



**Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid**

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN
GEOLOGÍA AMBIENTAL
CURSO 2023-2024**

**Análisis morfotectónico de relevos
transtensivos en la Zona de Falla de
El Salvador**

**Morphotectonic Analysis of Transtensive
Relief in the Fault Zone of El Salvador**

LAURA CÉSPEDES BÁRCENA

TUTOR DEL TRABAJO: JORGE ALONSO HENAR



**Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid**

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN
GEOLOGÍA AMBIENTAL
CURSO 2023-2024**

**Análisis morfotectónico de relevos
transtensivos en la Zona de Falla de
El Salvador**

**Morphotectonic Analysis of Transtensive
Relief in the Fault Zone of El Salvador**

LAURA CÉSPEDES BÁRCENA

TUTOR DEL TRABAJO: JORGE ALONSO HENAR

Fdo.:

Fdo.:

Firmado por Jorge Alonso
Henar
con DNI 50885865K



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

DECLARACIÓN DE NO PLAGIO

LAURA CÉSPEDES BÁRCENA con NIF 05465043J, estudiante del Máster de Geología Ambiental en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid en el curso 2023 -2024, como autora del trabajo de fin de máster titulado Análisis morfotectónico de relevos transtensivos en la Zona de Falla de El Salvado y presentado para la obtención del título correspondiente, cuyo tutor es: Jorge Alonso Henar.

DECLARO QUE: El trabajo de fin de máster que presento está elaborado por mí y es original. No copio, ni utilizo ideas, formulaciones, citas integrales e ilustraciones de cualquier obra, artículo, memoria, o documento (en versión impresa o electrónica), sin mencionar de forma clara y estricta su origen, tanto en el cuerpo del texto como en la bibliografía. Así mismo declaro que los datos son veraces y que no he hecho uso de información no autorizada de cualquier fuente escrita de otra persona o de cualquier otra fuente. De igual manera, soy plenamente consciente de que el hecho de no respetar estos extremos es objeto de sanciones universitarias y/o de otro orden.

En Madrid, a 30 de julio de 2024.

Fdo.:



ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	- 1 -
2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	- 4 -
3. MARCO GEOLÓGICO	- 5 -
4. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO	- 13 -
4.1. Morfometría	- 13 -
4.2. Resultados	- 15 -
5. DISCUSIÓN	- 23 -
6. CONCLUSIONES	- 26 -
7. BIBLIOGRAFÍA	- 27 -



Resumen

El Salvador se encuentra en una región geodinámicamente muy activa como consecuencia de las interacciones entre la placa de Norteamérica, del Coco y la placa Caribe. Esta interacción genera una serie de estructuras como son el Arco Volcánico Centroamericano y la Zona de Falla de El Salvador.

La falla de Guaycume, objeto de estudio en el presente trabajo, se encuentra en el sector occidental de la Zona de Falla de El Salvador. Se trata de un desgarre dextral prácticamente puro con cierta componente normal que se extiende 30 km en dirección NW-SE. Está situada próximamente a la capital del país, San Salvador, además de a otras zonas urbanas y rurales, lo que hace que la realización de estudios sobre su potencial sismogénico sea de gran importancia. Para ello, se ha realizado un análisis morfotectónico de la falla que incluye el cálculo de índices geomorfológicos, la curva y la integral hipsométrica, la realización de perfiles topográficos y el estudio en detalle de la red fluvial.

Los índices geomorfológicos revelan una mayor componente en dirección que en buzamiento, a pesar de que existe un salto vertical que es máximo en el centro, de entre 120-100 metros y disminuye hacia los extremos de la falla, por debajo de 50 metros. Esto se ha corroborado gracias a la realización de perfiles topográficos. El análisis de la red fluvial ha demostrado la existencia de un notable desplazamiento horizontal, de 1725 metros aproximadamente, observado, sobre todo, en el cauce del río Acelhuate. Utilizando este dato junto con una aproximación de la edad de los depósitos volcánicos sobre los que se sitúa la traza de la falla se ha estimado una tasa de desplazamiento de la falla de Guaycume en 1 mm/año.

1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio de este trabajo se encuentra en El Salvador, el cual es un país situado en la zona norte de Centroamérica, limitado al norte y al este por Honduras, al sur por el Océano Pacífico y al oeste por Guatemala (Fig. 1). Es el país más pequeño y el más densamente poblado de la región, cuya capital y ciudad más grande es San Salvador, ubicada en el interior del país. Su costa pacífica se extiende aproximadamente 307 kilómetros. El Salvador se encuentra entre las latitudes 13° y 14°N y las longitudes 87° y 91°O. Se caracteriza por presentar un alto riesgo sísmico debido tanto a su contexto geodinámico, el cual le confiere una elevada peligrosidad, como a la vulnerabilidad que presentan sus edificaciones y la exposición, como consecuencia de la concentración de la población en determinadas zonas del país, sobre todo, en el suroeste. Sin embargo, no cuenta con tantos estudios estructurales, morfotectónicos y paleosísmicos debido a su atraso científico como consecuencia de las confluencias políticas.

En concreto, se centra en la denominada falla de Guaycume, la cual fue identificada en estudios recientes realizados por geólogos de la Universidad Complutense de Madrid en colaboración con el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de El Salvador. Utilizando imágenes aéreas Lidar, gracias a las evidencias en la deformación de las redes de drenaje, los investigadores pudieron mapear esta falla, que se cree que estuvo involucrada en los terremotos y la erupción del volcán de San Salvador en 1917.

Se encuentra en el área metropolitana de San Salvador, en el municipio de Nejapa. Esta falla atraviesa parte del Valle de Las Hamacas, una zona conocida por su alta actividad sísmica y se extiende unos 30 kilómetros en una dirección aproximada NW-SE presentando una cinemática de desgarre dextral prácticamente pura, al igual que en la Zona de Falla de El Salvador, pero con cierta componente transtensiva (Canora et al., 2012).

La localización de la falla de Guaycume, tan próxima a la ciudad de San Salvador y a otras zonas urbanas y rurales, la hace relevante para la planificación urbana y la gestión de riesgos en la región. Las autoridades y los urbanistas deben tener en cuenta la presencia de esta falla al diseñar y construir infraestructuras resilientes. Es esencial implementar normativas de construcción que minimicen el riesgo y potencien la seguridad de los habitantes. Además, la identificación y el monitoreo continuo de la

actividad de la falla son cruciales para mitigar los efectos adversos de posibles terremotos que ocurran en esta región.

El monitoreo de la falla de Guaycume se realiza mediante estaciones sismológicas que registran movimientos de la tierra en tiempo real. Estos datos son analizados por expertos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) y otras instituciones geológicas, quienes evalúan el riesgo sísmico y emiten alertas cuando se detectan patrones de actividad inusuales. La educación y la preparación de la población en temas de terremotos también son componentes fundamentales de la estrategia de mitigación de desastres.

Hay que tener en cuenta otros factores, además de la sismicidad asociada a fallas propia de la región, que agravan las consecuencias de esta, como los climáticos (huracanes, inundaciones), los movimientos de ladera y los fenómenos volcánicos, entre otros. Por un lado, las elevadas pendientes de las laderas volcánicas, junto con la presencia de materiales sueltos como la ceniza, hacen que los fenómenos meteorológicos o el movimiento del terreno por la sismicidad puedan inestabilizar las laderas y producirse deslizamientos.

Por otro lado, determinados fenómenos volcánicos como el cambio de presión en la corteza por intrusión de magma, la liberación de tensiones acumuladas en la corteza al producirse la actividad volcánica, la deformación de la corteza por el desplazamiento del magma o las ondas sísmicas producidas en las explosiones volcánicas pueden desestabilizar las fallas cercanas y desencadenar terremotos de mayor magnitud.

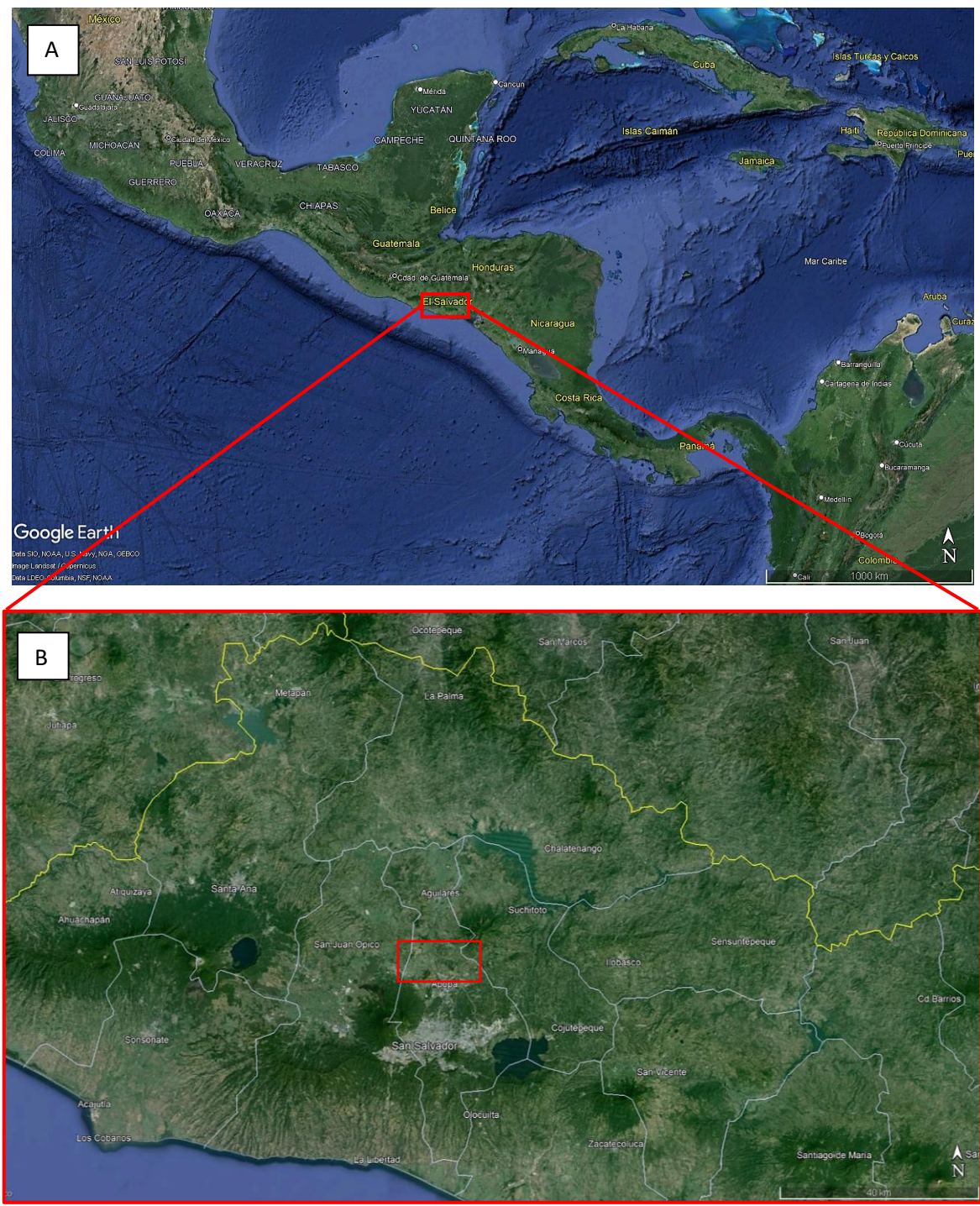


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio, donde se muestra una vista general de Centroamérica (A) con detalle en la parte occidental de El Salvador y la ubicación de la falla de Guaycume (B).

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El principal objetivo de este trabajo es identificar y cuantificar el potencial sísmico que presenta la falla de Guaycume, además de caracterizar su comportamiento y estado de deformación actual, con el fin de aportar más información para la mejora de los cálculos de peligrosidad sísmica en la región. Para ello, se va a realizar un análisis morfotectónico con el fin de detectar la deformación más reciente producida por la falla. Este análisis consistirá en la obtención de los índices geomorfológicos, la curva e integral hipsométricas, de las cuencas de drenaje circundantes a la falla, los cuales explican la distribución de las elevaciones en el área de estudio y permite comparar unas cuencas con otras. Además, se llevarán a cabo una serie de perfiles topográficos a lo largo de la traza de la falla para cuantificar su salto vertical y se analizarán otras características geomorfológicas que permitan observar el desplazamiento horizontal, como el desplazamiento en la red fluvial.

Previamente al análisis morfotectónico se debe obtener la red fluvial y las cuencas de drenaje de la zona de estudio con suficiente resolución para analizar el comportamiento horizontal y vertical de ambos bloques de la falla y observar sus diferencias, ya que dichos elementos geomorfológicos actúan como marcadores de las variaciones en el relieve producidas por la tectónica. Se han obtenido a partir del modelo digital de elevaciones (DEM) de El Salvador con una resolución de 10 m, a través de un software de Sistema de Información Geográfica (SIG) denominado Global Mapper. Para generarlos se debe definir el umbral de flujo, es decir, cuánta área de terreno o cuántas celdas debe acumular el flujo para que una celda se considere parte de una corriente. En este caso, se ha considerado un recuento de celdas de flujo en 8.000. Por otro lado, cabe destacar que se ha aplicado una resolución de 25 m en ambos ejes, X e Y. Con este mismo software se han llevado a cabo los perfiles topográficos.

Una vez obtenida la red y las cuencas de drenaje se procede al cálculo y posterior interpretación de los índices geomorfológicos. Para ello se ha utilizado el Módulo Calhypso, el cual es un complemento de QGIS desarrollado por José Vicente Pérez Peña y publicado por primera vez en noviembre de 2017. Está diseñado para calcular específicamente las curvas e integrales hipsométricas de una cuenca hidrográfica a partir de un DEM y un shapefile de polígono con las cuencas.

3. MARCO GEOLÓGICO

La región de Centroamérica se encuentra en una zona compleja de interacción tectónica entre las placas litosféricas del Coco, Caribe, Nazca, la microplaca de Panamá y las placas Norteamericana y Suramericana. Las placas del Coco y de Nazca subducen bajo la placa Caribe y la microplaca de Panamá.

En el norte de Centroamérica la interacción es principalmente entre la placa de Coco, Caribe y Norteamericana (Fig. 2), dando lugar a un punto triple en Guatemala. Esto genera una serie de movimientos que son los causantes de la deformación activa, la cual se distribuye a lo largo de una extensa área (Guzman-Speziale and Meneses-Rocha, 2000; Guzman-Speziale et al., 1989; Lyon-Caen et al., 2006; Plafker, 1976) y que han sido estudiados mediante diversos modelos cinemáticos. Los dos modelos principales son: el arrastre lateral hacia el oeste del antearco por la placa norteamericana, y el empuje del antearco hacia el noroeste por parte de la subducción de la Cresta del Coco. Ambos modelos se han contrastado utilizando datos GPS, realizando un análisis detallado de los mecanismos focales de los terremotos recientes y mediante el relieve regional, encontrando que ambos mecanismos parecen estar activos simultáneamente, funcionando de manera análoga a un tren de empuje-tirón. Estos estudios revelan la existencia de diferentes conjuntos de fallas y una tasa de desplazamiento media del antearco con dirección W-NW de 12-14 mm/año respecto a la placa de Caribe. Sin embargo, esta tasa varía localmente, siendo de hasta 20 mm/año en la zona de la Cresta del Coco como consecuencia de la subducción de dicha dorsal que empuja el fragmento del antearco hacia el noroeste (Álvarez-Gómez et al., 2019; Martínez-Díaz et al., 2021).

El límite entre la placa Caribe y la placa del Coco se corresponde con la zona de subducción mesoamericana (Fosa centroamericana), la cual se extiende paralelamente a la costa pacífica, con una tasa de convergencia noreste de 70-90 mm/año, disminuyendo de sur a norte y escasa oblicuidad (DeMets et al., 2010).

Estudios recientes en los cuales se han modelizado las deformaciones y el estado de esfuerzos en el norte de Centroamérica, sobre todo, respecto al desplazamiento relativo del Bloque de Chortís y la placa Caribe hacia el E, demuestran que la interfase tiene un bajo grado de acoplamiento en El Salvador y Nicaragua (Álvarez-Gómez et al., 2008, Staller, 2014). Esto implica que no se transmitan esfuerzos efectivos hacia el interior de la placa Caribe, lo cual explicaría la ausencia de relieves importantes en Nicaragua y El Salvador (Álvarez-Gómez et al., 2008; Alvarado et al., 2011).

Según Álvarez-Gómez (2009) la zona de Wadati-Benioff tiene un alto ángulo de buzamiento bajo el bloque de Chortís, con poco impacto en sus deformaciones, de tal forma que se produce un régimen de deformación de desgarre dextral con componente extensional variable a lo largo del arco volcánico. Además, DeMets et al. (2010) expone que la placa Caribe se desplaza con una velocidad de 20 mm/año hacia el este respecto a la placa de Norteamérica. Esto ocurre en el bloque de Chortís como consecuencia del efecto cuña que se produce a partir del punto triple por el empuje de la placa del Coco y la placa Norteamericana.

El norte de Centroamérica forma parte del margen occidental de la placa Caribe, la cual se compone de dos bloques corticales principales: el bloque Maya y el bloque de Chortís. El contacto entre ambos bloques se produce a lo largo de una zona de falla sinistral muy compleja denominada Falla de Motagua (MF) (Burkart et al., 1987). El límite occidental del bloque Maya se corresponde con un desgarre sinistral de dirección norte-sur denominado falla de Salina Cruz, el cual atraviesa el istmo de Tehuantepec al sur de México (Guzman-Speziale et al., 1989). El bloque de Chortís, por su parte, está limitado al norte por la zona de falla Motagua-Polochic y las fallas transformantes de Islas Swan, presentando un movimiento puramente sinistral; al sur, por el escarpe de Hess (Dengo y Bohnenberger, 1969, Lallemand y Gordon, 1999), cerca de la frontera entre Costa Rica y Nicaragua, considerado como una zona de sutura; y al oeste, por el Arco Volcánico de Centroamérica (CAVA) (Stoiber y Carr, 1973).

En los bloques de Chortís y Maya hay una considerable deformación interna que se distribuye en varias estructuras. En el bloque Maya se encuentra la región de pliegues y cabalgamientos de Chiapas, los cuales son largos y apretados, interpretada como zona de relevo entre la zona de Falla de Polochic y la Falla de Salina Cruz (Guzman-Speziale y Meneses-Rocha, 2000, Guzman-Speziale, 2010).

Dentro del bloque de Chortís se diferencian tres estructuras principales. En primer lugar, cabe destacar que al sur de la zona de Falla de Motagua-Polochic, hasta llegar al arco volcánico centroamericano, existe una zona de deformación extensional con dirección E-W. Esto provoca la formación de la denominada región de grábenes del bloque de Chortís occidental, orientados principalmente N-S, como el de Guatemala, Ipala, Comayagua y Sula (Plafker, 1976, Burkart, 1983 y Emmet, 1983). La aparición de esfuerzos distensivos (8 mm/año) en esta zona se explica de diversas maneras: relacionados con el límite entre la placa Norteamericana y Chortís (Plafker, 1976; Burkart, 1983; Burkart y Self, 1985; Guzman-Speziale et al., 1989), por rotaciones del propio bloque de Chortís (Gordon y Muehlberger, 1994) o explicados como extensión

intraplaca debido a la existencia de un punto triple difuso (sutura) entre las placas Caribe, Coco y Norteamérica (Guzman-Speziale, 2001; Lyon-Caen et al., 2006; Álvarez-Gómez et al., 2008). La segunda estructura principal dentro del bloque de Chortís es la falla de Guayape, la cual se extiende 290 km de norte a sur atravesando Honduras. Se define como una zona de cizalla sinistral, movimiento opuesto al salto cuaternario (Mann, 2007) y, además, se ha caracterizado que la sismicidad asociada a esta falla es poco relevante.

Por último, el Arco volcánico centroamericano (CAVA). Es el margen occidental del bloque de Chortís y se extiende desde la zona de Falla de Motagua-Polochic en Guatemala hasta el norte de Costa Rica, donde acaba abruptamente. Funciona como zona de debilidad donde se concentran las estructuras principales de esta margen y se divide en tres partes según su orientación, tipo de estructuras y geomorfología (Álvarez-Gómez, 2009). De sur a norte son: la Depresión de Nicaragua, que se extiende desde la parte norte de Costa Rica hasta la zona oriental del Golfo de Fonseca y que se encuentra limitada por fallas normales de bajo ángulo (van Wyk de Vries, 1993). A continuación, la Zona de Falla de El Salvador, conectada al oeste con la falla de Jalpatagua, mientras que desaparece al este en el Golfo de Fonseca (Martínez-Díaz et al., 2004) y, finalmente, la falla de Jalpatagua, la cual se trata de un desgarre dextral paralelo a la fosa atravesando el arco volcánico de Guatemala (Muehlberger y Ritchie, 1975). Constituye el relevo occidental de la Zona de Falla de El Salvador. Según Gordon y Muehlberger (1994) desaparece aproximadamente al sur del graben de Guatemala.

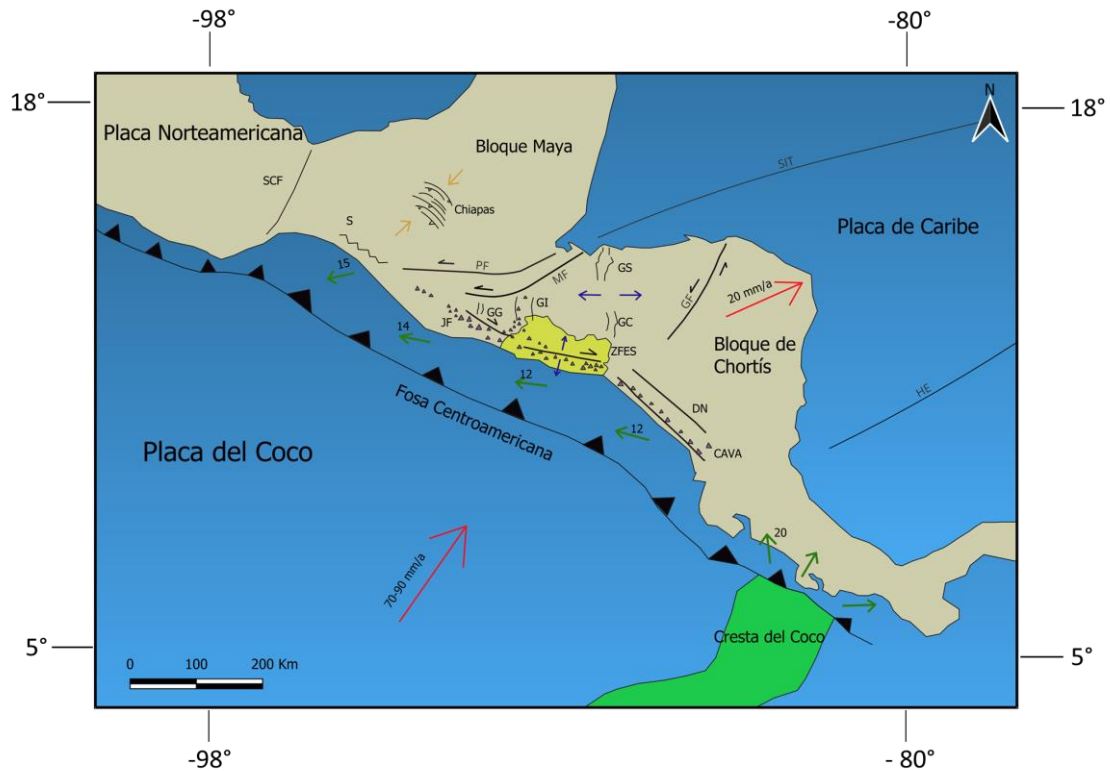


Figura 2. Esquema del contexto geodinámico de Centroamérica. Se muestra en amarillo El Salvador. Las flechas naranjas hacen referencia a la compresión existente en el bloque Maya que genera el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Chiapas. Las flechas azules se corresponden con esfuerzos distensivos presentes en el arco volcánico en El Salvador y en la región de los grábenes. Las flechas rojas y verdes hacen referencia a los desplazamientos relativos de las placas y su magnitud, de tal forma que las rojas reflejan la placa del Coco (70-90 mm/año, según DeMets et al., 2010) y la de Caribe (20 mm/año, según DeMets et al., 2010) respecto a Norteamérica, mientras que las verdes reflejan el desplazamiento del antearco hacia el W-NW respecto a la placa Caribe. Las abreviaturas son: MF: Falla de Motagua; SCF: Falla de Salina Cruz; PF: Falla de Polochic; SIT: Fallas transformantes de las Islas Swan; HE: Escarpe de Hess; CAVA: Arco volcánico de Centroamérica, donde los triángulos morados representan los edificios volcánicos; GG: Graben de Guatemala; GI: Graben de Ipala; GC: Graben de Comayagua; GS: Graben de Sula; S: Sutura; GF: Falla de Guayape; DN: Depresión de Nicaragua; ZFES: Zona de Falla de El Salvador; JF: Falla de Jalpatagua.

La Zona de Falla de El Salvador (ZFES) es una banda de deformación transtensiva dextral paralela a la fosa, de 150 km de longitud y 20 km de anchura. Como consecuencia de la migración relativa del bloque de Chortís hacia el E se crea esta zona de cizalla, situada dentro del arco volcánico centroamericano cruzando El Salvador. Se trata de una zona de falla compleja, donde se reconocen cuatro familias de fallas principales con orientaciones NW-SE, NNW-SSE, NNE-SSW y E-W (Fig. 3). Estas últimas se corresponden con las fallas principales transformantes de dirección N90°-110°E que definen los grandes segmentos, mientras que las segundas se corresponden con fallas secundarias de tipo normal que acomodan la deformación en las zonas intersegmento, junto con otras estructuras como los releasing bends y los pull aparts (Martínez-Díaz et al., 2004; Álvarez-Gómez et al., 2008).

Esta zona de falla compleja, con su sistema de fracturación, ha inducido la existencia de una alta actividad sísmica en el país, habiéndose producido numerosos terremotos muy destructivos. La sismicidad en El Salvador puede diferenciarse de dos formas, en los terremotos asociados con la subducción y los terremotos superficiales. El primer tipo se caracteriza por ocurrir en torno a 200 km de profundidad en la interfase con la placa de Caribe y son los de mayor magnitud, superando magnitudes de 7 (Dewey y Suárez, 1991), por ejemplo, el terremoto de El Salvador ocurrido en enero de 2001, el cual alcanzó una magnitud de 7,7 (Bommer y Rodríguez, 2002). Los terremotos superficiales son los que se producen en los primeros 20 km de la corteza, coincidiendo con el arco volcánico y presentando magnitudes inferiores a las de los terremotos inducidos por la subducción, sin embargo, debido a que se producen a poca profundidad son más destructivos (White et al., 1987; Harlow et al., 1993; White y Harlow, 1993).

El Arco Volcánico Salvadoreño atraviesa el país de este a oeste y se sitúa en la parte sur del Valle Central o Graben Central que consiste en una zona deprimida que ocupa toda el área central del país (Weyl, 1980). Se encuentran ocho volcanes activos alineados a lo largo de una depresión paralela a la Fosa Mesoamericana que son, de este a oeste: El volcán de San Miguel, el más activo del país; volcán San Vicente; caldera de Ilopango, aproximadamente en el centro del país; volcán de San Salvador, situado cerca de la capital del país; la caldera de Coatepeque y los estratovolcanes de Izalco y Santa Ana (Siebert y Simkin, 2002).

Tras la realización de una serie de experimentos destinados a aclarar el modelo de evolución de la ZFES, Alonso-Henar et al., (2015) propone que aquellos realizados considerando una zona débil discontinua, representando una corteza más débil y una evolución en dos fases son los que mejor explican la existencia de las estructuras actuales (Fig. 3). Este modelo ilustra la aparición de una primera fase extensional como consecuencia del retroceso en la subducción de la placa de Cocos bajo el bloque de Chortís, que se traduce en la formación de escarpes de falla normal y estructuras tipo graben escalonadas ubicadas sobre las zonas más débiles. Estas zonas de corteza frágil adelgazada se corresponden con emplazamientos de cámaras magmáticas a lo largo del arco volcánico. Una vez que el retroceso se detuvo, se produjo la reactivación de las estructuras extensionales preexistentes, dando lugar a las fallas de desgarre puras. Además, las zonas intersegmento sufren deformación distribuida y esfuerzos transtensivos, con la formación de releasing-bends y cuencas tipo pull-apart, como se ha mencionado anteriormente.

La ZFES deforma los depósitos cuaternarios y los desplaza a través de un movimiento dextral en sus segmentos principales y afecta claramente al relieve (Corti et al., 2005; Martínez-Díaz et al., 2004). Se ha dividido en cinco sectores (Canora et al., 2012) que son, de este a oeste, el sector San Miguel, sector Berlín, sector Lempa, sector San Vicente y sector Occidental (Fig. 3). El sector San Miguel se extiende 50 km conformando la terminación oriental de la ZFES y está constituido por desgarres en echelón con poca expresión en superficie. El sector Berlín se extiende desde la zona oriental del río Lempa hasta el volcán de San Miguel, con una longitud de 24 km. La deformación está muy concentrada, constituyendo un desgarre dextral puro. El sector San Vicente, el cual se sitúa entre la caldera de Ilopango hacia el este con una longitud de 21 km, está formado por un desgarre prácticamente puro debido a que presenta la deformación muy concentrada. Estos dos últimos sectores se encuentran separados por un relevo dextral tipo releasing step-over donde la deformación está más distribuida y se genera una cuenca tipo pull-apart. A esta zona se la denomina el sector de Lempa.

Finalmente, el sector Occidental se caracteriza por extenderse 80 km de largo y 40 km de ancho. Presenta la deformación bastante distribuida lo que se traduce en la aparición de multitud de fallas con una dirección N120°E y fallas secundarias normales con direcciones N150°-170°E y N190°-220°E. Las fallas situadas al sureste del sector producen escarpes hacia el norte, mientras que las fallas que limitan la zona al norte tienen escarpes orientados al sur. En el centro de este sector se encuentran los volcanes y calderas activas y está delimitado por la falla de Jalpatagua en Guatemala y el sector de San Vicente al este.

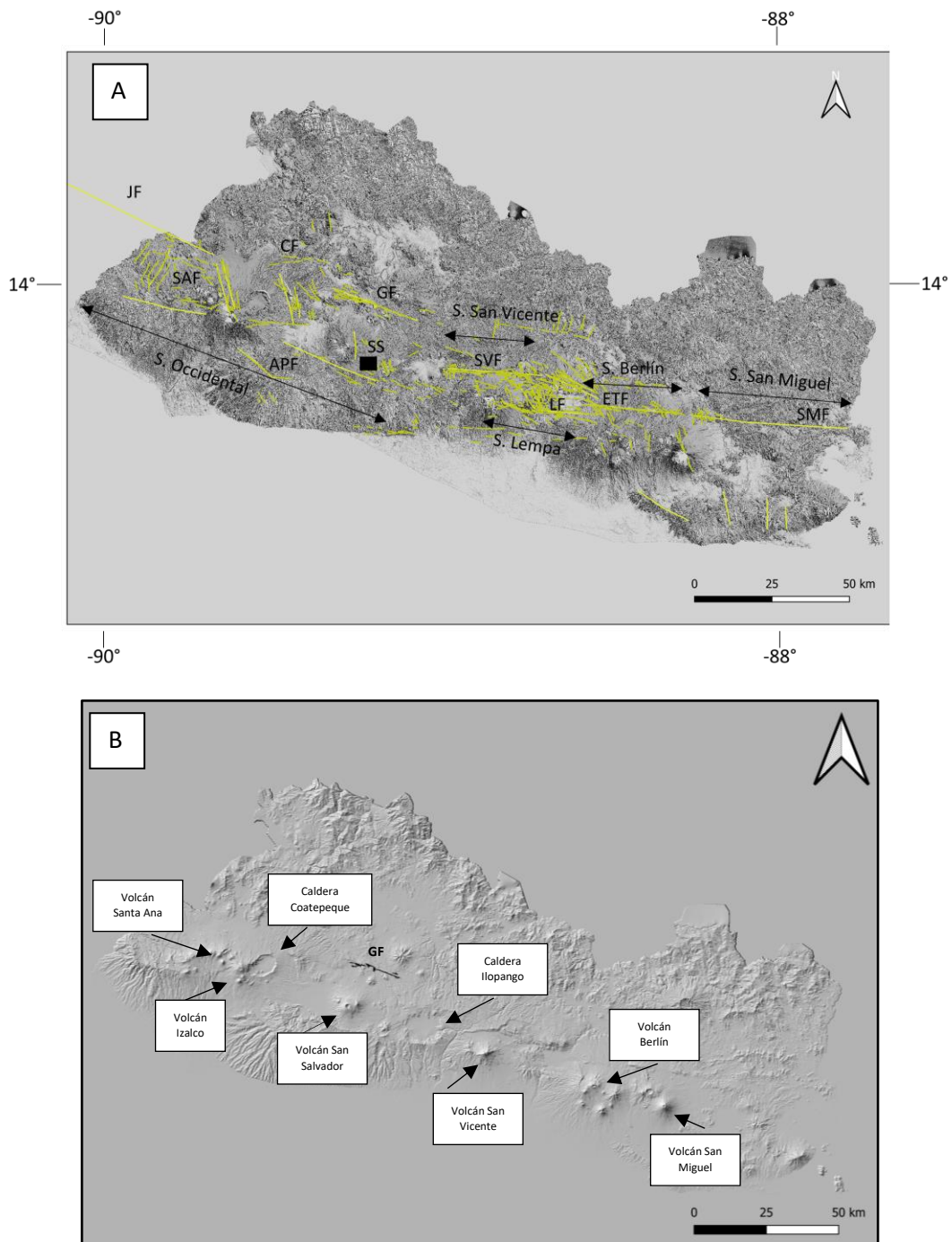


Figura 3. A) Representación de las principales fallas activas y algunas fallas secundarias donde se aprecian las orientaciones, junto con los sectores de la Zona de Falla de El Salvador (Canora, 2010). Las abreviaturas son: JF: Falla de Jalpatagua; SAF: Falla de Santa Ana; CF: Falla de Comecayo; APF: Falla de Apaneca; GF: Falla de Guaycume; SS: San Salvador; SVF: Falla de San Vicente; LF: Falla de Lempa; ETF: Falla de El Triunfo; SMF: Falla de San Miguel. B) Volcanes activos que conforman el arco volcánico Salvadoreño (Siebert y Simkin, 2002).

Este estudio se va a centrar en el sector occidental, del que forma parte la falla de Guaycume. Se trata de un segmento bien diferenciado dentro de la Zona de Falla de El Salvador y, dicha falla, se considera una de las principales de esta región.

La falla de Guaycume presenta una longitud de 30 km de largo, con una orientación NW-SE y se caracteriza por ser un desgarre dextral prácticamente puro con cierta componente transtensiva (Canora et al., 2012). Observando el modelo digital de elevaciones de la región (Fig. 3) se distingue la traza de la falla, la cual presenta una estructura compleja, de tal forma que su extremo occidental se ramifica en varias secciones subparalelas, mientras que en el extremo oriental desaparece. Está situada muy cerca de la ciudad de San Salvador y tiene evidencias de actividad cuaternaria. Presenta una gran tasa de deslizamiento, estimada en aproximadamente 10 ± 2 mm/año a partir de datos GPS (Staller, 2014). Esto apunta a periodos de recurrencia cortos, lo que hace que esta falla sea aún más peligrosa desde el punto de vista del riesgo sísmico.

La simulación de escenarios sísmicos muestra que un terremoto en la falla de Guaycume podría causar aceleraciones significativas en áreas urbanas importantes como San Salvador. Para un evento de Mw 6.8 se obtienen aceleraciones de más de 0.6g en las zonas más cercanas a la fuente, por lo que se pueden exceder aceleraciones de 0.2g con un terremoto de este tipo y algo mayores en la zona norte de la ciudad de San Salvador (Alonso-Henar, 2016). Por ello, se considera que esta falla tiene un potencial sismogénico notable, especialmente debido a su proximidad a grandes núcleos urbanos y la tasa de deslizamiento elevada.

4. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

4.1. Morfometría

Los análisis morfotectónicos consisten en el estudio de las formas del terreno y su relación con la estructura geológica y los procesos tectónicos. Estos análisis son fundamentales para entender cómo la tectónica ha influido en la configuración del paisaje. Se utilizan diferentes técnicas y herramientas, como la morfometría, la cual se refiere al análisis cuantitativo de las características geomorfológicas de las formas del terreno. Un ejemplo de ello son los índices geomorfológicos, los cuales permiten caracterizar y comparar diferentes paisajes, así como identificar patrones y procesos geomorfológicos. Otras maneras de llevar a cabo un análisis morfotectónico es mediante la realización de perfiles topográficos a lo largo de la traza de la falla y el estudio de características geomorfológicas, como el desplazamiento de la red fluvial, que ayuden a entender su comportamiento y cuantificar su salto vertical y horizontal, respectivamente. Estas herramientas también pueden utilizarse para entender cómo la actividad volcánica afecta al relieve, sobre todo en la zona de estudio, El Salvador, ya que se trata de una región volcánicamente activa por estar situado en el Arco Volcánico Centroamericano.

Se han llevado a cabo en la Zona de Falla de El Salvador estudios morfotectónicos que indican que se ha producido una elevada actividad cuaternaria y desplazamientos horizontales que superan los 500 metros en algunas zonas, desplazando y deformando la red fluvial (Álvarez-Gómez et al., 2006; Canora et al., 2012). Por ello, el objetivo de este trabajo es caracterizar la actividad más reciente producida por la falla de Guaycume, para observar si es de edad cuaternaria y qué comportamiento horizontal presenta. Esto se analizará a través del cálculo de índices geomorfológicos, en concreto, la curva y la integral hipsométricas. Se han seleccionado dichos índices debido a que algunos de los desgarres en la Zona de Falla de El Salvador presentan componente transtensiva, es decir, tienen cierto movimiento normal (Álvarez-Gómez et al., 2008). La componente normal podría observarse en la topografía, por lo que se determina que la hipsometría es un índice, a priori, adecuado para caracterizar la deformación en la falla de Guaycume, junto con la realización de perfiles. La componente horizontal se analizará a través de los desplazamientos de la red fluvial.

La curva hipsométrica describe la distribución de elevaciones a lo largo de un área determinada y se obtiene al representar las elevaciones relativas (h/H) enfrentadas al área relativa (a/A). Es frecuente normalizar los resultados, lo que facilita la

comparación de unas regiones con otras. Siendo, h la altura para la cual se calcula el área, H la altura máxima, a el área de la superficie dentro de una región por encima de una elevación (h) y A el área total de la cuenca de drenaje. La forma de la curva hipsométrica puede dar información acerca del estado de madurez de una cuenca o del relieve que presenta, de tal manera que las formas convexas indican un estado juvenil, las curvas cóncavas son características de relieves maduros y las curvas con “forma de S” indican estados intermedios de evolución en el ciclo erosivo (Strahler, 1952), como se muestra en la figura 4.

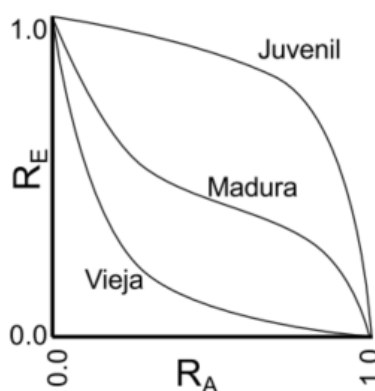


Figura 4. Curvas Hipsométricas (Strahler, 1952).

Para conocer las diferencias entre unas curvas y otras se utiliza la denominada integral hipsométrica, la cual representa la proporción del área relativa de la cuenca bajo una elevación dada. Se utiliza para cuantificar la forma de la distribución de elevaciones en una cuenca. Su cálculo, según Pike y Wilson (1971), es equivalente al cálculo de: $H_i = (h^- - h_m) / (h_M - h_m)$. Donde h^- es la altura media, h_m la altitud mínima y h_M la máxima.

Esta integral proporciona una medida de la etapa de desarrollo y erosión del paisaje, de tal forma que en aquellas ocasiones en las que H_i tenga un valor de 0.6-1, el relieve tenderá a ser más pronunciado y con pendientes más empinadas, es decir, con mayor proporción de alturas mayores. Vienen representados por curvas hipsométricas convexas y se relacionan con cuencas jóvenes y menos erosionadas, lo que puede deberse a la presencia de actividad sísmica y/o volcánica. Se corresponderían con zonas tectónicamente elevadas o con regiones afectadas por la actividad volcánica reciente. Los valores intermedios de H_i (0.4-0.6) reflejan relieves donde existe una combinación de zonas elevadas y valles erosionados. Se corresponden con curvas hipsométricas en forma de “S” y podrían asociarse a regiones con actividad tectónica moderada. Finalmente, los valores bajos de H_i (0-0.4) representan una mayor proporción de elevaciones bajas, los cuales indican paisajes

maduros y altamente erosionados. Se corresponden con curvas hipsométricas cóncavas y se relacionan con zonas tectónicamente hundidas (Keller y Pinter, 2002; Strahler, 1952).

En primer lugar, se ha realizado una zonificación de la falla en dos bloques rectangulares, norte y sur, para observar las diferencias que existen entre ambos en cuanto a sus curvas e integrales hipsométricas. Esto sirve como primera aproximación con el fin de comprender el comportamiento de la falla a mayor escala. A continuación, el cálculo de la integral y curvas hipsométricas de las cuencas de drenaje alrededor de la falla, la obtención de los perfiles topográficos y el análisis de otras características geomorfológicas como el desplazamiento de la red fluvial.

4.2. Resultados

Los resultados que se han obtenido al realizar el primer estudio, es decir, el cálculo de las integrales y curvas hipsométricas del bloque norte y sur de la falla (Fig. 5) revelan que ambos bloques no presentan diferencias significativas a esta escala, presentando, los dos, relieves más maduros, debido a la morfología cóncava de sus curvas y al valor tan bajo de la integral hipsométrica. Las razones por las cuales se obtienen estos resultados se discutirán más adelante.

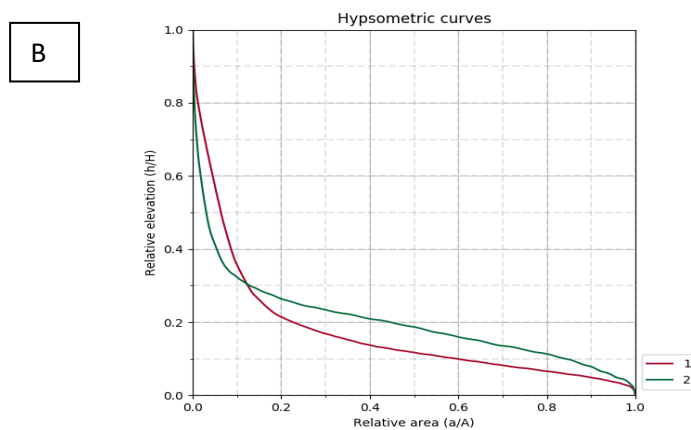
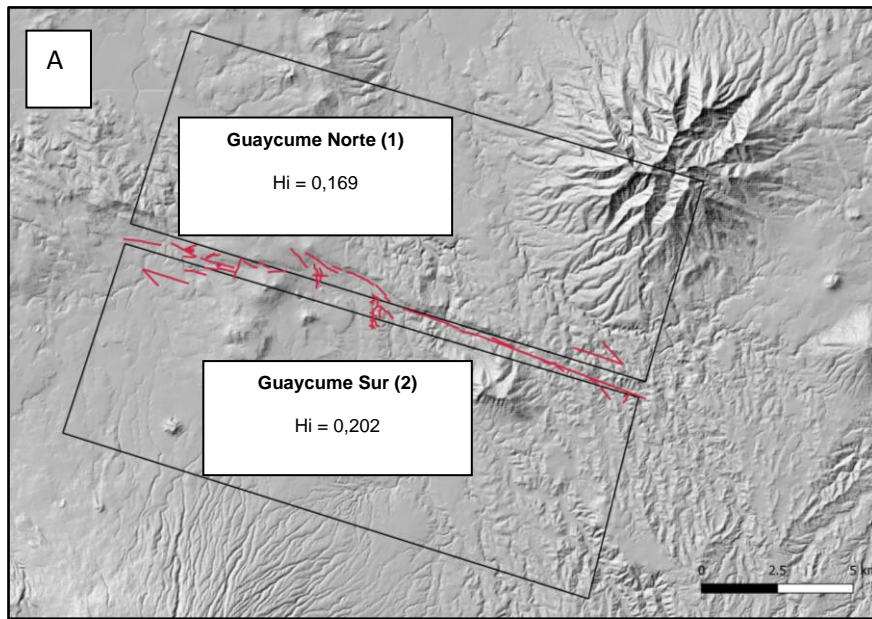


Figura 5. A) Zonificación en bloque N y S de la falla de Guaycume con su valor de integral hipsométrica correspondiente. B) Curvas hipsométricas de ambos bloques.

Respecto al estudio de los índices geomorfológicos de las cuencas de drenaje alrededor de la falla de Guaycume, se aprecia, en general, valores muy bajos de la integral hipsométrica (Tabla 1), lo que indica que la mayoría de las cuencas presentan relieves viejos, es decir, paisajes maduros y erosionados, según lo comentado en el apartado de morfometría. Sin embargo, esto es evidente, sobre todo, en la parte central sur de la falla, donde se alcanza el valor más bajo, de 1,151, reflejando que una gran parte de la cuenca se encuentra a elevaciones más bajas. Se corresponde con una curva hipsométrica cóncava (Fig. 6), lo que indica que la cuenca ha experimentado una erosión considerable. En la parte central norte los valores son ligeramente superiores, al igual que en ambas terminaciones de la falla, especialmente en el norte, donde la falla

se ramifica, que es donde se alcanzan los valores más altos de 0,726 como se muestra en la Figura 6 y 7. Cabe destacar que la numeración de las cuencas viene heredada del proceso de obtención de estas, para todo el modelo digital de elevaciones, de las cuales se seleccionaron las que se consideraron oportunas.

Los valores de la integral hipsométrica se correlacionan con la morfología de las curvas hipsométricas donde, en su mayoría, reflejan paisajes viejos (curvas azules), pero también se aprecia la existencia de relieves maduros (curvas rosas) y alguna cuenca con relieve juvenil (curvas rojas).

Nº cuenca	Hi	Nº cuenca	Hi
611	0,217	766	0,336
629	0,362	771	0,726
635	0,264	780	0,317
660	0,312	781	0,151
681	0,337	802	0,427
682	0,43	803	0,245
720	0,231	805	0,159
721	0,355	809	0,354
753	0,487	811	0,312
754	0,281	843	0,38
757	0,623	851	0,253
758	0,196	888	0,437
759	0,458	889	0,481

Tabla 1. Valores de la integral hipsométrica (Hi) de las cuencas de drenaje analizadas en el estudio alrededor de la falla de Guaycume.

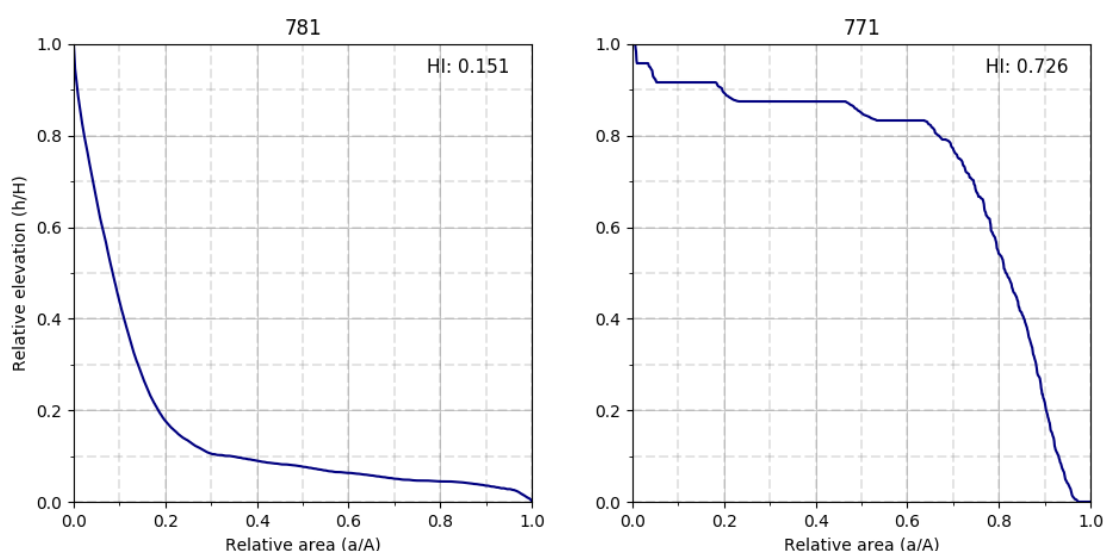


Figura 6. Curvas hipsométricas de las cuencas de drenaje que reflejan los valores más bajo y alto del intervalo de Hi que se encuentra en la zona de estudio.

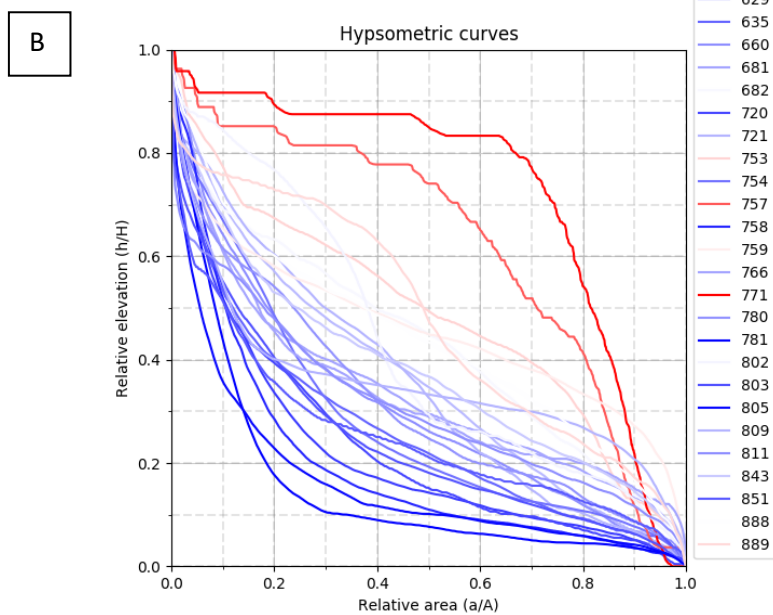
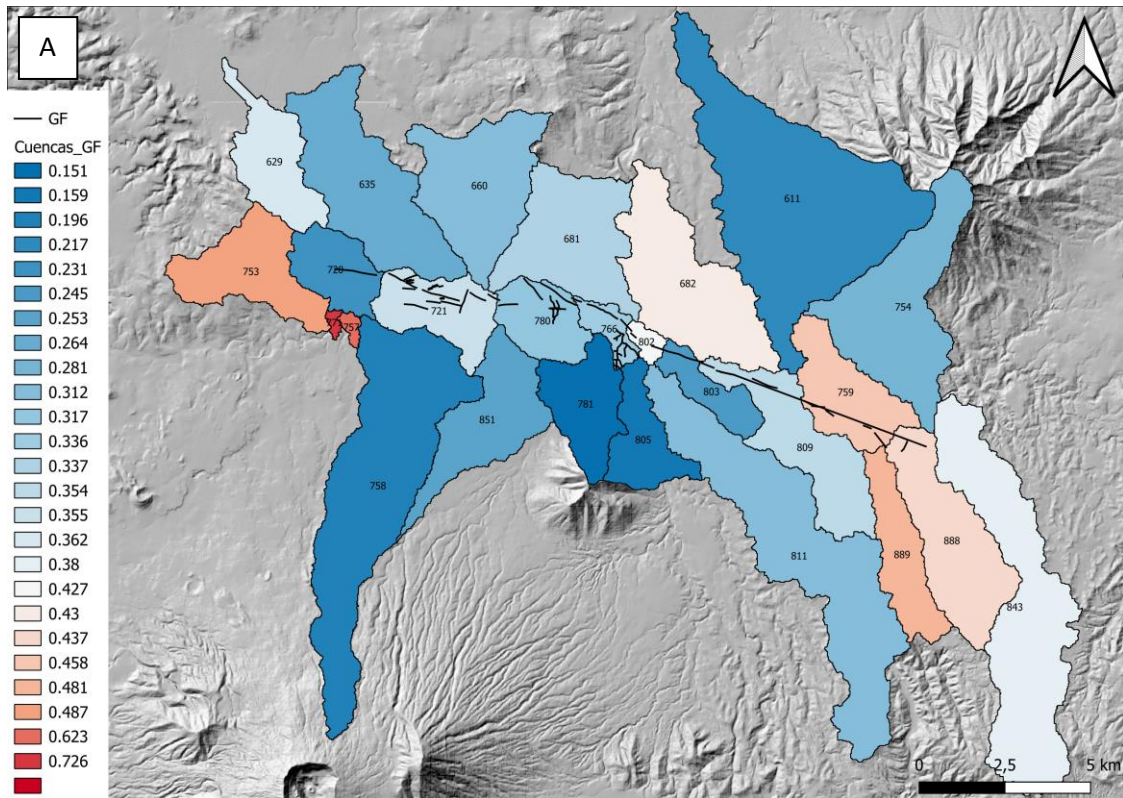
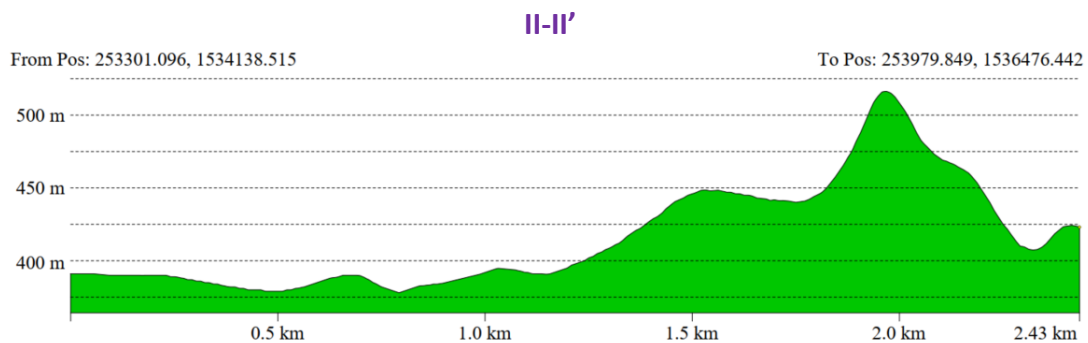
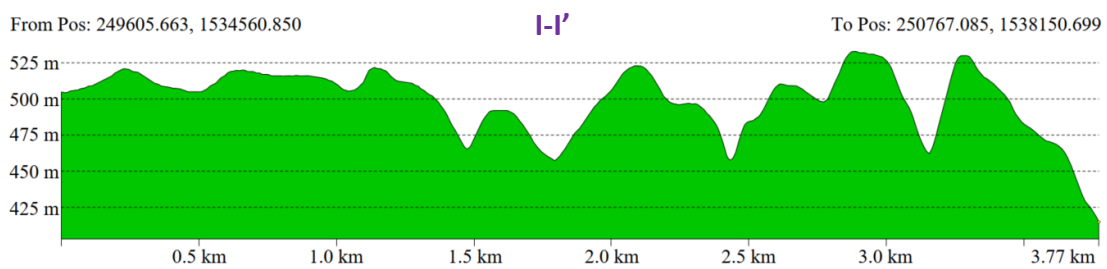
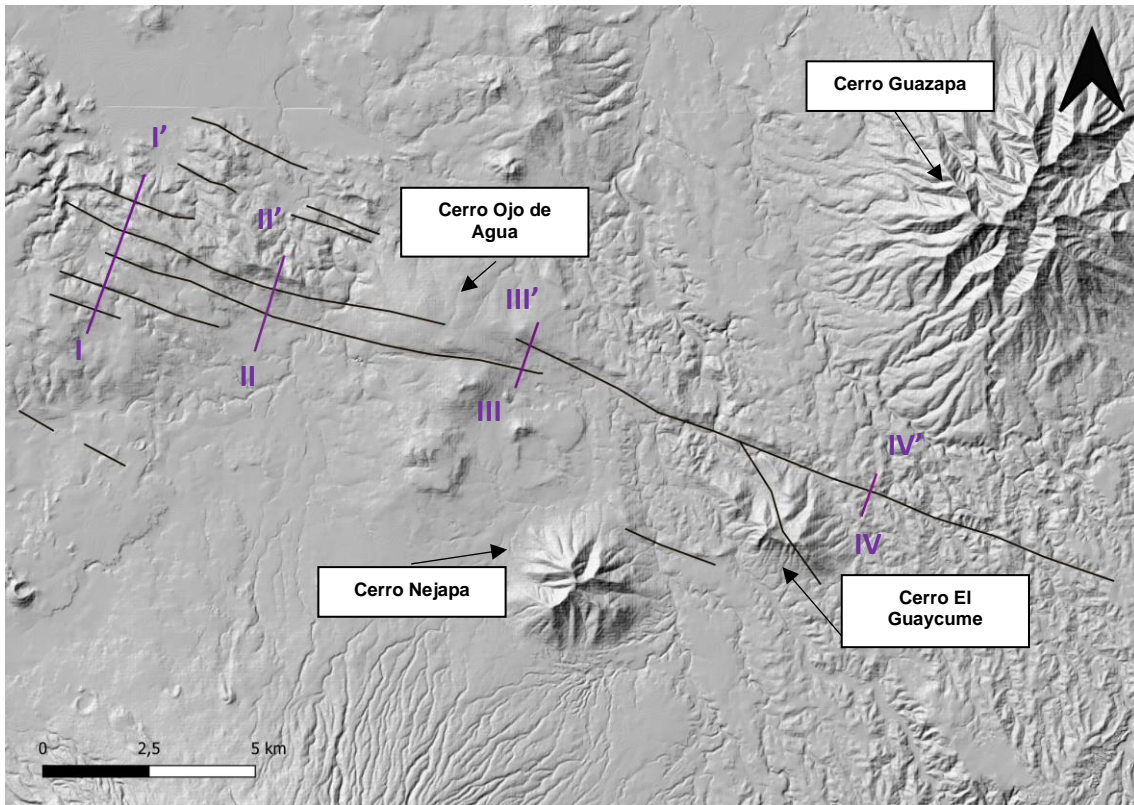


Figura 7. A) Modelo digital de elevaciones (DEM) donde se observa la traza principal de la falla de Guaycume y las cuencas de drenaje seleccionadas para el estudio. La rampa de color se basa en el valor de la integral hipsométrica de cada cuenca. B) Gráfico donde se recopilan las curvas hipsométricas obtenidas para cada cuenca de drenaje.

A continuación, se recogen los 4 perfiles topográficos que se han realizado a lo largo de la traza de la falla (Fig. 8), uno situado en la ramificación de la terminación occidental de la falla, otro situado en la parte oeste pero fuera de la ramificación, uno en el centro y, el último en la terminación oriental de la falla. Esto se ha llevado a cabo para observar los saltos de falla verticales que afectan a la superficie, cuantificar el desplazamiento y analizar su comportamiento.



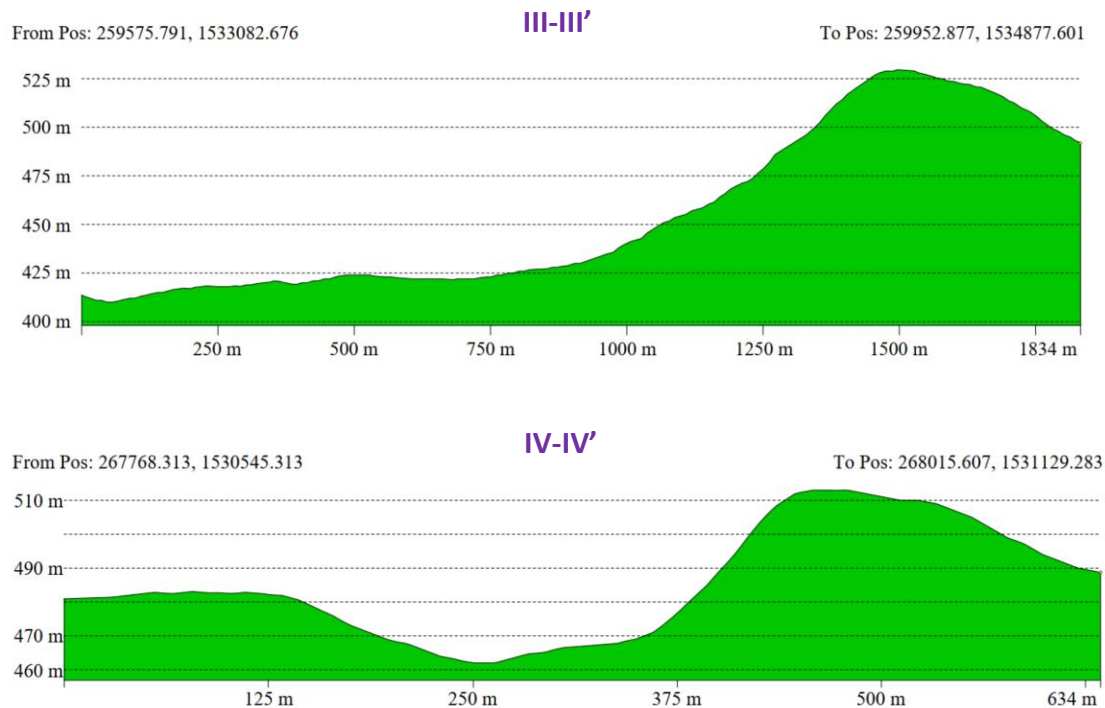


Figura 8. Modelo digital de elevaciones (DEM) con la traza en detalle de la falla de Guaycume y los 4 perfiles topográficos realizados.

Lo primero que se observa en el modelo digital de elevaciones es que entre la sección II-II' y la sección III-III' se encuentra un cerro de baja altura a partir del cual la falla pasa de presentar una intensa ramificación en la zona occidental a extenderse hacia el sureste en una única traza. Este cerro se trata de un antiguo volcán inactivo, que podría influenciar la segmentación de dicha falla.

En el perfil de la terminación occidental (I-I') se puede observar que la superficie es muy irregular debido a la presencia de numerosas ramificaciones de la falla. Esto dificulta la identificación de los bloques levantados y hundidos, sin embargo, se llega a apreciar que las alturas más bajas se sitúan siempre al sur del tramo de falla, constituyendo los bloques hundidos relativos al sur y los bloques levantados relativos al norte. El mayor salto vertical observado es de 65-70 metros aproximadamente.

En la sección II-II' se identifican dos saltos de falla que coinciden con los dos tramos, situados en los kilómetros 1,5 y 2. El bloque situado al sur es el que presenta menores elevaciones (bloque hundido), el bloque central es el elevado respecto al primer tramo de falla y el hundido respecto al segundo tramo; y el bloque norte es el bloque levantado. El primer salto es 50 metros, mientras que el segundo es de 80 aproximadamente, obteniendo un salto total de más de 120 metros.

En la parte central de la falla de Guaycume (III-III') se estima que el salto vertical es de 100 metros, apreciándose de manera clara el bloque hundido situado al sur y el bloque levanto situado al norte de la falla.

En la terminación oriental, la falla se difumina en el terreno como consecuencia de la disminución del salto vertical que dificulta su distinción. Sin embargo, en la sección IV-IV' el salto vertical se aproxima en 50 metros.

Finalmente, se ha realizado un último análisis geomorfológico basado en la observación del comportamiento de la red fluvial para identificar posibles desplazamientos horizontales de la falla. Para ello, se ha seleccionado el río Acelhuate ya que, como se aprecia en la Figura 9, su cauce presenta un cambio muy brusco de dirección y comportamiento al atravesar perpendicularmente la falla de Guaycume, el más notable de la totalidad de ríos que la atraviesan. El río Acelhuate es uno de los ríos principales en El Salvador, atravesando la ciudad de San Salvador, fluye hacia el oeste y luego hacia el sur para desembocar en el Océano Pacífico. Se ha restablecido su posición original y se ha obtenido un desplazamiento dextral del cauce de 1725 metros aproximadamente hacia el sureste.

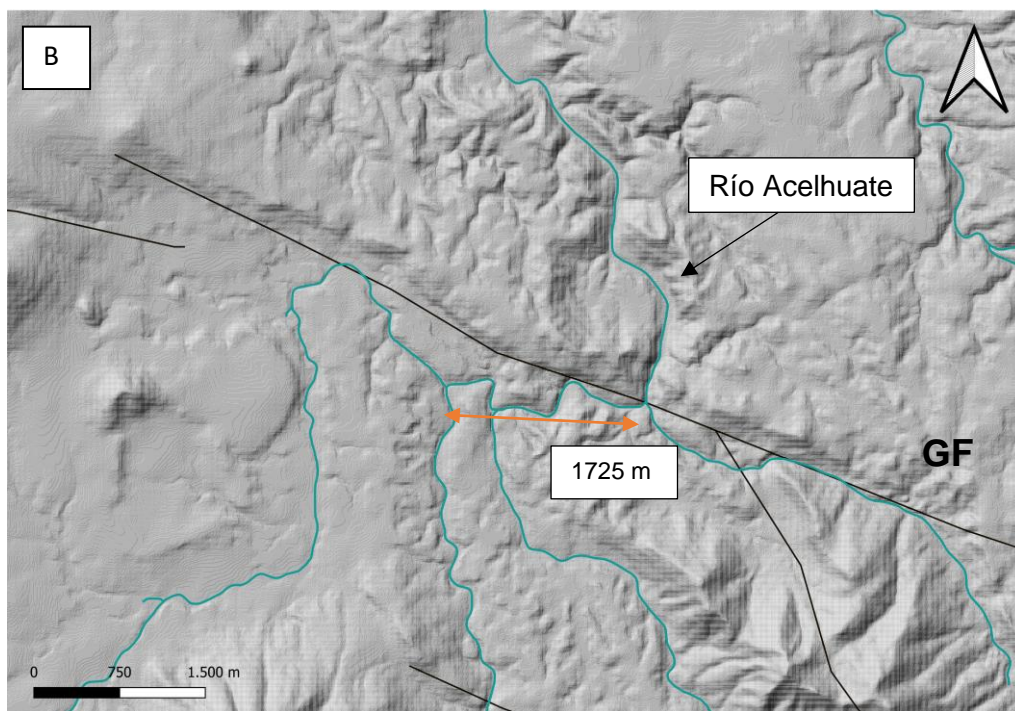
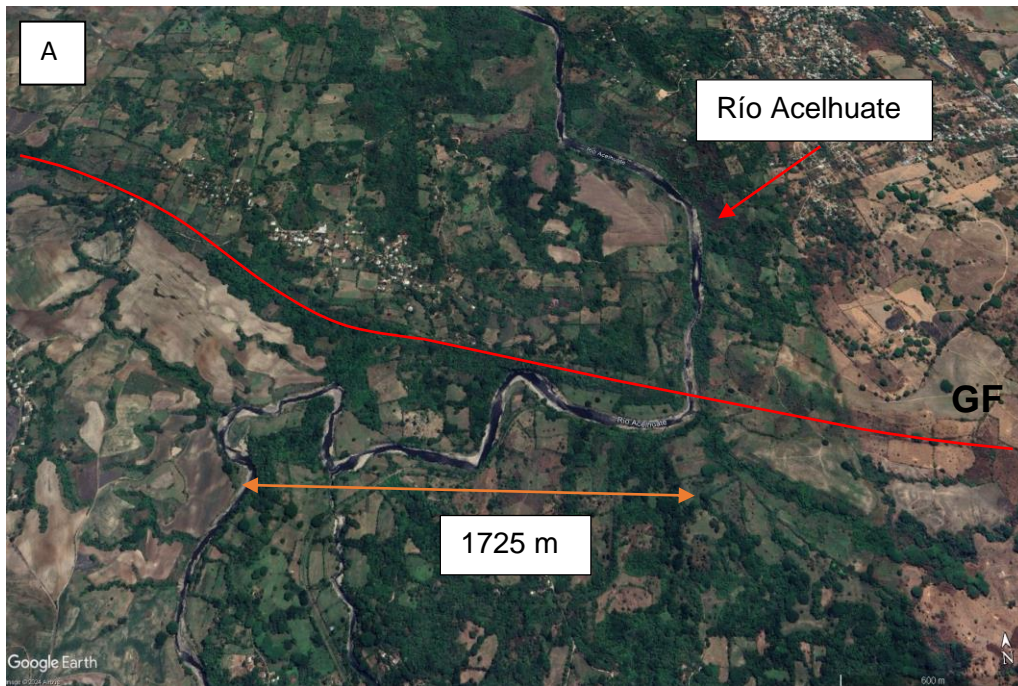


Figura 9. Vista del río Acelhuate atravesando la falla de Guaycume (GF). A) Imagen de Google Earth. B) Modelo digital de elevaciones.

5. DISCUSIÓN

Tras el estudio morfotectónico se procede a la interpretación de los resultados obtenidos. En primer lugar, el hecho de que los bloques norte y sur presenten integrales hipsométricas tan parecidas puede deberse a que la falla de Guaycume presenta una mayor componente en dirección que en buzamiento y, por ello, no hay gran diferencia de alturas entre un bloque y otro. Dichos resultados podrían indicar que Guaycume se formó en la segunda fase de evolución de la ZFES, en el periodo Neotectónico, a diferencia de otras fallas de la zona que parecen heredadas de la primera fase extensional y que sí tienen un efecto claro en la topografía. Por ello, se trataría de una falla de desgarre prácticamente pura con reducida componente normal.

Por otro lado, la presencia de valores tan bajos de la integral hipsométrica indica que la mayoría de las cuencas presentan relieves viejos, es decir, se trata de un paisaje maduro muy erosionado, lo que se corresponde con la morfología cóncava que presentan. Las cuencas que presentan valores más bajos, representadas en azul más oscuro en la figura 7, están relacionadas o situadas sobre relieves volcánicos de antiguos volcanes inactivos como el cerro Guazapa, el cerro Nejapa, El Guaycume o el Ojo de Agua.

Estos valores tan bajos son evidentes, sobre todo, en la parte central sur de la falla, donde el valor de la integral hipsométrica no supera el 0,2, lo que coincide con el hecho de que la falla presente un buzamiento hacia el sur. Además, si se relaciona con la parte central norte de la falla, los valores son ligeramente mayores, llegando a alcanzar la cifra de 0,4, el doble de lo que se encuentra en la parte central sur de la falla. Esto podría indicar que la zona central sur se corresponde con el bloque hundido y la zona central norte con el bloque levantado, lo cual se confirma gracias a la realización de los perfiles, en concreto, el de la sección III-III', donde se aprecia claramente la diferenciación en bloques y se logra cuantificar el salto vertical en 100 metros. Desde el punto de vista de los índices morfométricos, dicha interpretación se realiza de manera relativa y con poca importancia puesto que los valores de la integral hipsométrica siguen siendo muy bajos para ambos lados. Sin embargo, lo que sí que está claro es que las cuencas de la parte central norte presentan un relieve más moderno que las del sur, confirmado también gracias a la morfología en "S" que presentan las cuencas de drenaje del norte, que se corresponde con estados intermedios de evolución en el ciclo erosivo, mientras que las del sur son cuencas cóncavas, indicando la presencia de paisajes viejos.

Cabe destacar que los valores de la integral hipsométrica más altos se encuentran en ambas terminaciones de la falla, lo que coincide con la morfología de sus curvas hipsométricas, las cuales presentan una forma convexa, indicando paisajes más juveniles. En una evaluación preliminar, esto parece ser erróneo, puesto que normalmente la deformación es máxima en el centro de la falla y disminuye hacia los extremos, por lo que, quizás, se esté produciendo una concentración de esfuerzos tectónicos que generen mayor deformación y fracturación en esas zonas.

La terminación occidental de la falla de Guaycume se encuentra ramificada en varias secciones subparalelas presentando una deformación distribuida. Presenta los valores más elevados de integral hipsométrica, llegando a ser del orden de 0,5-0,7, lo cual indica, a priori, paisajes más juveniles, como se observa en la morfología de sus curvas hipsométricas. Al analizar el corte de la sección I-I' se aprecian numerosos saltos verticales de aproximadamente 60-70 metros cada uno, generando una superficie muy irregular. Quizá todo ello se deba a que se está produciendo una acumulación de esfuerzos, los cuales no son liberados y, por ello, el salto es notablemente inferior al de la parte central de la falla. Otros factores que pueden estar influyendo en la anomalía de la integral hipsométrica son: la presencia de otras trazas de fallas procedentes del sector occidental de la Zona de Falla de El Salvador, próximas a la falla de Guaycume que puedan estar transmitiendo esfuerzos o la proximidad de los relieves producidos por la Caldera de Coatepeque.

En el corte de la sección II-II' situado en el sector occidental de la falla de Guaycume se observa que la presencia de dos ramificaciones de la falla implica una partición en el salto vertical, de 50 y 80 metros, lo que resulta en un salto total de 120 metros.

En la parte oriental de la falla se encuentran valores de la integral hipsométrica de 0,4-0,45, es decir, un paisaje maduro, lo cual se refleja en la morfología sinuosa de las curvas hipsométricas. La falla desaparece en el terreno hacia el sureste debido a la reducción progresiva de la componente vertical y al escaso relieve de la zona. En la sección del corte IV-IV' se aprecia un salto vertical notablemente inferior, de 50 metros, lo que se debe a que, normalmente, en los extremos de la falla, la deformación es menor.

Una vez analizado el salto vertical de la falla de Guaycume, se procede a la interpretación de la componente principal de dicha falla. Se aprecia un desplazamiento horizontal muy visible en el cauce del río Acelhuate, de 1725 m. Conociendo el desplazamiento que se ha producido en el río Acelhuate y la edad de la red fluvial podría obtenerse una velocidad geológica relativa de la falla de Guaycume. Para ello, cabe

destacar, como se comentó anteriormente, que la región presenta una alta actividad volcánica con la acumulación de numerosos depósitos volcánicos datables que podrían ayudar a estimar una tasa de desplazamiento de la falla.

La mayor parte del área afectada por la falla está implantada sobre la formación Cuscatlán, la cual está compuesta principalmente por depósitos volcánicos y, gracias a Lexa et al. (2011), se dató mediante K-Ar obteniendo las edades de las secuencias de actividad volcánica cuaternaria, entre 1,9 y 1,4 M.a. Con este intervalo de edad para la red fluvial junto con el desplazamiento total sufrido por el río Acelhuate (1725 m), puede estimarse, grosso modo, la velocidad de la falla en el intervalo 0,9-1,23 mm/año. Se establece una velocidad media aproximada de 1 mm/año para la falla de Guaycume, notablemente inferior a los datos obtenidos mediante GPS (Staller, 2014) que revelaban velocidades de hasta 8 mm/año. Aunque estos resultados son una simple aproximación, de la cual se debería hacer un estudio más exhaustivo, estas diferencias pueden deberse a numerosos factores, entre los que destacan: el error asociado al intervalo de datación asignado a la formación Cuscatlán, el error de estimación del desplazamiento horizontal de la falla de Guaycume y la existencia de deformación dúctil en la corteza captada por los GPS, la cual no afecta al potencial sísmico de la falla puesto que no acumula esfuerzos.

Tras la obtención de la tasa de movimiento de la falla de Guaycume y realizando un cálculo de las dimensiones de esta, podría analizarse el potencial sismogénico de la falla con el fin de mejorar los cálculos de peligrosidad sísmica de esta región, lo cual podría ayudar a mitigar el riesgo sísmico existente.

6. CONCLUSIONES

La falla de Guaycume se trata de un desgarre dextral prácticamente puro con cierta componente normal. Se extiende una longitud de 30 kilómetros en una dirección aproximada NW-SE. Debido a su localización, tan cercana a la capital del país, hace que sea fundamental aumentar los conocimientos sobre su cinemática y evolución con el fin de mitigar el riesgo sísmico de la región.

El análisis morfotectónico que se ha llevado a cabo ha revelado que dicha falla presenta una componente principal horizontal. Esto se ha confirmado mediante el estudio de índices morfométricos (integral y curva hipsométrica), de tal forma que se han obtenido valores tan bajos de la integral que demuestran la inexistencia de grandes diferencias entre el supuesto bloque levantado y el bloque hundido. Además, con el análisis del desplazamiento de la red fluvial, en concreto, del río Acelhuate, calculado en 1725 metros se demuestra esa fuerte componente horizontal. Sin embargo, mediante la realización de perfiles topográficos a lo largo de la traza de la falla se ha observado que existe un salto de falla vertical muy marcado en su zona central, de hasta 120 metros, disminuyendo progresivamente hacia los extremos, donde se encuentran saltos de hasta 50 metros.

Con todo ello, se ha llegado a la conclusión de que la falla ha sufrido un desplazamiento horizontal aproximado de 1725 m, y un levantamiento vertical medio aproximado de 85 m desde el momento del encajamiento fluvial. Mediante la obtención del desplazamiento horizontal y el establecimiento de la edad de la red fluvial en 1,9-1,4 M.a. se ha calculado una velocidad geológica para la falla aproximada de 1 mm/año, lo cual difiere notablemente de la obtenida por Staller (2013) mediante datos GPS. Aun así, los resultados recopilados en este trabajo podrían ayudar a obtener mayor conocimiento sobre la falla de Guaycume y mejorar los cálculos de peligrosidad sísmica con el fin de mitigar el riesgo sísmico de la región.

7. BIBLIOGRAFÍA

Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A. y Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Journal of Structural Geology*, 75, 1-19.

Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J.A. y Martínez-Díaz, J.J. (2016). Neogene-Quaternary evolution from transpressional to transtensional tectonics in Northern Central America controlled by Cocos-Caribbean subduction coupling change. *Journal of Iberian Geology*, 42(2), 231-248.

Alvarado, D., DeMets, C., Tikof, B., Hernández, D., Wawrzyneic, T.F., Pullinger, C., Mattioli, G., Tuner, H.L., Rodríguez, M. Y Correa-mora, F. (2011): Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observation. *Lithosphere*, 3 (1): 3-21.

Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., Benito, B. y Hernández, D. (2006). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and its implications for the deformation of the Central American Volcanic Arc. *Journal of Geodynamics*, 41(3-4), 316-332.

Álvarez-Gómez, J. A., Meijer, P. T., Martínez-Díaz, J. J. and Capote, R. (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench, *Tectonics*, 27, TC1008, doi: 10.1029/2007TC002162.

Álvarez-Gómez, J. A. (2009). Tectónica activa y geodinámica en el norte de Centroamérica. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 95 p.

Álvarez-Gómez, J. A., Staller Vázquez, A., Martínez-Díaz, J. J., Canora, C., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., & Béjar-Pizarro, M. (2019). Push-pull driving of the Central America Forearc in the context of the Cocos-Caribbean-North America triple junction. *Scientific Reports*, 9, 11164.

Bommer, J.J. y Rodríguez, C. E. (2002). Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering Geology*, 63 (3/4), 189–220.

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 Self, S. (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc, *Geology*, 13, 22–26.

Burkart, B., Deaton, B. C., Dengo, C. y Moreno, G. (1987). Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement, *Tectonics*, 6(4), 411–422.

Canora, C. (2010). Análisis sismotectónico, neotectónico y paleosísmico de la Zona de Falla de El Salvador, Centro América. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 192p.

Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J. J., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Capote, R. and Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America, *Geol. Acta*, 10, 103–123.

- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F. y García, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America, *Geology*, 33(12), 989-992.
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1-80.
- Dengo, G. y Bohnenberger, O. (1969). Structural development of northern Central America. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 11, 203-220.
- Dewey, J. W. y Suárez, G. (1991). Seismotectonics of Middle America. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D. (Eds.), *Neotectonics of North America, Decade of North American Geology*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 309-321.
- Emmet, P. (1983). *Geology of the Agalteca Quadrangle, Honduras, Central America*: M. S. tesis, The University of Texas at Austin, 201p.
- Gordon, M. B. y Muehlberger, W. R. (1994). Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, 13 (4), 858-872.
- Guzmán-Speziale, M., W. D. Pennington, y T. Matumoto (1989), The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, 8(5), 981-997.
- Guzmán-Speziale, M., y J. J. Meneses-Rocha (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.
- Guzmán-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, 39-51.
- Guzmán-Speziale, M. (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, v. 496, no. 1-4, Pp. 17-27.
- Harlow, D. H., White, R. A., Rymer, M. J. and Álvarez, S. (1993). The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 1143-1154.
- Keller, E. A. y Pinter, N. (2002). *Active Tectonics, Earthquakes, uplift and landscape. Upper Saddle River, NJ, United States (USA)*. Prentice Hall, New Jersey, 362 pp.
- Lallemant, H. G. A. y Gordon, M. B. (1999). Caribbean basins, *Sedimentary basins of the world*, vol. 4, Cap. Deformation history of Roatán Island: Implications for the origin of the Tela Basin (Honduras), pp. 197-218, Elsevier Science, Amsterdam.
- Lexa, J., Šebesta, J., Chávez, J.A., Hernández, W., Pécskay, 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. et al., (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694.
- Mann, P. (2007). *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America*. Special Paper, 179 pp., Geological Society of America, Boulder, CO.
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B. y Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador, *Geology*, 32 (1): 65- 68.

- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J. A., Staller Vázquez, A., Alonso-Henar, J., Canora, C., Insúa-Arévalo, J. M., Tsige, M., Villamor, P., Herrero-Barbero, P., Hernández-Moreno, C., Hernández, W., Hernández, D., Marroquín, G. y Mixco, L. (2021). Active faults of El Salvador. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103402.
- Muehlberger, W. R. y Ritchie, A. W. (1975). Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3(5), 232–235.
- Pike, R.J. y Wilson, S.E. (1971). Elevation-relief ratio, Hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82 (4), 1079–1083.
- Plafker, G. (1976), Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976, *Science*, 193(4259), 1201–1208.
- Siebert, L. y Simkin, T. (2002). *Volcanoes of the world: an illustrated catalog of holocene volcanoes and their eruptions*. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3.
- Staller, A. (2014). *Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.
- Stoiber, R. E. y Carr, M. J. (1973). Quaternary volcanic and Tectonic segmentation of Central America. *Bulletin Volcanologique*, 37 (3), 304-325.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (área-altitude curve) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63 (11), 1117-1141.
- Van Wyk de Vries, B. (1993). *Tectonics and magma evolution of Nicaraguan volcanic systems*. PhD tesis, Open Univ., Milton Keynes, U.K.
- Weyl, R. (1980). *Geology of Central America*, 2 ed., Gebrueder Borntraeger, Berlin.
- White, R. A., Harlow, D. y Álvarez, S. (1987). The San Salvador Earthquake of October 10th, 1986 - Seismological Aspects and other Recent Local Seismicity. *Earthquake Spectra*, Vol.3. pp 419-434.
- 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.