



**Estudio del Frente montañoso de la zona de Falla Pinar, Cuba occidental, y su relación con la tectónica reciente**

*Study of the mountain front of the Pinar Fault Zone, western Cuba, and its relation with recent tectonics*

Estévez-Cruz, E. <sup>(1)</sup>; Cueto-Gil, C. J. <sup>(1)</sup>; Díaz-Guanche, C. <sup>(1)</sup>;  
Ramírez-Hernández, R. <sup>(1)</sup>; Ordaz-Hernández, A. <sup>(2)</sup>

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Técnicas, Universidad de Pinar del Río. Calle Martí 272 entre 27 de noviembre y González Alcorta, Pinar del Río, C. P. 20100, Pinar del Río, Cuba. [estevez@upr.edu.cu](mailto:estevez@upr.edu.cu)

(2) Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Paseo Universidad, Ciudad Universitaria, C. P. 50110, Toluca de Lerdo, México. [aordazh@uaemex.mx](mailto:aordazh@uaemex.mx)

**Resumen**

La zona de falla Pinar es una gran dislocación tectónica de compleja historia cinemática, que se localiza en Cuba occidental, al sur de la Cordillera de Guaniguanico. Su estudio reviste gran importancia dada su naturaleza sismogénica. En la investigación se aplican herramientas de la geomorfología tectónica para evaluar las deformaciones activas asociadas a esta estructura. El procesamiento del modelo digital de elevación con 25 m de resolución espacial permitió extraer la red de drenaje sintética y sus subcuencas hidrográficas, delimitar el frente montañoso y cuantificar los parámetros geométricos de sus facetas triangulares. Los modelos empíricos de Tsimi y Ganas (2015) y De Polo y Anderson (2000) se utilizaron para estimar las tasas de levantamiento vertical a lo largo del frente montañoso, a partir de las pendientes y alturas de las facetas. Como la actividad de la falla se refleja en las cuencas hidrográficas con las cuales está en contacto, las mismas fueron estudiadas empleando índices geomórficos como factor de asimetría (AF), integral hipsométrica (HI), relieve interno (DV), y densidad de puntos de ruptura del gradiente, entre otros. El estudio demostró que el frente en la parte oriental se caracteriza por presentar facetas bien definidas y de mayor altura y pendiente. Las variaciones de los índices geomórficos del frente y de las subcuencas hidrográficas a lo largo del rumbo de la falla reflejan cambios en su actividad tectónica reciente, y permitieron dividirla en tres segmentos geomórficos que se corresponden con bloques morfoestructurales. Finalmente, se pudo establecer que la tasa de levantamiento vertical fluctúa entre 0,04-0,71 mm/año, alcanzando los máximos valores en el segmento NE de la falla, donde manifiesta su mayor potencial sismogénico.

**Palabras clave:** Frente montañoso; falla Pinar; índices geomórficos; tasa de levantamiento vertical; Cuba.



## Abstract

The Pinar fault zone is a large tectonic dislocation of long and complex kinematic history, which is located in western Cuba, southward of the Guaniguanico Mountain Range. Its study has a great importance given its seismogenic nature. In the research, tectonic geomorphology tools were applied to evaluate the active deformations associated with this structure. The processing of the digital elevation model with 25 m of spatial resolution allowed to extract the synthetic drainage network and its hydrographic sub-basins, delimit the mountain front and quantify the geometric parameters of its triangular facets. The empirical models of Tsimi and Ganas (2015) and De Polo and Anderson (2000) were applied to estimate the vertical uplift rates along the mountain front, from the slopes and heights of the facets. As the activity of the fault is reflected in the drainage basins with which it is in contact, they were studied using geomorphic indices such as asymmetry factor (AF), hypsometric integral (HI), internal relief (DV), and density of the gradient rupture points, among others. The study showed that the front in the eastern part is characterized by presenting well-defined facets, which are higher and steeper. The variations of geomorphic indices of the front and of the drainage sub-basins along the path of fault reflect changes in its recent tectonic activity, and allowed to divide the fault zone into three geomorphic segments, that correspond to morph structural blocks. Finally, it was possible to establish that the vertical slip rate fluctuates between 0.04-0.71 mm / year, reaching the maximum values to the NE segment of the fault, where it manifests its highest seismogenic potential.

**Key words:** Mountain front; Pinar Fault; geomorphic indices; vertical slip rate; Cuba.

## 1. Introducción

Los frentes montañosos constituyen una zona de transición topográfica entre las cordilleras y las llanuras, e incluyen los escarpes de fallas, la red de drenaje que la atraviesa y las formas del relieve de la premontaña. Estos son consecuencias de diversos estilos de plegamiento y fallamiento, y constituyen la respuesta del relieve a una brusca caída del nivel de base de erosión, motivada por causas tectónicas.

El estudio de las formas del relieve y los depósitos generados o modificados por los procesos tectónicos recientes proporciona información relevante sobre las deformaciones de las estructuras asociadas. En ese sentido, los frentes montañosos representan las formas tectónicas características de las fallas activas, los que generalmente poseen periodos de existencia superior a los 100 Ka y en ellos se registra la historia tectónica reciente de las fallas que los originan. De esta forma, el estudio geomórfico de los frentes generados por fallas, combinado con el análisis de la red de drenaje y los sistemas de abanicos fluviales permite evaluar la actividad tectónica de las

estructuras con las que se asocian (Silva *et al.*, 2003; Bull, 2007; Burbank y Anderson, 2012; Ordaz, 2013; Valente *et al.*, 2019).

En ambientes dominados por la extensión, se puede derivar un volumen considerable de información sobre la relación entre la denudación del bloque que se levanta y la acumulación en el bloque que se hunde a partir de rasgos geomórficos del frente montañoso. De esta forma, los índices geomórficos cuantitativos y los parámetros cualitativos, tales como el perfil y la forma en el plano del frente montañoso, la morfología de los abanicos aluviales, las cuencas hidrográficas y los perfiles longitudinales de los ríos pueden proporcionar información esencial para evaluar el estado de actividad de las fallas que generan el frente montañoso (Burbank y Anderson, 2001; Keller y Pinter, 2002; Bull, 2007; Kirby y Whipple, 2012; Valente *et al.*, 2019).

El estudio de las deformaciones recientes, empleando diferentes herramientas y enfoques, aporta datos fundamentales para evaluar la peligrosidad sísmica asociada a fallas activas (De Polo y Anderson, 2000). El método actual

para determinar el peligro sísmico en los sistemas montañosos limitados por fallas normales, descansa fundamentalmente en los estudios paleosísmicos de trincheras, los cuales resultan un método costoso y dilatado en el tiempo que dificulta su aplicación masiva (De Polo y Anderson, 2000). También se han desarrollado modelos geométricos alternativos que permiten valorar la sismicidad a partir del estudio de la topografía (Tucker *et al.*, 2011; Struble, 2016). Especial atención se ha prestado a la relación entre la geometría de las facetas y la tasa de levantamiento (Mayers, 1986), es así que diversos estudios han evaluado la correlación existente entre las propiedades morfométricas del frente y la actividad sísmica regional (De Polo y Anderson, 2000; Petit *et al.*, 2009a; Tsimi y Ganas, 2015; Struble, 2016).

De Polo y Anderson (2000) desarrollaron un modelo estadístico simple que permite inferir la tasa de levantamiento vertical (*vertical slip rate*), a partir de la altura de las facetas basales. Para esto generalizaron los datos de tasas de levantamiento vertical de 45 fallas normales de la subregión de las Grandes Cuencas en Nevada. La relación entre la tasa vertical y la altura se cuantificó a través de un modelo de regresión lineal por mínimos cuadrados. Tsimi y Ganas (2015) analizaron 232 facetas a lo largo de 10 fallas normales con tasas de levantamiento conocidas en Bulgaria y Grecia, y establecieron una relación empírica (modelos de regresión) entre los atributos morfométricos de las facetas (altura y pendiente) y la tasa de levantamiento. Topal *et al.* (2016) estudian la actividad tectónica y el peligro sísmico de la falla normal Akşehir en Turquía, usando índices geomórficos y el análisis de perfiles longitudinales de los ríos.

Otro enfoque, muy utilizado para evaluar la actividad tectónica relativa de diferentes estructuras, lo constituye la aplicación del análisis morfométrico de los frentes montañosos. Este incluye la estimación de marcadores geomórficos como el índice de sinuosidad del frente y el índice de incisión fluvial, entre otros (Silva *et al.*, 2003; Topal *et al.*, 2015; Daxberger y Riller, 2015).

El fallamiento activo en Cuba ha sido abordado por diversos investigadores, empleando datos geológicos, geofísicos y geomorfológicos, dada la importancia de estos estudios para evaluar diferentes peligros geológicos (sísmicos, gravitacionales, erosivos y kársticos), asociados con estas estructuras (Magaz *et al.*, 1997; Ordaz, 2013; Ramírez, 2018,). Los métodos geomorfológicos constituyen una herramienta importante para los estudios de los sistemas de fallas activas (Wobus *et al.*, 2006; Kirby y Whipple, 2012), especialmente en países como Cuba donde no se dispone de información más precisa (Magaz *et al.*, 1997).

La zona de articulación entre la Cordillera de Guaniguanico y la llanura sur de Pinar del Río en el extremo occidental de Cuba, constituye un excelente ejemplo de un frente montañoso asociado a una falla (Fig. 1). La zona de falla Pinar posee una clara expresión topográfica, consecuencia de una componente normal extensiva en sus movimientos más recientes (Gordon *et al.*, 1997; Cofiño y Cáceres, 2003; Saura *et al.*, 2008) y un contraste muy marcado en las deformaciones actuales y el modelado general del relieve. El frente montañoso, constituido por escarpes de fallas y facetas de diferentes geometrías, ha sido poco estudiado, no así la zona de falla Pinar a la cual se le ha dedicado un número importante de trabajos que intentan aclarar su funcionamiento y naturaleza (Meyerhoff y Hatten, 1974; Gordon *et al.*, 1997; Cofiño y Cáceres, 2003; Saura *et al.*, 2008; Cofiño *et al.*, 2011). Esta estructura regional posee gran importancia por su carácter sismoactivo, aunque no se cuenta con estudios de paleosismicidad en trincheras que permitan establecer su segmentación sísmica y evaluar su tasa de levantamiento (Villalón-Semanat *et al.*, 2020). Solo existen estimados (<1mm/año) basados en la edad de los sedimentos cortados por la falla (Magaz *et al.*, 1997).

En la zona de trabajo se han realizado diversas investigaciones dirigidas al estudio de los movimientos recientes, la evolución del relieve y la sismicidad de la falla Pinar (Cruz, *et al.*,

En prensa

In press

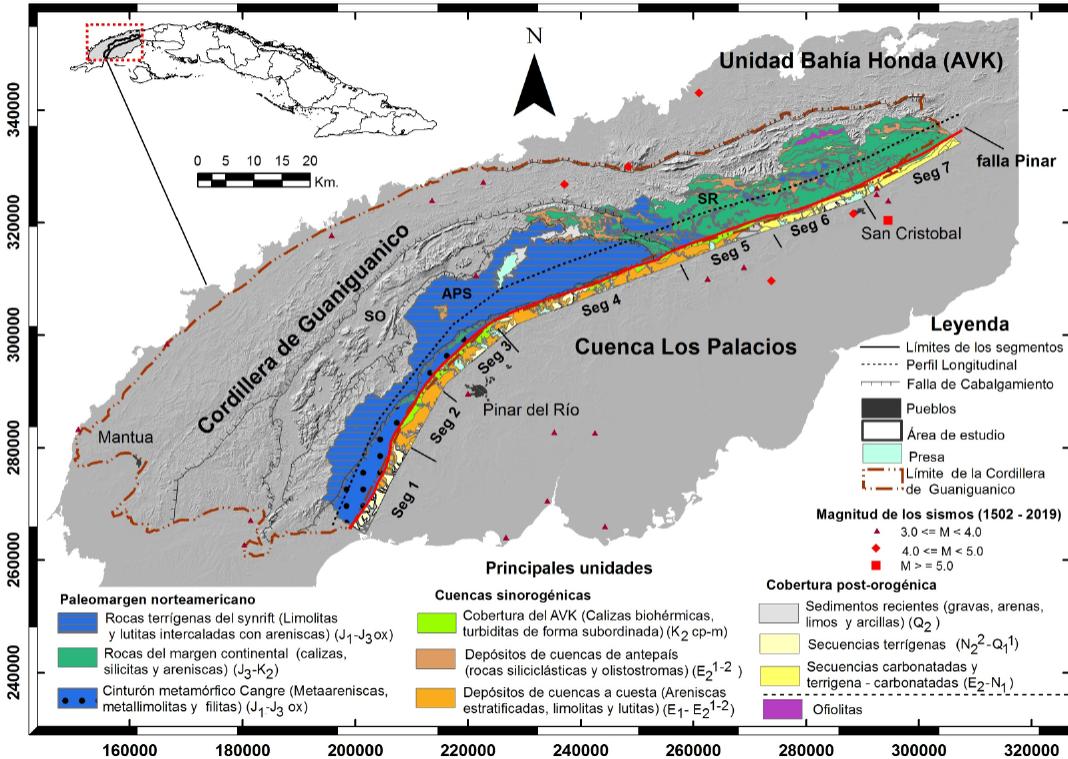


Figura 1. Mapa que muestra la situación físico-geográfica y geológica del área de estudio. SR-Sierra del Rosario, APS-Alturas de Pizarras del Sur, SO –Sierra de los Órganos, AVK-Arco Volcánico Cretácico.

Figure 1. Map showing physiographic situation and geological setting of the study area. SR-Sierra del Rosario, APS-Alturas de Pizarras del Sur, SO –Sierra de los Órganos, AVK- Cretaceous Volcanic Arc.

2007; Ordaz *et al.*, 2013; Estévez *et al.*, 2017; Ramírez, 2018), en todos ellos se hace un amplio uso de los métodos morfotectónicos. Ordaz *et al.* (2013) revelan las principales expresiones morfotectónicas del relieve, como contribución al estudio de la peligrosidad sísmica de un sector de la falla Pinar. Ramírez (2018) evaluó el estado actual de actividad morfotectónica de un sector entre las cuencas de los ríos Cangre y San Cristóbal, y propone un nuevo modelo de evolución del relieve. Estévez *et al.* (2017) identifican deformaciones recientes en el relieve fluvial de la Llanura Sur de Pinar del Río, a partir de la integración de los resultados de la evaluación morfométrica del relieve, el análisis de anomalías del drenaje, el estudio de la distribución espacial de los complejos estratigráficos y de los sedimentos

aluviales, y la espectrometría del canal de potasio. Estas investigaciones, aunque hacen un amplio uso de los métodos de la geomorfología tectónica, se concentran en determinados sectores de la falla, por lo que no abordan la cuestión de su estructuración geomórfica, y la tectónica reciente a lo largo de toda su extensión.

La presente investigación está dirigida a evaluar las deformaciones activas asociadas a la zona de falla Pinar y su patrón de distribución espacial a través del empleo de herramientas de la geomorfología tectónica. Además, combina un estudio detallado del frente montañoso y de las subcuencas hidrográficas que drenan la vertiente sur de la Cordillera de Guaniguanico.

## 2. Marco geológico regional

La parte occidental de Cuba, donde se enmarca el área de estudio, representa un segmento del orógeno cubano, formado por la colisión entre el Arco Volcánico Cretácico (AVK), perteneciente a la placa del Caribe y el paleomargen continental de América del Norte (PMAN), que ocurrió entre el Eoceno Temprano y el Eoceno Medio. El área incluye el frente montañoso asociado a la zona de falla Pinar, la que separa dos grandes morfoestructuras regionales: la Cordillera de Guaniguanico al norte y la cuenca Los Palacios al sur, y las subcuencas hidrográficas de los ríos que son cortados por la falla estudiada (Fig. 1).

En las montañas de la Cordillera de Guaniguanico afloran las secuencias mesozoicas del margen continental y en ellas se distinguen varias unidades tectono-estratigráficas (UTE): Alturas de Pizarras del Sur (APS), Sierra de los Órganos (SO), Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza (SR-APN-E) y el Cinturón Cangre (CC) (Cobiella, 2017). Estas unidades están caracterizadas por diferentes columnas estratigráficas, rocas magmáticas y grados de metamorfismo y separadas entre sí por fallas regionales (Fig. 1). Por el nordeste, las secuencias del margen continental yacen bajo el cabalgamiento formado por rocas del AVK y del cinturón ofiolítico del norte de Cuba (Unidad Bahía Honda), emplazadas desde el sur. La Cordillera de Guaniguanico posee una compleja tectónica, cuyo rasgo más notable lo constituyen los *nappes* o cabalgamientos (Gordon *et al.*, 1997). Los trabajos realizados por Martínez *et al.* (1987) revelan dos sistemas principales de fallas: a) sistema de fallas longitudinales, coincide con el rumbo de la estructura geológica, con dirección O-SO - E-NE, que constituye el límite de las unidades tectónicas, b) sistema transversal, cortante de la estructura geológica, con dirección SE-NO.

En los cortes de estas unidades es posible distinguir dos grandes secuencias en los estratos del Jurásico-Cretácico. Un corte basal representado por sedimentos terrígenos siliciclásticos de origen deltaico o continental (pre

Oxfordiano Superior) acumulados en cuencas de *synrift*. Los cortes son mayoritariamente de carácter turbidíticos en SR-APN-E, mientras las secuencias de APS y SO se acumularon en aguas someras. Al final del Jurásico ocurre una transición hacia una sedimentación fundamentalmente carbonatada, la que está ausente en la APS, y en la UTE SR-APN-E está constituida por calizas estratificadas de aguas profundas, intercaladas con silicitas y areniscas, mientras que en SO la secuencia comienza con un potente banco carbonatado sobre el cual yace una sección carbonatada de aguas profundas, bien estratificada. En el margen meridional de la cordillera y en contacto con la falla Pinar aflora el Cinturón Cangre, que representa el equivalente metamórfico de alta presión de los cortes jurásicos del paleomargen, y está formado por metaareniscas, metalimolitas y filitas con algunas intercalaciones de mafitas metamorizadas. Las rocas del paleomargen están cubiertas por los depósitos de la cuenca de antepaís. Estas secuencias, acumuladas en el frente de los mantos de cabalgamiento, generados durante la orogénesis cubana (Eoceno Inferior-Eoceno Medio), están formadas por depósitos gravitacionales (turbiditas y olistostromas) derivados de la erosión de las rocas del paleomargen, los terrenos de arco volcánico y las ofiolitas (Cobiella, 2017).

Por el sur las rocas del paleomargen contactan con la cuenca cenozoica Los Palacios a través de la falla Pinar. La cuenca está activa desde inicios del Eoceno (Gordon *et al.*, 1997) y en ella afloran sedimentos sinorogénicos y postorogénicos con edades desde el Cretácico Superior hasta el Cuaternario. Por debajo del corte eocénico yace un substrato con rocas asignables al terreno de arco volcánico y las ofiolitas. En la estribación de la cordillera y en contacto con la falla afloran secuencias sinorogénicas correspondientes a la cobertura del AVK y a las cuencas a cuestras. Las primeras poseen una edad Maastrichtiano y están formadas por calizas biohémicas y en cantidades subordinadas lechos terrígenos turbidíticos. Las segundas, se depositaron al dorso de los mantos de cabalgamiento durante su avance y, están representadas por areniscas, limolitas y lutitas.

En la cobertura postorogénica se individualizan 3 secuencias de diferente edad y contrastante composición litológica. La secuencia inferior ( $E_2-N_1$ ) está formada por rocas carbonatadas (calizas y margas), intercaladas con areniscas y limolitas. Sobre ellas yacen rocas clásticas débilmente cementadas (Pleistoceno-Holoceno) y coronando el corte los sedimentos recientes de naturaleza aluvial, y eluvio-coluvial.

La zona de falla Pinar (FP) constituye la dislocación tectónica de mayor extensión cartografiada en superficie en el occidente de Cuba; se extiende según su rumbo por más de 160 km y se caracteriza por cambios frecuentes de dirección. Distintos investigadores la consideran como la principal estructura sismogénica en Cuba Occidental (Díaz y Lilienberg, 1989; Chuy, 2002) y estiman que el terremoto máximo potencial puede alcanzar una magnitud de 6,7 (Álvarez *et al.*, 2017). La estructura surgió como una fractura de Riedel principal bajo esfuerzos de orientación NE, en la etapa final de los cabalgamientos ocurridos en el Eoceno Inferior, y registra una compleja evolución cinemática desde sus inicios hasta la actualidad, cuando todavía se mantiene activa (Meyerhoff y Hatten, 1974; Gordon *et al.*, 1997).

Al inicio, y a juzgar por la distribución de los campos físicos magnetométrico y gravimétrico (Cofiño, *et al.*, 2011) y los indicadores cinemáticos, la falla funcionó como un sistema transcurrente siniestro, posteriormente tuvo una etapa intermedia de movimientos oblicuos, para culminar su evolución como una falla normal, que originó dos bloques bien definidos al norte y sur de la discontinuidad (Cofiño *et al.*, 2003; Saura *et al.*, 2008; Cofiño *et al.*, 2011). A lo largo del rumbo de la falla los indicadores cinemáticos (estrías) más antiguos muestran una disposición horizontal, atestiguando movimientos de deslizamiento transcurrentes. Posteriormente, y sobreimpuestas sobre los primeros se registran estrías de buzamiento abrupto hacia el SE, que indican un segundo evento de deformación, durante el cual la falla se reactivó, manifestando una componente normal (Cofiño, *et al.*, 2003; Saura *et al.*, 2008).

Como se observa en el mapa geológico (Fig. 1) la falla trunca bruscamente la estructura geológica de las secuencias del paleomargen, incluyendo los cabalgamientos, lo que confirma que su formación fue posterior a estos movimientos, además pone en contacto dos zonas tectónicas con edades y orígenes diferentes: el paleomargen del J-K y la cuenca Los Palacios del E-Q. También se reconoce que corta sedimentos del Cuaternario Temprano (Kartashov *et al.*, 1981) y conos deluviales más jóvenes sin datación absoluta, por lo que la edad del último paleoevento puede ser Cuaternario Tardío-Holoceno (Magaz *et al.*, 1997).

Aunque el área de estudio se localiza en un ambiente intraplaca, relativamente estable y de baja sismicidad, el 22 de enero de 1880 se reportó el sismo de mayor energía en Cuba occidental, con epicentro en las cercanías del pueblo de San Cristóbal con una magnitud de 5,9 en la escala de Richter (Chuy, 2002) (Fig. 1). Este evento, que se asocia con la zona de falla Pinar (Díaz y Lilienberg, 1989; Chuy, 2002, Cuevas-Ojeda *et al.*, 2015), causó importantes daños en las construcciones más sólidas y numerosos heridos en San Cristóbal y otros asentamientos aledaños (Ramírez *et al.*, 2010). La distribución de los eventos sísmicos (CENAI, 2020) y sus magnitudes, de acuerdo a registros históricos (1502-1964), instrumentales analógicos (1965-1995), e instrumentales digitales (1998-2019), aunque muestra una gran dispersión, permite tener una mejor apreciación del grado de sismicidad de la parte occidental del archipiélago cubano y visualiza la asociación espacial entre un número importante de terremotos y la zona de falla Pinar, especialmente la aglomeración al sur de la Sierra del Rosario (Fig. 1).

### 3. Materiales y métodos

Para evaluar la intensidad de las deformaciones recientes asociadas a la actividad de la falla Pinar, así como establecer la distribución de los movimientos a lo largo de la misma, se utilizaron diversos datos geoespaciales. El

modelo digital de elevación (MDE) con 25 m de resolución espacial constituye el punto de partida, a partir del cual se logró la extracción de la red de drenaje sintética, la delimitación de las cuencas hidrográficas y del frente montañoso. Para establecer el marco geológico y tectónico regional fue empleado el mapa geológico a escala 1:100 000 del servicio geológico nacional (García-Delgado *et al.*, 2005). La metodología aplicada se divide en dos etapas fundamentales. La primera dirigida a cuantificar los parámetros geométricos del frente de montaña con vista a evaluar de forma cualitativa y cuantitativa la intensidad de las deformaciones. La segunda enfocada al estudio de la red de drenaje, con la intención de entender el comportamiento de los sistemas fluviales que atraviesan el frente montañoso y la correspondencia entre sus características geomórficas y el nivel de actividad de la falla.

### 3.1. Delimitación del frente de montaña y su caracterización geomórfica

En la falla Pinar, la actividad tectónica reciente se refleja muy bien en el grado de preservación del escarpe tectónico trans-regional erosionado. Para delimitar el frente montañoso se recurrió a los algoritmos de extracción automática de cuencas hidrográficas en sistemas de información geográfica, para lo cual se genera un modelo hidrológico de dirección de flujo a partir del MDE (Olaya, 2004). El frente montañoso queda contorneado por las divisorias principales entre las cuencas sintéticas adyacentes (Fig. 2). Para validar la delimitación del frente, los límites obtenidos fueron superpuestos sobre el modelo de sombra y los mapas topográficos digitales y se evaluó la posición de estos respecto a los rasgos topográficos. En caso de existir desplazamientos en la ubicación

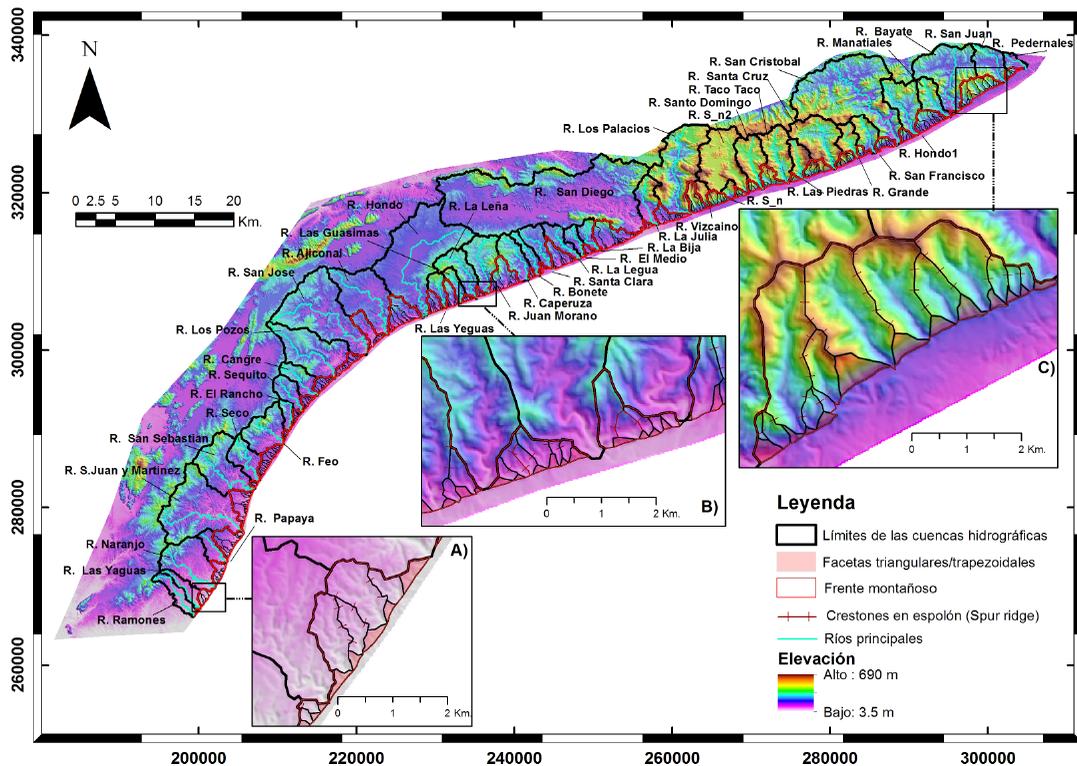


Figura 2. Mapa hipsométrico con los límites de las cuencas hidrográficas, el frente de montaña y las facetas triangulares y trapezoidales que lo componen.

Figure 2. Hypsometric map with the limits of the drainage basins, the mountain front and the triangular and trapezoidal facets that compose it.

de los contornos del frente respecto a lo observado en el mapa topográfico, estos fueron corregidos manualmente. Por otra parte, se identificaron las crestas en espolón (*truncated bedrocks spurs*) que dividen los escarpes en pequeñas subcuencas, y terminan en el frente de montaña en las típicas facetas triangulares y trapezoidales (Fig. 2).

Una vez identificadas las facetas triangulares estas se caracterizaron geométricamente a través de los parámetros relacionados con la actividad tectónica relativa como la altura de la faceta, longitud basal, ancho, pendiente, área entre otros (Tsimi y Ganas, 2015; Topal *et al.*, 2016). La pendiente se estima usando herramientas de la estadística zonal. La longitud basal se mide directamente de las facetas identificadas, la altura es la diferencia entre la cota máxima y la mínima dentro de cada faceta y el ancho estimado a través de relaciones trigonométricas. Finalmente, se realiza un análisis de la variación sistemática de estos parámetros a lo largo de la falla y se emplean los modelos de regresión entre las propiedades geomórficas y la actividad tectónica para estimar las tasas de levantamiento vertical en los diferentes segmentos de la zona de falla (De Polo y Anderson, 2000; Petit *et al.*, 2009 a,b; Tsismi y Ganas, 2015; Topal *et al.*, 2016; Struble, 2016). En el caso del método de De Polo y Anderson (2000) se utilizó el siguiente modelo de regresión, ecuación 1.

$$\log_{10}Sv = 0.00248H - 0.938 \quad (1)$$

$Sv \rightarrow$  tasa de levantamiento vertical (mm/año)  
 $H \rightarrow$  altura basal máxima (m)

Para estimar la tasa de levantamiento vertical a partir de la pendiente se empleó un modelo exponencial (Topal *et al.*, 2016) que representa una adaptación a la propuesta de Tsismi y Ganas (2015), y que permite estimar la tasa en condiciones de frentes montañosos con pendientes inferiores a 24°, ecuación 2.

$$Vsr = 0.00382e^{Fs} \quad (2)$$

$Vsr \rightarrow$  tasa de levantamiento vertical (mm/año)  
 $Fs \rightarrow$  Pendiente de la faceta

Se debe destacar que los métodos aplicados fueron desarrollados para condiciones climáticas diferentes a las que existen en el área de estudio y no es posible recalibrar los modelos dada la ausencia de datos precisos sobre tasas de levantamiento de fallas normales activas en el país. Por esta razón, los procedimientos utilizados se consideran exploratorios o de reconocimiento y los resultados obtenidos como preliminares para el área. Como forma de minimizar la incertidumbre también se aplican diferentes marcadores morfométricos para evaluar, de forma cualitativa, el grado de actividad de la falla.

En este caso fueron aplicados el índice de sinuosidad del frente montañoso (Sfm) y la relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca (Vf), ambos indicadores han mostrado resultados satisfactorios en diferentes contextos geodinámicos (Silva *et al.*, 2003; Bull, 2007; Daxberger y Riller, 2015; García-Delgado y Velandia, 2019).

En relación con la geometría del frente montañoso se calcula su Índice de sinuosidad, Sfm, que relaciona la longitud del pie del frente (escarpe tectónico) con la longitud lineal de la traza de la falla, ecuación 3 (Bull, 2007).

$$Sfm = \frac{Lmf}{Ls} \quad (3)$$

$Lmf \rightarrow$  Longitud real del frente

$Ls \rightarrow$  Longitud euclidiana de la traza de la falla

Este índice refleja el equilibrio entre el ascenso, el cual mantiene el frente rectilíneo, y la erosión, que provoca la sinuosidad de este. Los valores de Smf inferiores a 1,6 indican frentes rectilíneos generados por actividad tectónica reciente (frentes tectónicamente activos), independientemente de la resistencia mecánica de la roca fracturada. Valores elevados de Smf (mayores a 3) indican el efecto de la erosión y el decrecimiento de la tasa de levantamiento (frentes inactivos), provocando el retroceso del frente respecto a la posición del plano de falla. Así, mientras más próximo esté el índice a 1 el escarpe del frente será más recto y definido, indicando que los procesos tectónicos predominan sobre los erosivos.

Burbank y Anderson (2012) recomiendan para evaluar el índice de sinuosidad (S<sub>mf</sub>) a lo largo de frentes montañosos extensos su subdivisión en segmentos o secciones, para lo que han propuesto diferentes criterios: existencia de cambios litológicos, variaciones de la orientación o inflexiones del frente, presencia de valles fluviales transversales y cambios en el comportamiento geomórfico. Es importante aclarar que estas secciones no corresponden con segmentos sísmicos, para lo cual se necesitan estudios más detallados de segmentación de fallas. En este caso, el frente montañoso se dividió en 7 segmentos geomórficos (Fig. 1), enmarcados entre los ríos principales que atraviesa el frente, considerando los criterios antes expuestos. El índice se calculó manualmente empleando las hojas topográficas a escala 1: 25 000, el MDE y el mapa de pendiente. Para reducir la subjetividad en la estimación de S<sub>mf</sub> se identificaron las curvas de nivel que marcan el contacto entre el frente montañoso y el piedemonte adyacente y se calculó longitud de las mismas. Las curvas seleccionadas se corrigieron para eliminar las inflexiones provocadas por las zonas de acumulación de sedimentos, mientras que los entrantes, coincidentes con los principales ríos, se limitaron a una distancia uniforme de 0,5 km corriente arriba en todas las cuencas fluviales (Bull, 2007).

La relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca (V<sub>f</sub>) constituye también un índice muy sensitivo al ascenso tectónico, el cual indica la capacidad de erosión vertical del río frente a su capacidad de erosión lateral, por lo tanto, logra diferenciar entre valles en forma de U, donde predomina la erosión lateral, resultante de una estabilidad tectónica (V<sub>f</sub> > 1) y valles en forma de V con predominio de la erosión vertical, consecuencia de un rápido ascenso (V<sub>f</sub> < 1). El índice se define según la ecuación 4.

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(H_{ls} - H_{rb}) + (H_{rs} - H_{rb})} \quad (4)$$

$V_{fw}$  → Ancho del fondo del valle

$H_{ls}$  y  $H_{rs}$  → Altura media de los márgenes  
a ambos lados del río principal

$H_{rb}$  → Altura del cauce del río

En el cálculo de este índice se siguieron las recomendaciones de Bull (2007) y Burbank y Anderson (2012) para la selección de las cuencas y del sitio de cálculo. Generalmente, para facilitar la interpretación se utilizan cuencas de dimensiones comparables y la estimación del índice se realiza en las proximidades del frente de montaña, a distancias inferiores a 1 km aguas arriba.

Según Rockwell *et al.* (1984) solamente la combinación de los índices V<sub>f</sub> y S<sub>mf</sub> proporciona información semicuantitativa del grado de actividad tectónica del frente estudiado y permite su asignación a una clase determinada. Los frentes tectónicamente activos se caracterizan por valores bajos de ambos índices (Clase I-Frentes tectónicamente activos), mientras que los frentes inactivos (Clase III) manifiestan valores altos, los casos intermedios se atribuyen a la clase II (frentes moderadamente activos). La evaluación regional de la variación de las tasas de levantamiento vertical del frente montañoso posee un valor práctico considerable al permitir identificar los segmentos con mayor potencial sísmogénico de las zonas de falla.

### 3.2. Estudio de la red de drenaje

Los sistemas fluviales tienen la capacidad de ser extremadamente sensibles a los movimientos recientes, ante los cuales ajustan sus perfiles longitudinales para acomodarse a los desequilibrios resultantes de las perturbaciones tectónicas. Por esta razón, se estudian las subcuencas hidrográficas de los ríos que atraviesan el frente montañoso y así poder evaluar la respuesta del relieve a las deformaciones tectónicas. En este sentido, el estudio de los ríos en lechos rocosos se basa en parte en el análisis de sus perfiles longitudinales y especialmente en la presencia de zonas de ruptura o saltos, los llamados *knickpoints* (Schmidt *et al.*, 2015; Castillo *et al.*, 2017).

Los perfiles de los ríos poseen una tendencia natural a la concavidad, lo que ha sido considerados durante mucho tiempo como un estado de equilibrio dinámico en la evolución del perfil del río. Los perfiles longitudinales del

río principal se normalizaron (la elevación y la distancia se dividen por la amplitud de variación de cada parámetro), permitiendo la comparación entre ríos de diferentes longitudes y gradientes (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Pérez-Peña *et al.*, 2016). Además, para cuantificar el grado de curvatura del perfil longitudinal se estimó la concavidad. La herramienta “R-Profiler” (Pérez-Peña *et al.*, 2016) fue utilizada para construir los perfiles longitudinales normalizados y calcular la concavidad.

Las variaciones del perfil de equilibrio, provocadas por perturbaciones externas, tendrán como consecuencia la aparición de *knickpoints* en el perfil del río. Estas rupturas bruscas son expresión del desequilibrio de un sistema fluvial y constituyen la respuesta a las variaciones de las tasas de levantamiento (Wobus *et al.*, 2006) o cambios litológicos. En la literatura se describen diversos procedimientos para identificar los *knickpoints*, basados en diferentes enfoques teóricos y con sus propias ventajas y desventajas (Hack, 1973; Hayakawa y Oguchi, 2006; Wobus *et al.*, 2006; Queiroz *et al.*, 2015; Zahra *et al.*, 2017).

En este trabajo se utiliza la herramienta “Knickpoint finder” (Queiroz *et al.*, 2015), la cual se basa en el índice (RDE) propuesto por Etchebere *et al.* (2004) y está dirigido a encontrar los puntos de ruptura a lo largo de los perfiles longitudinales. El Índice Relativo de Gradiente-Extensión (RDE) se calcula a partir de la relación entre el gradiente de un tramo recto del río ( $\Delta H/\Delta L$ ) por la longitud total del río entre el centro del intervalo de interés y el borde de la cuenca (L), ecuación 5.

$$RDE = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L \quad (5)$$

$$RDE_t = \frac{\Delta H_t}{\Delta L_t} \cdot \ln(L_t) \quad (6)$$

El valor RDE se puede normalizar por el RDE<sub>t</sub> total, que considera la pendiente total del río desde su nacimiento hasta su desembocadura y su longitud total (L<sub>t</sub>), ecuación 6. El índice normalizado (RDE/RDE<sub>t</sub>) permite identificar los *knickpoints* anómalos.

También se llevó a cabo un estudio morfo-métrico de las cuencas hidrográficas a través de índices que han demostrado ser una vía eficiente de clasificar el relieve de acuerdo a su estado de equilibrio dinámico (Andreani y Gloaguen, 2016). El análisis incluyó los índices geomórficos siguientes: integral hipsométrica (HI), factor de asimetría (AF) y el relieve interno (Dv), los que reflejan los cambios topográficos y la actividad tectónica reciente. El factor de asimetría permite evaluar la existencia de basculamiento tectónico en una cuenca hidrográfica (Ma *et al.*, 2019) y se define según la ecuación 7.

$$A_f = \frac{A_d}{A_t} \cdot 100 \quad (7)$$

$A_d$  → Área a la derecha del cauce principal en dirección aguas abajo  
 $A_t$  → Área total de la cuenca

La integral hipsométrica es una medida de la disección relativa de la cuenca de drenaje y se calcula según la ecuación 8.

$$HI = \frac{H_m - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad (8)$$

$H_m, H_{max}, H_{min}$  → Alturas media, máxima y mínima de la cuenca

Los valores de HI próximos a 1 indican que las cotas medias están muy cercanas a las cotas máximas, y por lo tanto reflejan condiciones de relieve joven, transitorio (los levantamientos predominan sobre la erosión), mientras que valores cercanos a 0 indican relieves maduros (predominio de la erosión), donde las elevaciones medias están muy próximas a las cotas mínimas (Pérez-Peña *et al.*, 2016). Para cada cuenca también se estimó el relieve interno, definido por la diferencia de alturas dentro de ella, dividida por el área.

Además de los perfiles longitudinales de los principales ríos se construyeron perfiles topográficos convencionales y de barrido, como forma de analizar la respuesta a largo plazo del relieve a los procesos activos (Kirby y Whipple, 2012; Pérez-Peña *et al.*, 2016; Ramírez, 2018). Los perfiles altimétricos de

barrido o proyectados son aquellos donde las curvas de nivel se interceptan por un conjunto de perfiles paralelos, regularmente espaciados dentro de una banda (*swath*) o zona de influencia, en los cuales se registran el valor mínimo, máximo y medio de la altura. Este tipo de perfil ofrece una visión más amplia sobre el comportamiento altitudinal del relieve (Grohmann, 2004). La curva de valor medio del perfil proyectado refleja la tendencia topográfica general del relieve, mientras que las de mínimo y máximo indican su grado de variación o disección. En zonas estables de poca disección y relieve local, las tres curvas del perfil de barrido aparecen unidas. Por otra parte, las curvas muestran una gran variación en relieves montañosos, muy diseccionados, sometidos a una fuerte incisión o altas tasas de levantamiento (Perez-Peña *et al.*, 2016).

#### 4. Análisis y discusión de los resultados

El análisis hipsométrico del relieve comenzó con la construcción de 2 perfiles topográficos paralelos a la zona de falla (Fig.1), uno convencional que coincide con la traza de la misma y el otro de barrido, situado hacia el centro del área de estudio. El perfil topográfico por el frente de montaña muestra una marcada variabilidad en el comportamiento de las

alturas, atribuido a los procesos de erosión que diseccionan el frente montañoso (Fig. 3). Para eliminar la variabilidad, revelar la tendencia regional del relieve y por consiguiente facilitar su interpretación se suavizó la curva aplicando medias móviles. De acuerdo al comportamiento altimétrico del frente se individualizan tres bloques con rasgos geomórficos contrastantes. Uno situado al oeste del río Ajiconal (Fig. 3, bloque occidental) con un decrecimiento sostenido de la altura en esa misma dirección, un bloque central limitado por los ríos Ajiconal y San Diego (Fig. 3, bloque central) con valores de elevación más estables, y un bloque oriental, donde el frente alcanza sus valores máximos de altitud. La amplitud de variación de las alturas indica que el frente de montaña posee mayor desarrollo en el bloque oriental.

El análisis del perfil de barrido permitió identificar claras regularidades en el relieve. De acuerdo al comportamiento de la curva de máxima elevación, la Sierra del Rosario constituye un bloque levantado, con forma de meseta y ligeramente basculado hacia el NE. La curva de elevación media, que refleja la tendencia altimétrica general del relieve, separa tres bloques bien diferenciados (Fig. 4). En la mayoría de los relieves, los perfiles de barrido muestran la curva de elevación media próxi-

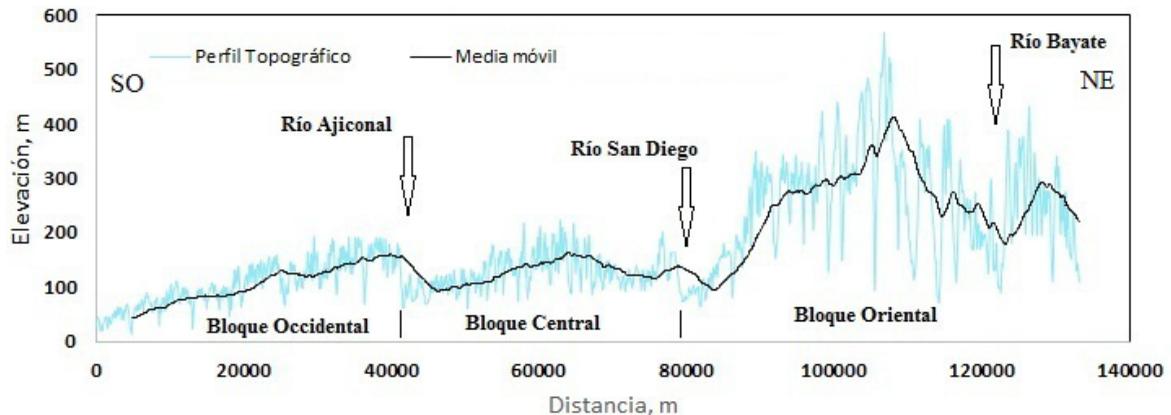


Figura 3. Perfil topográfico coincidente con el frente de montaña, indicando 3 bloques con comportamientos altimétricos contrastantes (Exageración vertical -75 veces).

Figure 3. Topographic profile along the mountain front, revealing 3 blocks with contrasting altimetric behaviors (Vertical exaggeration- 75 times).

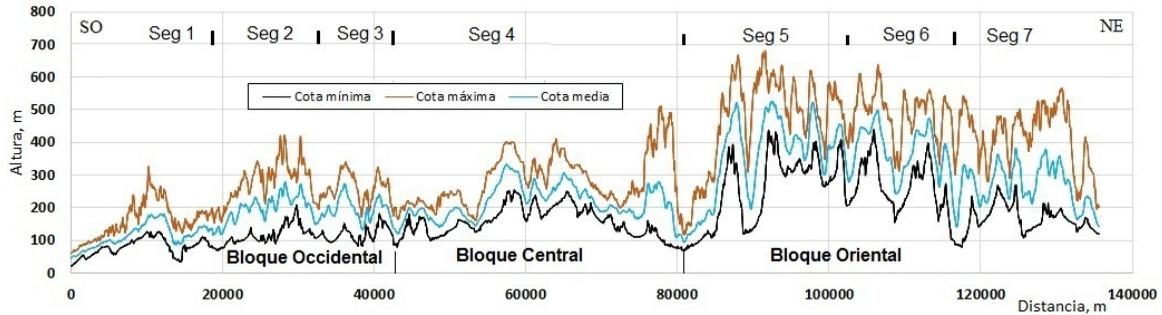


Figura 4. Perfil topográfico de barrido de 3 km de zona de influencia, paralelo al frente de montaña.

Figure 4. Swath topographic profile parallel to the mountain front. Swath width 3 km.

ma a la mínima (Pérez-Peña *et al.*, 2015; Wobus *et al.*, 2006). Sin embargo, en este caso se encuentra centrada o ligeramente próxima a la máxima, lo cual refleja un relieve joven, transitorio que se ajusta a tasas elevadas de levantamiento (Fig. 4).

Las curvas de máximo y mínimo poseen una separación considerable, reflejo de un relieve expuesto a una intensa incisión fluvial y/o levantamiento, especialmente, al sur de la Sierra del Rosario. Es precisamente en esta zona donde se desarrollan profundos y angostos cañones fluvio-kársticos (Gutiérrez-Domech, 1998), como respuesta al levantamiento de la cordillera. Finalmente, la curva de elevación mínima, que indica la profundidad de incisión fluvial, muestra valores de elevación estables y bajos hacia el SO (entre 0-42 Km de distancia a lo largo del perfil), elevaciones intermedias a distancias entre 42 y 80 km y más altas y variables hacia el NE.

#### 4.1 Estudio del frente de montaña

A lo largo del frente de montaña se individualizaron un total de 343 facetas triangulares y trapezoidales (Fig. 2) con características geométricas variables (Tabla 1). El extremo NE está formado por facetas bien definidas de alturas y pendientes considerables. Las crestas en espolón son lineales y paralelas, al igual que las subcuencas dentro del frente (Fig. 2c). En la parte central, estas formas del

relieve tienen menor desarrollo, así como altura e inclinación (Fig. 2b). En el extremo SO las facetas no están bien definidas y las crestas en espolón son curvilíneas (Fig. 2a). Como regularidad las facetas se van atenuando del NE al SO.

Los parámetros geométricos se distribuyen asimétricamente, aunque este rasgo es menos marcado en la pendiente. La asimetría se puede explicar por la presencia de varias poblaciones de facetas o por el hecho de que las de mayores dimensiones son menos estables y por consecuencia de menor probabilidad de ocurrencia. Ningún parámetro se ajusta a la ley de distribución Gaussiana de acuerdo con los resultados de la prueba K-S (Tabla 1). La altura de las facetas varía entre 2,5 y 447 m con 54 m de valor medio, mostrando una distribución asimétrica positiva. Los segmentos del 1 al 4 poseen alturas comparables, lo que se evidencia en la igualdad de las medias y la poca variabilidad de los valores (Fig. 5a). Las facetas de los segmentos 5, 6 y 7 son las de mayor altura, además de poseer un amplio rango de variación e innumerables valores extremos. Esta variable está fuertemente correlacionada con la pendiente (coeficiente de correlación  $r = 0,8$ ), por lo tanto, como generalidad las facetas de pendientes abruptas poseen mayor altura y viceversa (Tabla 2). Esta alta correlación entre ambos parámetros, ha sido observado en otros frentes asociados con fallas normales (Tsimi y Ganas, 2015).

Tabla 1. Estadística descriptiva de los principales parámetros geométricos de las facetas del frente montañoso.

Table 1. The descriptive statistics of the main geometric parameters of mountain front facets.

	Long_B (m)	Pend (°)	Altura (m)	Ancho (m)
Media	316.26	19.46	53.94	222.95
Mediana	259.57	17.37	35.52	188.88
Desviación estándar	209.90	8.52	63.81	152.24
Kurtosis	9.05	0.74	13.19	5.41
Asimetría	2.39	1.00	3.33	1.99
CV	0.66	0.44	1.18	0.68
Amplitud	1542.97	46.42	444.57	942.63
Mínimo	61.63	2.88	2.56	22.30
Máximo	1604.60	49.29	447.12	964.93
No de facetas	343	343	343	343
Est KS	0.14	0.16	0.25	0.14
KS Crítico, alpha=.10	0.07	0.07	0.07	0.07
KS Crítico, alpha=.05	0.07	0.07	0.07	0.07
KS Crítico, alpha=.01	0.09	0.09	0.09	0.09

\*Pend-Pendiente, Long\_B-Longitud de la base, CV-coeficiente de variación,  
Est KS-Estadígrafo KS de la prueba Kolmogorov-Smirnov (KS)

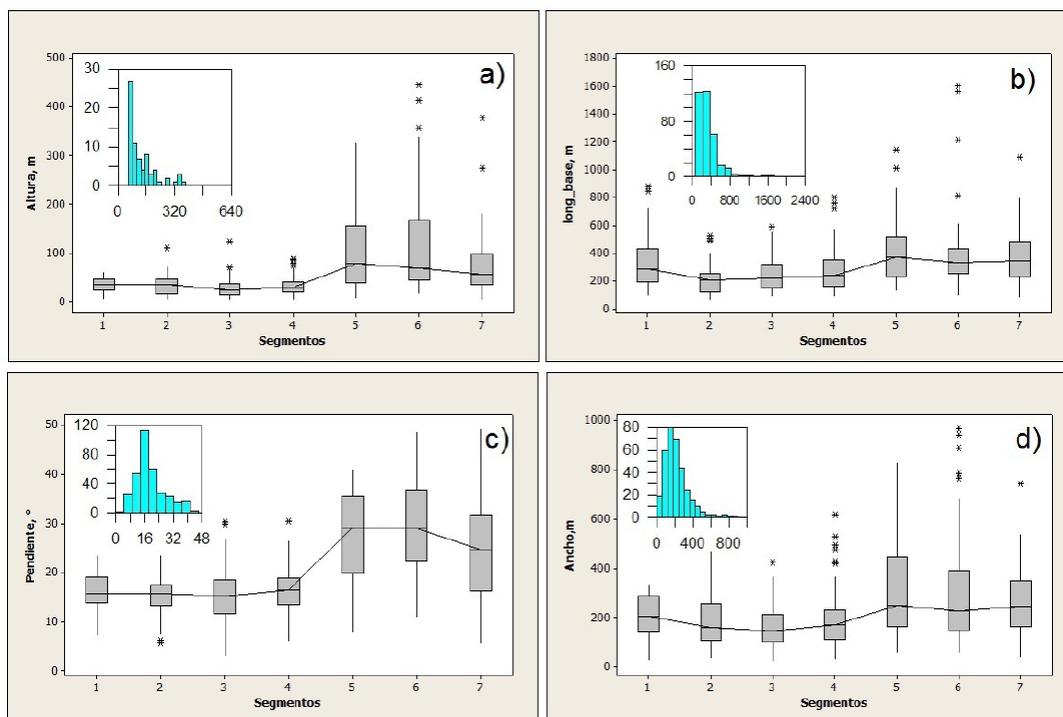


Figura 5. Histogramas y gráficos de caja que muestran la distribución de los parámetros geométricos en los segmentos de la falla. a) Altura, b) Longitud de la base, c) Pendiente, d) Ancho.

Figure 5. Histograms and box plots showing the geometric parameters distribution on fault segments. a) Height, b) Basal length, c) Slope, d) Width.

Tabla 2. Matriz de correlación (coeficiente de correlación de Pearson-r) de los parámetros geométricos de las facetas.  
 Table 2. Correlation matrix (Pearson's correlation coefficient-r) for the facet geometric parameters.

	Long_B (m)	Pend (°)	Altura (m)	Ancho (m)
Long_B (m)	1.00			
Pend (°)	0.34	1.00		
Altura (m)	0.36	0.81	1.00	
Ancho (m)	0.30	0.66	0.88	1.00

La pendiente de las facetas manifiesta una distribución muy similar a la altura, lo que es de esperar dada su alta correlación. La media global de este parámetro alcanza los 19,5°, y los valores medios se incrementan en dirección NE, alcanzando los máximos en los segmentos 5, 6 y 7. También la dispersión disminuye de forma continua del NE al SO. De acuerdo al histograma y los resultados de la estadística descriptiva este parámetro, cuando se analiza toda la población de facetas, no es simétrico (Fig. 5c), aunque un análisis detallado de los gráficos de caja por segmentos muestra un comportamiento diferente (distribuciones simétricas en cada uno de ellos). En este sentido, la asimetría parece ser consecuencia de la mezcla de poblaciones, lo que es resultado de historias de desarrollo diferente de los segmentos que conforman la falla, incluyendo edades y tasas distintas de levantamiento. El parámetro ancho y la longitud basal tienen un patrón muy similar a las dos variables anteriores, aunque en ellos es más marcada la diferenciación del frente montañoso en tres grupos fundamentales. Como generalidad los parámetros geométricos de los segmentos de la parte NE (segmentos 5, 6 y 7) presentan valores medios más altos y de mayor variabilidad.

Atendiendo a la caracterización geométrica y considerando los modelos empíricos desarrollados por Tsimi y Ganas (2015) y De Polo y Anderson (2000), se estimaron las tasas de levantamiento (Fig. 6). En una primera etapa, los cálculos abarcaron todas las facetas identificadas, y consideran las pendientes mínima, media y máxima. Esto permitió predecir un

rango probable de velocidades de ascenso. Este enfoque se justifica pues los escarpes erosionados no son planos inclinados perfectos y presentan un amplio rango de variación de pendientes en su interior, además, la tasa calculada a partir de la pendiente media arroja el valor más probable. La tasa media fluctúa entre 0,04 y 0,6 mm/año, con valores más elevados en los segmentos que coinciden con el sur de la Sierra del Rosario (Fig. 6b). Probablemente, esta amplia variación de los valores obtenidos es reflejo de la distribución no uniforme de la actividad tectónica de la falla, que muestra un carácter más sismoactivo hacia el extremo NE, precisamente donde se aglomeran los sismos registrados en Cuba occidental.

Para generalizar los resultados y entender la distribución de los movimientos recientes a lo largo de la falla, se determinan las tasas de levantamiento para cada segmento a partir de las pendientes medias de las facetas que conforman cada una de las secciones (Fig. 6c). Esta figura muestra un patrón muy similar al comportamiento de otros parámetros, donde el bloque oriental, formado por los segmentos 5,6,7, manifiesta las mayores tasas de ascenso, lo que contrasta de forma significativa con el resto de los segmentos de la zona de falla.

Los segmentos 1-4 muestran tasas comparables y aunque hay diferencias en el relieve entre ellos, las tasas de levantamiento no muestran diferencias significativas. También se aplicó el modelo de De Polo y Anderson (2000) para estimar la tasa de levantamiento vertical (Sv) a partir de las alturas medias del frente montañoso en cada segmento. La curva obtenida (Sv) muestra una coincidencia

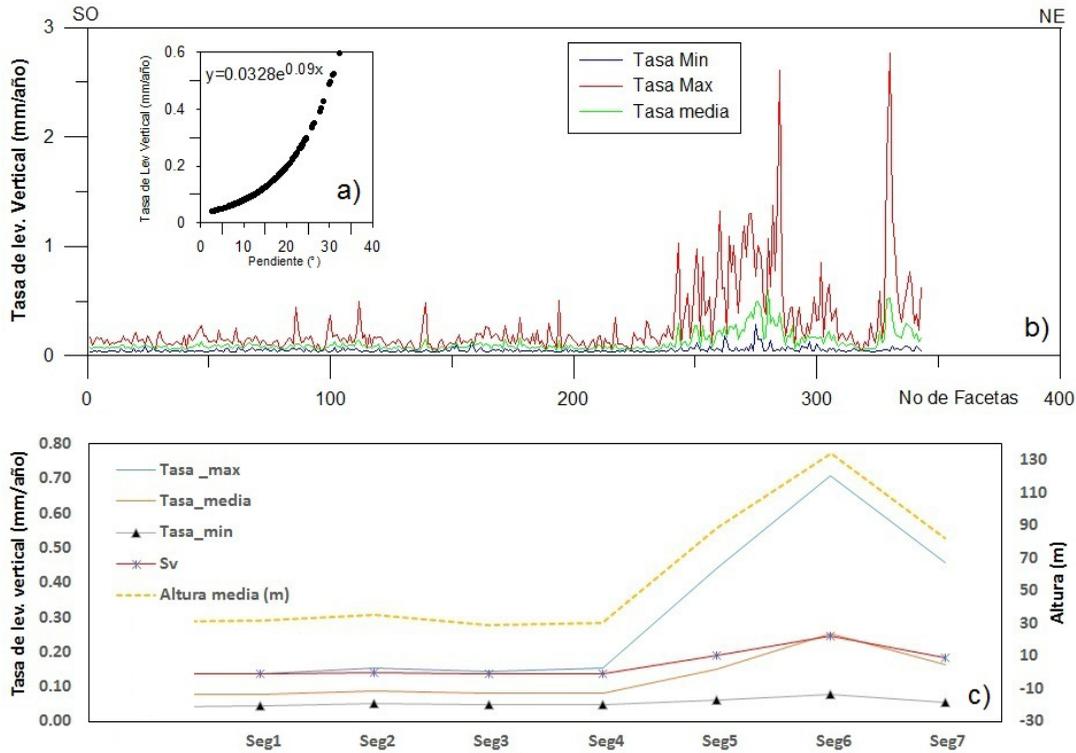


Figura 6. Tasas de levantamiento vertical estimadas a partir de la aplicación de los modelos de Tsimi y Ganas (2015) (Tasa vs. pendiente) y Polo y Anderson (2000) (Tasa vs. altura). A) Ejemplo del modelo utilizado para estimar la tasa a través de la pendiente, B) Estimados de la tasa de levantamiento a lo largo de todas las facetas que conforman el frente de montaña (Tsimi y Ganas, 2015). C) Estimados de la tasa de levantamiento en los diferentes segmentos de la zona de falla. Sv – tasa derivada del modelo de De Polo y Anderson (2000).

Figure 6. Estimated vertical slip rates predicted by models of the Tsimi y Ganas (2015) (Slip Rate vs. slope) and Polo and Anderson (2000) (Slip Rate vs. height). A) An example of the model applied to estimate the rate using the slope, B) Estimates of the slip rate along all the facets of mountain front (Tsimi y Ganas, 2015). C) Estimates of the slip rate in the different segments of the fault zone. Sv – vertical slip rate derived from the model of De Polo and Anderson (2000).

aceptable con la curva de tasa media en los segmentos 5, 6 y 7, mientras que en el resto coincide con la curva de tasa máxima (Fig. 6c), lo que indica que los valores estimados por ambos métodos son comparables. El occidente de Cuba carece de estudios profundos que proporcionen datos paramétricos de fallas sísmicamente activas, incluyendo las tasas de levantamiento (Villalón-Semana *et al.*, 2020). Magaz *et al.* (1997) manifiestan que se desconoce la tasa de levantamiento de la falla Pinar y proponen un valor muy laxo de  $< 1\text{mm/año}$ , al tiempo que consideran valores muy bajos de hasta  $0,02\text{ mm/año}$ . Los valores estimados en este trabajo se encuentran dentro de ese intervalo orientativo.

Con vistas a la evaluación cualitativa o semi-cuantitativa del grado relativo de actividad reciente de la falla se estimaron los índices geomórficos  $S_{mf}$  y  $V_f$  (Fig. 7). El índice de sinusoidad indica que el frente tiene mayor actividad hacia la parte NE, donde los segmentos son más rectilíneos ( $S_{mf} < 1,6$ -frente tectónicamente activo), y donde el levantamiento supera la erosión. En el resto de los segmentos el índice muestra valores superiores a 2 y alcanza un máximo de 2,7 en el segmento 2.

Como una parte de la variación de  $V_f$  es atribuible al área de la cuenca hidrográfica (Bull, 2007), las cuencas muy extensas no se consideraron para estimar el valor medio de este

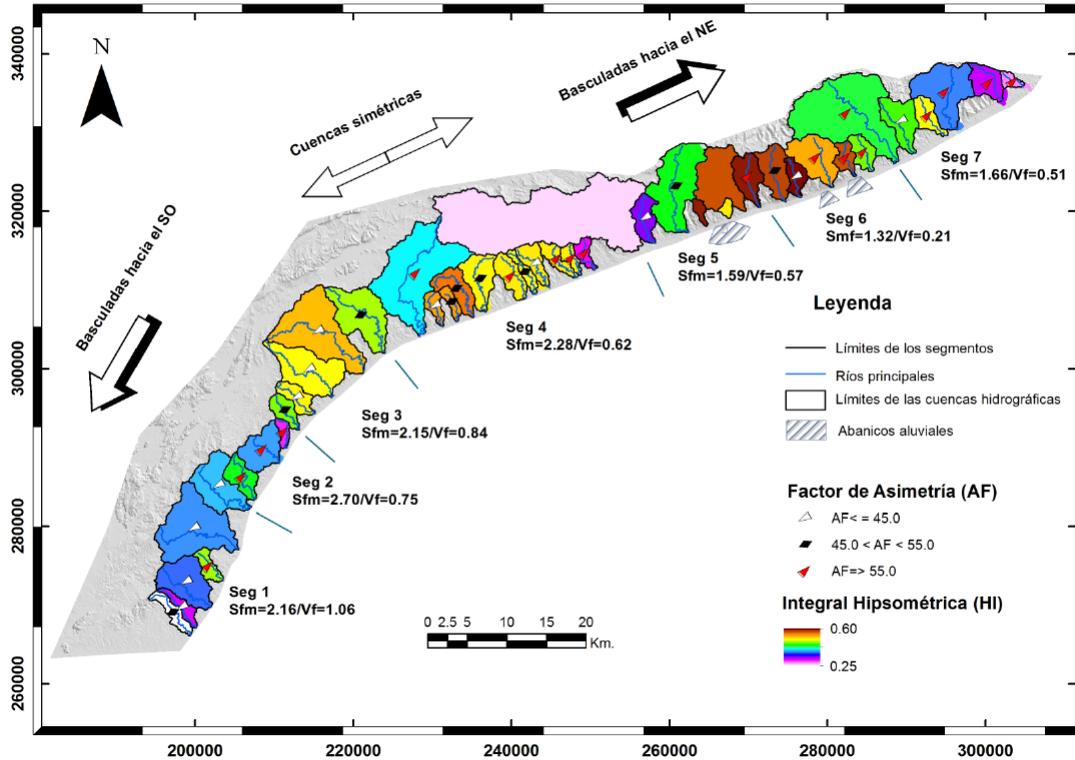


Figura 7. Comportamiento espacial de los índices morfométricos vinculados con el frente montañoso (Sfm y Vf) y las cuencas hidrográficas (AF y HI). Las saetas indican la dirección de basculamiento tectónico de las cuencas hidrográficas.

Figure 7. Spatial pattern of the morphometric indices related to the mountain front (Sfm and Vf) and the drainage basins (AF and HI). The arrows indicate the tectonic tilt direction of the drainage basins.

índice en los diferentes segmentos (Tabla 3). Como se puede apreciar Vf presenta los valores más bajos hacia el NE (Segmentos 5, 6 y 7), precisamente donde los ríos han excavado profundos y estrechos cañones fluvio-kársticos, y va aumentando hasta alcanzar el máximo valor en el extremo SO (segmento 1), o sea donde las deformaciones recientes están más atenuadas y el proceso de elevación es más lento. Los ríos de los segmentos 5, 6 y 7 poseen valores inferiores a 0,6, indicando frentes tectónicamente muy activos. En resumen, los segmentos 5, 6 y 7 se asocian a la clase I, que corresponde a zonas tectónicamente activas, mientras que el resto de los segmentos se categoriza como moderadamente activos (Clase II).

#### 4.2. Análisis de la red fluvial

Las 43 subcuencas hidrográficas que drenan el área de trabajo y los cauces principales se muestran en la figura 2. Varios ríos en la vertiente sur de la Sierra del Rosario que corren sobre rocas carbonatadas alternan los cauces superficiales con los subterráneos, dificultando en algunos casos definir la posición del talweg. Los ríos principales están separados a una distancia media de 3 km, y como generalidad forman cuencas hidrográficas alargadas y estrechas que evidencian altas tasas de actividad tectónica (Tabla 3). El área de las subcuencas, que posee una distribución asimétrica positiva, varía entre 3 y 181 km<sup>2</sup> con un promedio de 25 km<sup>2</sup>. Hay determinadas co-

Tabla 3. Índices geomórficos de las subcuencas hidrográficas que atraviesan el frente montañoso.

Table 3. Geomorphic indexes of drainage basins crossing the mountain front.

Cuenca	Area,m <sup>2</sup>	Relieve	DV	Kn	Dz	HI	Lon	An	Fo	Con	Vf	AF	Pend	Segm.
R. Pedernales	4.9	335.7	69.0	0	0	0.27	4.3	2.2	2.0	-3.5	1.6	64.8	12.0	7
R. San Juan	16.0	481.2	30.0	0	1	0.30	7.7	3.8	2.0	24.4	0.4	64.5	17.2	7
R. Bayate	42.4	466.4	11.0	0	0	0.36	9.1	8.5	1.1	22.1	0.5	59.1	18.1	7
R. Manantiales	11.5	423.9	37.0	3	2	0.49	6.2	2.7	2.3	-5.0	0.3	56.3	19.9	7
R. Hondo1	21.5	451.2	21.0	5	1	0.44	8.2	4.6	1.8	35.6	0.3	29.0	19.0	7
R. San Cristobal	99.5	497.5	5.0	9	11	0.43	13.7	12.8	1.1	31.6	---	60.6	20.2	7
R. San Francisco	10.8	486.2	45.0	3	2	0.45	5.4	2.6	2.0	34.8	0.2	61.0	20.7	6
R. Grande	8.1	518.8	64.0	7	1	0.55	4.6	3.2	1.4	5.0	0.2	57.8	17.2	6
R. Santa Cruz	27.9	584.9	21.0	24	7	0.51	7.6	5.0	1.5	-6.1	0.1	64.4	19.9	6
R. Las Piedras	9.2	554.5	60.0	10	0	0.58	5.4	2.4	2.3	-7.8	0.2	42.0	18.0	6
R. Taco Taco	20.2	524.1	26.0	16	4	0.56	7.4	3.6	2.1	14.6	0.3	48.1	19.8	6
R. S. Domingo	17.4	539.6	31.0	14	5	0.57	7.3	3.4	2.2	9.9	0.3	57.7	17.2	5
R. s_n2	36.3	508.9	14.0	10	1	0.55	9.3	5.5	1.7	---	---	---	14.0	5
R. s_n	2.9	449.8	155.0	0	0	0.49	2.6	1.9	1.4	---	---	---	18.9	5
R. Vizcaino	3.7	555.3	152.0	10	0	0.57	3.8	1.6	2.4	---	---	---	20.4	5
R. Los Palacios	53.8	592.2	11.0	33	3	0.43	12.3	6.1	2.0	49.3	0.4	48.4	19.9	5
R. La Julia	13.7	601.1	44.0	1	0	0.32	6.7	3.0	2.2	41.8	1.0	45.0	15.7	5
R. San Diego	170.3	510.9	3.0	28	2	0.25	---	---	---	---	---	---	11.7	5
R. La Bija	6.5	432.3	67.0	0	0	0.29	4.3	2.3	1.9	27.5	1.7	56.3	12.8	4
R. El medio	5.6	199.9	36.0	0	0	0.49	4.1	2.0	2.1	16.4	1.1	71.5	12.3	4
R. La Legua	9.0	198.4	22.0	1	0	0.49	6.7	2.6	2.6	1.0	0.9	66.1	9.7	4
R. Santa Clara	12.4	236.5	19.0	2	0	0.49	6.3	3.1	2.0	2.3	0.4	40.7	10.3	4
R. Bonete	6.7	274.0	41.0	2	0	0.48	6.6	1.4	4.7	-3.2	0.7	54.2	12.9	4
R. Caperuza	14.3	313.9	22.0	0	0	0.49	6.8	3.0	2.2	6.1	0.3	72.4	14.1	4
R. Juan_Morano	21.8	371.0	17.0	1	0	0.49	7.4	4.9	1.5	8.4	0.2	52.5	13.7	4
R. La Leña	16.5	345.9	21.0	2	0	0.54	6.9	4.2	1.6	18.0	0.3	49.2	13.9	4
R. Las Guásimas	5.6	338.8	61.0	0	0	0.52	4.7	1.6	2.9	13.3	0.5	48.3	14.9	4
R. Las Yeguas	6.8	346.8	51.0	1	0	0.52	4.7	2.2	2.1	28.3	0.3	43.6	14.2	4
R. Hondo	82.4	329.6	4.0	3	0	0.39	17.0	6.4	2.7	-1.5	---	55.4	5.4	4
R. Ajiconal	42.9	214.5	5.0	3	0	0.46	11.3	6.1	1.9	9.4	1.8	53.5	7.1	3
R. San José	68.8	275.0	4.0	1	0	0.51	12.1	9.8	1.2	29.4	0.5	43.1	10.5	3
R. Los Pozos	40.7	284.8	7.0	2	0	0.49	11.1	5.1	2.2	25.3	0.7	38.4	11.9	3
R. El Cangre	11.1	265.7	24.0	0	0	0.49	6.2	3.0	2.1	14.5	0.5	41.2	12.3	3
R. Sequito	10.1	252.2	25.0	1	2	0.45	5.4	2.8	1.9	17.9	0.6	51.7	10.7	3
R. El Rancho	4.7	346.7	73.0	0	0	0.29	4.5	1.4	3.1	30.3	0.7	75.1	14.2	2
R. Feo	23.1	368.9	16.0	2	0	0.37	5.2	6.4	0.8	30.3	0.7	56.8	15.2	2
R. Seco	14.1	296.2	21.0	1	0	0.43	6.4	2.7	2.4	34.8	0.8	60.0	14.5	2
R. San Sebastián	31.9	414.9	13.0	0	0	0.38	8.5	6.1	1.4	31.5	0.7	40.5	14.3	1
R. SJ y Martinez	62.1	434.6	7.0	6	0	0.37	9.9	9.8	1.0	48.2	1.0	36.2	14.6	1
R. Papaya	8.1	227.1	28.0	1	0	0.46	5.0	2.3	2.2	29.4	0.8	63.8	9.1	1
R. Naranjo	31.3	375.9	12.0	1	0	0.36	8.0	5.3	1.5	33.7	1.0	32.5	10.9	1
R. Las Yaguas	7.3	283.8	39.0	0	0	0.30	7.0	2.2	3.2	23.9	1.2	25.9	7.6	1
R. Ramones	9.7	368.3	38.0	0	0	0.24	7.5	2.2	3.4	35.8	1.7	51.5	8.6	1

\*HI-Integral hipsométrica, DV-relieve interno (m/Km<sup>2</sup>), Kn-Cantidad de Knickpoints, Dz-Cantidad de deslizamientos, Lon -Longitud (m), An-Ancho(m), Fo-Índice de forma, Con.-Concavidad del cauce principal, Vf- relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca, Área-área (m<sup>2</sup>), AF-Factor de asimetría, Pend-pendiente (°)

rrientes fluviales (ríos San Cristóbal, Bayate, San Diego, Hondo) donde la erosión fluvial remontante ha logrado cortar la divisoria principal y por consecuencia han formado cuencas más extensas y circulares, que las adyacentes. Estos ríos generalmente coinciden con fallas transversales que delimitan bloques, por lo que la denudación selectiva ha permitido un mayor desarrollo de estas cuencas. Sin embargo, la mayoría de los cauces fluviales en las proximidades del frente montañoso, en la parte NE forman valles angostos y profundos.

El análisis de la distribución espacial del factor de asimetría (AF) permite identificar importantes regularidades en el comportamiento de las cuencas hidrográficas. Las subcuencas de los segmentos 5,6 y 7 muestran un basculamiento tectónico hacia el NE ( $AF > 55$ ), correspondiendo perfectamente con la inclinación de la superficie denudativa (Fig.4) en esta parte de la cordillera (Fig. 7), las cuencas de la parte central son simétricas como generalidad, mientras que en los segmentos 1 al 4 las subcuencas se inclinan hacia el SO. Además, las subcuencas cambian su simetría en los puntos donde la traza de la falla modifica su rumbo. La inclinación tectónica parece ser consecuencia de las tasas de levantamiento diferencial a lo largo de la zona de falla, conjugado con los cambios del azimut de buzamiento del plano de falla, lo que define la dinámica interna de los bloques que forman la zona de estudio. Las diferentes velocidades de ascenso de los tramos y la fricción entre los bloques al cambiar el rumbo de la falla provocan la inclinación tectónica de los mismos y la migración de los cauces fluviales.

La integral hipsométrica, que es una medida indirecta de la edad relativa de las cuencas y permite evaluar la repuesta del relieve a la tectónica activa (Domínguez-González *et al.*, 2015; Pérez-Peña *et al.*, 2016; Andreani *et al.*, 2016), alcanza sus valores máximos (0,51 - 0,58) en los segmentos 5 y 6, entre las cuencas Grande y Vizcaíno (Fig. 7 y Tabla 3). Es en esta parte del frente montañoso donde las cuencas y las superficies geomórficas son más jóvenes y hay un claro desequilibrio

entre el levantamiento y la erosión. El HI decrece hacia el SO, donde alcanza su valor mínimo en las cuencas Ramones y las Yaguas, pertenecientes al segmento 1 (Fig. 7 y Tabla 3), aunque en el extremo opuesto también se registran valores muy bajos (Pedernales y San Juan). Llama la atención el número considerable de subcuencas hidrográficas con valores de HI muy próximas a 0,5, típico de relieves relativamente jóvenes, corroborando los resultados del análisis del perfil de barrido.

Como los sistemas fluviales responden a los movimientos recientes, generando cambios bruscos del gradiente de los cursos fluviales, se cartografió el índice RDE/RDEt, para identificar los tramos de los ríos que muestran pendientes anómalas. Los valores puntuales de RDE/RDEt fueron interpolados para tener una visión regional de su comportamiento (Fig. 8), además se seleccionaron los *knickpoints* que constituyen anomalías de 1er orden ( $RDE/RDEt > 10$ ) y se calculó la cantidad de *knickpoints* por subcuencas (Fig. 8, Tabla 3). El mapa obtenido revela que las rupturas se concentran generalmente en los segmentos 6 y 7 y en menor medida en el 5. Además, la mayoría de ellas está espacialmente asociada con la zona de falla, lo que evidencia que su origen se relaciona con la actividad reciente de esta estructura. Hacia la parte septentrional del área de estudio, específicamente en las cuencas de los ríos San Diego y los Palacios, aparecen dos aglomeraciones de puntos de ruptura (Fig. 8), los cuales parecen ser de naturaleza litológica, pues coinciden o están en la proximidad de los contactos entre unidades litoestratigráficas.

Los perfiles longitudinales de los cauces principales muestran, en la mayoría de los casos, una clara desviación del perfil de equilibrio (Fig. 9). Su análisis permite distinguir varias tendencias generales o grupos que se diferencian por la forma del perfil y los valores de la concavidad (Tabla 3). En los segmentos 1 y 2 los perfiles poseen forma de S, donde el tramo superior es cóncavo y en el inferior, en las proximidades de la falla Pinar, es convexo o recto, la concavidad es alta y sus valo-

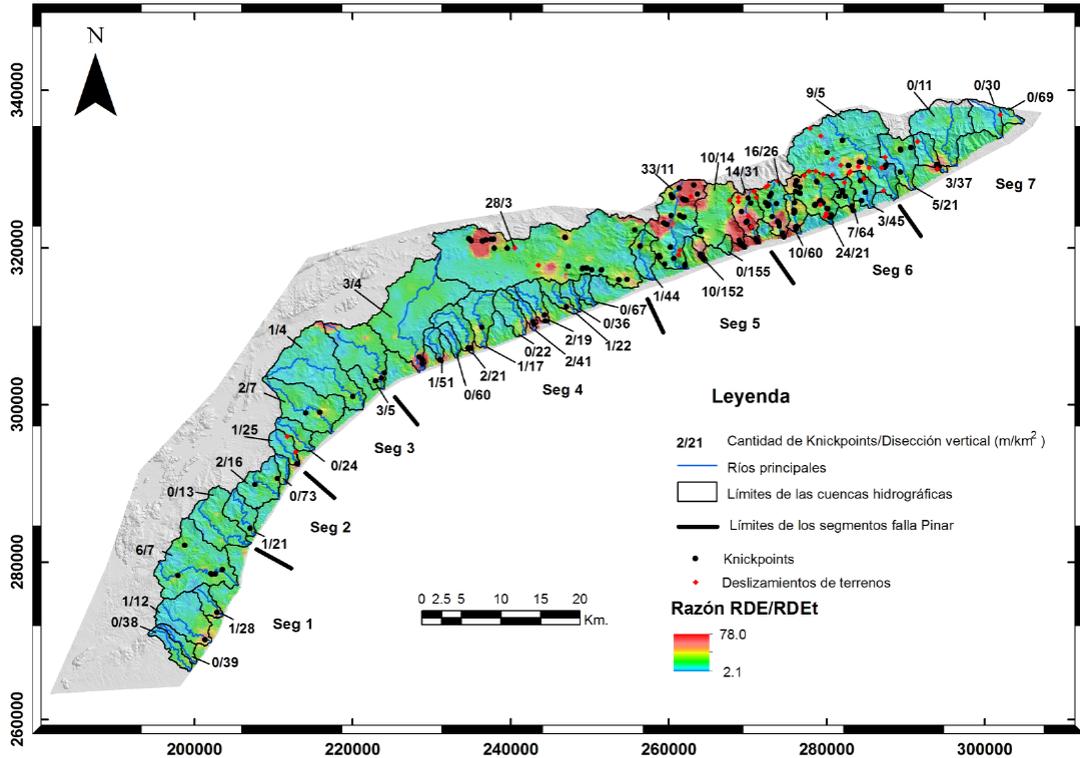


Figura 8. Mapa que indica el patrón espacial del índice interpolado de gradiente relativo (RDE/RDEt), la disección vertical de cada subcuenca y la cantidad de knickpoints y deslizamientos de terreno.

Figure 8. Map indicating the spatial pattern of the interpolated relative gradient index (RDE/RDEt), the local relief of each sub-basin and the number of knickpoints and landslides.

res muestran poca dispersión. Los ríos de los segmentos de la parte central (segmentos 3 y 4) muestran perfiles rectos, muy próximos a la línea de  $45^\circ$  y tramos convexos en las cercanías de la falla. La concavidad alcanza valores intermedios y mayor dispersión que en los segmentos 1, 2 y 3. Por otra parte, los ríos de los segmentos 5, 6 y 7 muestran perfiles escalonados y una gran variación de la concavidad. Probablemente, el escalonamiento de los perfiles longitudinales refleja la propagación de los *knickpoints* aguas arriba como respuesta a los cambios de la tasa de levantamiento.

En resumen, la mayoría de los ríos muestra un estado de inmadurez y desequilibrio con tramos convexos y *knickpoints* que reflejan una localizada incisión en el lecho y que responden a perturbaciones provocadas por la

actividad tectónica reciente de la zona de falla. La proximidad de los tramos convexos y rectos a la zona de falla, y el patrón regional de la distribución de las rupturas de pendiente apuntan al levantamiento activo, o sea al papel preponderante de las perturbaciones tectónicas, aunque no se descarta una cierta modulación litológica. La presencia de al menos 3 escalones o tramos convexos en los ríos de la parte NE apuntan a 3 pulsos bien diferenciados de movimientos de ascenso.

#### 4.3. Otras evidencias de actividad tectónica reciente y movimientos diferenciados

Los deslizamientos tienden a ser más abundantes en las regiones de rápido levantamiento (Korup *et al.*, 2010), también se ha observado un incremento de la actividad de los proce-

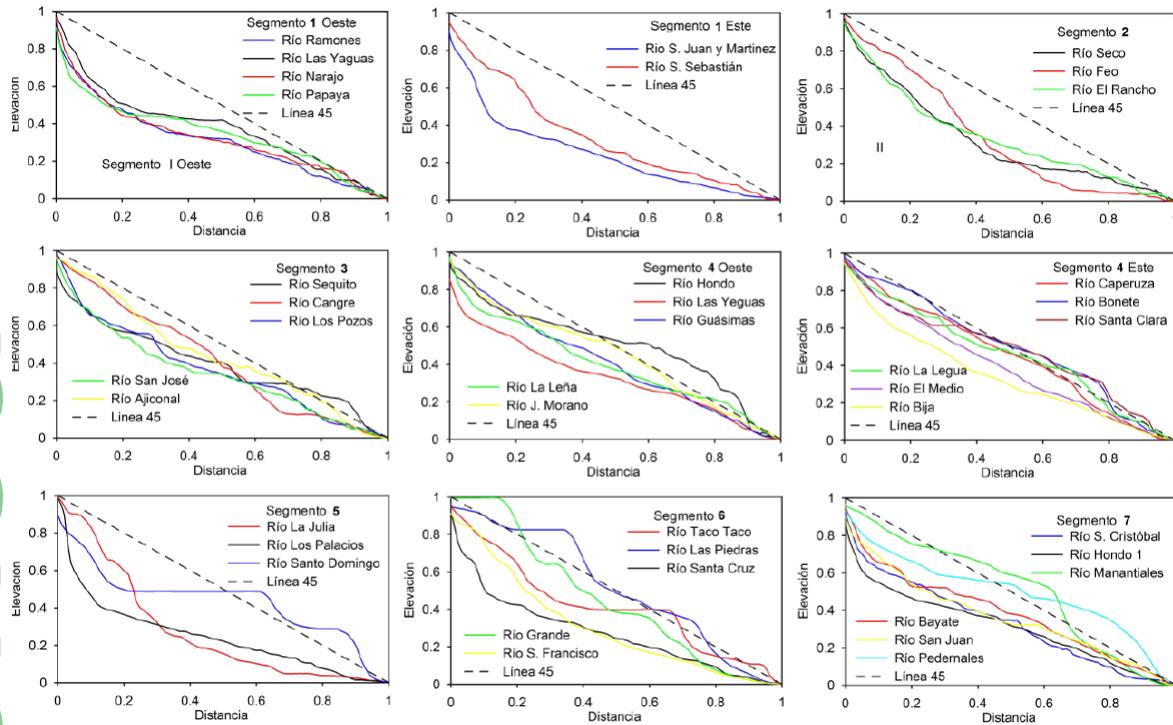


Figura 9. Perfiles longitudinales normalizados de los principales ríos que cortan el frente de montaña, agrupados de acuerdo al segmento de la falla en el que se localizan.

Figure 9. Normalized longitudinal profiles of the main rivers that cross the mountain front, grouped by fault segment in which they are located.

En prensa

Los gravitacionales allí donde se manifiesta la propagación y retroceso de los *knickpoints* (Reinhardt *et al.*, 2007). Ordaz *et al.* (2013) identificaron posibles paleodislocaciones o derrumbes entre los ríos Hondo 1 y Grande, y los asociaron con el carácter activo y sísmogénico de ese tramo de la falla Pinar. Por otra parte, Cueto-Gil *et al.* (2019) estudiaron la distribución espacial de los movimientos de ladera en la Cordillera de Guaniguanico, revelando que el sector más favorable para el desarrollo de los mismos es la Sierra del Rosario. La distribución de los deslizamientos de terreno por cuenca hidrográfica se muestra en la figura 8 y tabla 3. La mayoría (71%) se concentra entre los ríos San Cristóbal y Santo Domingo, coincidiendo precisamente con los segmentos 5 y 6 de la falla Pinar que son los que muestran las deformaciones activas y donde se cuenta con registros históricos de ocurrencia de terremotos.

El levantamiento tectónico en las montañas limitadas por fallas normales induce un descenso del nivel de base de erosión, que causa un incremento de la erosión vertical y la excavación de valles profundos y angostos en el bloque montañoso y el desarrollo de abanicos aluviales en el piedemonte (Keller y Pinter, 2002). La zona de premontaña en el área de estudio está muy antropizada y a lo largo de ella se ha construido un sistema de presas que captan las aguas fluviales que drenan la cordillera, esto dificulta la delimitación de los sistemas de abanicos aluviales. Sin embargo, un estudio detallado de la forma de las curvas de nivel permite identificar abanicos aluviales a lo largo de la zona de piedemonte, que son resultado directo de la erosión del frente. Como puede apreciarse en la figura 7 los abanicos identificados se encuentran en las inmediaciones del frente montañoso, correspondiendo con los segmentos 5 y 6, los más activos.

#### 4.4. Discusión final

La falla Pinar a lo largo del borde meridional de la Cordillera de Guaniguanico, se muestra regionalmente como una estructura única y uniforme. Sin embargo, el estudio detallado del frente montañoso permite suponer la existencia de diferentes tramos o sectores con comportamientos diferenciales de los parámetros estudiados (segmentación), que indica niveles variables de actividad tectónica (Tabla 4).

Los movimientos recientes más intensos se manifiestan hacia el NE, aproximadamente entre las cuencas de los ríos San Juan y Santo Domingo. Es en esta área donde el relieve local es más vigoroso, con valores entre 500 y 600 m, las pendientes medias más pronunciadas y se presentan los valores elevados de varios índices geomórficos como HI y DV (Tabla 3). Además, es aquí también donde los movimientos de laderas alcanzan su máxima expresión, los perfiles longitudinales de los ríos presentan forma escalonada y gran cantidad de *knickpoints*, y el frente montañoso muestra un carácter rectilíneo (menor sinuosidad) con facetas bien definidas, de alturas y pendientes considerables. Este extremo corresponde con el segmento NE de la zona de falla, el cual manifiesta carácter sismogénico, dada la aglomeración de sismos registrados en sus proximidades.

El segmento central, desde el punto de vista geomórfico, muestra un comportamiento intermedio o transitorio entre los segmentos extremos de la falla (Tabla 4). Por ejemplo, los ríos desarrollan perfiles rectos y de menor profundidad de incisión, el frente está definido pero las facetas son de menor altura y pendiente, y los indicadores concavidad, integral hipsométrica y la relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca manifiestan valores moderados (Tabla 3). De acuerdo a la tasa de levantamiento vertical y los parámetros calculados este segmento posee una actividad tectónica baja a moderada.

El segmento SO está caracterizado por un frente montañoso poco definido, donde predomina la erosión sobre los movimientos de ascenso, ríos con perfiles en forma de S y mayor concavidad, profundidades mínimas de incisión fluvial (Fig. 4), valores extremos de marcadores geomórficos (HI, Smf y Vf) y pocas manifestaciones de deformaciones recientes.

Los métodos aplicados para evaluar la intensidad de los movimientos actuales no permiten revelar un contraste marcado entre los segmentos central y SO, lo cual pudiera explicarse por la baja resolución de los procedimientos aplicados, aunque no se descarta que desde el punto de vista sísmico se comporten como un segmento único.

Tabla 4. Resumen de los rasgos principales de los bloques morfoestructurales diferenciados en el frente montañoso.

Table 4. Summary of the main features for each morphostructural block in the mountain front.

Bloques	Facetas	Tasa lev. (mm/años)	Forma Perf_long	Kn	Abanicos aluviales	DZ	Ind. Geomor
Bloque NE Seg 5,6,7	Bien definidas Alt -100 m Pend-18°	Max-0.54 Min-0.06 Med-0.19	Escalonados	>100	Presentes	40	DV-47 HI-0.47
Bloque Central Seg 3,4	Definidas Alt -30 m Pend-9.6°	Max-0.15 Min-0.05 Med-0.08	Rectos	19	No se observan	2	DV-26.6 HI-0.49
Bloque SO Seg 1,2	Poco definidas Alt -33 m Pend-9.9°	Max-0.14 Min-0.05 Med-0.08	Forma de S	12	No se observan	0	DV-27 HI-0.35

\*Tasa lev. –Tasa de levantamiento vertical, Forma Perf\_long- forma del perfil longitudinal, Kn-Cantidad de Knickpoints, DZ - Cantidad de deslizamientos, Ind. Geomor- Índices geomórficos, Alt y Pend de las facetas

## 5. Conclusiones

- La zona de falla Pinar ha formado un extenso frente montañoso de carácter lineal, orientado en dirección NE-SW y con bruscos cambios de rumbo, con una longitud superior a los 160 km y que configura una falla normal con una compleja evolución cinemática, y cuya sismicidad se manifiesta especialmente en el segmento NE como lo confirman los sismos registrados.
- Las variaciones de los índices geomórficos del frente montañoso y de las cuencas hidrográficas a lo largo del rumbo de la falla apuntan hacia cambios en las tasas de levantamiento, y permitieron individualizar en ella 3 segmentos geomórficos, que probablemente limitan 3 grandes bloques morfoestructurales en la parte sur de la cordillera.
- El frente montañoso muestra su mayor desarrollo en el segmento NE (Sierra del Rosario), donde se caracteriza por su carácter rectilíneo y facetas triangulares y trapezoidales bien definidas y con mayor altura y pendiente. Las facetas del frente se van degradando hacia el extremo SO de la falla, lo cual se refleja en el comportamiento de sus parámetros geométricos y es consecuencia de la atenuación de las deformaciones activas en esa dirección.
- La tasa de levantamiento vertical, estimada a partir de modelos empíricos, fluctúa entre 0,04-0,71 mm/año, alcanzando los máximos valores en el segmento NE de la falla entre los ríos San Juan y Santo Domingo. Estos resultados confirman que el mayor potencial sismogénico de la falla y por consiguiente la mayor peligrosidad se concentra al sur de la Sierra del Rosario.
- A pesar del carácter exploratorio de los métodos empíricos aplicados para estimar las tasas de levantamiento vertical, su empleo combinado con diferentes marcadores geomórficos permitió entender la distribución espacial de las deformaciones recientes y establecer la propuesta de segmentación de la falla.

## Bibliografía

- Álvarez, L., Lindholm, C. y Villalón, M. (2017). Seismic hazard for Cuba: A new approach. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 107(1): 229-239. <https://doi.org/10.1785/0120160074>
- Andreani, L., Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American–Caribbean–Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*, 4, 71-102. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-71-2016>
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Ed. Blackwell, Oxford, 328 pp.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S. (2012). *Tectonic Geomorphology*. Ed. Wiley-Blackwell, Chichester, 454 pp. <https://doi.org/10.1002/9781444345063>
- Castillo, M., Ferrari, L., Muñoz-Salinas, E. (2017). Knickpoint retreat and landscape evolution of the Amatlán de Cañas half-graben (northern sector of Jalisco Block, western Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 108-122. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.003>
- Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (2020). Catálogo de los terremotos de Cuba (1502-2019). [www.cenais.cu/tabla/tabla.htm](http://www.cenais.cu/tabla/tabla.htm) [Consulta 15 de enero de 2021].
- Chuy, T., González, B., Orbera, L. (1994). Seismicity and seismic hazard assessment for Western Cuba, *Revista Minería y Geología*, 11 (3), 45-51.
- Chuy, T. J. (2002). Precisión por zonas de la peligrosidad sísmica de Cuba con fines de su desarrollo económico sostenible, *Memorias del II Congreso Cubano de Geofísica, Nuevas Investigaciones Sismológicas en Cuba*, Ed. Academia, La Habana, 27-36.
- Cobiella, J. L. (2008). Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 382-401.
- Cofiño, E., Cáceres, D. (2003). Efectividad de la utilización de métodos microtectónicos en el desciframiento de la evolución de estructuras tectónicas (falla Pinar). *Minería y Geología*, 3-4, 36-42.
- Cofiño, E., Fernández de Lara, R., Ordaz, A., Cáceres, D. (2011). Origen y funcionamiento de

- la estructura tectónica Pinar a partir de datos geólogo – geofísicos. Cuarta convención cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS.2011., ISBN 978-959-7117-30-8
- Cruz, R. T., Sánchez, J. A., Otero, R. M., Gómez, J. E., Sosa, C. M., Fariñas, C. H., Pérez, Y. M., Mejías, L. R., Rodríguez, O. M. (2007). Efectividad de la geomorfología aplicada en la precisión de fallas generadoras del relieve en la provincia Pinar del Río, Cuba, Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. INPE, Florianópolis, 2207-2213.
- Cueto-Gil, C. J., Estévez, E. C., Ordaz, A. H. (2019). Zonificación de la susceptibilidad a los deslizamientos en la Cordillera de Guaniguanico, Cuba. Un aporte al ordenamiento del territorio. *An. geogr. Univ. Complut.*, 39(1), 11-38. <https://doi.org/10.5209/aguc.64675>
- Cuevas-Ojeda, J. L., Polo-González, B., Alcaide-Orpí, J. F., Zapata-Balanqué, J. A. (2015). Evidencias geofísicas en la determinación de la falla Pinar, Cuba, con fines paleosismológicos. En: *Memorias VI Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, VIII Congreso Cubano de Geofísica GEOFÍSICA'2015*. Mayo 4-8, La Habana, Cuba. ISBN 2307-499X.
- Daxberger, H., Riller, U. (2015). Analysis of geomorphic indices in the southern Central Andes (23°–28°S): Evidence for pervasive Quaternary to Recent deformation in the Puna Plateau. *Geomorphology*, 248, 57–76. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.016>
- De Polo, C.M., Anderson, J.G. (2000). Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA. *Basin Research*, 12, 227–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00131.x>
- Díaz, J. L., Lilienberg, D. A. (1989). Nuevos datos sobre los movimientos tectónicos recientes en Cuba Occidental, Reporte de Investigación, *Instituto de Geografía*, 4, 11 pp.
- Domínguez-González, L., Andreani, L., Stanek, K. P., Gloaguen, R. (2015). Geomorpho-tectonic evolution of the Jamaican restraining bend. *Geomorphology*, 228, 320-334. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.019>
- Etchebehere, M. L., Saad, A. R., Fulfaro, V. J., Perinotto, J.A.J. (2004). Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 4(2), 43-56. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200004>
- Estévez, E., Ordaz, A., Hernández, J. R. (2017). Deformaciones neotectónicas en el relieve fluvial de la Llanura Sur de Pinar del Río, Cuba. *Investigaciones Geográficas Boletín, UNAM*, 94, 1-17. <https://doi.org/10.14350/rig.56388>
- García-Delgado, D. E., Gil-González, S., Delgado, R.D., Millán, G., Peñalver, L. L., Cabrera, M. C., Denis, R., Chang, J.L., Fuentes, M., Díaz C. O., Suárez, V., LLanes, A. I., Pérez, R. A., Torres, M., Pérez, C.P., Díaz de Villalvilla, L.C. (2005). Mapa geológico de la provincia de Pinar del Río a escala 1: 100 000 en base digital. *Geociencias 2005, La Habana, Cuba*.
- García-Delgado, H., Velandia, F. (2019). Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. *Geomorphology*, 349. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106914>
- Gordon, M., Mann, P., Cáceres, D. (1997). Cenozoic tectonic history of the North American-Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10055-10082. <https://doi.org/10.1029/96JB03177>
- Grohmann, C. H. (2004). Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R, *Comput. Geosci.*, 30, 1055–1067. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.08.002>
- Gutierrez-Domech, R. (1998). Los cañones fluvio cársicos de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Provincia de Pinar del Río, Cuba. *Ciudad de la Habana*.
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research USGS*, 1, 421–429. <https://pubs.usgs.gov/bul/1807/report.pdf>
- Hayakawa, Y.S., Oguchi, T. (2006). DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. *Geomorphology*, 78, 90–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.018>
- Kartashov, I. P., Sherniajovskiy, A. G., Peñalver, L. L. (1981). *El Antropógeno de Cuba*, Ed. Nauka, Moscú, 144 pp.
- Keller, E.A., Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes*. 2nd Ed., Prentice Hall, New Jersey, 338 pp.
- Kirby, E., Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54–75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Korup, O., Densmore, A. L., Schlunegger, F. (2010). The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120, 77–90. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.09.017>

En prensa

In press

- Ma, Z., Peng, T., Feng Z., Li, M., Li, X., Guo, B., Li, J., Song, C. (2019). Asymmetrical river valleys and their tectonic significance in the Maxian-shan area, NE Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 329, 70-80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.001>
- Magaz, G.A., Diaz, J.L., Hernández, J.R. (1997). Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba. *Rev. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 35, 9-83.
- Martínez, D., Rodríguez, P., Simón, A. (1987). Algunas consideraciones acerca de la tectónica en la provincia de Pinar del Río. *Boletín de Geociencias*, 2(1), 28-36.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: R.E. Wallace, (Ed.), *Active Tectonics Studies in Geophysics*. The National Academies Press, Washington, DC, 125-135. <https://doi.org/10.17226/624>
- Meyerhoff, A. A., Hatten, C.W. (1974). Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential, *AAPG Bull.*, 58, 1201-1239. <https://doi.org/10.1306/83D9164B-16C7-11D7-8645000102C1865D>
- Ramírez, J. F., Hernández, P.L, Macle, J. (2010). *Terremoto de Vueltabajo 1880*, Ed. Loynaz, Pinar del Río.
- Ramírez, R.H. (2018). Análisis morfotectónico del Sector sur de la Cordillera de Guaniguanico, entre las cuencas de los ríos Cangre y San Cristóbal, Pinar del Río-Artemisa. Tesis Doctoral, Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río, 189 pp.
- Orbera L., González B., Chuy T., Oro J. (1990). Investigaciones sísmicas en la región de emplazamiento del Centro de Investigaciones Nucleares. Vol. I, Secretaría Ejecutiva de Asuntos Nucleares, Cuba, 344 pp.
- Olaya, V. F. (2004). Hidrología Computacional y Modelos Digitales del Terreno —Teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico. <http://heart.sf.net/textos>.
- Ordaz, A., Hernández, J. R, Cofiño, C. E., Méndez, A. P., Galaz, G. (2013). Análisis estructural y morfotectónico en los municipios San Cristóbal y Candelaria, Cuba Occidental: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Pinar. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía UNAM*, 82, 7-23. <https://doi.org/10.14350/rig.36384>
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D. (2016). Swath Profiler and NProfiler: Two new Arc-GIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N. (2009a). Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics*, 28 (6), 1-12. <https://doi.org/10.1029/2009TC002555>
- Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B., Seguinot, J. (2009b). Faceted spurs at normal fault scarps: insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-13. <https://doi.org/10.1029/2008JB005955>
- Queiroz, G.L., Salamuni, E., Nascimento, E.R. (2015). Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*, 76, 80-87. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.11.004>
- Reinhardt, L. J., Bishop, P., Hoey, T. J., Dempster, T. B., Sanderson, D. C. W. (2007). Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, southern Spain, *J. Geophys. Res.*, 112, <https://doi.org/10.1029/2006JF000524>
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., & Johnson, D.L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. En: M. Morisawa (Ed.), *Tectonic Geomorphology*. Proceedings of the 15th annual geomorphology symposium, Boston, MA: Allen and Unwin, 183-207.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Teibisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104, 203-217. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014>
- Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito, P., Soriano, S., Torrescusa, S., García, R., Sánchez, J. R., Sosa, C., Tenreyro, R. (2008). Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. *Tectonics*, 27, 1-22. <https://doi.org/10.1029/2007TC002237>
- Schmidt, J.L., Zeitler P.K., Pazzaglia, F.J., Tremblay, M.M., Shuster, D.L., Fox, M. (2015). Knickpoint evolution on the Yarlung river: Evidence for late Cenozoic uplift of the southeastern Tibetan plateau margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 448-457. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.041>

- Silva, P.G, Goy, J.L., Zazo, C., Bardaj, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203–225. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5)
- Struble, W. T. (2016). *Tectonics from Topography: utilization of normal fault bedrock facet slopes as a quantitative predictor of slip rate*. Tesis de Maestría, Universidad de Nevada, Reno, 64 pp.
- Topal, S., Keller, E., Bufe, A., Koçyiğit, A. (2016). Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. *Geomorphology*, 259, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.014>
- Tsimi, C., Ganas, A. (2015). Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. *Geomorphology*, 234, 171–181. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.018>
- Tucker, G. E., McCoy, S. W., Whittaker, A. C., Roberts, G. P., Lancaster, S. T., Phillips, R. (2011). Geomorphic significance of postglacial bedrock scarps on normal-fault footwalls. *Journal of Geophysical Research*, 116, 2-14. <https://doi.org/10.1029/2010JF001861>
- Valente, E., Buscher, J.T., Jourdan, F., Petrosino, P., Reddy, S. M., Tavani, S., Corradetti, A., Ascione, A. (2019). Constraining mountain front tectonic activity in extensional setting from geomorphology and Quaternary stratigraphy: A case study from the Matese ridge, southern Apennines. *Quaternary Science Reviews*, 219, 47-67. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.001>
- Villalón-Semanat, M., Candebat-Sánchez, D., Rivera-Álvarez, Z. (2020). Determinación de un escenario de peligro sísmico determinístico en la península de Hicacos. *Minería y Geología*, 36 -2, 137-154.
- Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropoulou, K., Crosby, B., Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Special Paper - Geological Society of America*, 398, 55-74. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))
- Zahra, T., Paudel, U., Hayakawa, Y.S., Oguchi, T. (2017). Knickzone Extraction Tool (KET) – A new ArcGIS toolset for automatic extraction of knickzones from a DEM based on multi-scale stream gradient. *Open Geosci*, 9, 73-88. <https://doi.org/10.1515/geo-2017-0006>

*Recibido el 12 de octubre de 2020*

*Aceptado el 3 de agosto de 2021*

En prensa

In press

En prensa

In press