

MODELADO MORFOTECTÓNICO DE LA FALLA TRANSCURRENTE DE IBAGUÉ, COLOMBIA

Hans DIEDERIX¹, Franck AUDEMARD², Jairo Alonso OSORIO³, Nohora MONTES³, Francisco VELANDIA³ y Jaime ROMERO³

¹ Asesor independiente, Calle 81ª - 106 - 38, Apto. 318, Bogotá, Colombia.

*E-mail: hansdiederix@cs.com./ hansdiederix@yahoo.es

² Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (Funvisis), Apartado Postal 76.880, Caracas 1070, Venezuela. E-mail: faudemard@funvisis.gob.ve

³ Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Diagonal 53-30-53, Bogotá, Colombia. E-mail: josorio@ingegominas.gov.co

RESUMEN

La falla Ibagué es una estructura de tipo transcurrente dextral orientada en dirección ENE y constituye la expresión más notoria de una zona de cizalla transversal que afecta la Cordillera Central de los Andes Colombianos. La falla, al salir del flanco oriental de la cordillera, cruza una extensa planicie aluvial pleistocena, conocida como el abanico de Ibagué. Es en el trayecto sobre esta llanura que la falla demuestra abundante manifestación morfológica de movimiento lateral dextral. La falla, vista en sensores remotos o desde el aire, aparenta ser una sola traza continua, pero una inspección más detallada revela que la misma está constituida por cizallas Riedel sintéticas dextrales conectadas por lomos de presión de dimensiones variables. Un levantamiento fotogeológico seguido por una inspección de campo permitió ubicar un sitio idóneo para la excavación de una trinchera paleosismológica situada sobre una pequeña cuenca de tracción no intervenida por el hombre. El levantamiento preliminar del afloramiento creado en la trinchera indicó un registro de ocho eventos sísmicos durante el Holoceno.

Palabras clave: *Colombia; Falla Ibagué; falla transcurrente; morfotectónica; neotectónica.*

ABSTRACT: *Morphotectonic modeling of the Ibagué strike-slip fault, Colombia.*

The Ibagué Fault is a dextral strike-slip fault which runs in an ENE direction. It is by far the most notable feature of a transverse shear zone, which affects the Central Cordillera of the Colombian Andes. The fault, on leaving the east flank of the Cordillera, crosses an extensive alluvial plain of largely Pleistocene age, known as the Ibagué Fan. It is along this stretch across the plain that the fault displays abundant morphologic features characteristic of strike-slip movement. The fault, as seen in remote sensing imagery and on aerial photos, appears as one continuous trace, but closer inspection reveals that in fact it is in most places made up of sequences of synthetic dextral Riedel shears connected by pressure ridges varying greatly in size. A photogeologic survey followed by fieldwork permitted the selection of a suitable site for the excavation of a trench for a paleoseismological study in a small pull-apart basin not affected by human activity. Preliminary inspection of the trench outcrop revealed a stratigraphic section recording eight seismic events during the Holocene.

Keywords: *Colombia; Ibagué Fault; strike-slip fault; morphotectonics, neotectonics.*

INTRODUCCION

La falla Ibagué recibe su nombre de la ciudad de Ibagué ya que atraviesa gran parte de su casco urbano. La ciudad está situada entre las latitudes 4° y 5° en el flanco oriental de la Cordillera Central en la desembocadura del río Combeima. Este río baja directamente del Nevado de Tolima (5.230 m) situado en el dorsal de la Cordillera (Fig. 2). La ciudad se encuentra en el ápice de una gran planicie aluvial de sedimentos glacio- y fluviovolcánicos de edad pleistocena. La falla, que atraviesa visiblemente casi todo el ancho de la Cordillera, forma parte de una zona de transferencia con una orientación ENE oblicua a la orientación casi N-S de

las cordilleras Occidental y Central. La falla, al salir del flanco oriental de la Cordillera Central, atraviesa dicha planicie aluvial que se conoce como el abanico de Ibagué. Constituye un rasgo muy notorio en la geografía del valle del río Magdalena.

Es en el tramo sobre este abanico que la falla muestra una serie de rasgos morfotectónicos muy destacados que son característicos de un movimiento transcurrente dextral. La falla ha sido conocida por mucho tiempo, pero su carácter de falla activa solo ha llamado atención desde 1956 (Raasveldt y Carvajal 1956, Perez 1979, Mosquera *et al.* 1982, Diederix *et al.* 1987, Vergara 1989). Reciente legislación del Gobierno Colombiano está estimulando a las municipalida-

des mayores del país a adelantar estudios de microzonificación sísmica lo cual ha impulsado el inicio de estudios neotectónicos y paleosismológicos para caracterizar las principales fallas activas del país. Es dentro del marco de estas actividades que el Instituto Nacional de Geología y Minería (Ingeominas) adelantó el presente estudio de unas de las fallas con mejor evidencia de actividad reciente en el país (Paris y Romero 1994, Paris *et al.* 2002)) que consistió en situar y excavar una trinchera paleosismológica (Montes *et al.*, 2005). La relevancia de estos tipos de estudios es evidente en el caso de la falla Ibagué ya que en su campo cercano se encuentran importantes centros de población incluyendo la capital del país con

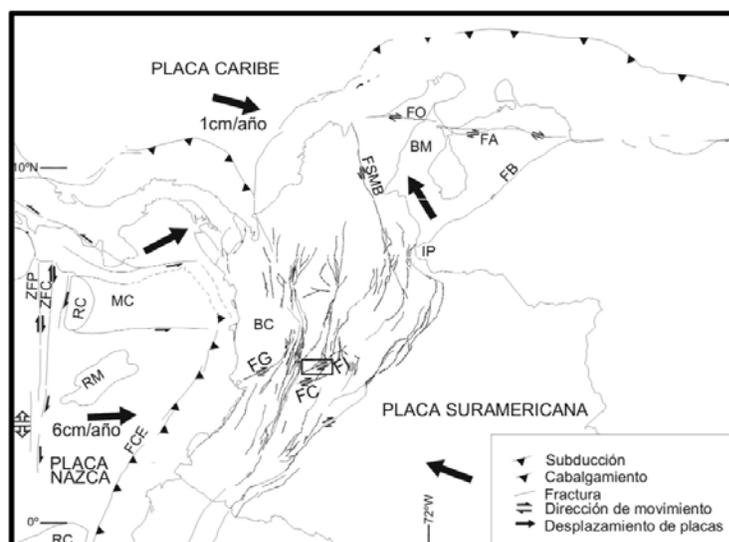


Figura 1: Esquema tectónico del norte de Los Andes. BM: Bloque Maracaibo. Las flechas indican los desplazamientos relativos con respecto a Suramérica (tomados de Trenkamp *et al.* 2002). RC (Ridge de Carnegie), RM (Ridge de Malpelo), RC (Ridge de Coiba), MC (Microplaca Coiba), FG (Falla Garrapatas), FI (Falla Ibagué), FC (Falla Cucuana), IP (Indentor de Pamplona), FSMB (Falla SantaMarta - Bucaramanga), FO (Falla Oca), FB (Falla Boconó), BM (Bloque Maracaibo), ZFP (Zona de Fractura de Panamá).

más de ocho millones de habitantes.

Actividad sísmica posiblemente asociada con la falla son los eventos de 1825 y 1942, el último con una magnitud Ms de 5,8 y una intensidad epicentral de VIII en el casco urbano (Ramírez 1975, Gómez y Salcedo 2000, Espinosa, en preparación).

El presente artículo se enfoca en los aspectos morfológicos de las deformaciones superficiales asociados con el movimiento lateral derecho de la falla y presenta un modelado cinemático que explica ciertas características morfotectónicas.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

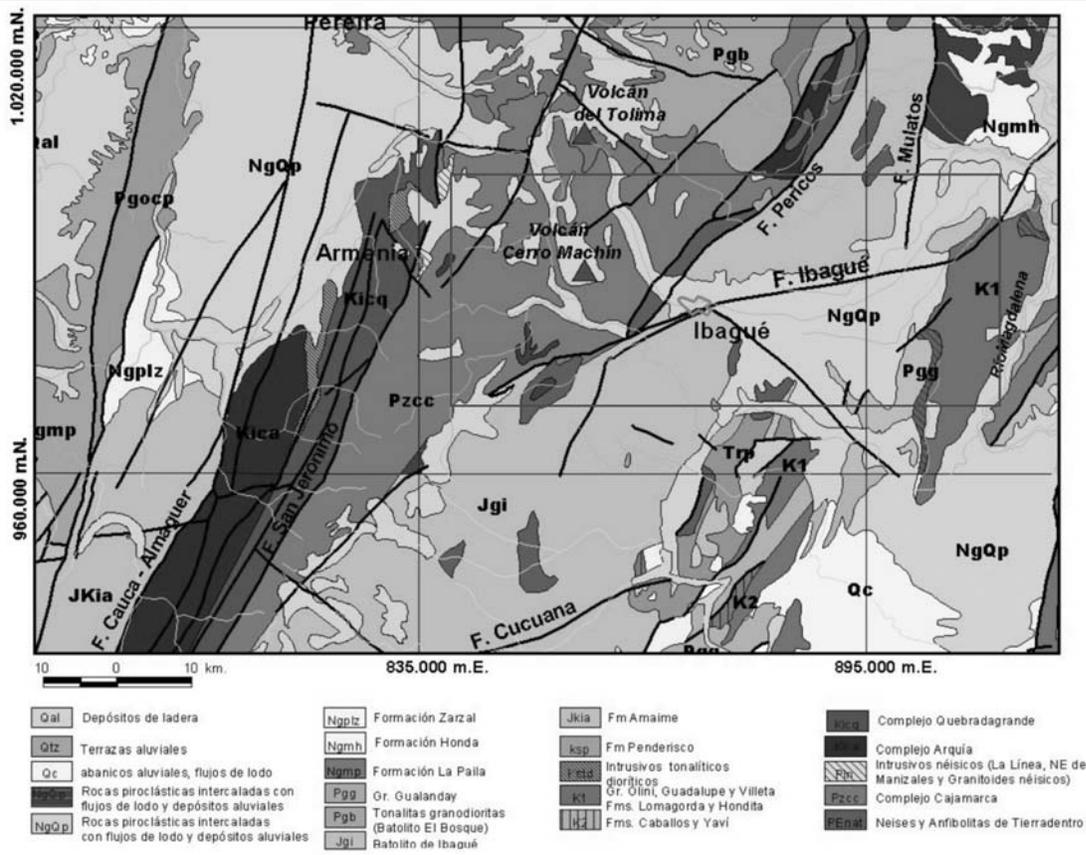
A su paso por la Cordillera Central, la falla Ibagué afecta rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Cajamarca, rocas ígneas jurásicas del batolito de Ibagué, rocas sedimentarias cretácicas y terciarias. Al norte de la falla en la región dorsal de la cordillera comienza un segmento volcánico andesítico calco-alcalino con el estratovolcán Nevado de Tolima (5.220 m) que es el más sur de una serie de volcanes nevados similares (Cepeda *et al.*, 1988). Al sur del Nevado de Tolima y muy cerca a la traza de la falla se encuentra el volcán Cerro Machín (2.750 m.) de carácter explosivo y con amplia evidencia de actividad holocena (Cepeda *et al.*, 1988). Justo al sur del casco urbano de Ibagué se presentan pequeñas manifestaciones de volcanismo basáltico cuaternario y posiblemente holoceno. (Nuñez *et al.* 2001).

Al salir de la Cordillera en su flanco oriental, la falla cruza el abanico de Ibagué (Fig. 2) el cual corresponde a una planicie muy extensa con eje longitudinal de 50 km, sedimentos principalmente constituido por flujos glacio- y fluviovolcánicos de grano grueso de edad pleistocena provenientes del Volcán Nevado de Tolima cuyo actividad más reciente fue 1825/26 y 1943 (De Porta 1966, van Houten 1968, Mosquera *et al.* 1982, Acosta y Ramírez 1985, Cepeda *et al.*, 1988). Los depósitos rellenan una cuenca tectónica alineada a lo largo de la falla. Un mapa de isópacas (Marquínez 2001) muestra que el espesor de los sedimentos aumenta notablemente hacia el este e indica que el drenaje en aquella época (incluyendo los ríos Combeima y Coello), drenaban hacia el noreste (Marquínez 2001).

A escala regional la falla Ibagué forma parte de una zona de cizalla más extensa que afecta también la Cordillera Occidental, donde se conoce como el sistema de falla Garrapatas-Istmina, terminando al oriente en relevos transpresivos afectando la cobertera sedimentaria de la Cordillera Oriental. Su origen como sistema transcurrente, ha sido asociado a la colisión del arco oceánico Baudo-Panamá, actuando como un indentor rígido, con el noroeste de la placa suramericana (Orozco y Osorio 2004, Acosta *et al.* 2004; Taboada *et al.* 1998, Acosta *et al.* 2002, Audemard 2002, Trenkamp *et al.* 2002, Montes 2002, Freymuller *et al.*, 1993). Al sur, la falla Cucuana, paralela a la falla Ibagué, forma parte de la misma zona de

fallas transversales, la cual mecánicamente funciona como una franja de transferencia que limita comportamientos tectónicos diferentes al sur y al norte (Orozco y Osorio 2004, Acosta *et al.* 2002). La falla Ibagué, desplaza en sentido lateral derecho el bloque norte de la Cordillera Central en su totalidad (cerca de 30 km). Esto se manifiesta más claramente en el desplazamiento de la planicie de erosión (penillanura) que trunca gran parte de la Cordillera Central la cual fue formada en dos fases, una de edad miocena y otra de edad pliocena y constituye el piedemonte oriental de esta cordillera (Soeters 1981, Page 1981). Esta planicie registra un basculamiento de la cordillera hacia el oriente bajando de una altura de aproximadamente 2.800 m en el flanco occidental hasta 400 m en el pie oriental donde desaparece por debajo de la llanura del valle del río Magdalena. En el sector de Ibagué este planicie registra un desplazamiento aparente horizontal de 29 km (Ingeominas 2004). Ello sugiere una actividad de la falla por lo menos desde el Plioceno y posiblemente anterior, así que en el caso de un movimiento exclusivamente horizontal de la falla, implicaría una velocidad promedio de 5,8 mm/año.

La continuidad de la falla transcurrente principal hacia la Cordillera está representada en un relevo transtensivo de más de 30 km de ancho donde la complejidad estructural y la presencia de tremendos depósitos volcánicos impide definir con total claridad su continuidad en especial al aproximarse al



a)

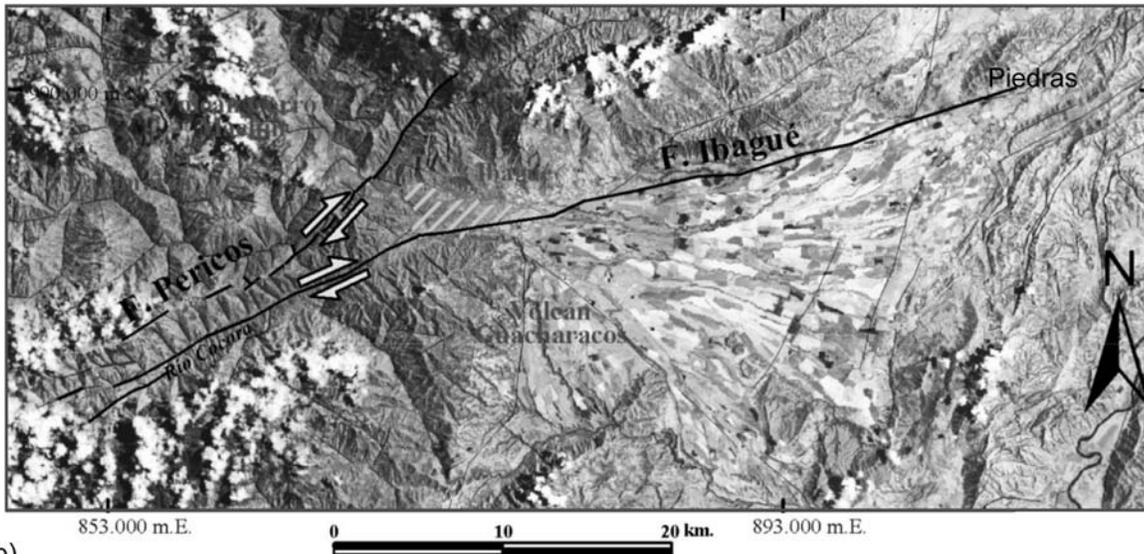


Figura 2: Mapa geológico generalizado (a) y detalle del mapa satelital Landsat TM (b) de la zona de la falla Ibagué, indicando la traza de la falla Ibagué donde atraviesa el abanico, la Cordillera Central y sus flancos occidental y oriental (modificado del Atlas Geológico Digital de Colombia, a escala 1:500.000, Ingeominas 1997).

b)

valle del río Cauca. Sondeos geofísicos realizados en el abanico de Ibagué indican una inclinación del plano de la falla hacia el norte con una clara componente inversa (Marquínez 2001). Constituye entonces una rampa lateral que desplaza un bloque cortical - la Cordillera Central - en sentido este con componente verti-

cal acortando el valle del río Magdalena. Genera en su extremo oriental una fuente sísmica activa asociada a la interacción con las fallas del flanco occidental de la Cordillera Oriental, denominado como la fuente sísmica de Pulí. (Acosta *et al.* 2000, Acosta *et al.* 2002, Orozco y Osorio 2004). Esta fuente está ubicada en la intersección

de la terminación de la falla Ibagué con las fallas del sistema Bituima-La Salina con orientación NNE y de tipo inverso con vergencia hacia el oeste (Acosta 2002). En el Catálogo de Sismos de Colombia de > Ms 5,5 se observa solo dos epicentros ubicados cerca de la falla Ibagué que se pueden relacionar a sismos del 1 Enero 1825 y

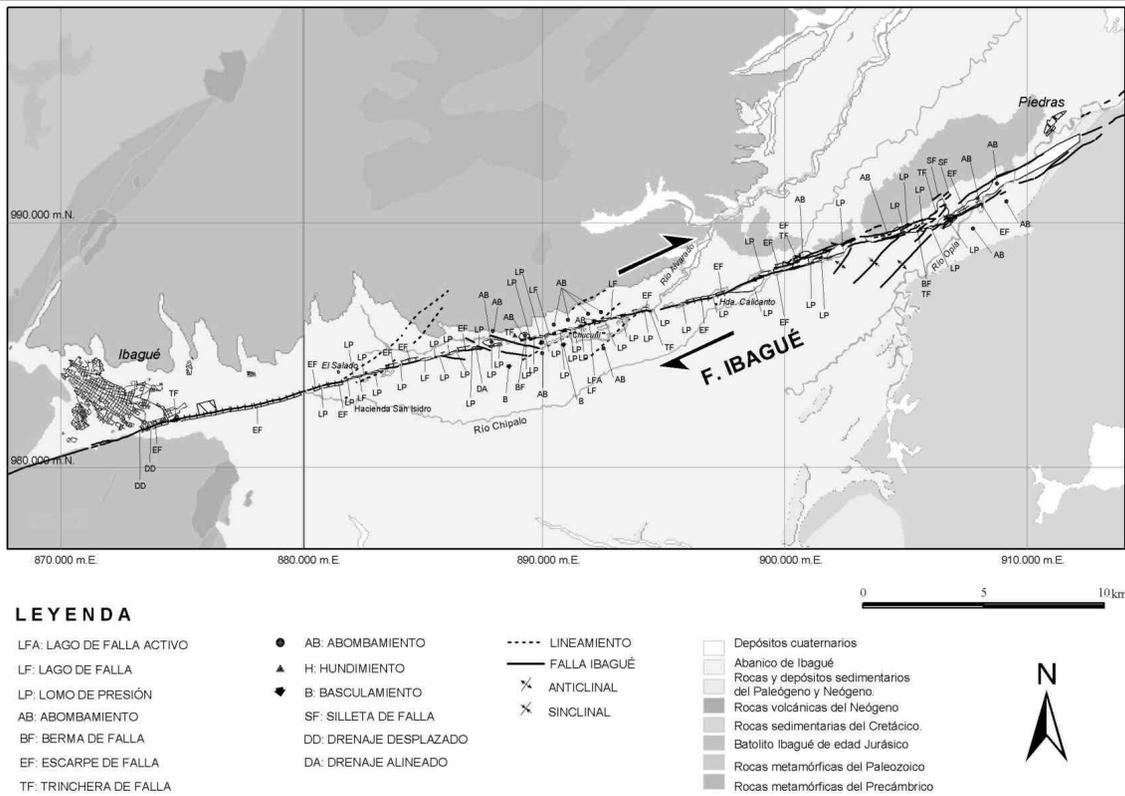


Figura 3: Mapa de la traza de la falla Ibagué donde atraviesa el abanico, indicando los rasgos morfotectónicos.

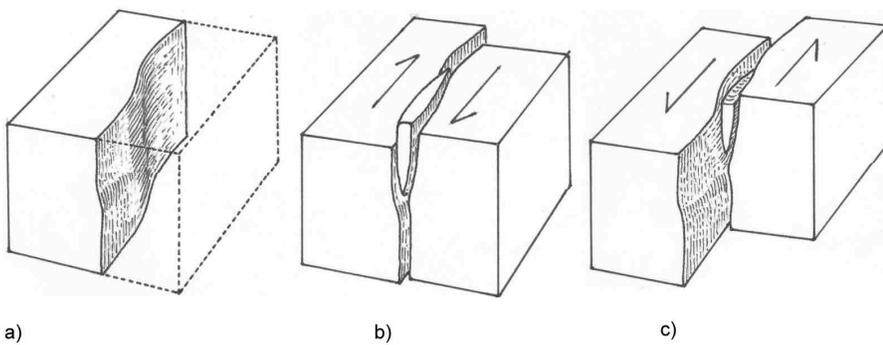


Figura 4: Bloques diagramas de un modelo genérico de lomos lineales de falla (*linear fault ridges*) y lagos de falla (*sag ponds*) en tramos rectos de una falla transcurrente, que relaciona la geometría del plano de falla (a) con la dirección del movimiento. De esta manera se generan cuñas expulsadas que corresponden a los lomos lineales (b) y cuñas hundidas que corresponden a depresiones o lagos de falla (c). (adaptado de notas de clase inéditas de H.van der Meer Mohr, ITC, Holanda).

quizás del 22 Mayo 1942. Además se definen siete epicentros de Ms < 5,0 en proximidad de la falla (Ramírez 1975, Gómez y Salcedo 2002, Espinosa, en preparación).

EL ABANICO DE IBAGUÉ

El abanico de Ibagué constituye una planicie muy extensa con una pendiente aproxi-

mada de 1°30' desde su ápice en la ciudad de Ibagué hasta llegar al río Magdalena en su parte distal a una distancia de 50 km (Fig. 2). La cuenca tectónica rellena por los depósitos del abanico representaba una paleogeografía bien distinta a la del presente con el drenaje principal del paleo-río Coello buscando salida hacia el noreste por un corredor entre afloramientos del batolito y

rocas cretácicas cerca del pueblo de Piedras. El presente río Coello, con su confluente el río Combeima, es el principal canal de drenaje del abanico drenando en la dirección sureste (Marquínez 2001). Los depósitos del abanico que rellenan esta cuenca tectónica consisten de extensos flujos glacio- y fluviovolcánicos originados desde el Nevado de Tolima durante el Pleistoceno cuando el casquete glaciar era mucho más extenso y espeso y alcanzaba cotas tan bajas como 3.000 m. Este depósito proviene de la depositación de flujos muy densos y extensos de material muy grueso en su mayoría, alternando con capas más delgadas de grano más fino incluyendo intercalaciones de niveles piroclásticos de flujo y de caída (Van Houten 1968, Mosquera *et al.* 1982, Acosta y Ramírez 1985). Casi toda la secuencia ha sido fluvio-transportada durante eventos catastróficos y no se advierten niveles importantes de depositas de caída. Los flujos en su camino hacia el fondo del valle del río Magdalena a una altura de 250 m, encontraron obstáculos o barreras en afloramientos de las rocas cretácico-paleógenas plegadas. Los flujos labra-

ron rutas de salida hacia los flancos norte y sobretudo hacia el sur donde la parte distal del abanico se conoce como el abanico de Guamo. La erosión regresiva subiendo del Valle Magdalena en una fase más reciente durante el Holoceno logró romper la barrera en el sitio conocido como el alto de Gualanday (localidad tipo de la formación eocena de este nombre, Soeters 1976). Este sitio se caracteriza por el entalle del río Coello por 80 m bajo el nivel presente del abanico y la creación de un abanico más reciente en la parte distal agua abajo de la barrera de Gualanday de edad holocena, conocida con el nombre de abanico de Espinal (Soeters 1976).

La historia evolutiva del abanico ha resultado en notables diferencias en el espesor de sus depósitos que refleja una paleotopografía de canales de drenaje diferente al presente, desde espesores máximos de 250 m, los cuales solo se encuentran en la franja norte del abanico relacionados al paleocauce del río Coello (Marquínez 2001).

La superficie reciente del abanico es ligeramente ondulada y tiene una red de drenaje subparalela dicótoma bastante espaciada que acentúa bien la forma en abanico de este depósito (Fig. 3). Los sedimentos del abanico son bien consolidados hasta litificados, lo cual resulta en el desarrollo de quebradas profundamente encañonadas hasta profundidades de 50 m con taludes prácticamente verticales. Este aspecto tiene su expresión más espectacular en el cañón del río Coello siendo el río principal sobre el abanico.

MORFOTECTÓNICA

La sección de la falla que atraviesa el abanico por más de 35 km, presenta numerosas manifestaciones morfotectónicas características de fallas transcurrentes (Fig. 3). La traza de la falla está situada cerca del límite norte del abanico muy próximo al afloramiento de rocas del basamento que constituye la zona montañosa cordillerana, lo cual influye de forma definitiva en la expresión morfotectónica.

En imágenes satelitales este tramo de la falla se manifiesta como una sola traza (Fig. 2), sin embargo en las fotos aéreas y en el campo la traza se hace más compleja,

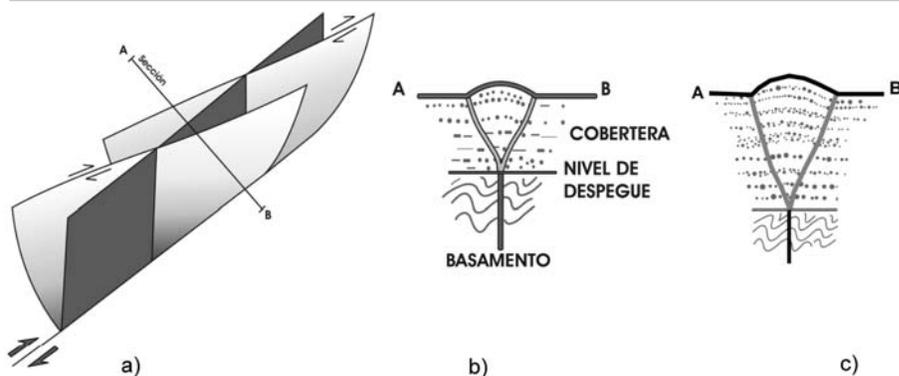


Figura 5: Modelo de una falla transcurrente en profundidad y en superficie donde genera cizallas tipo Riedel sintéticas que producen una serie de lomos de presión con estructuras en flor en las zonas de traslape. Sus dimensiones están relacionadas al espesor del paquete de sedimentos pleistocenos que constituyen el abanico.

observándose discontinuidades que siempre son asociados con rasgos morfotectónicos particulares. Así se observa escarpes de falla, lomos de falla (*linear fault ridges*), bermas de falla, lomos de presión, lagunas de falla, pliegues, drenajes desplazados y drenajes antecedentes (Fig. 3), los que a continuación se describen con más detalle.

ESCARPES DE FALLA

Los escarpes de falla con la cara libre expuesta en direcciones opuestas a lo largo de la traza de la falla son rasgos típicos de fallas transcurrentes, con frecuencia mal referenciados como fallas en tijera. Estos escarpes son el resultado tanto de la topografía desplazada horizontalmente como de los efectos de erosión diferencial por canales de drenaje controlados o desplazados por la falla misma. Los procesos actúan simultáneamente y esto dificulta definir si se trata de escarpes de falla propiamente dicho o de escarpes de línea de falla. En el caso de la falla Ibagué es evidente esta interacción que hace que en todos los casos estrictamente se debe referir a escarpes de línea de falla. El escarpe más notorio se encuentra en la parte occidental en el límite oriental del casco urbano de Ibagué. El escarpe con la cara libre expuesta hacia el norte tiene una longitud de 8 km y marca muy bien la traza de la falla en imágenes y fotos aéreas ya que en la totalidad de esta distancia el zanjón del Hato, tributario del río Chipalo, aprovecha esta barrera para definir su curso a lo largo de la traza antes de confluir con el río

Chipalo; Esta interacción de drenajes genera un caudal mucho mayor que posteriormente rompe la barrera generada en el lugar donde el escarpe tiene menor altura. El tramo del zanjón está muy vegetado con bosque frondoso lo cual hace la traza muy visible en las imágenes y fotos aéreas (Fig. 3).

DRENAJES

En el sector norte del abanico, en proximidad de la falla, los canales de drenaje tienen orientación paralela o subparalela a la traza de la falla. Se observa que los cauces de los ríos y quebradas tienen tendencia a aprovechar la presencia de los escarpes de falla y se nota muy poca interferencia o modelado directo del drenaje por la falla con excepción de un sector en el casco urbano. Aquí, debido a que el drenaje presenta una fuerte angularidad con la traza de la falla, se observa varios desplazamientos dextrales de quebradas menores. Los ríos mayores, por tener caudal mayor y más poder erosivo, no permiten el modelado de geformas por movimientos directos de la falla, pero muestran casos de antecedencia con respecto a las estructuras principales (escarpes, plegamientos y abombamientos) como es el caso cerca del pueblo de Piedras al extremo oriental de la falla donde una curvatura restrictiva en la traza de la falla genera un gran lomo de presión (véase más adelante el párrafo Lomos de presión).

En un caso particular se observa un drenaje abandonado sobre la cresta de un gran lomo de falla (lomo El Pulpito) que se ma-

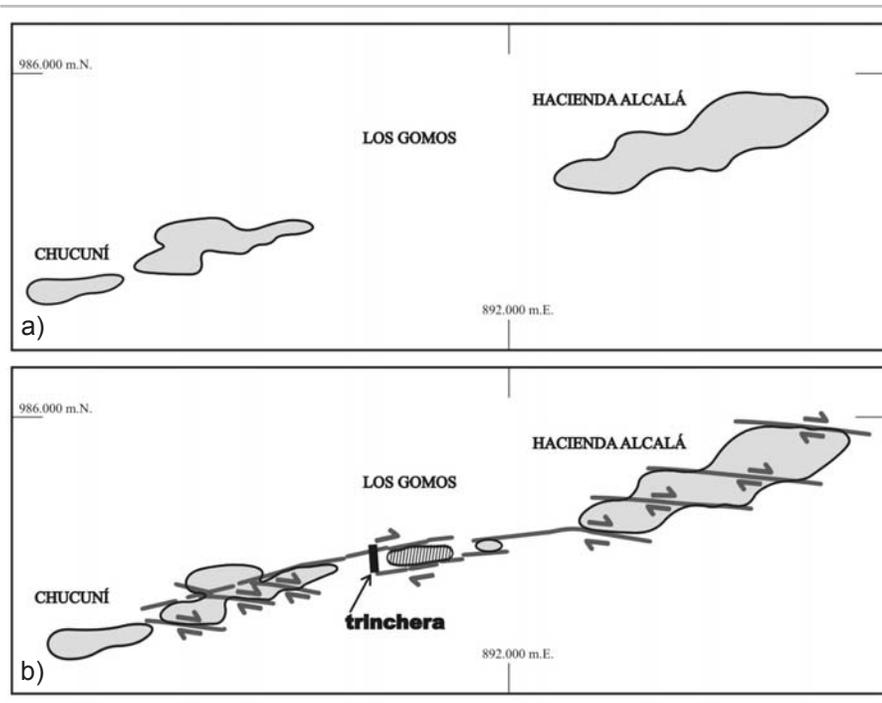


Figura 6: Modelado de los lomos lineales de falla (a) que se interpreta como formados por la conexión de una serie de lomos de presión (*push-ups*) en zonas de trastape amplio sinistral de cizallas sintéticas escalonadas de tipo Riedel (b). El lomo de Chucuní en la parte izquierda de la figura subsiguientemente ha tenido una rectificación de la traza principal. El lago de falla en la cuenca de tracción Los Gomos se encuentra en uno de los pocos escalones dextrales que existe a lo largo de la falla.

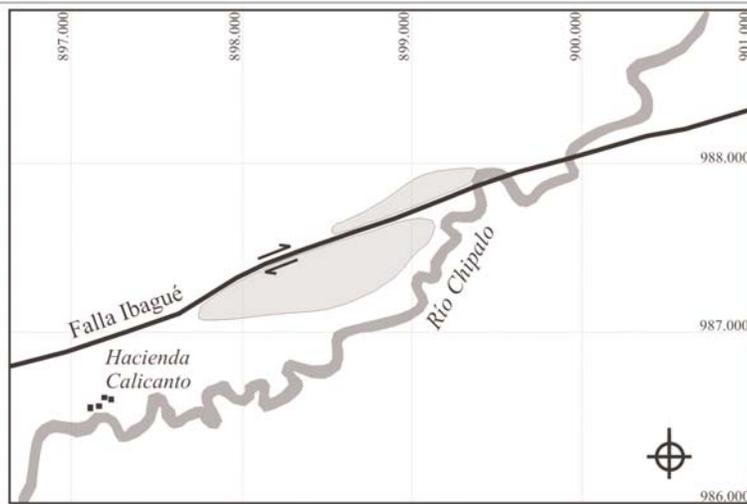
nifiesta por un pequeño valle colgado. En caso de fuertes levantamientos o abombamientos, los drenajes menores presentan un patrón de drenaje revertido. Esto es el caso en el gran lomo de presión cerca del pueblo de Piedras. Igualmente donde la superficie del abanico muestra leves plegamientos, las formas anticlinales son marcadas por un patrón de drenaje radial opuesto en los drenajes menores.

LOMOS DE FALLA

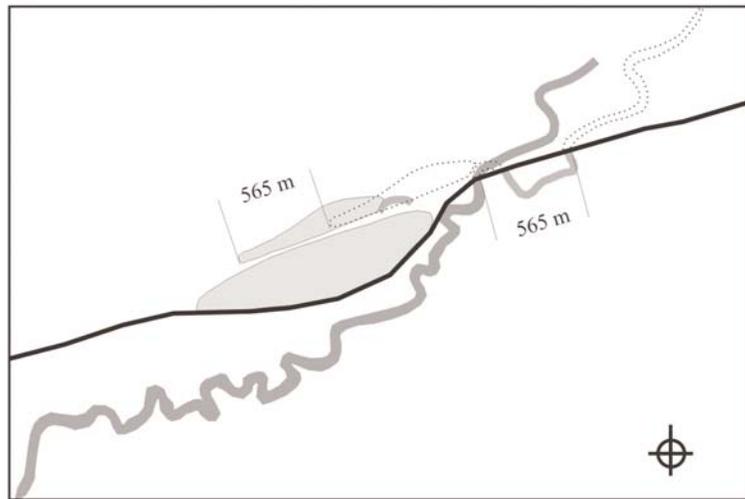
El rasgo morfológico más destacado y que mejor atestigua el movimiento transcurrente de la falla sobre la superficie de la llanura aluvial, es sin duda el gran número de lomos lineales de falla (*linear fault ridges o fault ridges*). En total se han registrado unos 35, en tamaño variado de 30 m hasta 1500 m de longitud y de 3 m hasta 35 m de altura (Fig. 3). Todos los lomos lineales tienen una forma alargada y de una u otra forma son la expresión de condiciones transpresivas a lo largo de la zona principal de deformación (principal deformation zone) y resultan de la varia-

da interacción de las curvaturas del plano de falla y el movimiento transcurrente (Sylvester, 1988). A continuación y en las figuras 4, 5 y 6 se presentan unas variantes del modelo cinemático de esta interacción. Se ha observado que tanto el número como el tamaño de los lomos tienden a incrementarse hacia el este. Este crecimiento se atribuye al incremento del espesor del paquete de sedimentos del abanico conforme a la profundización de la paleogeografía (Marquín 2001). La fig. 5 explica la diferencia en comportamiento de una falla cuando pasa del basamento hacia la cobertura de sedimentos cuaternarios de menor compactación y litificación, donde, a partir de una divergencia notable, se genera la geometría típica de una estructura en flor. Evidencias de las estructuras en flor se ha encontrada en afloramientos parciales a lo largo de la falla. El espesor del Cuaternario entonces determina las dimensiones de los lomos. Un número significativo de los lomos lineales que siempre se encuentran en los tramos rectilíneos de la traza de la falla, muestran una geometría de segmentación esca-

lonada marcada por silletas en las dorsales y una forma indentada de su perímetro (Fig. 6). Se propone aquí un modelo cinemático basado en los trabajos de Harding (1974), Wilcox *et al.* (1974) y Tchalenko (1975) entre otros, del modelo de cizalla simple, en el cual el elipsoide de deformación indica zonas de compresión y zonas de distensión junto con cizallamiento sintético y antitético tipo Riedel y a veces el desarrollo de pliegues paralelos al eje longitudinal del elipsoide. En el caso presente se propone el desarrollo en superficie de un sistema de cizallas Riedel sintético con traslape sinistral que resulta en una serie de lomos de presión conectados (Fig. 6). Este modelo tiene su análogo moderno en las deformaciones superficiales cosísmicas observadas en sismos recientes, las cuales se conocen como huellas de topo (*mole tracks*) (FUNVISIS 1997, Philip *et al.* 1992, Angelier *et al.* 2004). El modelo de las cizallas tipo Riedel sintéticas secuenciales es el modelo cinemático dominante y explica porque hay un número mayor de lomos lineales de falla que lagos de falla. Estos lagos solo se producen cuando la traza de la falla muestra escalones o curvaturas de relevo a la derecha que generan cuencas de tracción (*pull-apart basins*). Estos escalones o curvaturas en relevo son muy escasos a lo largo de la falla Ibagué. En el sector este de la falla se ha identificado curvaturas suaves en la traza principal, en una de estas curvas hacia la izquierda se generan condiciones de transpresión, formando un gran lomo de presión con dimensiones de 1.400 m de longitud y 45 m de altura aproximadamente. El lugar se encuentra en la Hacienda Calicanto. En la parte dorsal del lomo se puede distinguir vestigios morfológicos de depresiones alargadas y oblicuamente transversales que posiblemente representan cizallas tipo Riedel sintéticas. El lomo en perfil transversal es asimétrico, teniendo hacia su flanco sur la pendiente más suave con respecto al flanco norte. Al extremo noreste del lomo y separado del mismo por una trinchera profunda, se encuentra otro lomo alargado de menor altura. Este lomo se interpreta como el flanco norte desplazado dextralmente sobre una distancia de 565 m (Fig. 7). El flanco norte del lomo ha sufrido erosión y se ha acumulado un pedimento de escom-



a)



b)



c)

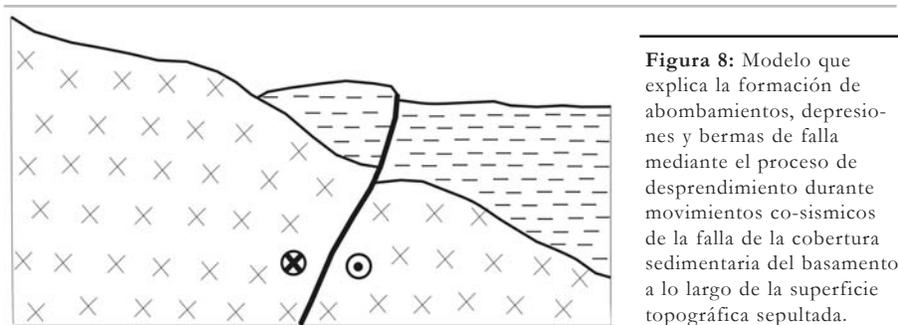
Figura 7: Rectificación de la curva en la traza original de la falla que ha generado el lomo de presión Calicanto (a). La rectificación cortó y desplazó dextralmente el flanco norte del lomo igual como el cauce del río Chipipalo por una distancia de 565 m (b). Fig. 7c presenta una vista oblicua del lomo desde el noroeste.

bros, la traza actual de la falla es vagamente visible en fotos aéreas sobre este flanco. Esta geoforma es el resultado de una rectificación de la traza principal de la falla, cortando efectivamente la curvatura preexistente en la traza original. Aunque no es posible conocer la edad de este reajuste, sí es factible concluir que debe haber ocurrido en una fase tardía del desarrollo del lomo cuando ya había alcanzado sus presentes dimensiones. Asumiendo que este evento ocurrió hace unos 100.000 años, se obtendría una tasa de movimiento promedio de alrededor de 5,6 mm/año.

Una observación importante es que el cauce del río Chipipalo pasa justo al este del lomo Calicanto y también ha sido desplazado de manera dextral por la misma distancia (Fig. 7). Reajustes similares en la traza de la falla se han detectado en algunos otros lomos, uno directamente al oeste del lomo Calicanto y otro en la zona de Chucuní donde el patrón de las *Riedels* sintético ha sido cortado por una traza recta que logra simplificar su geometría (Fig. 6).

ABOMBAMIENTOS Y BERMAS DE FALLA

A partir del lomo Calicanto hacia el este, aparecen varias trazas de falla en relevo y algunos lomos grandes. Este es el caso del lomo Pulpito (1.200 m de longitud y 40 m de alto) que parece ser un bloque levantado delimitado por fallas en ambos flancos. Es de hacer notar que en este sector la falla se acerca mucho a los afloramientos de las rocas del batolito de Ibagué en el cerro Góngora. Lo mismo sucede en el sector central de la falla entre los sitios El Rocado y Chucuní donde se observan varios abombamientos y algunas depresiones, siempre del lado norte de la falla correspondiente al bloque colgado (Fig. 3). Igualmente en este lugar se nota la proximidad de los afloramientos del basamento. Se interpreta que la proximidad del basamento con su topografía sepultada por los depósitos del abanico, ejerce una influencia notable en la expresión morfológica de la falla (Fig. 8). Se propone que el movimiento transcurrente produce un desplazamiento diferencial entre la cobertura de los sedimentos del abanico con menor grado de consolidación y las



característico de secuencias de pliegues. Se trata de tres anticlinales paralelos con ejes que tienen un ángulo de aproximadamente 30° con respecto a la traza de la falla (Fig. 3). Esto coincide con la diagonal del elipsoide de deformación del modelo descrito por Wilcox *et al.* (1973) para el caso de fallamiento lateral dextral. Otro pliegue que se ajusta a este modelo se encuentra en el sector oeste de la falla en las afueras del casco urbano de Ibagué en un lugar llamado Hacienda San Isidro (Fig. 3). Se trata de un pequeño sinclinal que forma una depresión en la superficie y que tiene un eje con ángulo oblicuo a la traza de la falla, igual como los anticlinales descritos anteriormente. En un afloramiento artificial (Fig. 11) se observa un paleosuelo laterítico cubierto por sedimentos, que exhibe desarrollo de suelos hidromórficos. La superficie de entonces parece haber sido hundida por plegamiento durante el Holoceno o Pleistoceno Superior para dar lugar a la formación de una cuenca en condiciones húmedas o lagunares que representa el núcleo del sinclinal.

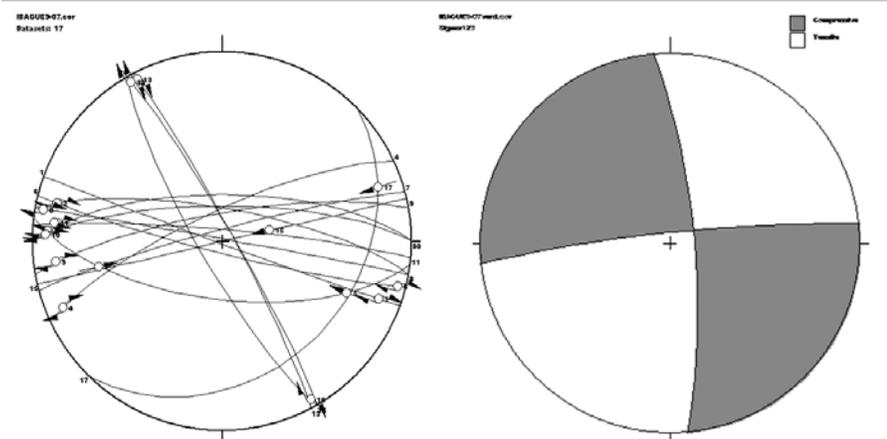


Figura 9: Microtectónica: a) Ploteo de esfuerzos resultante de la inversión de estrías medidas en la localidad San Isidro; b) Diagrama de diedros rectos (método Angelier y Mechler 1977).

rocas cristalinas del basamento. Este desplazamiento diferencial de la topografía del basamento sepultado puede dar lugar a una morfología de abombamientos y depresiones en la superficie del abanico suprayacente. En el caso del cerro Góngora donde la falla esta aún más cerca al afloramiento del basamento, se produce de la misma manera las llamadas bermas de falla (*fault benches*) (Figs. 3 y 8) que corresponden a ajustes verticales de la deformación transcurrente. Estas bermas de falla han sido formadas en una curva suave a la derecha en la traza de la falla. El ambiente transtensivo así generado se manifiesta localmente por la presencia de unos escarpes de falla aparentemente normales.

LOMO DE PRESIÓN

En el límite oriental de la falla, cerca del pueblo de Piedras, los flujos del abanico encontraron una salida en un corredor estrecho limitado por afloramientos del batolito de Ibagué en el cerro Góngora al extremo norte y rocas cretácicas aflorando al sur

en el cerro Buena Vista (Fig. 3). Es precisamente en este lugar donde la falla exhibe una curvatura hacia el norte que crea un ambiente compresivo. Aquí la superficie del abanico muestra su mayor abombamiento, que alcanza por lo menos 60 m de altura (Fig. 10). Esta geoforma es un ejemplo excelente de la geometría de un lomo de presión. El lomo tiene una longitud de 4.000 m. y una envergadura de 1.500 m aproximadamente, que en su mayor parte corresponde al flanco sur ya que el flanco norte ha sufrido erosión. El río Opia atraviesa este lomo de presión diagonalmente y se ha entallado en esta estructura creciente de manera antecedente, dejando tres niveles de terrazas. El arqueamiento de los estratos del abanico ha producido una serie de fracturas o diaclasas conjugadas, claramente visibles en fotografías aéreas y que posiblemente representa a estructuras en flor.

PLIEGUES

Entre los ríos Chipalo y Opia, la superficie del abanico directamente al sur de la falla esta ondulada. Coincide con un patrón de drenaje de tipo radial opuesto y alargado

CUENCAS DE TRACCIÓN

Las cuencas de tracción en las cuales se encuentran los lagos de falla se generan en curvaturas o relevos derechos en la traza principal de la falla. Son estas cuencas tectónicas que presentan las mejores condiciones para albergar y preservar acumulaciones continuas de sedimentos finos con material orgánico datable. Constituyen también un ambiente en donde se pueden encontrar registros de desplazamientos co-sísmicos con posibilidades de fecharlos. Sin embargo las condiciones para la acumulación y la preservación de estos sedimentos rara vez se encuentran, siendo esta también la situación en el presente estudio.

En la finca Los Gomos, cerca de la vereda Chucuní (Fig. 3) se encontró un lago de falla en una pequeña cuenca de tracción situada en un relevo dextral cuya superficie no ha sido modificada (Fig. 6). El lago es somero y puede variar su nivel con los períodos lluviosos. Además muestra indicios que en el pasado ha tenido una extensión mayor. El lugar presenta las condiciones promisorias para abrir una trinchera. Resultados preliminares de una trinchera paleo-



Figura 10: Abombamiento de la superficie del abanico en el lomo de presión en cercanías del pueblo de Piedras, visto desde el oeste.



Figura 11: Vista oblicua del sinclinal de San Isidro. Nótese el horizonte blanco de suelos hidromórficos.

osismológica allí excavada (Montes *et al.* 2005) indican el registro de ocho eventos sísmicos durante el Holoceno y una tasa de movimiento de aproximadamente 2,5 mm/año.

MICROTECTÓNICA

Se han medido estrías de fricción sobre planos de falla con el objetivo de establecer campos de esfuerzo basados en poblaciones de mediciones y su análisis estadístico. El diagrama de planos y estrías (Fig. 9) muestra dos familias típicas. La primera en dirección promedia de 110/70 es la más común y representa movimientos dextrales asociados con el sistema de cizallas Riedel sintéticas. La segunda, menos frecuente, con orientación promedio de 350°/80° se asocia con movimientos sinistral del sistema de Riedels antitético, conforme al modelo presentado por Wilcox *et al.* (1973). Fue muy difícil encontrar estrías en planos representando el plano principal de la falla. Esto indica que el estilo deformativo preponderante del sistema en superficie es el modelo de cizallas Riedel sintéticas responsable de la generación de lomos de presión escalonados y conectados que constituyen el mayor número de lomos de falla encontrados. El tensor de esfuerzos derivados de estos datos indica un campo de esfuerzo que crea un ambiente de transpresión oblicua sobre una falla transcurrente dextral (Montes *et al.* 2005).

DISCUSIÓN

El presente trabajo es el resultado de estudios parciales que se han adelantado en varias etapas esencialmente durante los últimos 30 años (Raasveldt y Carvajal 1952, Lobo Guerrero 1974, Pérez 1979, Mosquera *et al.* 1982, Diederix *et al.* 1987, Murcia y Vergara 1987, Vergara 1989). Sólo en el año 2002 Ingeominas ejecutó un estudio integral como primer paso hacia una evaluación de la amenaza sísmica de la región de la cual se ha presentado aquí la parte neotectónica con énfasis en las manifestaciones morfotectónicas.

La morfotectónica de la falla despliega casi todo el espectro de geformas típicamente asociadas con fallas transcurrentes en un

ambiente de llanura. Su interpretación destaca la gran abundancia de lomos lineares de falla y se ha desarrollado un modelo cinemático basado en cizallamiento tipo Riedel sintético en serie con traslape sinistral que resulta en la formación de lomos de presión escalonados y conectados (Fig. 6). Al disgregarse se podría ver que en realidad se trata de una serie de *push-ups* o *pop-ups* que son bien conocidos de sus análogos modernos cosísmicos observados en sismos recientes y que generalmente se conoce como huellas de topo (*mole tracks*) (Angelier *et al.* 2004, Philip *et al.* 1992, Funvisis 1997). De la forma como se presentan a lo largo de la falla Ibagué, no se conocen descripciones en la literatura y por eso la interpretación presentada en este trabajo constituye un elemento novedoso.

El uso de los términos lomo de falla, lomo lineal y lomo de presión igual como los términos laguna de falla (*sag pond*) y cuenca de tracción (*pull-apart basin*) usados en el texto requiere una aclaración. Está entendido que todos los lomos de una u otra manera son el resultado de procesos transpresivos localizados actuando sobre la orientación y la geometría del plano de falla.

En este trabajo, en términos puramente descriptivos se ha diferenciado entre lomos de falla (*fault ridges*) y lomos lineales de falla (*linear fault ridges*) y lomos de presión (*pressure ridges*). Los primeros son lomos alargados (frecuentemente llamados lomos de ballena) situados sobre la traza rectilínea de la falla en donde la geometría del plano de falla, tanto en lo horizontal como en lo vertical, no son visibles en superficie (Fig. 5). Los últimos son lomos que claramente se pueden asociar visiblemente con una curva o escalón restrictivos en la traza principal de la falla. Un buen ejemplo es el lomo Calicanto (Fig. 7). De la misma manera se ha diferenciado entre lago de falla (*sag ponds* - que literalmente quiere decir lago de hundimiento) y cuenca de tracción (*pull-apart basin*). El *sag pond* es visto entonces como la contrapartida distensiva del lomo lineal de falla (Fig. 6) y la cuenca de tracción es la contrapartida distensiva del lomo de presión. En la literatura existe insuficiente claridad sobre el uso preciso de esta terminología.

Para la explicación de abombamientos y depresiones y las bermas de falla, siempre

localizados en proximidad de afloramientos del basamento, se ha proporcionado una interpretación tentativa que sugiere la posibilidad de un desprendimiento inducido por movimiento de la falla del paquete sedimentario cuaternario de las rocas del basamento a lo largo del plano topográfico anterior y ahora sepultado. Este modelo no se ha encontrado descrito en la literatura.

El presente estudio neotectónico tiene su énfasis en las características morfotectónicas que permiten un primer análisis cualitativa del potencial sismogénico de la falla Ibagué, lo que constituye la metodología imprescindible para optimizar la selección de sitio para la excavación de una trinchera paleosismológica. (Montes *et al.* 2005). En realidad se ha excavado tal trinchera y los resultados de este estudio son y serán el tema de otras publicaciones (Montes *et al.* 2005) ya que queda fuera del alcance del presente trabajo.

CONCLUSIONES

La falla Ibagué, en el tramo que cruza el abanico de Ibagué con su gran acumulación de depósitos cuaternarios, presenta un ejemplo excelente de morfotectónica característica y aún diagnóstica de fallas transcurrentes activas. Abarca un espectro casi completo de rasgos como escarpes de falla, lomos lineales de falla, lomos de presión, bermas de falla, cuencas de tracción, lagos de falla y pliegues, sobre una llanura cuaternaria que, en conjunto, conforman al modelo cinemático de la cizalla simple desarrollado tanto en teoría como en el laboratorio y comprobado en el campo mismo (Wilcox *et al.* 1973, Harding 1974, Tchalenko y Ambraseys 1975). Dentro de este modelo se destaca el gran número de lomos de falla de dimensiones muy variable que condujo a una interpretación y al desarrollo de un modelo cinemático particular. Este modelo consiste en arreglos de cizallas Riedel sintéticas en echelon que resultan en la formación de lomos de presión conectados. Igualmente fue posible modelar las dimensiones de los lomos relacionados al espesor del paquete de sedimentos del abanico. También se ha podido mostrar una relación entre los abombamientos y bermas de falla y la proximidad del basamento en aflora-

miento. Se propone la posibilidad de un desprendimiento del paquete sedimentario cuaternario de las rocas del basamento a lo largo de un plano topográfico anterior que fue sepultado por los depósitos del abanico. Otros rasgos como plegamientos en la superficie del abanico con ejes paralelo y con ángulo agudo con respecto a la traza principal de la falla, y la relación entre y la respuesta del drenaje al movimiento de la falla, son muy ilustrativos de fallas transcurrentes y todos se conforman al modelo de cizalla simple. Es bien excepcional encontrar en un solo tramo de una falla tantas geoformas diagnósticas de fallamiento lateral dextral.

Los datos paleosismológicos preliminares de la trinchera confirman el patrón de deformación activa de la falla con tasa de desplazamiento en el orden de 2,5 mm/año en el Holoceno (Montes *et al.* 2005). Cabe notar que el potencial preservador de las geoformas tectónicas es muy bueno en el ambiente morfoclimático de este sector del valle del río Magdalena.

Estudios como el presente, son imprescindibles para poder garantizar éxito en la fase posterior, siendo la de la evaluación paleosismológica que a su vez es fundamental en estudios de la amenaza sísmica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acosta, J. 2002. Structure, tectonics and 3D models of the Western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia., Instituto Colombiano de Geología y Minería, Publicación Geológica Especial 25, 213 p., Bogotá.
- Acosta, H.H. y Ramírez, J.R. 1985. Ideas acerca del origen del abanico de Ibagué. Tesis de grado. Universidad Nacional, 64 p., Bogotá.
- Acosta, J., Guatame, R., Caicedo y J. Cardenas, J. 2000. Geología de la plancha 245 - Girardot. Escala 1:100.000, Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá.
- Acosta, J., Lonergan, L. Coward, M.P. 2004. Oblique transpression in the Western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 181-194.
- Angelier, J. y Mechler, P. 1977. Su rone methode graphique des recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode de diédres droites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VII, 19: 1309-1318, Paris.
- Angelier, J., Bergerat, F., Bellou, M. y Homberg, C. 2004. Co-seismic strike-slip Displacement determined from push-up structures: the Selsund Fault case, South Iceland. *Journal of Structural Geology* 26: 709-724.
- Arcila, M., Muñoz, A., De Vicente, G. 2002. Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca y Sudamérica. Primer Simposio Colombiano de Sismología. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Memoria digital, Bogotá.
- Audemard, F. A. y Singer, A. 1987. La ingeniería de fallas activas en Venezuela: historia y estado del arte. *Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas*, p. 11 - 26, Venezuela.
- Audemard, F.A. y Singer, A. 1994. Parámetros sismotectónicos para fines de la evaluación de la amenaza sísmica en el noroccidente de Venezuela. 7° Congreso Venezolana de Geofísica 51-56.
- Audemard, F.A. y Singer, A. 1996. Active fault recognition in Northwestern Venezuela and its seismogenic characterization: Neotectonic and paleoseismic approach. En Engdahl, E.R., Castano, J. y Berrocal, J. (eds.) *Proceedings of the 1994 Regional Seismological Assembly in South America*. Geofísica Internacional 35(3): 245-255, México.
- Audemard, F. A. 2002. Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. 9° Congreso Venezolano de Geofísica, Nov. 17-20, Extended Abstract in CD, 8 p., Caracas.
- Audemard, F.A. 2005. Paleoseismology in Venezuela: objectives, methods, applications, limitations and perspectives. *Tectonophysics* 408: 29-61.
- Cepeda, H. y Murcia, A., Thouret, J.C., Mauro, R. 1998. Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima. *Boletín Geológico Ingeominas* 29 (3): 35-75, Bogotá.
- De Porta, J. 1966. Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología* 19: 5-50, Bucaramanga.
- Diederix, H., Gomez, H., Khobzi, J. y Singer, A. 1987. Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, departamento de Tolima, Colombia. *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación*, 11(1-3): 242-252, Bogotá.
- Espinosa, A. 2006, en preparación. Historia sísmica de Colombia 1550-2000. *Academia Colombiana de Ciencias*, Universidad del Quindío, 400 p.
- FFunvisis, 1997. Evaluación preliminar del sismo de Cariaco del 9 de Julio 1997, Estado de Sucre, Venezuela, 123 p., Caracas.
- Freymuller, J., Kellogg, J. y Vega, V., 1993. Plate motions in the Northern Andean Región. *Journal of Geophysical Research* 98: 21853-21863.
- Gómez, A. y Salcedo, E. 2000. Atlas de Sismicidad Histórica de Colombia. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Informe interno, 136 p., Bogotá.
- Harding, T.P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *Association of American Petroleum Geologist, Bulletin* 58(7): 1290-1304.
- Ingeominas, 2004. Paleosismología de la Falla Ibagué (Informe interno), 125 p., Bogotá.
- Lobo-Guerrero, A. 1974. Notas sobre la Falla de Ibagué, Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia, (informe interno), 20 p., Ibagué.
- Marquín, G. 2001. Modelamiento del abanico de Ibagué con métodos geofísicos, implicaciones hidrogeológicas y estructurales, departamento del Tolima, Colombia. 8° Congreso Colombiano de Geología, Memorias digitales 10 p., Manizales.
- McCalpin, J.P. 1996. *Paleoseismology*, Academic Press, 494 p. San Diego, California.
- Montes, N., Osorio, J.A., Velandia, F., Acosta, J. y Nuñez, A. 2005. Caracterización Sismogénica de la falla Ibagué, Colombia. 10° Congreso Colombiano de Geología, 16 p., CD-Rom, Bogotá.
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J.A., Audemard, F. y Diederix, H. 2005. Interpretación morfotectónica de la falla Ibagué para su caracterización paleosismológica. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología* 27 (44): 95-114, Bucaramanga.
- Mosquera, D., Núñez, A. y Vesga, J. 1982. Mapa geológico preliminar de la plancha 244-Ibagué. Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia, 1:100.000. Bogotá.
- Murcia, A. y Vergara, H. 1987. Riesgos geológicos potenciales en la ciudad de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia. *Revista del*

- Centro Interamericano de Fotointerpretación 11(1-3): 330-345, Bogotá.
- Núñez, A., Gómez, J. y Rodríguez, G.I. 2001. Volcanismo básico al sureste de la ciudad de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia. 8° Congreso Colombiano de Geología, Memorias, 12 p., Manizales.
- Orozco, A. y Osorio, J.A. 2004. Definición de provincias sismotectónicas, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Informe interno, 170 p., Bogotá.
- Page, W.D. y James, M.E., 1981. The antiquity of the erosion surfaces and Late Cenozoic deposits near Medellín, Colombia: implications to tectonics and erosion rates. *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación* 6(1-3): 421-454.
- Paris, G. y Romero, J. 1994. Fallas activas en Colombia: Mapa neotectónico preliminar, Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia, Boletín Geológico, 34, 42 p., Bogotá.
- Paris, G., Machette, M., Dart, R. y Haller, K. 2002. Map and Database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. Open file report 00-0284, United States Geological Survey, ILP-II Project, 61 p., 1 plate (1:1,5M scale), Denver, Colorado.
- Pérez, H. 1979. Algunos conceptos sobre la Falla de Ibagué. Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia, Informe inédito, 10p., Ibagué.
- Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousquet, J.C., Borisov, B. y Karakhanian, A. 1992. The Armenian earthquake of 1988, December 7: Faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophysical Journal International* 110: 141-158.
- Raasveldt, H. y Carvajal, J. 1956. Mapa geológico de la Plancha L-9, Girardot. Instituto Geológico Nacional. 1:200.000, Bogotá.
- Ramírez, J., 1975. Historia de los Terremotos en Colombia, Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Segunda Edición. 250 p., Bogotá.
- Sylvester A.G. 1988. Strike Slip Faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666 - 1703.
- Soeters, R., 1976. El desarrollo geomorfológico de la región Ibagué-Girardot, *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación*, 3-1, 57-70, Bogotá.
- Soeters, R., 1981. Algunos datos sobre la edad de dos superficies de erosión en la Cordillera Central de Colombia, *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación* 6(1-3): 525-528, Bogotá.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subduction and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19: 787-813.
- Tchalenko, J.S. y Ambraseys, N.N. 1970. Structural análisis of the Dasht-e Bayaz (Iran) fractures. *Geological Society of America, Bulletin* 81: 41-60.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymüller, J.T. Mora, H.P. 2002. Wide plate margin deformation, Southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 157-171.
- Van Houten, F.B. 1968. Late Cenozoic deposits Andean Foredeep, Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 87: p. 481-495.
- Vergara, H. 1989. Actividad neotectónica de la Falla de Ibagué, Colombia. 5° Congreso Colombiano de Geología, Memorias 1: 147-167, Bucaramanga.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seely, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 57(1): 74-96.

Recibido: 30 de junio, 2006

Aceptado: 15 de noviembre, 2006