components alone has RMS value of 1.6 cm; in order to get a better fit to the observations, we included in the inversion a fault-normal (i.e., opening or closure) displacement component. This reduces the RMS value to 1.1 cm (see Appendix). The predominant sense of fault-normal motion is contraction, which better explains the near-field deformation compared to the afterslip model with no volume changes. The inferred volume reduction could be due to closure of cracks and fissures produced by the seismic rupture, and represent postseismic healing of the earthquake-induced damage (e.g., Jacobs et al., 2002; Feigl and Thatcher,

2006; Fielding et al., 2009). Note that depending on the depth of the inferred volume changes, the model can produce vertical displacements with opposite polarity at the surface: a relative uplift of the fault zone in case of a fault zone collapse at depth (Massonet et al., 1996), and a relative subsidence in case of a shallow fault zone collapse that extends to the surface (e.g., Jacobs et al., 2002).

In this study, the inferred fault-normal contraction is generally shallow and correlated to areas that experienced maximum coseismic slip (Figure 9b). In the Sierra domain, at the PIAZ and the northern part of the Borrego fault, contraction coincides with a prominent left stepover in the surface rupture. Left stepovers in right lateral fault systems form restraining (compressive) bends; however, in the case of the PIAZ, geological evidence and differential LIDAR suggest that coseismic slip is predominantly extensional despite the left stepping geometry due to the overall oblique dextral-normal kinematics of the rupture (Fletcher et al. 2014; Oskin et al., 2012). Nonetheless, the fault zone contraction at this left stepping segment of the rupture suggested by our model may still reflect the restraining bend effect (e.g. Jacobs et al., 2002; Fielding et al., 2009). The latter may be also responsible for subsidence in the Laguna Salada basin. Also, at the Pescadores fault, where right-lateral displacements up to 3.0 m and down-to-east vertical displacements up to 2.0 m were measured (Fletcher et al., 2014), the contraction contributes partly to the subsidence on the east side of the fault (Figure 6). In the Delta domain, the predicted poroelastic displacements are substantially smaller and of opposite sign compared to the observations (Figure 3 and Figure 5), ruling out this mechanism as a cause of the observed deformation in that area. Fault-normal contraction inferred at the central and southern sections of the Indiviso fault partly cause subsidence on the west side of the rupture (Figure 6). We note that a large contraction zone located near the southernmost tip of the earthquake rupture (Figure 8b) may be a model artifact if subsidence along the Indiviso fault (fault segment 7, see Figure 9) is caused by some other process such as compaction of poorly consolidated sediments in the Colorado River Delta (Nelson et al., 2013).

Our preferred afterslip model reproduces the observed postseismic displacements in the near-field reasonably well (Figures 6 and 7). It is worth emphasizing that the GPS data

were assigned relatively small weights compared to the InSAR data, as the latter provide more details on the spatial distribution of postseismic deformation in the near-field. GPS data in the northeastern quadrant of the rupture show uplift, indicating a possible contribution from poroelastic rebound (Figure 5). Overall, the afterslip model is able to explain postseismic displacements in the near field (within ~ 25 km from the rupture) reasonably well (Figure 10b). In the far-field, the postseismic model tends to under-predict the observed GPS displacements (Figure 10). Also, there is a substantial fault-normal component of postseismic GPS velocities north of the rupture (Figure 10a). Such a pattern may be evidence for an additional deformation mechanism, most likely viscoelastic relaxation in the lower crust and upper mantle (e.g., Hearn, 2003; Fialko, 2004a; Pollitz et al., 2012). Unfortunately, failure of the ALOS and Envisat satellites resulted in termination of the InSAR time series at the end of year 2010, restricting our ability to evaluate relative contributions of all potential mechanisms of postseismic deformation due to the El Mayor-Cucapah earthquake. Continued observations of the on-going transient, including data from the permanent GPS networks, as well as campaign surveys of the existing benchmarks in the near-field of the earthquake rupture will extend the GPS time series and help further refine models of postseismic deformation.

7. Conclusions

The postseismic displacements observed using GPS during the first two years after the El Mayor-Cucapah earthquake are consistent with afterslip on the earthquake rupture plane, with possible contributions from poro-elastic and visco-elastic relaxation. Characteristic decay times for surface velocities are: 66 ± 9 days for the exponential decay, 20 ± 3 days for the logarithmic decay, and 258 ± 22 days for the analytic rate-strengthening friction law.

Our preferred afterslip model, obtained through joint inversion of GPS and InSAR data from April to September 2010, indicates that most of the afterslip occurred on the periphery of the main coseismic slip patches. Aftershocks occurred preferentially in between the areas of high coseismic slip and afterslip, possibly delineating a boundary

between the velocity-weakening and velocity-strengthening parts of the fault. While postseismic deformation can be in general adequately fit by oblique slip on the fault, a better fit in several areas, including the Laguna Salada basin at the Paso Inferior accommodation zone, the northern tip bend of the Borrego fault, and the Pescadores fault, can be achieved by allowing fault-normal contraction at shallow depth. The estimated geodetic moment is an order of magnitude larger than the cumulative seismic moment of aftershocks during the same period. In the far field (at distances greater than ~25 km from the earthquake rupture) the afterslip model tends to under-predict surface displacements, suggesting a contribution from viscoelastic relaxation in the ductile substrate (e.g., Pollitz et al., 2012).