

Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía

Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía

# Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos

**Tesis Doctoral** 

Autora

Alejandra Staller Vázquez

Ingeniera en Geodesia y Cartografía

Directores Dra. Mª Belén Benito Oterino Doctor en CC Físicas Dr. José Jesús Martínez Díaz Doctor en CC Geológicas

# 2014

Tribunal nombrado por el Sr. Rector Magnífico de la Universidad Politécnica de Madrid, el día 5 de marzo de 2014.

> Presidente: D. Ramón Capote del Villar

Secretario: D. Jorge Miguel Gaspar Escribano

Vocales:

Dña. Pilar Villamor Pérez

D. José Antonio Álvarez Gómez

D. Giorgi Khazaradze Tsilosani

Suplentes: D. Guillermo Alvarado Induni D. Jesús Velasco Gómez

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis el día 13 de marzo de 2014 en la E.T.S.I. en Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid

#### Resumen

El Salvador se encuentra en el norte de Centroamérica, en el margen activo del noroeste de la placa Caribe. Enmarcado en el límite entre las placas del Coco y Caribe, caracterizada por la subducción de la primera bajo la segunda a una velocidad que supera los 70 mm/a, es uno de los países centroamericanos con un régimen tectónico más complejo. Esta convergencia se traduce a la vez en la existencia de un sistema de fallas de desgarre en el continente alineadas con la cadena volcánica con una importante actividad. La velocidad de la mayor de este sistema de fallas, la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), que atraviesa el país de este a oeste, alcanza los 14 mm/a y es responsable de terremotos frecuentes, algunos de elevada magnitud, como el terremoto del 13 de febrero de 2001 con magnitud M<sub>w</sub> 6,6.

Esta tesis es una aportación dentro del objetivo de la caracterización del comportamiento de las fallas activas en la zona con el fin de mejorar la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador. En ella se utiliza la capacidad de las técnicas geodésicas, como el GNSS, para determinar el campo de velocidades asociado a la ZFES en el período intersísmico, permitiendo estimar las deformaciones que se producen en la zona así como el grado de actividad y comportamiento actual de la ZFES. Además, mediante la aplicación de un modelo cinemático de bloques elásticos, integrando datos geodésicos, geológicos y sismológicos, se estiman los movimientos de los bloques y la acumulación de deformación elástica en las fallas que delimitan los bloques. Los parámetros así obtenidos son integrados en el cálculo de la peligrosidad sísmica, permitiendo analizar su grado de implicación en la evaluación de El Salvador.

El campo de velocidades obtenido indica que el patrón de deformación es típico de una falla de desgarre bloqueada. Las velocidades obtenidas muestran una tectónica claramente de desgarre dextral a lo largo de la ZFES y sugieren que el límite entre los bloques antearco salvadoreño y Caribe es una zona de deformación que varía a lo largo de la ZFES de oeste a este. Se estima un movimiento a largo plazo del antearco salvadoreño de 13,5 ± 1 mm/a en dirección ~NO relativo a la placa Caribe. La distribución de la deformación a lo largo de la ZFES ratifica la transferencia de la deformación desde los segmentos occidentales de la ZFES hacia estructuras extensionales distribuidas en una amplia zona en la terminación oriental de la zona de falla.

A partir de los resultados de la modelización, se excluye la existencia de una estructura simple con una zona de deslizamiento única a lo largo del arco volcánico en El Salvador, siendo evidente la necesidad de introducir dos bloques intermedios entre los bloques principales Caribe y Antearco; uno situado en el golfo de Fonseca que sirve de transición entre el movimiento de los antearcos salvadoreño y nicaragüense, y otro en la zona central de El Salvador. Se estima que las fallas del arco volcánico salvadoreño están casi totalmente bloqueadas. Nuestros resultados ratifican que el grado de acoplamiento en la interfase de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas es prácticamente nulo.

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten mejorar la estimación de la amenaza sísmica en El Salvador, permitiendo introducir algunas fallas modelizadas como fuentes sismogenéticas independientes. Para ello se han calculado distintos mapas de amenaza sísmica, introduciendo únicamente las fallas, donde se obtienen valores máximos de aceleración pico (PGA) que alcanzan los 0,6 g, en las proximidades de algunas fallas.

Palabras clave: Tectónica activa; GNSS; Zona de Falla de El Salvador; Arco volcánico centroamericano; tasas de deformación; tasas de deslizamiento; deformación de la corteza, amenaza sísmica.

### **Abstract**

El Salvador is located in northern Central America, along the Pacific Ocean margin of the Caribbean plate. The subduction zone between the Cocos and Caribbean plates in El Salvador is characterized by high relative plate motions, with relative velocities larger than 70 mm/yr (DeMets, 2001), being one of the Central American countries with a more complex tectonic regimen. This convergent contact is associated with a main marginparallel strike-slip fault system aligned with the currently active volcanic chain with significant seismic and volcanic activity. The most significant fault, El Salvador Fault Zone (ESFZ), extends across the whole country and could have dextral slip rates of up to 14 mm/yr. The ESFZ is responsible for frequent earthquakes, some of high magnitude, as the February 13, 2001 earthquake with  $M_w$  6,6.

This thesis is a contribution within the objective of the characterization of the behavior of active faults in the study area in order to improve the assessment of seismic hazard in El Salvador. The capacity of geodetic techniques, such as GNSS, is used to determine the interseismic velocity field associated with ESFZ. From this velocity field, the deformations in the area as well as the current activity and behavior of the ESFZ are estimated. Furthermore, a kinematic model of elastic tectonic blocks, integrating geodesic, geological and seismological data, is used to estimate the angular velocities of elastic blocks, and slip fractions on block-bounding faults. These parameters are integrated in the seismic hazard assessment in El Salvador, in order to analyze their implication level.

The interseismic velocity field shows a typical deformation pattern of a strike-slip fault fully coupled, with dextral strike-slip tectonics along the ESFZ. Results suggest that the boundary between the Salvadoran forearc and Caribbean blocks is a deformation zone that varies from west to east along the ESFZ. A long-term velocity of the Salvadoran forearc of 13,5  $\pm$  1 mm/a with ~NO direction is estimated considering the Caribbean plate as the reference frame. The strain distribution along the ESFZ confirms the transfer of deformation from the western segments of ESFZ to extensional structures distributed over a large area on the eastern end of the fault zone.

Modeling results reject the existence of a simple structure with a single slip zone along the volcanic arc in El Salvador, suggesting the necessity to introduce two intermediate blocks between the Caribbean and forearc main blocks; one located on the Fonseca gulf, marking the transition between the Salvadoran and Nicaraguan forearcs motion, and another one in the central area of El Salvador. Additionally, the Salvadoran volcanic arc faults are almost totally blocked. Finally, modeling results confirm that the degree of coupling at the interface of the subduction zone off the Salvadoran coast is practically null.

The results of this thesis help refining the definition and characterization of seismogenic sources used for the seismic hazard assessment of El Salvador, allowing the introduction of some faults as independent for hazard calculations. Different seismic hazard maps are computed considering only fault sources, predicting maximum Peak Ground Acceleration (PGA) values of 0,6 g in the vicinity of some faults.

*Key Words: Active tectonic; GNSS data; El Salvador Fault Zone; Central America Volcanic Arc; deformation rates; slip rates; crustal deformation, seismic hazard.* 

"If the universe is the answer, what is the question?" Leon Max Lederman

A Julieta, Manuela y Román.

## **Agradecimientos**

Durante el desarrollo de esta tesis he recibo el apoyo de numerosas personas, tanto en el ámbito profesional como personal, a las que me gustaría expresar mi agradecimiento.

En primer lugar quiero dar las gracias a mis directores de Tesis, Mª Belén Benito Oterino y José Jesús Martínez Díaz, por su apoyo, su tiempo y su conocimiento. Gracias a ambos por trasmitirme vuestro entusiasmo por la investigación y por vuestra motivación en los buenos y malos momentos.

Gracias Belén por abrirme las puertas de Centro América y brindarme la oportunidad de conocer el mundo de los terremotos. Son muchas las aventuras que nos han pasado juntas en Centro América, anécdotas que nunca olvidaré y que espero seguir compartiendo.

Gracias Josechu por introducirme en el apasionante mundo de la tectónica, por esos días de campo donde tanto he aprendido, por tu ayuda en hacer realidad la ZFESNet y la primera campaña que hicimos allá por 2007. Gracias por tus sabios consejos, tus revisiones, tu apoyo y tus ánimos, que tanto me han ayudado.

Gracias a Pilar Villamor y Kelvin Berryman, por vuestra acogida en Nueva Zelanda y por enseñarme ese bello país, descubriendo a la vez la Geología de Terremotos. Gracias Kelvin por esos "tramping" cruzando ríos sin quitarnos las botas, que buenos recuerdos. Gracias Pilar por tu paciencia, tu comprensión y tu conocimiento, tengo muy buenos recuerdos de mi estancia allí y muchos de ellos te los debo a ti. Espero seguir compartiendo con vosotros muchas tertulias con un buen vino.

Gracias a la gente del GNS Science de Nueva Zelanda que hicieron mi estancia en tierras kiwis mucho más agradable. Gracias a Robert Langridge por acogerme en su casa durante mi estancia. Gracias a Laura Wallace por hacerme un poco más fácil mis inicios con Defnode y la modelización de las observaciones GPS y su interpretación, gracias por tu paciencia, por tus conocimientos y por dejarte robar tu tiempo por una doctoranda venida de España. Un agradecimiento muy especial a John Beavan, por sus sugerencias y consejos y por esa antena Zephyr Geodetic. Descanse en paz.

Gracias a todos los miembros del SNET de El Salvador, Manuel, Eduardo, Demetrio, Francisco, Walter y todos los demás, por su inestimable ayuda en la logística de las campañas de campo, y en especial a Douglas Hernández por su dedicación, su tiempo y su entusiasmo, hemos compartido muchos días de campo y horas de "carro" juntos de punta a punta de El Salvador, ha sido un placer trabajar contigo y espero poder seguir haciéndolo. Gracias también a Carlos Pullinger, director del SNET en el comienzo de este trabajo (allá en 2006), por creer y apoyar nuestro proyecto. Sin ambos, creo que este estudio no hubiera sido posible.

Gracias al ejército Salvadoreño por su apoyo en la vigilancia de las estaciones, fundamental para el desarrollo de las campañas.

Gracias también a todo el pueblo Salvadoreño por su apoyo, por dejarnos entrar amablemente en sus tierras, incluso en sus casas, a poner una antena de vez en cuando, sin saber muy bien para qué, pero siempre con una sonrisa en la cara, a pesar de su situación de pobreza. Este trabajo es para ellos.

Gracias al Grupo de Investigación de Ingeniería Sísmica por su apoyo. A Alicia, Román, Jorge, Raúl, Yolanda y todos los demás miembros del grupo por sus contribuciones a este trabajo. Gracias a Daniel, Javier y Laura por participar en las campañas del 2008 y 2010.

Gracias también al Grupo de Investigación de Tectónica Activa y Paleosismicidad, por sus consejos, en especial a José Antonio Álvarez por compartir conmigo sus conocimientos sobre la tectónica de Centro América e introducirme en el formidable mundo de GMT.

Gracias a Chuck DeMets por compartir conmigo sus datos, su información y sus conocimientos de la zona.

Gracias a todos los investigadores con los que he tenido la oportunidad de discutir a lo largo de estos años, por todo lo que me han enseñado sobre Tectónica, Geodesia, Sismología, Paleosismicidad y Modelización, por enseñarme a cuestionarme y motivarme para seguir aprendiendo.

Gracias a la EUIT Topográfica, ahora ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía, y al Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía por el apoyo en la realización de esta tesis. Gracias a mis compañeros del departamento y en especial a mi compañero de asignaturas Jesús Velasco.

Gracias a Nicolás Serrano por creer siempre en mí, sin el cual quizás yo nunca me hubiera dedicado al mundo de la docencia. Gracias también por su apoyo durante mi estancia en Nueva Zelanda, haciéndose cargo de mis clases.

Gracias a Geotronics por el apoyo con una antena en la campaña del 2012.

Gracias a la Universidad Politécnica de Madrid, por su apoyo económico con las "Ayudas para la realización de actividades con Latinoamérica", imprescindible para la financiación de las campañas.

Para terminar, me gustaría dar las gracias a mi padre, mi madre y mi hermana, a los que he desatendido durante todo este tiempo, y que, a pesar de mi mal humor, me han prestado siempre su apoyo y cariño. Gracias también a Carmen y Román (abuelo). Sin el apoyo de todos vosotros no podría haberlo hecho.

Gracias Román por tu apoyo, por estar siempre a mi lado, a pesar de la distancia. Gracias a ti y a mis florecillas, la principal motivación para terminar.

## **Prólogo**

La República de El Salvador, localizada al norte de Centroamérica, limita al norte con Honduras, al este con Honduras y Nicaragua en el Golfo de Fonseca, al oeste con Guatemala y al sur con el Océano Pacífico. Con una extensión territorial de algo más de 21.000 km<sup>2</sup> y una población de casi 6,3 millones de habitantes (2012), es el país más pequeño de toda Centroamérica y el más densamente poblado (292 habitantes por km<sup>2</sup>), con una tasa de pobreza que supera el 34%. Actualmente el 63,2% de la población del país se concentra en las ciudades, y más de la cuarta parte de la población se asienta en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), lo que supone un área de alrededor del 2,6% del territorio salvadoreño.

Según el Banco Mundial, el país tiene un PIB (Producto Interior Bruto) per cápita de 3.790 dólares (2012). Desde hace ya varios años, el elemento clave en la economía salvadoreña son las remesas del exterior, las cuales en el 2006 representaron el 15% del PIB, manteniéndose por varios años consecutivos como la más importante fuente de ingresos externos con que cuenta el país (Comisión Económica para América Latina-CEPAL, 2007). La inestabilidad económica y la desigual distribución de la riqueza, así como la brecha entre los ámbitos urbano y rural, son las principales causas que limitan las capacidades de desarrollo social del país.

El Salvador es uno de los países ecológicamente más devastado de América Latina. Más del 95% de sus bosques tropicales de hoja caduca han sido destruidos y más del 70% de la tierra sufre una severa erosión. Según la FAO, el país se encuentra en un franco proceso de desertificación. Como consecuencia de ello, casi todas las especies de animales salvajes se han extinguido o están al borde de la extinción, sin que hasta ahora haya indicios de revertir tal proceso. Por otra parte, en el AMSS el 13% de la población habita sobre terrenos en riesgo por derrumbes o demasiado próximos a fuentes de contaminación (Mansilla, 2009).

Por su ubicación geográfica y su dinámica natural y territorial, El Salvador ha estado sometido históricamente a diferentes amenazas de origen natural, como terremotos, tormentas tropicales, sequías, actividad volcánica, inundaciones y deslizamientos, los que, sumados a los procesos sociales de transformación (la deforestación, los cambios de uso del suelo y la modificación de los cauces naturales), propician condiciones de riesgo y plantean altas posibilidades de que ocurran desastres.

Es evidente que la suma del deterioro económico, social y ambiental, combinado con la multiplicidad de amenazas a las que puede verse sometido el territorio, hacen al país sumamente vulnerable a la ocurrencia de desastres de distintas magnitudes e impactos.

En la historia reciente de El Salvador se han producido numerosos eventos de gran magnitud, tales como los terremotos de enero y febrero de 2001. El 13 de enero de 2001, El Salvador sufrió un terremoto de magnitud M<sub>w</sub> 7,7 relacionado con la zona de subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe, dejando alrededor de 900 muertos y numerosos daños materiales. A este terremoto le siguió un mes después, el 13 de febrero de 2001, otro de magnitud M<sub>w</sub> 6,6 de origen continental que sumó más de 300 víctimas mortales y terminó de derribar gran cantidad de edificaciones ya dañadas por el terremoto anterior. Ambos eventos dispararon enormes deslizamientos de tierra, que fueron los responsables

de la mayoría de las muertes. Como se observó durante el terremoto de 2001, este tipo de sismicidad implica un alto riesgo para la sociedad salvadoreña debido a la gran concentración de población en zonas con fuertes pendientes y muy deforestadas susceptibles de sufrir deslizamientos, y debido también a la escasez de planes urbanísticos.

La complicada evolución sociopolítica del país durante los últimos 50 años, con una larga guerra civil (1980-1992), ha influido que hayan sido escasas las investigaciones científicas relacionadas con la sismotectónica y el riesgo sísmico asociada a la geología local. La ocurrencia de los terremotos citados disparó un interés a nivel internacional en la adquisición e interpretación de nuevos datos de tectónica activa que, con los años, han dado lugar a diferentes trabajos.

Fue precisamente a partir del interés en estos eventos del 2001 cuando comenzó la colaboración de la Dra. Benito y el Dr. Martínez-Díaz (directores de esta Tesis) en El Salvador (Benito et al., 2004), lo que dio lugar a distintos proyectos de cooperación e investigación que han tenido lugar hasta la actualidad, y que se han centrado en el desarrollo de estudios geológicos y sismológicos para mejorar la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador.

Según Martínez-Díaz et al. (2004), la responsable del terremoto de febrero de 2001 fue la que se denomina como Zona de Falla de El Salvador (ZFES), una zona de falla que atraviesa el país de este a oeste, que no había sido descrita con anterioridad. Con el fin de estudiar y caracterizar el comportamiento de este sistema de fallas para su introducción en la evaluación de la amenaza sísmica de la zona, se plantearon diferentes estudios sismotectónicos y paleosísmicos, y, entre ellos, esta Tesis que surge de la necesidad de estudiar el comportamiento cinemático actual de la ZFES mediante la aplicación de técnicas geodésicas (GNSS) y su integración con datos geológicos y sismológicos.

Con el objetivo de reconocer la ZFES y estudiar la viabilidad de la aplicación de estas técnicas en la zona de estudio, realicé mi primer viaje a El Salvador en septiembre de 2006. A raíz de este viaje, en 2007, comienza el proyecto ZFESNet (Staller et al., 2008) estableciendo las primeras estaciones y realizando la primera campaña de observación en la ZFES. Han sido 6 años de mediciones e intenso trabajo de lo que hoy se obtienen los primeros resultados.

El interés que despiertan los terremotos y sus efectos, así como la vulnerabilidad que tiene El Salvador a estos eventos, han sido para la autora un aliciente añadido a su trabajo, animándola a perseverar en el desarrollo de su Tesis, a pesar de la multitud de imprevistos y problemas que han surgido durante su transcurso. La aportación de esta Tesis al conocimiento actual de la ZFES, se espera que sea germen de futuras investigaciones y en particular ayude en la mejora de la evaluación de la amenaza sísmica de la zona. No obstante, se hace hincapié en que tan importante como el conocimiento de las fuentes sísmicas es su uso en la planificación urbanística del terreno y en la elaboración de normas sismoresistentes y su aplicación por parte de los responsables, lo cual ayudaría a paliar los efectos de fenómenos naturales como el terremoto, el cual no podemos evitar.

El proyecto ZFESNet ha sido financiado fundamentalmente por tres proyectos de las convocatorias anuales de Ayudas para la realización de actividades con Latinoamérica de la UPM, de los que la autora de esta Tesis ha sido la responsable, estos son: Establecimiento de una Red de Control GPS en la Zona de Falla de El Salvador, Determinación de deformaciones y desplazamientos en la Zona de Falla de El Salvador y Determinación de deformaciones y desplazamientos en la Zona de Falla de El Salvador II, y parcialmente por el proyecto de la Agencia Española de Cooperación y Desarrollo (AECID); Desarrollo de

estudios geológicos y sismológicos en El Salvador dirigidos a la mitigación del riesgo sísmico, y el Proyecto Nacional I+D+i SISMOCAES: Estudios geológicos y sísmicos en Centroamérica y lecciones hacia la evaluación del riesgo sísmico en el sur de España.

## Tabla de contenidos

1	Introducción	1
	1.1. Introducción	1
	1.2. Objetivos de la Tesis	3
	1.3. Estructura de la Tesis	4
2	Marco Sismotectónico	7
	2.1. Sismicidad y Tectónica Regional	8
	2.1.1. Estructura y Tectónica del norte de Centroamérica	8
	2.1.2. Geodinámica del bloque de Chortís	13
	2.1.3. Características de la sismicidad de la región	15
	2.2. Marco Sismotectónico de El Salvador	18
	2.2.1. Geomorfología de El Salvador	18
	2.2.2. Estructura de la ZFES	20
	2.2.3. Sismicidad en El Salvador	22
	2.2.3.1. Los terremotos de enero y febrero del 2001	25
3	Determinación del campo de velocidades en El Salvador	29
	3.1. Introducción	29
	3.2. Antecedentes y datos disponibles	31
	3.3. ZFESNet	33
	3.3.1. Establecimiento de la ZFESNet	33
	3.3.2. Campañas de observación de la ZFESNet	35
	3.4. Procesamiento y análisis de las campañas	39
	3.4.1. Estrategia de procesamiento – Metodología y software utilizado	39
	3.4.2. Resultados del procesamiento	44
	3.5. Estimación del campo de velocidades	52
	3.5.1. Campo de velocidades absolutas ITRF2008	52
	3.5.1.1. Incertidumbres en las velocidades	52
	3.5.1.2. Resultados	54
	3.5.2. Influencia de terremotos regionales en la estimación de las	
	velocidades GPS. Deformación cosísmica durante el periodo 2007-	
	2012	57
	3.5.3. Campo de velocidades relativo a la placa Caribe	61
	3.5.4. Comparación con otros modelos globales de movimiento de	
	placas	65
	3.5.5. Modelo de velocidades absoluto y relativo	69
	3.6. Discusión y conclusiones	71
	3.6.1. Campo de velocidades	71
	3.6.2. Efecto postsísmico del terremoto de febrero de 2001	72
	3.6.3. Movimiento anómalo de la estación CNR1	74
4	Análisis del campo de velocidades en El Salvador	77
	4.1. Introducción	77
	4.2. Análisis de las velocidades mediante perfiles de deformación -	
	Estimación de la tasa de deslizamiento y profundidad de bloqueo	79

4.2.1. Metodologia
4.2.2. Resultados
4.3. Determinación del tensor gradiente de deformación en la ZFES
4.3.1. Metodología
4.3.2. Resultados
4.4. Discusión y conclusiones
4.4.1. Cinemática de la ZFES
4.4.2. Distribución de la deformación en la ZFES
Modelización de la deformación cortical en El Salvador
5.1. Introducción
5.2. Enfoque metodológico
5.2.1. Modelización de la deformación intersísmica
5.2.2. Software y fases de la modelización
5.3. Modelización
5.3.1. Configuración de los modelos
5.3.1.1. Geometría de los modelos
5.3.1.2. Datos y parámetros de los modelos
5.3.2. Resolución de los modelos
5.3.3. Modelos directos
5.3.4. Ejecución de los modelos y resultados
5.3.4.1. Ejecución de modelos
5.3.4.2. Resultados de la modelización
5.4. Discusión y conclusiones
5.4.1. Cinemática de las fallas regionales. Acoplamiento y tasas de deslizamiento
5.4.2. Acoplamiento de la interfase de la zona de subducción frente a
E 4.2 Movimiento del antearco salvadoreño
5.4.4. Implicaciones tectónicas
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en Fl
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador 6.1. Introducción
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador 6.1. Introducción 6.2. Enfoque metodológico
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador 6.1. Introducción 6.2. Enfoque metodológico 6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El         Salvador       6.1. Introducción         6.2. Enfoque metodológico       6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El         Salvador         6.1. Introducción         6.2. Enfoque metodológico         6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes         6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas
<ul> <li>Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador</li> <li>6.1. Introducción</li> <li>6.2. Enfoque metodológico</li> <li>6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes</li> <li>6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas</li> <li>6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico</li> </ul>
<ul> <li>Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador</li> <li>6.1. Introducción</li> <li>6.2. Enfoque metodológico</li> <li>6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes</li> <li>6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas</li> <li>6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico</li> <li>6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto</li> </ul>
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El         Salvador         6.1. Introducción         6.2. Enfoque metodológico         6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes         6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas         6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico         6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto         6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador
<ul> <li>Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador</li> <li>6.1. Introducción</li> <li>6.2. Enfoque metodológico</li> <li>6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes</li> <li>6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas</li> <li>6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico</li> <li>6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto</li> <li>6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador</li> </ul>
<ul> <li>Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador</li> <li>6.1. Introducción</li> <li>6.2. Enfoque metodológico</li> <li>6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes</li> <li>6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas</li> <li>6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico</li> <li>6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto</li> <li>6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador</li> <li>6.4. Discusión y conclusiones</li> </ul>
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El         Salvador         6.1. Introducción         6.2. Enfoque metodológico         6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes         6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas         6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico …         6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto         6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador         6.4. Discusión y conclusiones
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El         Salvador         6.1. Introducción         6.2. Enfoque metodológico         6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes         6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas         6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico         6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto         6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador         6.4. Discusión y conclusiones         7.1. Campo de velocidades asociado a la Zona de Falla de El Salvador
<ul> <li>Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador</li></ul>
Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El         Salvador         6.1. Introducción         6.2. Enfoque metodológico         6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes         6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas         6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico         6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto         6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador         6.4. Discusión y conclusiones         7.1. Campo de velocidades asociado a la Zona de Falla de El Salvador         7.2. Cinemática de la Zona de Falla de El Salvador. Acoplamiento y tasas de deslizamiento         7.3. Distribución de la deformación en la Zona de Falla de El Salvador

7.5. Implicaciones en la evaluación de la amenaza símica en El Salvador	191
Interrogantes	193
<b>Apéndice A.</b> Coordenadas de las soluciones obtenidas en cada campaña	203
<b>Apéndice B.</b> Series temporales GPS de las estaciones de la ZFESNet	207
Bibliografía	213

# Lista de figuras

Figura 1.1.	Esquema del desarrollo y estructura de la tesis	5
Figura 2.1.	Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) de la región del Caribe con los principales elementos tectónicos, placas relacionadas y elementos	
	estructurales. Los triángulos blancos se corresponden con la situación	
	de volcanes del Holoceno tomados de la base de datos de <i>Smith</i>	
	Smithsonian Global Volcanism, MY -bloque Maya, CHR - Bloque de	
	Chortís CHT – Bloque de Chorotega CHC – Bloque de Choro El	
	recuadro muestra las fronteras entre naíses	9
Figura 2.2	América Central – principales elementos tectónicos (Maya, Chortís	5
1 1 2 2 2 2	Chorotega v Chocó) placas relacionadas (Coco, Nazca, Caribe, Norte v	
	Sur América) y principales elementos estructurales (tomada de lames	
		10
Figura 2.3.	Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) del norte de Centroamérica	
	con los principales elementos tectónicos. Vectores negros indican tasa	
	de movimiento y acimut relativo entre las placas del Coco y Caribe	
	(DeMets et al., 2010). JFC – Falla de Jocotán-Chamelocón, GG –	
	Graben de Guatemala, IG – Graben de Ipala, JF – Falla de Jalpatagua,	
	ESFZ – Zona de Falla de El Salvador, HD – Depresión de Honduras, FG	
	– Gofo de Fonseca, TG – Golfo de Tehuantepec	12
Figura 2.4.	Modelo conceptual de fuerzas que pueden determinar la actual	
•	deformación en el norte de América Central. Las flechas con colores	
	muestran los movimientos relativos a lo largo de las principales fallas	
	del norte de Centroamérica. Las fechas blancas muestran las	
	direcciones de movimiento de las mayores placas respecto a un	
	marco de referencia fijo en el manto. (Tomada Rodriguez et al., 2009;	
	adaptada por Álvarez-Gómez et al., 2008)	13
Figura 2.5.	Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) con la sismicidad en el norte	
	de Centroamérica. Se muestran los terremotos con $M_w \ge 4$ para el	
	periodo 1970-2012, tomados del catálogo de Benito et al., 2010 y	
	actualizada con la base de datos del NEIC	16
Figura 2.6.	Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) con los mecanismos focales	
	tomados del catálogo Global Centroid Moment Tensor (CMT) para el	
	periodo 1976-2012	17
Figura 2.7.	Mapa geomorfológico de El Salvador realizado por SNET. Tomado de	
	Canora, 2011	18
Figura 2.8.	Modelo Digital de Elevaciones (Shuttle Radar Topography	
	<i>Mission-SRTM</i> ) (Farr y Kobrick, 2000) de El Salvador con la principales	
	características geomorfológicas mencionadas en el texto (volcanes,	
	ríos y cadenas montañosas). Las líneas negras finas muestran el mapa	
	de fallas extraido del Mapa Geológico de El Salvador (Canora, 2011). V	
	– Volcanes, VF – Campo Volcánico, R – Cordillera, C – Caldera.	19
Figura 2.9.	Modelo Digital de Elevaciones (SRTM3) de El Salvador con los	
	segmentos y trazas de fallas principales de la Zona de Falla de El	
	Salvador. Las líneas rojas gruesas describen las principales fallas	
	activas. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas extraído del	
	Mapa Geológico de El Salvador (Canora, 2011). CF – Falla de	

	Comecayo, GF – Falla de Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel, ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco, SAF – Fallas de Santa Ana, APF – Falla de Apaneca, TF – Falla de Teotepeque, LJF – Falla de La Joya, BF – Falla de Berlín, LF – Falla del Lempa, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca, CHIF – Falla de Chirilagua, OF – Falla de Olomega, LQF – Falla de La Quesadilla, EZF – Falla de El Zapote, COF – Falla de Conchagua	20
Figura 2.10.	DEM (SRTM3) de El Salvador con los epicentros históricos e instrumentales (M <sub>w</sub> > 4, periodo 1976-2012) tomados del catálogo de Benito et al., 2010. Los mecanismos focales son para eventos con M <sub>w</sub> > 5.5 y periodo 1976-2012 de la base de datos de <i>Harvard Centroid</i> <i>Moment Tensor</i> . Los mecanismos grandes corresponden a los terremotos de enero y febrero de 2001. Las estrellas rojas muestran los epicentros de los terremotos destructivos originados en fallas de la ZFES. La localización de los epicentros de los terremotos anteriores a 1900 está basada en efectos locales y por lo tanto tienen una gran incertidumbre. Las líneas negras gruesas describen las principales	
	fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de	24
Figura 2.11.	Vista aérea oblicua del deslizamiento que sepultó la Colonia de Las	24
	Colinas causado por el terremoto del 13 de enero de 2001	
Figure 2.12	(http://landslides.usgs.gov)	27
Figura 2.12.	(http://elsalvador.usaid.gov)	27
Figura 3.1.	Estaciones GPS de campaña en Guatemala, El Salvador, Honduras y	27
0	Nicaragua ya existentes en la zona de estudio	32
Figura 3.2.	Estaciones Continuas GNSS que están funcionando en la región en 2007, con coordenadas respecto al Marco de Referencia Internacional Terrestre (ITRF), usadas para determinar las posiciones y velocidades de las estaciones pertenecientes a la ZEESNet	32
Figura 3.3.	DEM (SRTM3) de El Salvador con la localización de las estaciones de la	52
-	ZFESNet (triángulos rojos y círculos azules) y estaciones continúas GNSS. Los triángulos rojos son estaciones nuevas. Los círculos azules son estaciones establecidas por Alvarado et al., 2011 y que han sido	
	incluidas en la ZFESNet	34
Figura 3.4.	Detalle de la monumentación de las estaciones de la ZFESNet	35
Figura 3.5.	Bastón de acero inoxidable de altura fija de 1,1265 m. sobre marca de	20
Figura 3.6	Bastón de acero inoxidable de altura fila 0.55 m sobre marca de	38
ingula 5.0.	referencia en la estación BT10	38
Figura 3.7.	Estrategia de procesamiento con el software Bernese 5.0	43
Figura 3.8.	Repetibilidad en las coordenadas horizontales obtenida para cada	
	campaña. RMS en las componentes este y norte, diferencia de cada	
-	coordenada individual respecto a la media aritmética del conjunto	46
Figura 3.9.	Repetibilidad de las distintas componentes de cada línea-base en	40
Figura 2 10	Repetibilidad de las distintas componentes de cada línea base en	48
rigula 3.10.	función de la longitud para la campaña ZFESNET08	49

Figura 3.11.	Repetibilidad de las distintas componentes de cada línea-base en función de la longitud para la campaña ZFESNET10	50
Figura 3.12.	Repetibilidad de las distintas componentes de cada línea-base en función de la longitud para la compaña ZEESNET12	E 1
Figura 3.13.	Estimación del error en la velocidad GPS en función del tiempo, calculado de acuerdo con el modelo de Mao et al., 1999, modificado por Dixon et al., 2000. Las líneas continuas muestran el error en la componente norte (N), este (E) y vertical (V) para una estación típica situada en América del Norte, suponiendo que el WRMS para cada componente es de 3, 5 y 10 mm. Las líneas de puntos muestran las curvas basadas en una media para una estación situada en América del Sur (tomada de Sella et al. 2002)	51
Figura 3.14.	Velocidades GPS horizontales en El Salvador respecto a ITRF2008. Las elipses de error muestran la incertidumbre 2D con 1o. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011)	56
Figura 3.15.	Velocidades GPS verticales respecto a ITRF2008. Incertidumbres expresadas a 1σ. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011)	56
Figura 3.16.	Efecto cosísmico del terremoto de 2009 ( $M_w = 7,3$ ) de la falla de las Islas de Swan. Las flechas rojas muestran el efecto cosísmico predicho. Los mecanismos focales corresponden al terremoto del 28 de mayo de 2009 (rojo) y al terremoto del 15 de abril de 2008 (gris), tomados del catálogo del Global CMT. Las líneas negras muestran las trazas de la Falla de las Islas de Swan y el Sistema de Fallas de Motagua	
Figura 3.17.	Polochic Campo de velocidades GPS respecto a ITRF2008, corregido del efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swap, Elipsos de orror 2D a 1g. Las lípeas pagras finas muestran el	58
Figura 3.18.	mapa de fallas (Canora, 2011) Campo de velocidades GPS horizontal en El Salvador respecto a ITRF2008, corregido por el efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan. Elipses de error 2D a 1o.	59
Figura 3.19.	Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011) Campo de velocidades GPS vertical respecto a ITF2008, corregido por el efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan. Incertidumbres expresadas a 1o. Las líneas	60
Figura 3.20.	negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011) Movimientos relativos a ITRF2008 de las dieciocho estaciones GPS utilizadas para determinar la velocidad angular que mejor se ajusta al movimiento de la placa Caribe relativo a ITRF2008 (DeMets,	60
Figura 3.21.	comunicación personal 2013). Limites de placa tomados de Bird, 2003 Campo de velocidades GPS horizontal respecto a Caribe fijo. Elipses de error 2D a 1o. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de	61
Figura 3.22.	Campo de velocidades GPS horizontal final respecto a Caribe fijo, corregido por efecto cosísmico y las anomalías de la estación CNR1. Elipses de error 2D a 1o. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el	62
	mapa de fallas (Canora, 2011)	64

Lista de figuras

Figura 3.23.	Campo de velocidades GPS vertical final respecto a ITRF2008, corregido por efecto cosísmico y las anomalías de la estación CNR1. Incertidumbres expresadas a 1 $\sigma$ . Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas	
Figura 3.24.	muestran el mapa de fallas (Canora, 2011) Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo NUVEL 1A (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas	64
Figura 3.25.	(Canora, 2011) Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo MORVEL (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora 2011)	65
Figura 3.26.	Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo APKIM2005 (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora 2011)	67
Figura 3.27.	Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo VEMOS2009 (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de	6
Figura 3.28.	Modelo de velocidades horizontales ITRF2008 en El Salvador, obtenido mediante interpolación de las velocidades de la ZFESNet (flechas grises). Elipses de error 2D a 1o. Las líneas negras finas	00
Figura 3.29.	muestran el mapa de fallas (Canora, 2011) Modelo de velocidades horizontales respecto a Caribe fijo en El Salvador, obtenido mediante interpolación de las velocidades de la ZFESNet (flechas grises). Elipses de error 2D a 1 $\sigma$ . Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011)	69 70
Figura 3.30.	DEM (SRTM3) con la situación del epicentro del terremoto de febrero de 2001 (estrella roja). Las flechas azules muestran las velocidades GPS respecto a la placa Caribe fija (elipses de error a 1 $\sigma$ ). La línea roja gruesa muestra la traza de la falla de San Vicente, que rompió en el terremoto de febrero de 2001. Las líneas negras describen las fallas	
Figura 3.31.	activas. SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, GF – Falla de Guaycume, PF – Falla de Panchimalco, LJF – Falla de La Joya, LF – Falla del Lempa, BF – Falla de Berlín, ETF – Falla de El Triunfo Campo de desplazamiento calculado usando un modelo viscoelástico para el mecanismo honey-like según Feilg et al., 2006. El desplazamiento cosísmico inicial es de 2 m para una falla con movimiento de desgarre dextral de acimut 2°E, buzamiento 87°, longitud 12 km y ancho 6 km. Las figuras muestran desplazamiento horizontal (izquierda) y magnitud de los vectores desplazamiento en	73
Figura 3.32.	metros (derecha) (tomada de Feigl et al., 2006) DEM (SRTM3) de los alrededores del volcán de San Salvador y la estación CNR1, con los epicentros con profundidades < 20 km en	74

	periodo 2008-2012 del catálogo del SNET. Los colores muestran la distribución de los eventos por fecha	75
Figura 3.33.	Histograma con el número de eventos corticales (profundidad < 20 km) por semana (en azul) y acumulada (en rojo) ocurridos alrededor del volcán de San Salvador y la estación CNR1 en el periodo de 2008-2012 del catálogo del SNET. La línea negra discontinua muestra la fecha aproximada del cambio de movimiento registrado por la estación CNR1	76
Figura 4.1.	Modelos simples para el movimiento de una falla que muestra la distribución de la deformación de cizalla y la dirección del desplazamiento en la superficie. El esquema superior corresponde a un modelo de falla bloqueada, en el cual el deslizamiento en la falla ocurre sólo a una profundidad mayor que D. El esquema inferior muestra el modelo de un boque rígido, en el cual el desplazamiento es aproximadamente uniforme con la profundidad (tomada de Savage y Burford 1973)	80
Figura 4.2.	Perfil de deformación de una falla bloqueada (profundidades de bloqueo de 5, 10, 20 y 50 km). La curva muestra el patrón teórico de la acumulación de la deformación para una falla de desgarre vertical,	00
Figura 4.3.	infinitamente larga, bloqueada a profundidades de 5, 10, 20 y 50 km DEM (SRTM3) de El Salvador con los principales segmentos de falla de la ZFES (en línea gruesa) que se analizan en cada perfil. Las líneas rojas discontinuas muestran los perfiles transversales (A, B, C, D y E) y longitudinales (F, trasarco y G, antearco) a la ZFES. Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1σ). GF – Falla Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel	81
Figura 4.4.	DEM (SRTM3) con la situación del perfil A (línea roja discontinua), perpendicular a la traza de la falla Guaycume (GF) en el segmento Oeste de la ZFES. Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1 $\sigma$ ). ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco, CF – Falla de Comecayo, SVF – Falla de San Vicente	83
Figura 4.5.	Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil A. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1σ respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las áreas sombreadas corresponden a la situación de la cordillera de El Bálsamo y el arco volcánico. GF – Falla de Guaycume, ELF – Falla de El Limón. Los puntos grises de la estación CNR1 muestra la posición en el periodo 2007-2012	84
Figura 4.6.	Deformación elástica acumulada en la Falla de Guaycume (GF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a la traza de la falla. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de la falla. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a la GF con una profundidad de bloqueo entre 5 y 10 km y una tasa de deslizamiento de 10±2 mm/a. ELF – Falla de El Limón. Las áreas sombreadas corresponden a la situación de la cordillera de El Bálsamo y el arco volcánico	85

Figura 4.7.	DEM (SRTM3) con la situación de los perfiles B y C (líneas rojas discontinuas), perpendicular a la traza de las fallas de San Vicente (SVF) y Lempa (LF), respectivamente. Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1 $\sigma$ ). SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, GF – Falla de Guaycume, PF – Falla de Panchimalco, LJF – Falla de La Joya, LF – Falla de Lempa BE – Falla de Berlín ETE – Falla de Fl Triunfo	87
Figura 4.8.	Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil B. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1o respecto a la distancia a lo largo del perfil. La línea discontinua representa la traza de la principal falla activa. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico. SVF – Falla de San Vicente	87
Figura 4.9.	Deformación elástica acumulada en la Falla de San Vicente (SVF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a la traza de la falla. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de la falla. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a la SVF con una profundidad de bloqueo entre 6 y 10 km y una tasa de deslizamiento entre $10 - 12$ mm/a. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico.	88
Figura 4.10.	Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil C. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1 $\sigma$ respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las líneas discontinuas representan las trazas de las principales fallas activas. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico. AF – Falla de Apastepeque, LJF – Falla de La Joya	89
Figura 4.11.	Deformación elástica acumulada en la Falla de Apastepeque (AF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a la traza de la falla. Las líneas negras discontinuas muestran la ubicación de las fallas. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a la AF con una profundidad de bloqueo entre 6 y 10 km y una tasa de deslizamiento entre 8 – 10 mm/a. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico	90
Figura 4.12.	DEM (SRTM3) con la situación del perfil D (línea roja discontinua), perpendicular al Segmento Berlín formado por las trazas de las fallas de El Triunfo (ETF) y Lolotique (LLF). Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1 $\sigma$ ). AF – Falla de Apastepeque, LJF – Falla de La Joya, LF – Falla del Lempa, BF – Falla de Berlín, MF – Falla de Moncagua	91
Figura 4.13.	Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil D. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1o respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las líneas discontinuas representan las trazas de las principales fallas activas. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico. ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla	
Figura 4.14.	de Lolotique Deformación elástica acumulada en las fallas de El Triunfo (ELF) y	91

92

93

94

Lolotique (LLF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a las trazas de la fallas. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de las fallas. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a ELF y LLF con una profundidad de bloqueo entre 6 y 12 km y una tasa de deslizamiento entre 6 – 8 mm/a. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico

Figura 4.15. DEM (SRTM3) con la situación del perfil E (línea roja discontinua), perpendicular al Segmento San Miguel, formado por las trazas de las fallas de Moncagua (MF) y San Miguel (SMF). Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1σ). LLF – Falla de Lolotique, IF – Falla de Intipuca, OF – Falla de Olomega, LQF – Falla de La Quesadilla, EZF – Falla de El Zapote, COF – Falla de Conchagua, CHIF – Falla de Chirilagua, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, CHIF – Falla de Chirilagua, EPF – Falla de El Progreso

- Figura 4.16. Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil E. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1σ respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las líneas discontinuas representan las trazas de las principales fallas activas. El área sombreada corresponde a la situación de la cordillera de Jucuarán-Intipuca. MF Falla de Moncagua, SMF Falla de San Miguel, IF Falla de Intipuca, OF Falla de Olomega, LQF Falla de La Quesadilla .....
- Figura 4.17. Deformación elástica acumulada en las fallas de Moncagua (MF) y San Miguel (SMF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a las trazas de la fallas. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de las fallas. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a MF y SMF con una profundidad de bloqueo entre 4 y 8 km y una tasa de deslizamiento entre 2 3 mm/a. El área sombreada corresponde a la

A. Staller Vázquez

Lista de figuras

Figura 4.20.	DEM (SRTM3) con el campo de velocidades horizontal de la ZFESNet respecto a Caribe fijo (flechas grises) y la triangulación de Delaunay	
	que conecta las estaciones de la ZFESNet (líneas rojas). Las líneas	
	gruesas grises muestran las fallas activas	102
Figura 4.21.	lasas de deformación y dilatación en la ZFES obtenidas a partir de la	
	nincipales del tensor tasa de deformación horizontal Las flechas	
	hacia dentro indican compresión (en roio) las flechas hacia fuera	
	indican extensión (en azul). La dilatación se representa en azul, la	
	compresión en rojo. Las líneas negras describen las fallas activas	106
Figura 4.22.	Tasas de rotación en la ZFES obtenidas a partir de la triangulación de	
	Delaunay. Tasas de deformación medidas desde el norte, en azul se	
	representan las rotaciones en sentido horario y en rojo en sentido	
	anti-horario. Las líneas negras describen las fallas activas	106
Figura 4.23.	Tasas de máxima deformación de cizalla en la ZFES obtenidas en la	
	tabla 4.2. Las líneas negras describen las fallas activas	107
Figura 4.24.	Dirección de máxima deformación de cizalla en la ZFES obtenidas en la	
	tabla 4.2. Lineas grises muestran la triangulación de Delaunay. Las	107
Figura 4 25	Modelo cinemático de la ZEES mostrando los tras bloques principales:	107
ingula 4.23.	bloque geste (en rojo) bloque central (en verde) y bloque este (en	
	azul), que forma parte del <i>pull-apart</i> de Fonseca. Las tasas de	
	deslizamiento en negro muestran movimiento de desgarre dextral, en	
	blanco extensión. Flechas grandes negras representan la dirección del	
	movimiento del antearco salvadoreño. Las flechas blancas	
	representan extensión. CL – Lago de Coatepeque, IL – Lago de	
	Ilopango, LPA – Pull-Apart del Lempa, LR – Río Lempa, FG – Golfo de	
	Fonseca, FPA – <i>Pull-Apart</i> de Fonseca	111
Figura 5.1.	Resumen del método de McCattrey (de McCattrey). Vista en planta de	420
Figure E 2	los bloques de rotación	120
Figura 5.2.	DEM Topográfico y batimétrico (GEBCO) de la región del Norte de	121
ngulu 3.3.	Centroamérica con los límites nacionales y la fosa mesoamericana	122
Figura 5.4.	Geometría, profundidad (a) v buzamiento (b) de la fosa	
0	mesoamericana (MAT) tomada de Hayes et al. (2012).	
	(http://earthquake.usgs.gov/research/data/slab/)	123
Figura 5.5.	Geometría de los bloques de los modelos. El modelo ES3 consiste en	
	tres bloques principales CO, CA y AR. El modelo ES4 está formado	
	añadiendo el bloque ESE. El modelo ES5 se añade además el bloque	
	ESC. Las líneas rojas describen las fallas principales en el modelo. Los	
	bioques son delimitados por las fallas: MAT – Fosa Mesoamericana,	
	Vicente AF – Falla de Anasteneque FTF – Falla de El Triunfo IIF –	
	Falla de Lolotique. MF – Falla de Moncagua SMF – Falla de San	
	Miguel, ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco. LIF – Falla	
	de La Joya, BF – Falla de Berlín, LF – Falla del Lempa, RGF – Falla de	
	Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca, TF – Falla	
	de Teotepeque, APF – Falla de Apaneca	125
Figura 5.6.	Geometría de los bloques del modelo, trazas de las fallas y	
	mecanismos focales (tabla 5.1) usados para constreñir el modelo. Las	

127

- a 1σ. Líneas rojas gruesas describen las principales fallas en el modelo 127
  Figura 5.8. Pruebas de resolución para el patrón y la amplitud de acoplamiento a lo largo de la zona sismogénica de Centroamérica utilizando la red GPS de El Salvador. (a) Patrón de entrada sintético de tablero de ajedrez con variación del acoplamiento a lo largo de la dirección y del buzamiento en la zona de subducción. (b) Resultados de la inversión de las velocidades superficiales de la red obtenidas del patrón sintético (a). Las variaciones a lo largo del buzamiento no se pueden recuperar. (c) Igual que (a) pero sólo con variaciones del acoplamiento a lo largo de la dirección. (d) Igual que (b). Las variaciones laterales son bien recuperadas por la inversión. El patrón de entrada y la amplitud son razonablemente bien recuperados cerca de El Salvador y a partir de los 20 km de profundidad. Los puntos negros son las

- A. Staller Vázquez

Figura 5.7.

#### Lista de figuras

Figura 5.13.	Geometría del modelo con tres bloques (ES3). Los bloques CA, CO y AR son delimitados por dos fallas: Fosa Mesoamericana (MAT) y Fallas del arco volcánico (VAF)	136
Figura 5.14.	Prueba para determinar el grado de acoplamiento en la zona de subducción. Variación del acoplamiento a lo largo de la dirección de la	100
Figura 5.15.	Resultados del modelo ES3a. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF	137
Figura 5.16.	Modelo ES3b, con 3 bloques principales, CA, CO y AR, y una geometría alternativa para la VAF al este de El Salvador	139
Figura 5.17.	Resultados del modelo ES3b. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF	140
Figura 5.18. Figura 5.19.	Modelo ES4a, con 4 bloques, CA, CO, AR y ESE Resultados del modelo ES4a. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada nara la VAE	141
Figura 5.20. Figura 5.21.	Modelo ES5d, con 5 bloques, CA, CO, AR, ESE y ESC Resultados del modelo ES5d. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF	143
Figura 5.22.	Déficit de tasas de deslizamiento estimado para la VAF a partir de los resultados del modelo ES5d	144
Figura 5.23.	Vectores tasa de deslizamiento estimados a partir del modelo ES5d para las principales fallas de la ZFES	149
Figura 6.1.	Representación de los tres modelos hipotéticos de recurrencia de terremoto (tomado de Scholz, 2002)	156
Figura 6.2.	Magnitud momento estimada para cada falla	163
Figura 6.3. Figura 6.4.	Intervalo de recurrencia estimado para cada falla Geometría de las fallas (líneas rojas), tasas de deslizamiento (números rojos) y periodos de recurrencia (números en azul) de las principales fallas tenidas en cuenta en la evaluación de la amenaza sísmica. CF – Falla de Comecayo, GF – Falla de Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, BS – Segmento de Berlín, SMS – Segmento de San Miguel, ELPF – Fallas de El Limón-Panchimalco, LJBF – Fallas de La Joya-Berlín, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El	164
	Espino, IF – Falla de Intipuca, APTF – Fallas de Apaneca-Teotepeque	164
Figura 6.5.	Función de Densidad de Probabilidad (PDF) para cada falla	165
Figura 6.6.	Función de Distribución Acumulada (CDF) para cada falla	166
Figura 6.7.	Probabilidad de ocurrencia de un evente en los próximos 50 años	100
rigui a 0.0.	nara cada falla y para cada escenario propuesto	168
Figura 6.9.	Probabilidad de ocurrencia de un evento en los próximos 100 años para cada falla y para cada escenario propuesto	168
Figura 6.10.	Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario I (comienzo del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CL194	170
Figura 6.11.	Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA)	_, 0

Figura 6.12.	para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario I (comienzo del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA)	170
C .	para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario II (mitad del ciclo sísmico) en un tiempo	
Figura 6.13.	de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario II (mitad del ciclo sísmico) en un tiempo	171
Figura 6.14.	de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario III (final del ciclo sísmico) en un tiempo	171
Figura 6.15.	de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario III (final del ciclo sísmico) en un tiempo	172
Figura 6.16.	de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidas) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de	172
Figura 6.17.	atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos	173
Figura 6.18.	conocidos) en un tiempo de exposición de 100 anos, con el modelo de atenuación CLI94 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de	173
Figura 6.19.	atenuación SCH97 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de	174
Figura 6.20.	Atenuación SCH97 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de	174
Figura 6.21.	atenuación ZHO6 Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de	175
Figura 6.22.	Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA)	1/5

	para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94 y profundidad de fallas de 10 km	176
Figura 6.23.	Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94 y profundidad de fallas de 10 km	176
Figura 6.24.	Función de Distribución Acumulada (CDF) para cada falla, para los	470
Figura 6.25.	Tasa de amenaza o peligrosidad para cada falla, para los 100 primeros	179
	años del ciclo sísmico	179
Figura 6.26.	Mapas de amenaza sísmica (PGA), para una probabilidad de excedencia del 10% y 20%, para el escenario I, para 50 (a) y 100 años (b), para el escenario II, para 50 (c) y 100 años (d), para el escenario	
Figura 6.27.	III, para 50 (e) y 100 años (f), con el modelo de atenuación CLI94 Mapas de amenaza sísmica (PGA), para una probabilidad de excedencia del 10% y 20%, con el modelo de atenuación CLI94, para 50 (a) y 100 años (b), con el modelo de atenuación ZH06, para 50 (c) y 100 años (d), y con el modelo de atenuación SCH97, para 50 (e) y 100 años (f)	181
Figura 6.28.	Mapas de amenaza sísmica (PGA), para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos), con el modelo de atenuación CLI94, con una profundidad de fallas de 12.5 km in 50 (a) y 100 años (b), y una profundidad de 10 km, en 50 (c) y 100 años (d)	183
Figura 6.29.	Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años. Tomado de Benito et al., 2010	185
Figura B.1.	Posiciones GPS de la ZFESNet (relativas a ITRF2008) en función del tiempo. Eje horizontal representa los años desde 2007 hasta 2013. Eje vertical representa las componentes este, norte y vertical en mm. Barras de error de las tablas A.1, A.2, A.3 y A.4. En azul la pendiente de la recta que mejor se ajusta a partir de un ajuste mínimo cuadrático, velocidades dadas en la tabla 3.6. Las rectas y posiciones en rojo son corregidas del efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan	207
	mayo de 2005 de la falla de las islas de Swall	207

## Lista de tablas

Tabla 3.1.	Información de las estaciones GPS de la ZFESNet	37
Tabla 3.2.	Repetibilidad en las baselineas para cada campaña	44
Tabla 3.3.	Información sobre las campañas de la ZFESNet. Medidas llevadas a	
	cabo desde el 2007 al 2012 de la red geodésica GPS ZFESNet en El	
	Salvador	45
Tabla 3.4.	Errores formales e incertidumbres medias obtenidas en cada campaña .	45
Tabla 3.5.	Error medio cuadrático obtenido en la comprobación de las	
	coordenadas de las estaciones fiduciales para cada campaña	47
Tabla 3.6.	Posiciones y velocidades respecto a ITRF2008 (época 2005.0). Las	
	incertidumbres están expresadas como errores estándar. Los errores se	
	obtienen multiplicando por 12 el error formal estadístico de cada	
Tabla 2 7	estación. Ve positivo nacia el este, yn positivo nacia el norte	55
Tapia 5.7.	2007, 2012,  con M > 6 y  profundidad < 60  km  tomados dal catálogo	
	Global CMT Los eventos que se han tenido en cuenta nara la	
	estimación del efecto cosísmico están marcados con un asterisco	57
Tabla 3.8.	Velocidades relativas a ITRE2008 (época 2005.0) en El Salvador.	57
	corregidas del efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009	
	producido en la falla de las Islas de Swan	59
Tabla 3.9.	Velocidades relativas a la placa Caribe fija, corregidas por el efecto	
	cosísmico y las anomalías de la estación CNR1	63
Tabla 4.1.	Tasas de deformación y rotación estimadas a partir de la triangulación	
	de Delaunay que conecta las estaciones de la ZFESNet. Direcciones de	
	los ejes principales, θ, acimut de la deformación de compresión	
	máxima, en grados en sentido de las agujas del reloj medido desde el	
	norte. Incertidumbres expresadas a 1σ	104
Tabla 4.2.	Tasas de dilatación (a), tasas máximas de deformación de cizalla (y) y	
	direcciones () estimadas a partir de la triangulación de Delaunay que	
	conecta las estaciones de la ZFESNet. 🖤 en grados en sentido de las	
	agujas del reloj medido desde el norte. Dilatación es positiva y	105
Tabla 1 2	Contracción es negativa. Incertidumpres expresadas a 10	105
1 dDid 4.3.	en la ZEES, obtenidos a partir de las velocidades GPS	110
Tahla 5 1	Terremotos seleccionados a partir del catálogo CMT-Harvard con sus	110
	correspondientes acimutes de los vectores deslizamiento para	
	constreñir la dirección de deslizamiento a lo largo de la subducción y las	
	fallas del arco volcánico	126
Tabla 5.2.	Parámetros y resultados obtenidos de los distintos modelos elásticos de	_
	espacio semi-infinito. $\chi^2$ representa el sumatorio de los residuos de los	
	datos ponderados en función del error en la medida. $\chi_v^2$ Chi-Cuadrado	
	reducida	145
Tabla 5.3.	Parámteros de la velocidad angular obtenidos en el modelo ES5d para	
	los bloques del Coco, Arco, ESC y ESE. Los parámetros de rotación del	
	bloque del Coco son impuestos a partir de los valores de DeMets et a.	
	(2010)	146
Tabla 5.4.	Parámetros de las fallas que mejor se ajustan	149

#### Lista de tablas

Tabla 6.1.	Parámetros geométricos y cinemáticos de las fallas	161
Tabla 6.2.	Magnitud, momentos sísmico, tasa de momento sísmico y periodo de	
	terremoto de febrero de 2001 que se produjo en la falla de San Vicente	162
Tabla 6.3.	Magnitud, momento sísmico, tasa de momento sísmico y periodo de	
	recurrencia de las fallas de El Salvador	163
Tabla 6.4.	Probabilidad de ocurrencia de un evento en los próximos 50 y 100 años	
	para cada falla y para cada escenario propuesto	167
Tabla A.1.	Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET07.	
	Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008,	
	época 2007,86	203
Tabla A.2.	Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET08.	
	Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008,	
	época 2008,85	204
Tabla A.3.	Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET10.	
	Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008,	
	época 2010,32	205
Tabla A.4.	Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET12.	
	Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008,	
	época 2012,37	206

# Capítulo 1 Introducción

#### 1.1. Introducción

Actualmente, la aplicación del GNSS (*Global Navigation Satellite System*) es esencial para comprender las deformaciones corticales. Las observaciones y medidas GNSS han experimentado un rápido incremento en todo el mundo y, por tanto, su aplicación a estudios geodinámicos se ha intensificado en los últimos años. Países como Estados Unidos (p. ej. *US Geological Survey*), Nueva Zelanda (p. ej. *GNS Science*) o Japón (p. ej. *Geographical Survey Institute*) utilizan redes GNSS permanentes con este propósito específico.

El enfoque de los estudios de deformación de la corteza, basados en observaciones GNSS, puede ser de ámbito global, regional o local. El objetivo principal de los estudios globales es la determinación de modelos cinemáticos que expliquen el tipo y velocidad del movimiento relativo entre placas tectónicas (p. ej. Prawirodirdjo et al., 2004, Sella et al., 2002). Los modelos regionales en zonas de borde de placa tienen como propósito explicar el movimiento relativo entre diferentes elementos tectónicos dentro de un área de contacto de placas (p. ej. Wallace et al., 2004, McClusky et al., 2003). Los resultados de estos dos tipos de estudios pueden darnos la oportunidad de comprender y cuantificar mejor el comportamiento individual o local de procesos tectónicos tales como el acoplamiento entre fallas o zonas de subducción, el estado de esfuerzos dentro del ciclo sísmico, el tiempo esperado para el próximo sismo y las tasas de deslizamiento de fallas activas.

El conocimiento de la deformación cortical en el entorno de las fallas activas a partir del modelado mencionado anteriormente tiene un incuestionable interés para los estudios de la peligrosidad sísmica. La comprensión del estado de esfuerzos, deformación y grado de acoplamiento contribuye a una mejor caracterización de la fuente sísmica. La valoración de la peligrosidad o amenaza sísmica, basada en un sólido conocimiento científico, tiene importantes consecuencias para la planificación de políticas de mitigación del riesgo en una región.

#### 1.1. Introducción

A pesar de la importancia de las observaciones GNSS para cuantificar la deformación cortical, los estudios basados exclusivamente en este tipo de datos no proporcionan resultados únicos. Es fundamental, por tanto, incorporar otra información independiente, tal como datos geológicos y sismológicos, para interpretar y modelizar correctamente los datos geodésicos (McCaffrey et al., 2000a; 2000b; Wallace et al., 2007). El análisis de los indicadores cinemáticos a partir de diferentes fuentes de datos permite una mejor definición de la deformación cortical, porque la consistencia o discrepancia de los datos dentro de un modelo puede ser evaluada de una forma más rigurosa.

Así pues, esta Tesis se centra en una línea novedosa de investigación, la integración de datos geodésicos, sismológicos y geológicos para la determinación de movimientos corticales (McCaffrey, 2002) y su interpretación en términos de deformación tectónica e implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica.

Para ello se estudiará la zona de subducción de la placa del Coco y Caribe en El Salvador (Centroamérica), zona de gran interés tectónico y en la que se producen terremotos catastróficos de forma asidua, los últimos ocurridos en 2001 con magnitudes M<sub>w</sub> 7,7 y 6,6.

El Salvador es uno de los países centroamericanos con un régimen tectónico más complejo, incluyendo la parte norte del Arco Volcánico Centroamericano, que se extiende desde Guatemala a Costa Rica a lo largo del margen Pacífico activo. Este arco volcánico está asociado con la subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe. La placa del Coco subduce bajo la placa Caribe a una velocidad de 70-85 mm/a con una pequeña componente oblicua (DeMets et al., 2010) aunque el grado de acoplamiento varía, disminuyendo desde Guatemala hacia el SE (Álvarez-Gómez et al., 2008). El bloque de antearco, situado entre la fosa Mesoamericana y el arco volcánico, sufre un movimiento relativo hacia el noroeste (paralelo a la fosa) respecto de la placa Caribe a una velocidad de ~14 mm/a (DeMets, 2001; Rodriguez et al., 2009; Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012). Este movimiento relativo paralelo a la fosa se traduce a la vez en la existencia de un sistemas de fallas de desgarre en el continente alineadas con la cadena volcánica con una importante actividad sísmica. La velocidad de algunas de las fallas individuales de este sistema, como la Zona de Falla de El Salvador (ZFES) que cruza el país de este a oeste, supera los 4 mm/año según estudios recientes de paleosismicidad (Canora et al., 2012).

Desde un punto de vista sismológico, existen dos escenarios sísmicos donde se producen terremotos frecuentes, algunos de elevada magnitud, con un régimen de acumulación de esfuerzos y una tasa de deformación muy altos: la zona de subducción entre las placas del Coco y Caribe, y las fallas activas, sobre todo las fallas de desgarre E-O dentro de la placa superior.

El interés geofísico de la zona es indudable para la aplicación de medidas GNSS, la determinación de modelos cinemáticos de deformación de la corteza y su implicación en la evaluación de la amenaza sísmica en la zona.
# **1.2. Objetivos de la Tesis**

Esta Tesis es una aportación dentro del objetivo de la caracterización del comportamiento de las fallas activas en la zona con el fin de mejorar la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador. En ella se utiliza la capacidad de las técnicas geodésicas, en particular el GNSS, para determinar el campo de velocidades asociado a la ZFES en el período intersísmico, permitiendo estimar las deformaciones que se producen en la zona así como el grado de actividad y comportamiento actual de la ZFES. Además, mediante la aplicación de un modelo cinemático de bloques elásticos, y la integración de datos geodésicos, geológicos y sismológicos, se estiman los movimientos de dichos bloques y la acumulación de deformación elástica en las fallas que los delimitan. Los parámetros así obtenidos son integrados en el cálculo de la peligrosidad sísmica, permitiendo analizar su grado de implicación en la evaluación de la amenaza sísmica de El Salvador.

En particular el presente trabajo pretende dar respuesta a las siguientes cuestiones:

- ¿Cuál es la deformación intersísmica actual asociada a la ZFES?
- ¿Cuál es el ciclo sísmico de la ZFES? ¿Cómo se comportan cinemáticamente los distintos segmentos de la ZFES?
- ¿Cómo afecta la integración de la ZFES como fuente sismogenética independiente en la evaluación de la amenaza sísmica de El Salvador?

Teniendo en cuenta esto, los objetivos principales que se plantean en esta tesis son:

- Conocer y comprender la deformación actual de la corteza terrestre en la ZFES.
- Caracterizar el grado de actividad y cinemática actual de las principales fallas que forman la ZFES.
- Mejorar la evaluación de la amenaza sísmica de la zona.

Para conseguir estos objetivos se plantean una serie de objetivos específicos que pueden resumirse en:

- Estimar un campo de velocidades en El Salvador a partir de observaciones GNSS llevadas a cabo durante el periodo de 2007-2012.
- Cuantificar la deformación intersísmica actual asociada a la ZFES a partir de datos geodésicos.
- Determinar un modelo cinemático en la ZFES a partir de datos geodésicos, geológicos y sismológicos, mediante la utilización de modelos de dislocación elástica tridimensional.
- Estudiar y analizar la viabilidad de la integración de los datos y parámetros obtenidos de los modelos en la evaluación de la amenaza sísmica de la zona, introduciendo las principales fallas de la ZFES como fuentes sismogenéticas independiente.
- Completar los datos geológicos de las principales fallas de la ZFES, lo cual permitirá comparar y mejorar los estudios paleosísmicos realizados en la zona.
- Contribuir al desarrollo de modelos precisos en la región.

## 1.3. Estructura de la Tesis

Esta Tesis consta de 4 capítulos principales (3, 4, 5 y 6). Cada uno de estos capítulos está concebido como un bloque independiente, dado que tanto la metodología como las conclusiones de cada uno de ellos difieren de los demás. Como esquema general, en cada capítulo se comienza con una introducción, describiendo los objetivos específicos que se quieren alcanzar, para continuar con una explicación de la metodología utilizada y los resultados, y finalizar con la discusión y conclusiones obtenidas.

En el capítulo 3 se determina el campo de velocidades intersísmico actual en El Salvador, a partir del cual podremos conocer cómo se comportan cinemáticamente los distintos segmentos que forman la ZFES. La principal herramienta que se ha utilizado para la determinación de la deformación de la corteza es el GNSS (en particular el GPS). En primer lugar se explica la toma de datos GPS en las distintas campañas realizadas en El Salvador a partir del establecimiento en la zona de una red densa de estaciones, denominada ZFESNet. Posteriormente, se explica la estrategia de procesamiento y resultados obtenidos en cada campaña, lo que permite la estimación del campo de velocidades asociado a la ZFES.

En el capítulo 4 se cuantifica la deformación intersísmica actual asociada a la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), lo que permite, a partir del análisis del campo de velocidades obtenido en el capítulo anterior, conocer de forma preliminar el comportamiento cinemático de los distintos segmentos que la forman. En primer lugar se analiza el campo de velocidades asociado a la ZFES mediante perfiles perpendiculares a los principales segmentos que la forman, utilizando un modelo elástico de dislocación simple se estiman unos valores a priori de tasa de deslizamiento y profundidad de bloqueo para cada segmento analizado, valores que nos ayudarán a comprender mejor la cinemática de la ZFES. Posteriormente, a partir de las velocidades GPS, se cuantifica la deformación intersísmica actual en la ZFES mediante la determinación del tensor gradiente deformación y sus parámetros asociados.

En el capítulo 5 se ajustan los datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos, con sus incertidumbres, a un modelo tridimensional de bloques elásticos de rotación delimitados por fallas, lo cual permite comprender y entender mejor el ciclo sísmico y comportamiento de cada una de las fallas y del conjunto de la ZFES. Este estudio también proporciona una primera estimación detallada del déficit de la tasa de deslizamiento intersísmico en las fallas que forman el arco volcánico salvadoreño, para posteriormente analizar sus implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en la zona.

En el capítulo 6 se realiza un cálculo preliminar de la peligrosidad o amenaza sísmica introduciendo las principales fallas de El Salvador como fuentes sismogenéticas independientes, para posteriormente analizar y discutir la implicación que tiene la introducción de estas fuentes en la evaluación de la amenaza sísmica en la zona.

Junto a estos capítulos principales se incluye una introducción breve sobre el marco sismotectónico de la zona de estudio (2), para poner en antecedentes al lector, así como un capítulo de conclusiones (7), como un compendio de las más importantes extraídas de los diferentes capítulos.

La figura 1.1 muestra de forma esquemática el desarrollo y estructura de esta Tesis en sus diferentes capítulos.



Figura 1.1. Esquema del desarrollo y estructura de la tesis

Figure 1.1. Flow chart and Thesis structure.

# Capítulo 2 Marco Sismotectónico

La República de El Salvador está situada en el norte de Centroamérica, limita al norte y al este con la República de Honduras, al sur con el Océano Pacifico (con 321 km de costa) y al oeste con la República de Guatemala (figura 2.1). Con una superficie de 21.040,79 km<sup>2</sup>, es el país más pequeño de Centroamérica y uno de los más densamente poblado con 292 habitantes por km<sup>2</sup> (DIGESTYC-Dirección General de Estadísticas y Censos, Ministerio de Economía de El Salvador).

Desde un punto de vista tectónico, El Salvador se encuentra en el norte de Centroamérica, en el margen activo del noroeste de la placa Caribe. Enmarcado en el límite entre las placas del Coco y Caribe, caracterizado por la subducción de la primera bajo la segunda a una velocidad que supera los 70 mm/a (DeMets, 2001), es uno de los países centroamericanos con un régimen tectónico más complejo. Esta convergencia se traduce, a su vez, en la existencia de un sistemas de fallas de desgarre en el continente alineadas con la cadena volcánica con una importante actividad. La velocidad de la mayor de este sistema de fallas, la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), que atraviesa el país de este a oeste, alcanza los 14 mm/a (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012) y es responsable de terremotos frecuentes, algunos de elevada magnitud, como el terremoto del 13 de febrero de 2001 con magnitud M<sub>w</sub> 6,6 (Canora et al., 2010).

Para un mejor entendimiento del comportamiento y cinemática propia de la ZFES es necesario conocer el marco sismotectónico regional de la zona de estudio. Es por ello que en este capítulo se presenta la tectónica y sismicidad de la región norte de Centroamérica y, en particular, del bloque de Chortís. Posteriormente, se analiza con mayor detalle el marco geológico que tiene lugar en El Salvador, describiendo la estructura y sismicidad propias de la ZFES y analizando brevemente el terremoto del 13 de febrero de 2001, originado en el segmento de San Vicente, situado en la parte central de la ZFES.

# 2.1. Sismicidad y Tectónica Regional

## 2.1.1. Estructura y Tectónica del norte de Centroamérica

América Central se define geográficamente como el área terrestre y de plataforma continental que se extiende desde el istmo de Tehuantepec, en México, al sureste del país, hasta las tierras bajas de Atrato en Colombia (Álvarez-Gómez, 2009). Políticamente, está constituido por Guatemala, Belice, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y Panamá.

En el contexto geodinámico, América Central está caracterizada por la interacción entre las placas tectónicas de El Coco, Caribe, Nazca, la microplaca de Panamá y las placas de Norteamérica y Suramérica (figura 2.1). Las placas de Norteamérica, Caribe y Coco forman una unión triple donde la deformación tectónica se distribuye sobre una amplia zona (p.ej. Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Lyon-Caen et al., 2006; Franco et al., 2012). Las placas del Coco y Nazca subducen bajo la de Caribe y la microplaca de Panamá. La zona de transición entre Coco y Nazca está formada por la Cordillera de El Coco que subduce frente a las costas costarricenses. La convergencia noreste entre las placas de El Coco y Caribe tiene una velocidad relativa de entre 70 y 85 mm/a y una escasa oblicuidad (DeMets et al., 2010), y se manifiesta en la Fosa Mesoamericana paralela a la costa pacífica generando una intensa actividad tectónica, con la formación de volcanes y zonas sísmicas (figura 2.3).

Centroamérica se divide en cuatro bloques tectónicos principales (Dengo, 1969): los bloques Maya y de Chortís al norte y los de Chorotega y Chocó al sur (figuras 2.1 y 2.2). En la mitad norte, el bloque Maya comprende parte de Guatemala y está soldado a la placa de Norteamérica, mientras que el bloque de Chortís engloba el sur de Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua. El límite entre el bloque Maya y el de Chortís es la megacizalla del sistema de fallas transformantes de Motagua-Polochic-Islas de Swan. Al sur, la separación del bloque de Chortís y Chorotega, parece darse a través de una zona de cizalla sinestral (falla de Santa Elena) que de algún modo es continuación del escarpe de Hess. Mientras que el límite entre Chorotega y Chocó viene definido por la Falla del Canal de Panamá, el bloque de Chocó comprende parte de Panamá.

El Salvador se sitúa al norte de Centroamérica, en el margen del océano Pacífico al noroeste de la placa Caribe, formando parte del extremo occidental del bloque de Chortís. Este bloque, principalmente compuesto de corteza continental, queda limitado al norte y noroeste por el límite entre las placas norteamericana y del caribe, al sur por el arco volcánico y la fosa centroamericana, al sureste por el escarpe de Hess y al este-noreste se extiende por el Banco de Nicaragua (o Alto Nicaragüense) (Álvarez-Gómez, 2009).

Las principales estructuras del norte de Centroamérica se asocian a la interacción de los bloques descritos y otros menores, que probablemente conforman el bloque de Chortís en su deformación interna. Así, las estructuras más destacables son los límites del bloque de Chortís con las otras placas litosféricas implicadas en la deformación de la zona (la Norteamericana y la del Coco).





Figure 2.1. Topographic and bathymetric (GEBCO database) map of the Caribbean region with the main tectonic elements, related plates and structural elements. White triangles are Holocene volcanoes from the Smithsonian Global Volcanism Program. MY – Maya Block, CHR – Chortis Block, CHT – Chorotega Block, CHC – Choco Block. Inset shows national boundaries.

#### 2.1. Sismicidad y Tectónica Regional



Figura 2.2. América Central – principales elementos tectónicos (Maya, Chortís, Chorotega y Chocó), placas relacionadas (Coco, Nazca, Caribe, Norte y Sur América) y principales elementos estructurales (tomada de James, 2007)

Figure 2.2. Central America – Main tectonic elements (Maya, Chortis, Chorotega, Chocó) and related plates (Cocos, Nazca, Caribbean, North and South America) and main structural elements (from James, 2007).

El límite Norteamérica-Caribe es una zona de cizalla sinestral que viene funcionando desde el Paleoceno, de manera que a lo largo del tiempo diferentes estructuras asociadas a este límite han tenido mayor o menor importancia. En la actualidad la falla de Motagua parece ser la estructura principal de este sistema en el bloque de Chortís, sin embargo otras estructuras están claramente marcadas en el relieve, como las fallas de Chixoy-Polochic o Jocotán-Chamalecón (Álvarez-Gómez, 2009) (Figura 2.3). Según Franco et al. (2012) la Falla de Motagua es actualmente la que está acumulando la deformación debida al movimiento relativo entre las placas Norteamérica y Caribe. Este movimiento decrece desde 18-22 mm/a, en el este de Guatemala, a 14-20 mm/a, en el centro de Guatemala, siendo de ~4 mm /a en el oeste de Guatemala. Al oeste de la frontera con México, la falla de Motagua probablemente conecta con la falla de Polochic, pero no acomoda ninguna deformación significante. No hay evidencias claras ni actividad sísmica relacionada con la continuidad de la Falla de Motagua hacia el oeste, desde su unión con el arco volcánico hasta la fosa Mesoamericana, lo cual da lugar a que muchos autores consideren que en esta zona el bloque de Norteamérica esté sujeto al bloque Caribe (Álvarez-Gómez et al. 2008; Rodriguez et al. 2009; Franco et al., 2012).

El límite Caribe-Coco es una subducción de la segunda placa bajo la primera. La velocidad de convergencia de ambas placas está entre 70 y 85 mm/a dependiendo de la localización a lo largo de la **fosa Mesoamericana** (DeMets et al., 2010). Esta estructura es más larga que Centroamérica, pues se prolonga al noroeste, frente a México, con un total de 2700 km de longitud, siendo su mayor profundidad de 6700 m. Hacia el sureste se hace mucho más superficial debido a la subducción del levantamiento del Coco frente a la costa pacífica de Costa Rica, que junto con el levantamiento de Tehuantepec de México, son los dos levantamientos o cordilleras oceánicas más importantes asociadas a la placa del Coco.

La zona de Benioff definida por la sismicidad es muy clara, teniendo un buzamiento alto en la subducción bajo el bloque de Chortís, alcanzando la sismicidad una profundidad máxima de unos 280 km (Álvarez-Gómez, 2009). A pesar del alto nivel de sismicidad de la zona y la alta velocidad de convergencia, el efecto de la subducción en cuanto a deformaciones sobre el bloque de Chortís parece no ser muy elevado.

Además de estas dos grandes estructuras principales que ponen en contacto placas litosféricas diferentes, encontramos asociadas a la deformación de la zona otras estructuras de menor extensión.

Situado aproximadamente sobre la línea de profundidad 100 km de la zona de Benioff se encuentra el **Arco Volcánico Centroamericano**. Con 1100 km de longitud, se extiende paralelo a la fosa Mesoamericana, desde la frontera de Guatemala con México, hasta la parte central de Costa Rica. Está constituido por 40 volcanes mayores, lo que representa una gran densidad de éstos por unidad de distancia. A lo largo de este arco volcánico, se pueden encontrar tres estructuras principales.

- La Depresión de Nicaragua es un graben que se extiende desde Costa Rica hasta el Golfo de Fonseca (al este de El Salvador) paralelamente a la costa pacífica (Mann et al., 1990). A pesar del marcado relieve negativo de la depresión, la actividad sísmica actual muestra eventos de desgarre en lugar de eventos normales. Esto ha llevado a varios autores a defender la existencia de un movimiento en desgarre dextral a lo largo del arco en Nicaragua (Mann et al., 1990; Weinberg, 1992). Estudios recientes de GPS confirman el movimiento del antearco nicaragüense hacia el noroeste con una velocidad de ~15 mm/a relativo a la placa de Caribe (Turner et al., 2007; Alvarado et al., 2011).
- La presencia tan evidente de la Depresión de Nicaragua, la similitud geológica entre • Nicaragua y El Salvador y la existencia del Golfo de Fonseca han hecho que la mayor parte de autores consideraran que la depresión de Nicaragua se extendía con menor magnitud por El Salvador, cambiando la dirección de la estructura de NO-SE a E-O (James, 2007). Sin embargo, estudios recientes muestran cómo la deformación en El Salvador tiene lugar a favor de estructuras de desgarre dextral de dirección aproximada E-O (Martínez-Díaz et al., 2004; Corti et al., 2005), a lo largo de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), una zona de cizalla dextral de orientación 90-100° y buzamiento sur con más de 150 km de longitud y 20 km de anchura. Esta estructura atraviesa El Salvador desde Guatemala al oeste hasta el Golfo de Fonseca al este (Corti et al., 2005), paralelamente a la costa y a lo largo del arco volcánico salvadoreño (Figura 2.3). Posiblemente la deformación de la ZFES se transfiere a Guatemala a través de la Falla de Jalpatagua, mientras que la continuación de la traza en Nicaragua no es tan clara. Según Álvarez-Gómez (2009), la ZFES es una estructura importante para la sismicidad y los movimientos de desgarre paralelos a la fosa y propone una actividad transtensiva para esta falla. Franco et al. (2012) y Alvarado et al. (2011) estiman, a partir de medidas GPS, un movimiento dextral en el antearco salvadoreño de hasta 15 mm/a en dirección WNW respecto a la placa Caribe, valor muy similar al obtenido en el antearco nicaragüense, lo cual sugiere que ambos antearcos se podrían mover solidariamente (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011).
- La falla de Jalpatagua se sitúa al este de Guatemala, siendo una estructura subparalela a la fosa que absorbe el movimiento del bloque antearco (Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007; Franco et al., 2012) relevando de algún modo a la Zona de Falla de El Salvador, dando un escarpe muy claro en la topografía (Muehlberger y Ritchie, 1975). Presenta evidencias de movimiento dextral (Carr, 1976) y desaparece coincidiendo

#### 2.1. Sismicidad y Tectónica Regional

aproximadamente con la terminación hacia el oeste de la falla de Motagua. Franco et al., (2012) estiman para esta falla un movimiento similar a los obtenidos para los arcos nicaragüense y salvadoreño.



Figura 2.3. Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) del norte de Centroamérica con los principales elementos tectónicos. Vectores negros indican tasa de movimiento y acimut relativo entre las placas del Coco y Caribe (DeMets et al., 2010). JFC – Falla de Jocotán-Chamelocón, GG – Graben de Guatemala, IG – Graben de Ipala, JF – Falla de Jalpatagua, ESFZ – Zona de Falla de El Salvador, HD – Depresión de Honduras, FG – Gofo de Fonseca, TG – Golfo de Tehuantepec.



Al sur del sistema de fallas Motagua-Polochic se forma una zona amplia de deformación que se caracteriza por la presencia de una serie de grábenes y fallas normales de dirección aproximada N-S y NNO-SSE. La presencia de estos grábenes evidencia la tectónica extensiva en dirección aproximada E-O presente en esta zona, concentrada principalmente entre los grábenes de Guatemala e Ipala, al oeste, y la Depresión de Honduras, al este (figura 2.3). Según varios autores esta extensión alcanza una tasa de hasta ~10 mm/a (Cáceres et al., 2005, Guzmán-Speziale, 2001 y Lyon-Caen et al., 2006), mayoritariamente concentrada (~5 mm/a) en el graben de Guatemala (Franco et al., 2012).

Al este de la Depresión de Honduras se encuentra la **falla de Guayape**, estructura muy continua que atraviesa Honduras de Norte a Sur, desde la costa del Caribe hasta la del Pacífico en el Golfo de Fonseca, a lo largo de más de 300 km (Gordon y Muehlberger, 1994), sin actividad sísmica destacable recientemente (Álvarez-Gómez, 2009; Franco et al., 2012).

Al norte de la falla de Guayape y al sur de la falla transformante de Swan, en las llamadas Honduras *borderlands* existen fallas de movimiento sinestral oblicuo asociadas a sísmicidad moderada (falla de Nueva Esperanza, falla Pueblo Viejo, falla de Aguán y falla de la Ceiba) (Canora, 2011).

## 2.1.2. Geodinámica del bloque de Chortís

Para explicar la geodinámica actual del bloque de Chortís y, en consecuencia, sus estructuras tanto internas como periféricas, se han elaborado diferentes modelos geodinámicos (Malfait y Dinkelman, 1972; Plafker, 1976; Burkart, 1983; Mann y Burke, 1984; Burkart y Self, 1985; Gordon, 1990; Gordon y Muehlberger, 1994) (ver Álvarez-Gómez, 2009 para una información más detallada).

En la última década, varios estudios sismológicos y geodésicos han tratado de constatar estos modelos y cuantificar la cinemática de las estructuras que acomodan la deformación activa (p. ej. DeMets, 2001; Guzmán-Speziale, 2001; Lyon -Caen et al., 2006; Franco et al., 2012), así como entender los diferentes factores y las fuerzas tectónicas que controlan esta deformación (p. ej. Álvarez-Gómez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009; Rodriguez et al., 2009). En general, estos estudios se ajustan al modelo de la figura 2.4, coincidiendo y discrepando en algunos factores que analizaremos a continuación. Esta figura muestra de forma esquemática el modelo conceptual de fuerzas y desplazamientos que determinan la deformación actual en el norte de Centroamérica.



Figura 2.4. Modelo conceptual de fuerzas que pueden determinar la actual deformación en el norte de América Central. Las flechas con colores muestran los movimientos relativos a lo largo de las principales fallas del norte de Centroamérica. Las fechas blancas muestran las direcciones de movimiento de las mayores placas respecto a un marco de referencia fijo en el manto. (Tomada Rodriguez et al., 2009; adaptada por Álvarez-Gómez et al., 2008).

Figure 2.4. Conceptual model for forces that may determine the present deformation in the northern of Central America. Colored arrows approximate relative motions across major faults in northern Central America and open arrows approximate the directions of motion of the major plates relative to a fixed mantle reference frame. (From Rodriguez et al., 2009; adapted from Álvarez-Gómez et al., 2008).

#### 2.1. Sismicidad y Tectónica Regional

La mayoría de los autores (Lyon-Caen et al., 2006; Correa-Mora et al., 2009; Álvarez-Gómez et al., 2008; Franco et al., 2012) estiman un bajo grado de acoplamiento de la subducción de la Placa del Coco bajo El Salvador, Nicaragua y Guatemala, lo cual indica que en esta zona el efecto de la resistencia de la subducción de la placa del Coco es más débil que la fuerza que impulsa el movimiento de la placa Caribe hacia el este.

Se estima un movimiento en dirección NO paralelo a la fosa del bloque antearco a una velocidad de ~14 mm/a (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011), con un alto grado de acoplamiento a lo largo de las fallas que forman el arco volcánico (entre el 85% y 100%). Para explicar este movimiento, algunos autores (Álvarez-Gómez et al., 2008; Rodriguez et al., 2009) proponen que el arco volcánico centroamericano es una zona reológicamente débil. Esto produce una separación entre la parte que no se deforma, el antearco que se mueve paralelo a la fosa y la cuña que se forma en la parte occidental de la placa Caribe, cuya deformación interna está influida por la dirección del movimiento relativo entre las placas Caribe y Norteamérica a la dirección del sistema de fallas Polochic-Motagua (Álvarez-Gómez et al., 2008; Rodriguez et al., 2009). Esto genera una zona amplia de deformación extensional al sur del sistema de fallas Motagua-Polochic, lo cual da lugar al sistema de grábenes y fallas normales del interior del Bloque de Chortís (p.ej. Graben de Guatemala, Depresión de Honduras).

Teniendo en cuenta lo anterior, uno de los temas de discusión actual es la causa del rápido movimiento paralelo a la fosa del antearco, dado que la subducción no ejerce prácticamente ninguna fuerza debido a su falta de acoplamiento.

DeMets (2001) postula que la convergencia de las placas Coco-Caribe cerca de la costa al SE de Nicaragua está dividida en una componente paralela a la fosa y otra normal, donde la primera sería la responsable del movimiento a largo plazo hacia el noroeste del antearco nicaragüense. Sin embargo, la convergencia entre placas cerca de la costa de El Salvador es prácticamente ortogonal a la fosa (Alvarado, 2008), por lo que, al no existir una componente paralela ésta no explica el rápido movimiento paralelo a la fosa del antearco Salvadoreño. Sin embargo, ambos antearcos tienen, a priori, prácticamente la misma tasa de movimiento paralelo a la fosa (Correa-Mora et al., 2009).

Una de las explicaciones es que el movimiento hacia el noroeste del antearco nicaragüense, en respuesta de la división de la convergencia oblicua en el sureste de Nicaragua (DeMets, 2001), empuja el antearco salvadoreño hacia el noroeste. El hecho de que exista un bajo acoplamiento a lo largo de la interfase de subducción cerca de la costa de El Salvador sin embargo dificultaría este proceso. Varios autores (LaFemina et al., 2009 y Correa-Mora et al., 2009) plantean la hipótesis de que la colisión de la cresta oceánica del Coco cerca de la costa de Costa Rica puede causar el movimiento hacia el noroeste de los antearcos costarricense, nicaragüense y salvadoreño. Otros autores plantean que este movimiento puede ser debido a la unión o pinzamiento del bloque antearco con Norteamérica en el punto triple situado al norte de Chiapas (Lyon-Caen et al., 2006, Álvarez-Gómez et al., 2008 y Franco et al., 2012), lo cual causaría el arrastre del bloque antearco debido al movimiento del Bloque de Chortís propuesto por Malfait y Dinkelman (1972) y pone en evidencia la importancia de la zona de debilidad a lo largo del arco volcánico en la evolución geodinámica del bloque.

Por otro lado, la existencia de la depresión de Honduras como un corredor de deformación, formado por fallas normales entre el Golfo de Fonseca y el graben de Sula, es una consecuencia directa de la geometría de las zonas de cizalla que limitan el bloque de

Chortís y la presencia de fuerzas tensionales. Este hecho podría explicar las diferencias entre los segmentos de los arcos volcánicos salvadoreño y nicaragüense que, quizás, podrían ser tratados como bloques diferentes (Cáceres et al., 2005).

## 2.1.3. Características de la sismicidad de la región

Tal y como se ha descrito anteriormente, el norte de Centroamérica se encuentra en el límite de contacto entre las placas Caribe, Norteamérica y del Coco, donde los movimientos relativos de dichas placas están acompañados por vulcanismo activo y alta sismicidad superficial e intermedia. Durante los últimos 500 años se han registrado numerosos sismos destructivos con magnitudes moderadas (5,5  $\leq$  M<sub>w</sub>  $\leq$  8,0), los cuales están asociados a fuentes interplaca e intraplaca.

La figura 2.5 muestra la distribución de epicentros de los eventos con  $M_w \ge 4$  para el periodo 1970-2012 (catálogo de Benito et al. (2010) actualizado hasta julio de 2012 con la base de datos del National Earthquake Information Center-NEIC), que han tenido lugar en el norte de Centroamérica, poniendo en evidencia la clara relación entre la sismicidad y los límites de la placa Caribe.

El límite de la placa del Coco con la placa Caribe está claramente representado por una banda de alta actividad sísmica correspondiente a la zona de subducción, en la fosa Mesoamericana. Esta sismicidad profunda se debe a la deformación interna de la placa que subduce, marcando su dirección de buzamiento. Además, los eventos de mayor profundidad están acompañados de una banda de eventos poco profundos, que corresponden a los eventos del Arco Volcánico Centroamericano, con menos frecuencia hacia el noroeste.

Aparte de este límite compresivo asociado a la subducción, existe otro límite de carácter principalmente transcurrente, el límite Norteamérica-Caribe, constituido por el sistema de fallas transformantes de Polochic-Motagua-Islas de Swan, que continúa hacia el este con la Transformante de Oriente y la falla de Enriquillo en Haití. Este límite queda definido por una sismicidad muy somera (< 30 km) alineada sobre la transformante de las Islas de Swan. Además, en la zona transcurrente Norteamérica-Caribe existe una zona de extensión, la depresión del Caimán, con generación de corteza oceánica (Álvarez-Gómez, 2009). Los eventos más someros (<15 km) se concentran sobre todo en el límite de placas Norteamérica-Caribe, en el Arco Volcánico Centroamericano y en el Escarpe de Hess.

Muchos de los terremotos destructivos en la región se producen en los sistemas de fallas de la cadena volcánica (Guzmán-Speziale et al., 2005), con magnitudes moderadas ( $M_w \sim 6,5$ ). Son terremotos muy superficiales y con epicentros cercanos a los principales centros de población, como el terremoto de Managua de 1972 con  $M_w$  6,2, que causó más de 10.000 muertes en Managua (Benito et al., 2012). Pero el evento más destructivo en las últimas décadas ha sido el terremoto asociado a la falla del Motagua en 1976,  $M_w$  7,6, causando 22.000 muertes en la Ciudad de Guatemala. Otros terremotos con origen en la zona de subducción con magnitudes superiores,  $M_w > 7,5$ , han causado menos daño, debido a su profundidad focal mayor y al hecho de estar situados sus epicentros lejos de los principales centros de población, como el del 13 enero de 2001 en El Salvador.

#### 2.1. Sismicidad y Tectónica Regional



Figura 2.5. Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) con la sismicidad en el norte de Centroamérica. Se muestran los terremotos con  $M_w \ge 4$  para el periodo 1970-2012, tomados del catálogo de Benito et al., 2010 y actualizada con la base de datos del NEIC.



Los últimos terremotos destructivos en la región se produjeron en Costa Rica (8 de enero de 2009) y Honduras (28 de mayo de 2009). El primero (sismo de Chinchona), con una magnitud M<sub>w</sub> 6,2 y situado en la parte central del país, se asoció con una falla de desgarre de la cadena volcánica y causó cientos de deslizamientos de tierra y cerca de 20 muertes. El epicentro del segundo (sismo de las Islas de Swan), con M<sub>w</sub> 7,3, se encuentra en el mar Caribe, produjo daños generalizados en Honduras, causando siete muertos.

Además, para analizar el tipo de deformación asociado a los eventos sísmicos, se han representado los mecanismos focales (catálogo del *Global Centroid Momento Tensor-CMT*) de los eventos que tuvieron lugar en el periodo 1976-2012 (figura 2.6), con el color de los cuadrantes compresivos en función de la profundidad.

Del análisis de estos mecanismos se aprecia claramente la zona de desgarre que constituye el límite entre las placas Norteamericana y de Caribe, con un predominio casi total de los mecanismos focales de carácter desgarre puro, con excepción de los mecanismos focales de carácter normal asociados a la dorsal de Caimán. La otra zona con

componente mayoritaria de desgarre se encuentra en el arco volcánico centroamericano, donde los eventos someros (< 30 km) son casi exclusivamente desgarres. Entre ambas zonas de desgarre tenemos un grupo de eventos someros con mecanismos focales de falla normal correspondientes a la zona de grábenes del bloque de Chortís.



Figura 2.6. Mapa topográfico y batimétrico (GEBCO) con los mecanismos focales tomados del catálogo Global Centroid Moment Tensor (CMT) para el periodo 1976-2012.

Figure 2.6. Topographic and bathymetric (GEBCO database) with focal mechanisms earthquake from Global Centroid Moment Tensor (CMT) catalogue for the period 1976-2012.

En cuanto a la zona de subducción, existe una mezcla de eventos de carácter normal con otros de carácter inverso. Los eventos superficiales de la zona de subducción (< 50 km) se relacionan con la interacción de las placas, y los eventos más profundos con la deformación interna de la placa que subduce y son controlados por su estado térmico (Álvarez-Gómez, 2009). En los primeros 15-20 km de profundidad la mayoría de los eventos están asociados a la sismicidad más superficial de la zona de subducción, aunque parte de éstos, así como la mayoría de los desgarres, se asocian a la deformación de la corteza continental, sobre todo en el caso de los desgarres del arco volcánico centroamericano. Entre los 20 y 50 km se encuentra un mayor número de eventos inversos, asociados claramente con la zona de subducción. Por debajo de los 50 km y hasta los 120 km, se encuentra una mayor presencia de eventos de falla normal, mientras que la presencia de los de falla inversa y desgarre disminuye. A partir de los 80 km, aproximadamente, existe

una disminución destacada de la sismicidad en general, aunque en las fallas inversas esto ocurre principalmente en torno a los 60 km, por lo que probablemente el límite inferior de la zona sismogenética del contacto entre placas de esta subducción se encuentre entre los 50 y 70 km (Álvarez-Gómez, 2009). Los eventos más profundos (> 120 km) son mayoritariamente de falla inversa, desapareciendo casi por completo los desgarres y los normales (ver Álvarez-Gómez, 2009 para una información más detallada).

# 2.2. Marco Sismotectónico de El Salvador

## 2.2.1. Geomorfología de El Salvador

La geomorfología de El Salvador está fuertemente marcada por un control tectónico en su origen, pues su desarrollo está condicionado por una combinación de una tasa de subducción elevada y una intensa actividad sísmica y volcánica. Cada zona geomorfológica forma una banda de orientación E-O que se extiende por el país paralelamente a la costa (Figura 2.7) (Canora, 2011).



Figura 2.7. Mapa geomorfológico de El Salvador realizado por SNET. Tomado de Canora, 2011.

El relieve montañoso del norte forma la denominada Montaña Fronteriza o Cordillera del Norte, tres grandes grupos de montañas que sirven de frontera natural con Honduras (Canora, 2011). Al sur de estas montañas se encuentra el Valle o Graben Central en el área central del país, que forma parte del Graben Central Centroamericano, que en su paso por El Salvador tiene un ancho irregular que varía entre 15 y 30 kilómetros. Esta estructura tectónica se extiende con orientación ONO-ESE y localmente es conocida como "Fosa Mediana". El relieve en esta zona se caracteriza por alcanzar pendientes de entre 30 y 50%. En la parte sur del graben se elevan los volcanes cuaternarios formando el eje volcánico que atraviesa el país de este a oeste, constituyendo el arco volcánico salvadoreño, donde se encuentran ocho volcanes activos, cuatro de los cuales han entrado en erupción en el siglo XX y XXI (Siebert y Simkin, 2002). Estos volcanes pertenecen al denominado Cinturón de

Figure 2.7. Geomorphological map of El Salvador described by SNET. From Canora, 2011.

Fuego del Pacífico. Al sur de esta depresión central se levantan tres relieves que conforman la Cadena Costera (figura 2.8). Estos relieves son: Tacuba, en el borde oeste y limitando con Guatemala; la Cordillera de El Bálsamo, situada al suroeste de San Salvador; y la Cordillera de Jucuarán, que bordea el Golfo de Fonseca. Entre estas cordilleras existen dos planicies costeras, la mayor de las cuales se sitúa en el centro y este del país y corresponde al estuario del río Lempa.

El frente volcánico activo en El Salvador se dispone a lo largo de una depresión paralela a la Fosa Mesoamericana. En el oeste del país, los estratovolcanes Izalco y Santa Ana se forman en una zona fuertemente controlada por fallas, al igual que la caldera Coatepeque. El volcán San Salvador, próximo a la capital, consiste en varios centros eruptivos cuaternarios, incluyendo el gran cráter de El Boquerón (Canora, 2011). La caldera de Ilopango, aproximadamente en el centro de El Salvador, forma un gran lago creado por sucesivos colapsos del edificio. Al sureste del Ilopango se encuentra el volcán San Vicente, un complejo conjunto de dos estratoconos. El volcán San Miguel se encuentra al este de El Salvador y es el más activo del país (figura 2.8).



Figura 2.8. Modelo Digital de Elevaciones (*Shuttle Radar Topography Mission*-SRTM) (Farr y Kobrick, 2000) de El Salvador con la principales características geomorfológicas mencionadas en el texto (volcanes, ríos y cadenas montañosas). Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas extraído del Mapa Geológico de El Salvador (Canora, 2011). V – Volcanes, VF –Campo Volcánico, R – Cordillera, C – Caldera.

Figure 2.8. Digital Elevation Model (DEM of Shuttle Radar Topography Mission-SRTM) (Farr & Kobrick, 2000) of El Salvador with the main geomorphological features mentioned in the text (volcanoes, rivers and mountain ranges). Thin black lines outline the map of faults extracted from Geological Map of El Salvador (Canora, 2011). V – Volcano, VF – Volcanic Field, R – Range, C – Caldera.

Al sur del arco volcánico, se encuentra la costa de El Salvador, una gran llanura aluvial con pendiente hacia el océano Pacífico formada por clastos y sedimentos volcánicos arrastrados de las zonas altas y depositados por los ríos. Estas zonas están poco afectadas por fallas en fuerte contraste con la muy tectonizada línea de costa entre Costa Rica y Panamá.

En el norte del país se puede apreciar la terminación de los valles extensionales de orientación N-S, que se extienden hacia el norte hasta la falla de Motagua-Polochic, producidos por el movimiento relativo del bloque de Chortís hacia el este.

### 2.2.2. Estructura de la ZFES

Según Martínez-Díaz et al., (2004) en el Salvador se reconocen cuatro familias de fallas principales con orientación NO-SE, NNO-SSE, NNE-SSO y E-O. La principal estructura del país es la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), zona de debilidad sobre la que se concentra el vulcanismo reciente (figura 2.9).

La ZFES es un zona de cizalla dextral de orientación 90-100° y buzamiento sur, con más de 150 km de longitud y 20 km de anchura. Esta estructura atraviesa El Salvador desde Guatemala, al oeste, hasta el Golfo de Fonseca, al este, (Corti et al., 2005) paralelamente a la costa y a lo largo del arco volcánico salvadoreño (Figura 2.9). Posiblemente, la continuación de la ZFES en Guatemala sea la Falla de Jalpatagua, mientras que la continuación de la traza en Nicaragua no es tan clara.



Figura 2.9. Modelo Digital de Elevaciones (SRTM3) de El Salvador con los segmentos y trazas de fallas principales de la Zona de Falla de El Salvador. Las líneas rojas gruesas describen las principales fallas activas. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas extraído del Mapa Geológico de El Salvador (Canora, 2011). CF – Falla de Comecayo, GF – Falla de Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel, ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco, SAF – Fallas de Santa Ana, APF – Falla de Apaneca, TF – Falla de Teotepeque, LJF – Falla de La Joya, BF – Falla de Berlín, LF – Falla de Lempa, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca, CHIF – Falla de Chirilagua, OF – Falla de Olomega, LQF – Falla de La Quesadilla, EZF – Falla de El Zapote, COF – Falla de Conchagua.

Figure 2.9. DEM (SRTM3) of El Salvador with the segments and min fault traces of the El Salvador Fault Zone. Red bold lines outline main active faults. Thin black lines outline the map of faults extracted from Geological Map of El Salvador (Canora, 2011). CF – Comecayo Fault, GF – Guaycume Fault, SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, ETF – El Triunfo Fault, LLF – Lolotique Fault, MF – Moncagua Fault, SMF – San Miguel Fault, ELF – El Limón Fault, PF – Panchimalco Fault, SAF – Santa Ana Faults, APF – Apaneca Fault, TF – Teotepeque Fault, LJF – La Joya Fault, BF – Berlín Fault, LGF – Lemp Fault, RGF – Río Grande Fault, EEF – El Espino Fault, IF – Intipuca Fault, CHIF – Chirilagua Fault, OF – Olomega Fault, LQF – La Quesadilla Fault, EZF – El Zapote Fault, COF – Conchagua Fault.

Las fallas principales (o zonas de deslizamiento principal) de la ZFES que se sitúan al norte de los volcanes activos buzan hacia el sur, mientras que las fallas localizadas al sur de los volcanes activos buzan hacia el norte. Esta geometría ha llevado a algunos autores a considerar que la ZFES pudo haberse desarrollado sobre una estructura de graben generada por extensión previa al desgarre (Carr, 1976), generando una serie de cuencas Plio-Cuaternarias (Martínez-Díaz et al., 2004; Corti et al., 2005) entre las que se encuentra la cuenca del río Lempa.

Canora (2011) define cinco segmentos principales para la ZFES, denominados de oeste a este: Oeste, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel (figura 2.9). Los segmentos San Vicente y Berlín tienen una zona de desplazamiento principal muy clara de dirección E-O, en la que se concentra la deformación, y varias fallas secundarias con direcciones NO-SE. El segmento San Vicente se extiende desde la caldera del Ilopango hasta las proximidades de la ciudad de San Vicente con una longitud aproximada de 21 km, mientras que el segmento de Berlín tiene unos 24 km de largo desde el río Lempa hasta el volcán de San Miguel. Desde San Vicente hasta el río Lempa se extiende el segmento Lempa, de aproximadamente 28 km de largo, donde la deformación se distribuye en una banda con una anchura de unos 15 km. En este segmento se encuentran fallas normales de dirección E-O, formando el denominado pull-apart del Lempa (Corti et al., 2005).

Basándose en datos geológicos y geomorfológicos, Corti et al. (2005) estima una tasa de deslizamiento de ~11 mm/a lo largo del segmento Berlín durante el Holoceno, en contraste con su baja sismicidad histórica. Esta tasa está bastante de acuerdo con los trabajos de Franco et al. (2012) y Alvarado et al. (2011) que estiman, a partir de medidas GPS, un movimiento dextral en el antearco salvadoreño de hasta 15 mm/a en dirección WNW respecto a la placa Caribe.

El segmento de San Miguel se extiende unos 50 km desde las proximidades del volcán San Miguel hasta el golfo de Fonseca, que presenta una menor homogeneidad estructural y comprende un gran número de pequeñas fallas en-echelon con relevos dextrales, sin una zona de falla principal que concentre la deformación. La morfología, estructura y sismicidad de este segmento es consistente con una menor tasa de movimiento. Estudios recientes realizados con velocidades GPS (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011) estiman que la velocidad de movimiento para este segmento es menor que en los segmentos occidentales, lo cual sugiere que la deformación de desgarre en esta zona parece estar transferida hacia el sur, mediante fallas normales de dirección N-S y fallas oblicuas normales con componente de desgarre y dirección ONO-ESE. Este régimen transtensional parece absorber buena parte del movimiento de desgarre desde los segmentos más occidentales, formando lo que denominan el pull-apart de Fonseca (Alvarado et al., 2011), estructura extensional en dirección E-O, de 60 km de ancho y 40 km de alto, caracterizada por una sismicidad difusa, bajas velocidades GPS y numerosas fallas normales jóvenes con dirección N–S, que incluye El Golfo de Fonseca y la zona adyacente del SE de El Salvador. El limite este del pull-apart es el Golfo de Fonseca, mientras que el oeste está definido por la ausencia de fallamiento y la presencia de centros magmáticos que no siguen una tendencia lineal. El límite sur de la cuenca extensional podría ser una falla localizada en el offshore por Funk et al. (2009), tal y como propone Alvarado et al. (2011). Este modelo implica que la tasa de desplazamiento de la ZFES decrece hacia el este, puesto que el movimiento es trasferido a las fallas dentro del pull-apart, formando una banda amplia de deformación desde el segmento de San Miguel hasta la costa del Pacífico.

#### 2.2. Marco Sismotectónico de El Salvador

El segmento Oeste, situado al oeste de San Salvador, con fallas aisladas pero bien desarrolladas de direcciones E-O, NO-SE y NNO-SSE , no es tan claro en términos geométricos y morfológicos (Canora, 2011). En este segmento la deformación está distribuida en una banda muy ancha en la que interaccionan fallas secundarias de distintas direcciones y cinemáticas. Este segmento, aún muy poco estudiado, enlazaría con la falla de Jalpatagua.

La figura 2.9 muestra la cartografía de fallas de El Salvador tomada de Canora (2011) sobre el modelo digital de elevación de El Salvador, destacando las principales fallas activas en rojo (Martínez-Díaz, 2013 comunicación personal), así como los segmentos descritos anteriormente.

Este tipo de fallas de desgarre paralelas a bordes de placa activos de subducción suelen ser el resultado de la convergencia oblicua de las placas litosféricas, donde el movimiento relativo se reparte en desplazamientos paralelos y perpendiculares al margen de la placa. El desplazamiento paralelo al margen es absorbido por movimientos transcurrentes en la falla vertical localizada en el continente (Fitch, 1972). Sin embargo, en el caso de la ZFES la estructura superficial de la falla muestra una organización joven y un régimen de desgarre transtensivo que según recientes trabajos de modelización de estados de esfuerzos y velocidades GPS, está generado por la deriva relativa de la placa de Caribe hacia el este en relación con el antearco (Álvarez-Gómez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009).

Este sistema de fallas también destaca por su alta actividad sísmica, habiendo generado muchos de los terremotos más destructivos del país, tal es el caso del terremoto de febrero de 2001 (M<sub>w</sub> 6,6) a partir del cual se identificó la existencia de la ZFES (Martínez-Díaz et al., 2004) . A pesar de que esta zona de falla es una de las estructuras más importantes del norte de Centroamérica, y de la alta sismicidad que produce, ha sido objeto de muy pocos estudios tectónicos y estructurales. Fue precisamente a raíz del terremoto de febrero de 2001, cuando comienza el interés por esta zona de falla (Corti et al., 2005).

Los primeros estudios paleosísmicos llevados a cabo en la ZFES fueron realizados en el segmento de San Vicente (Canora et al., 2012), por ser la fuente del último terremoto destructivo, el del 13 de febrero de 2001. Estos estudios ponen de manifiesto que las principales fallas en esta zona forman parte de un sistema de desgarre dextral capaz de generar terremotos de  $M_w > 7$ , con un periodo de recurrencia de aproximadamente 800 años, y estiman una tasa de deslizamiento geológica de 4 mm/a para el segmento de San Vicente, valor claramente inferior al obtenido por otros estudios (Corti et al., 2005; Alvarado et al., 2011).

## 2.2.3. Sismicidad en El Salvador

En El Salvador se producen dos tipos de sismicidad en función de su origen tectónico y su localización (figura 2.10). Los terremotos asociados con la subducción son de gran tamaño, con magnitudes  $M_w > 7$ , y se generan a profundidades intermedias (< 200 km) a lo largo de la interfase con la placa de Caribe (Canora, 2011). Presentan dos mecanismos de deformación distintos: formación de fallas inversas en la zona de Wadati-Benioff; y formación de fallas normales debido a las fuerzas de arrastre de la subducción o al plegamiento o curvatura de la placa que subduce (Canora, 2011). Estos terremotos causan intensas sacudidas que afectan principalmente al centro y sur de El Salvador. El más

reciente ejemplo de este tipo de eventos es el terremoto del 13 de enero de 2001 ( $M_w$  7,7), producido por movimientos de falla normal sobre planos 120-130° (Bommer et al., 2002), al igual que otros generados en la zona de subducción. Estos terremotos producen daños moderados en el continente.

Los terremotos superficiales (h < 20 km) coinciden con el arco volcánico cuaternario, acomodan los movimientos de desgarre paralelos a la fosa e históricamente se les han atribuido magnitudes moderadas ( $M_w$  5,5-6,8) (Canora, 2011). El último terremoto de importancia de estos eventos superficiales se produjo el 13 de febrero de 2001. Otro sismo con características similares fue el ocurrido el 10 de octubre de 1986, en San Salvador, con  $M_w$  5,7 y 8 km de profundidad. A pesar de ser terremotos de menor magnitud que los de subducción, la poca profundidad a la que se generan, la baja recurrencia y proximidad a las poblaciones hace que estos eventos sísmicos generen mayor destrucción que los grandes terremotos de la fosa (White y Harlow, 1993).

Diversos autores han recopilado y/o analizado documentos históricos sobre la ocurrencia de sismos y su impacto hacia la población, ya sea a nivel nacional o regional. Existe un registro de estos eventos desde 1524 para toda Centroamérica que incluye casi 23.000 sismos, de los cuales 500 son de magnitudes mayores de 6 y unos 100 mayores de 7 (ver Benito et al., 2010 para una información más detallada).

Históricamente se han producido un gran número de terremotos en El Salvador (figura 2.10). En los últimos 100 años el país ha sufrido, al menos, 11 terremotos destructivos que han causado más de 3.000 víctimas (Bommer et al., 2002) debidas tanto al efecto directo de las sacudidas como a los deslizamientos de ladera inducidos.

El terremoto del 7 de septiembre de 1915, con M<sub>s</sub> 7,7 y profundidad entre 45 y 60 km (Ambraseys y Adams, 2001), es el mayor terremoto que ha afectado a El Salvador en el siglo XX. Este terremoto causó una amplia destrucción en el oeste del país, además de grandes pérdidas materiales. La poblaciones más afectadas fueron Juayúa y Salcoatitán (Benito et al., 2010).

Entre los terremotos más importantes asociados a la subducción ocurridos durante del siglo XX destacan los terremotos del 28 de marzo de 1921 y del 21 de mayo de 1932, con  $M_s$  7,4 y  $M_s$  7,1 y profundidades de 170 km y 150 km, respectivamente. Estos terremotos causaron daños moderados al este del país (Ambraseys y Adams, 2001), posiblemente debido a su profundidad. El terremoto que tuvo lugar el 19 de junio de 1982 ( $M_w$  7.3) dejó construcciones dañadas en San Salvador y en poblaciones ubicadas al sur, en su mayoría de adobe y bahareque. Este evento fue muy similar al que se produjo el 13 de enero de 2001 en cuanto a la profundidad y al mecanismo focal, pero con menor magnitud ( $M_w$  7,7) (Bommer et al., 2002).

Durante el siglo XX se han dado al menos siete terremotos someros, los cuales causaron grandes daños. El 8 de junio de 1917 se produjo un terremoto al oeste de San Salvador, de magnitud  $M_s$  6.7 (White y Harlow, 1993; Ambraseys y Adams, 2001), que destruyó las ciudades de Armenia, Ateos y Quetzaltepeque, entre otras. A este sismo le siguió la erupción del volcán San Salvador, con la formación de flujos de lava derramados en la ladera norte. El 28 de abril de 1919 San Salvador sufrió un nuevo terremoto de poca profundidad y magnitud  $M_s$  5,9. La ciudad de San Vicente, 40 km al este de San Salvador, fue duramente afectada por el terremoto del 20 de diciembre de 1936 ( $M_s$  6,1) que causó más de 100 muertos (Levin, 1940) y que fue localizado en el mismo lugar que el terremoto del 13 de febrero de 2001. El 25 de diciembre de 1937 un evento de  $M_s$  5,8 se produjo cerca de la frontera con Guatemala, causando daños en las ciudades de Ahuachapán y

Atiquizaya. Una serie de tres terremotos se sucedieron al este del país entre el 6 y el 7 de mayo de 1951, con magnitudes  $M_s$  5,9, 6,0 y 5,5, destruyendo las ciudades de Jucuapa y Chinameca y causando más de 400 muertos (Ambraseys y Adams, 2001).



Figura 2.10. DEM (SRTM3) de El Salvador con los epicentros históricos e instrumentales (Mw > 4, periodo 1976-2012) tomados del catálogo de Benito et al., 2010. Los mecanismos focales son para eventos con Mw > 5.5 y periodo 1976-2012 de la base de datos de Harvard Centroid Moment Tensor. Los mecanismos grandes corresponden a los terremotos de enero y febrero de 2001. Las estrellas rojas muestran los epicentros de los terremotos destructivos originados en fallas de la ZFES. La localización de los epicentros de los terremotos anteriores a 1900 está basada en efectos locales y por lo tanto tienen una gran incertidumbre. Las líneas negras gruesas describen las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas extraído del Mapa Geológico de El Salvador (Canora, 2011).

San Salvador es una de las capitales latinoamericanas más frecuentemente dañada por terremotos. El 3 de mayo de 1965 se produjo un terremoto de  $M_s$  6,0 y 15 km de profundidad, afectando a las ciudades de San Salvador, llopango y Soyapango, entre otras. Generó numerosos derrumbes en los márgenes del Lago de Ilopango. Fue precedido de premonitores desde principios del mes de febrero y originó una serie sísmica en la que se reportaron más de 11.000 eventos (Benito et al., 2010). El 10 de octubre de 1986, un evento de  $M_w$  5,7 y 8 km de profundidad produjo graves daños en San Salvador, con 1.500

Figure 2.10. DEM (SRTM3) of El Salvador with historical and instrumental epicenters (Mw > 4, period 1976-2012) from Benito et al., 2010 Catalogue. Focal mechanisms are for events with Mw > 5.5 and period 1976-2012 from Harvard Centroid Moment Tensor database. Large mechanisms are for January and February 2001 earthquakes. Red stars show the epicenters of destructive earthquakes originated in the ESFZ faults. The epicentral location of earthquakes before 1900 is based on local effects and therefore has great uncertainty. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Thin black lines outline the map of faults extracted from Geological Map of El Salvador (Canora, 2011).

muertos, 10.000 heridos, 100.000 damnificados y pérdidas económicas estimadas entre 1,5 y 2,0 billones de dólares (Benito et al., 2010).

El último evento superficial importante registrado en El Salvador fue el terremoto del 13 de febrero de 2001, con M<sub>w</sub> 6,6 y 9 km de profundidad, que produjo 315 fallecidos, afectando principalmente a la ciudad de San Vicente. Debido a su importancia y proximidad en el tiempo, se describirá con más detalle en el apartado siguiente.

## 2.2.3.1. Los terremotos de enero y febrero del 2001

El 13 de enero de 2001 un terremoto de magnitud M<sub>w</sub> 7,7 y 60 km de profundidad se originó a unos 40 km de la costa de El Salvador, seguido de más de 3.000 réplicas registradas durante las siguientes semanas. Este evento está relacionado con la subducción de la placa del Coco bajo Caribe y causó más de 900 muertos y daños severos en el centro y sur del país (figura 2.11).

Exactamente un mes después, el 13 de febrero de 2001, tuvo lugar un terremoto superficial de 9 km de profundidad y magnitud M<sub>w</sub> 6,6, relacionado con el movimiento de desgarre dextral de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES) en el arco volcánico salvadoreño (Martínez-Díaz, et al., 2004). Este terremoto fue disparado por el cambio de esfuerzos estáticos que produjo en la zona el evento de enero, como muestran los modelos de transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb realizados en la zona (Benito et al., 2004; Martínez-Díaz et al., 2004). El terremoto de febrero disparó alrededor de 70 deslizamientos en El Salvador que se sumaron a los más de 500 que se generaron debido al terremoto de enero. A pesar de que el terremoto de enero fue de mayor magnitud que el de febrero, este último causó grandes daños y más de 300 muertos debido a su poca profundidad y a la cercanía a las zonas pobladas del país (figura 2.12).

El epicentro del terremoto del 13 de febrero de 2001 (M<sub>w</sub> 6,6) se localizó en las proximidades de la ciudad de San Vicente (13.621° N, 88.856° W), aproximadamente 30 km al este de San Salvador (Benito et al., 2004). El terremoto principal fue seguido de multitud de réplicas que cubrieron un área de unos 300 km<sup>2</sup> (Canora et al., 2010). La duración total del evento fue de 12 segundos (Bommer et al., 2002). El mecanismo focal muestra un plano nodal sinestral de dirección N7°E y un plano de dirección N96°E dextral (figura 2.10). Estudios posteriores de la distribución de terremotos han concluido que el plano de deslizamiento más probable para el terremoto es el de dirección N96°E (Bommer et al., 2002; Martínez-Díaz et al., 2004).

Canora et al. (2010) determinan que la ruptura del segmento San Vicente de la ZFES, en un plano de falla de aproximadamente 21 km de largo y entre 70° y 85° de buzamiento sur, fue el responsable del terremoto del 13 de febrero de 2001, cuya cinemática fue de desgarre dextral. La ruptura superficial se produjo a lo largo de una falla que presentaba morfologías claras en superficie, pero que no fue reconocida hasta después del terremoto.

El desplazamiento cosísmico se identificó en cinco puntos a lo largo de la traza de la falla del segmento de San Vicente, asociadas con el terremoto de febrero de 2001, con un desplazamiento máximo de desgarre de 0,6 m (Canora et al, 2010), que fue disminuyendo hacia el este. La posibilidad de que en el terremoto del 13 de febrero rompiera todo el segmento de San Vicente hace pensar que el resto de segmentos estructurales de la ZFES puedan considerarse también como segmentos sismogenéticos (Canora et al, 2010), por lo que podrían esperarse que dentro de la zona de estudio, se produjeran también terremotos de magnitudes similares.

#### 2.2. Marco Sismotectónico de El Salvador

La sismicidad posterior a la secuencia de 2001 está altamente correlacionada con la actividad sismo-volcánica y con la reactivación de parte de la ZFES, tal y como muestra el modelo de transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb realizado tras el terremoto considerando la sismicidad entre los años 2001 y 2008 (Canora et al., 2010). Este hecho sugiere un alto nivel de interacción entre los distintos elementos de la zona de falla y del arco volcánico (Canora et al., 2010). Por ello, los segmentos de falla Lempa y Berlín, localizados hacia el este de la rotura de febrero de 2001, pueden haberse aproximado mecánicamente a la rotura como resultado de la secuencia sísmica del 2001. Aunque existen pocos datos en cuanto a la recurrencia de la rotura de dichos segmentos, la expresión superficial de las fallas en el paisaje salvadoreño, sugiere un movimiento joven e indica que la probabilidad de futuros terremotos moderados en El Salvador es alta (Canora et al., 2010).

A pesar de que el terremoto del 13 de febrero de 2001 fue de magnitud moderada (M<sub>w</sub> 6.6), se produjeron grandes daños y numerosas víctimas debido, sobre todo, a la gran cantidad de deslizamientos inducidos y al colapso de edificios próximos a la traza de la falla. Así pues, el riesgo sísmico en los alrededores de la ZFES es muy alto, lo que incluye la ciudad de San Salvador con más de 2 millones de habitantes, ya que incluso terremotos moderados pueden causar gran número de muertos y graves daños económicos y personales.

Para una mejor estimación del riesgo sísmico en El Salvador es imprescindible una reevaluación de la peligrosidad sísmica de la zona, introduciendo la ZFES como fuente sismogenética principal. En consecuencia, es necesario conocer con mayor detalle el comportamiento de esta zona de falla.

En los capítulos siguientes analizaremos, a partir de datos GPS, el comportamiento cinemático de la ZFES, obteniendo parámetros tan importantes como la tasa de deslizamiento y grado de acoplamiento, así como su implicación en la evaluación de la peligrosidad sísmica.



Figura 2.11. Vista aérea oblicua del deslizamiento que sepultó la Colonia de Las Colinas causado por el terremoto del 13 de enero de 2001 (http://landslides.usgs.gov).

Figure 2.11. Oblique aerial view of landslide that buried Colonia Las Colinas caused by the earthquake 13 January, 2001. (http://landslides.usgs.gov).



Figura 2.12. Daños causados por el terremoto del 13 de febrero de 2001 (http://elsalvador.usaid.gov) Figure 2.12. Damage caused by the earthquake of February 13, 2001. (http://elsalvador.usaid.gov).

# Capítulo 3 Determinación del campo de velocidades en El Salvador

# 3.1. Introducción

El conocimiento del campo de velocidad en la superficie de la Tierra en zonas de deformación situadas en bordes de placa es importante por varias razones. La primera es que permite hacer inferencias acerca de la física de la deformación subyacente, de modo que las tasas de deformación obtenidas son un aporte potencial a la evaluación de la peligrosidad sísmica, además, el campo de velocidad puede ser utilizado en la determinación de sistemas de referencia geodésicos que tengan en cuenta la deformación de la Tierra (Beavan y Haines, 2001).

Las medidas de velocidades o desplazamientos en estaciones individuales de redes geodésicas en zonas de borde de placa se remontan al menos a 1928, cuando Bowie (1928) obtiene desplazamientos en California a partir de la medida repetida de triangulaciones. Posteriormente, en el trabajo de Frank (1966) se hizo ampliamente reconocido que los cambios en la deformación de cizalla se pueden obtener directamente de la triangulación repetida de redes de tres o más puntos, lo cual ha sido una importante técnica hasta la actualidad.

Hoy en día es generalizado el uso de técnicas geodésicas en el estudio de la deformación de la Tierra. Técnicas tales como el GNSS (*Global Navigation Satellite System*), el InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) y el LIDAR (*Light Detection and Ranging*) son actualmente usadas para estimar desplazamientos cosísmicos debidos a terremotos y modelar la deformación intersísmica y acumulación de esfuerzos asociados que nos permite determinar en qué fase del ciclo sísmico de la falla nos encontramos, adelantándonos a futuros terremotos.

#### 3.1. Introducción

El GNSS se ha convertido en el método elegido para estudiar un amplio número de fenómenos geofísicos. Las observaciones GNSS se utilizan para determinar el movimiento de las placas tectónicas de la Tierra, estudiar la deformación en torno a fallas y volcanes activos, medir el ajuste de la superficie terrestre debido a cambios en la masa de las capas de hielo y, combinado con la medición de las mareas, para monitorizar cambios globales en el nivel del mar. Además, debido al retardo que las señales GNSS sufren al atravesar la atmósfera, también contribuyen a estudios sobre la física de ésta y, por tanto, sobre el cambio climático.

La razón principal del aumento en el número de investigaciones sobre deformaciones de la corteza terrestre con GNSS es la facilidad que aporta esta herramienta geodésica precisa, cuyos datos pueden ser recogidos por pequeños equipos con presupuestos modestos, al contrario que otras técnicas geodésicas espaciales, como la VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) y el SLR (*Satellite Laser Ranging*), que requieren grandes infraestructuras y presupuestos. Por esta razón, el GNSS ha desplazado al VLBI y al SLR en el estudio de movimientos de placas y deformaciones en sus bordes. También ha desplazado completamente a las trilateraciones y triangulaciones y, en menor grado, a las nivelaciones geométricas en el estudio de deformaciones de la corteza asociadas con terremotos y volcanes.

No obstante, las observaciones GNSS deben ser complementadas con otros datos sismológicos y geológicos, ya que conocer el ciclo sísmico completo incluye la cuantificación tanto de deformaciones intersísmicas, como cosísmicas y postsísmicas. La liberación de esfuerzos cosísmicos asociada a los terremotos es lo que controla el tamaño de éstos y está directamente relacionada con la tasa de acumulación de esfuerzos sobre la falla, inducida por la deformación elástica que cuantificamos con las observaciones GNSS. Es por esto por lo que en los últimos años esta técnica se ha convertido en una herramienta fundamental para comprender el grado de actividad, potencialidad sismogénica y estado de inestabilidad de las grandes fallas activas.

El objetivo fundamental que se plantea en este capítulo es determinar el campo de velocidades intersísmico actual en El Salvador, a partir del cual podremos conocer cómo se comportan cinemáticamente los distintos segmentos que forman la ZFES.

La principal herramienta que se ha utilizado en este estudio para la determinación de la deformación de la corteza es el GNSS (en particular el GPS). Tanto la planificación y toma de datos como el procesado posterior han sido realizados por la autora de esta Tesis.

En este capítulo, en primer lugar se explicará la toma de datos GPS en las distintas campañas realizadas en El Salvador a partir del establecimiento en la zona de una red densa de estaciones GPS, denominada ZFESNet. Posteriormente, se explicará la estrategia de procesamiento y resultados obtenidos en cada campaña, los cuales permitirán la estimación del campo de velocidades asociado a la ZFES.

# 3.2. Antecedentes y datos disponibles

Con el fin de determinar cuál es el movimiento actual de la placa Caribe, a finales de los años 90 comenzaron las primeras medidas geodésicas en el norte de Centroamérica, particularmente en Nicaragua, Guatemala, El Salvador y Honduras (DeMets et al., 2007). Desde entonces, varios autores han ido desarrollando nuevas medidas con distintos fines y localización (Lyon-Caen et al., 2006; Turner et al., 2007; LaFemina et al., 2009; Rodriguez et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012).

Fue en 2003 cuando se realizaron las primeras campañas GPS en El Salvador (Lyon-Caen et al., 2006), con la medición de 3 estaciones situadas al oeste del país, que volvieron a medirse en 2006 (Franco et al., 2012). Estas 3 estaciones forman parte de una red establecida en Guatemala desde 1999 y en Chiapas (México) desde 2002, que tiene como fin principal analizar la deformación actual en el sistema de fallas Motagua-Polochic asociadas al límite de placas América del Norte-Caribe.

Al mismo tiempo, se han realizado campañas anuales durante el periodo 2004-2008 (Alvarado et al., 2011) con la observación de 13 estaciones repartidas en el territorio de El Salvador, además de otras 32 en Honduras (Rodriguez et al., 2009) y 14 en Nicaragua (Turner et al., 2007), con el objetivo de analizar la deformación en el norte de Centroamérica y el movimiento entre los antearcos nicaragüense y salvadoreño. En la figura 3.1 se puede ver la distribución de las estaciones de las diversas campañas realizadas en la zona.

Desde el año 2000 El Salvador también cuenta con la estación permanente SSIA (en adelante CGNSS-Continuous GNSS) perteneciente al IGS (Internacional GNSS Service) operada por el Centro Nacional de Registros de El Salvador, y a partir de 2007 con 4 estaciones CGNSS más, establecidas por el profesor DeMets de la Universidad de Wisconsin-Madison (UWM). Estas últimas operan con la colaboración de la Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territoriales de El Salvador (DGSNET), ahora Observatorio Ambiental del Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales (MARN), para fines de monitoreo volcano-tectónico y cuyos datos son actualmente accesibles a través de UNAVCO (University NAVSTAR Consortium).

Las estaciones MANA y GUAT, en Nicaragua y Guatemala respectivamente, pertenecientes al IGS, también están operativas desde el año 2000, así como otras estaciones pertenecientes a CORS (*Continuously Operating Reference Station*) del NGS (*National Geodetic Survey*) de Estados Unidos, como CHET situada en Chetumal (México) y ELEN, situada en Santa Elena (Guatemala), todas ellas con coordenadas ITRF y datos públicos disponibles. En Honduras la estación TEGU perteneciente a IGS y operativa desde el 2000 hasta el 2007, fue sustituida primero por TEG1 operada en la actualidad por la UWM y sin datos públicos, y después por TEG2, accesible a través de UNAVCO y CORS desde 2011. La figura 3.2 muestra la distribución de las estaciones CGNSS operativas y con datos accesibles en el norte de Centroamérica durante el periodo de observación del presente trabajo.

### 3.2. Antecedentes y datos disponibles



Figura 3.1. Estaciones GPS de campaña en Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua ya existentes en la zona de estudio.

Figure 3.1. Campaign GPS sites in Guatemala, El Salvador, Honduras and Nicaragua existing in the study area.



Figura 3.2. Estaciones Continuas GNSS que están funcionando en la región en 2007, con coordenadas respecto al Marco de Referencia Internacional Terrestre (ITRF), usadas para determinar las posiciones y velocidades de las estaciones pertenecientes a la ZFESNet.

Figure 3.2. Continuous GNSS stations operating in the region in 2007, with coordinates in the International Terrestrial Reference Frame (ITRF), used to determine the positions and velocities of the ZFESNet.

# 3.3. ZFESNet

El proyecto ZFESNet (dirigido por la autora de esta tesis) comenzó en 2007 y tiene como fin llevar a cabo estudios geodésicos en la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), que complementen los estudios paleosísmicos y sismológicos que se están desarrollando en la zona. El objetivo fundamental es determinar la deformación actual que se está produciendo en la ZFES, lo que permitirá conocer el comportamiento cinemático de los principales segmentos que la forman, su tasa de acumulación de esfuerzos y su incorporación en la evaluación de la amenaza sísmica de la zona.

Para ello, en 2007 se estableció una densa red, denominada ZFESNet, que cubre la zona de estudio y en la que se han realizado mediciones en cuatro campañas durante el periodo de 2007 a 2012. Para el establecimiento de esta red se ha tenido en cuenta la infraestructura existente en la zona, expuesta en el apartado anterior.

## 3.3.1. Establecimiento de la ZFESNet

La ZFESNet consta de un total de 30 estaciones, 23 nuevas y 7 ya existentes (Alvarado et al., 2011) distribuidas lo más homogéneamente posible a lo largo de la ZFES (Staller et al., 2008) (figura 3.3). La localización y el establecimiento de las nuevas estaciones fueron realizados en colaboración con la DGSNET de El Salvador.

Para el diseño espacial de la red se ha tenido en cuenta la cartografía de las fallas activas de la zona y se ha considerado especialmente la geometría de la zona de desplazamiento principal de la ZFES. La red cubre un área de 200 km x 70 km aproximadamente, entre la caldera de Coatepeque y el golfo de Fonseca, con una distribución lo más homogénea posible a lo largo de la ZFES y a distintas distancias medidas perpendicularmente a las trazas de los principales segmentos activos (figura 3.3). La distancia máxima y mínima entre estaciones es de 42 km y 8 km, respectivamente, siendo la distancia media entre puntos de ~25 km. En el diseño e implantación de la red se tuvieron en cuenta criterios geológicos, geodésicos y logísticos, siendo los más importantes:

- La ubicación de las estaciones garantiza su permanencia y estabilidad tanto en tiempo como en posición. Por ello, las estaciones han sido localizadas principalmente sobre sustrato rocoso o lo más cohesionado posible.
- Se ha tenido en cuenta la posible existencia de movimientos corticales de origen volcánico por lo que se han evitado estaciones demasiado próximas a los volcanes activos.
- Todas las estaciones cumplen con los requisitos mínimos para la recepción correcta de señales GNSS (horizonte despejado de obstáculos físicos, evitar efecto *multipath* y estar alejadas de antenas VHF y de telefonía móvil que puedan producir interferencias en la medida).
- En la medida de lo posible, se ha intentado que las estaciones tengan fácil acceso.
- Dadas las particularidades del país, con uno de los índices de criminalidad más altos del mundo, se intentó situar las estaciones en lugares seguros y con posibilidad de vigilancia durante la realización de las campañas de observación. No obstante, para solventar esta dificultad se ha contado con el apoyo del ejército salvadoreño durante la realización de las campañas de observación.

La figura 3.3 muestra la distribución de las estaciones de la ZFESNet (triángulos rojos y círculos azules), así como la situación de las estaciones permanentes (CGNSS) existentes en el Salvador (estrellas azules y rojas) y que se tendrán en cuenta durante las fases de observación y procesamiento.

Ante la imposibilidad de construir vértices, debido a los altos costes, las nuevas estaciones fueron monumentadas mediante clavos de acero inoxidable anclados en su mayoría sobre substrato rocoso estable, con taladro y resina epoxi (figura 3.4), garantizando la estabilidad espacio-temporal (Dixon et al., 2000).



Figura 3.3. DEM (SRTM3) de El Salvador con la localización de las estaciones de la ZFESNet (triángulos rojos y círculos azules) y estaciones continúas GNSS. Los triángulos rojos son estaciones nuevas. Los círculos azules son estaciones establecidas por Alvarado et al., 2011 y que han sido incluidas en la ZFESNet.

Figure 3.3. DEM (SRTM3) of El Salvador with the location of the ZFESNet (red triangles and blue circles) and CGNSS (red and blue stars) stations. Red triangles are new campaign stations. Blue circles are existing campaigns stations from Alvarado et al., 2011 and included in the ZFESNet.



Figura 3.4. Detalle de la monumentación de las estaciones de la ZFESNet.

Figure 3.4. Detail of the monumentation of a ZFESNet station.

## 3.3.2. Campañas de observación de la ZFESNet

Se han realizado un total de 4 campañas de observación de la ZFESNet en el periodo 2007-2012, concretamente en noviembre de 2007, noviembre de 2008, abril de 2010 y mayo de 2012, siendo el intervalo entre la primera y la última campaña de ~4,5 años. La duración media de cada campaña ha sido de un mes durante el cual las estaciones han sido observadas mediante el método estático (Hoffmann-Wellenhof et al., 2001) con sesiones de observación de 18 a 24 horas. En la medida de lo posible, todas las estaciones fueron ocupadas al menos en dos sesiones diferentes, lo cual minimiza los errores sistemáticos locales o errores del operador (Prieto et al., 2009). La necesidad de vigilancia de los equipos durante el momento de observación limitó poder realizar un mayor número de ocupaciones y sesiones más largas. El intervalo de muestreo para el registro de datos fue da 30 segundos y la máscara de elevación de 10 grados.

Además de las 30 estaciones de campaña o episódicas propias de la ZFESNet y las 5 estaciones CGNSS pertenecientes a UNAVCO y situadas en la zona de estudio, se han incluido un total de 5 estaciones CGNSS, 3 pertenecientes a IGS (Dow et al., 2009) y 2 a CORS (Snay y Soler, 2008). Estas estaciones son MANA, SSIA, GUAT, ELEN y CHET (figura 3.2) que fueron seleccionadas de acuerdo a su proximidad, disponibilidad de datos en función de las fechas de las campañas y mejor configuración geométrica posible. Las 5 estaciones servirán de enlace con el marco de referencia global ITRF2008 (*International Terrestrial Reference Frame 2008*) (Altamimi et al., 2012).

Todas las observaciones de las distintas campañas fueron realizadas con receptores geodésicos bifrecuencia Trimble 5700 y antenas Zephyr Geodetic. En casos puntuales de la campaña del 2008 se usó el receptor Trimble R7 con el mismo tipo de antena. Para la observación se utilizaron tres tipos de montaje de antenas: trípode estándar con base

## 3.3. ZFESNet

nivelante y plomada óptica (sólo en la campaña del 2007), bastón de acero inoxidable de altura fija de 1,1265 m (Fernández et al., 2004) (figura 3.5), modificado del *Tech 2000 Mast* de UNAVCO, y bastón de acero inoxidable de altura fija de 0,55 m (figura 3.6), según diseño del *Fixed-Height Spike Mount* de UNAVCO. Tal y como se verá en el apartado de resultados, la repetibilidad obtenida con los distintos tipos de montaje de antenas utilizados garantizan la determinación de velocidades en la zona de estudio con la precisión necesaria, no detectándose diferencias apreciables en la repetibilidad obtenida con los distintos tipos de montaje utilizados.

Las observaciones registradas en cada estación han sido convertidas a formato RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*) para su posterior procesamiento con el software Bernese 5.0 (Dach et al., 2007).

La tabla 3.1 muestra un resumen de las estaciones observadas, indicando los siguientes datos: tipo, localización, número de ocupaciones por campaña (número de días observados), número total de datos por estación e intervalo de tiempo máximo de observación.

GPS station	Туре	Position <sup>(a)</sup>		Campaign <sup>(b)</sup>					
		LONG. E°	LAT. N°	2007.86	2008.85	2010.32	2012.37	Total Data <sup>(c)</sup>	ΔT <sup>(d)</sup> (years)
AIES	CGNSS	-89,050	13,447	24	26	23	31	104	4,51
AMAT	SGPS	-87,999	13,405	2	1	1	1	5	4,51
BT10	SGPS	-88,507	13,529	2	1	2	2	7	4,51
CABA	SGPS	-88,677	13,728	2	1	1	2	6	4,51
CARM	SGPS	-88,898	13,727	2	1	1	2	6	4,51
CARR	SGPS	-88,728	13,669	5	2	2	2	11	4,51
CEGD	SGPS	-88,902	13,939	2	2	1	2	7	4,51
CH15	SGPS	-88,561	13,622	3	7	8	6	24	4,51
CHET 40526M001 <sup>(*)</sup>	CORS	-88,299	18,495	24	26	23	32	105	4,51
CNR1	CGNSS	-89,289	13,670		26	23	31	80	3,52
CSJO	SGPS	-88,386	13,487	1	1	1	2	5	4,51
ELEN 40902S001 <sup>(*)</sup>	CORS	-89,868	16,916		4	23		27	1,47
GUAT 40901S001 <sup>(*)</sup>	IGS	-90,520	14,590	14	23	23		60	2,46
GUAY	SGPS	-89,162	13,841		2	4	2	8	3,52
ICHA	SGPS	-88,716	13,560	2	2	1	1	6	4,51
JUCU	SGPS	-88,250	13,253	1	2	1	1	5	4,51
LOLO	SGPS	-88,369	13,559	3	2	2	3	10	4,51
LPIN	SGPS	-87,919	13,680	1	2	2	1	6	4,51
LSSJ	SGPS	-88,198	13,378	1	2	1	1	5	4,51
MANA 41201S001 <sup>(*)</sup>	IGS	-86,249	, 12,149	24	26	23	33	106	4,51
MIGL	SGPS	-88,150	13,529	1	4	4	6	15	4,51
MNGO	SGPS	-89,197	13,965		1	1	1	3	3,52
NONU	SGPS	-88,952	13,574	4	1	1	1	7	4,51
OPAC	SGPS	-88,367	13,722	1	2	1	1	5	4,51
OSIC	SGPS	-88,146	13,814	1	3	1	1	6	4,51
PASA	SGPS	-87,832	13,592	1	2	2	1	6	4,51
PLAY	SGPS	-89,345	13,793		2	2	1	5	3,52
PRUS	SGPS	-88,605	13,347	2	1	2	1	6	4,51
RIOG	SGPS	-88,578	13,824		1	2	2	5	3,52
ROSA	SGPS	-88,904	13,768	2	1			3	0,99
SAIN	SGPS	-87,815	13,325	2	2	1	1	6	4,51
SBAR	SGPS	-88,354	13,634	2	1	1	1	5	4,51
SCAR	SGPS	-88,083	13,638	1	1	2	1	5	4,51
SNJE	CGNSS	-89,601	13,868	24	26	23	31	104	4,51
SSIA 41401S001 <sup>(*)</sup>	IGS	-89,117	, 13,697	24	26	23	33	106	, 4,51
SVIC	SGPS	-88,787	13,630	1	3	3	2	9	4,51
TACA	SGPS	-89,354	13,970		1	2	2	5	3,52
TEG1 41101S002 <sup>(*)</sup>	CGNSS	-87,206	14,090	21	25	23	32	101	4,51

# Tabla 3.1. Información de las estaciones GPS de la ZFESNet

Table 3.1. GPS station information ZFESNet.

-

CGNSS, estación permanente gestionada por DGSNET, UWM y UNAVCO; IGS, estación permanente gestionada por IGS; CORS estación permanente perteneciente a CORS (NGS-NOAA); SGPS, estación medida en modo campaña.

2

23

2

1

25

2

1

23

4

1

31

10

3

102

4,51

3,52

4,51

(a) Posición de la estación en grados sexagesimales expresada en forma decimal.

-88,484

-88,988

-88,305

(b) Campañas, referidas a la época media de la campaña, indicando el número de días de observación de cada estación.

13,380

13,515

13,396

(c) Número de ocupaciones (sesiones) por campaña.

(d) Intervalo en años en el que se extienden las observaciones.

SGPS

SGPS

CGNSS

(\*) DOMEX de la estación.

USUL

VIEJ

VMIG

CGNSS, permanent GNSS station managed by JGSNET, UWM and UNAVCO; IGS, permanent GNSS station managed by IGS; CORS, permanent GNSS station belong to CORS (NGS-NOAA); SGPS, sites surveyed in campaign-mode.

(a) Station location in decimal degrees.

(b) Campaigns referred of the middle epoch of the campaign, indicating the number of days of observation for each station.

(c) Number of occupations (sessions) by campaign.

(d) Interval in years spanned by the observations.

(\*) DOMEX of the station.

A. Staller Vázquez



Figura 3.5. Bastón de acero inoxidable de altura fija de 1,1265 m. sobre marca de referencia de la estación SBAR.

Figure 3.5. Stainless steel fixed height pole of 1.1265 m at benchmark SBAR.



Figura 3.6. Bastón de acero inoxidable de altura fija 0,55 m. sobre marca de referencia en la estación BT10.

Figure 3.6. Stainless steel fixed height pole of 0,55 m at benchmark BT10.
# 3.4. Procesamiento y análisis de las campañas

## 3.4.1. Estrategia de procesamiento - Metodología y software utilizado

El objetivo del procesado de los datos de observación es la obtención de coordenadas para cada estación y campaña, lo cual permitirá analizar las variaciones en la posición a lo largo del tiempo y estimar las velocidades de cada estación en el periodo observado.

En este apartado describiremos brevemente la estrategia de procesamiento seguida con el software Bernese 5.0 (Dach et al., 2007) para la obtención de coordenadas de las estaciones observadas en cada campaña.

Bernese 5.0 es un software científico de alta precisión, desarrollado por el *Astronomical Institute of the University of Bern* (AIUB), para el procesamiento de datos multi-GNSS. Es usado por el CODE (*Center for Orbit Determination in Europe*), uno de los centros de cálculo cuyas soluciones para las órbitas GNSS y parámetros de orientación terrestres son utilizadas en la generación de los productos que distribuye el IGS, y es conocido a nivel internacional por su alto grado de fiabilidad en el procesamiento y ajuste de datos GNSS dando resultados de alta exactitud y precisión (p.ej. Wallace et al., 2004; Wallace et al., 2007; Kuan-Chuan et al., 2010).

A continuación pasamos a describir brevemente el enfoque metodológico utilizado para el procesamiento de las observaciones GNSS con el software Bernese (ver Dach et al., 2007 para una información más detallada). La figura 3.7 muestra esquemáticamente la estrategia de cálculo seguida.

## 1. Preparación de ficheros (observaciones/datos de entrada).

En primer lugar hay que descomprimir y organizar los archivos de datos de las estaciones que van a ser procesadas, convirtiendo a formato RINEX (Gurtner y Estery, 2007) los datos registrados en los receptores y verificándolos según las convenciones RINEX (nombres de las estaciones, tipo de receptor y antena, alturas de antena). Así mismo, se realiza un control de calidad de los datos, donde se comprueban principalmente saltos de ciclo y errores ionosféricos. Para ambas tareas se ha utilizado el software TEQC desarrollado por UNAVCO (Estey y Meertens, 1999).

Posteriormente se procede a obtener los datos de entrada necesarios para el procesamiento, que se pueden descargar de las ftp de distintos organismos. Estos son:

- Efemérides precisas, correcciones de los relojes, parámetros ionosféricos y parámetros de orientación de la Tierra proporcionados por el IGS (ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/product) y por el CODE (*Center for Orbit Determination in Europe*) (ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE).
- Movimiento periódico de las estaciones debido al efecto de carga oceánica, que en nuestro caso hemos modelado de acuerdo con el modelo FES2004 (Letellier, 2004). Los valores correspondientes son proporcionados por el Observatorio de Onsala de Suecia (http://froste.oso.chalmers.se/~loading/)
- Correcciones absolutas en las variaciones de los centros de fase de las antenas de los satélites publicados por el IGS, fichero IGS08 ANTEX (disponible vía ftp en sideshow.jpl.nasa.gov o en ftp.unibe.ch/aiub/BSWUSER50/GEN).
- Coordenadas y velocidades de las estaciones fiduciales IGS o ITRF en el sistema de referencia al que se va a constreñir el cálculo final de coordenadas, en nuestro caso IGS08 o ITRF2008 (época 2005,0) (vía ftp ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSWUSER50/STA).

3.4. Procesamiento y análisis de las campañas

- Transformación de los datos y órbitas de los satélites a formato Bernese. Una vez preparados los ficheros de datos (RINEX) y ficheros de entrada, y antes de comenzar con la fase de pre-procesamiento, se debe importar y transformar a formato Bernese la siguiente información:
  - El fichero de parámetros de orientación de la Tierra se transforma de formato IERS a formato Bernese (programa POLUPD).
  - La información orbital de los satélites se transforma a formato Bernese. Esto se realiza en dos pasos: el fichero de efemérides precisas se convierte a efemérides tabulares y se generan los ficheros con el estado del reloj del satélite (programa PRETAB). Una vez hecho esto se preparan las órbitas en un formato estándar con un arco de órbita diario, para cada sesión y cada satélite, usando la posición de los satélites de los ficheros de órbitas tabulares (programa ORBGEN). Finalmente, se genera un fichero de correcciones del reloj y un fichero con la órbita de cada satélite por cada día de observación.
  - Los ficheros de observación RINEX se transforman a formato Bernese (programa RXOBV3), se crean los ficheros llamados cero diferencias (*Bernese formatted zero difference observation files*), generando ficheros de código y fase.

En esta fase también se calculan las coordenadas aproximadas de todas las estaciones de la campaña en la época de referencia (2005,0), para posteriormente extrapolarlas (programa COOVEL) a la época de cada día de observación, mediante la aplicación del modelo global de velocidades NUVEL-1A (DeMets et al., 1994). Este cálculo se realiza mediante la estrategia PPP (*Precise Point Positioning*), incorporada en el software Bernese.

- 3. **Pre-procesamiento de datos.** Se chequean y preparan los datos para poder efectuar el cálculo final de las dobles diferencias para cada época y la estimación de coordenadas. Se divide en tres pasos:
  - a. Posicionamiento por código (programa CODSPP). Resolución del problema del posicionamiento con pseudodistancia para cada estación y día de observación. Con ello se obtiene para cada época una corrección al reloj del receptor con respecto a la escala de tiempo GPS, dado que ya se dispone de coordenadas aproximadas de las estaciones obtenidas en el paso anterior. Sólo se usan las medidas de código.
  - b. Generación de líneas base (programa SNGDIF). Generación de simples diferencias tanto en código como en fase, aunque sólo se usarán las de fase posteriormente en el procesado. Sólo se tienen en cuenta las líneas base que no sean redundantes, por lo que se forman N-1 líneas base independientes (siendo N el número de estaciones y medidas de fase), lo que evitará una falsa sobreabundancia y estimación incorrecta de los errores. Existen varias estrategias para la selección del conjunto de líneas base a procesar, si bien se ha elegido el algoritmo de "observaciones máximas", en el que, de todas las combinaciones posibles, se elige el conjunto de líneas base con el máximo de observaciones comunes entre las estaciones asociadas. Esta estrategia garantiza el uso del máximo número de observaciones de la red en el procesamiento de dobles diferencias.
  - c. Corrección de pérdidas de ciclo (programa MAUPR). El objetivo es detectar y corregir las pérdidas de ciclo línea base a línea base en las portadoras L1 y L2, comprobando todas las observaciones y marcando en ellas los residuos. Inicialmente, se identifican los llamados errores groseros (datos por debajo de la elevación de 10° sobre el horizonte, observaciones desajustadas y observaciones en

pequeños periodos de tiempo), para posteriormente realizar la corrección de pérdidas de ciclo mediante el algoritmo de triples diferencias en L3. Una vez corregidos los saltos de ciclo en cada una de las líneas base se puede comenzar el procesamiento en sí utilizando las dobles diferencias.

- 4. Post-procesamiento de datos. El objetivo es modelar los errores sistemáticos debidos a la propagación de la señal por la troposfera, estimar ambigüedades y obtener las ecuaciones normales de la observación para cada una de las sesiones (programa GPSEST) que nos servirán para realizar el posterior ajuste y obtención de la solución de campaña. Se realiza en las siguientes fases:
  - a. En esta fase inicial se chequea la calidad de los datos y se salvan los residuos para realizar después el ajuste mínimo cuadrático. Se ha utilizado la combinación de libre-ionosfera (L3) eliminando los efectos ionosféricos de primer orden. Los datos por debajo de un ángulo de elevación menor de 15° no fueron usados para reducir el ruido del efecto *multipath*.
  - b. Se genera una solución libre-ionosfera (L3) sin resolver ambigüedades. Se realiza una estimación de coordenadas y parámetros troposféricos que se introducen después en el cálculo de las ecuaciones normales. Para la estimación de los parámetros troposféricos para cada estación y día de observación se considera un modelo a priori, evaluado en condiciones atmosféricas estándar, y una corrección que se estima a partir de las observaciones GPS. Se obtiene un fichero con los parámetros troposféricos cada hora, por cada estación y día (Brunner y Welsch, 1993). Se ha usado el modelo troposférico (*dry y wet*) de Neill (Neill, 1996) para el modelado del retardo troposférico en dirección cenital y una "*mapping function*" para la determinación del retardo en la dirección de propagación de la señal.
  - c. Resolución de ambigüedades de cada línea base de cada sesión. Se fijan los parámetros troposféricos calculados anteriormente y se introduce el modelo de ionosfera y el modelo de carga oceánica. Se aplica la estrategia de *Quasi lonosphere Free* (QIF) para la resolución de las ambigüedades de fase en L1 y L2.
  - d. Obtención de ecuaciones normales (NQ0) diarias. Para ello se introducen las ambigüedades calculadas y fijadas anteriormente y se obtiene un conjunto de soluciones por cada sesión en forma de ecuaciones normales. Se ha utilizado la combinación de libre-ionosfera, L3, y la correlación existente entre todas las líneas base linealmente independientes y simultáneas que intervienen en el procesado. Se genera para cada sesión una solución "casi libre" no constreñida a las posiciones de las estaciones fiduciales, asignando pesos bajos a las coordenadas de dichas estaciones a fin de producir soluciones dependientes sólo de las órbitas y no distorsionadas por estar condicionadas fuertemente a las coordenadas que definen el sistema de referencia. Las ecuaciones normales (NQ0) contienen toda la información de cada sesión para posteriormente ser integradas en un ajuste multisesión y obtener la solución final por campaña.
- 5. Cálculo de la solución final de la campaña (ajuste multisesión). Las ecuaciones normales (NQ0) diarias se combinan (programa ADDNEQ2) para obtener una solución final de campaña (referida a la época media de cada campaña). Se define el marco de referencia geodésico constriñendo la solución final de cada campaña a las coordenadas de las estaciones fiduciales en el marco de referencia internacional terrestre ITRF2008 (Altamimi et al., 2012), lo cual permite determinar primero posiciones y posteriormente velocidades de las estaciones de la ZFESNet en dicho marco de referencia.

Las coordenadas de las estaciones fiduciales fueron constreñidas mediante la introducción de un "constreñimiento libre de red" (*free network constraints*) (Hollenstein et al., 2008) o solución de red libre con un número mínimo de constreñimientos, sin fijar las coordenadas de ninguna estación en particular pero introduciendo ciertos parámetros de una transformación de Helmert) (Dach et al, 2007). Esto permite mantener la precisión interna de la red (Hollenstein et al., 2006).

Se realiza en las siguientes fases:

- En primer lugar se genera una solución diaria con mínimos constreñimientos que permitirá verificar la precisión interna de cada solución, sin tener en cuenta el marco de referencia, y calcular la repetibilidad mediante la comparación de las diferentes soluciones diarias entre sí. Los valores de repetibilidad nos darán una idea de la precisión externa de las soluciones diarias (repetibilidad diaria) y permitirán identificar posibles errores de las sesiones individuales.
- Posteriormente, se obtienen coordenadas finales de nuestras estaciones respecto al marco de referencia ITRF con sus incetidumbres en la época media de la campaña. Para ello se genera la solución final de campaña mediante la combinación de ecuaciones normales diarias con mínimos constreñimientos (opción NNT-*No Net Translation*) a las coordenadas de las estaciones fiduciales.
- Para la detección de posibles errores en las coordenadas oficiales de dichas estaciones fiduciales, se chequean mediante la aplicación de una transformación (sólo translación) entre las coordenadas oficiales y la solución de la campaña calculada con mínimos constreñimientos (NNT-*No Net Translation*), estableciéndose una tolerancia de 10 mm y 20 mm para la componente horizontal y vertical, respectivamente, como criterio para la exclusión de alguna estación fiducial.

Además, en la solución final se calculan y comparan las soluciones individuales de cada sesión mediante una transformación de Helmert de 7 parámetros, lo cual nos permite mediante el análisis de los residuos, detectar posibles *outliers* en las estaciones en el cálculo de la solución final. La tolerancia establecida en la detección de errores ha sido de 15 mm para la componente horizontal (este y norte) y 30 mm para la vertical.



Figura 3.7. Estrategia de procesamiento con el software Bernese 5.0.

Figure 3.7. Processing strategy with Bernese 5.0 software.

3.4. Procesamiento y análisis de las campañas

## 3.4.2. Resultados del procesamiento

Siguiendo la estrategia anteriormente descrita, se han calculado las 4 campañas de observación GPS de la ZFESNet con el software Bernese 5.0. El objetivo es obtener una solución anual por campaña para posteriormente, mediante su combinación, estimar las velocidades de cada estación (apartado 3.5).

Se han utilizado las observaciones correspondientes al periodo 2007-2012, incluyendo estaciones en modo campaña y estaciones en modo continuo. La mayoría de las estaciones en modo campaña de este estudio han sido ocupadas al menos 4 veces durante este periodo de tiempo (tabla 3.1). Para evitar inconsistencias en el cálculo de coordenadas, se han eliminado las sesiones menores a 7 horas (Wallace et al., 2004).

Todo el conjunto de datos es consistente con el marco de referencia ITRF2008 (Altamimi et al., 2012), coincidente con IGS08 desde abril del 2011, tomando para ello las coordenadas y velocidades oficiales en dicho marco de 5 estaciones fiduciales; SSIA, MANA, GUAT, ELEN y CHET, pertenecientes a IGS y NOAA y situadas en El Salvador, Nicaragua, Guatemala y México (figura 3.2). Para mantener la precisión interna de la red, no se ha fijado ninguna estación, realizando un constreñimiento mínimo a las estaciones fiduciales, lo cual permite mantener la precisión interna de la red. 2006).

## **INCERTIDUMBRES**

Los errores formales de las coordenadas de las estaciones obtenidos de forma estadística con Bernese 5.0 son muy optimistas (Kashani et al., 2004). La incertidumbre deducida a partir de la repetibilidad diaria es mucho más realista que el error medio cuadrático (RMS) formal estadístico, ya que este no refleja la contribución de los errores sistemáticos (Cocard et al., 1999).

La tabla 3.2 muestra la repetibilidad media obtenida en las líneas base por campaña para cada componente. Teniendo en cuenta estos valores, la repetibilidad media para la componente este, norte y altura ha sido de 2,0 mm, 2,0 mm y 7,7 mm, respectivamente, expresada en función del error medio cuadrático (RMS).

Table 3.2. Baseline repeatability for each campaign.								
	R	epeatability (mm)	)					
Campaign	East	North	Up					
ZFESNET07	1,9	1,8	6,4					
ZFESNET08	1,7	2,0	6,1					
ZFESNET10	2,2	2,2	7,7					
ZFESNET12	2,2	2,0	10,6					

Tabla 3.2. Repetibilidad en las baselineas para cada campaña.

Es por ello que, para la determinación de la incertidumbre final de las posiciones de las estaciones para cada campaña, se ha usado un factor de escala. Este factor de escala se ha determinado como la razón o cociente entre la repetibilidad media y el error formal medio para cada componente (Lyon-Caen et al., 2006) obtenido a partir de la combinación de ecuaciones normales de cada sesión en cada campaña. La incertidumbre final en la posición de cada estación se obtiene multiplicando su error formal por el factor de escala.

A partir de la comparación con la solución final de campaña, obtenida mediante la combinación de las ecuaciones normales de todas las sesiones individuales, se concluyó que un factor de escala de 5 es una proporción adecuada entre el margen realista de la incertidumbre y el error formal estadístico. Este factor depende del tiempo de muestreo y considera la alta correlación temporal entre las medidas, algo que no es tenido en cuenta por el software GPS (Cocard et al., 1999).

## RESULTADOS

A continuación se resumen los resultados obtenidos en las cuatro campañas procesadas. La tabla 3.3 resume los resultados obtenidos en el procesamiento y ajuste de cada campaña de observación de la ZFESNet indicando: fecha en las que se ha llevado a cabo cada una de las campañas, número de sesiones, estaciones, líneas base calculadas y resumen de los parámetros estadísticos del ajuste.

Tabla 3.3. Información sobre las campañas de la ZFESNet. Medidas llevadas a cabo desde el 2007 al 2012 de la red geodésica GPS ZFESNet en El Salvador.

Table 3.3. ZFESNet campaign information. Surveys carried out from 2007 to 2012 of the ZFESNet geodetic GPS network in El Salvador.

ID Campaign	Year	From	То	Sessions	Stations	Total number of Baselines	Total number of adjusted parameters	Total number of observations	Degree of freedom (DOF)	A posteriori RMS of unit weight	Chi2/DOF
ZFESNET07	2007	28 Oct.	20 Nov.	24	33	201	7783	653591	645808	1,4 mm	1,93
ZFESNET08	2008	26 Oct.	20 Nov.	26	41	262	10661	909068	898407	1,4 mm	1,93
ZFESNET10	2010	15 Apr.	7 May	23	40	263	11322	835147	823825	1,6 mm	2,58
ZFESNET12	2012	29 Apr.	31 May	33	38	274	12520	921154	908634	1,7 mm	2,78

Para cada campaña se han obtenido las coordenadas e incertidumbres asociadas de cada estación respecto al marco ITRF2008 en la época media de la campaña (tablas A.1, A.2, A.3 y A.4 del Apéndice A). Las incerticumbres finales han sido obtenidas mediante la multiplicación del error formal obtenido para cada estación y el factor de escala para cada componente definido anteriormente. La tabla 3.4 muestra el error formal medio (RMS) obtenido en el ajuste final de cada campaña, así como la precisión media final teniendo en cuenta el factor de escala, para las componentes este, norte y altura.

Tabla 3.4. Errores formales e incertidumbres medias obtenidas en cada campaña.

 Table 3.4. Mean formal error and uncertainties obtained for each campaign.

							-
Campaign	Mean Formal Error (mm)			_	Mear	n Uncertai (mm)	inties
	East	North	East		East	North	Up
ZFESNET07	0,4	0,3	1,6		1,9	1,7	7,9
ZFESNET08	0,4	0,3	1,6		1,9	1,7	7,9
ZFESNET10	0,5	0,4	1,8		2,6	2,0	9,0
ZFESNET12	0,4	0,4	1,8		2,2	1,9	9,0

3.4. Procesamiento y análisis de las campañas

La figura 3.8 muestra la distribución del error medio cuadrático en la componente horizontal (este y norte) para cada estación en cada campaña. Este error es obtenido a partir de la diferencia de las coordenadas de cada sesión con respecto al valor medio. Como se puede comprobar la media de la repetibilidad en la componente este y norte es ~2 mm.



Figura 3.8. Repetibilidad en las coordenadas horizontales obtenida para cada campaña. RMS en las componentes este y norte, diferencia de cada coordenada individual respecto a la media aritmética del conjunto.

Figure 3.8. Horizontal coordinate repeatability obtained for each campaign. RMS in the east and north component, difference of each individual coordinate set to respect of the arithmetic mean.

Las figuras 3.9, 3.10, 3.11 y 3.12 muestran la distribución gráfica de la repetibilidad en las líneas base en función de las componentes horizontal, vertical y longitud (en mm y ppm) para cada campaña. Como se puede apreciar en las figuras, los valores medios de repetibilidad en cada campaña se ajustan con los expuestos en la tabla 3.2 y figura 3.8.

La solución final de cada campaña ha sido constreñida, mediante la opción NNT-No Net Translation (sólo se aplica la traslación), al marco ITRF2008 a partir de las coordenadas de las estaciones fiduciales GUAT, MANA, SSIA, CHET y ELEN, descritas en el apartado 3.2. Para la detección de posibles errores en las coordenadas ITRF2008 de dichas estaciones, estas fueron chequeadas mediante la aplicación de una transformación (sólo translación) entre las coordenadas ITRF2008 oficiales y la solución obtenida con mínimos constreñimientos. La tabla 3.5 muestra el error medio cuadrático obtenido de los residuos para cada componente en cada campaña, no detectando ningún error en las coordenadas de las estaciones fiduciales utilizadas en cada campaña.

Tabla 3.5. Error medio cuadrático obtenido en la comprobación de las coordenadas de las estaciones fiduciales para cada campaña.

Table 3.5. RMS obtained from checking fiducial coordinates for each campaign.

		RMS (mm)						
_	Campaign	East	North	Up				
	ZFESNET07	2,0	1,7	3,7				
	ZFESNET08	0,7	1,3	4,8				
	ZFESNET10	2,3	0,8	3,0				
_	ZFESNET12	3,8	5,2	9,6				
_								



Figure 3.9. Baseline component repeatabilities versus baseline length for the ZFESNET07 Campaign.





Figure 3.11. Baseline component repeatabilities versus baseline length for the ZFESNET10 Campaign.



# 3.5. Estimación del campo de velocidades

A partir de las soluciones finales obtenidas por campaña se realiza una estimación de las velocidades y de su incertidumbre para cada estación en el periodo 2007-2012. Las velocidades se referencian al marco de referencia ITRF2008, marco utilizado en el cálculo de las campañas. Así mismo, para una mejor interpretación de la información, se calculan las velocidades relativas a la placa Caribe usando para ello los valores correspondientes al polo de Euler y velocidad angular para esa placa.

La estimación del campo de velocidades permitirá calcular la tasa de desplazamiento de cada estación y la distribución de la deformación o tasa de deformación para un particular periodo, como se verá en el capítulo siguiente.

## 3.5.1. Campo de velocidades absolutas ITRF2008

La metodología seguida permite obtener una tendencia a partir de la representación de las posiciones de las estaciones con respecto al tiempo (series temporales), asumiendo que el desplazamiento es lineal. Para ello se combinan las ecuaciones normales obtenidas en las soluciones anuales de las campañas y por medio de un ajuste mínimo cuadrático se estiman las velocidades. Dicha combinación se realiza con el programa ADDNEQ2 del software Bernese 5.0.

## 3.5.1.1. Incertidumbres en las velocidades

El intervalo de tiempo de las observaciones tiene una influencia importante en la incertidumbre asociada a las velocidades de las estaciones con datos geodésicos espaciales (Mao et al., 1999; Sella et al., 2002). La tabla 3.1 muestra el lapso de tiempo de datos para las estaciones utilizadas en este estudio. La gran mayoría de las estaciones han registrado datos durante un intervalo de tiempo de 4,5 años.

Según algunos autores (Fernandes et al., 2007; Blewitt y Lavallée, 2002) no se debería estimar una tendencia a partir de resultados que cubran un intervalo de tiempo menor de 2.5 años, ya que el movimiento estimado puede ser significativamente sesgado por variaciones estacionales y otras señales. Los efectos de las señales anuales y semianuales decrecen significativamente después de este periodo de tiempo y tienen una pequeña influencia en el movimiento estimado después de 4,5 años.

La figura 3.13 (Sella et al., 2002) muestra la evolución esperada del error en la velocidad como una función del tiempo para una estación típica que opera de forma continua, registrando 300 días al año. En esta representación podemos ver que, en promedio, el error en la velocidad para la componente horizontal de una serie de tiempo de 4,5 años está dentro del intervalo de 0,5 a 1,5 mm/a. Este intervalo de tiempo es el que tienen la gran mayoría de las estaciones de la ZFESNet, por lo que es la incertidumbre que podemos esperar en las velocidades estimadas, sin embargo, con el fin de obtener una mayor cobertura en la zona de estudio también hemos utilizado las estaciones se espera obtener una incertidumbre algo mayor.

Otra cuestión a tener en cuenta es que los datos en la ZFESNet son obtenidos en campañas temporales, registrando datos sólo en un periodo de tiempo determinado durante el año, lo cual difiere del registro continuo de datos que nos da una estación

permanente y que muestra la figura 3.13. Dixon et al. (2000) sugieren que la aproximación de una serie de tiempo de muestra no uniforme, realizada en campañas temporales, por una serie de tiempo de muestra uniforme equivalente, produce tasas de error estimadas que difieren en menos de 1 mm/a (normalmente mucho menos).

Algo también significativo, que puede apreciarse en la figura 3.13, es que la tasa de error en la componente este es ligeramente mayor que en la norte, y esta a su vez aumenta en las estaciones con latitudes menores (Mao et al., 1999), como es nuestra zona de estudio, con una latitud media de 13,5°. Como es de esperar, la componente vertical siempre tiene la tasa de error mayor.



Figura 3.13. Estimación del error en la velocidad GPS en función del tiempo, calculado de acuerdo con el modelo de Mao et al., 1999, modificado por Dixon et al., 2000. Las líneas continuas muestran el error en la componente norte (N), este (E) y vertical (V) para una estación típica situada en América del Norte, suponiendo que el WRMS para cada componente es de 3, 5 y 10 mm. Las líneas de puntos muestran las curvas basadas en una media para una estación situada en América del Sur (tomada de Sella et al., 2002).

Figure 3.13. Estimate of GPS velocity error as a function of time, calculated according to the model of Mao et al., 1999 as modified by Dixon et al., 2000. Solid lines show north (N), east (E) and vertical (V) error for a typical North American site, assuming WRMS for each component is 3, 5 and 10 mm. Dashed lines show corresponding curves based on mean South American site. (From Sella et al., 2002).

Teniendo en cuenta lo anterior, la incertidumbre esperada en las velocidades horizontales estimadas de las estaciones de la ZFESNet estará dentro del intervalo 1 a 1,5 mm/a, siendo algo mayor en aquellas estaciones observadas en modo campaña y cuyo intervalo de tiempo sea menor a 4,5 años.

Sin embargo, los errores formales obtenidos en las velocidades de las estaciones de campaña, a partir de la combinación de las distintas soluciones (ecuaciones normales) con el programa ADDNEQ2 de Bernese, son muy optimistas, siendo sus valores medios 0,1 mm/a, 0,1 mm/a y 0,5 mm/a para la componente este, norte y altura, respectivamente, valores significativamente menores que los esperados.

Para poder llegar a una estimación de la incertidumbre más realista en las velocidades, se ha deducido un factor de escala apropiado para los errores formales de las velocidades de las estaciones obtenidos a partir de la solución con ADDNEQ2. Este factor de escala fue calculado mediante la comparación de los errores formales con las precisiones deducidas a partir del análisis de las series temporales (Hollenstein et al., 2008), utilizando para ello el error medio cuadrático ponderado (WRMS) obtenido para cada componente. Según Mao et al. (1999) el error medio cuadrático ponderado (WRMS) resulta un buen indicador para estimar las magnitudes de ruido blanco y coloreado (ver Mao et al., 1999 para una información más detallada) en una serie de tiempo GPS individual, siempre y cuando se disponga de suficientes días de observación para asegurar de forma fiable la calidad de los datos (Dixon et al., 2000).

En el Apéndice B se encuentran las series temporales de las estaciones de la ZFESNet, así como los valores obtenidos para la velocidad de cada estación en la componente este, norte y altura, y sus correspondientes WRMS.

Mediante la comparación de los WRMS de las series temporales (Apéndice B) con los errores formales obtenidos en el cálculo de la solución final, se ha deducido un factor de escala de 12 para la determinación de las incertidumbres finales. Teniendo en cuenta esto, la incertidumbre media alcanzada en las velocidades es de 1,4 mm/a, 1,2 mm/a y 5,9 mm/a para la componente este, norte y altura, respectivamente. Estas precisiones son consistentes con las obtenidas en la repetibilidad a largo plazo. Todas las precisiones dadas en los siguientes apartados están escaladas usando este factor.

## 3.5.1.2. Resultados

Las velocidades fueron estimadas a partir de la combinación de las ecuaciones normales (NEQ) obtenidas en las soluciones de las diferentes campañas. Las coordenadas y velocidades fueron mínimamente constreñidas a las estaciones fiduciales de IGS y NOAA, MANA, GUAT, SSIA y CHET, obteniendo velocidades respecto al marco de referencia ITRF2008.

Aquellas estaciones con un intervalo de tiempo de registro menor a 3,5 años han sido excluidas en la determinación del campo de velocidades final (como es el caso de la estación ROSA). Aunque se han estimado también velocidades verticales, debido a su escasa precisión, estas serán omitidas en el análisis y modelización posterior.

El Apéndice B muestra las series temporales de coordenadas para las estaciones de la ZFESNet en El Salvador observadas en este estudio, incluyendo la línea de tendencia cuya pendiente define la velocidad relativa a ITRF2008 para cada componente, obtenida a partir del modelo de regresión lineal por mínimos cuadrados ponderados.

La tabla 3.6 y figuras 3.14 y 3.15 muestran el campo de velocidades de la ZFESNet obtenido de las medidas realizadas en el periodo 2007-2012 respecto al marco de referencia ITRF2008. Las elipses de error horizontales y barras de error verticales han sido calculadas a partir de la multiplicación del error formal por un factor de escala de 12, para obtener una estimación más realista del error. Como es de esperar, la incertidumbre asociada a la velocidad aumenta en función inversamente proporcional del intervalo de tiempo de registro de cada estación. Tabla 3.6. Posiciones y velocidades respecto a ITRF2008 (época 2005.0). Las incertidumbres están expresadas como errores estándar. Los errores se obtienen multiplicando por 12 el error formal estadístico de cada estación. Ve positivo hacia el este, Vn positivo hacia el norte.

Table 3.6. Site positions and velocities relative to ITRF2008 (epoch 2005.0).	Uncertainties are standard errors. The errors given are 12 times the
formal statistical errors. Ve positive to the east, Vn positive to the north.	

	Pos	ition			Velocities								
GPS station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Total Data <sup>(a)</sup>	ΔT <sup>(b)</sup> (years)	Ve (	mm/	yr)	Vn (	mm/	yr)	Vu	(mm	/yr)
AIES <sup>(*)</sup>	13,44726	-89,05040	104	4,51	0,6	±	0,5	7,4	±	0,5	3,4	±	1,2
AMAT	13,40525	-87,99889	5	4,51	6,8	±	1,2	7,2	±	1,2	0,2	±	7,2
BT10	13,52896	-88,50711	7	4,51	0,3	±	1,2	6,2	±	1,2	0,2	±	8,4
CABA	13,72774	-88,67700	6	4,51	9,8	±	1,2	8,0	±	1,2	4,3	±	6,0
CARM	13,72650	-88,89847	6	4,51	10,0	±	1,2	8,3	±	1,2	2,0	±	6,0
CARR	13,66923	-88,72772	11	4,51	8,7	±	1,2	7,6	±	1,2	2,0	±	4,8
CEGD	13,93950	-88,90170	7	4,51	10,4	±	1,2	8,0	±	1,2	2,7	±	6,0
CH15	13,62243	-88,56115	24	4,51	6,0	±	1,2	7,9	±	1,2	0,9	±	3,6
CHET 40526M001 (*)	18,49528	-88,29922	105	4,51	-9,3	±	0,5	-0,7	±	0,5	-0,1	±	1,2
CNR1 <sup>(*)</sup>	13,67044	-89,28901	80	3,52	0,4	±	0,5	2,5	±	0,5	6,9	±	1,2
CSJO	13,48650	-88,38608	5	4,51	5,5	±	2,4	7,8	±	1,2	1,5	±	7,2
GUAT 40901S001 <sup>(*)</sup>	14,59040	-90,52018	60	2,46	6,4	±	0,5	3,0	±	0,5	1,3	±	2,4
GUAY	13,84108	-89,16230	8	3,52	11,3	±	2,4	9,6	±	2,4	-2,3	±	8,4
ICHA	13,56028	-88,71624	6	4,51	3,7	±	1,2	9,3	±	1,2	5,5	±	7,2
JUCU	13,25287	-88,24958	5	4,51	2,6	±	1,2	9,1	±	1,2	-1,1	±	7,2
LOLO	13,55892	-88,36851	10	4,51	9,8	±	1,2	7,7	±	1,2	-1,2	±	4,8
LPIN	13,68044	-87,91948	6	4,51	8,8	±	2,4	7,8	±	1,2	0,4	±	8,4
LSSJ	13,37803	-88,19795	5	4,51	-0,6	±	2,4	7,1	±	1,2	-1,1	±	8,4
MANA 41201S001 <sup>(*)</sup>	12,14894	-86,24899	106	4,51	5,8	±	0,5	7,9	±	0,5	-3,9	±	1,2
MIGL	13,52857	-88,15003	15	4,51	8,1	±	1,2	7,0	±	1,2	-1,6	±	4,8
MNGO	13,96509	-89,19742	3	3,52	11,9	±	2,4	8,3	±	2,4	8,8	±	10,8
NONU	13,57408	-88,95202	7	4,51	1,4	±	1,2	8,6	±	1,2	4,6	±	7,2
OPAC	13,72180	-88,36670	5	4,51	9,5	±	2,4	9,6	±	2,4	1,8	±	8,4
OSIC	13,81387	-88,14565	6	4,51	9,1	±	1,2	8,5	±	1,2	1,5	±	7,2
PASA	13,59177	-87,83222	6	4,51	8,2	±	1,2	7,6	±	1,2	-1,2	±	7,2
PLAY	13,79323	-89,34524	5	3,52	4,6	±	2,4	8,5	±	2,4	5,2	±	9,6
PRUS	13,34709	-88,60539	6	4,51	3,0	±	1,2	8,3	±	1,2	2,6	±	6,0
RIOG	13,82395	-88,57777	5	3,52	9,2	±	2,4	6,5	±	2,4	1,4	±	8,4
SAIN	13,32485	-87,81526	6	4,51	7,9	±	1,2	7,7	±	1,2	-0,1	±	7,2
SBAR	13,63394	-88,35418	5	4,51	9,2	±	1,2	8,1	±	1,2	2,4	±	7,2
SCAR	13,63830	-88,08294	5	4,51	9,9	±	1,2	7,8	±	1,2	2,1	±	7,2
SNJE <sup>(*)</sup>	13,86825	-89,60069	104	4,51	5,0	±	0,5	6,2	±	0,5	-1,9	±	1,2
SSIA 41401S001 <sup>(*)</sup>	13,69708	-89,11660	106	4,51	7,8	±	0,5	6,2	±	0,5	1,8	±	1,2
SVIC	13,63035	-88,78718	9	4,51	6,1	±	1,2	9,9	±	1,2	-0,1	±	6,0
TACA	13,96998	-89,35361	5	3,52	8,1	±	2,4	7,4	±	2,4	1,8	±	9,6
TEG1 41101S002 <sup>(*)</sup>	14,09007	-87,20565	101	4,51	8,9	±	0,5	6,8	±	0,5	1,4	±	1,2
USUL	13,37992	-88,48417	10	4,51	2,1	±	1,2	5,9	±	1,2	1,3	±	4,8
VIEJ	13,51490	-88,98836	3	3,52	-0,1	±	2,4	8,2	±	2,4	3,7	±	12,0
VMIG <sup>(*)</sup>	13,39615	-88,30464	102	4,51	4,3	±	0,5	7,8	±	0,5	2,8	±	1,2

(a) Número de ocupaciones. (Number of occupations).

(b) Tiempo en el que se ha extendido la observación. (Time span of observations).

(\*) Estación Continua GPS. (Continuous GPS site).



Figura 3.14. Velocidades GPS horizontales en El Salvador respecto a ITRF2008. Las elipses de error muestran la incertidumbre 2D con 1σ. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.14. GPS horizontal velocities in El Salvador relative to ITRF2008. Uncertainty ellipses are 2D, 1o. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).



Figura 3.15. Velocidades GPS verticales respecto a ITRF2008. Incertidumbres expresadas a 1σ. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.15. GPS vertical velocities in El Salvador relative to ITRF2008. Uncertainties are standard errors. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

# **3.5.2.** Influencia de terremotos regionales en la estimación de las velocidades GPS. Deformación cosísmica durante el periodo 2007-2012

La estimación de la posición y la velocidad basada en medidas GPS puede estar afectada por una variedad de procesos que se han producido o se están produciendo durante el periodo de medición, como por ejemplo deformación elástica temporal o deformación dúctil permanente asociada con eventos magmáticos y/o sísmicos, o como respuesta a eventos pasados, como el rebote post-glaciar.

Dado que el objetivo principal del presente estudio es cuantificar la deformación elástica intersísmica asociada a la deformación por cizalla de la fase de deformación intersísmica de la ZFES, se deben corregir las coordenadas y, por tanto, las series temporales para la estimación de velocidades, de cualquier deformación que no esté directamente relacionada con la deformación tectónica asociada a esta estructura.

Es por ello que, para la determinación del campo de velocidad final en la zona de estudio, se ha tenido en cuenta la deformación cosísmica asociada a terremotos suficientemente cercanos como para producir una deformación apreciable en nuestras estaciones GPS.

Para ello, se ha cuantificado la deformación cosísmica resultante de terremotos regionales que han ocurrido en el intervalo de tiempo en el que se han realizado las mediciones. La tabla 3.7 y figura 3.16 muestran los dos terremotos con  $M_w$  mayor de 6 y profundidad menor a 60 km ocurridos en la zona en el intervalo 2007-2012.

Teniendo en cuenta la magnitud de ambos eventos y los datos disponibles, sólo se ha considerado el terremoto del 28 de mayo de 2009 de M<sub>w</sub> 7,3, asociado a la falla de las Islas de Swan, cerca de la isla de Roatan frente a la costa norte de Honduras. Este ha sido el mayor terremoto que se ha producido en el sistema de fallas Islas de Swan/Motagua-Polochic recientemente, causando 7 muertos e importantes daños en el norte de Honduras, además de haber disparado numerosos eventos de menor magnitud a más de 100 km de distancia de la zona de ruptura (Graham et al., 2012).

Tabla 3.7. Información sobre los terremotos ocurridos en el área de estudio entre 2007-2012, con  $M_w > 6$  y profundidad < 60 km, tomados del catálogo Global CMT. Los eventos que se han tenido en cuenta para la estimación del efecto cosísmico están marcados con un asterisco.

			Location		_		Fau	ılt plane	(a)
ID	Date	Place	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	$M_w$	Strike	Dip	Slip
200804150303A	2008/04/15	Near coast of Guatemala	13,42	-91,00	32,8	6,1	44	45	15
200905280824A (*)	2009/05/28	North of Honduras	16,50	-87,17	12,0	7,3	63	60	7

Table 3.7. Earthquakes information occurred in the area between 2007-2012, with  $M_w > 6.0$  and depth < 60 km, from the global CMT catalogue. Events for which coseismic deformation was estimated are indicated with a star.

(a) Plano de falla de la solución de Harvard-CMT. Dirección, buzamiento y deslizamiento en grados. (Fault plane of Harvard-CMT solution. Strike, dip and slip in degrees).

La figura 3.16 muestra el desplazamiento cosísmico predicho en las estaciones GPS de la ZFESNet en El Salvador debido al terremoto del 28 de mayo de 2009. Estos valores (DeMets comunicación personal, 2013) se han determinado a partir del modelo de distribución de deformación cosísmica del terremoto publicado por Graham et al (2012). Como se puede apreciar el desplazamiento cosísmico medio en las estaciones de El Salvador es de aproximadamente 5 mm, siendo las estaciones del noreste las que tienen un mayor desplazamiento (OSIC, con un valor máximo de 7,3 mm) y las del oeste y suroeste las que registran un desplazamiento menor (SNJE, con un valor mínimo de 3,7 mm).



Figura 3.16. Efecto cosísmico del terremoto de 2009 (Mw = 7.3) de la falla de las Islas de Swan. Las flechas rojas muestran el efecto cosísmico predicho. Los mecanismos focales corresponden al terremoto del 28 de mayo de 2009 (rojo) y al terremoto del 15 de abril de 2008 (gris), tomados del catálogo del Global CMT. Las líneas negras muestran las trazas de la Falla de las Islas de Swan y el Sistema de Fallas de Motagua-Polochic.



Estos desplazamientos han sido eliminados de las series temporales (Apéndice B) obteniendo un nuevo valor de la velocidad corregido del efecto cosísmico producido por el terremoto. La diferencia media entre las velocidades corregidas y no corregidas es de 1.6 mm/a (figura 3.17), valor que se encuentra prácticamente dentro de la incertidumbre media estimada para las velocidades GPS. No obstante, esta corrección se ha tenido en cuenta, y en los siguientes apartados siempre se usarán valores corregidos por este efecto. La tabla 3.8 y figuras 3.18 y 3.19, muestran las velocidades respecto a ITRF2008 corregidas del efecto cosísmico.

#### 3. Determinación del campo de velocidades en El Salvador



Figura 3.17. Campo de velocidades GPS respecto a ITRF2008, corregido del efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan. Elipses de error 2D a 1σ. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.17. GPS velocity field relative to ITRF2008, corrected by co-seismic offsets from the May 28, 2009 Swan Islands fault earthquake. Uncertainty ellipses are 2D, 1 $\sigma$ . Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

Tabla 3.8. Velocidades relativas a ITRF2008 (época 2005.0) en El Salvador, corregidas del efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 producido en la falla de las Islas de Swan.

Table 3.8. Site velocities relative to ITRF2008 (epoch 2005.0) in El Salvador, corrected by coseismic offsets from the May 28, 2009 Swan Islands fault earthquake.

	ITRF	2008 Veloci	ties		ITR	F2008 Veloci	ties
GPS station	Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)	Vu (mm/yr)	GPS station	Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)	Vu (mm/yr)
AIES(*)	0,3	6,2	2,9	NONU	1,1	7,4	4,0
AMAT	6,6	5,9	-0,4	OPAC	9,2	7,9	0,9
BT10	0,0	4,6	-0,1	OSIC	8,8	6,3	0,6
CABA	9,3	6,3	3,5	PASA	7,8	5,9	-2,0
CARM	9,5	6,6	1,5	PLAY	4,4	6,8	3,3
CARR	8,4	6,0	1,4	PRUS	2,8	7,0	1,9
CEGD	10,0	6,4	2,3	RIOG	8,9	4,6	0,8
CH15	5,7	6,3	0,5	SAIN	7,6	6,3	-0,4
CNR1(*)	0,3	1,2	6,2	SBAR	8,9	6,5	2,0
CSJO	5,1	6,3	1,4	SCAR	9,5	6,0	1,5
GUAY	10,7	7,7	-3,0	SNJE(*)	4,9	5,1	-2,2
ICHA	3,4	7,8	4,9	SSIA 41401S001(*)	7,5	4,9	1,3
JUCU	2,4	7,8	-1,3	SVIC	5,6	8,1	-0,4
LOLO	9,5	6,0	-1,7	TACA	7,7	5,8	1,2
LPIN	8,6	5,9	-0,7	USUL	1,8	4,6	0,9
LSSJ	-0,5	5,7	-1,6	VIEJ	-0,1	6,7	2,7
MIGL	7,7	5,5	-2,5	VMIG(*)	4,0	6,3	2,2
MNGO	11,4	6,6	7,9				

(\*) Estación Continua GPS. (Continuous GPS sites).



Figura 3.18. Campo de velocidades GPS horizontal en El Salvador respecto a ITRF2008, corregido por el efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan. Elipses de error 2D a 1 $\sigma$ . Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.18. Horizontal GPS velocity field in El Salvador relative to ITRF2008, corrected for co-seismic offsets from the May 28, 2009 Swan Islands fault earthquake. Uncertainty ellipses are 2D, 1o. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).



Figura 3.19. Campo de velocidades GPS vertical respecto a ITF2008, corregido por el efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan. Incertidumbres expresadas a 1 $\sigma$ . Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.19. Vertical GPS velocity field relative to ITRF2008, corrected for co-seismic offsets from the May 28, 2009 Swan Islands fault earthquake. Uncertainties are standard errors. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

## 3.5.3. Campo de velocidades relativo a la placa Caribe

Para una mejor interpretación tectónica y análisis de las deformaciones, las velocidades obtenidas en el apartado anterior son transformadas de ITRF2008 a un marco de referencia fijo en la placa Caribe. Para ello se ha utilizado la velocidad angular de la placa Caribe con respecto a ITRF2008.

Altamimi et al. (2012) obtiene un polo de Euler y velocidad angular (31,37°N, -87,42°E, 0,354°/Ma) de la placa Caribe a partir de las velocidades ITRF2008 de sólo dos estaciones situadas en el borde oeste de la placa Caribe (no utiliza ninguna estación situada en el istmo centroamericano).

DeMets (comunicación personal, 2013) obtiene unos nuevos valores para el polo y velocidad angular (36,96°N, -100,47°E, 0,263°/Ma) a partir de la inversión de 18 estaciones repartidas por la placa Caribe (figura 3.20), determinando la velocidad angular que mejor se ajusta a esta placa. Estos valores difieren significativamente de los obtenidos por Altamimi et al. (2012), debido fundamentalmente a la diferencia del número de estaciones utilizado y de su distribución dentro de la placa Caribe. Teniendo en cuenta esto, en el presente estudio hemos utilizado el polo y velocidad obtenido por DeMets para obtener las velocidades de la ZFESNet respecto a la placa Caribe.

La propagación de las incertidumbres formales en la velocidad angular Caribe-ITRF2008 típicamente incrementa las incertidumbres de las velocidades de las estaciones GPS en América Central en aproximadamente 0,2 mm/a o menos (Alvarado et al., 2011), valor demasiado pequeño para tenerlo en cuenta en nuestro estudio.



Figura 3.20. Movimientos relativos a ITRF2008 de las dieciocho estaciones GPS utilizadas para determinar la velocidad angular que mejor se ajusta al movimiento de la placa Caribe relativo a ITRF2008 (DeMets, comunicación personal 2013). Límites de placa tomados de Bird, 2003.

Figure 3.20. Relative Motions to ITRF2008 of all eighteen GPS sites used to determinate a best-fitting angular velocity for Caribbean plate motion relative to ITRF2008 (DeMets, personal communication 2013). Plate boundaries are taken from Bird, 2003.

El campo de velocidad de la ZFESNet fue entonces transformado de ITRF2008 a un marco de referencia fijo en la placa Caribe, utilizando para ello los valores indicados anteriormente (figura 3.21).



Figura 3.21. Campo de velocidades GPS horizontal respecto a Caribe fijo. Elipses de error 2D a 1o. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.21. GPS horizontal velocity field in Caribbean plates reference frame. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Uncertainty ellipses are 2D, 1 $\sigma$ . Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

En general el campo de velocidades obtenido respecto a Caribe fijo es coherente con la dirección dominante del movimiento paralelo a la zona de convergencia entre las placas Coco y Caribe, paralela a las principales trazas de la ZFES, lo cual se discutirá posteriormente. Sin embargo, existen algunas estaciones con velocidades inconsistentes con las estaciones vecinas, debido a su diferencia en orientación y/o módulo, que analizaremos a continuación.

Respecto a la estación LSSJ, analizando los resultados del cálculo de la solución final y la serie temporal de esta estación (Apéndice B), comprobamos una escasa repetibilidad, principalmente en la componente este. Esto podría ser debido varias causas, como errores durante el proceso de medición en algunas campañas, inestabilidad de la propia monumentación de la estación o incluso deformaciones debidas a estructuras locales, lo cual tendría que ser verificado con más mediciones a lo largo del tiempo. Teniendo en cuenta esto, se ha eliminado la velocidad de esta estación en el campo de velocidades final de la ZFES, que posteriormente se usará para el análisis y discusión.

En cuanto a la estación CNR1, estación de observación continua instalada en 2008 cerca del volcán de San Salvador, presenta una velocidad con un módulo similar a las velocidades de las estaciones que se encuentran en el antearco salvadoreño (~12 mm/a), pero con una dirección SO. Si se analiza la serie temporal de la estación CNR1 (Apéndice B), vemos que después de la campaña del 2010 (mayo de 2010) se produce un cambio en la

componente norte, cambiando claramente la tendencia a partir de esta fecha, pasando a tener un movimiento hacia el sur. También vemos que varía drásticamente la componente vertical produciéndose una elevación de ~23 mm en el periodo 2010-2012. Este cambio en la velocidad de esta estación a partir de mediados del 2010 también ha sido observado por DeMets (comunicación personal, 2013), cuyas posibles causas son objeto de estudio actualmente y se intentarán analizar posteriormente. Teniendo en cuenta lo anterior, la velocidad intersísmica que consideraremos para la estación CNR1 en el campo de velocidades final para el análisis posterior de los datos, será la estimada a partir de la serie temporal eliminando la posición del 2012, cuyos nuevos valores son 2,4 mm/a, 5,9 mm/a y -2,0 mm/a, para la componente este, norte y altura, respectivamente, valores corregidos del efecto cosísmico y respecto al marco ITRF2008.

La tabla 3.9 y figura 3.22 muestran las velocidades que, tras el filtrado de las anomalías que acaban de explicarse, se han usado para la modelización e interpretación final. Para obtener estos resultados, se ha asumido que las velocidades son constantes a lo largo de los 5 años de medidas.

Aunque, debido a su escasa precisión, las velocidades verticales no se usarán para la modelización y posteriores discusiones, la figura 3.23 muestra las velocidades verticales respecto a ITRF2008 en el periodo 2007-2012. Los resultados obtenidos sugieren que no existe una tendencia clara de levantamiento o subsidencia en la ZFES, ya que la velocidad vertical media obtenida en la ZFES es ~1 mm/a, valor que se encuentra muy por debajo de la incertidumbre media.

Tabla 3.9. Velocidades relativas a la placa Caribe fija, corregidas por el efecto cosísmico y las anomalías de la estación CNR1.

Of the CNR1 station.					
	Velocities plated	Caribbean I fixed		Velocities plate	s Caribbean d fixed
GPS station	Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)	GPS station	Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)
AIES(*)	-11,5	1,6	NONU	-10,7	2,7
AMAT	-5,3	0,8	OPAC	-2,5	3,0
BT10	-11,8	-0,2	OSIC	-2,9	1,3
CABA	-2,4	1,5	PASA	-4,0	0,8
CARM	-2,2	1,9	PLAY	-7,3	2,3
CARR	-3,3	1,2	PRUS	-9,1	2,2
CEGD	-1,6	1,7	RIOG	-2,8	-0,2
CH15	-6,1	1,5	SAIN	-4,3	1,2
CNR1(*)	-9,3	1,4	SBAR	-2,9	1,6
OLSJO	-6,7	1,4	SCAR	-2,3	1,0
GUAY	-0,9	3,1	SNJE(*)	-6,7	0,7
ICHA	-8,4	3,0	SSIA 41401S001(*)	-4,2	0,3
JUCU	-9,5	2,8	SVIC	-6,1	3,4
LOLO	-2,3	1,1	TACA	-3,9	1,3
LPIN	-3,1	0,8	USUL	-10,1	-0,3
MIGL	-4,1	0,5	VIEJ	-11,9	2,0
MNGO	-0,2	2,0	VMIG(*)	-7,9	1,4

Table 3.9. Site velocities relative to Caribbean Plate fixed in El Salvado	r, corrected by coseismic	offsets and anomalie
of the CNR1 station.		

(\*) Estación Continua GPS. (Continuous GPS sites).



Figura 3.22. Campo de velocidades GPS horizontal final respecto a Caribe fijo, corregido por efecto cosísmico y las anomalías de la estación CNR1. Elipses de error 2D a 1σ. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).





Figura 3.23. Campo de velocidades GPS vertical final respecto a ITRF2008, corregido por efecto cosísmico y las anomalías de la estación CNR1. Incertidumbres expresadas a 1σ. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.23. Final vertical GPS velocity field relative to ITRF2008, corrected by coseismic offsets and anomalies of the CNR1 station. Uncertainties are standard errors. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

## 3.5.4. Comparación con otros modelos globales de movimiento de placas

A modo de comprobación, el campo de velocidades ITRF2008 obtenido a partir de las estaciones de la ZFESNet, es comparado con algunos modelos de movimiento de placas tectónicas globales y regionales publicados. Esto permitirá verificar el grado de fiabilidad que los modelos geofísicos y geodésicos tienen en la zona de estudio, zona de acomodación de deformación debida a la convergencia entre las placas del Coco y Caribe.

Los modelos de deformación global basados en la tectónica de placas se empezaron a desarrollar en la década de los 70. Dichos modelos proporcionan velocidades de la corteza terrestre a partir de la geometría de un conjunto de placas rígidas para posteriormente estimar los parámetros de movimiento como una rotación, vector de Euler, de una capa esférica indeformable.

Los primeros modelos desarrollados están basados en datos geológicos y geofísicos como tasas de velocidad o expansión del suelo marino, acimuts de fallas transformantes y vectores de deslizamiento de terremotos. Uno de los principales modelos geofísicos, que además incorpora datos de anomalías magnéticas, es el modelo NUVEL 1A (DeMets et al., 1994).

En las últimas décadas han aparecido nuevos modelos que describen el movimiento de las placas y bloques tectónicos a partir de las velocidades obtenidas con técnicas geodésicas (GNSS, VLBI, SLR y DORIS). Este es el caso de los modelos globales REVEL 2000 (Sella et al., 2002), APKIM2005 (Drewes, 2009) y GEODVEL (Argus et al., 2010), y del modelo de velocidades para América del Sur y El Caribe VEMOS 2009 (Drewes y Heidbach, 2012). Las velocidades obtenidas con estos modelos difieren significativamente de las obtenidas a partir de modelos geológicos-geofísicos. Estas discrepancias son fundamentalmente debidas a la diferencia del periodo tiempo de observación cubierto por los datos geodésicos y geológicos que puede implicar la actuación de mecanismos de deformación diferentes en cada caso.

Recientemente se han publicado modelos que combinan datos geológicos, geofísicos y geodésicos, este es el caso del modelo MORVEL (DeMets et al., 2010) y NNR-MORVEL56 (Argus et al., 2011).

No obstante, la mayor limitación de todos estos modelos es la determinación de las velocidades en los límites de placas, zonas de deformación, donde las velocidades estimadas por los modelos presentan grandes discrepancias con la real. Tal es el caso de la zona objeto de estudio, la ZFES.

Las figuras 3.24, 3.25, 3.26, 3.27 muestran la comparación entre las velocidades absolutas respecto a ITRF2008 calculadas en la ZFESNet en el presente trabajo y las estimadas por los modelos NUVEL 1A, MORVEL, APKIM2005 y VEMOS 2009, respectivamente.

Como se puede apreciar, existen grandes diferencias, tanto en módulo como en dirección, entre las velocidades calculadas en la ZFESNet y las estimadas con el modelo geológico-geofísico NUVEL 1A. Lo mismo ocurre con el modelo MORVEL, aunque este incluye datos geodésicos. Sin embargo, existe una mayor concordancia con los modelos puramente geodésicos APKIM2005 y VEMOS 2009.

En los gráficos de comparación con ambos modelos geodésicos, se diferencian claramente dos grupos de velocidades. Aquellas velocidades de estaciones situadas al norte del arco volcánico y norte de la ZFES, en el trasarco salvadoreño, y por tanto ya en la parte

estable de la placa Caribe, con una velocidad prácticamente igual a la de ésta. En este grupo de estaciones las velocidades estimadas con los modelos son muy parecidas a las obtenidas en la ZFESNet. Sin embargo, las velocidades de las estaciones que se encuentran en el arco volcánico y zona de deformación de la ZFES y al sur de la misma, es decir en el antearco, difieren tanto en orientación como en módulo de las estimadas por los modelos, cuyos valores son muy similares a aquellas que se encuentran en la parte estable de la placa. Esto pone de manifiesto la limitación que estos modelos tienen para determinar las velocidades en los bordes o límites de placas, donde son frecuentes las estructuras activas de carácter local como la ZFES que producen deformaciones y movimientos de bloques tectónicos locales que desvían las velocidades de las predichas por los modelos regionales de movimientos de grandes placas.



Figura 3.24. Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo NUVEL 1A (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.24. Horizontal GPS velocity fields from ZFESNet (blue) and NUVEL 1A model (black) in El Salvador. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

#### 3. Determinación del campo de velocidades en El Salvador



Figura 3.25. Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo MORVEL (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.25. Horizontal GPS velocity fields from ZFESNet (blue) and MORVEL model (black) in El Salvador. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).



Figura 3.26. Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo APKIM2005 (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.26. Horizontal GPS velocity fields from ZFESNet (blue) and APKIM2005 model (black) in El Salvador. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

#### A. Staller Vázquez



Figura 3.27. Campo de velocidades GPS horizontal obtenido en este trabajo en la ZFESNet (en azul) y obtenido con el modelo VEMOS2009 (en negro) en El Salvador. Las líneas negras gruesas muestran las principales fallas activas de la ZFES. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.27. Horizontal GPS velocity fields from ZFESNet (blue) and VEMOS2009 model (black) in El Salvador. Black bold lines outline main active faults of the ESFZ. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

## 3.5.5. Modelo de velocidades absoluto y relativo

Por último, se ha realizado una interpolación de las velocidades respecto al marco ITRF2008 y relativas respecto a Caribe, dadas en las tablas 3.8 y 3.9, respectivamente, para obtener un modelo del campo de velocidades de la zona de estudio.

Para ello se ha utilizado la técnica de interpolación *surface* del software GMT (Wessel y Smith, 1998) con un paso de malla de 0,2° x 0,2°, obteniéndose los modelos representados en las figuras 3.28 y 3.29, para el modelo absoluto y relativo, respectivamente.

La característica más significativa de ambas figuras es el cambio en el módulo y dirección de los vectores de velocidad del sur a norte de El Salvador, cambio que se produce a partir de la estructura de la ZFES.

La distribución de la velocidad de la figura 3.29 (velocidades respecto a Caribe fijo) indica claramente que el sur de El Salvador, que forma parte del antearco salvadoreño, se está moviendo en dirección ~O respecto a Caribe, sin embargo, toda la zona norte, a partir de las estructuras principales de la ZFES, es prácticamente solidaria a la placa Caribe.



Figura 3.28. Modelo de velocidades horizontales ITRF2008 en El Salvador, obtenido mediante interpolación de las velocidades de la ZFESNet (flechas grises). Elipses de error 2D a 1σ. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.28. ITRF2008 horizontal velocity model in El Salvador obtained by interpolating of ZFESNet velocities (grey arrows). Uncertainty ellipses are 2D, 1σ. Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).



Figura 3.29. Modelo de velocidades horizontales respecto a Caribe fijo en El Salvador, obtenido mediante interpolación de las velocidades de la ZFESNet (flechas grises). Elipses de error 2D a 1o. Las líneas negras finas muestran el mapa de fallas (Canora, 2011).

Figure 3.29. Caribbean velocity model in El Salvador obtained by interpolating of ZFESNet velocities (grey arrows). Uncertainty ellipses are 2D, 1 $\sigma$ . Thin black lines outline the map of faults (Canora, 2011).

# 3.6. Discusión y conclusiones

# 3.6.1. Campo de velocidades

La característica más destacable de nuestro campo de velocidades respecto a Caribe fijo (figura 3.22) es claramente el dominio del movimiento en dirección ONO-ESE (~290°), prácticamente perpendicular a la dirección de convergencia de la placa del Coco respecto a Caribe de 20° ± 2° (DeMets et al., 2010), destacando el decrecimiento de este movimiento hacia el norte, hasta valores prácticamente nulos en las estaciones situadas en el trasarco salvadoreño. Este patrón de desplazamiento es típico de una falla de desgarre bloqueada y es coherente con los resultados obtenidos por otros investigadores en la zona a escala más regional (Corre-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011).

Como era de esperar, las velocidades observadas alcanzan sus valores máximos al sur del arco volcánico, cerca de la costa salvadoreña, con un máximo en la estación AIES de ~12 mm/a. Este valor representa casi en su totalidad el movimiento del antearco salvadoreño en dirección prácticamente perpendicular a la dirección de convergencia de la placa del Coco con respecto a la placa Caribe, aunque es algo menor al obtenido por otros autores, ~14 mm/a. Esta velocidad decrece hacia el interior hasta valores de ~2 mm/a de las estaciones situadas en el trasarco salvadoreño.

Nuestro campo de velocidades no ha detectado inicialmente la existencia de deformaciones de compresión asociadas con la convergencia entre las placas del Coco y Caribe, lo cual es coherente con la falta de acoplamiento de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas, tal y como proponen otros autores (Álvarez-Gómez et al. 2008; Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012). No obstante, esto será estudiado y analizado con más detalle en el capítulo 5.

Los resultados obtenidos en las velocidades verticales (figura 3.23) sugieren que no existe una tendencia clara de levantamiento o subsidencia en la ZFES, lo cual pone en evidencia la falta de acoplamiento de la subducción frente a las costas salvadoreñas. Además, los valores obtenidos son bastante coherentes con la tectónica de la ZFES, produciéndose ligeros hundimientos en las zonas con mayor tectónica extensional, como es el graben al sur de la falla Guaycume y la zona extensional de la Cordillera de Jucuarán-Intipuca, con la excepción de la estación PLAY.

Se identifican principalmente tres grupos de estaciones con un movimiento aproximadamente homogéneo; a) las situadas en el norte de El Salvador, en el trasarco volcánico, b) las situadas en el centro, en el arco volcánico, y c) las situadas en el sur, en el antearco volcánico:

- I) Las estaciones situadas al norte del arco volcánico presentan velocidades pequeñas, entre 2-4 mm/a con una orientación media de ~305°, lo cual indica que el bloque trasarco se mueve prácticamente solidario a la placa Caribe, y que las pequeñas diferencias en módulo y orientación pueden ser debidas a deformaciones producidas por estructuras locales con dirección predominante N-S. Tal puede ser el caso de la estación RIOG, con una orientación E-O (~265°) claramente diferente, cuyo movimiento puede estar afectado por pequeñas fallas dirección N-S.
- II) Las estaciones situadas al sur del arco volcánico, en el antearco, tienen velocidades de hasta 12 mm/a y una orientación media de ~280°. Las estaciones BT10 y USUL, situadas cerca de las zonas volcánicas de Berlín y Usulután, presentan una orientación algo menor, ~270°, pudiendo estar afectadas por

movimientos relacionados con actividad volcánica. Dentro de este bloque destaca el aumento significativo de la velocidad de este a oeste. Las estaciones SAIN Y AMAT, situadas al este, cerca del golfo de Fonseca, presentan velocidades de ~5 mm/a, claramente menores que las velocidades de las estaciones situadas al oeste, AIES, VIEJ y NONU, de hasta ~12 mm/a. Esta diferencia podría ser explicada por el acomodamiento de la deformación extensional en dirección E-O por estructuras con dirección N-S y NO-SE situadas en el sureste de El Salvador, que podrían formar parte de la cuenca extensional denominada *Fonseca pull-apart* (Alvarado et al., 2011). Este aumento de la velocidad de este a oeste dentro del bloque antearco también es coherente con la cinemática regional del bloque de Chortís, ya que la extensión en este bloque es mayor en el sector oeste, que combinado con el pinzamiento del bloque antearco en Guatemala (Álvarez-Gómez et al., 2008) favorece que el movimiento de desgarre sea mayor de este a oeste en El Salvador.

III) Las estaciones situadas en la parte central de El Salvador, cerca del arco volcánico salvadoreño y de las estructuras principales que forman la ZFES, tienen velocidades intermedias entre 4 mm/a y 9 mm/a. Estas estaciones están localizadas dentro de la zona de influencia de la ZFES, acomodando parte de la deformación asociada a esta estructura, lo cual impide que registren el movimiento total del antearco o de las áreas del interior al norte del arco volcánico.

Es evidente la necesidad de un aumento de la densidad de estaciones, especialmente en la zona oeste de El Salvador para poder establecer una cinemática detallada de los bloques tectónicos a escala local. No obstante, las velocidades GPS obtenidos en este estudio complementan y mejoran los trabajos realizados anteriormente, dado que proporcionan una mayor cobertura de datos GPS tanto en espacio como en tiempo, facilitando la detección de señales tenues de deformación de la corteza.

# 3.6.2. Efecto postsísmico del terremoto de febrero de 2001

Resulta de especial interés la orientación de las velocidades de las estaciones CARM y SVIC e ICHA, con una dirección claramente oblicua a la traza de la falla de San Vicente (segmento San Vicente), responsable del terremoto de febrero de 2001 (figura 3.30). Dado que esta falla tiene una componente de desgarre dextral pura y orientación E-O, tal y como revela el mecanismo focal (figura 2.10), cabría esperar que estas estaciones registren desplazamientos con una dirección prácticamente paralela a la falla, teniendo en cuenta su cercanía a la misma.

Sin embargo, las velocidades obtenidas en estas estaciones en el período 2007-2012 registran una componente norte mayor que la esperada y, por tanto, un desplazamiento en dirección oblicua y no paralela a la traza de la falla de San Vicente. Teniendo en cuenta que la relajación postsísmica tras un terremoto puede ser registrada durante décadas después del evento (p.ej. Kenner y Segall, 2000; Feigl y Thatcher, 2006), y dado que estas estaciones (en particular SVIC) se encuentran cerca del epicentro del terremoto de febrero de 2001 (figura 3.30), esta falta de paralelismo y aumento de la componente normal podría deberse al registro del efecto postsísmico de este terremoto.



Figura 3.30. DEM (SRTM3) con la situación del epicentro del terremoto de febrero de 2001 (estrella roja). Las flechas azules muestran las velocidades GPS respecto a la placa Caribe fija (elipses de error a 1  $\sigma$ ). La línea roja gruesa muestra la traza de la falla de San Vicente, que rompió en el terremoto de febrero de 2001. Las líneas negras describen las fallas activas. SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, GF – Falla de Guaycume, PF – Falla de Panchimalco, LJF – Falla de La Joya, LF – Falla del Lempa, BF – Falla de Berlín, ETF – Falla de El Triunfo.

Figure 3.30. DEM (SRTM3) with the situation of the epicenter of 2001 February earthquake (red star). Blue arrows are GPS velocities relative to the Caribbean plate reference frame (1 $\sigma$  error ellipses). Red bold line outlines San Vicente Fault, which broke in the 2001 February earthquake. Black lines outline active faults. SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, GF – Guaycume Fault, PF – Panchimalco Fault, LIF – La Joya Fault, LF – Lempa Fault, BF – Berlín Fault, ETF – El Triunfo Fault.

La figura 3.31 muestra el modelo de desplazamiento postsísmico en superficie (Feigl y Thatcher, 2006) debido a un terremoto con un desplazamiento cosísmico de 2 m de una falla de desgarre dextral con una orientación prácticamente N-S y un buzamiento de 87°, con una longitud de 12 km y un ancho de 6 km. Como se puede apreciar, el desplazamiento postsísmico presenta las mismas características geométricas que el desplazamiento cosísmico pero a menor escala, hacia los extremos de la falla que se ha movido se generan desplazamientos oblicuos a la misma, con una componente normal a la falla mayor. Este efecto o desplazamiento es el que se observa en las estaciones SVIC, ICHA y CARM, con una dirección claramente oblicua a la traza de la falla de San Vicente.

Es evidente que, para una determinación precisa de los desplazamientos debidos al efecto postsísmico en estas estaciones, es necesario realizar un modelo viscoelástico de la relajación postsísmica, en el que se tengan en cuenta las características del comportamiento de la corteza propias de la zona de estudio, algo que se escapa del propósito de este trabajo. Sin embargo, a partir del análisis previo del campo de

#### 3.6. Discusión y conclusiones

velocidades obtenido y teniendo en cuenta lo anteriormente dicho, sugerimos que estas estaciones podrían estar registrando el efecto postsísmico debido al terremoto de febrero de 2001.



Figura 3.31. Campo de desplazamiento calculado usando un modelo viscoelástico para el mecanismo honey-like según Feilg et al., 2006. El desplazamiento cosísmico inicial es de 2 m para una falla con movimiento de desgarre dextral de acimut 2°E, buzamiento 87°, longitud 12 km y ancho 6 km. Las figuras muestran desplazamiento horizontal (izquierda) y magnitud de los vectores desplazamiento en metros (derecha) (tomada de Feigl y Thatcher, 2006).



## 3.6.3. Movimiento anómalo de la estación CNR1

Nuestros datos GPS registran un cambio de movimiento en la componente norte para la estación permanente CNR1 de abril de 2010 a mayo de 2012 de ~5 mm en dirección sur (Apéndice B). El movimiento estimado, a partir del procesamiento de los datos diarios, desde mediados de 2010 hasta finales de 2013 (~2,5 años), es de ~20 mm en la misma dirección (DeMets, 2013 comunicación personal), lo cual es bastante significativo. Este movimiento puede ser debido a diferentes fenómenos.

Una las posibles explicaciones es el registro de una deformación temporal en esa estación debida a una liberación de energía lenta o "terremoto lento" en un pequeño tramo de la zona de subducción durante este periodo de tiempo (~2,5 años), lo cual produciría una deformación en superficie, sin eventos sísmicos significativos relacionados con la subducción (p.ej. Dragert et al., 2001). De ser así, este podría ser uno de los sismos lentos más largos registrados. Esta hipótesis sería coherente con el bajo acoplamiento de la subducción y la ausencia de grandes sismos históricos de falla inversa asociados a la misma frente a las costas Salvadoreñas (Pacheco et al., 1993).

La mayoría de los trabajos realizados en la zona (Lyon-Caen et al., 2006; Pacheco et al., 1993; Álvarez-Gómez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009; Franco et al., 2012) estiman un acoplamiento prácticamente nulo para la subducción frente a las costas salvadoreñas. En particular, Correa-Mora et al. (2009) obtienen un acoplamiento intersísmico frente a las costas salvadoreñas de un 3% de media con un área más acoplada en el centro de El Salvador, que podría ser la causante de esta deformación asísmica. No obstante, si analizamos los desplazamientos de las estaciones cercanas a CNR1 (Apéndice B), no encontramos desplazamientos significativos durante este periodo de tiempo. Teniendo en
cuenta la gran magnitud del desplazamiento de la estación CNR1 desde mediados de 2010, estaciones como AIES, VIEJ o NONU, situadas cerca de esta estación y más cercanas a la costa, deberían registrar movimientos similares a los obtenidos en CNR1 durante este periodo de tiempo, por lo que nuestros datos, a priori, no apoyan esta hipótesis.

Otra posibilidad es que este movimiento de la estación CNR1 pueda ser debido a deformaciones asociadas a la actividad del volcán de San Salvador, situado a menos de 10 km al norte de esta estación (figura 3.32). El aumento de la sismicidad cortical (con profundidad < 20 km) al norte de esta estación desde mediados de 2010 avalaría esta interpretación (figuras 3.32 y 3.33). Sin embargo, no se ha detectado una actividad volcánica fuera de lo normal en este volcán durante este periodo de tiempo, según los responsables del Servicio de Geología de la DGSNET de El Salvador, lo cual no significa necesariamente que no haya posibilidad de ascenso magmático, que produciría la deformación en superficie.



Figura 3.32. DEM (SRTM3) de los alrededores del volcán de San Salvador y la estación CNR1, con los epicentros con profundidades < 20 km en periodo 2008-2012 del catálogo del SNET. Los colores muestran la distribución de los eventos por fecha.

Figure 3.32. DEM (SRTM3) of the surrounding San Salvador volcano and CNR1 station, with epicenters with depths < 20 km and period 2008-2012 from DGSNET catalogue. Colors show the distribution of events by date.



Figura 3.33. Histograma con el número de eventos corticales (profundidad < 20 km) por semana (en azul) y acumulada (en rojo) ocurridos alrededor del volcán de San Salvador y la estación CNR1 en el periodo de 2008-2012 del catálogo del SNET. La línea negra discontinua muestra la fecha aproximada del cambio de movimiento registrado por la estación CNR1.

Figure 3.33. Histogram with the number of cortical events (depth < 20 km) per week (in blue) and cumulative (in red) occurred around the San Salvador volcano and CNR1 station in the 2008-2012 period from DGSNET catalogue. Dashed black line shows the approximate date of the change of movement recorded by CNR1 station.

Un dato también significativo, que también apoyaría esta otra hipótesis, es la elevación que la estación CNR1 está registrando desde mediados de 2010, ~20 mm hasta mayo de 2012 (Apéndice B), lo cual está más relacionado con la posibilidad de un ascenso magmático que con la deformación asísmica producida por un terremoto lento de la zona de subducción.

Teniendo en cuenta esto, creemos que nuestros datos a priori apoyan la hipótesis de que este cambio de movimiento y deformación que está registrando la estación CNR1 pueda ser debida a la actividad del volcán San Salvador, no obstante, las posibles causas de este movimiento es actualmente un tema en estudio y discusión.

# Capítulo 4 Análisis del campo de velocidades en El Salvador

## 4.1. Introducción

La ZFES, principal estructura de El Salvador, es una zona de cizalla dextral con más de 150 km de longitud y 20 km de anchura, que atraviesa el país de E a O. Esta estructura está directamente relacionada con la deformación asociada al movimiento relativo entre las placas del Coco y Caribe en El Salvador.

En el capítulo anterior, a partir de los datos GPS recogidos en el periodo 2007-2012, se ha obtenido un campo de velocidades intersísmico en El Salvador, que ha sido referido a la placa Caribe como fija. Estas velocidades intersísmicas medidas a corto plazo, son generalmente relacionadas con las velocidades geológicas a largo plazo (p.ej. tasas de deslizamiento de fallas y movimientos de bloques) que promedian muchos ciclos símicos repetidos, bien directamente o a través de modelos mecánicos. A partir de estas velocidades se pueden estimar las tasas de deformación de la zona y obtener parámetros de las fallas tan importantes como la tasa de deslizamiento y profundidad de bloqueo (profundidad de la zona sismogenética).

Estos valores son críticos para la evaluación de la amenaza sísmica. La tasa de deformación multiplicada por el módulo de rigidez y el tiempo transcurrido desde la última ruptura importante proporciona una estimación de primer orden de la tensión que se ha acumulado desde el último terremoto. Mientras que varios estudios han demostrado que los terremotos no siguen un ciclo de ruptura característico (Weldon et al., 2004), la tensión acumulada es todavía una medida cuantitativa de si una falla en particular, se adelanta o atrasa en su ciclo sísmico. La tasa del momento sísmico acumulado es la medida más importante para el potencial sísmico, ya que esta tasa multiplicada por el tiempo

#### 4.1. Introducción

transcurrido desde la última ruptura importante y la longitud potencial de ruptura es una aproximación adecuada del tamaño del terremoto (Stein, 2008).

El objetivo fundamental de este capítulo es cuantificar la deformación intersísmica actual asociada a la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), así como conocer el comportamiento cinemático de los distintos segmentos que la forman, a partir del análisis del campo de velocidades obtenido en el capítulo anterior.

Para ello, en primer lugar se analizará el campo de velocidades asociado a la ZFES mediante perfiles perpendiculares a los principales segmentos, lo cual permitirá estimar unos valores de tasa de deslizamiento y profundidad de bloqueo a priori para cada segmento analizado, valores que nos ayudarán a comprender mejor la cinemática de la ZFES.

Posteriormente, a partir de las velocidades GPS, se cuantificará la deformación intersísmica actual en la ZFES, mediante la determinación del tensor gradiente de deformación y sus parámetros asociados. El conocimiento de la distribución de la deformación en la zona nos ayudará a interpretar mejor la deformación de la corteza junto con la sismicidad.

En este apartado trataremos de analizar los perfiles de deformación asociados a cada segmento principal de la ZFES. Para ello se proyectarán las velocidades horizontales, obtenidas en el capítulo anterior, a lo largo de perfiles perpendiculares a los principales segmentos de la ZFES, lo que ayudará a analizar y comprender mejor cómo la deformación se está acomodando a lo largo de la ZFES, así como obtener los parámetros asociados (profundidad de bloqueo y tasa de deslizamiento) a los principales segmentos de la misma.

## 4.2.1. Metodología

La acumulación secular de deformación elástica en el entorno de las fallas activas bloqueadas puede reducir la velocidad relativa de las estaciones situadas en un perfil transversal a la falla comparada con la tasa de deslizamiento geológica a largo plazo. El modelo elástico de dislocación simple de Savage y Burford (1973) describe la acumulación de deformación elástica en el entorno de una falla de desgarre vertical. La figura 4.1 muestra dos modelos que representan los dos comportamientos extremos de una falla vertical activa de desgarre. Uno que presenta un comportamiento *stick-slip* en el que la parte más superficial de la falla está bloqueada, mientras que la parte profunda de la falla, situada a profundidades donde dominan los mecanismos de deformación elástica en el entorno de la zona bloqueada. En la parte inferior se muestra una falla que presentaría un comportamiento asísmico con movimiento de tipo *creep* constante en toda la falla, y en el que no existe acumulación de deformación elástica, sino solamente deslizamiento constante.

El perfil bidimensional del modelo de velocidad transversal a una zona de falla bloqueada está representado por la expresión:

$$v(x) = \frac{v}{\pi} \cdot \tan^{-1} \frac{x}{D} , \qquad (4.1)$$

donde v(x) es la velocidad paralela a la falla, x es la distancia horizontal perpendicular a la falla, D es la profundidad de bloqueo y V es la denominada velocidad de campo lejano (*far-field velocity*), generalmente asociada con la tasa de deslizamiento a largo plazo (figura 4.1).

La variación real de deslizamiento con la profundidad es, probablemente, una transición gradual en lugar de un paso brusco y los modelos físicos pueden ser fácilmente modificados para simular una transición gradual (Smith-Konter et al., 2011). Sin embargo, se ha demostrado que la forma exacta de esta transición con la profundidad no se puede resolver utilizando datos geodésicos de superficie (Savage, 2006). Por otra parte, para la evaluación del momento sísmico, lo más interesante es el espesor eficaz de la zona bloqueada, por lo que la forma de esa transición tiene poca influencia para este propósito, de modo que en la mayoría de estudios los investigadores estiman simplemente la profundidad de bloqueo.



Figura 4.1. Modelos simples para el movimiento de una falla que muestra la distribución de la deformación de cizalla y la dirección del desplazamiento en la superficie. El esquema superior corresponde a un modelo de falla bloqueada, en el cual el deslizamiento en la falla ocurre sólo a una profundidad mayor que D. El esquema inferior muestra el modelo de un boque rígido, en el cual el desplazamiento es aproximadamente uniforme con la profundidad (tomada de Savage y Burford, 1973).

Figure 4.1. Simple models for fault motion showing the distribution of shear strain and strike displacement on the surface. The upper sketches refer to a locked-fault model, in which slip on the fault occurs only al depths greater than D. The lower sketches refer to the rigid-block model, in which slip is approximately uniform with depth (from Savage & Burford, 1973).

Nuestra comprensión actual del sistema de fallas de la ZFES sugiere que, en la mayor parte de los segmentos principales de la ZFES, la parte superior de la falla parece estar bloqueada (Correa et al., 2009), y la deformación se acumula en los alrededores de la falla (esquema superior en la figura 4.1). En este caso, para la medición de movimiento relativo de las placas a través de una sección en la que la falla está bloqueada, es necesario asegurarse de que las mediciones se extienden mucho más allá de la falla, de forma suficiente para cubrir la zona de acumulación de deformación. Esta distancia resulta ser sorprendentemente grande.

La figura 4.2 muestra las curvas de deformación de una falla bloqueada a distintas profundidades. Como se puede apreciar, la mayor parte del movimiento relativo se concentra cerca de la falla (el 50% del movimiento relativo se produce entre x = -D y x = +D), pero para incluir el 90% del movimiento relativo las mediciones deberán realizarse a través de una zona que se extiende varias veces la distancia de profundidad de bloqueo (D) a ambos lados de la falla (>50 km para una profundidad de bloqueo de 10 km). Por otra parte, una estimación precisa de la profundidad de bloqueo requiere una alta densidad de datos de velocidad GPS en el entorno de la falla a una distancia igual a la mitad de la profundidad de bloqueo (< 5 km) (Smith-Konter et al., 2011). Así pues, la densidad y distribución de velocidades a lo largo y ancho de la zona de falla estudiada limita en gran medida la precisión en la determinación de la profundidad de bloqueo y la velocidad o tasa de deslizamiento de la falla en cuestión.

En el caso de la ZFES el intervalo espacial medio de las mediciones de la velocidad GPS (figura 4.3) es aproximadamente de 15 km, extendiéndose hasta un máximo de 50 km a ambos lados de las trazas principales de la zona de falla. Teniendo en cuenta esto y dada la dispersión de los datos geodésicos en algunas zonas, las incertidumbres asociadas a la profundidad de bloqueo se estiman del orden de 4-6 km, siendo incluso mayores en algunas zonas, como el segmento oeste. Además, la geometría real de las fallas no es tan simple como la que se plantea en el modelo simple de dislocación vertical en dos dimensiones, por lo que la inversión en 2D, tanto para la tasa de deslizamiento como para la profundidad de bloqueo, está generalmente mal condicionada (McCaffrey, 2005). Es por este motivo por el que posteriormente se plantea una modelización tridimensional, como se verá en el capítulo siguiente.

Teniendo en cuenta que en los modelos elásticos de fallas de desgarre la profundidad de acoplamiento o bloqueo es a menudo equiparada al espesor sismogenético de la corteza (Savage y Burford, 1973), típicamente de 10-15 km en la ZFES (Kikuchi y Yamanaka, 2001; Correa-Mora et al., 2009; Canora, 2011), se fijará una profundidad de bloqueo máxima de 15 km y se analizará la variación de este valor con respecto a la tasa de deslizamiento en aquellos segmentos de falla donde existan datos suficientes para su determinación de forma precisa.



Figura 4.2. Perfil de deformación de una falla bloqueada (profundidades de bloqueo de 5, 10, 20 y 50 km). La curva muestra el patrón teórico de la acumulación de la deformación para una falla de desgarre vertical, infinitamente larga, bloqueada a profundidades de 5, 10, 20 y 50 km.

Figure 4.2. Strain profile of a locked-fault (locking depth 5, 10, 20 and 50 km). The curve show the theoretical pattern of strain accumulation for an infinitely long, vertical strike-slip fault locked to depths of 5, 10, 20 and 50 km.

#### 4.2.2. Resultados

Para un mejor análisis y comprensión de cómo la deformación se está acomodando a lo largo de la ZFES, proyectaremos las velocidades obtenidas sobre 5 perfiles con dirección aproximada N-S, perpendiculares a los principales segmentos de la ZFES, y 2 perfiles longitudinales con dirección aproximada ONO-ESE a lo largo del antearco y trasarco salvadoreño.

La figura 4.3 muestra la situación de los 5 perfiles transversales que se analizarán, perpendiculares a la traza de las fallas Guaycume (GF) en el segmento oeste, San Vicente (SVF), en el segmento San Vicente, Apastepeque (AF), en el segmento Lempa, El Triunfo-Lolotique (ETF-LLF), en el segmento Berlín, y Moncagua-San Miguel (MF-SMF), en el segmento San Miguel, perfiles A, B, C, D y E, respectivamente, así como los dos perfiles longitudinales a la ZFES proyectados al norte y sur de arco volcánico salvadoreño, perfiles F y G, respectivamente.

Asimismo, a partir de las velocidades proyectadas en los perfiles transversales a la ZFES, se tratará de estimar la curva de deformación y los valores de profundidad de bloqueo y tasa de deslizamiento según el modelo elástico de dislocación simple (Savage y Burford, 1973) descrito en el apartado anterior, siempre y cuando se disponga de datos suficientes.



Figura 4.3. DEM (SRTM3) de El Salvador con los principales segmentos de falla de la ZFES (en línea gruesa) que se analizan en cada perfil. Las líneas rojas discontinuas muestran los perfiles transversales (A, B, C, D y E) y longitudinales (F, trasarco y G, antearco) a la ZFES. Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1 $\sigma$ ). GF – Falla Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel.

Figure 4.3. DEM (SRTM3) of El Salvador with the main fault segments of the ESFZ (in thick line) discussed in each profile. Dashed red lines show transverse (A, B, C, D and E) and longitudinal (F, back-arc and G, fore-arc) profiles to ESFZ. Blue arrows are GPS velocities relative to the Caribbean plate reference frame (1 o error ellipses). GF – Guaycume Fault, SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, ETF – El Triunfo Fault, LLF – Lolotique Fault, MF – Moncagua Fault, SMF – San Miguel Fault.

#### **PERFIL A**

El perfil A se proyecta en el segmento oeste de la ZFES, perpendicular a la traza de la falla activa más importante de la zona, la falla Guaycume (GF), límite norte del graben central de El Salvador, con una traza de acimut ~107°. La figura 4.4 muestra la situación del perfil con respecto a las trazas de las fallas principales, así como las velocidades, respecto a la placa Caribe, de las estaciones cercanas.

La figura 4.5 representa la proyección de las velocidades sobre el perfil A, perpendicular a GF, donde se muestra el perfil del terreno, situación de la falla principal que se analiza en el perfil, así como otros accidentes geográficos y geológicos relevantes. El perfil analizado también atraviesa la falla El Limón (ELF) (situada en el sector septentrional de la cordillera de El Bálsamo), límite sur del graben central. La traza de esta falla es prácticamente paralela a la de GF. En esta figura se representan la componente normal (en rojo) y paralela (en azul) a la GF de las velocidades de las estaciones que se encuentran a un máximo de 30 km a ambos lados del perfil. Se han tenido en cuenta las estaciones incluidas en una banda de 60 km de anchura perpendicular a la falla. Esto permitirá una mejor comprensión de la deformación que se está acomodando en dicha falla y sus alrededores.



Figura 4.4. DEM (SRTM3) con la situación del perfil A (línea roja discontinua), perpendicular a la traza de la falla Guaycume (GF) en el segmento Oeste de la ZFES. Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1σ). ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco, CF – Falla de Comecayo, SVF – Falla de San Vicente.

Figure 4.4. DEM (SRTM3) with the situation of the profile A (dashed red line), perpendicular to the Guaycume fault trace in the West segment of ESFZ. Blue arrows are GPS velocities relative to the Caribbean plate reference frame (1 $\sigma$  error ellipses). ELF - El Limón Fault, PF – Panchimalco Fault, CF - Comecayo Fault, SVF - San Vicente Fault.



Distance along the profile (km)

Figura 4.5. Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil A. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1σ respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las áreas sombreadas corresponden a la situación de la cordillera de El Bálsamo y el arco volcánico. GF – Falla de Guaycume, ELF – Falla de El Limón. Los puntos grises de la estación CNR1 muestra la posición en el periodo 2007-2012.



La variación de la componente normal (rojo) a la falla a lo largo del perfil es de ~5 mm/a, con valores desde -2 mm/a en la estación AIES, situada al sur, cerca de la costa salvadoreña, a 2-3 mm/a en las estaciones MNGO y GUAY, situadas al norte de GF. Aunque las incertidumbres asociadas a las estaciones observadas en modo campaña (PLAY, GUAY, TACA y MNGO) en esta zona todavía son altas, los valores obtenidos en el perfil ponen de manifiesto una posible extensión en dirección prácticamente perpendicular a la traza de GF.

La variación de la componente paralela (en azul) a lo largo del perfil es de ~11 mm/a, respecto a la estación AIES, y ~8,5 mm/a, respecto a la estación CNR1. Esta variación también es gradual, decreciendo, en este caso, de sur a norte, a excepción de la componente en la estación SSIA, que posteriormente analizaremos. Dado que la estación AIES se encuentra al sur de ELF, el movimiento paralelo a la falla que podemos atribuir a GF es de ~8,5 mm/a y, por tanto, el posible movimiento paralelo a las fallas El Limón-Panchimalco (ELF-PF) sería de ~2,5 mm/a.

Una excepción a esa variación gradual a lo largo del perfil es la velocidad registrada por la estación TACA. Vemos que la componente paralela es sensiblemente menor a las obtenidas en las estaciones situadas al norte de la falla Guaycume, estaciones MNGO y GUAY, y lo mismo ocurre con la componente normal. Dada su situación, lejos de la traza de la GF y muy cerca de la falla Comecayo (CF), creemos que la velocidad de esta estación podría estar afectada por el movimiento de CF, aunque no tenemos datos suficientes para asegurarlo. Teniendo en cuenta esto, la velocidad de la estación TACA no se tendrá en cuenta para el análisis de las deformaciones relativas a GF.

En el caso de la estación AIES, situada cerca de la costa salvadoreña, tiene una velocidad respecto a Caribe acorde con la obtenida por otros autores (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011) para el bloque antearco salvadoreño, ~12 mm/a, lo cual nos indica que esta estación se encuentra fuera de la zona de deformación de la ZFES, registrando fundamentalmente el movimiento propio completo del antearco.

Dada la situación de la estación SSIA, dentro del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), entre los volcanes activos de San Salvador y la Caldera Ilopango y dentro del Graben Central (Lexa et al., 2011), esta estación también puede estar afectada por movimientos propios de la tectónica y la dinámica volcánica local, registrando una componente paralela menor de la que le podría corresponder dentro del perfil de deformación de GF.

El perfil de la figura 4.5 también muestra la componente normal y paralela de la estación CNR1 en el período intersísmico 2007-2012, verificando el movimiento de esta estación de ~5 mm en dirección sur en el periodo 2010-2012. Sin embargo, no se registra prácticamente variación en este intervalo en la componente paralela. El posible origen del cambio de movimiento en esta estación fue discutido en el capítulo anterior.

La figura 4.6 muestra el perfil de deformación de la falla Guaycume considerando sólo las estaciones que registran el movimiento propio de este segmento, que anteriormente hemos verificado, estas son CNR1, PLAY, GUAY y MNGO. Aunque no se dispone de datos suficientes para obtener resultados precisos y fiables, las velocidades paralelas a lo largo del perfil son modeladas usando una falla de desgarre vertical infinitamente larga incrustada en un medio elástico (Savage y Burford, 1973). Se modela la falla como una falla simple (superficie planar) y se invierten las velocidades para obtener la profundidad de bloqueo y tasa de deslizamiento.



Figura 4.6. Deformación elástica acumulada en la Falla de Guaycume (GF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a la traza de la falla. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de la falla. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a la GF con una profundidad de bloqueo entre 5 y 10 km y una tasa de deslizamiento de 10±2 mm/a. ELF – Falla de El Limón. Las áreas sombreadas corresponden a la situación de la cordillera de El Bálsamo y el arco volcánico.

Figure 4.6. Elastic loading across Guaycume Fault (GF). Fault parallel velocity component in mm/yr (dots) as a function of distance to fault trace. Vertical dashed line shows location of the fault. The solid curved lines shows the acceptable profiles obtained for a locking depth between 5 and 10 km and slip-rate  $10\pm 2$  mm/yr. ELF – El Limón Fault. El Bálsamo range and volcanic arc areas are shaded.

Dada la escasa densidad de estaciones en el perfil de deformación A, correspondiente a la traza de GF y las incertidumbres asociadas a las velocidades de las estaciones de este perfil (~±2 mm/a en las estaciones de campaña), no es posible estimar unos valores precisos y fiables para la profundidad de bloqueo y tasa de deslizamiento. No obstante, se han tratado de obtener unos valores aproximados. Como se puede apreciar en la figura 4.6, los perfiles de deformación asociados a la falla con profundidades de bloqueo

entre 5 y 10 km y tasas de deslizamiento de 8 a 12 mm/a, podrían ajustar a las velocidades paralelas de las estaciones, obteniendo valores de WRMS de ~1,3 mm.

Teniendo en cuenta lo anterior y considerando la propia limitación de los datos, sugerimos una profundidad de bloqueo máxima de 10 km y una tasa de deslizamiento entre 8 y 12 mm/a para GF.

#### **PERFIL B**

El perfil B se proyecta en la parte central de la ZFES, perpendicular al segmento San Vicente (SVF), con un acimut ~89°. La ruptura de este segmento fue la responsable del terremoto de El Salvador de febrero de 2001, tal y como se ha descrito en el capítulo 2. La figura 4.7 muestra la situación del perfil con respecto a la traza de SVF, así como las trazas de otras fallas principales de la ZFES y las velocidades respecto a la placa Caribe de las estaciones cercanas.

La figura 4.8 representa la proyección de las velocidades sobre el perfil B, perpendicular a la traza de SVF. En esta figura se muestra el perfil del terreno, indicando la situación de la traza del segmento que se analiza en el perfil, así como otros accidentes geográficos y geológicos relevantes. También, se representan la componente normal (en rojo) y paralela (en azul) a la falla de las velocidades de las estaciones que se encuentran a un máximo de 25 km a ambos lados del perfil, distancia suficiente para obtener la deformación que se está acomodando en el entorno del segmento.

La variación máxima de la componente normal a la falla a lo largo del perfil es de ~1,7 mm/a entre la estación SVIC, situada en la parte central del perfil, al sur de la traza de SVF, y las estaciones AIES y CEGD, ambas con componentes normales prácticamente iguales, y situadas al sur y norte del perfil, respectivamente (figura 4.8). Las estaciones NONU y SVIC, obtienen los valores máximos de la componente normal, con 3,1 y 3,5 mm/a, respectivamente, mientras que el resto de estaciones al norte y sur del perfil tienen valores muy parecidos de ~2 mm/a. Este aumento de la componente normal podría deberse al registro del efecto transitorio postsísmico del terremoto de febrero de 2001 (figura 4.7), tal y como se ha analizado en el capítulo 3.

La variación máxima de la componente paralela a lo largo del perfil es de ~10 mm/a entre las estaciones AIES y CEGD, situadas en los extremos sur y norte del perfil, respectivamente. Sin embargo, es entre las estaciones NONU y CARM, situadas en la parte central del perfil, al sur y norte de la traza de SVF, respectivamente, donde se concentran prácticamente todo el desplazamiento de la componente paralela, hasta ~8,5 mm/a de los ~10 mm/a de desplazamiento total en el perfil. Es evidente que la deformación se está acumulando en una franja de menos de 20 km entorno a la traza de SVF, la cual, presumiblemente, está acumulando la mayor parte de esta deformación. Tal y como se ha comentado antes, es posible que las estaciones SVIC y CARM estén registrando el desplazamiento debido al efecto postsísmico del terremoto de febrero de 2001, que produciría un pequeño aumento en la componente paralela de estas estaciones.





Figura 4.7. DEM (SRTM3) con la situación de los perfiles B y C (líneas rojas discontinuas), perpendicular a la traza de las fallas de San Vicente (SVF) y Lempa (LF), respectivamente. Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 1 $\sigma$ ). SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, GF – Falla de Guaycume, PF – Falla de Panchimalco, LJF – Falla de La Joya, LF – Falla del Lempa, BF – Falla de Berlín, ETF – Falla de El Triunfo.

Figure 4.7. DEM (SRTM3) with the situation of the profile B and C (dashed red lines), perpendicular to the San Vicente and Lempa Segment, respectively. Blue arrows are GPS velocities relative to the Caribbean plate reference frame (1 $\sigma$  error ellipses). Red star shows the epicenter of 2001 February earthquake. SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, GF – Guaycume Fault, PF – Panchimalco Fault, LJF – La Joya Fault, LF – Lempa Fault, BF – Berlín Fault, ETF – El Triunfo Fault.



Figura 4.8. Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil B. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1σ respecto a la distancia a lo largo del perfil. La línea discontinua representa la traza de la principal falla activa. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico. SVF – Falla de San Vicente.

Figure 4.8. Topography and Caribbean GPS velocities projected along profile B. Profile-parallel velocity components (blue dots) and profile-normal velocity components (red dots) and 1 a uncertainties plotted versus distance along profile. Main active fault trace is indicated by dashed line. Volcanic arc area is shaded. SVF – San Vicente Fault.

La figura 4.9 muestra los perfiles de deformación asociados a la traza de SVF que mejor se ajustan a las velocidades paralelas de las estaciones, donde se obtienen profundidades de bloqueo entre 6 y 10 km, que son coherentes con la dimensión de área de rotura del terremoto de 2001 (Canora et al., 2010), y tasas de deslizamiento entre 10 y 12 mm/a, con valores de WRMS de ~1,5 mm.



Figura 4.9. Deformación elástica acumulada en la Falla de San Vicente (SVF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a la traza de la falla. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de la falla. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a la SVF con una profundidad de bloqueo entre 6 y 10 km y una tasa de deslizamiento entre 10 - 12 mm/a. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico.

Figure 4.9. Elastic loading across SVF. Fault parallel velocity component in mm/yr (dots) as a function of distance to fault trace. Vertical dashed line shows location of the faults. The solid curved red lines shows the acceptable profiles obtained for SVF with a locking depth between 6 - 10 km and slip-rate between 10 - 12 mm/yr. Volcanic arc area is shaded.

#### **PERFIL C**

El perfil C se proyecta también en la parte central de la ZFES, en el segmento denominado Lempa y perpendicular a la traza de la falla Apastepeque (AF), con acimut ~108°, y las trazas de las fallas La Joya (LJF), Lempa (LF) y Berlín (BF), prácticamente paralelas a la traza de AF, con una acimut de ~98°. Este sistema de fallas forma parte del llamado *pull-apart* del Lempa (Corti et al., 2005). La figura 4.7 muestra la situación del perfil con respecto a las trazas de las fallas principales, así como las velocidades, respecto a la placa Caribe, de las estaciones cercanas.

La figura 4.10 representa la proyección de las velocidades sobre el perfil C, perpendicular a la traza de AF. En esta figura se muestra el perfil del terreno, indicando la situación de las trazas de fallas que se analizan en el perfil, así como otros accidentes geográficos y geológicos relevantes. También se representan la componente normal (en rojo) y paralela (en azul) a la falla simplificada de las velocidades de las estaciones que se encuentran a un máximo de 25 km a ambos lados del perfil, distancia suficiente para obtener la deformación que se está acomodando en dicha falla.

La variación máxima de la componente normal a la falla a lo largo del perfil es de ~3,2 mm/a. Esta extensión se produce entre la estación AIES, situada al sur del perfil, cerca de la costa salvadoreña, y la estación SVIC, situada en la parte central del perfil, al sur de la traza de AF, aunque fundamentalmente se acumula entre las estaciones VIEJ y SVIC. Destaca la extensión de ~0,9 mm/a entre las estaciones ICHA y SVIC, situadas en el interior del *pull*-

*apart*. Sin embargo, entre las estaciones SVIC y CARM, situadas al sur y norte de la traza de AF, respectivamente, se produce un acortamiento de ~1,3 mm/a. Esta distribución de la deformación es coherente con la existencia de una tracción dentro del *pull-apart*, aunque, tal y como se ha comentado anteriormente, cabe la posibilidad de que la estación SVIC esté afectada de un posible efecto postsísmico debido al terremoto de febrero del 2001, y esté registrando una componente normal algo mayor que la que le podría corresponder por el movimiento propio del *pull-apart*.



Figura 4.10. Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil C. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1σ respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las líneas discontinuas representan las trazas de las principales fallas activas. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico. AF – Falla de Apastepeque, LJF – Falla de La Joya.

Figure 4.10. Topography and Caribbean GPS velocities projected along profile C. Profile-parallel velocity components (blue dots) and profile-normal velocity components (red dots) and 1 $\sigma$  uncertainties plotted versus distance along profile. Main active fault traces are indicated by dashed line. Volcanic arc area is shaded. AF – Apastepeque Fault, LJF – La Joya Fault.

En cuanto a la diferencia en componente normal de la estación RIOG, dada su situación (figura 4.7), claramente está influenciada por el movimiento de las fallas normales con dirección prácticamente N-S, situadas al norte del perfil, registrando una componente normal menor de la que le podría corresponder dentro del perfil de deformación de AF.

La variación máxima de la componente paralela a lo largo del perfil es de ~9 mm/a entre las estaciones AIES y RIOG, situadas al sur y norte del perfil, respectivamente. El gradiente máximo se encuentra entre las estaciones NONU y CARR, al sur y norte del *pullapart*, respectivamente, con una variación de ~7,5 mm/a. Este desplazamiento, en dirección paralela a la AF, se está acumulando en su totalidad en una franja de menos de 20 km, presumiblemente, entre las fallas que forman parte del *pull-apart* del Lempa, AF, al norte, y el conjunto LJF, BF y LF, al sur.

Una excepción es la componente paralela de la estación CH15, situada en las proximidades del río Lempa (en la central hidroeléctrica del 15 de septiembre), con una componente paralela algo mayor, debido posiblemente a la influencia del sistema de fallas situado al este y noreste de AF (figura 4.7).

La figura 4.11 muestra los perfiles de deformación asociados a la traza de AF que mejor se ajustan a las velocidades paralelas de las estaciones. Como se puede apreciar, los perfiles de deformación con profundidades de bloqueo entre 6 y 10 km y tasas de deslizamiento de 8 a 12 mm/a, son los que mejor se ajustan a las velocidades paralelas de las estaciones, obteniendo valores de WRMS de ~1,2 mm.

Resulta de especial interés cómo todas las estaciones situadas al sur de LJF quedan por debajo del perfil de deformación asociado a AF, lo cual pone en evidencia la actividad de esta falla, de acuerdo con otras evidencias morfológicas.



Figura 4.11. Deformación elástica acumulada en la Falla de Apastepeque (AF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a la traza de la falla. Las líneas negras discontinuas muestra la ubicación de las fallas. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a la AF con una profundidad de bloqueo entre 6 y 10 km y una tasa de deslizamiento entre 8 – 10 mm/a. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico.

Figure 4.11. Elastic loading across AF. Fault parallel velocity component in mm/yr (dots) as a function of distance to fault trace. Vertical dashed line shows location of the faults. The solid curved red lines shows the acceptable profiles obtained for AF with a locking depth between 6 – 10 km and slip-rate between 8 – 10 mm/yr. Volcanic arc area is shaded.

#### **PERFIL D**

El perfil D se proyecta al este del río Lempa, en el segmento Berlín, perpendicular a las trazas de las fallas El Triunfo (ETF) y Lolotique (LLF), con acimut ~95°. La figura 4.12 muestra la situación del perfil con respecto a las trazas de las fallas principales, elementos geográficos y geológicos destacables, así como las velocidades, respecto a la placa Caribe, de las estaciones cercanas.

La figura 4.13 representa la proyección de las velocidades sobre el perfil D, perpendicular a las trazas de ETF y LLF. En esta figura se muestra el perfil del terreno, indicando la situación de las trazas de fallas que se analizan en el perfil, así como otros accidentes geográficos y geológicos relevantes. También se representan la componente normal (en rojo) y paralela (en azul) a las fallas de las velocidades de las estaciones que se encuentran a un máximo de 25 km a ambos lados del perfil.

Destacan los valores de las componentes de la estación BT10, situada dentro del campo geotérmico de Berlín, que son totalmente anómalos con respecto a los valores obtenidos en estaciones vecinas (como CSJO). Creemos que esta estación puede estar afectada por movimientos propios del vulcanismo local, por lo que no la tendremos en cuenta en el análisis del perfil.



Figura 4.12. DEM (SRTM3) con la situación del perfil D (línea roja discontinua), perpendicular al Segmento Berlín formado por las trazas de las fallas de El Triunfo (ETF) y Lolotique (LLF). Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 10). AF – Falla de Apastepeque, LJF – Falla de La Joya, LF – Falla del Lempa, BF – Falla de Berlín, MF – Falla de Moncagua.

Figure 4.12. DEM (SRTM3) with the situation of the profile D (dashed red line), perpendicular to Berlín Segment formed by El Triunfo (ETF) and Lolotique (LLF) fault traces. Blue arrows are GPS velocities relative to the Caribbean plate reference frame (1 $\sigma$  error ellipses). AF – Apastepeque Fault, LJF – La Joya Fault, LF – Lempa Fault, BF – Berlín Fault, MF – Monagua Fault.



Figura 4.13. Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil D. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1 $\sigma$  respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las líneas discontinuas representan las trazas de las principales fallas activas. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico. ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique

Figure 4.13. Topography and Caribbean GPS velocities projected along profile D. Profile-parallel velocity components (blue dots) and profile-normal velocity components (red dots) and 1 a uncertainties plotted versus distance along profile. Main active fault traces are indicated by dashed line. Volcanic arc area is shaded. ETF – El Triunfo Fault, LLF – Lolotique Fault.

Los valores de las componentes normales a la falla a lo largo del perfil no son tan homogéneos como en los perfiles anteriores, poniendo de manifiesto una mayor complejidad en la distribución de la deformación en esta zona, en particular en la zona sur del perfil. Las estaciones LOLO, CSJO y VMIG, situadas en la parte central del perfil (figura 4.10), tienen componentes normales con valores parecidos ~0,8 mm/a, sin embargo las estaciones situadas más al sur, JUCU, PRUS y USUL, obtienen valores dispares, de -1.1 mm/a hasta 2,1 mm/a. Esto pone en evidencia la posible existencia de fallas activas con dirección N-S y NNO-SSE en la parte sur del perfil. Sin embargo, en la parte norte del perfil, se produce una extensión gradual de ~1,9 mm/a desde la estación LOLO, situada al norte de la trazas de ETF y LLF, hasta OPAC, al norte del perfil.

En cuanto a la variación de la componente paralela a lo largo del perfil es de ~7,5 mm/a del sur al norte. El gradiente máximo se encuentra entre las estaciones CSJO y LOLO, al sur y norte de las trazas de ETF y LLF, respectivamente, con una variación de ~4,4 mm/a, desplazamiento que presumiblemente se está acumulando en su totalidad en estas fallas.

Comparando con los valores obtenidos en los perfiles A, B y C, es evidente que, al este del río Lempa, el patrón de deformación de la ZFES cambia. En esta zona, la deformación no se concentra mayoritariamente en las fallas de desgarre del arco volcánico, sino que se distribuye de forma más compleja hacia el sur de la ZFES, posiblemente en fallas predominantemente extensionales con dirección N-S y NNO-SSE.

Teniendo en cuenta la complejidad de la deformación en esta zona y la escasa densidad de estaciones cerca de la traza para la obtención de profundidades de bloqueo precisas, se ha intentado modelar las velocidades paralelas a ETF y LLF a lo largo del perfil. La figura 4.14 muestra los perfiles de deformación asociados que mejor se ajustan a las velocidades paralelas a las trazas de ETF y LLF, con profundidades de bloqueo entre 6 y 12 km y tasas de deslizamiento de 6 a 8 mm/a, con valores de WRMS de ~1,4 mm para este conjunto de modelos.



Figura 4.14. Deformación elástica acumulada en las fallas de El Triunfo (ELF) y Lolotique (LLF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a las trazas de la fallas. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de las fallas. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a ELF y LLF con una profundidad de bloqueo entre 6 y 12 km y una tasa de deslizamiento entre 6 – 8 mm/a. El área sombreada corresponde a la situación del arco volcánico.

Figure 4.14. Elastic loading across ETF and LLF. Fault parallel velocity component in mm/yr (dots) as a function of distance to fault trace. Vertical dashed line shows location of the faults. The solid curved red lines shows the acceptable profiles obtained for ETF and LLF with a locking depth between 6 - 12 km and slip-rate between 6 - 8 mm/yr. Volcanic arc area is shaded.

#### **PERFIL E**

El perfil E se proyecta en el margen este de la ZFES, en el segmento San Miguel, cerca del golfo de Fonseca, perpendicular a las trazas de las fallas Moncagua (MF) y San Miguel (SMF), con acimut ~95°. La figura 4.15 muestra la situación del perfil con respecto a las trazas de las fallas principales, elementos geográficos y geológicos destacables, así como las velocidades, respecto a la placa Caribe, de las estaciones cercanas.



Figura 4.15. DEM (SRTM3) con la situación del perfil E (línea roja discontinua), perpendicular al Segmento San Miguel, formado por las trazas de las fallas de Moncagua (MF) y San Miguel (SMF). Las flechas azules muestran las velocidades GPS horizontales respecto a Caribe fijo (elipses de error 10). LLF – Falla de Lolotique, IF – Falla de Intipuca, OF – Falla de Olomega, LQF – Falla de La Quesadilla, EZF – Falla de El Zapote, COF – Falla de Conchagua, CHIF – Falla de Chirilagua, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, CHIF – Falla de Chirilagua, EPF – Falla de El Progreso.

Figure 4.15. DEM (SRTM3) with the situation of the profile E (dashed red line), perpendicular to San Miguel Segment, formed by Moncagua (MF) and San Miguel (SMF) fault traces. Blue arrows are GPS velocities relative to the Caribbean plate reference frame (1 $\sigma$  error ellipses). LLF – Lolotique Fault, IF – Intipuca Fault, OF – Olomega Fault, LQF – La Quesadilla Fault, EZF – El Zapote Fault, COF – Conchagua Fault, CHF – Chilanguera Fault, RGF – Río Grande Fault, EEF – El Espino Fault, CHIF – Chirilagua Fault, EPF – El Progreso Fault.

La figura 4.16 representa la proyección de las velocidades sobre el perfil E, perpendicular a las trazas de MF y SMF. En esta figura se muestra el perfil del terreno, indicando la situación de las trazas de fallas que se analizan en el perfil. También se representan la componente normal (en rojo) y paralela (en azul) a las fallas de las velocidades de las estaciones que se encuentran a un máximo de 25 km a ambos lados del perfil.



Distance along the profile (km)

Figura 4.16. Relieve y velocidades GPS respecto a Caribe proyectadas a lo largo del perfil E. Se representan las velocidades paralelas al perfil (puntos azules) y normales (puntos rojos) y sus incertidumbres a 1σ respecto a la distancia a lo largo del perfil. Las líneas discontinuas representan las trazas de las principales fallas activas. El área sombreada corresponde a la situación de la cordillera de Jucuarán-Intipuca. MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel, IF – Falla de Intipuca, OF – Falla de Olomega, LQF – Falla de La Quesadilla.

Figure 4.16. Topography and Caribbean GPS velocities projected along profile E. Profile-parallel velocity components (blue dots) and profile-normal velocity components (red dots) and 1 $\sigma$  uncertainties plotted versus distance along profile. Main active fault traces are indicated by dashed line. MF – Moncagua Fault, SMF – San Miguel Fault, LQF – La Quesadilla Fault, OF – Olomega Fault, IF – Intipuca Fault. Jucuarán-Intipuca Range area is shaded.

Analizando los valores de las componentes de las estaciones que forman parte del perfil, podemos comprobar que el desplazamiento se produce principalmente en la zona sur del perfil, entre las estaciones JUCU y SAIN, lo cual pone de manifiesto que la deformación se acumula principalmente en el conjunto de fallas con dirección N-S y NNO-SSE situadas en el sureste de El Salvador, tal y como se verá posteriormente.

Tal y como se puede apreciar en la figura 4.16, en el segmento San Miguel no existe prácticamente variación de la componente normal, a excepción de la zona sur del perfil, entre la estación JUCU, al oeste de CHIF, y SAIN, situada en la costa del Golfo de Fonseca, donde se produce un acortamiento de ~1,5 mm/a en la dirección del perfil, lo cual es debido a una mayor componente norte en la estación JUCU, como consecuencia de la orientación de las trazas de las fallas del sur (EEF y IF), con acimut ~108° y componente mayoritariamente de desgarre.

En el caso de la componente paralela a la falla, tiene una variación máxima a lo largo del perfil de ~7,5 mm/a, y más de dos tercios de esta deformación también se está acumulando entre las estaciones JUCU y SAIN (~5,5 mm/a), poniendo de manifiesto una clara extensión de la corteza entre ambas estaciones, en dirección prácticamente E-O, provocada por el conjunto de fallas normales con dirección N-S y NNO-SSE, situadas a lo largo de las sierras de Intipuca y Jucuarán.

Teniendo en cuenta la complejidad de la deformación en esta zona, que parece ampliamente distribuida, y la escasa densidad de estaciones cerca de la traza para la obtención de profundidades de bloqueo precisas, se ha intentado modelar las velocidades paralelas a las trazas de MF y SMF a lo largo del perfil. La figura 4.17 muestra el perfil de deformación perpendicular a la falla y los perfiles de deformación asociados que mejor se ajustan a las velocidades paralelas, con profundidades de bloqueo entre 4 y 8 km y una tasa de deslizamiento entre 2 y 3 mm/a, obteniendo valores de WRMS de ~0,5 mm para este conjunto de modelos.



Figura 4.17. Deformación elástica acumulada en las fallas de Moncagua (MF) y San Miguel (SMF). Se representan las velocidades paralelas a la falla en mm/a (puntos) respecto a la distancia a las trazas de la fallas. La línea vertical discontinua muestra la ubicación de las fallas. Las líneas rojas muestran los perfiles de deformación que mejor se ajustan a MF y SMF con una profundidad de bloqueo entre 4 y 8 km y una tasa de deslizamiento entre 2 – 3 mm/a. El área sombreada corresponde a la situación de la cordillera de Jucuarán-Intipuca.

Figure 4.17. Elastic loading across MF and SMF. Fault parallel velocity component in mm/yr (dots) as a function of distance to fault trace. Vertical dashed line shows location of the faults. The solid curved red lines shows the acceptable profiles obtained for ETF and LLF with a locking depth between 4 - 8 km and slip-rate between 2 - 3 mm/yr. Jucuarán-Intipuca range area is shaded.

## PERFIL F y G longitudinales a la ZFES

Para determinar posibles variaciones de la distribución de la deformación a lo largo de la ZFES, se han proyectado dos perfiles longitudinales a la misma; uno al norte del arco volcánico, en el trasarco (perfil F), y otro al sur del arco volcánico, en el antearco (perfil G) (ver figura 4.3 para situación de los perfiles).

Las figuras 4.18 y 4.19 muestran los perfiles F y G proyectados. En la parte superior de cada figura se muestra el perfil de terreno, indicando situación de las trazas de las principales fallas que atraviesa el perfil, así como otros accidentes geográficos y geológicos relevantes. En la parte inferior se representa la proyección de las velocidades sobre cada perfil, mostrando la componente normal (en rojo) y paralela (en azul) a los perfiles de las velocidades de las estaciones tenidas en cuenta en cada perfil.

El perfil F (norte) recoge las velocidades de las estaciones que se encuentran al norte del arco volcánico, incluyendo las estaciones AMAT y SAIN, situadas al sureste de El Salvador, supuestamente al norte de la zona de deformación. En este perfil se aprecia una ligera, pero constante, tendencia de aumento de la velocidad hacia el oeste, tanto en la

componente longitudinal como normal, lo cual es coherente con la deformación interna del bloque de Chortís, como se discutirá posteriormente. La componente paralela (en azul) a lo largo del perfil varía de -5 a -1 mm/a. Una excepción es la componente paralela de la estación CH15, situada en las proximidades del río Lempa (en la central hidroeléctrica del 15 de septiembre), con un valor algo mayor, -6,2 mm/a, debido, presumiblemente a la influencia del sistema de fallas situado al noreste de AF, tal y como se ha analizado en el perfil C. La mayor variación de la componente paralela se encuentra entre las estaciones MNGO y TACA, lo cual sugiere que esta última estación se encuentra influida por el movimiento de CF. En cuanto a la componente normal, es prácticamente nula (~0,4 mm/y), destacando una mayor componente en las estaciones situadas al oeste del perfil cerca de GF.

El perfil G (sur) recoge las velocidades de las estaciones situadas al sur del arco volcánico y aquellas que supuestamente se encuentran dentro de la zona de deformación de la ZFES. En este caso las velocidades muestran altibajos en ambas componentes a lo largo de todo el perfil, sin que exista una tendencia clara. La componente paralela a lo largo del perfil varía entre valores de ~-12 mm/a de las estaciones que se suponen solidarias al bloque antearco (AIES, VIEJ y NONU) y ~-4,5 mm/a de las estaciones situadas en el extremo este (SAIN y AMAT). Las estaciones que claramente se encuentran dentro de la zona de deformación de la ZFES (SNJE, PLAY, CNR1, SSIA, SVIC, ICHA, CSJO, VMIG) obtienen valores entre ~-9 mm/a y ~-6 mm/a. Tal y como se ha podido comprobar en el perfil F, parece evidente que hacia el este de la ZFES se produce una transferencia de la deformación de desgarre dextral a lo largo de una amplia región que abarca las sierras de Jucuarán e Intipuca mediante la ocurrencia de un proceso extensional en dirección E-O, aproximadamente controlado por las fallas normales N-S y NNO-SSE. Este proceso se evidencia claramente en la diferencia de componentes paralelas entre las estaciones JUCU y SAIN de ~5,5 mm/a. También destacan la diferencia en los valores de las componentes paralelas de la estación SSIA y BT10, estaciones que posiblemente estén afectadas por movimientos propios de su localización cerca de volcanes, tal y como se ha analizado en los perfiles anteriores.





components (red dots) and 1o uncertainties plotted versus distance along profile. Lempa River is indicated by dashed black line. Blue and red dashed lines show average value of the normal and parallel component, respectively.



Figure 4.19. Topography (top panel) and Caribbean GPS velocities projected along profile F (bottom). Profile-parallel velocity components (blue dots) and profile-normal velocity components (red dots) and 1a uncertainties plotted versus distance along profile. Rivers are indicated by vertical dashed blue lines. Main active fault traces are indicated by dashed black lines. Blue and red dashed lines show average value of the normal and parallel component, respectively. ELF – El Limón Fault, CHF – Chirilagua Fault, OF – Olomega Fault, LQF – La Quesadilla Fault, EZF – El Zapote Fault, COF – Conchagua Fault

## 4.3. Determinación del tensor gradiente de deformación en la ZFES

Otra forma de analizar el campo de velocidades obtenido en la ZFESNet es a partir del cálculo del tensor gradiente de deformación. A diferencia con los desplazamientos calculados anteriormente, el tensor gradiente de deformación es independiente del marco de referencia al que estén referidas las velocidades. Además, las tasas de deformación y rotación internas no están afectadas de las incertidumbres asociadas a dicho marco (Vigny et al., 2003).

El cálculo de la distribución de la tasa de deformación es importante para la interpretación de la deformación de la corteza que, junto con la distribución de la sismicidad, pueden revelar tasas de acumulación de deformaciones que pueden ser interesantes para identificar zonas con un potencial peligro sísmico significativo (Ward, 1994).

#### 4.3.1. Metodología

Únicamente se calculará la deformación en dos dimensiones, por lo que sólo tendremos en cuenta la componente horizontal. Así pues, para cada estación conoceremos cuatro parámetros; las dos componentes horizontales de la posición y el vector velocidad horizontal. Tal y como hemos visto anteriormente, consideramos que la velocidad no varía con el tiempo.

Teniendo en cuenta lo anterior, a partir del campo de velocidad horizontal homogéneo y constante podemos determinar la deformación mediante (Calais et al., 2000):

$$V_n = L_{11} \cdot x_n + L_{12} \cdot x_e + t_n$$
  

$$V_e = L_{21} \cdot x_n + L_{22} \cdot x_e + t_e ,$$
(4.2)

donde  $V_n$  y  $V_e$  son las componentes norte y este de las velocidades de las estaciones localizadas en  $(x_n, x_e)$ , valores conocidos, y  $L_{ij}$  son las componentes del tensor gradiente de la velocidad L (Malvern, 1969) que describe la variación de la velocidad espacialmente, y  $t_n$  y  $t_e$  representan la velocidad de traslación de un cuerpo rígido común para todos los puntos.

Siguiendo el procedimiento estándar descrito por Feigl et al. (1990), el tensor gradiente de velocidad *L* puede ser descompuesto en una parte simétrica E, tensor tasa de deformación horizontal (*horizontal strain rate tensor*) y una parte antisimétrica W, tensor tasa de rotación horizontal (*horizontal rotation rate matrix*) que describe la rotación de un cuerpo rígido:

$$L = \dot{E} + \dot{W} = \begin{pmatrix} \dot{E_{11}} & \dot{E_{12}} \\ \dot{E_{21}} & \dot{E_{22}} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & \dot{\omega} \\ -\dot{\omega} & 0 \end{pmatrix} .$$
(4.3)

El tensor tasa de deformación  $\dot{E}$  es una representación convencional del estado de las deformaciones de un punto y puede ser representado respecto a un sistema de

coordenadas definido por los ejes principales de deformación mediante la descomposición en sus autovalores  $\dot{e}_i$  y autovectores  $\hat{e}_i$ 

$$\dot{E} = \sum_{i=1}^{2} \dot{\varepsilon}_i \, \hat{e}_i \, \hat{e}_i^T \, . \tag{4.4}$$

Por convención, la extensión se define como positiva si  $\dot{\varepsilon}_1 > \dot{\varepsilon}_2$ . El eje principal  $\hat{e}_2$  está orientado con un acimut  $\theta$  medido en dirección de las agujas del reloj desde el norte, y es la orientación de la tasa máxima deformación compresiva  $\dot{\varepsilon}_2$  que coincide con la proyección del eje compresivo sísmico (P) sobre la superficie de la Tierra. Además, esta dirección forma un ángulo de 45° con la dirección de la máxima deformación de formación de cizalla, que veremos posteriormente.

Los autovectores se definen como:

$$\hat{e}_1 = \begin{bmatrix} \cos \theta \\ -\sin \theta \end{bmatrix}$$
  $y$   $\hat{e}_2 = \begin{bmatrix} \sin \theta \\ \cos \theta \end{bmatrix}$  (4.5)

Dado que los auto-valores pueden escribirse como:

$$\dot{\varepsilon}_i = \hat{e}_i \dot{E} \ \hat{e}_i^T , \qquad (4.6)$$

las magnitudes de las tasas de deformación en las direcciones de los ejes principales son

$$\dot{\varepsilon}_{1} = \dot{E}_{11} \cos^{2} \theta + \dot{E}_{22} \sin^{2} \theta - 2 \dot{E}_{12} \sin \theta \cos \theta ,$$
  
$$\dot{\varepsilon}_{2} = \dot{E}_{11} \sin^{2} \theta + \dot{E}_{22} \cos^{2} \theta + \dot{E}_{12} \sin \theta \cos \theta .$$
 (4.7)

Estas cuatro cantidades ( $\dot{\varepsilon}_1$ ,  $\dot{\varepsilon}_2$ ,  $\theta$ ,  $\dot{\omega}$ ) definen la parametrización en autovalores de un campo de velocidades en dos dimensiones. Otro tipo de parametrización en función de los invariantes de los tensores es la definida por el cambio de área y el cambio de forma, llamados dilatación y tasa angular de deformación de cizalla, respectivamente.

Las tasas angulares de deformación de cizalla son definidas como:

$$\dot{\gamma}_1 = \dot{E}_{11} - \dot{E}_{22}$$
,  
 $\dot{\gamma}_2 = 2\dot{E}_{12}$ . (4.8)

La tasa de dilatación se define la como:

$$\bar{\dot{\varepsilon}} = \dot{\varepsilon}_1 + \dot{\varepsilon}_2 \,. \tag{4.9}$$

Esta parametrización es independiente del sistema de referencia elegido, sin embargo, el inconveniente es que la interpretación de  $\dot{\gamma}_1$  y  $\dot{\gamma}_2$  en términos geológicos no es sencilla. Por lo tanto, decidimos seguir el enfoque de Ferhat et al. (1998) y calcular la tasa máxima de deformación de cizalla:

$$\dot{\gamma} = \sqrt{\dot{\gamma}_1^2 + \dot{\gamma}_2^2} = \dot{\varepsilon}_1 - \dot{\varepsilon}_2$$
, (4.10)

junto con su acimut dado por:

$$\tan(2\Psi) = \frac{\dot{\gamma}_1}{\dot{\gamma}_2} = \frac{\dot{E}_{11} - \dot{E}_{22}}{2\dot{E}_{12}}.$$
(4.11)

Como se verá posteriormente, se representará el acimut  $\theta = \Psi + 45^{\circ}$ , que es la dirección del eje de máxima deformación de compresión, correspondiente con el eje P en nomenclatura sismológica. Esta representación tiene la ventaja de ser fácilmente legible y directamente comprable con los resultados sismológicos, pero la desventaja de que no se puede distinguir la cizalla pura de la simple.

Teniendo en cuenta lo anterior, conociendo las velocidades en tres estaciones como mínimo, podemos estimar los componentes del tensor gradiente de velocidad L para cada uno de los triángulos formados, así como los parámetros de deformación asociados.

#### 4.3.2. Resultados

A partir del campo de velocidades estimadas en el capítulo 3 se ha calculado el tensor gradiente de velocidad L para cada uno de los triángulos formados por las estaciones de la ZFESNet. Los triángulos han sido formados mediante una triangulación de Delaunay (Watson, 1982) (figura 4.20) mediante la función *triangulate* del software GMT (Wessel y Smith, 1998). Los valores de deformación obtenidos para cada triángulo han sido calculados mediante un ajuste mínimo cuadrático con el programa *calc\_str* (actualmente *analyze\_strain*) del software QOCA (Dong et al., 1998) el cual permite la estimación de tasas de deformación.

La tabla 4.1 muestra los valores obtenidos a partir del tensor gradiente de velocidad. Las tasas de deformación positivas indican extensión. La tabla 4.2 muestra los parámetros obtenidos a partir del tensor gradiente de deformación; máxima deformación de cizalla y tasa de dilatación, así como la dirección de máxima deformación de cizalla. Todas las incertidumbres están expresadas a 1o.

#### 4.3. Determinación del tensor gradiente de deformación en la ZFES



Figura 4.20. DEM (SRTM3) con el campo de velocidades horizontal de la ZFESNet respecto a Caribe fijo (flechas grises) y la triangulación de Delaunay que conecta las estaciones de la ZFESNet (líneas rojas). Las líneas gruesas grises muestran las fallas activas.

Figure 4.20. DEM (SRTM3) with ZFESNet horizontal velocity field in Caribbean plate reference frame (grey arrows) and Delaunay triangulation connecting ZFESNet stations (red lines). Dark grey bold lines outline active faults.

En general, existe un predominio de la componente extensional a lo largo de la ZFES (figura 4.21), con un valor máximo de 0,68±0.16 µstrain/a, mientras que el valor máximo de acortamiento es de 0,41±0.22 µstrain/a. La orientación de los ejes de extensión y acortamiento es oblicua a la dirección de la ZFES, NE-SO y ONO-ESE, respectivamente. La tasa de extensión máxima se encuentra al este del río Lempa, entre la zona geotérmica de Berlín y los volcanes Usulután y San Miguel (Zona Volcánica de Berlín de la figura 2.8), por lo que estos valores máximos también pueden ser asociados a la actividad volcánica de la zona.

Los valores decrecen significativamente en el este y sureste de la ZFES, con valores más parecidos entre la extensión y el acortamiento. Resulta relevante la concentración de los valores máximos de extensión en esta zona, en una franja con dirección SE, entre las trazas de ETF, al norte, y RGF, al sur. Estos valores decrecen de norte a sur de 0,47 µstrain/a a 0,16 µstrain/a. También es significativo el cambio en la orientación de la componente extensional en la zona sureste, con un valor medio de ~80°, lo cual confirma la extensión en dirección E-O de esta zona.

Otra zona de predominante extensión es la situada entre las Calderas de Ilopango y Coatepeque, al oeste de la ZFES, con un valor máximo de 0,33±0,14 µstrain/a, y una orientación predominante de los ejes de extensión ENE-OSO. En esta zona el área de deformación se amplía, extendiéndose fundamentalmente entra las trazas de GF y ELF, generando una zona deprimida tectónicamente, coincidiendo con el graben central.

En la zona central de la ZFES, la deformación queda concentrada principalmente en el *pull-apart* del Lempa, donde se aprecia una mayor componente de compresión que en el resto de la ZFES, con un valor máximo de 0,37±0,19 µstrain/a, sin embargo, sigue siendo predominante la componente extensional, con un valor máximo de 0,31±0,14 µstrain/a. La orientación predominante de los ejes de extensión sigue siendo ENE-OSO. Esta distribución de tasas de deformación claramente coincide con la componente extensional y de desgarre del *pull-apart* del Lempa.

A lo largo de la ZFES se observa un claro predominio de la rotación en sentido de las agujas del reloj (figura 4.22), con un valor medio de ~6°, lo cual es coherente con la cinemática dextral de la misma. Los valores máximos de hasta 19°, coinciden con la zona del *pull-apart* del Lempa.

La tasa de dilatación ( $\dot{\varepsilon}$ ) se calcula a partir de las tasas de extensión y acortamiento, por lo que, de acuerdo con lo anterior, existe un predominio de tasas de dilatación positivas en la ZFES (figura 4.21), con un valor máximo de 0,72±0,13 µstrain/a coincidente con el máximo de la componente extensional, al este del río Lempa. La zona oeste de la ZFES, entre las Calderas de Coatepeque e llopango, también presenta una tasa de dilatación positiva con un valor medio de ~0,20 µstrain/a, lo cual es coherente con el predominio de la componente extensional de esta zona. En la zona este y sureste de la ZFES se obtienen tasas de dilatación nulas. Destacan los valores negativos de tasa de dilatación de la zona situada al sur de la zona volcánica de Berlín y oeste de la traza de RGF, lo cual resulta difícil de analizar y confirmar teniendo en cuenta la falta de datos al sur de esta zona, dada su proximidad a la costa salvadoreña.

La tasa máxima de deformación de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ) es una medida del cambio de ángulo que se produce entre dos líneas que eran ortogonales antes de producirse la deformación (Turcotte y Schubert, 2002). Los valores máximos de  $\dot{\gamma}$  se obtienen en la parte central de la ZFES (figuras 4.23 y 4.24), a lo largo de los segmentos de San Vicente, Lempa y Berlín (trazas de SVF, AF, ETF y LLF), sectores de donde las fallas presentan orientación E-O y los datos geológicos indican movimientos de componente de desgarre predominante, con un valor máximo de 0,80±0,27 µstrain/a. En la zona este, la máxima deformación de cizalla se obtiene a lo largo de las fallas del sureste, RGF, EEF e IF, con un valor medio de ~0,20 µstrain/a. Por otro lado, la dirección (figura 4.24) predominante de la máxima deformación de cizalla, ~110°, está de acuerdo con la orientación de los planos de cizalla de desgarre dextral. Tabla 4.1. Tasas de deformación y rotación estimadas a partir de la triangulación de Delaunay que conecta las estaciones de la ZFESNet. Direcciones de los ejes principales,  $\theta$ , acimut de la deformación de compresión máxima, en grados en sentido de las agujas del reloj medido desde el norte. Incertidumbres expresadas a 1 $\sigma$ .

			-		-		-					
Delaunay		$\dot{\varepsilon}_1$			Ė2			ώ			θ	
Triangle	μst	train/	′yr	μst	rain,	/yr	°/	/Myr			(°)	
TACA-SNJE-PLAY	0,11	±	0,11	-0,13	±	0,15	3,8	±	5,3	-35	±	23
SNJE-PLAY-CNR1	0,20	±	0,30	-0,06	±	0,02	2,0	±	8,7	126	±	33
PLAY-GUAY-CNR1	0.33	±	0.14	0.00	±	0.17	6.9	±	6.4	-29	±	19
PLAY-GUAY-MNGO	0.31	+	0.17	-0.09	+	0.24	2.1	+	8.3	-14	+	21
TACA-MNGO-PLAY	0.27	+	0.17	-0.09	+	0.20	_,_ 4 1	+	75	-20	+	21
MNGO-CEGD-GUAY	-0.04	+	0.07	-0.09	+	0.24	1.6	+	72	-14	+	143
CEGD-CARM-GUAY	_0.01	+	0.07	-0.04	+	0,21	2.0	+	22	70	+	100
SSIA_CNR1_AIES	0,01	+	0,07	-0.12	÷ +	0,05	10.7	+	13	-22	+	3
	0,20	- -	0,04	0,12	- -	0,02	10,7	- -	1,5	24	- -	21
SSIA-CINKI-GUAT	0,50	±	0,07	0,08	±	0,14	10,4	± .	4,4	-54 100		21
	0,27		0,13	-0,03	± .	0,10	5,Z		4,0	122		15
SSIA-CARIVI-INUNU	0,26	±	0,08	-0,32	±	0,07	12,0	±	3,0	-41	±	5
SSIA-NONU-VIEJ	0,16	±	0,35	-0,30	±	0,07	3,6	±	10,3	124	±	23
SSIA-VIEJ-AIES	0,04	±	0,18	-0,34	±	0,23	3,0	±	8,4	114	±	22
CEGD-CABA-CARM	0,00	±	0,09	-0,01	±	0,05	1,2	±	2,9	-44	±	333
CABA-CARR-CARM	0,10	±	0,22	-0,05	±	0,12	4,7	±	7,2	121	±	48
CARR-SVIC-CARM	0,17	±	0,19	-0,37	±	0,19	18,0	±	7,6	-20	±	14
SVIC-NONU-CARM	0,29	±	0,09	-0,27	±	0,11	11,7	±	4,0	-37	±	7
NONU-SVIC-ICHA	0,31	±	0,14	-0,12	±	0,16	11,3	±	6,2	-42	±	14
ICHA-NONU-VIEJ	0,17	±	0,29	0,03	±	0,30	3,1	±	11,9	-45	±	83
AIES-PRUS-VIEJ	0,06	±	0,16	0,00	±	0,23	-2,9	±	8,0	47	±	131
ICHA-PRUS-VIEJ	0,14	±	0,10	0,01	±	0,06	1,6	±	3,5	-31	±	28
CARR-ICHA-SVIC	0,18	±	0,22	-0,21	±	0,13	19,0	±	7,5	-17	±	20
CEGD-RIOG-CABA	-0,01	±	0,05	-0,10	±	0,18	2,3	±	5,3	32	±	56
RIOG-CH15-CABA	-0,07	±	0,15	-0,18	±	0,14	6,0	±	5,8	107	±	55
CABA-CH15-CARR	0.10	±	0.20	-0.17	±	0.09	5.5	±	6.4	122	±	24
CARR-CH15-ICHA	0.11	±	0.11	-0.30	+	0.12	12.8	+	4.7	-37	±	11
ICHA-CH15-BT10	0.22	+	0.14	-0.20	+	0.10	18.3	+	5.1	123	+	12
BT10-PRUS-ICHA	0.02	+	0.06	-0.22	+	0.08	2.8	+	29	60	+	13
BT10-USUU-PRUS	0.11	+	0 14	-0.18	+	0,00	2,0	+	4.8	47	+	16
	_0.01	+	0,14	-0.41	÷ +	0,05	_1 0	+	-,0 6.4	16	+	16
	0,01	÷ +	0,04	0,41	- +	0,22	1 2	- +	2 1	20	÷ +	11
	0,10	- -	0,08	-0,12	- -	0,07	1,3 2 E	- -	5,1 6 0	120	- -	14
	0,25	±	0,15	-0,00	±	0,14	5,5	± .	0,0	-45		14
050L-B110-C5J0	0,38		0,21	0,02	± .	0,10	-5,1		4,0	-/		14
	0,64	±	0,13	-0,16	±	0,22	9,2	±	10,3	-20	±	10
LULU-SBAR-BIIU	0,68	±	0,16	0,04	±	0,21	-7,9	±	/,/	5	±	12
CH15-SBAR-BI10	0,44	±	0,10	-0,17	±	0,13	17,6	±	4,7	132	±	8
SBAR-CH15-OPAC	0,17	±	0,15	0,11	±	0,19	1,8	±	8,1	133	±	95
OPAC-RIOG-CH15	0,16	±	0,10	-0,14	±	0,13	1,4	±	4,1	-29	±	16
RIOG-OSIC-OPAC	0,00	±	0,06	-0,23	±	0,17	-1,7	±	7,5	1	±	33
CEGD-OSIC-RIOG	0,27	±	0,38	-0,02	±	0,03	1,6	±	10,8	104	±	38
OSIC-OPAC-SBAR	0,14	±	0,19	-0,04	±	0,14	4,6	±	7,9	75	±	34
OSIC-SBAR-SCAR	0,04	±	0,08	-0,01	±	0,06	-0,1	±	2,8	37	±	61
SCAR-SBAR-MIGL	0,10	±	0,12	-0,02	±	0,08	4,5	±	4,0	126	±	33
SBAR-MIGL-LOLO	0,07	±	0,18	-0,09	±	0,12	-1,2	±	6,1	77	±	37
LOLO-VMIG-CSJO	0,47	±	0,52	-0,12	±	0,06	14,1	±	10,2	-23	±	25
MIGL-LOLO-VMIG	0,10	±	0,06	-0,17	±	0,07	9,4	±	2,7	134	±	10
VMIG-MIGL-AMAT	0,11	±	0,04	-0,08	±	0,10	5,5	±	3,0	-27	±	15
AMAT-JUCU-VMIG	0,09	±	0,04	-0,11	±	0,08	4,1	±	2,6	-17	±	13
JUCU-AMAT-SAIN	0,10	±	0,04	-0,10	±	0,12	3,4	±	3,7	-12	±	18
AMAT-SCAR-MIGL	0,11	±	0,13	-0,06	±	0,07	2,7	±	4,3	-43	±	26
OSIC-LPIN-SCAR	0.02	±	0,08	-0,05	±	0,14	-0.8	±	3.8	64	±	66
LPIN-PASA-SCAR	0.00	±	0.20	-0.06	±	0.07	1.4	±	9.3	106	±	143
PASA-AMAT-SCAR	0.03	+	0.06	-0.07	+	0.06	3.1	+	2.5	121	+	23
PASA-SAIN-AMAT	0.06	±	0.08	-0.02	- +	0.06	0.0	_ 	2.8	-11	- ±	37

Table 4.1. Estimated strain rates and rotation rates in the Delaunay triangles connecting ZFESnet stations. Principal axis directions,  $\vartheta$  azimuth of the maximum compressive strain, in degrees clockwise from north. Uncertainties 1 $\sigma$ .

Tabla 4.2. Tasas de dilatación ( $\bar{\epsilon}$ ), tasas máximas de deformación de cizalla ( $\dot{\gamma}$ ) y direcciones ( $\Psi$ ) estimadas a partir de la triangulación de Delaunay que conecta las estaciones de la ZFESNet.  $\Psi\,$  en grados en sentido de las agujas del reloj medido desde el norte. Dilatación es positiva y contracción es negativa. Incertidumbres expresadas a 1 $\sigma$ .

Delaunay Ψ Ē v Triangle µstrain/yr (°) µstrain/yr TACA-SNJE-PLAY 0,23 ± 0,19 100 ± 23 -0,02 ± 0,09 SNJE-PLAY-CNR1 0.26 0.30 81 ± 33 0.13 0.15 ± ± PLAY-GUAY-CNR1 0,22 106 19 0,33 ± ± 0,33 ± 0,11 PLAY-GUAY-MNGO 0.40 0.29 121 21 0.22 0.15 ± ± ± TACA-MNGO-PLAY 0,35 0,26 ± 21 0,18 ± 115 ± 0,13 0.05 0.25 MNGO-CEGD-GUAY 121 ± 143 -0.130.13 ± ± CEGD-CARM-GUAY 0,03 ± 0,12 25 ± 100 -0,04 0,06 <u>+</u> SSIA-CNR1-AIES 0,39 0,05 113 0,16 0,02 ± ± 3 ± SSIA-CNR1-GUAY 0,21 ± 0,15 101 ± 21 0,38 ± 0,08 0,30 77 0,24 SSIA-CARM-GUAY 0,16 15 0,08 ± ± ± SSIA-CARM-NONU 0,58 ± 0,11 94 ± 5 -0,06 0,05 ± SSIA-NONU-VIEJ 0,46 79 23 -0,14 0,18 ± 0,36 ± ± SSIA-VIEJ-AIES 0,38 ± 0,29 69 ± 22 -0,30 ± 0,15 CEGD-CABA-CARM 0,01 0,10 91 ± 333 -0,02 0,05 ± ± CABA-CARR-CARM 0,15 ± 0,25 76 ± 48 0,05 ± 0,13 CARR-SVIC-CARM 0,54 ± 0,26 115 ± 14 -0,19 0,13 ± 0,02 SVIC-NONU-CARM 0,56 ± 0,14 98 ± 7 ± 0,07 NONU-SVIC-ICHA 0,43 0,22 93 ± 14 0,18 0,11 ± ± 90 ICHA-NONU-VIEJ 0,14 ± 0,41 ± 83 0,19 ± 0,21 2 AIES-PRUS-VIEJ 0,06 ± 0,28 ± 131 0,07 ± 0,14 ICHA-PRUS-VIEJ 0,12 ± 0.12 104 ± 28 0,15 ± 0.06 CARR-ICHA-SVIC -0,03 0,38 ± 0,26 118 ± 20 <u>+</u> 0,13 CEGD-RIOG-CABA -0,11 0.09 ± 0.19 -13 ± 56 ± 0.09 **RIOG-CH15-CABA** 0,11 ± 0,20 62 ± 55 -0.25 ± 0.10 77 -0.07 CABA-CH15-CARR 0.27 0.22 ± ± 24 ± 0.11 CARR-CH15-ICHA 0,41 0,16 98 -0,19 ± ± 11 ± 0.08 78 ICHA-CH15-BT10 0.42 ± 0.02 ± ± 0.18 12 0.09 **BT10-PRUS-ICHA** 0,23 0,10 15 ± 13 -0,20 0,05 ± ± **BT10-USUL-PRUS** 0.30 ± 0.17 2 ± 16 -0.07 ± 0.08 USUL-JUCU-PRUS 0,39 ± 0,22 -29 ± 16 -0,42 ± 0,11 0,28 107 0,05 USUL-VMIG-JUCU 0.11 ± 11 0.05 ± ± USUL-VMIG-CSJO 0,29 ± 0,24 92 ± 14 0,17 ± 0,07 USUL-BT10-CSJO 0,36 0,23 128 0,40 ± 13 0.12 ± ± CSJO-BT10-LOLO 0.80 ± 0.27 115 ± 12 0,48 ± 0.12 LOLO-SBAR-BT10 0,64 ± 0,27 -40 ± 12 0,72 ± 0,13 CH15-SBAR-BT10 0,61 ± 0,16 87 ± 8 0,27 ± 0.08 SBAR-CH15-OPAC 0,06 ± 0,28 88 ± 94 0,28 0,09 ± 106 **OPAC-RIOG-CH15** 0,31 ± 0.15 ± 15 0,02 ± 0.09 **RIOG-OSIC-OPAC** 0,23 ± 0,18 -44 ± 33 -0,23 ± 0,09 0.25 CEGD-OSIC-RIOG 0.28 ± 0.38 59 ± 38 ± 0.19 0,09 OSIC-OPAC-SBAR 0,18 ± 0,21 30 ± 50 0,13 ± OSIC-SBAR-SCAR 0.05 ± 0.10 -8 ± 61 0.03 ± 0.05 81 0,07 SCAR-SBAR-MIGL 0.12 ± 0.14 ± 33 ± 0.07 SBAR-MIGL-LOLO 0.17 ± 0.21 32 ± 37 -0,02 ± 0.11 LOLO-VMIG-CSJO 0,59 0,52 112 ± 18 0,35 0,26 ± ± 0,09 MIGL-LOLO-VMIG 0,27 ± 89 ± 10 -0,06 ± 0,05 108 0,03 VMIG-MIGL-AMAT 0,20 ± 0,11 ± 15 ± 0,05 AMAT-JUCU-VMIG 0,20 ± 0.09 118 ± 13 -0,02 ± 0.04 JUCU-AMAT-SAIN 0,20 ± 0,13 123 ± 18 0,01 ± 0,06 AMAT-SCAR-MIGL 0,16 ± 0.1592 ± 26 0,05 ± 0.08 19 -0,02 **OSIC-LPIN-SCAR** 0,07 ± 0,16 ± 56 ± 0,08 LPIN-PASA-SCAR 0.06 0.22 61 164 -0.06 0.10

±

±

±

0,09

0.10

0,11

0.07

±

±

±

23

37

76

124

Table 4.2. Estimated dilatation rates  $(\bar{\varepsilon})$ , maximum shear strain rates ( $\dot{\gamma}$ ) and directions ( $\Psi$ ) in the Delaunay triangles connecting ZFESnet stations.  $\Psi$  in degrees clockwise from north. Dilatation is positive and contraction is negative. Uncertainties 1o.

PASA-AMAT-SCAR

PASA-SAIN-AMAT

±

±

±

0,04

0.05

-0,04

0.04

#### 4.3. Determinación del tensor gradiente de deformación en la ZFES



Figura 4.21. Tasas de deformación y dilatación en la ZFES obtenidas a partir de la triangulación de Delaunay. Los vectores representan los ejes principales del tensor tasa de deformación horizontal. Las flechas hacia dentro indican compresión (en rojo), las flechas hacia fuera indican extensión (en azul). La dilatación se representa en azul, la compresión en rojo. Las líneas negras describen las fallas activas.

Figure 4.21. Strain and dilatation rates in the ZFES obtained from the Delaunay triangulation. Vectors represent principal axes of the horizontal strain rate tensors. Inward pointing arrows depict compression (in red), outward pointing arrows depict extension (in blue). Dilatation is blue and contraction is red. Black lines outline active faults.



Figura 4.22. Tasas de rotación en la ZFES obtenidas a partir de la triangulación de Delaunay. Tasas de deformación medidas desde el norte, en azul se representan las rotaciones en sentido horario y en rojo en sentido anti-horario. Las líneas negras describen las fallas activas.

Figure 4.22. Rotation rates in the ZFES obtained from the Delaunay triangulation. Rotation rates measured from north, in blue color depict clockwise block rotations and in red color depict anticlockwise rotations. Black lines outline active faults.



Figura 4.23. Tasas de máxima deformación de cizalla en la ZFES obtenidas en la tabla 4.2. Las líneas negras describen las fallas activas.

Figure 4.23. Maximum shear strain rates in the ZFES derived from the table 4.2. Black lines outline active faults.



Figura 4.24. Dirección de máxima deformación de cizalla en la ZFES obtenidas en la tabla 4.2. Líneas grises muestran la triangulación de Delaunay. Las líneas negras describen las fallas activas.

Figure 4.24. Maximum shear strain direction in the ZFES derived from the table 4.2. Grey lines show the Delaunay triangulation. Black lines outline active faults.

## 4.4. Discusión y conclusiones

Las velocidades y tasas de deformación calculadas, descritas anteriormente, muestran una clara evidencia de la deformación de la parte superior de la corteza que actualmente se está produciendo en la ZFES, indicando una tectónica claramente de desgarre dextral con una mayor o menor componente extensional y un mayor o menor grado de distribución de la deformación a lo largo de la ZFES. En los apartados anteriores se ha descrito y analizado las características del campo de velocidades a lo largo de perfiles y el cálculo de las tasas de deformación. En este apartado se hablará de la importancia de estos resultados y presentaremos nuestra interpretación en términos de la estructura y tectónica local y regional.

## 4.4.1. Cinemática de la ZFES

La distribución de tasas de deslizamiento a lo largo de la ZFES sugiere que el límite entre los bloques antearco salvadoreño (bloque arco) y Caribe es una zona de deformación que varía a lo largo de la ZFES. Se estima que el movimiento entre ambos bloques es de ~12 mm/a. Este movimiento es distribuido entre las fallas o segmentos de la ZFES de forma diferente de oeste a este:

- I. En el segmento oeste de la ZFES, entre los lagos de Coatepeque e Ilopango, la deformación se distribuye en una franja ancha de aproximadamente 30 km entre la cordillera de El Bálsamo, al sur (donde se encuentra ELF y PF), y GF, al norte, donde se acumula un movimiento de desgarre dextral entre 8 y 12 mm/a y una extensión de ~3 mm/a, lo cual es coherente con la extensión del graben central (Lexa et al., 2011).
- II. En la zona central de la ZFES, entre el lago Ilopango y el río Lempa, la deformación queda concentrada en una franja más estrecha, de aproximadamente 15-20 km. En el segmento San Vicente se estima un movimiento de desgarre dextral de 10 a 12 mm/a, el cual es atribuido fundamentalmente a SVF, dado que no se han identificado geomorfológicamente trazas de fallas activas al sur de este segmento. Sin embargo, dada la diferencia de componentes paralelas entre las estaciones SVIC y NONU, este desplazamiento puede ser debido a la existencia de posibles fallas secundarias y/o acumulación de deformaciones asísmicas internas al sur de SVF, por lo que teniendo en cuenta esto, sugerimos un valor de 8 mm/a para la tasa de deslizamiento de esta falla.

En el *pull-apart* del Lempa, en el segmento Lempa de la ZFES, se acumula un movimiento de desgarre dextral de ~10 mm/a repartido principalmente entre AF (~8 mm/a), al norte, y presumiblemente LJF, BF y LF (~2 mm/a), al sur, aunque no existen datos suficientes para confirmar la tasa de deslizamiento del sistema de fallas situado al sur.

Ambas zonas forman parte de la zona deprimida limitada por las estructuras principales de la ZFES y que tradicionalmente se ha considerado como la Fosa Mediana de el Salvador (*"Median Trough of El Salvador"*) (Carr, 1976).

III. A partir del río Lempa y hasta el golfo de Fonseca la deformación no se concentra mayoritariamente en el conjunto de fallas de desgarre relacionadas con el arco volcánico, sino que se distribuye de forma más compleja hacia el sureste, posiblemente a través de fallas normales con dirección N-S, NO-SE y NNO-SSE limitadas por fallas principalmente de desgarre con dirección ONO-ESE, lo cual es consistente con los resultados obtenidos por Alvarado et al. (2011). En el segmento Berlín, entre el río Lempa y el volcán de San Miguel, se estima un movimiento de desgarre dextral de ~8 mm/a repartido fundamentalmente en ETF y LLF, para las que se estima una tasa de deslizamiento de ~6 mm/a. El déficit de movimiento, de ~4 mm/a, posiblemente, está distribuido en estructuras con orientación NO-SE, situadas al sur de este segmento (véase figura 4.16 de Canora, 2011), estructuras todavía poco estudiadas, o bien definido por la presencia de centros magmáticos que no siguen una tendencia lineal, tal y como proponen Alvarado et al. (2011).

En el segmento San Miguel, entre el volcán de San Miguel y el golfo de Fonseca, la deformación fundamentalmente se distribuye hacia el sur, estimando un movimiento de desgarre dextral de 2-3 mm/a para este segmento y una extensión de ~5 mm/a en dirección E-O concentrada fundamentalmente a lo largo de la cordillera Jucuarán-Intipuca y alrededores, siendo CHIF, OF y LQF, las estructuras donde principalmente se está acomodando la deformación. Esta extensión es consistente con estudios previos de deformación realizados mediante análisis morfotectónicos (Hernández, 2011) y datos geodésicos (Alvarado et al., 2011 y Correa-Mora et al., 2009), que obtienen una extensión de 4 mm/a para esta zona.

El déficit de movimiento existente en esta zona, posiblemente se acumule en fallas situadas al sur de la cordillera, posiblemente en las fallas de Intipuca, El Espino y Río Grande con orientación ONO-ESE, aunque otros autores (Alvarado et al., 2011) proponen como límite sur de la cuenca extensional una falla localizada en el mar (Funk et al., 2009). No obstante, es evidente la ausencia de datos para confirmarlo. También existe la posibilidad que este déficit de movimiento pueda ser deformación interna permanente de tipo dúctil favorecida por el alto flujo térmico propio de las zonas volcánicas.

Así pues, la distribución de la deformación a lo largo de la ZFES ratifica la transferencia de la deformación desde los segmentos occidentales de la ZFES hacia estructuras extensionales distribuidas en una amplia zona en la terminación oriental de la zona de falla, además de resaltar la importancia de estas estructuras N–S.

Es evidente que, a lo largo de la Cordillera Jucuarán-Intipuca y alrededores, se está produciendo un proceso de deformación extensional en dirección E–O con una velocidad media de ~5 mm/a, limitado al norte por las fallas del segmento San Miguel de la ZFES, al oeste posiblemente por fallas de dirección N-S y NO-SE relacionadas con zonas volcánicas y al sur por fallas con dirección ONO-ESE, siendo la localización exacta de ambos límites actualmente desconocida. Esta estructura extensional forma parte de la cuenca extensional *pull-apart* de Fonseca, la cual podría estar relacionada con la transición del movimiento entre los arcos nicaragüense y salvadoreño.

La cinemática de la ZFES confirma también el aumento de la velocidad de este a oeste dentro del bloque antearco, lo cual es coherente con la cinemática regional del bloque de Chortís, ya que la extensión en este bloque es mayor en el sector oeste, que combinado con el pinzamiento del bloque antearco en Guatemala (Álvarez-Gómez et al., 2008), favorece que el movimiento de desgarre sea mayor de este a oeste en El Salvador.

La tabla 4.3 muestra los parámetros de profundidad de bloqueo y tasa de deslizamiento (paralela y normal a la traza de la falla) a largo plazo que a priori podemos atribuir a algunas de las fallas y/o segmentos estudiados y analizados en este capítulo.

Tabla 4.3. Principales parámetros de los principales segmentos y fallas analizados en la ZFES, obtenidos a partir de las velocidades GPS.

	Б	Distance	Depth	Slip-rate (mm/y)		
Segment/Fau	llt	(km)	(km)	strike	normal	
West Cognost	GF	36	10?	~10	~3?	
west segment	ELF	9.4		~2,5?		
San Vicente Segment SVF		21	6-10	~8		
Lomna Cogmont	AF	15	6-10	~8		
Lempa Segment	LJF	7.6		~2?		
Berlín Segment	ETF - LLF	32,8 (23,5 + 9,3)	6-12	~6		
San Miguel Segment	MF - SMF	47,7 (9,9 + 37,8)	4-8	2-3		

Table 4.3 Main narameters obtained	from GPS velocities	of the major seament	s and faults analyzed in th	IP ESEZ
Tuble 4.5. Multi puruttetets obtuitteu	jioni di 5 velocicies	oj tile major segmem	5 unu juuns unuiyzeu m m	C LJI Z.

Los valores seguidos por una interrogación son aproximados, ya que han sido obtenidos con pocos datos o deducidos por extrapolación. Valores positivos indican desgarre dextral y extensión. Distancias entre paréntesis corresponden a la longitud de cada traza simple de falla. GF – Falla de Guaycume, ELF – Falla de El Limón, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, LIF – Falla de La Joya, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel.

Values followed by question marks are approximate which are obtained with few data or deduced by extrapolation. Positive values indicate dextral shear and extension. Distances between brackets correspond to the length of each fault trace simple. GF – Guaycume Fault, ELF – El Limón Fault, SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, LJF – La Joya Fault, ETF – El Triunfo Fault, LLF – Lolotique Fault, MF – Moncagua Fault, SMF – San Miguel Fault.

La figura 4.25 muestra de forma esquemática el modelo cinemático propuesto para la ZFES obtenido a partir del análisis del campo de velocidades. Teniendo en cuenta lo anterior, se definen tres bloques principales; bloque occidental, central y oriental, que quedarían delimitados por las fallas principales de las que, en su mayoría, se ha estimado la tasa de deslizamiento. En el modelo propuesto el bloque oriental queda delimitado al norte por los segmentos Lempa (ETF y LLF) y San Miguel (MF y SMF) y al sur por IF, EEF y RGF, quedando sin definir claramente el límite oeste, lo cual se estudiará con más detalle en la modelización tridimensional del capítulo siguiente.

Es evidente la necesidad de un aumento de la densidad de estaciones en la zona oeste de El Salvador, lo cual permitirá analizar y estudiar la transición del movimiento y deformación de la ZFES hacia Guatemala, principalmente hacia la falla de Jalpatagua.

Aunque el patrón de desplazamiento obtenido a partir del campo de velocidades es coherente con una zona de cizalla con comportamiento sismogénico *stick- slip*, es evidente que es necesaria una mayor densificación de estaciones cerca de las principales trazas de la ZFES para la determinación precisa de profundidades de bloqueo. No obstante, es de esperar que las profundidades de bloqueo de los distintos segmentos y fallas de la ZFES sean similares, teniendo en cuenta que deben tener cortezas con reologías y flujos térmicos parecidos. Teniendo en cuenta la propia limitación de los datos, en general los segmentos y fallas analizados están acoplados con una profundidad de bloqueo que varía entre 6 y 12 km. Estos valores están de acuerdo con los valores obtenidos por otros autores (Kikuchi y Yamanaka, 2001) para algunas de las fallas analizadas y coherente con la distribución de las réplicas de las primeras 24 horas sobre el plano de falla ocurridas tras el terremoto de M<sub>w</sub> 6,6 de 2001 a lo largo de la falla de San Vicente (Canora et al., 2010).


Figura 4.25. Modelo cinemático de la ZFES, mostrando los tres bloques principales: bloque oeste (en rojo), bloque central (en verde) y bloque este (en azul), que forma parte del *pull-apart* de Fonseca. Las tasas de deslizamiento en negro muestran movimiento de desgarre dextral, en blanco extensión. Flechas grandes negras representan la dirección del movimiento del antearco salvadoreño. Las flechas blancas representan extensión. CL – Lago de Coatepeque, IL – Lago de Ilopango, LPA – *pull-apart* del Lempa, LR – Río Lempa, FG – Golfo de Fonseca, FPA – *pull-apart* de Fonseca.

Figure 4.25. Kinematic model of the ESFZ, showing the three main blocks: west block (in red), central block (in green) and east block (in blue), like a part of the Fonseca pull-apart. Slip-rates in black show dextral shear movement, in white extensions. Big black arrow shows the direction of movement of the fore-arc Salvadoran. White arrows show extension. CL-Coatepeque Lake, IL-Ilopango Lake, LPA-Lempa pull-apart, LR-Lempa River, FG-Fonseca Gulf, FPA-Fonseca pull-apart.

Hasta la actualidad sólo se han publicado estudios paleosísmicos en la falla de San Vicente (Canora et al., 2012), por lo que se desconocen las tasas de deslizamiento geológicas de la mayoría de los segmentos y fallas principales que forman la ZFES. Estos estudios atribuyen una tasa de 4 mm/a de movimiento dextral al segmento San Vicente, valor significativamente menor que la tasa geodésica obtenida para esta falla (~8 mm/a), lo cual es de esperar, ya que los valores obtenidos con técnicas paleosísmicas han de tomarse como un valor mínimo, ya que no corresponden a la totalidad de la falla, sino más bien a un segmento específico (Canora et al., 2012). Por otra parte, las tasas de deslizamiento GPS representan un límite superior de la tasa de deslizamiento en general, ya que se supone que toda la deformación medida se produce en la falla de San Vicente y no se consideran deslizamientos en fallas secundarias y/o acumulación de deformaciones asísmicas internas de carácter dúctil. Además, los datos GPS recogen información de un corto periodo de tiempo de la deformación continua de la corteza, por lo que, muchas veces, las tasas de deslizamiento basadas únicamente en datos GPS pueden ser muy diferentes de las velocidades de deformación a largo plazo.

Por otro lado, Corti et al. (2005) analizan la velocidad de la ZFES geológicamente a partir de la medida de desplazamientos de ríos a lo largo del segmento de Berlín, obteniendo una tasa de deslizamiento dextral de ~11 mm/a, valor bastante aproximado a los ~12 mm/a de movimiento dextral obtenido para el conjunto de la ZFES con datos GPS. Según Canora et al. (2012), la deformación en este segmento parece estar más localizada

#### 4.4. Discusión y conclusiones

en la rama principal de la falla con menos estructuras secundarias activas que el segmento de San Vicente, es por tanto razonable que la traza principal tenga una tasa de deslizamiento superior en esa zona. Esta similitud entre ambos valores sugiere que los resultados GPS reflejan de manera adecuada la deformación geológica en el entorno de la ZFES.

# 4.4.2. Distribución de la deformación en la ZFES

La orientación y magnitud de los ejes principales de deformación estimados a partir de los datos GPS (figura 4.21) están de acuerdo con los estudios regionales realizados con datos sísmicos (Cáceres et al., 2005) y es coherente con el régimen tectónico activo en la zona.

A partir de las tasas de deformación y dilatación (figura 4.21) obtenidas se confirma que la deformación se distribuye hacia el sureste a partir del río Lempa, concentrándose en torno a las fallas que limitan el *pull-apart* del Lempa en la zona central y ampliándose en la zona oeste de la ZFES.

La zona oeste, entre los lagos de Coatepeque e Ilopango, con  $|\dot{\varepsilon}_1| > |\dot{\varepsilon}_2|$  y valores positivos de dilatación, se caracteriza por un predominio de la extensión, coherente con un régimen transtensivo, mediante fallas fundamentalmente de desgarre con componente normal (p.ej. GF) y fallas normales con dirección N-S (Lexa et al., 2011, Canora, 2011).

La zona central, entre el lago de llopango y el río Lempa, donde la deformación queda concentrada principalmente en el *pull-apart* del Lempa, se caracteriza por un mayor predominio de la componente de desgarre, con  $|\dot{\varepsilon}_1| \approx |\dot{\varepsilon}_2|$ . Esta distribución de tasas de deformación claramente coincide con la componente extensional y de desgarre del *pull-apart* del Lempa.

Al este del río Lempa, se obtienen los máximos de extensión y dilatación, con  $|\dot{\varepsilon}_1| > |\dot{\varepsilon}_2|$ , coincidiendo con la zona volcánica de Berlín, Usulután y San Miguel, lo cual sugiere que parte de esta deformación es debida a la actividad volcánica de la zona.

El SE de la ZFES se caracteriza por una menor tasa de deformación (~0,10 µstrain/a), con  $|\dot{\epsilon}_1|\approx|\dot{\epsilon}_2|$ , y una rotación de  $\dot{\epsilon}_2$  en dirección ~N-S, confirmando la extensión en dirección ~E-O de esta zona.

Tanto los valores de las tasas de deformación de las direcciones principales como las tasas de rotación determinados son coherentes con la cinemática de falla de desgarre dextral transtensiva de la ZFES.

A lo largo de la ZFES se observa un claro predominio de la rotación en sentido de las agujas del reloj, lo cual es coherente con la cinemática dextral de la ZFES. Los valores máximos coinciden con la zona del *pull-apart* del Lempa, sugiriendo que la zona de cizalla dextral se superpone con las fallas en dirección E-O formando el *pull-apart*, generando bloques corticales con mayor capacidad de rotación.

Cabe mencionar que nuestro cálculo de tasas de deformación para la ZFES se basa en una distribución irregular de las estaciones GPS, en la que la zona sur y oeste disponen de menos información.

La cinemática y las tasas de deformación deducidas a partir de los datos GPS, junto con la ausencia de compresión significativa en la zona, confirman los modelos que describen una casi ausencia de acoplamiento en la subducción de la placa del Coco frente a las costas salvadoreñas, lo que combinado con el movimiento relativo hacia el E del bloque de Chortís, genera un régimen de desgarre transtensivo a lo largo de la zona de debilidad del arco volcánico. En particular, las tasas de deslizamiento obtenidas con nuestros nuevos datos son comparables a las obtenidas en otros trabajos con datos geodésicos (Correa-Mora et al., 2009 y Alvarado et al., 2011) para la componente paralela a la fosa y apoyan la hipótesis de que el movimiento debido al trasporte hacia el NO del antearco relativo a la placa Caribe está concentrado a lo largo de fallas en dirección ONO-ESE paralelas al arco volcánico.

# Capítulo 5 Modelización de la deformación cortical en El Salvador

# 5.1. Introducción

La deformación de la corteza en un período intersísmico refleja el proceso físico de acumulación de la energía de deformación. Por lo tanto el monitoreo y registro de la deformación intersísmica es muy importante en la consideración de grandes terremotos futuros.

Hoy en día los datos geodésicos son una de las claves para evaluar la peligrosidad sísmica en las zonas de fallas activas. Para una correcta evaluación de la peligrosidad sísmica se requiere la estimación precisa de las tasas de deslizamiento de las fallas. A partir de estudios geomorfológicos y geológicos se estiman tasas de deformación que abarcan varios ciclos durante cientos a miles de años, mientas que a partir de las observaciones geodésicas se estiman velocidades con una mayor resolución temporal y, por tanto, permiten conocer la evolución de la deformación dentro de cada ciclo sísmico. La combinación de ambos tipos de observaciones, geológicas y geodésicas, hacen posible el cálculo de la amenaza sísmica con mayor precisión.

Los modelos de deformación elástica en un semi-espacio elástico son comúnmente utilizados para explicar estas observaciones (p.ej. Wang et al., 2003; Wallace et al., 2004) permitiendo conocer la deformación y comportamiento de las estructuras tectónicas y estimar tasas de deslizamiento, profundidades de bloqueo, las cuales pueden ser usadas para cuantificar la acumulación de deformación intersísmica en profundidad y para mejorar la evaluación de peligrosidad sísmica.

En el capítulo anterior hemos obtenido una primera aproximación de cómo se comportan los distintos segmentos y/o fallas que comprenden la ZFES, así como de la distribución de la deformación cortical que se está acomodando en la zona.

Para refinar esta interpretación de primer orden, en este capítulo se modelará el campo de velocidades GPS mediante un modelo de dislocación elástica tridimensional formado por bloques de rotación delimitados por fallas (McCaffrey, 2002).

Con esta modelización se pretende dar respuesta a las siguientes cuestiones:

- ¿Cuántos bloques de rotación pueden conformar la zona de estudio? ¿qué polos y velocidad angular tienen?
- ¿Cuál es el grado de acoplamiento de la zona de subducción frente a la costa salvadoreña y qué influencia tiene este acoplamiento en las fallas del arco volcánico?
- ¿Cuál es el grado de acoplamiento y tasa de deslizamiento de los principales segmentos del arco volcánico salvadoreño?, y por tanto, ¿cuál es el déficit de la tasa de deslizamiento en estos segmentos?
- ¿Cuál es la zona o cuáles son las fallas donde se está acumulando principalmente la deformación del arco?
- ¿Cuál es el comportamiento y cinemática de los distintos segmentos y fallas de la ZFES?
- ¿Cómo se distribuye la deformación en la zona sureste de El Salvador? y ¿cómo se transfiere la deformación hacia el Golfo de Fonseca y Nicaragua?

El conocimiento de todas estas cuestiones permitirá comprender y entender mejor el ciclo sísmico y el comportamiento de cada una de las fallas y del conjunto de la ZFES, lo cual permitirá mejorar la evaluación de la peligrosidad sísmica de la zona, tal y como veremos en el capítulo siguiente.

# 5.2. Enfoque metodológico

En esta tesis, para poder analizar las velocidades GPS en el período intersísmico se ha utilizado un modelo cinemático de bloques elásticos, a partir del cual se estimarán sus movimientos y la acumulación de deformación elástica en la fallas que los delimitan.

De esta manera, a partir de las observaciones GPS se extraerá la deformación tectónica relacionada con varios procesos asociados al ciclo sísmico y se intentarán inferir características de la zona de falla modelizando estas observaciones. A continuación se dan unas nociones generales del enfoque metodológico utilizado en la modelización.

## 5.2.1. Modelización de la deformación intersísmica

En general los modelos numéricos para el periodo intersísmico se basan directamente en el modelo de ciclo sísmico, en el cual el esfuerzo efectivo sobre el plano de falla se incrementa linealmente con el tiempo hasta que alcanza el límite de ruptura. En este punto se produce un terremoto y los esfuerzos acumulados son liberados en la falla durante su deslizamiento cosísmico (p.ej. Scholz, 2002). El concepto básico se remonta a la teoría del rebote elástico de Reid, el cual propuso que el patrón de deformación elástica acumulada durante el periodo intersísmico sería opuesto al patrón de deformación liberado durante el terremoto (Reid, 1910). El resultado neto de un ciclo completo sería una traslación relativa de los bloques de la falla, sin deformación aparente fuera de la misma, coincidiendo con las observaciones geológicas. Así pues, los modelos de ciclo sísmico implican un periodo largo de deformación lineal intersísmica, interrumpido por desplazamientos en los momentos de grandes terremotos. Aunque hay evidencias observacionales inequívocas sobre la deformación postsísmica transitoria después de un terremoto, la deformación observada previa a los grandes terremotos ha sido generalmente considerada lineal con el tiempo, teniendo en cuenta la precisión de las medidas, así pues, el concepto de deformación intersísmica sigue siendo aplicable.

Como ya se ha visto en el capítulo 4, Savage y Burford (1973) propusieron un modelo simple intersísmico usando la teoría de dislocación elástica. En su modelo, la parte más profunda de la falla desliza continuamente (*creep*) con una tasa de deslizamiento constante a largo plazo, mientras que la parte superficial o menos profunda de la zona de falla está anclada o bloqueada debido al régimen friccional con comportamiento *stick-slip* que gobierna la corteza frágil, excepto cuando ocurre un terremoto. Esto se representa numéricamente por un plano de dislocación elástica que desliza de forma continua desde una profundidad de bloqueo a una profundidad infinita. Este sencillo modelo ha demostrado ser extremadamente eficaz en una amplia variedad de escenarios tectónicos, y el mismo modelo conceptual ha sido aplicado en fallas normales y zonas de subducción (Savage, 1983), además de en fallas de desgarre.

Alternativamente, el deslizamiento en la falla en función de la profundidad puede ser representado por una superposición lineal entre el deslizamiento constante en todas las profundidades y un deslizamiento hacia atrás (*backslip*) en la parte menos profunda o superficial de la falla. El *backslip* es una construcción matemática, una componente de la superposición lineal, que representa el déficit de deslizamiento (*slip deficit*), o la diferencia entre el deslizamiento que realmente ocurre sobre un periodo de tiempo, y el deslizamiento que se esperaría a partir de una tasa media a largo plazo del deslizamiento de una falla. El *slip deficit* es proporcional a la tensión acumulada. En el modelo de ciclo

## 5.2. Enfoque metodológico.

sísmico más simple, el *slip deficit* acumulado sobre el intervalo de tiempo entre terremotos sería igual al deslizamiento producido en un terremoto.

Cuando la profundidad de bloqueo varía a lo largo de la dirección de la falla, el patrón de deformación también variará a lo largo de la dirección; en el límite extremo de una profundidad de bloqueo de cero, la falla se mueve o desliza (*creep*) en la superficie según su tasa de deslizamiento a largo plazo. Las observaciones muestran un rango amplio de profundidades de bloqueo en fallas, generalmente de acuerdo con las profundidades de los hipocentros de los terremotos. En general, los grandes terremotos que se producen en la corteza continental rompen en un rango limitado de profundidades, desde o cerca de la superficie hasta una profundidad que varía entre 10 y 20 km. Las profundidades de bloqueo a veces varían bruscamente a lo largo de la dirección de una falla. En general, las partes de la falla que han sido definidas (a partir de datos geodésicos) como bloqueadas por la fricción y la acumulación de *slip deficit*, se corresponden bien con las áreas de ruptura de los últimos grandes terremotos, y los límites a lo largo de la dirección de la falla entre los segmentos bloqueados y no bloqueados (*creeping*), corresponden a los límites de deslizamiento cosísmico o a asperezas sísmicas donde terminan las rupturas de los últimos terremotos.

El enfoque de la dislocación elástica para el modelado de la deformación intersísmica se ha ampliado a tres dimensiones utilizando el modelado de bloques elásticos (p.ej. McCaffrey, 2002; Meade y Hager, 2005). En este enfoque, en el cual se mezclan la descripción del movimiento de las placas en términos de velocidad angular y un modelo elástico intersísmico, el modelo se construye con un conjunto de bloques o microplacas, cada una de las cuales se supone inicialmente que es rígida. Los límites entre bloques adyacentes son las fallas en las cuales se produce el movimiento relativo entre bloques. La velocidad GPS de una determinada estación es la suma de dos componentes; por un lado la rotación del bloque en el que se encuentra (descrita por la velocidad angular de bloque) y, por otro, la deformación elástica causada por el *slip deficit* en todas los fallas en el modelo.

Este modelo de bloques elásticos se basa en la consistencia interna del movimiento de los bloques, las tasas de deslizamiento de las fallas, y la deformación elástica, ya que las tasas de deslizamiento de las fallas se calculan a partir de las velocidades angulares de los bloques, y la deformación elástica se calcula utilizando la teoría de la dislocación a partir de las tasas de deslizamiento de las fallas y asumiendo las profundidades de bloqueo de las mismas. De este modo, los únicos parámetros estimados en el modelo de bloques elásticos son las velocidades angulares de los bloques, a menos que explícitamente se optimicen también las profundidades de bloqueo de las fallas u otros parámetros geométricos.

Este modelo de bloques elásticos se ha utilizado para describir la deformación en Norte América, Asia, el Mediterráneo y Oriente Medio, así como otras partes del mundo, obteniendo muy buenos resultados. No obstante, en algunos trabajos se consideran los bloques con deformación uniforme, en vez de rígidos (McCaffrey, 2002; Meade y Hager, 2005; Reilinger et al., 2006; McCaffrey et al., 2007; Meade, 2007, Wallace et al., 2004, 2005 y 2007).

A pesar del éxito general de este enfoque, no hay forma de tener en cuenta con este modelo la dependencia temporal observada en la deformación postsísmica con este modelo, lo cual da lugar a veces a discrepancias significativas entre las tasas de deslizamiento de las fallas estimadas a partir de datos geodésicos y las tasas estimadas geológicamente (p.ej. Meade y Hager, 2005; McGill et al., 2009). Esta deformación postsísmica, dependiente del tiempo, que no se tiene en cuenta en los modelos geodésicos, podría desempeñar un papel importante en esta discrepancia.

## 5.2.2. Software y fases de la modelización

En esta tesis se ha usado la técnica de modelización basada en un modelo de dislocación elástica tridimensional utilizando el programa DEFNODE, de distribución libre, diseñado por McCaffrey (2002), el cual sigue el enfoque metodológico descrito anteriormente. El objetivo final de las estimaciones de los valores de deformación sobre la superficie de la Tierra se consigue dividiendo las superficies de las fallas en numerosos elementos triangulares pequeños y realizando la suma de todos los triángulos. Dicho enfoque permite explicar las superficies de fallas no planas, como es el caso de muchas de las fallas que se investigan en esta tesis.

La figura 5.1 muestra de forma esquemática la metodología seguida por DEFNODE (McCaffrey, 2002), basada en el enfoque metodológico descrito anteriormente. Las velocidades GPS son consideradas como resultantes de la combinación de rotaciones relativas de bloques y deformación elástica debida al acoplamiento en los bordes de los bloques, delimitados en su mayoría por fallas. Los movimientos relativos de los bloques son definidos por vectores de velocidad angular (tasas y polos de rotación de Euler) mientras que la deformación intersísmica es modelada como un *backslip* en las fallas que separan los bloques (Okada, 1985; Savage, 1983). Las fallas en los bordes de bloques finitos son definidas en 3D, por una serie de nodos a lo largo de los planos de falla (formando una rejilla o grid irregular de puntos a lo largo de la dirección y del buzamiento). El acoplamiento o bloqueo de la falla es parametrizado en cada nodo por un factor de acoplamiento (phi), el cual representa la parte fraccional del movimiento relativo del bloque que no está acomodado por el deslizamiento asísmico uniforme o constante, phi varía entre 0 (no acoplamiento) y 1 (acoplamiento total).

Los parámetros del modelo (velocidad angular de los bloques y valores de acoplamiento, en nuestra modelización), son determinados mediante la aplicación del algoritmo de búsqueda basado en simplex (downhill simplex) y el método de optimización simulated anneling (recocido simulado) (p.ej., Press et al., 2007). Los residuos son minimizados a partir del estadístico  $\chi^2$ , dividiendo el cuadrado de los residuos por el cuadrado del error en la medida. El valor mínimo de  $\chi^2$  indica el modelo que mejor se ajusta a las observaciones. Dado que nuestro modelo de error supone un valor mayor en función de las incertidumbres de los datos (p.ej. velocidades GPS), se supone que los pesos y la correspondiente estimación de parámetros están bien determinados. En su forma normalizada (Chi-cuadrado reducida  $\chi_v^2$ ),  $\chi^2$  es dividido por el número de grados de libertad, por lo que el valor mínimo de  $\chi_v^2$  indica el modelo que mejor se ajusta. Valores de  $\chi_v^2$  de aproximadamente 1 indican un buen ajuste de los datos al modelo y sugieren que los errores estimados son razonables. Valores de  $\chi_v^2 < 1$  sugieren que los errores son sobreestimados y valores de  $\chi_v^2$  > 1 sugieren que los errores sobre infra-estimados o que el modelo dado ajusta pobremente a los datos. Se determina la bondad del ajuste a partir del cálculo de la probabilidad de  $\chi^2$  correspondiente al número de grados de libertad para un apropiado intervalo de confianza (p.ej. 95%).

La figura 5.2 muestra un esquema de las fases seguidas en la modelización con DEFNODE. En una primera etapa se realiza la definición geométrica de los principales bloques tectónicos de la zona de estudio. Cada bloque tectónico es asumido como un bloque elástico homogéneo. Se asume que los bloques sufren la mínima deformación 5.2. Enfoque metodológico.

interna y están delimitados en sus bordes por fallas, usando datos geológicos y evidencias sismológicas de fallas activas (previamente estudiados y analizados en capítulos anteriores).

Una vez definidos los bloques tectónicos (información geológica de la geometría de fallas) y a partir de la información geodésica (velocidades calculadas), geológica y sismológica (parámetros de los mecanismos focales, vectores de deslizamiento de terremotos y tasas geológicas de deslizamiento), se realiza la determinación del modelo cinemático de deformación de la corteza para la zona de estudio, estimando simultáneamente para cada bloque delimitado por fallas, la rotación y el bloqueo (acoplamiento intersísmico) usando datos GPS y otros datos cinemáticos. Mediante inversión se estimarán simultáneamente velocidades angulares de los bloques elásticos y fracciones de deslizamiento (coeficientes de acoplamiento) en las fallas definidas como bordes de bloque, obteniendo el mejor ajuste posible de las velocidades GPS y, opcionalmente, de los vectores de deslizamiento de terremotos y tasas geológicas de deslizamiento de terremotos y tasas geológicas de deslizamiento de fallas estimadas.

En esta tesis se ha determinado el modelo que mejor se ajusta a la zona de estudio, realizando diferentes hipótesis. Algunos parámetros que se estimarán en la modelización son: tasas de deslizamiento, variabilidad espacial del acoplamiento de fallas y velocidad angular de los bloques.



Figura 5.1. Resumen del método de McCaffrey (de McCaffrey). Vista en planta de los bloques de rotación.

Figure 5.1. Summary of McCaffrey's method (from McCaffrey). Plan view of two rotation blocks.

5. Modelización de la deformación cortical en El Salvador



Figura 5.2. Esquema de los pasos seguidos en la modelización con DEFNODE.

Figure 5.2. Scheme of steps followed in modeling with DEFNODE.

# 5.3.1. Configuración de los modelos

# 5.3.1.1. Geometría de los modelos

Para definir la geometría de los bloques que configurarán el modelo, se han tenido en cuenta los principales segmentos que forman la ZFES, analizados en el capítulo 4. Además, se han tenido en cuenta parte de las fallas de arco volcánico nicaragüense y guatemalteco, la fosa centroamericana (MAT), así como la distribución de la sismicidad en la zona, lo cual nos indica, en la mayoría de los casos, la actividad asociada a cada estructura (figuras 2.9 y 2.10 del capítulo 2).

La geometría, buzamiento y profundidad de la zona de subducción Centroamericana (MAT-Middle-American Trench) es variable a lo largo de su dirección (figuras 5.3 y 5.4). Para la configuración geométrica del modelo se han tomado los datos publicados por Hayes et al. (2012) y disponibles en el USGS (http://earthquake.usgs.gov/research/data/slab/). A lo largo de la interfase de subducción de la MAT, se asume que el acoplamiento puede ocurrir por debajo de los 25 km de profundidad (Marquez-Azúa y DeMets, 2003, Lyon-Caen et al., 2006, Franco et al., 2012). Para la configuración de los modelos se ha tenido en cuenta una profundidad máxima de la zona de subducción de 80 km.



Figura 5.3. DEM Topográfico y batimétrico (GEBCO) de la región del Norte de Centro América con los límites nacionales y la fosa mesoamericana.

Figure 5.3. DEM Topographic and bathymetric (GEBCO database) map of North of Central American region with national boundaries and the Mid-America Trench.



Figura 5.4. Geometría, profundidad (a) y buzamiento (b) de la fosa mesoamericana (MAT) tomada de Hayes et al. (2012). (http://earthquake.usgs.gov/research/data/slab/).

Figure 5.4. Geometry, depth (a) and dip (b) of the Middle-American Trench (MAT) from Hayes et al. (2012). (http://earthquake.usgs.gov/research/data/slab/).

La figura 5.5 muestra las trazas de las principales fallas que se tendrán en cuenta en la modelización. Sólo se han considerado aquellas fallas de la ZFES en las que, según el análisis realizado en el capítulo 4, se cuenta con la información suficiente para su modelización, aunque, como veremos posteriormente, el grado de incertidumbre de los parámetros asociados a cada una de ellas puede variar en función de su geometría y localización. Además, para analizar la distribución de la deformación hacia el Golfo de Fonseca (este de El Salvador), se ha incluido la geometría del segmento más al norte que sigue aproximadamente la dirección del arco volcánico nicaragüense y que es aproximadamente paralela a la fosa. También se incluye la parte más oriental de la falla de Jalpatagua (este de Guatemala), lo cual nos ayudará a analizar la propagación de la deformación de la ZFES hacia el sureste de Guatemala. Todas las fallas asociadas al arco volcánico han sido modeladas como fallas de desgarre prácticamente verticales (entre 80° y 85° de buzamiento hacia el Sur) (Corti et al., 2005).

En los modelos elásticos en las fallas de desgarre la profundidad de acoplamiento o bloqueo es a menudo equiparada al espesor sismogenético de la corteza (Savage y Burford, 1973), típicamente de 10-15 km en la zona de estudio. Teniendo en cuenta esto y los resultados obtenidos en el capítulo anterior de los valores preliminares de profundidad de bloqueo, se asume una profundidad máxima de bloqueo de 15 km, que en principio podemos equiparar para todas las fallas de la ZFES (Correa-Mora et al., 2009). Así pues, todas las fallas serán modeladas con una profundidad de 20 km, dejando los últimos 5 km sin acoplamiento (phi=0), y se analizará el grado de acoplamiento (variación de phi) en los primeros 15 km de profundidad, en aquellas fallas donde se tenga la sensibilidad suficiente (ver apartado de resolución del modelo).

Teniendo en cuenta lo anterior y los resultados obtenidos en el capítulo 4, se han definido un total de 5 bloques; 3 bloques principales y 2 bloques secundarios o microbloques situados entre los bloques Caribe (CA) y Arco (AR):

- Bloque del Coco (CO)  $\rightarrow$  limitado por la fosa centroamericana.
- Bloque Caribe (CA) → limitado al suroeste por las fallas del arco volcánico salvadoreño y parte del arco nicaragüense y guatemalteco (falla de Jalpatagua), y al noroeste por la falla de Motagua. Aunque esta falla no se ha modelado sólo ha sido incluida como límite de bloque sin deformación asociada.
- Bloque Antearco o Arco (AR) → limitado por la fosa centroamericana y las fallas del arco volcánico salvadoreño (ZFES) y parte del nicaragüense y guatemalteco (falla de Jalpatagua).
- 2 micro-bloques en El Salvador, limitados por las fallas principales de la ZFES analizadas en su mayoría en el capítulo anterior:
  - Bloque Central de El Salvador (ESC) → comprende los segmentos Oeste, San Vicente y Lempa de la ZFES. Se modelarán las fallas principales que limitan al norte y al sur este bloque, estas son: Comecayo, Guaycume, San Vicente y Apastepeque, al norte, y El Limón, Panchimalco, Apaneca, Teotepeque y el sistema de fallas La Joya y Berlín, al sur. Este bloque conecta al oeste con la falla de Jalpatagua en Guatemala.
  - Bloque El Salvador Este (ESE) → comprende los segmentos Berlín y San Miguel de la ZFES, así como las fallas principales del sureste de El Salvador. Estas son: El Triunfo, Lolotique, Moncagua y San Miguel, al norte, e Intipuca, El Espino y

Río Grande, al sur. Este bloque comprende el golfo de Fonseca y conecta con la falla asociada al arco volcánico nicaragüense.

Dado que en la modelización con DEFNODE es necesario materializar todos los límites entre bloques, se han extrapolado las trazas de las fallas intentando generar geometrías de bloques lo más sencillas posible.

No se incluye en el modelo el bloque Norteamericano, ya que al no incluir las fallas que limitan este bloque con Caribe, no aporta ninguna variación a nuestra modelización.

La figura 5.5 muestra la geometría de los bloques descritos y las trazas de las fallas principales que se delimitan cada bloque y se tratarán de modelizar.



Figura 5.5. Geometría de los bloques de los modelos. El modelo ES3 consiste en tres bloques principales CO, CA y AR. El modelo ES4 está formado añadiendo el bloque ESE. El modelo ES5 se añade además el bloque ESC. Las líneas rojas describen las fallas principales en el modelo. Los bloques son delimitados por las fallas: MAT – Fosa Mesoamericana, CF – Falla de Comecayo, GF – Falla de Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel, ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco, LJF – Falla de La Joya, BF – Falla de Berlín, LF – Falla de Lempa, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca, TF – Falla de Teotepeque, APF – Falla de Apaneca.

Figure 5.5. Block geometry models. The ES3 model consists of three main blocks CA, CO and AR. The ES4 model is formed by adding the ESE block. The ES5 model also adds the ESC block. Red bold lines outline main faults in the model. The blocks are delimited by the faults: MAT – Middle-America Trench, CF – Comecayo Fault, GF – Guaycume Fault, SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, ETF – El Triunfo Fault, LLF – Lolotique Fault, MF – Moncagua Fault, SMF – San Miguel Fault, ELF – El Limón Fault, PF – Panchimalco Fault, LJF – La Joya Fault, BF – Berlín Fault, LF – Lempa Fault, RGF – Río Grande Fault, EEF – El Espino Fault, IF – Intipuca Fault, TF – Teotepeque Fault, APF – Apaneca Fault.

## 5.3.1.2. Datos y parámetros de los modelos

Todos los modelos se han calculado dejando fija la placa o bloque Caribe (CA). Se ha tomado como polo y velocidad angular entre las placas de Caribe y Coco los valores del modelo PVEL 21,0° N -121,4° E 1,270°/Ma (DeMets et al., 2010), el cual predice una dirección de convergencia de la placa del Coco respecto a Caribe de N20°E  $\pm$  2° a lo largo de toda la fosa y una variación de la velocidad de 68  $\pm$  4 mm/a frente a la Costa de Guatemala a 82,3  $\pm$  2.2 mm/a frente a la costa de la península de Nicoya en Costa Rica, siendo la estimada frente a la costa salvadoreña de 73.4 mm/a y dirección N20.2°E (figura 5.6).

Se han usado vectores de deslizamiento de los terremotos ocurridos en la zona con  $M_w \ge 6$  y profundidad < 80 km, tomados del catálogo del CMT desde 1997 a 2012, que constriñen la dirección de slip a lo largo de la zona de subducción (para comprobación del polo CO/CA del modelo PVEL) y de las fallas del arco volcánico salvadoreño (tabla 5.1 y figura 5.6).

Table 5.1. Selected earthquakes from CMT-Harvard catalogue with slip vector azimuths to constrain slip direction along the subduction and volcanic arc faults.

Longitude	Latitude	Azimuth	Depth	Magnitude	Reference	
(°W)	(°N)	(°)	(km)	$CMTM_{w}$	CMT	
-85.56	11.38	-26	12	6,3	200508031103A	
-87.30	12.80	-68	10	6,1	011282B	
-88.97	12.65	30	51.9	7,3	061982A	
-89.13	12.97	37	56	7,7	011301C	
-88.97	13.98	-83	15	6,6	021301B	

La figura 5.6 muestra la geometría de los bloques descritos, las trazas de las fallas principales que se delimitan cada bloque, así como los mecanismos focales utilizados para constreñir el modelo y los epicentros de terremotos.

Las fallas serán discretizadas usando una malla de rectángulos de 5 x 5 km. Se han probado otros pasos de mallas menores (1 x 1 km) y mayores (10 x 5 km), comprobando que no mejoran el ajuste del modelo. Teniendo en cuenta el número de parámetros estimados comparado con el número de datos disponibles, la falta de uniformidad en la distribución de nuestros datos GPS y la escasa cobertura de datos en algunas de las fallas activas estudiadas en el modelo, principalmente las que se encuentran cerca de la costa, se aplicarán en el modelado valores a priori para ciertos parámetros, así como constreñimientos adicionales, con el fin de obtener una solución lo más fiable posible.

Los modelos se constreñirán usando el campo de velocidades horizontal GPS y sus incertidumbres asociadas obtenidas en el capítulo 3, referidas a la placa Caribe a partir del polo y velocidad angular 36,96°N, -100,47°E, 0,263°/Ma (figura 5.7).

Aunque finalmente no se ha introducido como constreñimiento en el modelo, se espera que hasta 14 mm/a del movimiento dextral podría ser acomodado a lo largo del arco volcánico en El Salvador y sureste de Guatemala (Alvarado et al., 2011 y Correa-Mora et al., 2009).

Tabla 5.1. Terremotos seleccionados a partir del catálogo CMT-Harvard con sus correspondientes acimutes de los vectores deslizamiento para constreñir la dirección de deslizamiento a lo largo de la subducción y las fallas del arco volcánico.

#### 5. Modelización de la deformación cortical en El Salvador



Figura 5.6. Geometría de los bloques del modelo, trazas de las fallas y mecanismos focales (tabla 5.1) usados para constreñir el modelo. Las líneas rojas gruesas muestran las fallas principales del modelo. Las flechas negras muestran la dirección y velocidad de convergencia de la placa del Coco bajo la placa Caribe del modelo PVEL (DeMets et al., 2010). Los puntos negros representan los epicentros de los terremotos con Mw  $\ge$  4 y profundidad  $\le$  80 km para el periodo 1976-2012, del catálogo de Benito et al., 2010 actualizado con la base de datos del NEIC.

Figure 5.6. Blocks model geometry, fault traces and focal mechanisms (table 5.1) used to constrain the model. Red bold lines outline main faults in the model. Black arrow shows the direction and velocity of convergence Cocos plate under Caribbean plate from PVEL model (DeMets, et al., 2010). Earthquake epicenters with  $Mw \ge 4$ and depth  $\le 80$  km for the period 1976-2012, from Benito et al., 2010 catalogue updated from NEIC data base.



Figura 5.7. Campo de velocidades GPS respecto a Caribe fijo. Elipses de error 2D a  $1\sigma$ . Líneas rojas gruesas describen las principales fallas en el modelo.

Figure 5.7. GPS velocity field in Caribbean plates reference frame. Uncertainty ellipses are 2D, 1o. Red bold lines outline main faults in the model.

#### A. Staller Vázquez

## 5.3.2. Resolución de los modelos

Para evaluar la resolución espacial de los datos respecto a la geometría de las estructuras utilizadas en las inversiones, se ha llevado a cabo un test *checkerboard* o test de tablero de ajedrez.

En primer lugar se realizan una serie de test para evaluar el patrón y la amplitud del acoplamiento a lo largo de la zona de subducción de Centroamérica utilizando las estaciones GPS de El Salvador. En cada test se utiliza un patrón de variación de acoplamiento diferente, con el fin de determinar cuál de todos ellos se ajusta mejor a los datos disponibles, que se usarán posteriormente en las inversiones.

En la figura 5.8 (a) se muestra la distribución del grado de acoplamiento (phi) inicial que simula de forma aproximada el aspecto de un tablero de ajedrez, con rectángulos de tamaño aproximado 150 km x 70 km (tamaño paralelo a la fosa x tamaño perpendicular a la fosa). Esta distribución representa un patrón con variación del acoplamiento a lo largo de la dirección y del buzamiento de la zona de subducción. Las zonas de color rojo tienen un valor de phi=1 (están totalmente bloqueadas) y las zonas de color azul tienen un valor de phi=0 (se mueven a la velocidad de convergencia). A partir de este modelo se ha estimado la deformación en cada una de las estaciones en las que hay observaciones GPS. Así se obtiene un conjunto de observaciones GPS sintéticas que se invierten junto con las incertidumbres calculadas. La distribución de acoplamiento que predice esta inversión se muestra en la figura 5.8 (b). En la figura 5.8 (c) se muestra la distribución con un patrón que representa sólo variación del acoplamiento a lo largo de la dirección de la zona de subducción, sin tener en cuenta en este caso la variación en buzamiento. La figura 5.8 (d) muestra la distribución de acoplamiento obtenida a partir de las velocidades sintéticas obtenidas con el patrón de la figura 5.8 (c).

Los resultados obtenidos indican que nuestra distribución de datos GPS puede resolver bien las variaciones de acoplamiento a lo largo de la dirección, sin embargo, las variaciones a lo largo del buzamiento no son bien recuperadas en la inversión, principalmente en los primeros 20 km de la zona de subducción. Esto es debido a que la fosa frente a las costas salvadoreña, nicaragüense y guatemalteca se encuentra a más de 150 km del antearco, por lo que las estaciones GPS en tierra no son capaces de registrar las deformaciones debidas a las variaciones de acoplamiento en profundidades por encima de la interfase de subducción (Correa-Mora et al., 2009), tal y como reflejan los test. Sin embargo, trataremos de realizar distintos modelos directos e inversos para examinar si las velocidades GPS ofrecen alguna información sobre un posible acoplamiento en las zonas menos profundas de la interfase de subducción frente a la costa Salvadoreña.

Así pues, los resultados obtenidos en los test sugieren que nuestra distribución de datos permite recuperar el patrón de acoplamiento en la zona de subducción a partir de una profundidad de 20 km, desde prácticamente el sureste de Guatemala hasta el Golfo de Fonseca (-87,5° W a -90,5° W); en estas zonas el patrón es bien reproducido en las inversiones.

Siguiendo este mismo procedimiento, se han realizado una serie de pruebas para analizar la resolución de los datos GPS en la determinación del patrón de acoplamiento de las fallas del arco volcánico, desde el final de la falla de Jalpatagua, al sureste de Guatemala, hasta la mitad del arco volcánico nicaragüense, aproximadamente hasta el lago de Managua, Ciudad de Managua. Se analizará la variación de acoplamiento a lo largo de la dirección y buzamiento, fijando una profundidad máxima de 20 km para todas las fallas y dejando los 5 km más profundos siempre desacoplados (phi=0). La figura 5.9 (a) muestra la distribución con un patrón de rectángulos de ~80 km de longitud, que representan sólo la variación del acoplamiento a lo largo de la dirección, manteniendo una profundidad constante de 15 km. La figura 5.9 (b) muestra la distribución de acoplamiento obtenida al invertir las observaciones GPS sintéticas obtenidas con el patrón anterior. En la figura 5.9 (c) se muestra la distribución de acoplamiento con un patrón con variación tanto en dirección como en buzamiento lo largo del arco volcánico. La figura 5.9 (d) muestra la distribución de acoplamiento obtenida a partir de las velocidades sintéticas calculadas con el patrón de la figura 5.9 (c).

En el caso del acoplamiento de las fallas del arco volcánico, los resultados obtenidos indican que nuestra distribución de datos GPS puede resolver variaciones de acoplamiento a lo largo de la dirección desde la frontera de El Salvador con Guatemala hasta el extremo este de El Salvador en el golfo de Fonseca, sin embargo no es capaz de recuperar patrones con variación del acoplamiento en buzamiento. Teniendo en cuenta esto, se fijará una profundidad media de acoplamiento de 15 km, estimando la variación del acoplamiento a lo largo de la falla, asumiendo acoplamiento uniforme en la dirección de buzamiento para todas las fallas.



Figura 5.8. Pruebas de resolución para el patrón y la amplitud de acoplamiento a lo largo de la zona sismogénica de Centroamérica utilizando la red GPS de El Salvador. (a) Patrón de entrada sintético de tablero de ajedrez con variación del acoplamiento a lo largo de la dirección y del buzamiento en la zona de subducción. (b) Resultados de la inversión de las velocidades superficiales de la red obtenidas del patrón sintético (a). Las variaciones a lo largo del buzamiento no se pueden recuperar. (c) Igual que (a) pero sólo con variaciones del acoplamiento a lo largo de la dirección. (d) Igual que (b). Las variaciones laterales son bien recuperadas por la inversión. El patrón de entrada y la amplitud son razonablemente bien recuperados cerca de El Salvador y a partir de los 20 km de profundidad. Los puntos negros son las estaciones GPS de las que se dispone de velocidades.

Figure 5.8. Resolution tests for the pattern and amplitude of coupling along the Central America seismogenic zone utilizing the El Salvador GPS network. (a) Synthetic checkerboard input pattern of locking along-strike and along-dip coupling variations along the subduction zone. (b) Results from inverting the network surface velocities due to the synthetic locking pattern (a). Along-dip variations cannot be retrieved. (c) Same as (a) with along-strike variations of coupling only. (d) Same as (b). Lateral variations are well retrieved by inversion. The input pattern and amplitude are reasonably well recovered near El Salvador and from 20 km down-dip. Black dots are the GPS stations where observations are available.



Figura 5.9. Pruebas de resolución para el patrón y la amplitud de acoplamiento a lo largo de las fallas del arco volcánico desde el sur de Guatemala hasta Managua utilizando la red GPS de El Salvador. (a) Patrón de entrada sintético de tablero de ajedrez con variación del acoplamiento a lo largo de la dirección a lo largo de las fallas del arco volcánico. (b) Resultados de la inversión de las velocidades superficiales de la red obtenidas del patrón sintético (a). (c) Igual que (a) con variaciones del acoplamiento a lo largo de la dirección y del buzamiento. (d) Igual que (b). Variaciones a lo largo de la buzamiento no son recuperadas. El patrón de entrada y la amplitud son razonablemente bien recuperados en El Salvador y hasta 15 km de profundidad. Los puntos negros son las estaciones GPS de las que se dispone de velocidades.

Figure 5.9. Resolution tests for the pattern and amplitude of coupling along the volcanic arc faults from south of Guatemala to Managua utilizing the El Salvador GPS network. (a) Synthetic checkerboard input pattern of locking alongstrike coupling variations along the volcanic arc faults. (b) Results from inverting the network surface velocities due to the synthetic locking pattern (a). (c) Same as (a) with along-strike and along-dip coupling variations. (d) Same as (b). Along-dip variations cannot be retrieved. The input pattern and amplitude are reasonably well recovered in El Salvador and up to 15 km down-dip. Black dots are the GPS stations where observations are available.

#### A. Staller Vázquez

## 5.3.3. Modelos directos

Antes de realizar los modelos de inversión a partir de las observaciones GPS, se han calculado una serie de modelos directos para comprobación de las condiciones de contorno y el grado de acoplamiento de las principales estructuras del modelo; la fosa mesoamericana (MAT) y las fallas asociadas al arco volcánico (VAF). En estos modelos se estimará la velocidad en superficie del conjunto de estaciones GPS a partir de la geometría de las fallas, polos de rotación de bloques y algunos constreñimientos impuestos como es el grado de acoplamiento en algunas estructuras. Igual que en las inversiones, se ha tomado Caribe como bloque fijo.

La figura 5.10 (a) muestra los resultados obtenidos en el modelo directo con un acoplamiento intersísmico total en la interfase de subducción de 20 a 60 km (phi = 1), con valores de convergencia entre placas de 70-80 mm/a y un desacoplamiento total de la VAF (phi = 0). Las velocidades elásticas predichas muestran, incluso en estaciones situadas en tierra a varios cientos de kilómetros de la fosa, una acumulación de deformación elástica compresiva con valores incluso mayores a 10 mm/a hacia el interior de la placa Caribe.

En la figura 5.10 (b) se muestran los resultados obtenidos con la VAF totalmente acoplada (phi = 1) hasta 15 km de profundidad y la MAT totalmente desacoplada (phi = 0), suponiendo un movimiento del bloque antearco de 14 mm/a prácticamente paralelo a la fosa en dirección ONO. Los resultados obtenidos en las velocidades de las estaciones se aproximan más a las observaciones realizadas, lo cual corrobora inicialmente el bajo acoplamiento de la MAT frente a El Salvador y Nicaragua, con valores máximos estimados de phi = 0,25 (Álvarez-Gómez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009; Franco et al., 2012).



Figura 5.10. Modelos directos de la respuesta elástica para la interfase y las fallas del arco volcánico totalmente acopladas. (as) Velocidades elásticas predichas en las estaciones GPS para una interfase de subducción totalmente acoplada de 20 a 60 km a una tasa de convergencia total y las fallas del arco volcánico totalmente desacopladas. (b) Velocidades elásticas predichas en las estaciones GPS considerando el arco volcánico formado por fallas de desgarre totalmente acopladas hasta una profundidad máxima de 20 km, un movimiento del antearco de 14 mm/a, y una intefase de subducción totalmente desacoplada.

Figure 5.10. Forward models of the elastic response for a fully coupled subduction interface and fully coupled strike-slip faults in the volcanic arc. (a) Elastic velocities predicted at GPS station locations for a subduction interface that is fully coupled from 20 to 60 km at the full plate convergence rate and no coupling across the volcanic arc faults. (b) Elastic velocities predicted at GPS station locations for forearc strike-slip faults that are assumed to be fully coupled down to a maximum depth of 20 km, forearc motion of 14 mm/yr, and zero coupling on the subduction interface. Para evaluar si las velocidades GPS ofrecen algún tipo de información sobre un posible acoplamiento en los niveles menos profundos de la interfase de subducción frente a las costas salvadoreñas, hemos realizado un modelo directo (figura 5.11) en el cual la interfase de subducción por debajo de los 20 km está totalmente desacoplada (phi=0) y por encima está totalmente acoplada (phi=1) y se mueve a la velocidad de convergencia de las placas Coco-Caribe. Este modelo predice que las estaciones GPS a lo largo de la costa salvadoreña deberían moverse hacia el interior con velocidades entre 3-5 mm/a de media. En contraste, las velocidades observadas no muestran evidencias de ninguna componente de movimiento hacia el interior (figura 5.7).

Así pues, con una incertidumbre del orden de  $\pm 1-2$  mm/a, las velocidades GPS obtenidas en El Salvador excluyen un modelo en el cual la interfase de subducción frente a las costa salvadoreña esté uniforme y totalmente acoplada hasta profundidades de 20 km. Sin embargo, las incertidumbres de las velocidades son demasiado grandes para excluir la posibilidad de que existan parches aislados totalmente acoplados por encima de los 20 km. Algunos autores sugieren que el acoplamiento espacial medio de la interfase por encima de los 20 km no es mayor de 0,2 – 0,5 (Correa-Mora et al., 2009).

Otro de los temas de discusión actual es la causa del rápido movimiento paralelo a la fosa del arco, dado que la subducción no ejerce prácticamente ninguna fuerza sobre el antearco salvadoreño debido a su falta de acoplamiento y oblicuidad. DeMets (2001) postulaba que la convergencia de las placas Coco-Caribe cerca de la costa al SE de Nicaragua está dividida en una componente paralela a la fosa y otra normal, la primera



Figura 5.11. Modelo directo de respuesta elástica para una subudcción totalmente acoplada hasta los 20 km de profundidad, nada de acoplamiento de 20 a 80 km y el arco volcánico totalmente desacoplado, a una tasa de convergencia total.



sería la responsable del movimiento a largo plazo hacia el noroeste del antearco nicaragüense. Sin embargo, la convergencia entre placas cerca de la costa de El Salvador es prácticamente ortogonal a la fosa (Alvarado, 2008), por lo que, al no existir una componente paralela esta no explica el rápido movimiento paralelo a la fosa del antearco Salvadoreño. No obstante, ambos antearcos tienen a priori prácticamente la misma tasa de movimiento paralelo a la fosa (Correa-Mora et al., 2009). En los modelos de inversión trataremos de resolver algunas de estas cuestiones.

# 5.3.4. Ejecución de los modelos y resultados

Las principales variables analizadas en los distintos modelos han sido: el número de bloques y la distribución de la deformación que mejor explique las velocidades GPS obtenidas en superficie, el polo de rotación de cada bloque, el grado de acoplamiento de la MAT y el grado de acoplamiento y tasa de deslizamiento de la VAF y de los diferentes segmentos de las fallas del arco volcánico Salvadoreño.

Los parámetros estimados en cada modelo han sido el polo de rotación y velocidad angular de cada uno de los bloques que forma el modelo y los valores del acoplamiento para cada falla discretizada.

Los modelos de inversión han sido agrupados según el número de bloques y de fallas que se tienen en cuenta en la inversión:

- Modelos ES3: modelos geométricamente más sencillos compuestos por los 3 bloques principales, Coco (CO), Caribe (CA) y Arco (AR), delimitados por las dos estructuras principales que los separan, fosa mesoamericana (MAT) y fallas del arco volcánico (VAF). Se pretende analizar la geometría que mejor se ajusta a las observaciones en la zona este de El Salvador así como el grado de acoplamiento de la VAF y MAT, principalmente en El Salvador. Para ello se considerarán dos geometrías diferentes (modelos ES3a y ES3b)
- Modelos ES4: Se introduce el bloque del Golfo de Fonseca (bloque ESE) como un bloque independiente, delimitado al sur por las fallas de Intipuca, Río Grande y El Espino, en el sureste de El Salvador.
- Modelo ES5: Se introduce un bloque intermedio entre los bloques Caribe (CA) y Arco (AR) en el centro-oeste de El Salvador (bloque ESC), delimitado fundamentalmente por las fallas principales de los segmentos Oeste, San Vicente y Lempa de la ZFES, la norte, y las fallas que limitan el graben central y pull-apart del Lempa, al sur.

La figura 5.12 muestra de forma esquemática el proceso seguido para la ejecución de los diferentes modelos.

#### 5. Modelización de la deformación cortical en El Salvador



Figura 5.12. Esquema del proceso seguido para la ejecución de los diferentes modelos.

*Figure 5.12. Process scheme followed for the execution of the different models.* 

## 5.3.4.1. Ejecución de modelos

Finalmente, se han ejecutado un total de 4 modelos con geometrías y bloques diferentes. A continuación se exponen las características y resultados obtenidos en la ejecución de cada modelo.

Es importante resaltar que, para todos los modelos calculados, los valores obtenidos en la falla de Jalpatagua y del Golfo de Fonseca hacia Nicaragua sólo pueden ser tomados como orientativos, ya que son obtenidos con mucha incertidumbre (valores no significativos a 1 $\sigma$ ), dada la falta de resolución de los modelos en esta zona.

# I. MODELO ES3 (3 bloques CARIBE, COCO, ARCO)

Se pretende analizar la geometría de la VAF que mejor se ajusta a las observaciones en la zona este de El Salvador y golfo de Fonseca, hasta su unión con el arco nicaragüense, teniendo en cuenta sólo los tres bloques principales, CA, CO y AR. Para ello, teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el capítulo 4, se definen dos geometrías posibles de la VAF en la zona este de El Salvador y se analiza cuál de ellas proporciona resultados más acordes con las observaciones. En ambas geometrías la VAF será tratada como una sola traza, formada por las fallas y segmentos principales de la ZFES, final de la falla de Jalpatagua en el sureste de Guatemala y falla asociada al arco nicaragüense, al noroeste de Nicaragua, variando su localización de una a otra geometría

Se invierte el polo del bloque AR, grado de acoplamiento de la MAT y de la VAF y se obtienen valores iniciales de tasas de deslizamiento de la VAF.

 MODELO ES3a. La figura 5.13 muestra la geometría propuesta para el modelo ES3a, que sigue el segmento de San Miguel (trazas de las fallas de Moncagua y San Miguel) al este de El Salvador, cruzando el Golfo de Fonseca por el norte, atraviesa la depresión de Honduras y se une posteriormente a la traza de la falla asociada al arco nicaragüense.



Figura 5.13. Geometría del modelo con tres bloques (ES3). Los bloques CA, CO y AR son delimitados por dos fallas: Fosa Mesoamericana (MAT) y Fallas del arco volcánico (VAF)

Figure 5.13. The three-block (ES3) model geometry. CA, CO and AR blocks are delimited by two faults: the Mid-America Trench (MAT) and the Volcanic Arc Fault (VAF).

En primer lugar, con esta geometría de la VAF y a partir de este modelo de tres bloques, se han realizado una serie de test para comprobar el grado de acoplamiento de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas. Para ello se tienen en cuenta los resultados obtenidos en los test de resolución espacial y modelos directos que sugieren que nuestra distribución de datos permite determinar valores de acoplamiento en la zona de subducción a partir de una profundidad de 20 km, desde el sureste de Guatemala hasta el Golfo de Fonseca (-87,5° W a -90,5° W). Se ha dejado la VAF totalmente acoplada y se han invertido los valores de acoplamiento, variando en dirección pero no en buzamiento. Los resultados obtenidos (figura 5.14) a partir de nuestros datos GPS estiman valores de acoplamiento entre 0.0 y 0.1 para la zona de subducción frente a la costa salvadoreña, por lo que podemos desestimar el acoplamiento en la interfase de la zona de subducción. En los siguientes modelos consideraremos la zona de subducción totalmente desacoplada.

#### 5. Modelización de la deformación cortical en El Salvador



Figura 5.14. Prueba para determinar el grado de acoplamiento en la zona de subducción. Variación del acoplamiento a lo largo de la dirección de la zona de subducción; (a) 3 partes, (b) 4 partes.

Teniendo en cuenta los resultados anteriores, se realiza una nueva inversión para el modelo ES3a, invirtiendo en este caso el polo del bloque AR y grado de acoplamiento de la VAF y fijando acoplamiento nulo (phi = 0) para la zona de subducción. Sólo se variará el acoplamiento a lo largo de la dirección de la VAF en los primeros 15 km de profundidad, fijando acoplamiento nulo (phi = 0) de 15 a 20 km a lo largo de toda la VAF.

Las figuras 5.15 (a) y (b) muestra los residuos y la diferencia entre los vectores observados y predichos, respectivamente, en el modelo ES3a. Los residuos mayores se obtienen en las estaciones situadas en el bloque AR, con valores de hasta ~5 mm/a, como la estación BT10, situada al sureste del río Lempa, en la zona volcánica de Berlín, y las estaciones TACA y GUAY, situadas al noroeste de El Salvador, con valores de hasta ~7 mm/a.

Tal y como se puede comprobar, los vectores observados estiman velocidades mayores para el bloque AR que los vectores predichos por el modelo. El modelo prevé un movimiento dextral de la VAF con tasas de deslizamiento que varían entre ~12 y ~11 mm/a del extremo sureste de la falla de Jalpatagua al noroeste de Nicaragua y un acoplamiento prácticamente total (phi entre 1,0 y 0,9) en toda la VAF (figuras 5.15 (c) y (d)).

Figure 5.14. Test to determine the degree of coupling in the subduction zone. Variation of coupling along the direction of the subduction zone; a) 3 parts, b) 4 parts.



Figura 5.15. Resultados del modelo ES3a. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF.

Figure 5.15. ES3a model results. a) Misfits, b) observed and predicted vectors, c) coupling and d) slip-rate estimate for the VAF.

 MODELO ES3b. Se prueba otra geometría de la VAF en la parte este de El Salvador a su paso por el golfo de Fonseca (figura 5.16). En el modelo ES3b, la traza principal de la VAF se dirige hacia el sureste, a partir del pull-apart del Lempa, atravesando la zona volcánica de Berlín hacia las trazas de la fallas de Río Grande, El Espino e Intipuca, atravesando el golfo de Fonseca por el sur y uniéndose al arco nicaragüense.

Las figuras 5.17 (a) y (b) muestran los residuos y la diferencia entre los vectores observados y predichos, respectivamente, con el modelo ES3b. En este nuevo modelo, los residuos del bloque AR son menores, sin embargo, aumentan los residuos de las estaciones situadas al sureste de El Salvador, que ahora pertenecen al bloque CA. En particular aumentan los residuos de las estaciones del sureste de El Salvador situadas más cerca de la traza propuesta por este modelo (CSJO, VMIG y JUCU). También destacan los residuos de las estaciones TACA y GUAY, obteniendo valores similares al modelo anterior.

El modelo también prevé un movimiento dextral de la VAF, pero en este caso las tasas de deslizamiento aumentan y varían entre ~13 y ~12 mm/a del extremo sur de la falla de Jalpatagua al noroeste de Nicaragua, así como un acoplamiento total en toda la VAF

(figuras 5.17 (c) y (d)). Como en el modelo anterior, los vectores observados estiman velocidades mayores para el bloque AR que los vectores predichos.

Los valores obtenidos por ambos modelos (ES3a y ES3b) a partir del Golfo de Fonseca sólo pueden ser tomados como orientativos, dada la falta de resolución de los modelos en esta zona.



Figura 5.16. Modelo ES3b, con 3 bloques principales, CA, CO y AR, y una geometría alternativa para la VAF al este de El Salvador.

Figure 5.16. ES3b model, with 3 main blocks CA, CO and AR, and an alternative geometry for the VAF in the east of El Salvador.



Figura 5.17. Resultados del modelo ES3b. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF.

Figure 5.17. ES3b model results. a) Misfits, b) observed and predicted vectors, c) coupling and d) slip-rate estimate for the VAF.

## II. MODELO ES4 (4 bloques CARIBE, COCO, ARCO, ESE)

Teniendo en cuenta los resultados anteriores, es evidente que en la zona este de El Salvador no podemos definir un único límite entre los bloques AR y CA, ya que en esta zona existe una zona amplia de deformación que podría comportarse como un bloque independiente del bloque AR y que podría servir de unión entre los arcos salvadoreño y nicaragüense. Esta geometría justifica la diferencia de velocidades de este a oeste en el antearco salvadoreño y la transición de movimiento entre los antearcos nicaragüense y salvadoreño.

Es por ello que se propone un micro-bloque al este de El Salvador, denominado ESE, que podría corresponderse con el denominado pull-apart del golfo de Fonseca. Este bloque estaría definido por los segmentos Berlín y San Miguel al norte, con movimiento de desgarre dextral, y al suroeste y sur por las trazas de las fallas de Río Grande, El Espino e Intipuca, con movimiento oblicuo, aunque mayoritariamente de desgarre dextral. Tal y como se vio en el capítulo 4, estas fallas delimitan una zona con deformación extensional altamente distribuida asociada a un gran número de fallas normales con dirección principalmente N-S, situadas en la cordillera de Jucuarán-Intipuca. Dado que el borde oeste de este bloque no es un límite claro, se han probado distintas geometrías, obteniendo resultados muy parecidos, proponiendo finalmente como límite la geometría que atraviesa la zona volcánica de Berlín para unirse a la traza de la falla de Intipuca al sureste, modelo ES4a (figura 5.18). Para el borde este simplemente se propone el cierre del bloque con su unión a la traza de la falla asociada al arco nicaragüense.

Se invierten los polos de los bloques AR y ESE, grado de acoplamiento y tasas de deslizamiento de bordes de los bloques.



Figura 5.18. Modelo ES4a, con 4 bloques, CA, CO, AR y ESE. Figure 5.18. ES4a model, with 4 blocks CA, CO, AR and ESE.

Como se puede ver en las figuras 5.19 (a) y (b), la geometría propuesta con el bloque ESE se ajusta mejor a las observaciones, obteniendo, en la mayoría de los casos, residuos menores de 3 mm/a, excepto en las estaciones BT10, TACA y GUAY, con valores similares a los obtenidos en el modelo ES3a. No obstante, en este modelo se siguen estimando velocidades menores a las observadas para el bloque AR. El modelo también prevé un movimiento dextral de la VAF con tasas de deslizamiento que varían entre ~13,0 y ~11,7 mm/a, del extremo sur de la falla de Jalpatagua al noroeste de Nicaragua, y un acoplamiento prácticamente total (valores de phi que varían entre 0,9 y 1) en todos los límites de los bloques (figuras 5.19 (c) y (d)).

Los valores de la tasa de deslizamiento en los límites del bloque ESE varían entre ~8 mm/a, en los segmentos que forman el borde norte (Berlín y San Miguel), y ~4,5 mm/a en las fallas o segmentos que forman el borde sur (falla de Intipuca). Se estima un movimiento de ~4,5 mm/a en dirección ~NO para el límite oeste de este bloque, lo cual es coherente con el valor de la componente extensional de la zona.

No obstante, conviene recordar que los valores obtenidos por el modelo en la zona del Golfo de Fonseca y límite sur del bloque ESE (falla de Intipuca) sólo pueden ser tomados como orientativos, dada la falta de resolución del modelo en esta zona.



Figura 5.19. Resultados del modelo ES4a. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF.

Figure 5.19. ES4a model results. a) Misfits, b) observed and predicted vectors, c) coupling and d) slip-rate estimate for the VAF.

# III. MODELO ES5 (5 bloques CARIBE, COCO, ARCO, ESE y ESC)

Para intentar obtener un mejor ajuste de los datos observados y predichos por el modelo anterior en el bloque AR, se define un nuevo bloque intermedio entre los bloques AR y CA. A este nuevo bloque se le denomina ESC y está definido fundamentalmente por las fallas principales de los segmentos Oeste, San Vicente y Lempa de la ZFES, al norte, y las fallas que limitan el graben central y el pull-apart del Lempa, al sur (figura 5.20).

Se invierten los polos de los tres bloques, AR, ESE y ESC, grado de acoplamiento y tasas de deslizamiento de los límites de todos los bloques.



Figure 5.20. ES5d model, with 5 blocks CA, CO, AR, ESE and ESC.

Las figuras 5.21 (a) y (b) muestran los residuos y vectores predichos y observados por el modelo ES5d, respectivamente. Como se puede apreciar, más de un tercio de los residuos están por debajo de los 2 mm/a y las velocidades predichas se ajustan perfectamente a las observadas, a excepción de las estaciones TACA y GUAY, que sistemáticamente obtienen residuos mayores a 3 mm/a con prácticamente la misma dirección, en todos los modelos obtenidos. En este caso la estación BT10 obtiene un residuo menor al obtenido en los modelos anteriores, de ~3 mm/a. Se han probado otras geometrías del bloque ESC en el extremo este, incluyendo esta estación dentro de este bloque, obteniendo resultados similares.

Al incluir el nuevo bloque ESC intermedio entre el bloque AR y CA, las velocidades estimadas en el bloque AR se ajustan prácticamente en su totalidad a las observadas. Por ello, en este caso, el modelo prevé un movimiento dextral de la VAF con una tasa de deslizamiento algo mayor a la estimada en los modelos anteriores, variando de ~15,5 a ~13,5 mm/a del extremo sur de la falla de Jalpatagua al noroeste de Nicaragua (figura 5.21 (c)). El modelo también prevé un acoplamiento prácticamente total (con valores de phi que varían entre 0,9 y 1) de la traza de la VAF principal, como en los modelos anteriores (figura 5.20 (d)).

El modelo estima valores de la tasa de deslizamiento en los límites del bloque ESE de ~8 mm/a y dirección O, en los segmentos que forman el borde norte (Berlín y San Miguel), y ~6 mm/a y dirección NO, en las fallas o segmentos que forman el borde sur (fallas de Intipuca, Río Grande y El Espino) y oeste, de acuerdo con la componente extensional de la zona, con un acoplamiento prácticamente total en todos sus límites.

Para el límite norte del bloque ESC, formado por las trazas de las fallas principales de los segmentos Oeste, San Vicente y Lempa de la ZFES, se estima un movimiento dextral con tasa de deslizamiento de ~ 10 mm/a y un acoplamiento total. En el límite sur, se estima una tasa de deslizamiento que varía entre ~4,2 mm/a y ~3,5 mm/a, con una orientación que varía de O, en la zona central del pull-apart del Lempa, a SO en la zona del graben central, lo cual es coherente con la componente extensional del graben, atribuyendo el movimiento extensional al borde sur, no al norte, en el cual obtenemos una componente prácticamente de desgarre puro. En cuanto a los valores de acoplamiento, se estima que el borde sur está totalmente desacoplado, aunque estos valores son obtenidos con mucha incertidumbre.

Nuevamente hay que tener en cuenta que, dada la distribución de datos y geometría de los bloques, los valores obtenidos por este modelo en la zona del Golfo de Fonseca y límite sur del bloque ESC (borde sur del graben central), sólo pueden ser tomados como orientativos, ya que los valores de acoplamiento son obtenidos con alto nivel de incertidumbre.



Figura 5.21. Resultados del modelo ES5d. (a) Residuos, (b) Vectores observados y predichos, (c) acoplamiento y (d) tasas de deslizamiento estimada para la VAF.

Figure 5.21. ES5d model results. a) Misfits, b) observed and predicted vectors, c) coupling and d) slip-rate estimate for the VAF.

#### 5.3.4.2. Resultados de la modelización

La tabla 5.2 muestra el número de datos, parámetros ajustables y grados de libertad, así como los valores obtenidos en el ajuste, para cada modelo calculado.

Table 5.2. Elastic half-space model parameters and results.  $\chi^2$  is the misfit of data versus model weighted by the measurement error.  $\chi^2_{\nu}$ , reduced chi-square.

Model	Number of data	Number of adjustable parameters	Degrees of freedom	χ <sup>2</sup>	$\chi_v^2$	Probability of fit	
ES3a	71	10	61	93,3	1,5	0,5	
ES3b	71	10	61	126,1	2,1	0,0	
ES4a	71	15	56	72,9	1,3	6,4	
ES5d	71	19	52	38,8	0,7	91,3	

El modelo que mejor se ajusta a las observaciones GPS, sismicidad y geología de la zona es el modelo ES5d, con 5 bloques; 3 bloques principales Caribe, Coco y Arco y 2 microbloques en El Salvador, ESE y ESC. Este modelo obtiene un valor de Chi-cuadrado de 38,8, una Chi-cuadrado reducida de 0,7 y una probabilidad de ajuste de las observaciones del 91%.

En este modelo, prácticamente todos los residuos (67%) son menores a 2 mm/a, con un valor medio de 1,6 mm/a. La desviación estándar asociada a estos residuos es de ~2 mm/a de media para ambas componentes. Esto indica que la determinación de las velocidades en la mayoría de las estaciones en El Salvador es acorde con el nivel de la incertidumbre de los datos.

Merecen ser analizados algunos residuos obtenidos en las velocidades de estaciones individuales. En la estación BT10 se estima una velocidad menor que la observada, y con una componente norte mayor en dirección. Esto puede ser debido a que esta estación se encuentra en la zona volcánica de Berlín (campo geotérmico) por lo que su desajuste en la velocidad predicha y observada se debe a que el movimiento observado no es puramente tectónico, sino asociado a la actividad volcánica de la zona. Las estaciones TACA y GUAY, situadas al noroeste de El Salvador, desprenden residuos mayores y con la misma orientación sistemáticamente en todos los modelos. Estas estaciones han sido observadas sólo en 3 ocasiones desde el 2008, por lo que su incertidumbre asociada es mayor. Además, ambas estaciones se encuentran ubicadas muy cerca de las trazas de las fallas principales del arco volcánico (falla de Comecayo y Guaycume) por lo que pueden estar dentro del *stepover* de la falla y no registrar el movimiento completo del bloque.

La tabla 5.3 muestra los valores e incertidumbres de los polos de rotación y velocidad angular de los bloques que forman el modelo.

Tabla 5.2. Parámetros y resultados obtenidos de los distintos modelos elásticos de espacio semi-infinito.  $\chi^2$  representa el sumatorio de los residuos de los datos ponderados en función del error en la medida.  $\chi^2$ , Chi-Cuadrado reducida.

Tabla 5.3. Parámteros de la velocidad angular obtenidos en el modelo ES5d para los bloques del Coco, Arco, ESC y ESE. Los parámetros de rotación del bloque del Coco son impuestos a partir de los valores de DeMets et a. (2010).

Table 5.3. Model angular velocity parameters for Coco, Arco, ESC y ESE blocks. The Coco rotation parameters are imposed from DeMets et al. (2010).

Block	Lon.	Lat.	ang.	$\sigma_{ang.}$	Ωχ	Ωγ	Ωz	$\sigma_{\Omega X}$	$\sigma_{\Omega Y}$	$\sigma_{\Omega Z}$
COCO	-121,4	21,00	1,2700	0	-0,6177	-1,012	0,4551	0	0	0
ARCO	-89,54	9,38	1,6806	0,1995	0,0133	-1,658	0,274	0,0074	0,1954	0,0421
ESC	-91,11	4,33	0,5581	1,1087	-0,0107	-0,5564	0,0421	0,0173	1,093	0,2568
ESE	-88,43	10,09	1,2332	0,5333	0,0332	-1,2137	0,216	0,0263	0,5194	0,1247

Longitud y latitude en grados, velocidad angular (ang.) y vector velocidad angular ( $\Omega_{x}$ ,  $\Omega_{y}$ ,  $\Omega_{z}$ ) y sus incertidumbres asociadas ( $\sigma$ ) en grados/Ma. (Longitude and latitude in degrees, angular velocity (ang.) and angular velocity vector ( $\Omega_{x}$ ,  $\Omega_{y}$ ,  $\Omega_{z}$ ) and associated uncertainties ( $\sigma$ ) in degree/Ma).

La figura 5.21 (d) muestra las tasas de deslizamiento obtenidas en el modelo ES5d, que varían entre 10,4 y 8,2 mm/a para las fallas principales del arco volcánico salvadoreño (trazas del norte) y entre 4,5 a 6,1 mm, para las trazas del sur del arco volcánico y zona sureste de El Salvador. La zona este se caracteriza por un clara reparto de la tasa de deslizamiento entre múltiples fallas, difícil de modelar, tal y como se discutirá posteriormente.

El modelo obtiene un acoplamiento prácticamente total (valores que varían entre 0,9 y 1,0) de las fallas principales que forman el arco volcánico salvadoreño, lo que supone que el déficit de *slip-rate* en estas fallas es prácticamente el total del *slip-rate* calculado. La figura 5.22 muestra el déficit de *slip-rate* obtenido en el modelo ES5d.



Figura 5.22. Déficit de tasas de deslizamiento estimado para la VAF a partir de los resultados del modelo ES5d.

Figure 5.22. Slip-rate deficit estimate for the VAF from ES5d model results.
#### 5.4. Discusión y conclusiones

En este capítulo se han ajustado datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos con sus incertidumbres, utilizando un modelo de bloques elásticos de rotación en El Salvador. De acuerdo con otros estudios (p.ej. Wallace et al., 2004), nuestros resultados sugieren que la interpretación de los datos geodésicos en los bordes de placa es posible a partir del planteamiento de un modelo de bloques tectónicos. Nuestros resultados también destacan la importancia de tener en cuenta datos geológicos e información sismológica para la correcta interpretación del campo de velocidades GPS.

La deformación en El Salvador está dominada por varios bloques tectónicos que a velocidades angulares  $0,5 - 1,7^{\circ}$ /Ma respecto a la placa Caribe, con un acoplamiento intersísmico en la zona de subducción prácticamente nulo.

Este estudio también proporciona una primera estimación detallada de la tasa de deslizamiento (o déficit de la tasa de deslizamiento) intersísmico en las fallas que forman el arco volcánico salvadoreño, con las consiguientes implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en la zona.

Es importante tener en cuenta que estos modelos son sólo una primera aproximación y que algunos constreñimientos y fuerzas podrían ser tenidos en cuenta para su refinamiento. No obstante, los resultados obtenidos son suficientemente buenos para formar una sólida base y discutir algunas características de la tectónica de la zona y de sus implicaciones en la amenaza sísmica.

Es evidente la necesidad de un aumento de la densidad de estaciones en la zona oeste de El Salvador y alrededor del Golfo de Fonseca para determinar un modelo más fiable y preciso en estas zonas.

A continuación se destacan las principales conclusiones derivadas de los estudios descritos en este capítulo.

#### 5.4.1. Cinemática de las fallas regionales. Acoplamiento y tasas de deslizamiento

Todos los modelos calculados tienen las siguientes características comunes: acoplamiento prácticamente total en la traza de la VAF principal, movimiento del antearco salvadoreño entre 12 y 14 mm/a en dirección ONO y decrecimiento de este movimiento de oeste a este en El Salvador. En general, los valores de tasas de deslizamiento y acoplamiento obtenidos en la modelización están de acuerdo con los obtenidos en el análisis previo de las velocidades, expuesto en el capítulo 4, con ciertas diferencias, que posteriormente analizaremos.

Nuestros modelos estiman que el acoplamiento a lo largo de las fallas del arco volcánico salvadoreño es de 0.9 a 1 (entre 90% y 100% de acoplamiento), lo que sugiere que las fallas están casi totalmente bloqueadas desde prácticamente la superficie hasta una profundidad máxima de ~15 km. Estos resultados están de acuerdo con el nivel históricamente elevado de actividad sísmica en el arco volcánico salvadoreño y con la evidencia de que los terremotos corticales principalmente se extienden hasta profundidades de ~15 km.

Hay que tener en cuenta que, dada la distribución de nuestros datos, sólo tenemos resolución suficiente para determinar el grado de acoplamiento con un nivel de incertidumbre aceptable (valores significativos a nivel de 1 $\sigma$ ) para las fallas principales del

#### 5.4. Discusión y conclusiones

arco volcánico salvadoreño, desde su enlace con la falla de Jalpatagua, en la frontera con Guatemala, hasta el extremo este de El Salvador en la costa del Golfo de Fonseca. Además, dada la distribución de datos, los valores de acoplamiento obtenidos para las fallas situadas al sur del bloque ESC no resultan fiables.

Los modelos ES3, en los que la VAF es tratada cómo una sola traza, son los que peor se ajustan a nuestras observaciones. Esto nos lleva a excluir la existencia de una estructura simple con una zona de deslizamiento única a lo largo del arco volcánico en El Salvador, siendo evidente la necesidad de introducir un bloque en el sureste de El Salvador (bloque ESE), que comprende la zona extensional que abarca la cordillera de Jucuarán-Intipuca, y el Golfo de Fonseca, y que sirve de enlace entre los arcos nicaragüense y salvadoreño (modelo ES4a), formando el denominado pull-apart de Fonseca.

Teniendo en cuenta los valores obtenidos para las tasas de deslizamiento de las fallas que forman el límite norte en El Salvador del pull-apart de Fonseca (bloque ESE), segmentos Berlín y San Miguel de la ZFES, es evidente que nuestro modelo no tiene en cuenta la transferencia de la deformación del segmento Berlín hacia el sureste a través de las fallas normales con dirección NNO-SSE y N-S, estimando una tasa de deslizamiento para el segmento San Miguel de ~8 mm/a, valor excesivamente alto, teniendo en cuenta las tasas de deslizamiento obtenidas en el capítulo 4 para este segmento. Así pues, sugerimos que, en la zona sureste de El Salvador, a partir del segmento de San Miguel, la deformación queda repartida de norte a sur, entre; un movimiento de desgarre dextral de ~3 mm/a asociado al segmento San Miguel, una extensión de ~5 mm/a en dirección E-O concentrada fundamentalmente a lo largo de la cordillera Jucuarán-Intipuca, y un movimiento principalmente de desgarre dextral de ~6 mm/a asociado a las fallas de Intipuca, El Espino y Río Grande, al sur. Para el segmento Berlín se estima un movimiento de desgarre dextral de ~8 mm/a.

Así mismo, para un ajuste óptimo de las observaciones del bloque Arco, es evidente la necesidad de introducir un bloque intermedio entre el bloque Caribe y Arco (bloque ESC), que coincide en sus límites prácticamente con la denominada Fosa Mediana de El Salvador, y que comprende el graben Central y el pull-apart del Lempa. Este nuevo bloque pone en evidencia que en la actualidad las fallas que limitan el norte del graben son más activas (fallas de Comecayo, Guaycume, San Vicente y Apastepeque), con un movimiento de desgarre dextral prácticamente puro y una tasa media de deslizamiento de ~10 mm/a. Sin embargo, las fallas del sur también son activas pero con una menor tasa de deslizamiento, entre 3.5 y 4.5 mm/a, y un movimiento oblicuo con una componente normal importante, a excepción de las fallas del sur del segmento San Vicente y Lempa, que registran una componente de desgarre dextral prácticamente pura. Según nuestro modelo, las fallas situadas al sur del graben, son las responsables de la componente extensional de la zona.

La tabla 5.4 y figura 5.23 muestran las tasas de deslizamiento y grado acoplamiento obtenido para cada segmento y/o falla en el modelo que mejor se ajusta a las observaciones, modelo ES5d.

Tabla 5.4. Parámetros de las fallas que mejor se ajustan.

Segment(zone)/F	ault	Longitude (km)	Coupling (up to 15 km)	Slip-rate (mm/y)	
Wast Sogmant	CF	17,5	0,9	10,4 ± 2,2	
west Segment	GF	36	0,9	10,3 ± 2,1	
South of Central	ELF-PF	17,8 (9,4 + 8,4)		3,9 ± 2,0	
Graben	APF-TF	18,3 (11,5 + 6,8)		4,2 ± 2,2	
San Vicente Segment	SVF	21	0,9	10,2 ± 2,0	
Lomno Cogmont	AF	15	0,9	10,2 ± 2,0	
Lempa Segment	LJF-BF	19,6 (7,6 + 12,6)		3,5 ± 2,0	
Berlín Segment	ETF - LLF	32,8 (23,5 + 9,3)	0,9	8,1 ± 2,6	
San Miguel Segment	MF - SMF	47,7 (9,9 + 37,8)	0,9	3 ± 2,6	
	RGF	15,8	1,0	6,1 ± 2,9	
Southeast El Salvador	EEF	19,9	1,0	6,1 ± 2,9	
	IF	27,6	1,0	6,2 ± 2,9	

Table 5.4. Best-Fit Fault Parameters.

Las distancias entre parenthesis se corresponden con la longitude de cada traza de falla simple. CF – Falla de Comecayo, GF – Falla de Guaycume, ELF – Falla de El Limón, PF – Falla de Panchimalco, APF – Falla de Apaneca, TF – Falla de Teotepeque, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, LJF – Falla de La Joya, ETF – Falla de El Triunfo, LLF – Falla de Lolotique, MF – Falla de Moncagua, SMF – Falla de San Miguel, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca.

Distances between brackets correspond to the length of each fault trace simple. CF – Comecayo Fault, GF – Guaycume Fault, ELF – El Limón Fault, PF – Panchimalco Fault, APF – Apaneca Fault, TF – Teotepeque Fault, SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, LJF – La Joya Fault, ETF – El Triunfo Fault, LLF – Lolotique Fault, MF – Moncagua Fault, SMF – San Miguel Fault, RGF – Río Grande Fault, EEF – El Espino Fault, IF – Intipuca Fault.



Figura 5.23. Vectores tasa de deslizamiento estimados a partir del modelo ES5d para las principales fallas de la ZFES

Figure 5.23. Slip rate vectors estimated from ES5d model for the main faults of ESFZ.

### 5.4.2. Acoplamiento de la interfase de la zona de subducción frente a la costa Salvadoreña

Las simulaciones realizadas con varias profundidades de bloqueo indican que incluso un acoplamiento en la interfase de subducción menor de 25 km produciría velocidades de hasta 5 mm/a en dirección NE en los estaciones de la costa salvadoreña. Estos efectos, es decir, esta componente NE en las velocidades no están presentes en las velocidades observadas en nuestras estaciones. Todas son principalmente paralelas a la dirección de la fosa con una pequeña componente en la dirección de subducción de aproximadamente 1-2 mm/a y en dirección opuesta (suroeste) a la esperada.

Además se ha realizado un test mediante la inversión del acoplamiento de la subducción llegando a los mismos resultados que los obtenidos en modelos directos: el grado de acoplamiento en la interfase de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas es prácticamente nulo. Lo cual está de acuerdo con los resultados obtenidos en algunos estudios basados en observaciones GPS en esta zona (Lyon-Caen et al., 2006; Correa-Mora et al., 2009).

Sin embargo, algunos estudios geodésicos más recientes en la zona (Franco et al., 2012) encuentran evidencias de un acoplamiento de 0,25 en los primeros 25 km de la interfase frente a las costas salvadoreñas y guatemaltecas, acoplamiento que aparentemente no es registrado por nuestras observaciones en El Salvador y que, debido a su lejanía respecto a las estaciones GPS, resulta bastante difícil de detectar.

#### 5.4.3. Movimiento del antearco salvadoreño

Todos nuestros modelos indican que el movimiento a largo plazo del antearco salvadoreño es como mínimo de 12 mm/a en dirección ~NO relativo a la placa Caribe, resultando ser mayor que lo esperado dada la ausencia de oblicuidad en la convergencia de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas. El modelo ES5d estima una tasa de deslizamiento medio a largo plazo para el antearco salvadoreño de 13,5 ± 1 mm/a, que aumenta ligeramente de este a oeste. Este valor está de acuerdo con las tasas de deslizamiento obtenidas por Correa-Mora et al. (2009) y Alvarado (2008) a partir de datos GPS.

En la modelización, hemos asumido que los antearcos nicaragüense y salvadoreño se mueven como un bloque simple, ya que, dada nuestra distribución de datos, nuestro modelo no es sensible para estimar tasas de deslizamiento diferenciado. Sin embargo, resulta de especial interés que, en todas las inversiones realizadas, se estima que el movimiento del antearco salvadoreño decrece de oeste a este, obteniendo menor movimiento para el antearco nicaragüense que para el salvadoreño.

El modelo ES5d estima un movimiento de 14,3  $\pm$  1 mm/a y dirección prácticamente O para el antearco en la zona oeste de El Salvador, en la frontera entre El Salvador y Guatemala, y de 12,9  $\pm$  1 mm/a y dirección NO, para el antearco en el noroeste de Nicaragua, en su límite con el golfo de Fonseca. Sin embargo, según Alvarado (2008), el antearco nicaragüense se mueve sensiblemente más rápido (16  $\pm$  2 mm/a) que el salvadoreño (14  $\pm$  1 mm/a).

La diferencia de comportamiento y movimiento entre los dos arcos volcánicos, salvadoreño y nicaragüense, no puede ser resuelta por nuestros modelos. Sin embargo, nuestros resultados sugieren la existencia de una zona de transición extensional entre ambos arcos en el sureste de El Salvador y Golfo de Fonseca, que sirva de enlace entre ambos y que asuma la diferencia de deformación y comportamiento prevista entre ellos (Cáceres et al., 2005; Funk et al., 2009).

Esto está de acuerdo con Alvarado et al. (2011), el cual también plantea un modelo pull-apart en el golfo de Fonseca. La falta de datos en esta zona no permite determinar claramente los bordes sur y este de este bloque que define el pull-apart. En función de los resultados obtenidos en el capítulo 4, proponemos una geometría donde el golfo de Fonseca quedaría dentro del bloque de transición entre ambos arcos, situando el borde sur en el sureste de el Salvador sobre las trazas de la fallas de Intipuca, El Espino y Río Grande (bloque ESE).

#### 5.4.4. Implicaciones tectónicas

La idea de un bloque antearco que se mueve independiente a Caribe en Centro América ha sido cuestionada desde finales de los años 60 (p. ej. Molnar y Sykes, 1969), sin embargo, el por qué y cómo este movimiento se está produciendo sólo ha sido recientemente investigado y cuantificado (DeMets, 2001; LaFemina et al., 2002; Norabuena, et al., 2004; Lyon-Caen et al., 2006; Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011, Franco et al., 2012).

Algunos de estos estudios previos, sugerían que la convergencia oblicua entre la placa del Coco y Caribe conducen al bloque antearco hacia el noroeste debido a un proceso de partitioning (DeMets, 2001). Sin embargo, la oblicuidad a lo largo de la MAT es más pequeña comparada con otros márgenes convergentes oblicuos con un bloque antearco similar. Esta escasa oblicuidad en dirección de subducción impide que esta sea la fuerza causante de un movimiento paralelo a la fosa, que es la explicación más común para el movimiento de los antearcos paralelamente a las fosas (McCaffrey, 1992).

Además, el bajo o nulo acoplamiento de la interfase de subducción de la placa del Coco frente a la costa de la mayor parte de Centro América implica que la placa del Coco prácticamente no ofrece tracción en la base del antearco centroamericano, ni paralela ni perpendicularmente a la fosa. Por lo que otras fuerzas deben estar implicadas para mover los arcos salvadoreño y nicaragüense, posiblemente en los bordes del antearco en Costa Rica o a lo largo del borde del antearco guatemalteco.

LaFemina et al. (2009) proponen que la colisión de la cresta del Coco con la zona de subducción mesoamericana frente a las costas costarricenses conduce con un movimiento paralelo a la fosa en los antearcos costarricense, nicaragüense y salvadoreño, posiblemente ayudado por la oblicuidad de la convergencia y un mayor acoplamiento de la interfase de subducción frente a la costa costarricense.

Otros autores (Álvarez-Gómez et al., 2008; Franco et al., 2012) defienden la hipótesis de que el bloque arco está pinzado a la placa Norteamérica en el punto triple difuso de unión de las tres placas frente a las costas Mejicanas, y que es la placa Norteamericana la que arrastra al bloque antearco en su movimiento en dirección noroeste en relación con la placa Caribe. Esto supondría la existencia de estructuras extensionales, como es la amplia zona de deformación extensional al sur del sistema de fallas Motagua-Polochic, caracterizada por la presencia de una serie de horsts y grábenes controlados por fallas normales de dirección aproximada N-S y NNO-SSE que evidencian una tectónica extensional de dirección aproximada E-O en la zona.

#### 5.4. Discusión y conclusiones

El hecho de que, teniendo en cuenta sólo las velocidades obtenidas en El Salvador, nuestros modelos sistemáticamente estimen velocidades para el antearco que decrecen hacia el sureste, nos hace pensar que el movimiento hacia el NO del antearco en El Salvador es generado fundamentalmente por el arrastre debido al pinzamiento de este bloque con la placa Norteamericana. En este caso, si no existieran otras fuerzas paralelas a la fosa (*driving forces*), el movimiento del antearco decrecería hacia el SE, tal y como reflejan nuestros modelos.

Sin embargo, estudios geodésicos demuestran que el arco nicaragüense tiene una velocidad sensiblemente mayor al arco salvadoreño, por lo que es necesaria la existencia de otras fuerzas de empuje desde el SE que originen el movimiento hacia el NO del arco nicaragüense. Esta fuerza podría ser la colisión de la cresta del Coco frente a las costas costarricenses tal y como postulan LaFemina et al. (2009). Por lo que ambas fuerzas, de empuje y arrastre, serían necesarias para explicar el movimiento total del antearco centroamericano.

Por otro lado, la diferencia de orientación y comportamiento de ambos arcos confluye en la zona extensional del Golfo de Fonseca, donde termina la depresión de Honduras, corredor de deformación que es consecuencia directa de la geometría de las zonas de cizalla que limitan el bloque de Chortís y la presencia de fuerzas tensionales. Este hecho podría explicar las diferencias entre los segmentos de los arcos volcánicos salvadoreño y nicaragüense que, quizás, podrían ser tratados como bloques diferentes (Cáceres et al., 2005).

En cualquier caso, nuestros datos y modelos apoyan la hipótesis de que el arco salvadoreño es arrastrado por el movimiento de la placa Norteamérica debido al pinzamiento de este bloque en el punto tripe difuso situado frente a las costas mejicanas y que el bloque del pull-apart del golfo de Fonseca es una zona extensional que funciona como zona de transición entre los arcos salvadoreño y nicaragüense. Así pues, la existencia o no de partición en el deslizamiento de la fosa no es la clave que define el estado de esfuerzos en el antearco centroamericano.

# Capítulo 6 Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador

#### 6.1. Introducción

Los primeros estudios probabilistas de peligrosidad sísmica en El Salvador fueron realizados por Algermissen et al. (1988), Alfaro et al. (1990) y Singh et al. (1993). Posteriormente, Bommer et al. (1996) realiza una revisión y comparación de estos tres estudios poniendo de manifiesto las considerables diferencias en la distribución geográfica de la amenaza y en los niveles de aceleración esperados. Estas diferencias se deben, fundamentalmente, a las incertidumbres asociadas con los datos de entrada y a los criterios particulares utilizados en cada trabajo.

Bajo el marco del proyecto RESIS II, Benito et al. (2012) presentan el último estudio probabilista de la amenaza sísmica en toda Centroamérica. En este estudio se han revisado los modelos sismotectónicos propuestos para la región, y se propone una nueva zonificación regional, aunque no se han incluido las fallas como fuentes sismogenéticas independientes.

No obstante, el actual Código Sísmico de El Salvador determina un periodo de retorno mínimo de 475 años para las obras civiles y está basado en el estudio de amenaza sísmica realizada por Singh et al. (1993).

#### 6.1. Introducción

Esta tesis pretende mejorar la estimación de amenaza de los estudios zonificados, considerando directamente las fallas como fuentes sísmicas independientes, incorporando nuevos parámetros al cálculo probabilista de la peligrosidad como; geometría del plano de ruptura, tasas de deslizamiento y periodos de recurrencia. De esta forma, los resultados generados en capítulos anteriores encuentran su aplicación final en el cálculo de la amenaza, presentando además una contribución en una línea puntera en este momento: el cálculo de la amenaza incluyendo fallas como unidades independientes.

Tal y como se ha dicho en el capítulo anterior, hoy en día, los datos geodésicos son una pieza importante para evaluar correctamente la peligrosidad símica en zonas de fallas activas, dada la importancia que tiene el conocimiento del ciclo sísmico de las fallas, lo que supone la estimación de parámetros como el acoplamiento y tasa de deslizamiento, o déficit de tasa de deslizamiento (*slip-rate deficit*), así como el periodo de recurrencia de la fallas.

En el capítulo anterior se ha realizado una modelización de la deformación de la zona de estudio, lo cual ha permitido conocer el comportamiento cinemático de las principales fallas de la zona, estimando, entre otros parámetros, el *slip-rate deficit* de dichas fallas. En este capítulo final de la tesis, se estudiará la implicación que tiene el conocimiento de estos parámetros en la evaluación de la amenaza sísmica.

No es objeto de esta tesis realizar un cálculo exhaustivo y completo de la amenaza, sino más bien realizar un análisis de sensibilidad que ponga de manifiesto la implicación e importancia de considerar los parámetros cinemáticos y geométricos de las fallas en la evaluación de la amenaza sísmica.

#### 6.2. Enfoque metodológico

La mayoría de los estudios probabilistas de peligrosidad o amenaza sísmica siguen el método zonificado, en donde el área que potencialmente constituye un peligro sísmico (área de influencia) se descompone en zonas sismogenéticas de geometría bien definida (zonas de sismicidad uniforme o fallas de semejante comportamiento). La sismicidad de cada zona se considera homogéneamente distribuida, es decir con un potencial sísmico uniforme y un mismo patrón de sismicidad que es característico de la zona.

La inclusión de fallas en los estudios de amenaza requiere un buen conocimiento de la geometría de la mismas (tanto en superficie como en profundidad) y de su capacidad de generar terremotos (expresada normalmente a través de intervalos de recurrencia o de la tasa de deslizamiento). Por otra parte, la adopción de zonas sismogenéticas con sismicidad difusa, no precisa disponer de un conocimiento tan exhaustivo de la fuente sismogenética, ya que las zonas pueden ser delimitadas a partir de los datos de un catálogo sísmico corregido y completado, incorporando información geofísica o geológica complementaria (Benito et al., 2010).

Debido al conocimiento, cada vez mayor, que se tiene de las fallas, fuentes reales de los sismos, en los últimos años, se han empezado a considerar directamente éstas como fuentes sísmicas independientes para los cálculos. Estudios de tectónica activa, paleosismicidad y geodésicos, permiten, tal y como se ha visto en los capítulos anteriores, la estimación de parámetros como el acoplamiento y tasa de deslizamiento, o déficit de slip, así como el periodo de recurrencia de la fallas.

Por tanto, la consideración de las fallas como fuentes sísmicas, presenta un cambio significativo en la definición de la fuente, permitiendo incorporar nuevos parámetros al cálculo probabilista de la peligrosidad, como la geometría del plano de ruptura, tasas de deslizamiento y periodos de recurrencia, entre otros.

De acuerdo con los procedimientos que se están desarrollando al respecto, el planteamiento que se hace al modelizar las fallas como fuentes sísmicas independientes, en lugar de utilizar zonas sismogenéticas, incide en dos aspectos fundamentales (ver Rivas-Medina, 2014 para una información más detallada):

- Por un lado, el cambio de la geometría de la fuente sísmica. Hasta ahora, generalmente la geometría de las fuentes tipo zonas quedaba definida por áreas donde se podían integrar varias fallas de características y potencial sísmico similar. Con el nuevo planteamiento, las fallas entran en el cálculo como elementos independientes, bien como áreas que definen el plano de falla o como líneas que definen la traza de la falla proyectada en la superficie, siendo la primera una modelización más completa.
- Por otro lado, el cambio de la fuente de información para caracterizar el potencial sísmico. En las zonas sismogenéticas, la caracterización del potencial sísmico se estimaba ajustando modelos de recurrencia a los datos sísmicos que se conocían de las mismas. En el caso de las fallas el planteamiento cambia, los parámetros que caracterizan el potencial sísmico son difícilmente extraíbles del catálogo sísmico para cada falla individualmente y se derivan de la geometría y cinemática de la misma, obtenidas fundamentalmente de datos geológicos y geodésicos

Uno de los aspectos clave, actualmente en debate dentro de la comunidad científica, es precisamente cómo obtener los parámetros del modelo de recurrencia a partir de los parámetros de la falla y cuál de los modelos conocidos se ajusta mejor al comportamiento de la misma (figura 6.1).

#### 6.2. Enfoque metodológico

A este respecto, algunos autores, proponen el modelo de terremoto característico (TC) (figura 6.1 (c)) como el que mejor puede aproximarse al comportamiento de la falla (Wesnousky et al., 1983; Schwartz y Coppersmith, 1984). Esta hipótesis, en su forma más básica, asume que las fallas se dividen en segmentos, y que las secuencias de terremotos "característicos", en su mayoría contenidos dentro de cada segmento, son responsables de la mayor parte del deslizamiento geológico observado en la falla. Asume que los terremotos característicos son lo suficientemente grandes como para dominar la liberación de momento sísmico y reducir sustancialmente en esfuerzo en la falla (Schwartz y Coppersmith, 1984).



Figura 6.1. Representación de los tres modelos hipotéticos de recurrencia de terremoto (tomado de Scholz, 2002).

Figure 6.1. Diagrammatric representation of three hypothetical models of earthquake recurrence. (From Scholz, 2002)

El proceso descrito anteriormente se repite cíclicamente, y se denomina ciclo sísmico al proceso de acumulación (intersísmica) y liberación (cosísmica) de esfuerzo sobre el plano de falla que abarca el intervalo de tiempo transcurrido entre dos grandes terremotos generados por una misma falla (Scholz, 2002). El modelo de TC es un modelo simple que iguala el momento sísmico acumulado en la falla (M<sub>o acumulado</sub>) durante un tiempo de recurrencia medio (Tr) al momento sísmico liberado en el máximo terremoto de la falla (M<sub>o liberado</sub>).

Existen diversas fórmulas empíricas, dependientes generalmente del área del plano de falla o de la longitud de ruptura en superficie, que permiten estimar la magnitud máxima que cabría esperar en una falla (Stirling et al., 2013) y que posteriormente evaluaremos.

Además, por medio de la expresión de Hanks y Kanamori (1979) (expresión 6.1), podemos conocer el momento sísmico que se liberaría en ese posible terremoto máximo. Y de esta manera se conocerá, la magnitud máxima que se espera en una determinada falla y la energía que se liberaría en dicho terremoto máximo o característico.

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(Mo) - 10.7$$
 (6.1)

Suponiendo que en todo el plano de falla se está acumulando energía uniformemente, el momento total acumulado en la falla (tasa de momento sísmico anual o moment rate) está relacionado con la tasa de deslizamiento anual de la falla según la ecuación de Brune (1968) (expresión 6.2)

$$\dot{M}_0 = \mu \cdot \dot{u} \cdot A , \qquad (6.2)$$

donde  $\mu$  es el módulo de rigidez o de cizalla de la corteza terrestre, u la tasa de deslizamiento y A el área del plano de falla.

Dado que del modelo de TC se infiere un comportamiento periódico del ciclo de esfuerzos, en el que la energía acumulada es igual a la energía liberada en el terremoto característico, conociendo el Mo que se liberaría en dicho terremoto y la tasa de acumulación anual de momento sísmico de la falla Mo, podemos conocer el periodo de recurrencia (Tr), es decir, el tiempo que transcurre entre eventos característicos.

$$\frac{Mo}{\dot{M}_0} = \mathrm{Tr} \ . \tag{6.3}$$

Otros autores, apuntan a la utilización de otros modelos de recurrencia que contemplen la posibilidad de que la falla produzca terremotos de diferente magnitud con periodos de ocurrencia diferentes, no obstante en esta Tesis sólo se usará el modelo de recurrencia de Terremoto Característico. Para más detalle sobre los distintos modelos de recurrencia y su aplicación en el cálculo de la peligrosidad, se hace referencia a la Tesis de Rivas-Medina, actualmente en fase de finalización.

No obstante, pese a su carácter cíclico, el fenómeno sísmico en una falla no es periódico: los ciclos sísmicos de una falla tienen diferentes duraciones unos de otros. La aperiodicidad de una serie de estos ciclos suele cuantificarse con el llamado coeficiente de variación: la desviación estándar de la duración de los ciclos, dividida por la duración media (González et al., 2006). Este coeficiente adimensional es nulo si la serie es perfectamente

#### 6.2. Enfoque metodológico

periódica; entre cero y uno si es cuasi-periódica; la unidad si aquella es puramente aleatoria (esto es, generada por un proceso de Poisson); y más de uno si los eventos suceden en grupos temporales que a su vez están separados entre sí por intervalos mucho más largos (Zöller et al., 2006). El coeficiente de variación de las series de ciclos sísmicos en fallas reales suele ser inferior a uno, y, de hecho menor que 0.5 en la mayoría de los casos (Abadías et al., 2006).

Todavía no se conoce bien cuál es la distribución de probabilidad de la duración del ciclo sísmico en cada falla (la función que indica cuán frecuentes son los ciclos sísmicos de distintas duraciones). Actualmente, para cualquier falla concreta, sólo se tiene registro (histórico o geológico) de los últimos ciclos, normalmente un número demasiado pequeño como para caracterizar en detalle la distribución empírica de probabilidad. Lo habitual es ajustar alguna distribución teórica a los datos disponibles acerca de la duración de los ciclos reales. Las tres distribuciones estadísticas más comúnmente usadas para describir la distribución de ciclos sísmicos son la lognormal (expresiones 6.4, 6.5 y 6.6), gamma y Weibull (González et al., 2006). Recientemente se han propuesto otras, que se derivan de modelos físicos numéricos muy idealizados de cómo se acumula la energía elástica en una falla y se relaja en forma de terremotos. No obstante, todas estas distribuciones son capaces de ajustarse razonablemente bien a los datos disponibles sobre la duración de los ciclos ciclos reales.

Estas funciones de distribución de la duración de los ciclos se pueden emplear para estimar cómo varía con el tiempo la probabilidad de que se produzca el nuevo gran terremoto en la falla. Este método consiste en considerar que estos eventos siguen un proceso de renovación, de manera que la duración de cada ciclo es una variable aleatoria, independiente de los ciclos anteriores, y distribuida según la función considerada. Cada distribución proporciona una estimación de probabilidad diferente, de ahí la importancia de seguir contrastando estas distribuciones y buscando otras nuevas (Abadías et al., 2006).

Como es sabido, la función de densidad de probabilidad (DPF – Probability Density Function) de la distribución normal viene expresada:

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma \cdot t} \exp\left[-\frac{(\ln t - m)^2}{2\sigma^2}\right] , \quad t > 0, \sigma_t > 0 ,$$
 (6.4)

donde m y  $\sigma$  son la media y la desviación estándar de  $y = \ln t$ , siendo la relación entre estos dos parámetros y la variable (t):

$$\mu_t = exp\left[m + \frac{\sigma^2}{2}\right] , \qquad (6.5)$$

$$\sigma_t^2 = (exp[\sigma^2] - 1) \cdot exp[2m + \sigma^2] .$$
(6.6)

En esta tesis se aplicará el modelo de recurrencia de terremoto característico y la distribución estadística lognormal para determinar la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en una determinada falla en un determinado periodo de tiempo. A partir de los valores de probabilidad así obtenidos se calculará la amenaza o peligrosidad sísmica de la zona de estudio.

Se define amenaza o peligrosidad sísmica de un emplazamiento como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia durante un periodo de tiempo especificado (Schenk, 1989). Según esta definición la amenaza es un concepto probabilista en el que se debe especificar qué nivel de movimiento del suelo se considera constitutivo de peligro potencial y durante qué periodo de tiempo se espera que ocurra un sismo que produzca tal movimiento. Para caracterizar dicho movimiento se consideran generalmente parámetros cinemáticos como la aceleración, velocidad o desplazamiento, bien sean los valores máximos de las correspondientes historias temporales o los valores espectrales (Benito et al., 2010).

Si denominamos genéricamente Y al nivel de movimiento cuya probabilidad de excedencia se quiere determinar en el emplazamiento E y t al tiempo en años durante el cual se evalúa la amenaza H (*Hazard*), entonces ésta queda definida por la expresión:

 $H = P [y \ge Y; en t a \tilde{n} os, en el emplazamiento E]$ .

Frecuentemente, la amenaza se expresa también como la probabilidad anual de excedencia del valor del parámetro de movimiento  $P[y \ge Y]$ , en lugar de probabilidad en un tiempo arbitrario t.

Así pues, para realizar el cálculo probabilista de la peligrosidad o amenaza sísmica de un emplazamiento o de una zona es necesario definir un modelo de sismicidad y recurrencia y un modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo o ley de atenuación para la zona de estudio. La ley de atenuación o modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo, relaciona el movimiento del terreno en el emplazamiento (definido normalmente por la aceleración o velocidad) con el parámetro que establece el tamaño del sismo en la fuente (generalmente la magnitud), la distancia fuente-emplazamiento y una medida de la dispersión del modelo (Benito et al., 2010).

En nuestro estudio, para realizar el cálculo de la peligrosidad se utilizará como modelo de sismicidad y recurrencia un modelo no poissoniano, mediante la aplicación del modelo de terremoto característico y la distribución estadística lognormal, descritas anteriormente, a partir del cual se determinará la ocurrencia de un terremoto en una determinada falla, en un determinado periodo de tiempo, introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes.

A partir de estos valores, se realizará el cálculo de la peligrosidad o amenaza sísmica en El Salvador, estimando las probabilidades asociadas a ciertos valores de aceleración pico (PGA – *Peak Ground Acceleration*) en puntos equiespaciados de una malla o grid cubriendo el área de estudio. Se obtendrán entonces mapas de PGA para periodo de retorno de 475 años ( $\lambda$ ), correspondientes a una probabilidad de excedencia (6.7) de un 10 % en 50 años y un 20% en 100 años:

$$P_{excedencia\ en\ t\ a\tilde{n}os} = 1 - e^{-\lambda t} \ . \tag{6.7}$$

Además, teniendo en cuenta las características de la zona, se utilizarán distintos modelos de atenuación (Climent et al., 2013), permitiendo verificar y comparar los valores obtenidos de peligrosidad con los diferentes modelos. Para ello se usará el software CRISIS2012 (Ordaz et al., 2012), desarrollado por el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México.

## 6.3. Cálculo de la peligrosidad en El Salvador introduciendo las fallas como fuentes sismogenéticas independientes

El objetivo de este apartado es realizar un cálculo preliminar de la peligrosidad o amenaza sísmica introduciendo las principales fallas de El Salvador como fuentes sismogenéticas independientes, para posteriormente analizar y discutir su implicación en la evaluación de la amenaza sísmica.

Así pues, este cálculo se plantea como un ejercicio práctico de aplicación, y no un cálculo exhaustivo y final de la peligrosidad en la zona, por ello sólo se tendrán en cuenta las fallas, introduciendo un modelo de tiempo en el concepto de ciclo sísmico, sin tener en cuenta las zonas sismogenéticas, ni la sismicidad asociada a estas.

#### 6.3.1. Geometría y parámetros de las fallas

Para el cálculo de la peligrosidad, se han tenido en cuenta las principales fallas activas de El Salvador, según los resultados obtenidos en los capítulos anteriores. La tabla 6.1 y figura 6.4 muestra los parámetros geométricos y cinemáticos de las fallas que van a ser utilizados en los cálculos.

En aquellas fallas donde no se conoce con fiabilidad el valor de acoplamiento, como es el caso de las fallas situadas al sur del graben central y pull-apart del Lempa, se usará el valor total de la tasa de deslizamiento o *slip-rate* para el cálculo del periodo de recurrencia suponiendo que el grado de acoplamiento es total (phi = 1). Para simplificar los cálculos, se ha fijado una profundidad media de acoplamiento para todas las fallas de 12,5 km y un valor constante del buzamiento de 80°. Además, se ha simplifica al máximo la geometría de las fallas, considerándolas como líneas rectas.

En el cálculo de los parámetros del ciclo sísmico se considera que todas las fallas pueden romper enteras en un único terremoto, máximo terremoto que puede generar cada falla (terremoto característico). Teniendo en cuenta esto, y para reducir los cálculos, los segmentos de San Miguel y Berlín, se introducen como una única falla, así como las fallas El Limón y Panchimalco, Apaneca y Teotepeque, y La Joya y Berlín. Esto hace que los resultados así obtenidos supondrán la obtención de los máximos valores posibles para estas fallas y segmentos. Es evidente que, en un cálculo más exhaustivo y completo de la peligrosidad, se debería considerar también la posibilidad de que estos segmentos y fallas pudieran romper en tramos más pequeños.

Fault	Long. (km)	Dip (°)	Depth (km)	Width (km)	Area (km²)	slip rate (mm/y)	Coupling	slip-rate deficit (mm/y)
Comecayo F.	17,5	80	12,5	12,7	222	10,4	0,9	9,4
Guaycume F.	36,0	80	12,5	12,7	457	10,3	0,9	9,3
San Vicente F.	21,0	80	12,5	12,7	267	10,2	0,9	9,2
Apastepeque F.	15,0	80	12,5	12,7	190	10,2	0,9	9,2
Berlín S.	32,8	80	12,5	12,7	416	8,1	0,9	7,3
San Miguel S.	47,7	80	12,5	12,7	605	3,0	0,9	2,7
Intipuca F.	27,6	80	12,5	12,7	350	6,2	1,0	6,2
El Espino F.	19,9	80	12,5	12,7	253	6,1	1,0	6,1
Río Grande F.	15,8	80	12,5	12,7	201	6,1	1,0	6,1
El Limón-Panchimalco F.	17,8	80	12,5	12,7	226	3,9	1,0 <sup>(*)</sup>	3,9 <sup>(*)</sup>
Apaneca-Teotepeque F.	18,3	80	12,5	12,7	232	4,2	1,0 <sup>(*)</sup>	4,2 <sup>(*)</sup>
La Joya-Berlín F.	19,6	80	12,5	12,7	249	3,5	1,0 <sup>(*)</sup>	3,5 <sup>(*)</sup>

Tabla 6.1. Parámetros geométricos y cinemáticos de las fallas. *Table 6.1. Geometric and cinematic fault parameters.* 

(\*) Valores teóricos. (Theoretical values).

#### 6.3.2. Determinación de los periodos de recurrencia – Ciclo Sísmico

Para el cálculo de los periodos de recurrencia asociados a cada falla se ha usado el modelo de Terremoto Característico (TC). De esta manera, el periodo de recurrencia (expresión 6.3) de cada falla se obtiene dividiendo su momento sísmico por la tasa de momento sísmico (expresión 6.2), que se calcula a partir del déficit de *slip-rate* estimado para cada falla.

Tal y como se ha dicho anteriormente, existen diversas fórmulas empíricas, dependientes generalmente del área del plano de falla o de la longitud de ruptura en superficie, que permiten estimar la magnitud máxima que cabría esperar en una falla (Stirling et al., 2013). Dado que conocemos con precisión la magnitud (M<sub>w</sub> 6,6), mecanismo, longitud y área de ruptura del terremoto de febrero de 2001 que tuvo lugar en la Falla de San Vicente (Kikuchi y Yamanaka, 2001; Canora et al., 2010), utilizaremos estos datos para calibrar cuál es la expresión más idónea para la zona de estudio. Para ello se han analizado varias expresiones para el cálculo de la magnitud momento M<sub>w</sub> (tabla 6.2), escogiendo aquellas que mejor se ajustan al régimen tectónico de las fallas de la zona: régimen transtensivo con fallas fundamentalmente de desgarre con componente normal.

La tabla 6.2 muestra los valores de magnitud, momento sísmico, tasa de momento sísmico y periodo de recurrencia obtenidos a partir de las expresiones elegidas, teniendo en cuenta los parámetros de ruptura del terremoto de febrero de 2001 en la falla de San Vicente.

Tabla 6.2. Magnitud, momentos sísmico, tasa de momento sísmico y periodo de recurrencia obtenidos a partir de los parámetros de la ruptura del terremoto de febrero de 2001 que se produjo en la falla de San Vicente.

Table 6.2. Magnitude, seismic moment, seismic moment rate and recurrence interval from parameters of earthquake rupture February 2001 in San Vicente fault.

Reference	Equations	M <sub>w</sub> <sup>(1)</sup>	Mo <sup>(2)</sup> (dyn∙cm)	<i>İ</i> do <sup>(3)</sup> (dyn∙cm/y)	Tr <sup>(4)</sup> (years)
Hanks & Bakun (2008) A < 537 km <sup>2</sup>	$M_w = \log A + (3,98 \pm 0,03)$	6,4	4,8092E+25	7,0625E+23	68
Wesnousky (2008) strike-slip	$M_w = 5,56 + 0,87 \log L$	6,7	1,4638E+26	7,0625E+23	207
Leonard (2010)	$M_w = 3,99 + \log A$	6,4	4,9782E+25	7,0625E+23	70
Stirling et al. (2008)	$M_w = 4,18 + 2/3\log W + 4/3\log L$	6,7	1,2597E+26	7,0625E+23	178
Anderson et al. (1996)	$M_w = 5,12 + 1,16 \log L - 0,20 \log S$	6,5	6,1876E+25	7,0625E+23	88
Villamor et al. (2001)	$M_w = 3,9 + 1,33 \log A$	6,6	9,7512E+25	7,0625E+23	138

L: longitud de la superficie de ruptura (surface rupture length) (km); L = 21 km

A: area (*area*) (km<sup>2</sup>); A = 256 km<sup>2</sup>

W: ancho (*width*) (km); W = 12,2 km

 $\mu$ : modulo módulo de cizalla de la corteza terrestre (*crustal shear modulus*);  $\mu$  = 3,00E+10 N/m<sup>2</sup>

S: tasa de deslizamiento (*slip-rate*) (mm/y); S = 9,.2 mm/y

(1) Magnitud momento (*Moment magnitude*).

(2) Momento sísmico (Seismic moment) (dyn cm):  $\log M_o = 16.1 + 1.5 M_w$ 

(3) Tasa de Momento sísmico (Seismic Moment rate) (dyn cm/y):  $M_o = \dot{\mu} \cdot \dot{s} \cdot A$ ;  $\dot{s} = 9,2 \ mm/y$ 

(4) Periodo o Intervalo de recurrencia (*Recurrence Interval*):  $Tr = M_o/\dot{M}_o$ 

Como se puede apreciar, las expresiones de Wesnousky et al. (2008), Stirling et al. (2008), Anderson et al. (1996) y Villamor et al. (2001), son las que mejor se ajustan al valor de la magnitud momento del terremoto de febrero de 2001 (M<sub>w</sub> 6,6). Sin embargo, estas expresiones ofrecen periodos de recurrencia en la misma falla que varían en más de 150 años, siendo la expresión de Anderson et al. (1996) la que estima un valor más dispar, de tan sólo 88 años. Esta expresión es la única que considera la tasa de deslizamiento o *sliprate* de la falla en el cálculo de la magnitud. Tal y como se ha visto en capítulos anteriores, las tasas de deslizamiento obtenidas con GPS son consideradas como un máximo en la falla, ya que se asume que toda la deformación es elástica y se está produciendo en un único plano de falla y por tanto se liberará en un único terremoto. Es por esto que quizás el periodo de recurrencia obtenido con la expresión de Anderson et al. (1996) sea el menor, por lo que teniendo en cuenta esto, no se considerará en el caculo de la magnitud momento y periodos de recurrencia en las fallas.

Respecto al resto de expresiones, Wesnousky et al. (2008), Stirling et al. (2008) y Villamor et al. (2001), todas ellas se ajustan a la reología y régimen de la corteza de la zona, por lo que, dado que no hay ningún criterio claro para decidirse por la utilización de una u otra, se usaran las tres, tomando el valor medio para estimar la magnitud, momento sísmico y periodo de recurrencia para cada falla que se incluirán en el cálculo de la peligrosidad.

La tabla 6.3 contiene los valores calculados para cada falla, siguiendo el criterio definido anteriormente. Las figuras 6.2 y 6.3 muestran los valores de magnitud momento y periodo de recurrencia obtenidos para cada falla. La figura 6.4 recoge la geometría de cada falla, así como los valores de déficit de *slip-rate* y periodo de recurrencia asignados a las mismas.

Tabla 6.3. Magnitud, momento sísmico, tasa de momento sísmico y periodo de recurrencia de las fallas de El Salvador.

Table 6.3. Magnitude, seismic moment, seismic moment rate and recurrence interval of El Salvador faults.

Foult	NA (1)	Mo <sup>(2)</sup>	<i>Й</i> о <sup>(3)</sup>	Tr <sup>(4)</sup>	
Fault	IVI <sub>W</sub>	(dyn∙cm)	(dyn·cm/y)	(years)	
Comecayo F.	6,6	9,1781E+25	6,2373E+23	147	
Guaycume F.	6,9	3,2824E+26	1,2708E+24	258	
San Vicente F.	6,7	1,2666E+26	7,3408E+23	173	
Apastepeque F.	6,5	6,9901E+25	5,2434E+23	133	
Berlín S.	6,9	2,7846E+26	9,1050E+23	306	
San Miguel S.	7,1	5,3964E+26	4,9041E+23	1100	
Intipuca F.	6,8	2,0527E+26	6,5160E+23	315	
El Espino F.	6,6	1,1518E+26	4,6223E+23	249	
Río Grande F.	6,5	7,6621E+25	3,6700E+23	209	
El Limón-Panchimalco F.	6,6	9,4579E+25	2,6434E+23	358	
Apaneca-Teotepeque F.	6,6	9,9323E+25	2,9267E+23	339	
La Joya-Berlín F.	6,6	1,1213E+26	2,6122E+23	429	

 Valor medio de Magnitud Momento obtenido a partir de las expresiones de Wesnousky et al. (2008), Stirling et al. (2008) y Villamor et al. (2001). (*Mean value of moment magnitude from Wesnousky et al.* (2008), Stirling et al. (2008) and Villamor et al. (2001) expressions).

(2) Momento sísmico (Seismic moment) (dyn cm):  $\log M_o = 16.1 + 1.5 M_w$ 

(3) Tasa de Momento sísmico (Seismic Moment rate) (dyn·cm/y):  $M_o = \dot{\mu} \cdot \dot{s} \cdot A$ ;  $\dot{s}$ : slip - rate deficit (table 6.1)

(4) Intervalo de recurrencia (*Recurrence Interval*):  $Tr = M_o/\dot{M}_o$ 



Figura 6.2. Magnitud momento estimada para cada falla.

Figure 6.2. Magnitude moment estimated for each fault.



Figura 6.3. Intervalo de recurrencia estimado para cada falla.

Figure 6.3. Recurrence Interval estimated for each fault.



Figura 6.4. Geometría de las fallas (líneas rojas), tasas de deslizamiento (números rojos) y periodos de recurrencia (números en azul) de las principales fallas tenidas en cuenta en la evaluación de la amenaza sísmica. CF - Falla de Comecayo, GF - Falla de Guaycume, SVF - Falla de San Vicente, AF - Falla de Apastepeque, BS - Segmento de Berlín, SMS - Segmento de San Miguel, ELPF – Fallas de El Limón-Panchimalco, LJBF – Fallas de La Joya-Berlín, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca, APTF – Fallas de Apaneca-Teotepeque.

Figure 6.4. Faults geometry (red lines), slip-rate and (red numbers) recurrence period (blue numbers) parameters of major faults taken into account in the seismic hazard assessment. CF - Comecayo Fault, GF - Guaycume Fault, SVF - San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, BS – Berlín Segment, SMS – San Miguel Segment, ELPF – El Limón-Panchimalco Fault, LIBF – La Joya-Berlín Fault, RGF – Río Grande Fault, EEF – El Espino Fault, IF – Intipuca Fault, APTF – Apaneca-Teotepeque Fault.

#### 6.3.3. Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto

A partir del modelo de terremoto característico y tomando la distribución lognormal (expresiones 6.4, 6.5 y 6.6) para describir la duración del ciclo sísmico, se determina la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en cada falla. Dado que no se conoce con exactitud la desviación estándar de los ciclos sísmicos para el cálculo del coeficiente de variación ( $\sigma$ ), se usa un valor de 0.5 para introducir la aperiodicidad de dichos ciclos en el cálculo de la probabilidad (Abadías et al., 2006), lo que supone que la relación entre la desviación estándar de la duración del ciclo sísmico y la duración media es de 0.5 para todas las fallas estudiadas.

Las figuras 6.5, 6.6 y 6.7 muestran la función de densidad de probabilidad (PDF), función de distribución de probabilidad acumulada (CDF) y la tasa de peligrosidad (H), expresada como la función de densidad de probabilidad dividida por la función complementaria de la distribución de probabilidad acumulada (es decir, 1-CDF), a partir de los valores de periodo de recurrencia y aperiodicidad definidos anteriormente para cada falla. No hay que confundir la tasa de peligrosidad aquí definida (H), con la amenaza o probabilidad de excedencia de movimiento, también definida como H, que posteriormente calcularemos.



Figura 6.5. Función de Densidad de Probabilidad (PDF) para cada falla

Figure 6.5. Probability Density Function (PDF) for each fault.



Figure 6.6. Cumulative Distribution Function (CDF) for each fault.



Figura 6.7. Tasa de amenaza o peligrosidad para cada falla.

Figure 6.7. Hazard rate for each fault.

Teniendo en cuenta esta distribución, a continuación, se determinará la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en cada falla en los próximos 50 y 100 años (tiempo de exposición). Dado el desconocimiento, en general, del momento en el que se encuentra cada falla dentro del ciclo sísmico (t), se calculará la probabilidad en 3 escenarios o casos hipotéticos; (I) todas las fallas se encuentren al principio del ciclo sísmico (t  $\approx$  0), (II) todas las fallas que se encuentren en la mitad del ciclo sísmico (t = Tr/2), (III) todas las fallas se encuentren al final del ciclo sísmico (t  $\approx$  Tr). Esto permitirá analizar como varía la probabilidad y consecuentemente la peligrosidad o amenaza sísmica, en función de en qué momento del ciclo sísmico se encuentren las fallas.

Por último, para determinar un escenario más realista, en aquellas fallas donde se conozca la ocurrencia del último evento, se calculará otro escenario (IV) introduciendo en el cálculo de la probabilidad el tiempo que ha transcurrido desde el último evento (*elapsed time*), en aquellas fallas donde se conozca, y considerando que el resto de fallas se encuentran en la mitad del ciclo sísmico.

Teniendo en cuenta la ubicación y descripción de daños de los terremotos históricos producidos en El Salvador (véase capítulo 2), se ha supuesto que los terremotos de junio de 1917 y mayo de 1951 han podido ser causados por la falla de Guaycume y Segmento de Berlín, respectivamente. En el caso del terremoto de febrero de 2001, es sabido que fue causado por la rotura de la falla de San Vicente. Es evidente la necesidad de un estudio más exhaustivo del catálogo de terremotos históricos para la atribución de otros posibles terremotos a algunas de las fallas de la zona de estudio.

Considerando lo anterior, para estas tres fallas se ha calculado la probabilidad teniendo en cuenta el tiempo transcurrido desde los eventos citados, como si hubieran sido los últimos. Esto ha marcado el momento del ciclo sísmico en el que se encuentra cada una de estas fallas.

La tabla 6.4 y figuras 6.8 y 6.9 muestra la probabilidad de que suceda un evento en los tiempos de exposición de 50 y 100 años en cada falla, teniendo en cuenta su periodo de recurrencia y coeficiente de variación (0,5) o aperiodicidad, para cada uno de los escenarios planteados.

Fault/ $\mu_t$ Segment (Tr) year	$\mu_{t}$	μ <sub>t</sub> Year of	I. t ≈ 0		II. t ≈ Tr/2		III. t ≈ Tr		IV. t ≈ Tr/2 and elapsed time	
	(Tr) years	last event	P (N>=1) 50 yr	P (N>=1) 100 yr	P (N>=1) 50 yr	P (N>=1) 100 yr	P (N>=1) 50 yr	P (N>=1) 100 yr	P (N>=1) 50 yr	P (N>=1) 100 yr
CF	147		0,022	0,288	0,379	0,687	0,518	0,776	0,379	0,687
GF	258	1917	0,001	0,040	0,209	0,431	0,334	0,566	0,138	0,343
SVF	173	2001	0,010	0,185	0,322	0,612	0,461	0,719	0,027	0,249
AF	133		0,036	0,363	0,418	0,731	0,554	0,809	0,418	0,731
BS	306	1951	0,000	0,017	0,173	0,365	0,290	0,504	0,029	0,133
SMS	1100		0,000	0,000	0,043	0,091	0,089	0,171	0,043	0,091
IF	315		0,000	0,015	0,168	0,354	0,282	0,493	0,168	0,354
EEF	249		0,001	0,047	0,217	0,446	0,345	0,580	0,217	0,446
RGF	209		0,003	0,097	0,263	0,524	0,398	0,647	0,263	0,524
ELPF	358		0,000	0,007	0,146	0,310	0,253	0,449	0,146	0,310
APTF	339		0,000	0,010	0,155	0,328	0,265	0,467	0,155	0,328
LJBF	429		0.000	0.002	0.119	0.255	0.215	0.389	0.119	0.255

Tabla 6.4. Probabilidad de ocurrencia de un evento en los próximos 50 y 100 años para cada falla y para cada escenario propuesto. Table 6.4. Probability of occurrence of one event in the next 50 to 100 years for each fault and for each of the proposed stages.

CF – Falla de Comecayo, GF – Falla de Guaycume, SVF – Falla de San Vicente, AF – Falla de Apastepeque, BS – Segmento de Berlín, SMS – Segmento de San Miguel, ELPF – Falla de El Limón-Panchimalco, LJBF – Falla de La Joya-Berlín, RGF – Falla de Río Grande, EEF – Falla de El Espino, IF – Falla de Intipuca, APTF – Falla de Apaneca-Teotepeque.

CF – Comecayo Fault, GF – Guaycume Fault, SVF – San Vicente Fault, AF – Apastepeque Fault, BS – Berlín Segment, SMS – San Miguel Segment, ELPF – El Limón-Panchimalco Fault, LJBF – La Joya-Berlín Fault, RGF – Río Grande Fault, EEF – El Espino Fault, IF – Intipuca Fault, APTF – Apaneca-Teotepeque Fault.

A. Staller Vázquez



Figura 6.8. Probabilidad de ocurrencia de un evento en los próximos 50 años para cada falla y para cada escenario propuesto. Figure 6.8. Probability of occurrence of one event in the next 50 years for each fault and for each of the proposed stages.





#### 6.3.4. Cálculo de la amenaza sísmica en El Salvador

A partir de los valores de probabilidad obtenidos en el apartado anterior y de la geometría de cada una de las fallas, se realizará el cálculo de la peligrosidad o amenaza sísmica en El Salvador, obteniendo los mapas de peligrosidad en términos de aceleración pico, PGA, para probabilidad de excedencia de un 10% y 20% (periodo de retorno de 475 años) en los tiempos de exposición de 50 y 100 años, en cada uno de los escenarios descritos anteriormente. Las figuras de la 6.10 a la 6.17, muestran los mapas de amenaza sísmica para los distintos escenarios descritos anteriormente, en 50 y 100 años, utilizando para todos ellos el modelo de atenuación CLI94.

Además, teniendo en cuenta las características de la zona, se han utilizado distintos modelos de atenuación para fuentes en corteza poco profunda, seleccionando aquellos que mejor se ajustan a la zona de estudio (Climent et al., 2013), estos son Climent et al., 1994 (CLI94), Schmidt et al., 1997 (SCH97) y Zhao et al., 2006 (ZH06). Esto permitirá verificar y comparar los valores de aceleración obtenidos, teniendo en cuenta únicamente el modelo de atenuación. Las figuras 6.18 y 6.21 muestran los mapas de amenaza sísmica, únicamente para el escenario IV, utilizando los modelos de atenuación SCH97y ZH06, para los tiempos de exposición de 50 y 100 años.

Por último, para analizar el grado de implicación que tiene la profundidad de las fallas en la evaluación de la amenaza sísmica, se ha realizado un cálculo de la amenaza disminuyendo a 10 km la profundidad de todas las fallas, por lo que la geometría y área introducida en el cálculo para cada falla será menor a la utilizada en los mapas anteriores. Las figuras 6.22 y 6.23 muestran los mapas de amenaza sísmica para el escenario IV, con una profundidad fija en todas las fallas de 10 km.



Figura 6.10. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario I (comienzo del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.10. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage I (beginning of the seismic cycle) in exposure time of 50 years, with the attenuation model CLI94.



Figura 6.11. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario I (comienzo del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.11. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage I (beginning of the seismic cycle) in exposure time of 100 years, with attenuation model CLI94.

#### 6. Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador



Figura 6.12. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario II (mitad del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.12. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage II (middle of the seismic cycle) in exposure time of 50 years, with attenuation model CLI94.



Figura 6.13. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario II (mitad del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.13. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage II (middle of the seismic cycle) in exposure time of 100 years, with attenuation model CLI94.



Figura 6.14. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario III (final del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.14. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage III (end of the seismic cycle) in exposure time of 50 years, with attenuation model CLI94.



Figura 6.15. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario III (final del ciclo sísmico) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.15. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage III (end of the seismic cycle) in exposure time of 100 years, with attenuation model CLI94.

#### 6. Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador



Figura 6.16. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.16. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 50 years, with attenuation model CLI94.



Figura 6.17. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.17. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 100 years, with attenuation model CLI94.



Figura 6.18. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación SCH97.

Figure 6.18. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 50 years, with attenuation model SCH97.



Figura 6.19. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación SCH97.

Figure 6.19. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 100 years, with attenuation model SCH97.

#### 6. Implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica en El Salvador



Figura 6.20. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación ZH06.

Figure 6.20. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 50 years, with attenuation model ZH06.



Figura 6.21. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación ZH06.

Figure 6.21. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 100 years, with attenuation model ZH06.



Figura 6.22. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 50 años, con el modelo de atenuación CLI94 y profundidad de fallas de 10 km.

Figure 6.22. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 50 years, with attenuation model CLI94 and depth fault of 10 km.



Figura 6.23. Mapa de amenaza sísmica (en términos de aceleración pico, PGA) para una probabilidad de excedencia del 20% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos) en un tiempo de exposición de 100 años, con el modelo de atenuación CLI94 y profundidad de fallas de 10 km.

Figure 6.23. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 20% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events) in exposure time of 100 years, with attenuation model CLI94 and depth fault of 10 km.

#### 6.4. Discusión y conclusiones

En este capítulo se ha realizado un cálculo preliminar de la amenaza sísmica en El Salvador, introduciendo las fallas únicamente como fuentes sismogenéticas y utilizando un modelo de tiempo para la distribución del ciclo sísmico de las mismas. No es objeto de esta tesis realizar un cálculo exhaustivo y completo de la amenaza, sino que se ha planteado como un ejercicio práctico de aplicación preliminar introduciendo y analizando la sensibilidad de algunos de los parámetros cinemáticos obtenidos de las fallas en los capítulos anteriores. A partir del análisis de los resultados obtenidos, se pueden obtener conclusiones interesantes sobre los parámetros determinados y su grado de importancia e implicación en los resultados de la amenaza sísmica.

#### A. Ciclo Sísmico – Periodo de Recurrencia.

En este estudio se ha usado el modelo de Terremoto Característico para el cálculo de los periodos de recurrencia o ciclo sísmico de las fallas. Esto supone el uso de expresiones empíricas que dependen fundamentalmente del área del plano o longitud de ruptura de la falla, que en nuestro caso hemos definido como el máximo posible, es decir, la falla siempre rompe entera. Teniendo en cuenta esto, aquellas fallas con mayor longitud o área obtienen magnitudes M<sub>w</sub> mayores. Las fallas de San Miguel, Guaycume y Berlín con áreas mayores a 400 km<sup>2</sup> obtienen magnitudes M<sub>w</sub> de 7,1, 6,9 y 6,9, respectivamente. El resto de fallas con áreas comprendidas entre los 200 km<sup>2</sup> y 300 km<sup>2</sup> obtienen magnitudes  $M_w$  entre 6,8 y 6,5. Dado que se ha considerado la longitud total de cada falla, estos valores suponen los máximos posibles de M<sub>w</sub> para cada falla. Sin embargo, se han obtenido valores en algunas fallas que resultan poco realistas, tal es el caso de la falla de San Miguel, considerada como un único segmento de casi 50 km y capaz de generar un terremoto de magnitud Mw 7,1, de lo cual no se tienen registros históricos en el entorno de este segmento. Esto refleja la importancia de analizar con detalle la longitud de los segmentos en los que puede romper cada falla, lo que mejoraría el cálculo del ciclo sísmico y por tanto el conocimiento del periodo de recurrencia de cada falla. Sin embargo, no resulta tan importante el conocimiento preciso de la profundidad de bloqueo: se ha comprobado que para una misma falla, por ejemplo la falla de San Vicente, una variación de ±5 km en la profundidad de bloqueo no produciría ninguna variación del periodo de recurrencia, mientras que esa misma variación en la longitud de la falla produciría una variación de ±32 años en dicho periodo. Por tanto la longitud de la falla es mucho más significativa que la profundidad de bloqueo a efectos de los cambios que puede producir en el periodo de recurrencia (dentro del orden de valores en los que se ha realizado la aplicación).

Otro aspecto, que posteriormente se analizará, es la variación que muestra la amenaza (en términos de aceleración pico) al variar la geometría, en este caso el área de las fuentes, modificando la profundidad de la falla.

Asimismo, los resultados obtenidos indican que las fallas con mayor tasa de deslizamiento (nos referimos al déficit de tasa de deslizamiento o *slip-rate deficit*) lógicamente obtienen periodos de recurrencia más pequeños. Las fallas de Comecayo, San Vicente y Apastepeque, fallas de aproximadamente 20 km de longitud y una tasa media de ~9 mm/a, obtienen periodos de recurrencia menores de 200 años. En general, el resto de fallas con tasas entre ~9 y 3,5 mm/a obtienen periodos de recurrencia comprendidos entre 200 y 430 años, a excepción del segmento San Miguel, con un periodo de recurrencia de 1100 años debido a su baja tasa (2,7 mm/a), y su alta

#### 6.4. Discusión y conclusiones

magnitud asignada ( $M_w$  7,1). Así pues, es evidente la necesidad de obtener valores precisos de las tasa de deslizamiento en las fallas para obtener valores más fiables y precisos de los periodos de recurrencia. En el caso de la falla de San Miguel, un aumento de ~2,5 mm/a en su tasa de deslizamiento produciría una disminución a la mitad de su periodo de recurrencia.

#### B. Probabilidades de ocurrencia de un terremoto – Amenaza Sísmica.

La distribución del ciclo sísmico o periodo de recurrencia de grandes terremotos es crucial para el cálculo de la peligrosidad sísmica. En general, debido a la falta de datos de observación, esta distribución es desconocida para la mayoría de las fallas. Por ello, tal como se ha dicho, se utilizan distintas distribuciones comúnmente usadas que se basan en estadísticas de valores extremos y en los modelos de ciclo sísmico (Zöller et al., 2007). En este estudio se ha usado la distribución lognormal. Sin embargo, todas estas distribuciones se caracterizan en general por un máximo durante un cierto tiempo de recurrencia seguido por un decaimiento asintótico (figura 6.7), lo cual resulta poco realista, ya que es evidente que la probabilidad de ocurrencia de un terremoto nunca debe decrecer con el tiempo, si el evento aún no se ha producido. Esto nos indica que estas funciones son idóneas para el estudio de intervalos o periodos de tiempo menores que el periodo de recurrencia de las fallas analizadas (p.ej. en nuestro caso periodos de exposición de 50 y 100 años se ajustan bien), siendo muy poco realistas para intervalos mayores al periodo de recurrencia.

Otro parámetro a definir en las distribuciones utilizadas para describir el ciclo sísmico es la aperiodicidad o coeficiente de variación de los ciclos. Dada la ausencia de datos en este estudio, se ha establecido un valor fijo para este coeficiente de 0,5, lo cual supone que las fallas tienen un comportamiento cuasi-periódico. Existen diferentes estudios (p.ej. Zöller et al., 2006) que analizan este coeficiente en función de datos sísmicos o paleosísmicos, mejorando su estimación con datos reales. Así pues, es evidente la necesidad de datos de observación en las fallas (sísmicos o paleosísmicos) que permitan caracterizar la duración media del ciclo sísmico y su desviación estándar o coeficiente de variación con respecto al tiempo. La ausencia de datos históricos o geológicos en fallas concretas, impide la caracterización en detalle de la distribución empírica de probabilidad de ocurrencia de un evento, y por tanto el conocimiento del ciclo sísmico de cada falla.

Para el cálculo de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en los próximos 50 y 100 años es necesario conocer en qué momento del ciclo sísmico se encuentra cada falla. Sólo a 3 de las 12 fallas estudiadas se les puede atribuir un evento, y tan sólo en una de estas con certeza. Es por ello que se han planteado tres escenarios distintos, lo cual permite analizar la variación de la probabilidad en función del momento del ciclo sísmico en el que se encuentra cada falla.

La probabilidad en 50 años varía de 0,000 a 0,036 para el escenario I (inicio del ciclo sísmico), de 0,043 a 0,418 para el escenario II (mitad del ciclo sísmico) y de 0,089 a 0,554 para el escenario III (final del ciclo sísmico). Para 100 años la probabilidad de ocurrencia de un terremoto varía de 0,000 a 0,363 para el escenario I, de 0,091 a 0,731 para el escenario II y de 0,089 a 0,809 para el escenario III. Para todos los casos, los valores mínimos de probabilidad coinciden con el segmento de San Miguel y los máximos con la falla de Apastepeque, fallas con mayor y menor periodo de recurrencia, respectivamente.

Resulta destacable que la probabilidad de la ocurrencia de un terremoto en las fallas de estudio es prácticamente nula al inicio del ciclo (escenario I) en los primeros 50 años y crece significativamente en los siguientes 50 años (periodo de 100 años) (figuras 6.24 y 6.25). Sin embargo, en los otros dos escenarios la diferencia de probabilidad entre ambos intervalos no es tan importante. Este hecho es una característica común de las funciones de distribución utilizadas para la descripción de la duración del ciclo sísmico, los primeros años al comienzo del ciclo la función es prácticamente nula, creciendo significativamente a partir de un determinado valor, dependiendo del periodo de recurrencia de cada falla.



Figura 6.24. Función de Distribución Acumulada (CDF) para cada falla, para los primeros 100 años del ciclo sísmico.

Figure 6.24. Cumulative Distribution Function (CDF) for each fault, for the first 100 years of the seismic cycle.



Figura 6.25. Tasa de amenaza o peligrosidad para cada falla, para los 100 primeros años del ciclo sísmico.

Figure 6.25. Hazard rate for each fault, for the first 100 years of the seismic cycle.

#### 6.4. Discusión y conclusiones

Esto hecho se muestra claramente en los mapas de amenaza sísmica calculados para cada escenario y periodo de exposición en el apartado 6.3.4, agrupados en la figura 6.26. Se comprueba que, los valores prácticamente nulos obtenidos en el cálculo de probabilidades de ocurrencia de un evento, se reflejan en valores también nulos de PGA en el mapa del escenario I para 50 años, llegando sin embargo a valores de hasta 0,32 g en el periodo de 100 años para el mismo escenario. No obstante, no existen grandes diferencias en los valores obtenidos entre los escenarios II y III en ambos periodos. En el escenario II se obtienen valores máximos de PGA de casi 0,4 g y 0,51 g, en los periodos de 50 y 100 años, respectivamente. El escenario III presenta valores máximos de 0,46 g para el periodo de 50 años y 0,55 g para el de 100 años. Así pues, la diferencia más importante se encuentra en el principio del ciclo sísmico y en un periodo de tiempo menor a la mitad del ciclo sísmico de cada falla, no habiendo diferencias significativas en el resto de escenarios entre los periodos de tiempo de 50 y 100 años.

No obstante, es evidente la importancia del conocimiento del momento del ciclo sísmico en el que se encuentra cada falla para poder estimar con rigor la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en un determinado periodo de tiempo, y por tanto, determinar la amenaza sísmica asociada a esta.

Dado que no se han incluido zonas en el cálculo de la amenaza, como es obvio, en todos los mapas los valores máximos de aceleración se concentran en torno a las fallas, disminuyendo significativamente cuando nos alejamos de la fuente.

Un escenario más realista (IV) es el calculado a partir de las probabilidades con las fallas donde se conoce en qué momento del ciclo sísmico se encuentran, en nuestro caso San Vicente, Guaycume y Berlín, e incluyendo el resto de fallas a mitad del ciclo sísmico, dado que no se tiene información sobre ellas y creemos que esta sería la situación intermedia más aproximada a la realidad. Este escenario es muy parecido al escenario II, obteniendo valores máximos de PGA algo menores, 0,36 g para 50 años y 0,48 g para 100 años, debido a que se introducen algunas de las fallas al principio del ciclo sísmico, por lo que la probabilidad de que haya un evento es más baja.

La figura 6.27 agrupa los mapas de amenaza con el escenario IV utilizando los distintos modelos de atenuación, antes definidos, CLI94 (utilizado para los mapas de amenaza de todos los escenarios), SCH97 y ZH06. Se comprueba que con todos ellos se obtienen resultados parecidos, siendo el modelo SCH97 el que produce mayores valores de PGA, con valores máximos de 0,46 g para 50 años y 0,64 g para 100 años, seguido del modelo ZH06, con valores máximos de 0,41 g y 0,55 g para 50 y 100 años, respectivamente, y por último el modelo CLI94 con valores máximos de 0,36 g y 0,48 g para 50 y 100 años, respectivamente.

Como se puede apreciar, el modelo ZH06 concentra más los valores máximos de PGA en torno a la fuente, obteniendo valores muy pequeños o prácticamente nulos a poca distancia de la misma. Este modelo refleja, por tanto, una mayor atenuación con la distancia. Sin embargo, los modelos CLI94 y SCH97 generan zonas más amplias de valores máximos de PGA, siempre entorno a la falla, obteniendo valores de 0,2g incluso a mucha distancia de la fuente.



Figura 6.26. Mapas de amenaza sísmica (PGA), para una probabilidad de excedencia del 10% y 20%, para el escenario I, para 50 (a) y 100 años (b), para el escenario II, para 50 (c) y 100 años (d), para el escenario III, para 50 (e) y 100 años (f), con el modelo de atenuación CLI94.

Figure 6.26. Seismic hazard map (PGA), for an exceedance probability of 10% and 20%, for the stage I, for 50 (a) and 100 years (b), stage II, for 50 (c) and 100 years (d), and stage III, f or 50 (e) and 100 years (f), with attenuation model CLI94.



Figura 6.27. Mapas de amenaza sísmica (PGA), para una probabilidad de excedencia del 10% y 20%, con el modelo de atenuación CLI94, para 50 (a) y 100 años (b), con el modelo de atenuación ZH06, para 50 (c) y 100 años (d), y con el modelo de atenuación SCH97, para 50 (e) y 100 años (f).

Figure 6.27. Seismic hazard maps (PGA), for an exceedance probability of 10% and 20%, with attenuation model CLI94, for 50 (a) and 100 years (b), with attenuation model ZH06, for 50 (c) and 100 years (d), and with attenuation model SCH97, for 50 (e) and 100 years (f).
Otro aspecto importante es la influencia que tiene la geometría o área de la falla en los valores finales de PGA representativos de la amenaza, fundamentalmente en lo que se refiere a la profundidad de bloqueo de la falla, ya que, como se ha visto anteriormente, esta apenas afecta a los periodos de recurrencia resultantes.

La figura 6.28 agrupa los mapas de amenaza obtenidos en el escenario IV y con el modelo de atenuación CLI94, introduciendo una variación en el área de la falla mediante la disminución de la profundidad de bloqueo en todas las fallas, de 12,5 km (valor utilizado para los mapas de amenaza de todos los escenarios) a 10 km. Como es lógico, la disminución del área de la fuente supone un aumento en los valores de PGA, ya que se produce un aumento de la liberación de energía para mantener la magnitud asignada a la fuente. Se obtienen valores máximos de PGA de 0,37 g y 0,49 g en 50 y 100 años, respectivamente, con profundidades de bloqueo de 10 km, frente a valores de 0,36 g y 0,48 g con profundidades de 12,5 km. Así pues, una disminución de 2,5 km en la profundidad de todas las fallas supone una variación de ~0,01 g en los valores máximos de PGA. Es evidente que en este análisis se ha modificado el área de todas las fuentes que intervienen en el cálculo, por lo que las variaciones de la amenaza obtenidas suponen un máximo.



Figura 6.28. Mapas de amenaza sísmica (PGA), para una probabilidad de excedencia del 10% (periodo de retorno de 475 años), para el escenario IV (mitad del ciclo sísmico y eventos conocidos), con el modelo de atenuación CLI94, con una profundidad de fallas de 12.5 km in 50 (a) y 100 años (b), y una profundidad de 10 km, en 50 (c) y 100 años (d).

Figure 6.28. Seismic hazard map (in terms of peak ground acceleration, PGA), for an exceedance probability of 10% (return period of 475 years), for the stage IV (middle of the seismic cycle and known events), with attenuation model CLI94, with depth fault of 12.5 km in 50 (a) and 100 years (b), and with depth fault of 10 km in 50 (c) and 100 years (d).

Asimismo se comprueba que la disminución del área de la falla debido a la disminución de la profundidad supone un aumento del valor de la PGA fundamentalmente sobre la falla, obteniendo valores muy parecidos en el entorno y lejos de la falla.

Así pues, el conocimiento preciso de la geometría de las fallas que se introducen en el cálculo, tanto en longitud como en profundidad de bloqueo, es fundamental para la correcta evaluación de la amenaza sísmica.

#### C. Comparación con otros estudios de amenaza sísmica realizados en El Salvador.

Los primeros estudios paleosísmicos en El Salvador fueron realizados por Canora et al., 2012. Estos estudios revelan que las principales fallas de la ZFES son capaces de generar terremotos de magnitudes mayores que 7 y sugieren periodos de recurrencia de ~750 años para los terremotos más grandes ( $M_w > 7,0$ ). Sin embargo, indican que, para los terremotos destructivos de tamaño moderado ( $6,0 < M_w < 7,0$ ) generados por la ruptura de un solo segmento, como el terremoto de febrero de 2001, el periodo de recurrencia debe ser bastante inferior, lo cual se aproxima más al periodo de recurrencia medio de 300 años obtenido para las fallas más activas de la ZFES estudiadas en esta tesis. Además, establecen un valor medio de periodo de recurrencia para terremotos de 6,5 <  $M_w < 7,0$  de ~40 ± 10 años para toda la ZFES, lo cual está bastante de acuerdo con los valores obtenidos por este estudio.

No obstante, hay que indicar que los periodos de recurrencia obtenidos en esta tesis están basados en las tasas de deslizamiento GPS que, tal y como se ha dicho anteriormente, representan un límite superior de la tasa de deslizamiento en general de la falla. Por todo ello, creemos que los periodos de recurrencia basados en estudios geodésicos, como es nuestro caso, establecen un mínimo, y los valores obtenidos con técnicas paleosísmicas un máximo, pudiendo estar el comportamiento real de la falla entre ambos periodos.

Hasta la actualidad, el último estudio de amenaza sísmica realizado en El Salvador es el presentado por Benito et al. (2010), basado en el método probabilista zonificado. En este estudio se alcanzan valores para la PGA del orden de 0,54 g (figura 6.29), valores que están bastante de acuerdo con los valores máximos obtenidos en esta tesis. Además, tal como se puede apreciar en la figura 6.26, los mayores valores de la PGA se predicen en la zona de la cadena volcánica, donde se nota la influencia de la actividad debida a las fallas asociadas a la ZFES, lo que pone de manifiesto la importancia de modelizar estas fallas para la evaluación de la amenaza sísmica en la zona.



Figura 6.29. Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años. Tomado de Benito et al., 2010.

Figure 6.29. Seismic hazard map of El Salvador in terms of PGA (gal) for a return period of 500 years. From Benito et al. 2010.

Sin embargo, en nuestro estudio no se ha tenido en cuenta la influencia de la zona de subducción, así como la sismicidad asociada a otras fallas locales, introduciendo únicamente las fallas modelizadas, con datos geométricos y cinemáticos, en el cálculo de la amenaza, por lo que nuestros mapas representarían valores mínimos entre los que cabe obtener si se incluyen también los escenarios de subducción y se estima la amenaza total.

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten mejorar la estimación de la amenaza sísmica en El Salvador, pudiendo introducir algunas fallas modelizadas como fuentes sismogenéticas independientes en el cálculo. Esto permitiría aplicar un método híbrido, con zonas sismogenéticas y fallas con datos conocidos, obteniendo un mapa de amenaza sísmica más fiable y preciso para El Salvador.

Se insiste en la importancia del conocimiento de datos históricos y geológicos en fallas concretas, que permitan caracterizar con más detalle la distribución empírica de probabilidad de ocurrencia de un evento, y por tanto el conocimiento con mayor precisión del ciclo sísmico de cada falla, así como el momento en el que se encuentra cada falla dentro de su ciclo sísmico.

## Capítulo 7 Conclusiones finales

Una vez discutidas las implicaciones de nuestro estudio y obtenidas las conclusiones parciales en cada uno de los capítulos, en este último capítulo agrupamos de forma sintética las conclusiones más destacables y sus implicaciones tanto en la tectónica activa como en la evaluación de la amenaza sísmica de la zona.

El Salvador se encuentra en el norte de Centroamérica, en el margen activo del noroeste de la placa Caribe. Enmarcado en el límite entre las placas del Coco y Caribe, caracterizada por la subducción de la primera bajo la segunda a una velocidad que supera los 70 mm/a (DeMets, 2001), es uno de los países centroamericanos con un régimen tectónico más complejo. Esta convergencia se traduce a la vez en la existencia de un sistemas de fallas de desgarre en el continente alineadas con la cadena volcánica con una importante actividad. La velocidad de la mayor de este sistema de fallas, la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), que atraviesa el país de este a oeste, alcanza los 14 mm/a (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012) y es responsable de terremotos frecuentes, algunos de elevada magnitud, como el terremoto del 13 de febrero de 2001 con magnitud M<sub>w</sub> 6.6 (Canora et al., 2010). Según Álvarez-Gómez (2009), la ZFES es una estructura importante para la sismicidad y los movimientos de desgarre paralelos a la fosa.

En esta tesis se han llevado a cabo estudios geodésicos, que complementan los estudios paleosísmicos y sismológicos que se están desarrollando en la zona, determinando la deformación actual que se está produciendo en la ZFES, lo que ha permitido conocer el comportamiento cinemático de los principales segmentos de falla que forman la ZFES, su tasa de acumulación de esfuerzos a partir de la velocidad de deformación elástica y la

incorporación de estos datos en la evaluación de la amenaza sísmica en la zona. Para ello, en 2007 se estableció una densa red que cubre la zona de estudio y en la que se han realizado mediciones en cuatro campañas GPS durante el periodo de 2007 a 2012. En esta tesis se presentan los primeros resultados, conclusiones e implicaciones obtenidos a partir de los datos GPS recopilados durante estos 5 años, que han sido fundamentales para conocer y comprender la cinemática de esta zona. El campo de deformación obtenido a partir de datos originales, las estimaciones de la profundidad de bloqueo, tasas de deslizamiento y grado de acoplamiento, así como los periodos de recurrencia obtenidos para los terremotos característicos, son una avance importante y fundamental para el conocimiento de este sistema de fallas y de la amenaza sísmica del país.

A continuación se presentan de forma sintética las conclusiones más destacables obtenidas en esta tesis.

#### 7.1. Campo de velocidades asociado a la Zona de Falla de El Salvador

La característica más destacable de nuestro campo de velocidades respecto a Caribe fijo es claramente el dominio del movimiento en dirección ONO-ESE (~290°), prácticamente perpendicular a la dirección de convergencia de la placa del Coco respecto a Caribe de 20° ± 2° (DeMets et al., 2010), destacando el decrecimiento de este movimiento hacia el norte, hasta valores prácticamente nulos en las estaciones situadas en el trasarco salvadoreño. Este patrón de desplazamiento es típico de una falla de desgarre bloqueada y es coherente con los resultados obtenidos por otros investigadores en la zona a escala más regional (Corre-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011).

Las velocidades observadas alcanzan sus valores máximos al sur del arco volcánico, cerca de la costa salvadoreña, con valores de hasta ~12 mm/a, y decrecen hacia el interior, hasta valores de ~2 mm/a en las estaciones situadas en el trasarco salvadoreño, el cual se mueve prácticamente solidario a la placa Caribe. En la parte central de El Salvador, cerca del arco volcánico salvadoreño y de las estructuras principales que forman la ZFES, se obtienen velocidades intermedias, entre 4 mm/a y 9 mm/a, debido a que estas estaciones están localizadas dentro de la zona de influencia de la ZFES, acomodando parte de la deformación asociada a esta estructura.

En el bloque antearco destaca el aumento significativo de la velocidad de este a oeste, de ~5 mm/a en el este, cerca del golfo de Fonseca, hasta ~12 mm/a al oeste. Esta diferencia podría ser explicada por el acomodamiento y distribución de la deformación extensional en dirección E-O por estructuras con dirección N-S y NO-SE situadas en el sureste de El Salvador, que podrían formar parte de la cuenca extensional denominada Fonseca *pull-apart* (Alvarado et al., 2011).

Nuestro campo de velocidades no ha detectado inicialmente la existencia de deformaciones de compresión asociadas con la convergencia entre las placas del Coco y Caribe, lo cual es coherente con la falta de acoplamiento de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas, tal y como proponen otros autores (Álvarez-Gómez et al. 2008; Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012).

Los resultados obtenidos en las velocidades verticales sugieren que no existe una tendencia clara de levantamiento o subsidencia en la ZFES, lo cual pone en evidencia la falta de acoplamiento de la subducción frente a las costas salvadoreñas.

Aunque es evidente la necesidad de un aumento de la densidad de estaciones, especialmente en la zona oeste de El Salvador y golfo de Fonseca, las velocidades GPS obtenidas en este estudio complementan y mejoran los trabajos realizados anteriormente, dado que proporcionan una mayor cobertura de datos GPS en la zona.

## 7.2. Cinemática de la Zona de Falla de El Salvador. Acoplamiento y tasas de deslizamiento.

Las velocidades obtenidas muestran una tectónica claramente de desgarre dextral a lo largo de la ZFES y sugieren que el límite entre los bloques antearco salvadoreño y Caribe es una zona de deformación que varía a lo largo de la ZFES de oeste a este.

En el segmento oeste de la ZFES, entre los lagos de Coatepeque e Ilopango, la deformación se distribuye en una franja ancha de aproximadamente 30 km entre la cordillera de El Bálsamo, al sur, y la falla de Guaycume, al norte. Esta zona está caracterizada por un movimiento de desgarre dextral con una componente extensional, lo cual es coherente con la extensión del graben Central (Lexa et al., 2011).

En la zona central de la ZFES, entre el lago Ilopango y el río Lempa, la deformación queda concentrada en una franja más estrecha, de aproximadamente 15-20 km, caracterizada por un movimiento de desgarre dextral casi puro. Esta zona comprende el denominado pull-apart del Lempa.

A partir del río Lempa hasta el golfo de Fonseca la deformación se distribuye de forma más compleja hacia el sureste, posiblemente a través de fallas normales con dirección N-S, NO-SE y NNO-SSE limitadas por fallas principalmente de desgarre con dirección ONO-ESE.

La distribución de la deformación a lo largo de la ZFES ratifica la transferencia de la deformación desde los segmentos occidentales de la ZFES hacia estructuras extensionales distribuidas en una amplia zona en la terminación oriental de la zona de falla, resaltando la importancia de estructuras N–S en esta zona.

La cinemática de la ZFES confirma el aumento de la velocidad de este a oeste dentro del bloque antearco, lo cual es coherente con la cinemática regional del bloque de Chortís, ya que la extensión en este bloque es mayor en el sector oeste, que combinado con el pinzamiento del bloque antearco en Guatemala (Álvarez-Gómez et al., 2008), favorece que el movimiento de desgarre sea mayor de este a oeste en El Salvador.

A partir de los resultados de la modelización, se excluye la existencia de una estructura simple con una zona de deslizamiento única a lo largo del arco volcánico en El Salvador, siendo evidente la necesidad de introducir dos bloques (ESE y ESC) intermedios entre los bloques principales Caribe y Arco (o antearco), quedando el modelo de deformación en El Salvador definido por 3 bloques tectónicos (ARCO, ESE y ESC).

El bloque ESE, en el sureste de El Salvador, comprende la zona extensional que abarca la cordillera de Jucuarán-Intipuca, y el Golfo de Fonseca, y sirve de enlace entre los arcos nicaragüense y salvadoreño, formando el denominado *pull-apart* de Fonseca. En este bloque, a partir del segmento de San Miguel, la deformación queda repartida de norte a sur, entre un movimiento de desgarre dextral de ~3 mm/a asociado al segmento San Miguel, una extensión de ~5 mm/a en dirección E-O concentrada fundamentalmente a lo largo de la cordillera Jucuarán-Intipuca, y un movimiento principalmente de desgarre

7.3. Distribución de la deformación en la Zona de Falla de El Salvador

dextral de ~6 mm/a asociado a las fallas de Intipuca, El Espino y Río Grande, al sur. Para el segmento Berlín se estima un movimiento de desgarre dextral de ~8 mm/a.

El bloque ESC comprende el graben Central y el pull-apart del Lempa, poniendo en evidencia que en la actualidad las fallas que limitan el norte del graben son más activas (fallas de Comecayo, Guaycume, San Vicente y Apastepeque), con un movimiento de desgarre dextral prácticamente puro y una tasa media de deslizamiento de ~10 mm/a. Sin embargo, las fallas del sur también son activas pero con una menor tasa de deslizamiento, entre 3,5 y 4,5 mm/a, y un movimiento oblicuo con una componente normal importante, Según nuestro modelo, estas fallas situadas al sur del graben, son las responsables de la componente extensional de la zona. Una excepción son las fallas del sur del segmento San Vicente y Lempa, que registran una componente de desgarre dextral prácticamente pura.

Se estima que el acoplamiento a lo largo de las fallas del arco volcánico salvadoreño es de 0,9 a 1 (entre 90% y 100% de acoplamiento), lo que sugiere que las fallas están casi totalmente bloqueadas desde prácticamente la superficie hasta una profundidad máxima de ~15 km. Sin embargo es necesaria una mayor densificación de estaciones cerca de las principales trazas de la ZFES para la determinación precisa de profundidades de bloqueo. No obstante, es de esperar que las profundidades de bloqueo de los distintos segmentos y fallas de la ZFES sean similares, teniendo en cuenta que deben tener cortezas con reologías y flujos térmicos parecidos.

#### 7.3. Distribución de la deformación en la Zona de Falla de El Salvador

Tanto los valores de las tasas de deformación de las direcciones principales como las tasas de rotación determinados son coherentes con la cinemática de falla de desgarre dextral transtensiva de la ZFES.

Las tasas de deformación y dilatación obtenidas confirman que la deformación se distribuye hacia el sureste a partir del río Lempa, concentrándose en torno a las fallas que limitan el pull-apart del Lempa en la zona central y ampliándose en la zona oeste de la ZFES.

La zona oeste, entre los lagos de Coatepeque e Ilopango, se caracteriza por un predominio de la extensión, coherente con un régimen transtensivo, mediante fallas fundamentalmente de desgarre con componente normal y fallas normales con dirección N-S (Lexa et al., 2011, Canora, 2011).

La zona central, entre el lago de llopango y el río Lempa, donde la deformación queda concentrada principalmente en el pull-apart del Lempa, con un predominio de la componente de desgarre. Esta distribución de tasas de deformación claramente coincide con la componente extensional y de desgarre del pull-apart del Lempa.

Al este del río Lempa, se obtienen los máximos de extensión y dilatación, coincidiendo con la zona volcánica de Berlín, Usulután y San Miguel, lo cual sugiere que parte de esta deformación es debida a la actividad volcánica de la zona.

El SE de la ZFES se caracteriza por una menor tasa de deformación y una extensión en dirección ~E-O.

A lo largo de la ZFES se observa un claro predominio de la rotación en sentido de las agujas del reloj, lo cual es coherente con la cinemática dextral de la ZFES. Los valores máximos coinciden con la zona del pull-apart del Lempa, sugiriendo que la zona de cizalla

dextral se superpone con las fallas en dirección E-O formando el *pull-apart*, generando bloques corticales con mayor capacidad de rotación.

#### 7.4. Movimiento del antearco salvadoreño. Implicaciones tectónicas

Nuestros resultados indican que el grado de acoplamiento en la interfase de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas es prácticamente nulo. Lo cual está de acuerdo con los resultados obtenidos en algunos estudios basados en observaciones GPS en esta zona (Lyon-Caen et al., 2006; Correa-Mora et al., 2009).

Se estima un movimiento a largo plazo del antearco salvadoreño de 13,5 ± 1 mm/a en dirección ~NO relativo a la placa Caribe, resultando ser mayor que lo esperado dada la ausencia de oblicuidad en la convergencia de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas. Este valor está de acuerdo con los valores obtenidos por Correa-Mora et al. (2009) y Alvarado (2008) a partir de datos GPS.

La diferencia de comportamiento y movimiento entre los dos arcos volcánicos, salvadoreño y nicaragüense, no puede ser resuelta por nuestros modelos. Sin embargo, nuestros resultados sugieren la existencia de una zona de transición extensional entre ambos arcos en el sureste de El Salvador y Golfo de Fonseca, que sirva de enlace entre ambos y que asuma la diferencia de deformación y comportamiento prevista entre ellos (Cáceres et al., 2005; Funk et al., 2009).

Esto está de acuerdo con Alvarado et al. (2011), el cual también plantea un modelo *pull-apart* en el golfo de Fonseca. La falta de datos en esta zona no permite determinar claramente los bordes sur y este de este bloque que define el *pull-apart*, proponiendo una geometría donde el golfo de Fonseca quedaría dentro del bloque de transición entre ambos arcos, situando el borde sur en el sureste de El Salvador sobre las trazas de las fallas cercanas a la costa.

Nuestros datos y modelos apoyan a priori la hipótesis de que el arco salvadoreño es arrastrado por el movimiento de la placa Norteamérica debido al pinzamiento de este bloque en el punto tripe difuso situado frente a las costas mejicanas y que el bloque del *pull-apart* del golfo de Fonseca es una zona extensional que funciona como zona de transición entre los arcos salvadoreño y nicaragüense. Así pues, la existencia o no de partición en el deslizamiento de la fosa no es la clave que define el estado de esfuerzos en el antearco centroamericano.

## 7.5. Implicaciones en la evaluación de la amenaza símica en El Salvador

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten mejorar la estimación de la amenaza sísmica en El Salvador, pudiendo introducir algunas fallas modelizadas como fuentes sismogenéticas independientes en el cálculo. Esto permitirá aplicar un método híbrido, con zonas sismogenéticas y fallas con datos conocidos, obteniendo un mapa de amenaza sísmica más fiable y preciso para El Salvador.

En este estudio no se ha tenido en cuenta la influencia de la zona de subducción, así como la sismicidad asociada a otras fallas locales, introduciendo únicamente las fallas modelizadas, con datos geométricos y cinemáticos, en el cálculo de la amenaza, por lo que

7.5. Implicaciones en la evaluación de la amenaza símica en El Salvador

nuestros mapas representarían valores mínimos entre los que cabe obtener si se incluyen también los escenarios de subducción y se estima la amenaza total.

No obstante, los resultados obtenidos han permitido obtener los periodos de recurrencia para los terremotos característicos de cada uno de los segmentos analizados, lo cual es un avance importante y fundamental para el conocimiento de la amenaza sísmica de El Salvador.

Se ha realizado un análisis de sensibilidad en el cálculo de la amenaza de los distintos parámetros geométricos y cinemáticos de las fallas estudiadas, a continuación se resumen los resultados más destacables obtenidos en este análisis:

- Es importante analizar con detalle la longitud de los segmentos en los que puede romper cada falla, lo que mejora el cálculo del ciclo sísmico y por tanto el conocimiento del periodo de recurrencia de cada falla. Sin embargo, no resulta tan importante el conocimiento preciso de la profundidad de bloqueo para el cálculo del periodo de recurrencia.
- Las distribuciones comúnmente utilizadas para describir el ciclo sísmico de una falla son idóneas para el estudio de intervalos o periodos de exposición menores que el periodo de recurrencia de las fallas analizadas, siendo muy poco realistas para intervalos mayores.
- El grado de precisión en el cálculo del periodo de recurrencia depende directamente del grado de precisión con el que se han estimado las tasas de deslizamiento de cada falla.
- El uso de los distintos modelos de atenuación utilizados en el cálculo de la amenaza no supone variaciones significativas en los valores finales de la PGA.
- La disminución del área de la falla debido a la disminución de la profundidad supone un aumento del valor de la PGA fundamentalmente sobre la falla, obteniendo valores muy parecidos en el entorno y lejos de la falla.

Es importante el conocimiento de datos históricos y geológicos en fallas concretas, que permitan caracterizar con más detalle la distribución empírica de probabilidad de ocurrencia de un evento, y por tanto el conocimiento con mayor precisión del ciclo sísmico de cada falla, así como el momento en el que se encuentra cada falla dentro de su ciclo sísmico.

#### Interrogantes

El desarrollo de esta tesis ha permitido mejorar el conocimiento del comportamiento actual de la Zona de Falla de El Salvador y obtener unos valores de tasas de deslizamiento, profundidad de bloqueo, grado de acoplamiento y periodos de recurrencia de los diferentes segmentos que forman la ZFES, hasta ahora desconocidos, que mejoran la evaluación de la amenaza sísmica de la zona. No obstante, como en todo estudio de carácter científico, la realización de esta tesis ha generado muchas más preguntas que respuestas.

¿Las tasas de deslizamiento estimadas se pueden atribuir a una sola rama principal de la ZFES? ¿Cuáles serían los valores mínimos para cada falla?

¿Cómo se reparte la deformación entre las fallas del norte y sur del graben Central de El Salvador? ¿Existe realmente una falta de acoplamiento en las fallas del borde sur del graben Central?

¿Qué deformación extensional se puede atribuir a la tectónica y cuál a la actividad volcánica?

¿Cómo quedaría definido el bloque extensional del pull-apart de Fonseca? ¿Cuáles serían los bordes sur, este y oeste de este bloque?

¿Pueden ser tratados los antearcos nicaragüense y salvadoreños como bloques diferentes? ¿Se mueven ambos antearcos de forma independiente?

¿Es posible que el movimiento del antearco centroamericano esté generado por la combinación de la fuerza de arrastre debido al pinzamiento de este bloque con la placa Norteamericana y de empuje producida por la colisión de la cresta del Coco frente a las costas costarricenses?

¿Cómo se comporta el golfo de Fonseca y la depresión de Honduras dentro de este sistema?

¿Cómo se transfiere la deformación a la falla de Jalpatagua en el oeste de El Salvador? ¿En esta zona, se concentra la deformación en una sola falla o es una zona amplia de deformación como en la ZFES?

¿Es posible cuantificar el efecto postsísmico del terremoto de febrero de 2001 con los datos disponibles?

¿Cómo mejorarían los cálculos de peligrosidad con otros modelos de recurrencia? ¿Y con otras distribuciones del ciclo sísmico?

¿Cómo se podría introducir la falta de acoplamiento de la zona de subducción frente a las costas salvadoreñas en los modelos de peligrosidad sísmica?

A pesar de todos estos interrogantes y otros mucho más que surgirán en el futuro, esta tesis ha aportado nuevos conocimientos a la tectónica activa de la zona, abriendo nuevas líneas de profundización futura.

# Chapter 7 Final Conclusions

Having discussed the implications of our study and reached partial conclusions in each of the chapters, in this last chapter we present a synthesized version of key conclusions and their implications both for active tectonics and for evaluating seismic hazard for the area.

El Salvador is in northern Central America, on the active northeastern margin of the Caribbean plate. It is located on the boundary between the Coco and Caribbean plates, which is characterized by the Cocos plate subduction under the Caribbean plate at a velocity of over 70 mm/yr (DeMets, 2001). El Salvador has one of the most complex tectonic regimes of any country in Central American. This convergence also translates into the existence of a strike-slip fault system on the continent aligned with a volcanic chain with significant activity. The velocity of these faults, the El Salvador Fault Zone (ESFZ) cuts across the country from east to west at up to 14 mm/yr (Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012) and is responsible for frequent earthquakes, including some of high magnitude, like the one on February 13<sup>th</sup> 2011 which registered M<sub>w</sub> 6.6 (Canora et al., 2010). According to Álvarez-Gómez (2009), the ESFZ is an important structure for seismicity and trench-parallel strike-slip movements.

The present thesis consists of geodesic studies that complement paleoseismic and seismological studies that are being carried out in the area by determining the deformation currently being produced in the ESFZ, making it possible to identify kinematic behavior for the main fault segments that make up the ESFZ, their stress-build rates based on the deformation velocity based on elastic deformation rate and using this data to evaluate

seismic hazard in the area. To this end, in 2007, a dense network covering the study area was established and measurements were taken in four GPS campaigns during the period from 2007 to 2012. This thesis presents the preliminary results, conclusions and implications obtained based on the GPS data compiled over this 5-year period, which have been essential to understanding and learning about the kinematics in this area. The deformation field obtained from the original data, the estimates of locking depth, strike-slip rates and degree of coupling and the recurrence periods obtained for characteristic earthquakes are all important and essential steps towards learning about this fault system and seismic hazard in this country.

The following is a synthesis of the key conclusions reached in this thesis.

#### 7.1. Velocity Field Associated with the El Salvador Fault Zone

The most notable characteristic of our velocity field compared to a fixed Caribbean plate is clearly the dominance of movement oriented WNW-ESE (~290°), practically perpendicular to the convergence angle between the Coco and Caribbean plates at  $20^{\circ} \pm 2$  (DeMets et al., 2010), with notably decreased movement towards the north, reaching values close to zero in stations located in the Salvadoran back-arc. This displacement pattern is typical of a locked strike-slip fault and is coherent with the results obtained by other researchers in the area on a regional level (Corre-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011).

The velocities observed reach their maximum values to the south of the volcanic arc, near the Salvadoran coast, reaching values of up to ~12 mm/yr. Values decrease toward the interior, reaching ~2 mm/yr in stations located in the Salvadoran back-arc, which moves almost in solidarity with the Caribbean plate. In the central part of El Salvador, near the Salvadoran volcanic arc and behind the main structures that comprise the ESFZ, intermediate velocities between 4 mm/yr and 9 mm/yr are obtained due to the fact that these stations are located within the ESFZ area of influence, accommodating part of the deformation associated with this structure.

In the forearc block, there is a notable increase in east-west velocity, from ~5 mm/yr in the east, near the Gulf of Fonseca, up to ~12 mm/yr in the west. This difference could be explained by the accommodation and distribution of extensional E-W deformation in structures located in southeastern El Salvador and moving N-S or NW-SE that could form part of the extensional basin known as the Fonseca pull-apart (Alvarado et al., 2011).

Our velocity field did not initially detect the existence of compression deformations associated with convergence between the Coco and Caribbean plates. This is coherent with the lack of coupling in the subduction zone off the Salvadoran coast, as suggested by other authors (Álvarez-Gómez et. Al. 2008; Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011; Franco et al., 2012).

The results obtained for the vertical velocities suggest that there is no clear uplift or subsidence trend in the ESFZ, which indicates a lack of coupling in the subduction zone off the Salvadoran coast.

Although there is an obvious need to increase the density of stations, especially in western El Salvador and in the Gulf of Fonseca, the GPS velocities obtained in this study complement and enhance the previous works by providing greater GPS data coverage in the area.

## **7.2** Kinematics of the El Salvador Fault Zone. Coupling and Strike-slip Rates

The velocities obtained clearly indicate dextral strike-slip tectonics throughout the ESFZ, also suggesting that the boundary between the Salvadoran and Caribbean forearc blocks is a deformation zone that varies throughout the ESFZ from west to east.

In the western segment of the ESFZ, between Coatepeque and Ilopango Lakes, deformation is distributed along a wide strip of approximately 30 km between the El Bálsamo Mountain Range to the south and the Guaycume Fault to the north. This area is characterized by a dextral strike-slip movement with an extensional component, which is coherent with the Central graben extension (Lexa et al., 2011).

In the central ESFZ area, between Lake Ilopango and the Lempa River, deformation is concentrated in a narrower strip of about 15-30 km, characterized by an almost pure dextral strike-slip movement. This area comprises the so-called Lempa pull-apart.

From the Lempa River to the Gulf of Fonseca, deformation has a more complex distribution towards the southeast; possibly through normal faults oriented N-S, NW-SE and NNW-SSE and bordering mainly on strike-slip faults oriented WNW-ESE.

Deformation distribution throughout the ESFZ ratifies the transference of deformation from the western segments of the ESFZ towards extensional structures distributed in a wide area along the eastern border of the fault zone, which indicates the importance of N-S structures in this area.

The kinematics of the ESFZ confirms an increase in east to west velocity within the forearc block, which is coherent with the regional kinematics of the Chortís Block, as extension is greater in the western part of this block, which, combined with the pinning of the forearc block in Guatemala (Álvarez-Gómez et al., 2008), favors east to west strike-slip movement in El Salvador.

Based on the results of this modeling, it is possible to exclude the existence of a simple structure with a single strike-slip zone along the volcanic arc in El Salvador, as there is an evident need to introduce two intermediate blocks (ESE and ESC) between the main Caribbean and Arc (or forearc) blocks, thus defining the deformation model for El Salvador in 3 tectonic blocks (ARC, ESE and ESC).

The ESE block, in southeastern El Salvador, comprises the extensional area that spans the Jucuarán-Intipuca Mountain Range and the Gulf of Fonseca and serves as a link between the Nicaraguan and Salvadoran arcs, forming the so-called Fonseca pull-apart. In this block, starting from the San Miguel segment, deformation is distributed from north to south, between the ~3 mm/yr dextral strike-slip movement associated with the San Miguel segment, a ~5 mm/yr E-W extension mainly concentrated along the Jucuarán-Intipuca Mountain Range, and a mainly dextral ~6 mm/yr strike-slip movement associated with the Intipuca, El Espino and Río Grande faults to the south. For the Berlin segment, the estimated dextral strike-slip movement is ~8 mm/yr. The ESC block comprises the Central graben and the Lempa pull-apart, indicating that, at present, faults along the northern edge of the graben are more active (Comecayo, Guaycume, San Vicente and Apastepeque Faults), with an almost pure dextral strike-slip movement and an average strike-slip rate of ~10 mm/yr. Nevertheless, the southern faults are also active albeit with a lower strike-slip rate, between 3.5 and 4.5 mm/yr, and an oblique movement with a significant normal 7.3. Deformation Distribution in the El Salvador Fault Zone

component. According to our model, these faults located south of the graben are responsible for the extensional component in the area. One exception are the faults in the southern San Vicente and Lempa segments, which register a nearly pure dextral strike-slip component.

It is estimated that coupling along the faults of the Salvadoran volcanic arc is between 0.9 and 1 (between 90% and 100% coupling), which suggests that these faults are almost completely locked practically from the surface level up to a maximum depth of ~15 km. Nevertheless, a greater densification of stations near the main ESFZ lines is necessary in order to more precisely determine the depth of locking. However, locking depths for the various segments and faults in the ESFZ are probably similar, given that the crusts probably have a similar rheology and thermal flux.

#### 7.3. Deformation Distribution in the El Salvador Fault Zone

Both the values of the deformation rates and main directions and the estimated rate of rotation are coherent with the ESFZ's transtensive dextral strike-slip fault kinematics.

The deformation and dilation rates obtained confirm that deformation is distributed towards the southeast starting from the Lempa River, concentrating around the faults that border on the Lempa pull-apart in the central zone and extending from the western zone of the ESFZ.

The western zone, among the Coatepeque and Ilopango Lakes, is characterized by a predominance of extension, coherent with a transtensive regime, mainly through strike-slip faults with a normal component and N-S normal faults (Lexa et al., 2011, Canora, 2011).

In the central area, between Ilopango Lake and the Lempa River, where deformation is mainly concentrated in the Lempa pull-apart, there is a predominance of the strike-slip component. This distribution of deformation rates clearly coincides with the extensional and strike-slip components of the Lempa pull-apart.

Maximum extension and dilation values are obtained east of the Lempa River, coinciding with the Berlín, Usulután and San Miguel volcanic zone, which suggests that part of this deformation is due to the area's volcanic activity.

The SE of the ESFZ is characterized by a lower deformation rate and an extension oriented ~E-W.

Throughout the ESFZ it is possible to observe a clear predominance of clockwise rotation, which is coherent with the ESFZ's dextral kinematics. Maximum values coincide with the Lempa pull-apart zone, suggesting that the dextral shear area overlaps with the E-W faults to form the pull-apart, generating crustal blocks with a greater rotation capacity.

#### 7.4 Salvadoran Forearc Movement. Tectonic Implications

Our results indicate that the degree of coupling at the interface of the subduction zone off the Salvadoran coastline is practically zero. This is in agreement with the results obtained in studies based on GPS observations in this area (Lyon-Caen et al., 2006; Correa-Mora et al., 2009).

The long-term movement of the Salvadoran forearc is estimated at 13,5  $\pm$  1 mm/yr  $\sim$ NO with respect to the Caribbean plate, which is greater than expected given the absence

of oblique convergence in the subduction zone off the coast of El Salvador. This value is coherent with the values obtained by Correa-Mora et. al. (2009) and Alvarado (2008) based on GPS data.

The differences in behavior and movement between the two volcanic arcs, Salvadoran and Nicaraguan, cannot be resolved using our models. Nevertheless, our results suggest the existence of an extensional transition zone between the two arcs in the southeast of El Salvador and the Gulf of Fonseca, which serves as a link between the two and is responsible for the difference in predicted deformation and behavior between the arcs (Cáceres et al., 2005; Funk et al., 2009).

This is coherent with Alvarado et. al. (2011), who also propose a pull-apart model in the Gulf of Fonseca. Due to the lack of data in this area, it is not possible to clearly determine the southern and eastern boundaries of this block which define the pull-apart, suggesting a geometry in which the Gulf of Fonseca lies within the transition block between the two arcs, located on the southern border and in the southeast of El Salvador over the fault lines near the coast.

A priori, our data and models support the hypothesis that the Salvadoran arc is dragged by the movement of the North American plate due to this block's encroachment on the diffuse triple point located off the coast of Mexico and that the pull-apart block in the Gulf of Fonseca is an extensional area that functions as a transition area between the Salvadoran and Nicaraguan arcs. Thus, the existence of a partition in the trench's creep or lack thereof is not key to defining the state of stress forces in the Central American forearc.

#### 7.5. Implications for Evaluating Seismic Hazard in El Salvador

The results obtained in this thesis help improve estimates of seismic hazard in El Salvador by introducing modeled faults as independently estimated seismogenic sources. This makes it possible to apply a hybrid method, in combination seismogenic zones and faults with known data, thus obtaining a more reliable and accurate map of seismic hazard for El Salvador.

The present study does not account for the influence of the subduction zone, or seismicity associated with local faults; in estimating hazard, it introduces only the geometric and kinematic data for modeled faults, this means that our maps represent minimum values compared to what might be obtained were we to also include subduction scenarios and estimate the total hazard.

A sensibility analysis of the hazard estimate for the various geometric and kinematic parameters of the faults studied was also conducted, and the key results obtained from this analysis are summarized below:

- It is important to carry out a detailed analysis of the length of segments into which each fault might break up; this improves the estimate of seismic cycles thereby providing additional information about the recurrence period for each fault. However, in estimating the recurrence period, determining the precise locking depth is less important.
- The distributions commonly used to describe the seismic cycle of a fault are ideal for studying intervals or periods of exposure shorter than the recurrence period for the faults analyzed. These distributions are not at all realistic for greater intervals.

7.5. Implications for Evaluating Seismic Hazard in El Salvador

- The degree of accuracy in calculating the recurrence period is directly dependent on the degree of accuracy in estimating strike-slip rates for each fault.
- Using various attenuation models in estimating the hazard does not produce significant variations in final PGA values.
- The decrease in the fault's area due to decreased depth produces an increase in the PGA value, particularly on top of the fault, obtaining similar values in the surrounding area and far away from the fault.

It is important to keep track of historic and geological data for specific faults, as these allow for a more detailed characterization of the empirical distribution of probability of an event's occurrence and, therefore, they make it possible to more accurately determine the seismic cycle for each fault, as well as each fault's moment within its seismic cycle.

#### **Questions.**

This thesis has made it possible to learn more about the actual behavior of the El Salvador Fault Zone and determine hitherto unknown values for strike-slip rates, locking depths, degree of coupling and recurrence periods for the various segments that make up the ESFZ, which will help improve assessment of seismic hazard in the area. Nevertheless, as with any scientific study, the thesis has generated many more questions than answers.

Can the estimated strike-slip rates be attributed to a single main branch of the ESFZ? What are the minimum values for each fault?

How is deformation distributed among the northern and southern faults of the Central El Salvador Graben? Is there really a coupling fault in the faults along the southern border of the Central Graben?

To what degree is extensional deformation attributed to tectonics vs. volcanic activity?

How is the extensional block of the Fonseca pull-apart delimited? Where are the southern, eastern and western boundaries of this block?

Is it possible to treat the Nicaraguan and Salvadoran forearcs as different blocks? Do the two forearcs move independently?

Is it possible that the Central American forearc movement is generated by a combination of drag force due to the pinning of this block with the North American plate and the push force produced by the Coco Crest's collision off the coast of Costa Rica?

How do the Gulf of Fonseca and the Honduran depression behave within this system?

How is deformation transferred to the Jalpatagua Fault in western El Salvador? Is deformation concentrated in a single area in this zone? Or does it have a wide area of deformation like the ESFZ?

Is it possible to quantify the post-seismic effect of the February 2001 earthquake with available data?

How would hazard estimates improve with other recurrence models? What about with other distributions of the seismic cycle?

How could the lack of coupling in the subduction zone off the Salvadoran coast be included in seismic hazard models?

Despite all these questions and many others that may come up in the future, this thesis has provided new data about tectonic activity in the zone, opening new lines for further future research.

## Apéndice A. Coordenadas de las soluciones obtenidas en cada campaña

Tabla A.1. Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET07. Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008, época 2007,86.

Table A.1. ZFESNET07 campaign coordinates solution. ZFESNet GPS station coordinates relative to ITRF2008, epoch 2007,86.

		U	Uncertainties			
Ctation nome	Latituda (°NI)		(), (), (), (), (), (), (), (), (), (),	East	North	Up
Station name	Latitude ( N)	Longitude (E)	Height (m)	(mm)	(mm)	(mm)
AIES	13,4472573	-89,0503964	37,770	0,5	0,5	2,0
AMAT	13,4052455	-87,9988899	126,395	2,0	2,0	8,5
BT10	13,5289567	-88,5071149	539,668	2,5	2,5	10,5
CABA	13,7277427	-88,6770020	344,652	2,0	2,0	9,0
CARM	13,7265031	-88,8984710	869,220	2,0	2,0	8,5
CARR	13,6692257	-88,7277213	485,950	1,5	1,0	5,5
CEGD	13,9394981	-88,9017033	252,438	2,0	2,0	9,0
CH15	13,6224305	-88,5611536	42,554	1,5	1,0	5,5
CHET 40526M001	18,4952767	-88,2992247	2,949	0,5	0,5	1,5
CSJO	13,4865013	-88,3860819	624,075	2,5	2,0	10,5
GUAT 40901S001	14,5904042	-90,5201828	1519,870	0,5	0,5	2,0
ICHA	13,5602770	-88,7162364	360,376	2,0	2,0	8,5
JUCU	13,2528692	-88,2495832	726,183	2,5	2,0	9,0
LOLO	13,5589212	-88,3685052	741,699	1,5	1,5	7,0
LPIN	13,6804402	-87,9194814	261,833	2,5	2,0	11,5
LSSJ	13,3780315	-88,1979532	85,732	2,0	2,0	9,0
MANA 41201S001	12,1489386	-86,2489938	71,035	0,5	0,5	1,5
MIGL	13,5285729	-88,1500282	211,970	2,5	2,0	11,0
NONU	13,5740815	-88,9520188	445,973	1,5	1,5	6,5
OPAC	13,7218034	-88,3666966	241,020	2,5	2,5	11,5
OSIC	13,8138715	-88,1456546	472,636	2,5	2,0	10,5
PASA	13,5917734	-87,8322239	67,260	2,5	2,0	9 <i>,</i> 5
PRUS	13,3470912	-88,6053907	46,126	1,5	1,5	6,5
ROSA	13,7680766	-88,9036733	745,905	2,0	2,0	9,5
SAIN	13,3248457	-87,8152572	15,867	2,0	2,0	8,5
SBAR	13,6339438	-88,3541758	261,570	2,0	1,5	7,5
SCAR	13,6382963	-88,0829440	213,172	2,5	2,0	10,5
SNJE	13,8682469	-89,6006921	1658,888	0,5	0,5	2,0
SSIA 41401S001	13,6970851	-89,1165953	626,636	0,5	0,5	1,5
SVIC	13,6303499	-88,7871782	403,120	2,5	2,0	10,0
TEG1 41101S002	14,0900733	-87,2056451	951,316	0,5	0,5	2,0
USUL	13,3799158	-88,4841734	240,467	2,0	1,5	8,0
VMIG	13.3961487	-88.3046351	376,808	0.5	0.5	2.0

Tabla A.2. Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET08. Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008, época 2008,85.

Table A.2. ZFESNET08 campaign coordinates solution. ZFESNet GPS station coordinates relative to ITRF2008, epoch 2008,85.

	Coordinates			Uncertainties			
Station name	Latituda (°NI) Longi	Longitudo (°E)	Hoight <sup>a</sup> (m)	East	North	Up	
Station name	Latitude ( N)	Longitude (L)	neight (m)	(mm)	(mm)	(mm)	
AIES	13,4472574	-89,0503964	37,775	0,5	0,5	2,0	
AMAT	13,4052456	-87,9988899	126,393	2,5	2,5	10,5	
BT10	13,5289567	-88,5071149	539,663	2,5	2,5	12,0	
CABA	13,7277428	-88,6770019	344,649	2,5	2,0	9,5	
CARM	13,7265032	-88,8984709	869,225	2,5	2,0	9,5	
CARR	13,6692258	-88,7277212	485,955	1,5	1,5	7,0	
CEGD	13,9394982	-88,9017032	252,447	2,0	2,0	9,5	
CH15	13,6224306	-88,5611536	42,562	1,0	0,5	3,5	
CHET 40526M001	18,4952767	-88,2992247	2,952	0,5	0,5	1,5	
CNR1	13,6704398	-89,2890102	926,670	0,5	0,5	2,0	
CSJO	13,4865014	-88,3860819	624,084	2,5	2,5	12,0	
ELEN 40902S001	16,9160560	-89,8676139	118,129	1,0	0,5	3,5	
GUAT 40901S001	14,5904042	-90,5201827	1519,871	0,5	0,5	1,5	
GUAY	13,8410852	-89,1623010	468,600	2,0	2,0	8,5	
ICHA	13,5602771	-88,7162364	360,384	2,0	2,0	9,0	
JUCU	13,2528693	-88,2495832	726,182	2,0	2,0	9,0	
LOLO	13,5589213	-88,3685051	741,708	1,5	1,5	6,5	
LPIN	13,6804402	-87,9194813	261,839	1,5	1,5	7,5	
LSSJ	13,3780316	-88,1979530	85,745	2,0	2,0	9 <i>,</i> 5	
MANA 41201S001	12,1489386	-86,2489937	71,030	0,5	0,5	1,5	
MIGL	13,5285729	-88,1500281	211,978	1,5	1,5	6,5	
MNGO	13,9650938	-89,1974178	319,466	2,5	2,0	9,5	
NONU	13,5740817	-88,9520189	445,983	2,5	2,0	10,5	
OPAC	13,7218035	-88,3666965	241,032	2,0	2,0	10,0	
OSIC	13,8138715	-88,1456545	472,640	1,5	1,5	6,5	
PASA	13,5917734	-87,8322238	67,269	2,0	2,0	9,0	
PLAY	13,7932318	-89,3452446	484,539	2,0	1,5	8,0	
PRUS	13,3470913	-88,6053906	46,138	2,5	2,0	9,5	
RIOG	13,8239508	-88,5777660	582,056	2,5	2,0	9,5	
ROSA	13,7680766	-88,9036732	745,915	2,5	2,0	9,5	
SAIN	13,3248457	-87,8152572	15,866	2,0	1,5	7,5	
SBAR	13,6339438	-88,3541757	261,583	2,5	2,0	10,0	
SCAR	13,6382964	-88,0829439	213,187	2,5	2,0	10,0	
SNJE	13,8682470	-89,6006921	1658,887	0,5	0,5	2,0	
SSIA 41401S001	13,6970851	-89,1165953	626,637	0,5	0,5	1,5	
SVIC	13,6303499	-88,7871781	403,128	1,5	1,5	6,5	
TACA	13,9699847	-89,3536106	338,625	2,5	2,0	9,5	
TEG1 41101S002	14,0900733	-87,2056450	951,321	0,5	0,5	2,0	
USUL	13,3799158	-88,4841735	240,463	2,0	2,0	8,5	
VIEJ	13,5148971	-88,9883559	86,286	2,5	2,0	10,5	
VMIG	13,3961488	-88,3046351	376,811	0,5	0,5	2,0	

Tabla A.3. Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET10. Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008, época 2010,32.

Table A.3.	ZFESNET10	campaign	coordinates	solution.	ZFESNet	GPS station	coordinates	relative to	ITRF2008,	epoch
2010,32.										

	Coordinates			Uncertainties			
Station name	Latitude (°N)	Longitudo (°E)	Height <sup>a</sup> (m)	East	North	Up	
Station name		Longitude (E)	Height (III)	(mm)	(mm)	(mm)	
AIES	13,4472575	-89,0503964	37,779	0,5	0,5	2,0	
AMAT	13,4052457	-87,9988898	126,390	3,0	2,5	10,5	
BT10	13,5289568	-88,5071149	539,676	2,5	2,0	10,5	
CABA	13,7277429	-88,6770017	344,660	3,0	2,5	11,0	
CARM	13,7265033	-88,8984708	869,227	2,5	2,5	10,0	
CARR	13,6692259	-88,7277210	485,951	2,5	2,0	10,5	
CEGD	13,9394983	-88,9017030	252,461	3,0	2,5	10,5	
CH15	13,6224307	-88,5611534	42,571	1,0	1,0	4,0	
CHET 40526M001	18,4952767	-88,2992249	2,947	0,5	0,5	2,0	
CNR1	13,6704399	-89,2890101	926,668	0,5	0,5	2,0	
CSJO	13,4865015	-88,3860818	624,092	3,0	2,5	10,5	
ELEN 40902S001	16,9160560	-89,8676140	118,132	0,5	0,5	1,5	
GUAT 40901S001	14,5904043	-90,5201826	1519,873	0,5	0,5	1,5	
GUAY	13,8410853	-89,1623009	468,590	2,0	1,5	7,5	
ICHA	13,5602772	-88,7162363	360,389	3,0	2,5	11,0	
JUCU	13,2528695	-88,2495831	726,195	3,0	2,5	11,5	
LOLO	13,5589214	-88,3685049	741,707	2,0	1,5	7,0	
LPIN	13,6804404	-87,9194812	261,831	3,0	2,5	11,5	
LSSJ	13,3780316	-88,1979532	85,737	3,5	3,0	12,5	
MANA 41201S001	12,1489387	-86,2489936	71,029	0,5	0,5	2,0	
MIGL	13,5285731	-88,1500280	211,966	1,5	1,5	6,5	
MNGO	13,9650939	-89,1974177	319,474	3,0	2,5	11,5	
NONU	13,5740818	-88,9520188	445,980	8,0	3,0	14,0	
OPAC	13,7218036	-88,3666964	241,020	3,0	3,0	13,0	
OSIC	13,8138717	-88,1456543	472,643	3,0	2,5	11,5	
PASA	13,5917735	-87,8322237	67,255	2,5	2,0	9,5	
PLAY	13,7932319	-89,3452444	484,524	2,5	2,0	9,5	
PRUS	13,3470914	-88,6053906	46,127	2,5	2,0	9,0	
RIOG	13,8239509	-88,5777658	582,066	2,5	2,0	10,0	
SAIN	13,3248459	-87,8152571	15,871	3,0	2,5	12,0	
SBAR	13,6339440	-88,3541756	261,571	3,0	2,5	11,5	
SCAR	13,6382965	-88,0829437	213,170	2,5	2,0	9 <i>,</i> 5	
SNJE	13,8682471	-89,6006920	1658,886	0,5	0,5	2,0	
SSIA 41401S001	13,6970852	-89,1165952	626,639	0,5	0,5	1,5	
SVIC	13,6303500	-88,7871781	403,127	2,0	1,5	6,5	
TACA	13,9699848	-89,3536105	338,628	2,5	2,0	10,0	
TEG1 41101S002	14,0900735	-87,2056448	951,321	0,5	0,5	2,0	
USUL	13,3799159	-88,4841733	240,478	2,0	1,5	7,0	
VIEJ	13,5148972	-88,9883559	86,287	8,5	3,0	15,5	
VMIG	13,3961489	-88,3046350	376,821	0,5	0,5	2,5	

Tabla A.4. Coordenadas obtenidas en la solución de la campaña ZFESNET12. Coordenadas de las estaciones GPS de la ZFESNet respecto a ITRF2008, época 2012,37

Table A.4. ZFESNET12 campaign coordinates solution. ZFESNet GPS station coordinates relative to ITRF2008, epoch 2012.37.

_	Coordinates				Uncertainties		
Station name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Hoight <sup>a</sup> (m)	East	North	Up	
Station name			Height (III)	(mm)	(mm)	(mm)	
AIES	13,4472576	-89,0503964	37,786	0,5	0,5	2,0	
AMAT	13,4052458	-87,9988897	126,397	2,5	2,5	10,5	
BT10	13,5289569	-88,5071149	539,665	2,5	2,5	12,0	
CABA	13,7277431	-88,6770016	344,668	2,0	2,0	8,0	
CARM	13,7265034	-88,8984706	869,229	2,5	2,0	9,5	
CARR	13,6692260	-88,7277209	485,960	2,0	1,5	7,0	
CEGD	13,9394984	-88,9017028	252,451	2,5	2,0	9,5	
CH15	13,6224308	-88,5611534	42,561	1,0	1,0	4,5	
CHET 40526M001	18,4952767	-88,2992251	2,950	0,5	0,5	1,5	
CNR1	13,6704399	-89,2890101	926,692	0,5	0,5	2,0	
CSJO	13,4865016	-88,3860817	624,083	3,0	2,5	11,5	
GUAY	13,8410855	-89,1623007	468,591	2,0	2,0	9,0	
ICHA	13,5602774	-88,7162362	360,401	3,0	2,5	11,5	
JUCU	13,2528696	-88,2495831	726,176	2,5	2,0	10,5	
LOLO	13,5589215	-88,3685047	741,696	1,5	1,5	7,0	
LPIN	13,6804405	-87,9194810	261,838	3,0	2,5	13,0	
LSSJ	13,3780318	-88,1979532	85,728	3,0	2,5	13,0	
MANA 41201S001	12,1489389	-86,2489935	71,016	0,5	0,5	1,5	
MIGL	13,5285731	-88,1500279	211,967	1,0	1,0	5,0	
MNGO	13,9650940	-89,1974174	319,496	3,0	2,5	13,0	
NONU	13,5740819	-88,9520188	445,995	3,0	2,5	12,0	
OPAC	13,7218038	-88,3666962	241,033	3,0	3,0	14,0	
OSIC	13,8138718	-88,1456543	472,642	2,5	2,5	11,5	
PASA	13,5917736	-87,8322235	67,258	2,5	2,0	9,5	
PLAY	13,7932320	-89,3452444	484,555	2,5	2,5	11,0	
PRUS	13,3470916	-88,6053905	46,140	2,5	2,0	9,5	
RIOG	13,8239510	-88,5777657	582,062	2,5	2,0	9,0	
SAIN	13,3248460	-87,8152569	15,866	2,5	2,5	11,0	
SBAR	13,6339441	-88,3541754	261,586	3,0	2,5	12,5	
SCAR	13,6382966	-88,0829436	213,189	2,5	2,0	10,5	
SNJE	13,8682472	-89,6006919	1658,879	0,5	0,5	2,0	
SSIA 41401S001	13,6970853	-89,1165950	626,643	0,5	0,5	1,0	
SVIC	13,6303503	-88,7871779	403,124	2,0	1,5	8,0	

# Apéndice B. Series temporales GPS de las estaciones de la ZFESNet



Figura B.1. Posiciones GPS de la ZFESNet (relativas a ITRF2008) en función del tiempo. Eje horizontal representa los años desde 2007 hasta 2013. Eje vertical representa las componentes este, norte y vertical en mm. Barras de error de las tablas A.1, A.2, A.3 y A.4. En azul la pendiente de la recta que mejor se ajusta a partir de un ajuste mínimo cuadrático, velocidades dadas en la tabla 3.6. Las rectas y posiciones en rojo son corregidas del efecto cosísmico del terremoto del 28 de mayo de 2009 de la falla de las Islas de Swan.

Figure B.1. ZFESNet GPS positions (relative to ITRF2008) as function of time. Horizontal axes are for the years of about 2007-2013. Vertical axes are east, north and vertical components in mm. Error bars tables from tables A.1, A.2, A.3 y A.4. In blue slope of best fit line from weighted least squares gives velocities in table 3.6. In red positions and slope corrected for co-seismic offsets from the May 28, 2009 Swan Islands fault earthquake.

A. Staller Vázquez



Figure B.1. (Continued).



Figure B.1. (Continued).



Figure B.1. (Continued).



Figure B.1. (Continued).

### Bibliografía

- Abadías N. L., González, A., Gómez, J. B. y Pacheco, A. F. (2006) Nuevo modelo de renovación para la recurrencia de terremotos en una falla. *Rev. Real Academia de Ciencias de Zaragoza*. 61: 121-134.
- Alfaro, C.S., Kiremidjian, A.S. y White, R.A. (1990) Seismic zoning and ground motion parameters for El Salvador, 93. The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University.
- Algermissen, S.T., S.L. Hansen, y P.C. Thenhaus (1988) Seismic hazard evaluation for El Salvador. Report for the US Agency for International Development.
- Altamimi, Z., Métivier, L., y Collilieux, X. (2012) ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B07402.
- Alvarado, D. (2008) Crustal Deformation of the Salvadoran-Nicaraguan Forearc at the Gulf of Fonseca: A Multidisciplinary Tectonic Study. Tesis de Master. University of Wisconsin, Madison.
- Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, Β., Hernández, D., Wawrzyniec, T.F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H.L., Rodriguez, M. y Correa-Mora, F. (2011) Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, paleomagnetic structural, and observations. Lithosphere, 3(1), 3-21.
- Álvarez-Gómez, J.A. (2009) Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Álvarez-Gómez, J.A., Meijer, P.T., Martínez-Díaz, J.J. y Capote, R. (2008) Constraints

from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench, *Tectonics*, 27.

- Ambraseys, N.N. y Adams, R.D. (2001) The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1898–1995. London: Imperial College Press.
- Anderson, J. G., Wesnousky, S. G. y Stirling M.
  W. (1996) Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, no. 3, 683–690.
- Argus, D. F., R. G. Gordon, and C. DeMets (2011), Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame, *Geochemistry*, *Geophysics*, *Geosystems*, 12, Q11001.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., Heflin, M. B., Ma, C., Eanes, R. J., Willis, P., ... y Owen, S. E. (2010) The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's center from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 180(3), 913-960.
- Beavan, J., y Haines, J. (2001) Contemporary horizontal velocity and strain-rate fields of the Pacific-Australian plate boundary zone through New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 106, 741-770.
- Benito, M.B., Lindholm, C., Camacho, E., Climent, Á., Marroquín, G., Molina, E., Rojas, W., Escobar, J.J., Talavera, E., Alvarado, G. E. y Torres, Y. (2012) A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 102, no. 2, pp. 504-523.
- Benito, B., Lindholm, C., Camacho, E., Climent, Á., Marroquín, G., Molina, E., Rojas, W., Talavera, E., Escobar, J. J., Alvarado, G., Torres, Y. y Perez-Escalante, M. (2010) Amenaza sísmica en América Central, Benito Oterino, M. B., y Torres, Y. Fernández (Editors), Entimema, Madrid, 371 pp.
- Benito, M.B., Cepeda, J.M. y Martinez Diaz, J.J. (2004) Analysis of the spatial and

temporal distribution of the 2001 earthquakes in El Salvador, in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose et al. (Editors). Geological Society of America Special Paper 375, 339–356.

- Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 4.
- Blewitt, G. y Lavallée, D. (2002) Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research*, 107(B7), ETG9-1-11: (10.1029/2001JB000570).
- Bommer, J., B. Benito, Ciudad-Real, M., Lemoine, A., Lopez-Menjivar, M., Madariaga, R., Mankelow, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Lovo-Nieto, M., Rodríguez-Pineda, C. y Rosa, H. (2002) The El Salvador earthquakes of January and February 2001: Context, characteristics and implications for seismic risk. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering*, 22(5), 389-418.
- Bommer, J.J., Hernández, D.A., Navarrete, J.A. y Salazar, W.M. (1996) Seismic hazard assessments for El Salvador. *Geofísica Internacional*, 35 (3), 227–44.
- Bosse, H.R., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., Wiesemann, G. y Weber, H.S. (1978)
  Geological map of El Salvador Republic. Hannover Germany. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, D-3 scale 1:100,000.
- Bowie, W. (1928) Comparison of old and new triangulation in California. Spec. Rep. 151, U.S. Coast and Geod. Surv. (Natl. Ocean Surv.), Silver Spring, Md.
- Brune, J. N. (1968) Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 73(2), 777-784.
- Brunner, F. K. y Welsch, W. M. (1993) Effect of the troposphere on GPS measurements. GPS World, 4, 42.
- Burkart, B. (1983) Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern

Central America: Offset along the Polochic Fault. *Tectonophysics*, 99, 251-270.

- Burkart, B. y S. Self (1985) Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22-26.
- Caceres, D., Monterroso, D. y Tavakoli, B. (2005) Crustal deformation in northern Central America. *Tectonophysics*, 404, 119–131.
- Calais, E., Galisson, L., Stéphan, J. F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., Mercier de Lépinay B., Popoff M. y Sosson, M. (2000) Crustal strain in the southern Alps, France, 1948–1998. *Tectonophysics*, 319(1), 1-17.
- Canora, C. (2011) Análisis sismotectónico, neotectónico y paleosísmico de la zona de falla de El Salvador, Centro América. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J.J., Berryman, K.R., Álvarez-Gómez, J.A., Capote R. y Hernández, W. (2012) Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geológica Acta*, 10(1): p 1-20.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J.J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J.A., Pullinger, C. y Capote, R. (2010) Geological and seismological analysis of the Mw 6.6 February, 13th 2001 El Salvador earthquake: Evidence for surface rupture and implications for seismic hazard. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(6), 2873-2890.
- Carr, M.J. (1976) Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America, *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 825-829.
- Climent, A., Benito, M.B., Piedra, R., Lindholm, C. y Gaspar-Escribano, J. (2013) Calibration of strong motion models for Central America region and its use in seismic hazard assessment. *AGU Meeting* of the Americas, Cancún, Méjico.

- Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagran, M., Dahle, A. y Bungum, H., (1994) Spectral strong motion attenuation in Central America. NORSAR. Technical Report No. 2-17. 46 pp.
- Cocard, M., Kahle, H.-G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Billiris, H. y Paradissis, D., (1999) New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172, 39–47.
- Correa-Mora, F., DeMets, C., Alvarado, D., Turner, H.L., Mattioli, G., Hernández, D., Pullinger, C., Rodríguez, M. y Tenorio, C. (2009) GPS-derived coupling estimates for Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1279-1291.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F. y Garcia, M.O. (2005) Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, vol. 33, 989-992.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P. y Meindl
  M. (2007) Bernese GPS Software Version
  5.0 Documentation. Astronomical
  Institute, University of Berne, January, 640
  p.p.
- DeMets, C. (2001) A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 4043-4046.
- DeMets, C., Gordon, R. G. y Argus, D. F. (2010) Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, v. 181, no. 1, p. 1-80.
- DeMets, C., Mattioli, G., Jansma, P., Rogers,
  R., Tenorio, C. y Turner, H.L. (2007)
  Present motion and deformation of the
  Caribbean plate: constraints from new
  GPS geodetic measurements from
  Honduras and Nicaragua, in *Geologic and*

Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America, pp. 21– 36, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper 428. *Geological Society of America*, Boulder.

- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1994) Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191–2194.
- Dengo, G. (1969) Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Trans. Gulf Coast Geol. Soc.* 19, 311-320.
- Dixon, T. H., Miller, M., Farina, F., Wang, H., y Johnson, D. (2000) Present-day motion of the Sierra Nevada block and some tectonic implications for the Basin and Range province, North America. *Tectonics*, 19, 1-24.
- Dong, D., Herring, T. A. y King, R. W. (1998) Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. *Journal of Geodesy*, 72, 200-214.
- Dow, J.M., Neilan, R.E. y Rizos, C. (2009) The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy*, 83:191–198.
- Dragert, H., Wang, K. y James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521), 1525-1528.
- Drewes H. (2009) The actual plate kinematic deformation model and crustal APKIM2005 as basis for a non-rotating H. Drewes (Ed.), Geodetic ITRF. In: reference frames. International Association of Geodesy Symposia Vol. 134: 95-100, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, doi: 10.1007/978-3-642-00860-3 15.
- Drewes, H. y Heidbach, O. (2012) The 2009 Horizontal Velocity Field for South America and the Caribbean. In: Kenyon S., M.C. Pacino, U. Marti (Eds.), "Geodesy for

Planet Earth", IAG Symposia, 136: 657-664.

- Estey, L. H. y Meertens, C. M. (1999) TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data. GPS Solutions (pub. by John Wiley & Sons), Vol. 3, No. 1, pp. 42-49, doi:10.1007/PL00012778, 1999.
- Farr, T. G. y Kobrick M. (2000) Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data, Eos Trans. AGU, 81(48), 583–585, doi:10.1029/EO081i048p00583.
- Feigl, K. L., y Thatcher, W. (2006) Geodetic observations of post-seismic transients in the context of the earthquake deformation cycle. Comptes Rendus Geoscience, 338(14), 1012-1028.
- Feigl, K. L., King, R. W., y Jordan, T. H. (1990) Geodetic measurement of tectonic deformation in the Santa Maria fold and thrust belt, California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978– 2012), 95(B3), 2679-2699.
- Ferhat, G., Feigl, K. L., Ritz, J. F., y Souriau, A. (1998) Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947–1994. Earth and planetary science letters, 159(1), 35-46.
- Fernandes, R. M. S., Miranda, J. M., Meijninger, B. M. L., Bos, M. S., Noomen, R., Bastos, L. et al. (2007) Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal International*, 169(1), 315-324.
- Fernández, J., Gonzalez-Matesanz, F., Prieto, J., Rodríguez-Velasco, G., Staller, A., Alonso-Medina, A. y Charco M. (2004) GPS monitoring in the N-W part of the volcanic island of tenerife, canaries, spain: Strategy and results. *Pure and Applied Geophysics*, 161(7), 1359-1377.
- Fitch, T.J. (1972) Plate Convergence, Transcurrent Faults, and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77, 4432-4460.

- Franco A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzmán-Speziale, M., Monterosso, D., Robles, V., Figueroa, C., Amaya, W., Barrier, E., Chiquin, L., Moran, S., Flores, O., Romero, J., Santiago, J. A., Manea, M. y Manea, V. C. (2012) Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. *Geophys. J. Int.* 189, 1223–1236.
- Frank, F. C. (1966) Deduction of Earth strains from survey data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56, 35-42.
- Funk, J., Mann, P., McIntosh, K. y Stephens, J. (2009) Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remotesensing data. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 121, no. 11-12, pp. 1491-1521.
- González, A., Gómez J.B. y Pachecho, A. F. (2006) Updating seismic hazard at Parkfield. *Journal of Seismology*, 10: 131– 135.
- Gordon, M.B. (1990) Strike-slip faulting and basin formation at the Guayape fault-Valle de Catacamas intersection, Honduras, Central America. Tesis doctoral. University of Texas at Austin.
- Gordon, M.B., y W.R. Muehlberger (1994) Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, 13, 858-872.
- Graham, S. E., DeMets, C., DeShon, H. R., Rogers, Rodriguez, M., Strauch, W. Wiese, K. y Hernandez, D. (2012) GPS and seismic constraints on the M= 7.3 2009 Swan Islands earthquake: implications for stress changes along the Motagua fault and other nearby faults. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1625-1639.

- Gurtner, W., y Estery, L. (2007) RINEX-The Receiver Independent Exchange Format-Version 3.00. Astronomical Institute, University of Bern and UNAVCO, Boulder, Colorado.
- Guzman-Speziale, M. (2001) Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 337(1-2), 39-51.
- Guzmán-Speziale, M., Valdés-González, C., Molina, E. y Martín Gómez, J. (2005) Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate? *Tectonophysics*, 400, 241-254.
- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J. (2000) The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: A fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 459-468.
- Hanks, T. C. y Bakun, W. H. (2008) M log A observations of recent large earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 98(1), 490–494.
- Hanks, T. C., y Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 84(B5), 2348-2350.
- Hayes, G. P., Wald, D. J. y Johnson R. L. (2012)
  Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research*, 117, B01302.
- Hernández, C. (2011) Análisis morfotectónico de las deformaciones cuaternarias de la cordillera de Jucuarán-Intipuca (El Salvador). Tesis de Máster. Universidad Complutense de Madrid.
- Hofmann-Wellenhoff, B. y Lichtenegger, H. (2001). Global Positioning System: Theory and Practice. Springer-Verlag, Berlin, 5 edition.

- Hollenstein, C., Müller, M. D., Geiger, A. y Kahle, H. G. (2008) Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003. *Tectonophysics*, 449(1), 17-40.
- Hollenstein, Ch., Geiger, A., Kahle, H.-G. y Veis, G., (2006) CGPS time series and trajectories of crustal motion along the West Hellenic Arc. *Geophysical Journal International*, 164 (1), 182–191.
- James, K.H. (2007) Structural geology: From local elements to regional synthesis, in Central America: *Geology, Resources, and Hazards.* Bundschuh, J. y G. Alvarado (Editors), Taylor and Francis, London.
- Kashani, I., Wielgosz, P. y Grejner-Brzezinska, D. A. (2004) On the reliability of the VCV Matrix: A case study based on GAMIT and Bernese GPS Software. *GPS Solutions*, 8(4), 193-199.
- Kenner, S. J. y Segall, P. (2000) Postseismic deformation following the 1906 San Francisco earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978– 2012), 105(B6), 13195-13209.
- Kikuchi y Yamanaka (2001) EIC Seismological Notes Nº 99. *Earthquake Research Institute Tokyo*. http://www.eri.utokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\_Note/indexe.html.
- Kuan-Chuan Lin, Jyr-Ching Hu, Kuo-En Ching, Angelier, J., Ruey-Juin Rau, Shui-Beih Yu, et al. (2010) GPS crustal deformation, strain rate, and seismic activity after the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan. Journal of Geophysical Research - Part B -Solid Earth, 115(B7), B07404 (22 pp.)
- LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G. ,Protti, M. y Strauch, W. (2009) Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America, *Geochemistry*, *Geophysics, Geosystems*, 10, Q05S14.
- LaFemina, P., Dixon, T. y Strauch, W. (2002) Bookshelf faulting in Nicaragua. *Geology*, 30, 751–754.

- Leonard, M. (2010) Earthquake fault scaling: Relating rupture length, width, average displacement, and moment release. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, no. 5A, 1971–1988.
- Letellier, T. (2004) Etude des ondes de marée sur les plateaux continentaux. Tesis doctoral. Université de Toulouse III, Ecole Doctorale des Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace.
- Levin, S.B. (1940). The Salvador earthquakes of December, 1936, Bulletin of the Seismological Society of America, 30, 1– 45.
- Lexa, J., Sebesta, J., Chavez, J. A., Hernandez, W. y Pecskay, Z. (2011) Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106-140.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Chiquin, L., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J. y Wolf, R. (2006) Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America form new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. Geophysical Research Letters, vol. 33, L19309.
- Malfait, B.T., y M.G. Dinkelman (1972) Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 251-272.
- Malvern, L. E. (1969) Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium. 713 pp. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- Mann, P., C. Schubert, y K. Burke (1990) Review of Caribbean neotectonics. *Geological Society of America*, 307-338.
- Mann, P., y K. Burke (1984) Neotectonics of the Caribbean, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22 (4), 309-362.
- Mansilla, E. (2009) Marco general de riesgo en El Salvador. Investigación para la

Política Pública, ODMs y Pobreza, MDG-06-2009, RBLAC-UNDP, New York.

- Mao, A., Harrison, C. G. y Dixon, T. H. (1999) Noise in GPS coordinate time series. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 104(B2), 2797-2816.
- Márquez-Azúa, B., y DeMets, C. (2003) Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico. Journal of Geophysical Research, 108(B9).
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, M.B. y Hernández, D. (2004) Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, vol. 32, no. 1, 65-68.
- McCaffrey, R. (2005) Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the south-western United States from inversion of GPS, seismological and geologic data. *Journal Geophysical Research*, 110.
- McCaffrey, R. (2002) Crustal block rotations and plate coupling, in Plate Boundary Zones. *Geodynamics Series* Vol. 30, pp. 101–122, eds Stein, S. & Freymueller, J., *American Geophysical Union*. Washington, DC.
- McCaffrey, R. (1992) Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97, 8905-8915.
- McCaffrey, R., Qamar, A. I., King, R. W., Wells, R., Khazaradze, G., Williams, C. A. et al. (2007) Fault locking, block rotation and crustal deformation in the Pacific Northwest. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1315-1340.
- McCaffrey, R., Long, M. D., Goldfinger, C., Zwick, P.C., Nabelek, J.L., Johnson, C.K. y Smith, C. (2000a) Rotation and plate locking at the Southern Cascadia Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*, 27(19), 3117–3120.
- McCaffrey, R., Zwick, P.C., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens,
C.W., Puntodewo, S.S.O. y Subaraya, C. (2000b) Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modelling. *Journal Geophysical Research*, 105, 28, 363–376.

- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. y Tealeb, A. (2003) GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, vol. 155, no. 1, pp. 126-138.
- McGill, S. F., Wells, S. G., Fortner, S. K., Kuzma, H. A. y McGill, J. D. (2009) Slip rate of the western Garlock fault, at Clark Wash, near Lone Tree Canyon, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 121(3-4), 536-554.
- Meade, B. J. (2007) Present-day kinematics at the India-Asia collision zone. *Geology*, 35(1), 81-84.
- Meade, B.J. y Hager, B.H. (2005) Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *Journal Geophysical Research*, 110, B03403.
- Molnar, P. y Sykes, L. R. (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639-1684.
- Muehlberger, W.R., y A.W. Ritchie (1975) Caribbean-Amerias plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, 3 (5), 232-235.
- Neill, A.E. (1996) Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelength. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3227-3246.
- Norabuena, E., Dixon, T. H., Schwartz, S., DeShon, H., Newman, A., Protti, M. et al. (2004) Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 109(B11).

- Okada, Y. (1985) Surface deformation to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 1135-1154.
- Ordaz M., Martinelli F., Aguilar A., Arboleda J., Meletti C. y D'Amico V. (2012) CRISIS2012, Program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes, y C. H. Scholz (1993) Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 14,133–14,159.
- Plafker, G. (1976) Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976, *Science*, 193 (4259), 1201-1208.
- Prawirodirdjo, L. y Yehuda B. (2004) Instantaneous global plate motion from 12 years of continuous GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, B08405.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. y Flannery, B. P. (2007) Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, New York.
- Prieto, J. F., Gonzalez, P. J., Seco, A., Rodriguez-Velasco, G., Tunini, L., Perlock, P. A., et al. (2009) Geodetic and structural research in La Palma, Canary islands, Spain: 1992-2007 results. *Pure and Applied Geophysics*, 166(8-9), 1461-1484.
- Reid, H. F. (1910) The Mechanics of the Earthquake. Vol. II of The California Earthquake of April 18, 1906, Carnegie Institution of Washington (reprinted 1969), 192 pp.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R. et al. (2006) GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions.

Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 111(B5).

- Rivas-Medina, A. (2014) Contribución metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente dirigida a estimaciones de peligrosidad sísmica. Aplicación al sur de España. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid.
- Rodriguez, M., DeMets, C., Rogers, R., Tenorio, C. y Hernandez, D. (2009) A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1733–1754.
- Savage, J. C. (2006) Dislocation pileup as a representation of strain accumulation on a strike-slip fault. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 111(B4).
- Savage, J. C. (1983) A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 88(B6), 4984-4996.
- Savage, J.C. y Burford, R.O. (1973) Geodetic determination of relative plate motion in Central California, J. geophys. Res., 78, 832–845.
- Schenk, V. (1989) Achievements and probable trends in seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 167(2), 157-169.
- Schmidt, V., Dahle, A. y Bungum, H., 1997 Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation. NORSAR, Technical Report. 45 pp.
- Scholz, C. H. (2002) The Mechanics of Earthquakes and Faulting, second edition. Cambridge University Press (Cambridge, UK), 496 pp.
- Schwartz, D. P. y Coppersmith, K. J. (1984) Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5681-5698.

- Sella, G.F., Dixon, T.H. y Mao A. (2002) REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. BA, 2081.
- Siebert, L., y Simkin, T. (2002) Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions, Global volcanism program digital information series, gvp-3, Smithsonian Institution,

http://www.volcano.si.edu/world/.

- Singh, S.K., C. Gutierrez, J. Arboleda, y M. Ordaz (1993) Peligro sísmico en El Salvador. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Smith-Konter, B. R., Sandwell, D. T. y Shearer, P. (2011) Locking depths estimated from geodesy and seismology along the San Andreas Fault System: Implications for seismic moment release. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978– 2012), 116(B6).
- Snay, R.A. y Soler T. (2008) Continuously Operating Reference Station (CORS): History, applications, and future enhancements. *Journal of Surveying Engineering*, 134(4), 95-104.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J.J., Benito, B., Hernández, D., Díaz, M., Pullinger, C., DeMets, C., Canora, C., Álvarez-Gómez, J.A. y Béjar, M. (2008) GPS network to study the evolution of the seismic cycle of stress and strain associated to the El Salvador Fault Zone. *GeoTemas*, 10, pag. 322. (ISSN: 1567-5172).
- Stein, R. S. (2008), Appendix D: Earthquake Rate Model 2 of the 2007 Working Group for California Earthquake Probabilities, Magnitude-Area Relationships, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 2007-1437D, 1–16.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K. y Litchfield, N. (2013) Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic-Hazard Analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 103, no. 6, pp. 2993-3011.

- Stirling, M. W., Gerstenberger, M. C., Litchfield, N. J., McVerry, G. H., Smith, W.
  D., Pettinga, J. y Barnes, P. (2008) Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology. *Bulletin of New Zealand National Society of Earthquake Engineering*, 41, 51–67.
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (2002) Geodynamics. Cambridge University Press.
- Turner, H.L., LaFemina, P., Saballos, A., Mattioli, G., Jansma, P.E. y Dixon, T. (2007)
  Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy. *Geophysical Research Letters*, 34, L02302.
- Villamor, P., Berryman, R. K. R., Webb, T., Stirling, M., McGinty, P., Downes, G., Harris, J. y Litchfield, N. (2001) Waikato Seismic Loads: Revision of Seismic Source Characterisation, GNS Client Report 2001/59.
- Vigny, C., Socquet, A., Rangin, C., Chamot-Rooke, N., Pubellier, M., Bouin, M. N., Bertrand G. y Becker, M. (2003) Presentday crustal deformation around Sagaing fault, Myanmar. *Journal of Geophysical Research*, 108(B11), 2533.
- Wallace, L.M., Beavan, J., McCaffrey R., Berryman, K y Denys, P. (2007) Balancing the plate motion budget in the South Island, New Zealand using GPS, geological and seismological data. *Geophysical Journal International*, vol. 168, 332-352.
- Wallace, L.M., McCaffrey, R., Beavan, J. y Ellis, S. (2005) Rapid microplate rotations and back-arc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology*, vol. 33, no. 11, 857-860.
- Wallace L.M., Beavan J., McCaffrey R. y Darby
  D. (2004) Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, B12406.
- Wang, M., Shen, Z.-K., Chen, J., Zhang, Z.,Wang, Q., y Gan, W. (2003) Slipdistribution of the 2001 Mw 7.8 Kokoxili

earthquake, western China: *Geophysical Research Abstract*, v. 5, abs. 05549.

- Ward S.N. (1994) A multidisciplinary approach to seismic hazard in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1293–1309.
- Watson, D. F. (1982) ACORD: Automatic contouring of raw data. *Computers & Geosciences*, 8(1), 97-101.
- Weinberg, R.E. (1992) Neotectonic development of western Nicaragua, *Tectonics*, 11 (5), 1010-1017.
- Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T. y Biasi, G. (2004) Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA today*, 14(9), 4-10.
- Wesnousky, S. G. (2008) Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic hazard analysis and the process of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, no. 4, 1609–1632.
- Wesnousky, S. G., Scholz, C. H., Shimazaki, K. y Matsuda, T. (1983) Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 88(B11), 9331-9340.
- Wessel, P. y Smith, W. H. (1998) New improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47), 579.
- White, R.A. y Harlow, D.H. (1993) Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 83, no. 4, 1115–1142.
- Zhao, J. X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., et al. (2006) Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(3), 898-913.

- Zöller, G., Ben-Zion, Y., Holschneider, M. y Hainzl, S. (2007) Estimating recurrence times and seismic hazard of large earthquakes on an individual fault. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1300-1310.
- Zöller, G., Hainzl, S., Ben-Zion, Y. y Holschneider, M. (2006) Earthquake

activity related to seismic cycles in a model for a heterogeneous strike-slip fault. *Tectonophysics*, 423(1), 137-145.