

CARACTERIZACIÓN DE LA CINEMÁTICA Y CÁLCULO DE PALEO-TENSORES DE ESFUERZO PARA EL CONJUNTO PRINCIPAL DE FALLAS EN EL VALLE DE ABURRÁ, IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Mariño, O.M.¹, Duque-Trujillo, J.¹

1. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad EAFIT, Medellín, Colombia.

RESUMEN

La evolución tectónica y el proceso de apertura del Valle de Aburrá han sido estudiados y discutidos por varias décadas. No obstante, los factores y la cinemática que condujeron a la apertura de esta depresión, siguen siendo temas de debate. Estudios recientes sugieren que la configuración del Valle de Aburrá, es producto del movimiento de los sistemas de fallas en los márgenes de la cuenca, desplazamiento de bloques hacia su zona axial, y formación de una cuenca de tipo "pull-apart". Sin embargo, a la fecha no se tiene un modelo cinemático concreto para su desarrollo. El presente trabajo, a través de un proceso de análisis poblacional de fallas e inversión de estrías por el método de diedros rectos, propone que el Valle de Aburrá fue formado como una cuenca de "pull-apart" inmersa en un régimen de cizalla lateral-derecho producto de un tensor principal de esfuerzos con dirección NE-SW.

Palabras clave: Valle de Aburrá, fallas, cinemática, esfuerzo, cuenca "pull-apart", inversión de estrías.

ABSTRACT

The tectonic evolution and the opening process of the Aburrá Valley, has been studied and discussed for several decades. However, the factors and the kinematics that led to the opening of this depression are still under debate. Recent studies suggests that the configuration of the Aburrá Valley is product of the movement of fault systems along the basin margins, displacement of blocks towards their axial zone, and formation of a "pull-apart" basin. Nevertheless, to date, a concrete kinematic model for its evolution and development have not been developed. The present work, through a population análisis of faults and fault-slip inversion using the right-dihedra method, proposes that the Aburrá Valley was formed as a pull-apart basin inside a right-lateral shear zone, product of a main stress tensor acting NE-SW.

Keywords: Aburrá Valley, faults, kinematics, stress, "pull apart" basin, striae inversion.

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos y la cinemática que condujeron a la apertura del Valle de Aburrá han constituido por años un tema de continuo debate (Hermelín, 1977, 1984; Toro y Velásquez 1984; Rendón, 2003). Una cuenca de origen tectónico es el consenso general aceptado hoy en día, sin embargo, los regímenes de esfuerzos que permitieron su desarrollo siguen siendo objeto de incertidumbre. Un primer intento por explicar su formación fue realizado por Scheibe (1919), quien propuso que el desnivel entre los altiplanos y el nivel del Río Aburrá fue generado por ser un valle meramente erosivo. Posteriormente, Ochoa (1974) planteó la hipótesis de un valle glacial, pero sería descartada rápidamente por otros autores luego de encontrar nuevas evidencias. Hermelín (1977, 1978), realizó una primera aproximación al hablar de un origen tectónico para esta depresión, esto mediante la comparación con otros valles de igual magnitud en la Cordillera Central. Características como la fisiografía del valle, escarpes marcados en las vertientes, escalonamientos de las laderas y el fuerte cambio en la dirección de los drenajes, fueron algunos de los parámetros utilizados para apoyar dicha hipótesis. Con el paso del tiempo, Hermelín (1984) sugirió un origen mixto para su formación, en el que los procesos erosivos fueron generados por eventos tectónicos. Toro y Velásquez (1984), plantean que movimientos sinextrales de las fallas N-S asociadas al Sistema de Fallas Cauca-Romeral en el sector occidental, y las fallas N-S sobre la margen oriental, dieron origen al desarrollo de un graben.

Estudios sísmicos llevados a cabo por el Área Metropolitana del Valle de Aburrá (Microzonificación Sísmica, 2002, 2006), afirman que la región del Valle de Aburrá ha constituido una zona tectónicamente activa por millones de años. Bajo este marco, Rendón (2003) propone que la génesis de la cuenca está relacionada con movimientos relativos de bloques de la corteza, asociados a una cinemática lateral-izquierda de los principales sistemas de falla dentro del valle. Debido a las características encontradas, este autor relaciona el Valle de Aburrá con cuencas de tipo “pull-apart”.

El presente trabajo, realiza un análisis de inversión de estrías mediante el método de diedros rectos, para obtener la orientación de los paleo-tensores de esfuerzos que influenciaron la formación del Valle de Aburrá. Se encontró que el fallamiento en esta cuenca se relaciona con dos paleo-tensores de esfuerzos, un paleo-tensor de esfuerzos

principal con dirección NE-SW y otro tensor con dirección NW-SE.

2. CONFIGURACIÓN TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL

Configuración Tectónica

Los Andes del norte, es una región caracterizada por un complejo marco geodinámico (Fig. 1). Su evolución geológica se encuentra ligada con la interacción de placas tectónicas y la acreción de terrenos alóctonos desde tiempos Cretácicos.

Según Cortés y Angelier (2005), la interacción entre las placas Nazca, Caribe y Sur América y las microplacas Panamá-Chocó y el Bloque Andino, son los eventos responsables de generar la distribución de los campos de esfuerzos a través del tiempo; al igual que del desarrollo de prominencias topográficas, cuencas tectónicas y la cinemática de grandes sistemas de fallas. Estos autores (Cortés y Angelier, 2005), afirman que la distribución de esfuerzos actual para este sector es compleja, esto se debe a 3 regímenes generadores de esfuerzos en relación con los Andes del Norte: (1) el choque de la Placa Caribe con dirección SE, contra el NW de los Andes colombianos; (2) la colisión del Bloque Panamá-Chocó con dirección SE a E-W, y (3) la subducción de la placa Nazca en dirección ENE a E-W con el límite SW de los Andes colombianos (Fig. 1). Así mismo, autores como Kellogg et al. (1995), Trenkamp et al. (2002) y Colmenares (2003), plantean un movimiento relativo en dirección ENE del Bloque Andino con respecto a la estable Placa Suramericana.

La evolución morfotectónica de los Andes del Norte, también estuvo influenciada por la acreción continua de bloques alóctonos de carácter principalmente oceánico con la margen occidental de la placa Suramericana. (McCourt et al., 1984; Toussaint y Restrepo, 1994; Cediél et al., 2003). El contacto entre los diferentes terrenos ha sido catalogado como grandes sistemas de fallas donde se encuentran bloques densamente fragmentados que han sido rotados y deformados. Autores como Toussaint y Restrepo (1996); McCourt et al. (1984) y Cediél et al. (2003), proponen que la colisión de los distintos bloques tuvo lugar desde el Cretácico hasta el Cenozoico.

Geología Regional

El Valle de Aburrá se encuentra localizado en el flanco noroccidental de la Cordillera Central, entre la latitud 6°0' y 6°30' N, y la longitud 75°44' y 75°14'W (Fig. 1). Está conformado geológicamente, por el complejo polimetamórfico de la Cordillera Central. Este basamento, está constituido principalmente por secuencias de anfibolitas, esquistos y gneises intercalados entre sí (Rodríguez et al., 2008), los cuales fueron sometidos a múltiples eventos metamórficos desde el Paleozoico hasta el Cretácico (Restrepo y Toussaint, 1982, 1984; Restrepo et al., 1991; Correa y Martens, 2000; Rodríguez et al., 2005).

Restrepo y Toussaint (1975) proponen que durante el Cretácico Inferior, el complejo polimetamórfico fue obducido por cuerpos alargados y altamente deformados de rocas ígneas ultrabásicas. Dichas rocas según Restrepo y Toussaint (1984), estarían conformados por dunitas, basaltos y sedimentos de origen marino.

Desde el Triásico hasta el Cretácico, cuerpos plutónicos de grandes extensiones intruyeron el basamento metamórfico de la Cordillera Central (McCourt et al., 1984; Aspen et al., 1987; Toussaint, 1996). Acorde con Ordoñez et al. (2001), estos cuerpos magmáticos presentan una composición ácida a intermedia conformando tonalitas, granitos y granodioritas como las del Batolito Antioqueño.

Un rasgo distintivo del Valle de Aburrá, son los extensos y gruesos depósitos de vertiente que recubren las unidades anteriormente mencionadas, generalmente flujos de lodos y escombros altamente meteorizados sin consolidar (Hermelín, 1983; Rendón et al., 2006, Aristizábal y Yokota, 2008). Rendón et al. (2006) divide 4 series de depósitos escalonados entre sí, datados mediante trazas de fisión como Plioceno Tardío (3.17 Ma).

Cabe resaltar que el Valle de Aburrá reside entre dos grandes sistemas de fallas orientados NS, que tienen influencia en la tectónica regional de la zona: El Sistema de Fallas Cauca-Romeral (SFCR) y el Sistema de Fallas Palestina (fallas del borde oriental de la Cordillera Central), los cuales según diferentes autores (Toro y Velásquez, 1984; Rendón, 2003; Rodríguez et al., 2005), juegan un papel importante en la conformación del valle como una cuenca tectónica.

Puntualmente el SFCR, pone en contacto dentro del valle rocas volcano-sedimentarias con rocas de afinidad oceánica y rocas del basamento, mediante su traza más oriental, la Falla San Jerónimo. Estudios tectónicos y microestructurales llevados a cabo (e. g. Paris et al., 1989, Cuellar et al., 1993; Valencia et al., 2003) proponen un comportamiento policinématico para el sistema, los cuales según Ordóñez et al. (2005) son producto del cambio en la configuración geodinámica y la orientación de esfuerzos.

Acorde con lo planteado por Ordóñez et al. (2005), diferentes autores (Ramírez et al., 2012; Rodríguez et al., 2005) exponen una cinemática distinta para el SFCR. Según Ramírez et al. (2012), desde el Mioceno Medio, el movimiento del SFCR se caracterizó por una cinemática lateral izquierda, registrado a partir de estudios paleomagnéticos. Rodríguez et al. (2005), propone que de manera regional este sistema ha actuado como un sistema de fallas lateral derecho, pero no considera edades para dichos movimientos. Peláez (2016), registra deformaciones en rocas de hasta edades Miocenas (6 Ma), asociados a un movimiento dextral del SFCR.

Geología Local

Estudios detallados han sido llevados a cabo sobre los depósitos de lodos y escombros que cubren las vertientes del Valle de Aburrá. Rendón et al. (2006) diferencia 4 series de flujos con una disposición escalonada, donde los depósitos más antiguos se localizan hacia la parte superior de las laderas, y los depósitos más recientes se ubican en las zonas medias. Según este autor, el desarrollo de los depósitos se encuentra relacionado con la erosión generalizada de las vertientes del valle, retrabajamiento de depósitos y eventos de intensa actividad tectónica.

A partir de trazas de fisión, Rendón et al. (2006), asigna edades a tres series de flujos en el Valle de Aburrá. La serie I, tiene una edad posterior a los 3.17 Ma y anterior a los 1.8 ± 0.13 Ma. Se encuentra conformada por una mezcla heterogénea de bloques altamente meteorizados (dunitas, anfibolitas y gabros) en una matriz fino granular. La serie II, inicia posiblemente a los 2.0 Ma y alcanzaría edades de 0.9 Ma. Su composición depende del área fuente, en algunos casos formado por dunitas metagabros y gneises, y en otros casos, son producto del retrabajamiento de la serie I. La serie III, presenta características

heterogéneas, con un rango de composición y meteorización amplio, que según Ortiz (2002) corresponde a materiales de 0.62 Ma.

Es importante resaltar la ausencia de unidades del Paleógeno y Neógeno dentro del Valle de Aburrá. Rodríguez et al. (2005) afirma que este lapso de tiempo estuvo marcado por etapas donde movimientos tectónicos formaron el desarrollo de cuencas de sedimentación tanto al oriente como al occidente de la zona de estudio, sectores donde se presenta un amplio registro geológico con unidades sedimentarias y volcano-sedimentarias que tienen edades según López et al. (2006) de 24 Ma hasta 6 Ma.

3. METODOLOGÍA

El trabajo de campo consistió en la recolección de información asociada a los principales sistemas de fallas dentro del Valle de Aburrá. Los datos buscados son denominados por Delvaux y Sperner (2003) como datos de fallamiento, en los cuales cada set de datos se encuentra conformado por el rumbo y buzamiento del plano de falla, y el “Trend” y “Plunge” de los indicadores cinemáticos localizados dentro del plano. Más de 40 planos de falla fueron medidos a nivel de afloramiento con sus respectivos indicadores (estrías de falla, fibras minerales, steps y “plught marks”, entre otros), lo que permitió caracterizar la cinemática de las estructuras encontradas. Los datos de fallamiento fueron tomados con brújula brunton.

En el cálculo de paleo-tensores de esfuerzos, las técnicas aplicadas fueron: método de los diedros rectos (Angelier, 1979, 1984), análisis numérico dinámico (DNA) (Spang, 1972) y el índice de esfuerzos elaborado por Etchecopar (1984); con los que se obtuvo la orientación de los esfuerzos que afectaron una región y condicionaron su deformación.

Para el análisis, cálculo y visualización de la información recolectada, los software utilizados fueron ©Tectonics FP (www.tectonicsfp.com) y Stereo 32 (www.ruhr-uni-bochum.de).

Diedros rectos

Este método permite obtener una orientación óptima de los campos de esfuerzos mediante la división del plano de falla en cuatro cuadrantes (diedros), dos de ellos compresivos (+) y

dos distensivos (-) (Angelier y Mechler, 1977; Sainz et al., 1990). El procedimiento se basa en el principio que señala que, si dos o más fallas son generadas bajo un mismo régimen de esfuerzos (igual magnitud del esfuerzo (Φ) y ejes de orientación), un σ_1 común debe encontrarse en los cuadrantes compresivos (diedro compresional P) y un σ_3 común en los cuadrantes distensivos (diedro extensional T) (Angelier, 1994). El resultado obtenido es ilustrado como un estereograma que muestra las zonas de compresión y tensión.

Para definir el grado de confianza de los resultados obtenidos se elaboraron diedros de densidades para cada localidad. Este tipo de diedro, refleja el grado de compatibilidad que presentan las zonas de compresión y tensión en un conjunto de datos (Delvaux y Sperner, 2003). Cuanto mejor estén correlacionados los datos, el ajuste entre los diedros de densidad será más exacto, por lo cual definirán con mayor confiabilidad la orientación del esfuerzo obtenido.

Análisis numérico dinámico (NDA)

El NDA posibilita la deducción de un tensor de esfuerzos individual para cada conjunto de datos (rumbo, buzamiento, “trend” y “plunge”), el cual es usado posteriormente para calcular un tensor de esfuerzos general (suma de los esfuerzos de cada set individual dividido por el número total de sets) (Rosenau, 2004). La orientación de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) se deriva del esfuerzo general calculado proporcionando, de manera precisa, la distribución de los ejes de compresión y tensión (Spang, 1972).

Índice de esfuerzos (R)

Este método determina de manera numérica el régimen de esfuerzos que tuvo lugar en una región, gracias a la relación de las magnitudes de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 (Ecuación 1) (Giraud et al., 1989; Delvaux et al., 1997; Delvaux et al., 2012).

En un régimen de rumbo, los valores del índice de esfuerzos (R) toman valores de 0 a 1. R=0 indica un régimen transpresivo, R=0,5 un régimen de cizalla pura, y R=1 un régimen transtensivo. Para una ilustración de este método se refiere a Delvaux et al. (1997).

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \text{ (Ecuación 1)}$$

4. RESULTADOS

En el presente trabajo se midieron un total de 43 planos de falla, 330 indicadores cinemáticos y 12 diques en 25 localidades del Valle de Aburrá. De esta información, se derivan paleo-tensores de esfuerzos, diagramas de densidades y valores de R (Fig. 2; Tabla 1), elaborados con ©Tectonics FP y Stereo 32.

La orientación de los planos medidos en campo se resume en la Figura 3. Estas estructuras presentan una orientación preferencial NE-SW y NW-SE, buzando ángulos elevados tanto al este como al oeste. Variaciones en la orientación de las estructuras pueden relacionarse con la presencia de estructuras subsidiarias o estructuras de segundo orden (fracturas Riedel), que se desarrollan en función de los principales sistemas de fallas (Davis et al., 2000).

Vía Medellín-Bogotá

Este transecto fue dividido en dos sectores debido a la información recolectada en campo. El sector inferior va desde el kilómetro 3 hasta el kilómetro 10, y el sector superior desde el kilómetro 10 al kilómetro 15 en la vía. La zona inferior, presenta una distribución de fallamiento más variada con planos orientados tanto al NW como al NE, buzando predominantemente al occidente (Fig. 3a). La cinemática de este tramo se caracteriza por movimientos de rumbo con componentes en su mayoría normales.

El sector superior desarrolla un fallamiento más homogéneo con planos en dirección N-S, inclinados generalmente hacia el oriente (Fig. 3b). Las estructuras en este sector, presentan un movimiento característico de rumbo dextral con una componente tanto inversa como normal.

Tanto en el sector inferior como en el sector superior, la dirección compresiva del tensor de esfuerzos se encuentra orientada NE-SW (Fig. 2a, 2b), con un esfuerzo σ_1 y σ_3 proyectado en la horizontal. Los diedros de densidades calculados brindan un alto grado de confianza en los resultados obtenidos. Hacia este sector, se encuentra el trazo de la Falla La Honda.

Vía Las Palmas

En la vía Las Palmas, las estructuras observadas siguen una tendencia preferencial hacia el

NE y en menor grado hacia el NW (Fig. 3c). Estas estructuras corresponden predominantemente a fallas de rumbo lateral-izquierdo, con una componente normal, sin embargo, a lo largo del transecto, algunas fallas con componentes inversas fueron encontradas. El tensor de esfuerzos obtenido por el cálculo de diedros, indica una orientación compresiva NE-SW y una orientación distensiva NW-SE (Fig. 2c). El diedro de densidad en este sector no presenta buen ajuste en relación con el estereograma de compresión y tensión.

Niquía

El conjunto de datos medidos en el dataset 4 muestra una tendencia hacia el NE, con planos muy verticales (Fig. 3d). La cinemática encontrada se caracteriza por fallas dextrales con un componente normal. El diedro calculado en este sector, indica una orientación compresiva NE-SW del tensor de esfuerzos (Fig. 2d), con un esfuerzo σ_1 proyectado en la horizontal. El diagrama de densidad de diedros permite observar un ajuste sobresaliente para las zonas compresivas y distensivas de esta localidad. En esta zona se encuentra el trazo del Sistema de Fallas Rodas.

San Antonio de Prado

Los planos de falla encontrados a lo largo de este sector, exhiben una dirección predominante hacia el NW y buzan altos ángulos hacia el oeste (Fig. 3e). En el análisis de esta sección, se decidió separar los datos en dos sets, ya que hubo información que no se acoplaba de manera adecuada. Los datos restantes fueron tratados separadamente, para definir un segundo campo de esfuerzos relacionado a un tensor de esfuerzos diferente.

A partir del cálculo de diedros, se obtuvo un primer tensor de esfuerzos orientado hacia el NE-SW, con un esfuerzo σ_1 y σ_3 proyectados en la horizontal (Fig. 2e). Los planos de falla medidos relacionados con este tensor de esfuerzos, evidencian un movimiento dextral. El segundo diedro de este sector, indica una orientación del tensor de esfuerzo al NW-SE, relacionados con fallas sinestrales (Fig. 2f). En ambos casos los gráficos de densidad de diedros presentan muy buen ajuste. El trazo más oriental del SFCR, la Falla San Jerónimo, se encuentra hacia este sector.

Sector Iguaná

A lo largo del dataset 7, la orientación de fallamiento dominante es NNW-SSE (Fig.3f). La mayoría de fallas medidas tienen una cinemática dextral con un componente inverso, sin embargo, un componente normal puede observarse en algunos planos. El cálculo de diedros de este sector indica una orientación compresiva NW-SE del tensor de esfuerzos, con un esfuerzo σ_1 proyectado en la horizontal (Fig. 2g). El diagrama de densidad de diedros exhibe un ajuste de los datos más que aceptable, en el que las zonas compresivas y distensivas quedan ubicadas en un sección definido.

Diques

A lo largo de la zona de estudio se observaron 12 diques que intruyen unidades geológicas de diferentes edades. Los diques varían de composiciones andesíticas a composiciones máficas, se encuentran buzando elevados ángulos y tienen una orientación predominante hacia el WNW-ESE a NW-SE (Fig. 3g).

5. DISCUSIÓN

Posterior al análisis de paleo-tensores de esfuerzo y análisis de la geología del Valle de Aburrá y alrededores, se determinó separar el valle en dos grandes zonas: Flanco Oriental y Flanco Occidental. Estos dos flancos del valle presentan geologías notablemente contrastantes y diferentes resultados en cuanto a los tensores de esfuerzo encontrados.

El Flanco Oriental del Valle de Aburrá se caracteriza por estar dominado por una gran masa ígnea homogénea, representada por el Batolito Antioqueño, la cual presenta comportamiento rígido a la deformación, tal como lo ha propuesto Rodríguez et al. (2005), confiriendo características especiales en cuanto a deformación a esta zona del valle. Hacia el Valle de Aburrá, este flanco, se compone principalmente por rocas metamórficas con composiciones y edades diversas (Fig. 1). Sobre esta zona de rocas metamórficas se concentran la mayor parte del fallamiento del flanco Oriental, fallamiento que reduce notablemente su densidad al entrar en la masa ígnea. Mientras que el Flanco Occidental del valle, es formado por las mismas unidades metamórficas que componen el Flanco Oriental, pero intruido por stocks magmáticos coetáneos con la intrusión del Batolito Antioqueño, de

volúmenes notablemente inferiores al anterior (Fig. 1).

Del análisis de paleo-tensores realizados en el Valle de Aburrá se observa que estos dos sectores presentan resultados diferentes. En el flanco Oriental, se encontró una distribución de fallas con tendencias dominantes N-S y NW-SE, con algunas pocas estructuras en dirección NE-SW (Fig. 3a, b, c). Para estas estructuras, se encontraron estrías casi paralelas al rumbo de los planos, lo cual sugiere movimiento de rumbo a lo largo de estos planos (Fig. 2a, b c). Los tensores de esfuerzo calculados a partir de la inversión de estrías encontradas sobre estos planos, presentan direcciones de esfuerzo principal (σ_1) en sentido NE-SW a ENE-WSW (Fig. 2 y 4). La distribución de ejes para estos tensores muestran esfuerzos σ_1 y σ_3 proyectados sobre la horizontal, y un esfuerzo σ_2 proyectado en la vertical (Fig. 2a, b, c). Esta distribución define, según Anderson (1951), una zona de cizalla, donde domina el desarrollo de fallas de rumbo, lo cual concuerda con la cinemática lateral-derecha, encontrada para la mayoría de las fallas en este sector.

Para el flanco Occidental del valle, se encontró un fallamiento que aunque similar al del flanco Oriental, presenta una tendencia de fallamiento NW-SE dominante y más fuerte que para el flanco Oriental, acompañada por dos tendencias menos comunes (N-S y NE-SW) (Fig. 3d, e, f). Todos estos planos presentan estrías casi paralelas al rumbo del plano, sugiriendo movimientos de rumbo. A diferencia del sector Oriental, los paleo-tensores obtenidos en este flanco presentan una distribución bimodal. Un tensor con dirección de compresión principal (σ_1) en sentido NE-SW, similar al encontrado en el sector Oriental, y un segundo tensor con dirección de compresión (σ_1) NW-SE (Fig. 2 y 4). En ambos casos la proyección de los ejes de esfuerzos, al igual que en el sector oriental, define un régimen de rumbo (Fig. 2d, e, f, g). En campo, para los sitios en los cuales la inversión de estrías resuelve un tensor (σ_1) en dirección NE-SW, las fallas encontradas presentaron cinemática lateral-derecha, mientras que los sitios con dirección de compresión (σ_1) NW-SE presentan cinemática de tipo lateral-izquierda, lo cual contrasta completamente con todos los sitios anteriormente descritos.

Dentro de la zona de estudio se presenta una serie de diques ígneos, con textura porfídica a afanítica, composiciones andesíticas (fenocristales de plagioclasa y anfíbol) en la mayoría de los casos y composiciones máficas en menor medida. Aunque la existencia de estos

diques es casi nula en la literatura local, su aparición a lo largo de todo el valle plantea la posibilidad de que estos estén relacionados con la formación del Valle de Aburrá o con fenómenos magmáticos registrados en zonas cercanas al valle. La orientación de estos diques presenta una dirección preferencial NW-SE con buzamientos casi verticales (Fig. 3g).

La distribución de fallas observada en el Valle de Aburrá durante el presente trabajo, y la cinemática de fallamiento para cada uno de estos planos de falla se asemeja bastante con un sistema de fallamiento de tipo Riedel para una zona de cizalla lateral-derecha (Fig. 5), en el cual la mayoría de las fallas presentes, tienen una cinemática lateral-derecha, tal y como se evidencia para el fallamiento al interior del valle en las zonas: Medellín-Bogotá, San Antonio de Prado y Niquía (Fig. 2 y 5). Todas estas zonas presentan direcciones de fallamiento preferencial NE-SW y NW-SE (Fig. 5a), análogos a estructuras de tipo P y R dentro del modelo de fallamiento Riedel, con un esfuerzo compresivo principal (σ_1) en dirección NE-SW (Fig. 5b).

Bajo el modelo aquí planteado, en el cual el Valle de Aburrá habría sido afectado por un cizallamiento lateral-derecho, resultado de un esfuerzo compresivo en sentido NE-SW, la forma actual del valle y la cinemática de fallamiento observada sugieren que el valle podría corresponder a una cuenca tectónica de tipo “Pull-apart” (Mann et al., 1983; Van Wijk et al., 2017). La formación de esta depresión tectónica se habría dado debido a la acción de un esfuerzo en sentido NE-SW actuante sobre una debilidad previamente existente en la corteza, promoviendo así el desarrollo de fallas a lo largo de las cuales se habría dado el movimiento relativo entre el flanco oriental y occidental del actual valle (Fig. 5b).

La localización de esta debilidad cortical necesaria para la formación de la depresión tectónica que resultaría en el Valle de Aburrá, podría asociarse a un importante contraste reológico entre las rocas que componen la corteza en esta zona. Dicho contraste consideramos estaría representado por el límite occidental del Batolito Antioqueño, el cual se comportaría como un bloque rígido (porfidoblasto) contrastando con la deformación dúctil de las rocas metamórficas aledañas. La rotación del Batolito Antioqueño, en sentido horario propuesta por Rodríguez et al. (2005) concuerda con un tensor compresivo (σ_1) en dirección NE-SW propuesto en el presente trabajo.

La formación del Valle de Aburrá como producto de una serie de desplazamientos transtensivos formadores de una serie de depresiones tectónicas que constituyen el valle ha sido propuesto por varios autores, entre ellos Rendón (2003) y Arias (2003). Sin embargo, Rendón (2003) plantea que la formación del Valle de Aburrá se encuentra relacionado con movimientos lateral-izquierdo de los principales sistemas de fallas en la región, como producto de un tensor de esfuerzo orientado NW-SE resultante de la acreción del bloque Panamá-Chocó.

En el presente trabajo se encontraron dos zonas con tensores compresivos principales (σ_1) orientados NW-SE en el flanco Occidental del valle (Fig. 4). Ambas zonas relacionadas a fallamientos orientados NW-SE y cinemática lateral-izquierda (Fig. 2) en límites de pequeños bloques tectónicos que corresponden con la ocurrencia de los stocks de Altavista y Ovejas en el occidente del valle (Fig. 1). En el presente trabajo, interpretamos la cinemática lateral-izquierda observada en estas zonas de falla como producto del movimiento relativo entre bloques que rotan de manera horaria dentro de una zona de cizalla lateral-derecha como lo muestra la figura 6 (Ron et al., 1993; Nur et al., 1986). En este orden de ideas las cuencas observadas mediante geofísica y delimitadas por Rendón (2003) serían cuencas de tipo transrotacional (Langenheim y Powell, 2009) producto de la rotación de los bloques rígidos del flanco occidental del valle (Fig. 6). Razón por la cual estas cuencas se encuentran localizadas hacia la base de los bloques y a su vez son limitadas por las fallas que permiten el movimiento entre estos bloques (Fig. 6).

Actualmente la edad de apertura del Valle de Aburrá no ha sido determinada con exactitud, ya que no se ha logrado determinar la edad del fallamiento. No obstante, se cree que el desarrollo de la cuenca de “Pull-apart” habría ocurrido posterior a los 6 Ma, debido a la ausencia de unidades paleógenas y neógenas dentro del Valle de Aburrá. Sin embargo, los depósitos más antiguos encontrados dentro del valle han sido datados por Rendón et al. (2006) como posteriores a 3.17 Ma, lo cual localiza la apertura del Valle de Aburrá como una fosa tectónica con depositación de sedimentos dentro entre los 6 y los ~3 Ma.

Cortés et al. (2005), plantean que para finales del Mioceno, los sistemas de fallas orientados aproximadamente N-S en los respaldos de la zona de estudio, presentaban movimiento lateral izquierdo, producto del esfuerzo NW-SE generado por la colisión del bloque

Panamá-Chocó con el borde NW de los Andes colombianos. Sin embargo, recientemente se ha sugerido que la colisión del Bloque Panamá-Chocó con la Placa Sur Americana habría ocurrido antes del Mioceno medio (~15Ma) (Montes, et al., 2015; Montes et al., 2012) y por lo tanto este tensor de esfuerzo no sería asociable a este evento geológico. De igual manera que el presente trabajo, Peláez (2016) registra en rocas hasta del Mioceno tardío (6Ma), fallamiento con cinemática dextral en el SFCR, evidenciando paleo-tensores de esfuerzo orientados NE-SW.

6. CONCLUSIONES

El presente trabajo caracteriza la cinemática de las estructuras de falla donde se encuentran los principales controles tectónicos del Valle de Aburrá. Dos flancos fueron caracterizados con base en la geología y la cinemática encontrada: el Flanco Oriental asociado a un fallamiento de rumbo, que afecta rocas metamórficas en contacto con un cuerpo ígneo de gran extensión, y el Flanco Occidental, en el que también se desarrolla fallamiento de rumbo, afectando tanto rocas metamórficas como algunos cuerpos intrusivos de menor extensión.

El análisis cinemático y la inversión de estrías por medio del método de diedros rectos permite realizar un análisis de paleo-tensores de esfuerzo que indica que el Valle de Aburrá fue deformado bajo un paleo-tensor de esfuerzos principal con orientación NE-SW. Este paleo-tensor y el movimiento de las fallas producto de su influencia, posibilitaron que la zona de estudio fuera deformada bajo un régimen de rumbo de carácter dextral. Bajo el marco planteado, se propone que el Valle de Aburrá podría corresponder a una cuenca de tipo “pull-apart” producto de un régimen de cizallamiento lateral-derecho, el cual se da como respuesta a un esfuerzo compresivo (σ_1) orientado hacia el NE-SW.

La cinemática lateral-izquierda observada hacia el flanco occidental del valle por diversos autores, se interpreta como producto del movimiento generado entre bloques que rotan de manera horaria dentro de una zona de cizalla lateral-derecha y no como producto de un tensor de esfuerzo principal en dirección NW-SE.

7. REFERENCIAS

Anderson, E. M., (1951). *The Dynamics of Faulting*. Edinburgh: Oliver and Boyd.

- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4), T17-T26.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5835-5848.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *Continental deformation*, 4, 101-120.
- Angelier, J. T., y Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(6), 1309-1318.
- Arias, A. (2003). La diversidad del relieve y de los suelos en el altiplano de Santa Rosa de Osos (Antioquia): sus significados ambientales. *Boletín Ciencias de la Tierra*, (15), 51.
- Aristizábal, E., y Yokota, S. (2008). Evolución geomorfológica del valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (24), 5-18.
- Aspden, J. A., McCourt, W. J., y Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893-905.
- Cediel, F., Shaw, R. P., y Caceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean block.
- Colmenares, L., y Zoback, M. D. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31(8), 721-724.
- Correa, A. M., y Martens, U. (2000). Caracterización geológica de las anfibolitas de los alrededores de Medellín. *Trabajo dirigido de grado, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas*.
- Cortés, M., Angelier, J., y Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1).
- Cortés, M., y Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1), 29-58.
- Cuéllar, M., Sánchez, C., y Vañencia, M. (2003). *Caracterización petrográfica y deformativa de las rocas aflorantes en los alrededores de la Falla San Jerónimo, al este del Municipio de Manizales* (Doctoral dissertation, Tesis de pregrado. Universidad de Caldas. Manizales, 179p.
- Davis, G. H., Bump, A. P., García, P. E., y Ahlgren, S. G. (2000). Conjugate Riedel deformation band shear zones. *Journal of Structural Geology*, 22(2), 169-190.
- Delvaux, D., Kervyn, F., Macheyeke, A. S., y Temu, E. B. (2012). Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-Tanzania): active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa basin. *Journal of Structural Geology*, 37, 161-180.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., y Sankov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38.
- Delvaux, D., y Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. *New insights into structural interpretation and modelling*, 212, 75-100.
- Etchecopar, A. (1984). *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques: approche mathématique* (Doctoral dissertation).

- Guiraud, M., Laborde, O., y Philip, H. (1989). Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, 170(3-4), 289-316.
- GSM, G. D. S. D. M. (2002). Microzonificación Sísmica de los Municipios del Valle de Aburrá y Definición de Zonas de Riesgo por Movimientos en Masa e Inundación en el Valle de Aburrá. *Área Metropolitana del Valle de Aburrá*.
- Hermelín, M. (1977). Estudio geomorfológico del Valle de Aburrá y del oriente cercano. Informe del plan metropolitano. Antioquia.
- Hermelín, M. (1978). Geomorfología del Valle de Aburrá. II Congreso Colombiano de Geología. Resúmenes. p. 48.
- Hermelín, M. (1984). Origen del Valle de Aburrá. Evolución de ideas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. (7-8), 47-66.
- Kellogg, J. N., Vega, V., Stailings, T. C., y Aiken, C. L. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Geological Society of America Special Papers*, 295, 75-90.
- Langenheim, V. E., y Powell, R. E. (2009). Basin geometry and cumulative offsets in the Eastern Transverse Ranges, southern California: Implications for transrotational deformation along the San Andreas fault system. *Geosphere*, 5(1), 1-22.
- López, A., Sierra, G. M., y Ramírez, D. A. (2006). Vulcanismo Neógeno en el Suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (19), 27-42.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., y Burke, K. (1983). Development of pull-apart basins. *The Journal of Geology*, 91(5), 529-554.
- McCourt, W. J., Aspden, J. A., y Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 831-845.
- Microzonificación, C. (2006). Microzonificación sísmica detallada de los municipios de Barbosa, Girardota, Copacabana, Sabaneta, La Estrella, Caldas y Envigado. *Informe Final para el Área Metropolitana del Valle de Aburrá*, 745.
- Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J. C., Valencia, V., y Niño, H. (2015). Middle Miocene closure of the Central American seaway. *Science*, 348(6231), 226-229.
- Montes, C., Cardona, A., McFadden, R., Morón, S. E., Silva, C. A., Restrepo-Moreno, S., y Bayona, G. A. (2012). Evidence for middle Eocene and younger land emergence in central Panama: implications for Isthmus closure. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6), 780-799.
- Nur, A., Ron, H. y Scotti, O. (1986). Fault mechanics and the kinematics of block rotations. *Geology* 14: 746-749.
- Ochoa, M. E., (1974). Glaciación al noroeste de Medellín. *Anales de la Fac. De Minas*. Número 58, pp 107-117.
- Ordoñez, O., y Pimentel, M. M. (2001). Consideraciones geocronológicas e isotópicas del Batolito Antioqueño. *Revista de la Academia colombiana de ciencias exactas, físicas y naturales*, 25(94-97), 27.
- Ordoñez, O., Marín, M. V., Iregui, H. G., Herrera, E. C., Ruiz, C., Rendón-Ramírez, A. P., y Ríos, C. (2005). Generalidades del Sistema de Fallas de Romeral en las cercanías a Medellín.
- Ortiz, E. (2002). Evaluation of neotectonic activity of The CaucaRomeral Fault System near western Medellin, Colombia. *Graduate Thesis, Shimane University*.

Paris, G., Marín, W., Romero, J., y Wagner, J. J. (1989). Evidencias de actividad neotectónica en el Suroccidente Colombiano. In *V Congreso Colombiano de Geología: Bucaramanga, Colombia, Sociedad Colombiana de Geología* (pp. 193-213).

Peláez, E. (2016). Obtención De Paleoesfuerzos Del Sistema De Fallas Cauca - Romeral En El Sector Norte De La Cuenca Amagá, Entre Las Localidades De Titiribí Y Quebrada Sinifaná. *Trabajo dirigido de grado, Universidad EAFIT*.

Ramírez J., Sierra, G., y Marín, M. I. (2012). Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) del miembro superior de la formación Amagá, sección quebrada Sabaleticas, SW antioqueño y su relación con los movimientos del sistema de fallas Romeral en el Cenozoico tardío. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (32), 125-142.

Rendón, G., A, D., Toro, V., G., y Hermelín Arboux, M. (2006). Modelo cronoestratigráfico para el emplazamiento de los depósitos de vertiente en el Valle de Aburrá. *Boletín de Ciencias de la Tierra, Número 18, pp 103-117*.

Rendón, D. A. (2003). Tectonic and sedimentary evolution of the Upper Aburrá Valley, northern Colombian Andes. *Unpublished MS thesis, Shimane University*.

Restrepo, J. J., y Toussaint, J. F. (1974). Obducción cretácea en el Occidente Colombiano. *Anales Fac. Minas, Univ. Nacional, Medellín*, (58), 73.

Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E., y Parica, C. (1991). Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. In *Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico. Memorias* (Vol. 1, pp. 1-22).

Restrepo, J. J., y Toussaint, J. F. (1982). Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. In *V Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires* (pp. 1-8).

Restrepo, J. J., y Toussaint, J. F. (1984). Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. In *Mem Primera Conf Riesgo Geol. V. de A., Medellín*.

Rodríguez, G., González, H., y Zapata, G. (2005). Geología de la plancha 147 Medellín Oriental. *Ingeominas, Bogotá*.

Rodríguez, G., González, H. y Zapata, G. (2008). Complejo El Retiro, Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 22, 101-121.

Ron, H., Nur, A., y Aydin, A. (1993). Stress field rotation or block rotation: an example from the Lake Mead fault system. *Annali Di Geofisica, Vol XXXVI, N 2, 65-73*.

Rosenau, M. R. (2004). *Tectonics of the Southern Andean intra-arc zone (38-42 S)* (Doctoral dissertation, Freie Universität Berlin).

Sainz, A. C., Peña, I. G., y Gómez, J. S. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios geológicos*, 46(5-6), 385-398.

Sanderson, D. J., y Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6(5), 449-458.

Scheibe, R. (1919). Informe sobre los resultados de la comisión científica nacional en Antioquia. *Compil. Estudios Geol. Oficiales en Colombia. Tomo I*, 96-165.

Spang, J. H. (1972). Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. *Geological Society of America Bulletin*, 83(2), 467-472.

Toro, G., y Velásquez, A. (1984). Estudio geomorfológico y estructural del Valle de Aburrá comprendido entre el Municipio de Caldas y las Quebradas La Iguana y Santa Elena. *Trabajo dirigido de grado*,

Universidad Nacional de Colombia, Medellín.

Toussaint, J. F., y Restrepo, J. J. (1994). The Colombian Andes during Cretaceous times. In *Cretaceous tectonics of the Andes* (pp. 61-100). Vieweg Teubner Verlag.

Toussaint, J. F., y Restrepo, J. J. (1996). Mesozoic and Cenozoic accretionary events in the Colombian Andes. In *3rd International Symposium of the Andean Geodynamics, Saint Malo, França* (pp. 513-515).

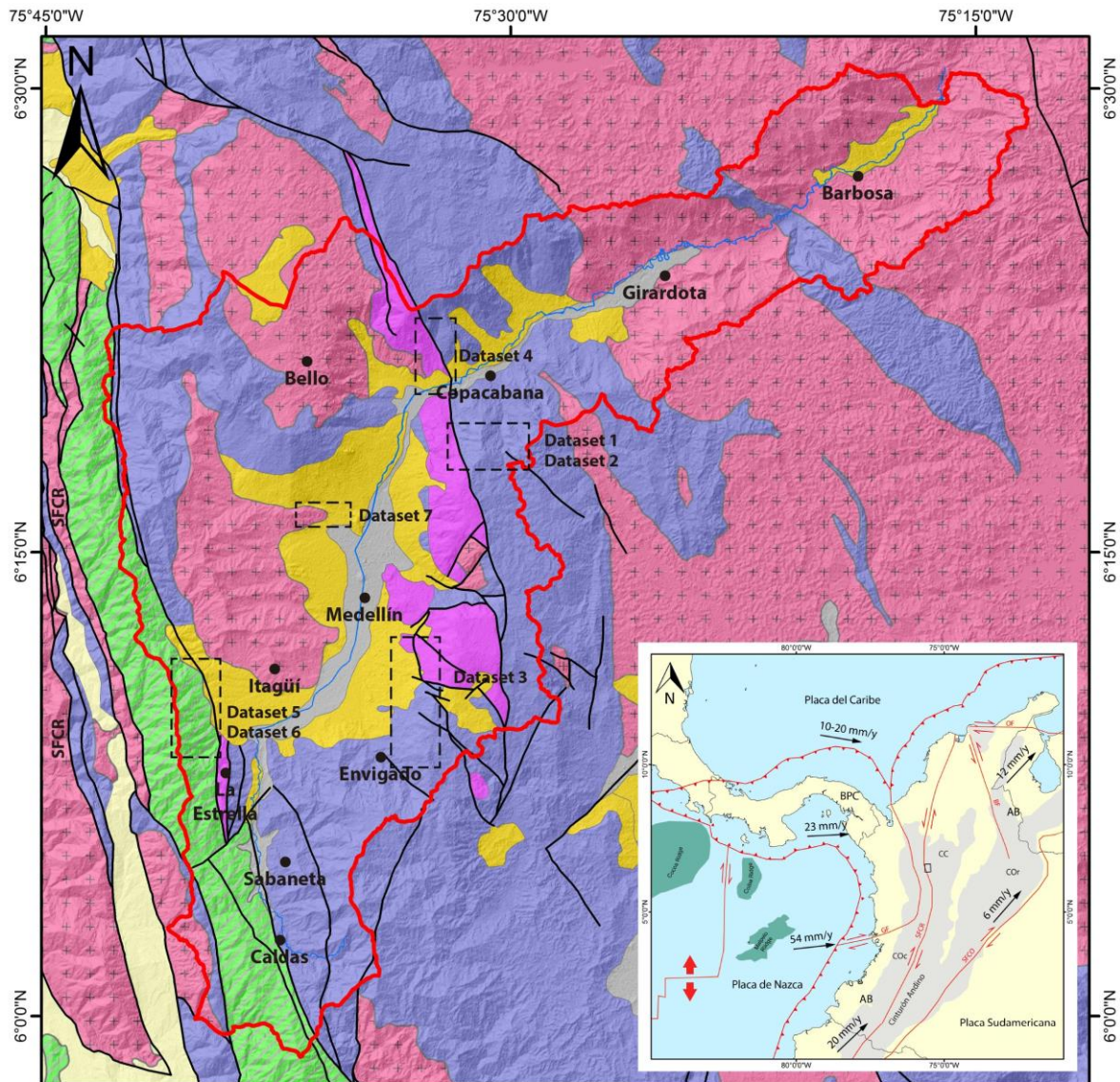
Toussaint, J. F. (1996). Evolución geológica de Colombia. Cretácico. Nacional University Editions, Medellín. 1-277.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y 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(2), 157-171.

Valencia, M. Cuellar, M.A., y Sánchez, B. (2003). Comparación de las fases deformativas presentes en los complejos Cajamarca y Quebradagrande: Implicaciones en la evolución tectónica del sistema de Romeral. IX Congreso Colombiano de Geología. Resúmenes. p. 37.

Van Wijk, J., Axen, G., y Abera, R. (2017). Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics*.

Figure captions



Leyenda

- | | | |
|------------------------|-----------------------------|-------------------|
| Valle de Aburrá | Rocas graníticas | Recoleccion datos |
| Depósitos aluviales | Rocas volcano-sedimentarias | |
| Depósitos de vertiente | Rocas ofiolíticas | |
| Rocas terciarias | Rocas metamórficas | |
- 0 2 4 8 12 16 20 Km

FIGURA 1. Mapa de geología regional simplificado y geodinámica de los Andes del Norte. BPC: Bloque Panamá-Choco; AB: Bloque Andino; GF: Falla Garrapatas; SFCR: Sistema de Fallas Cauca-Romeral; SFCO: Sistema de Fallas de la Cordillera Oriental. Modificado de Cortés y Angelier (2005); Rendón (2003); Montes et al. (2015).

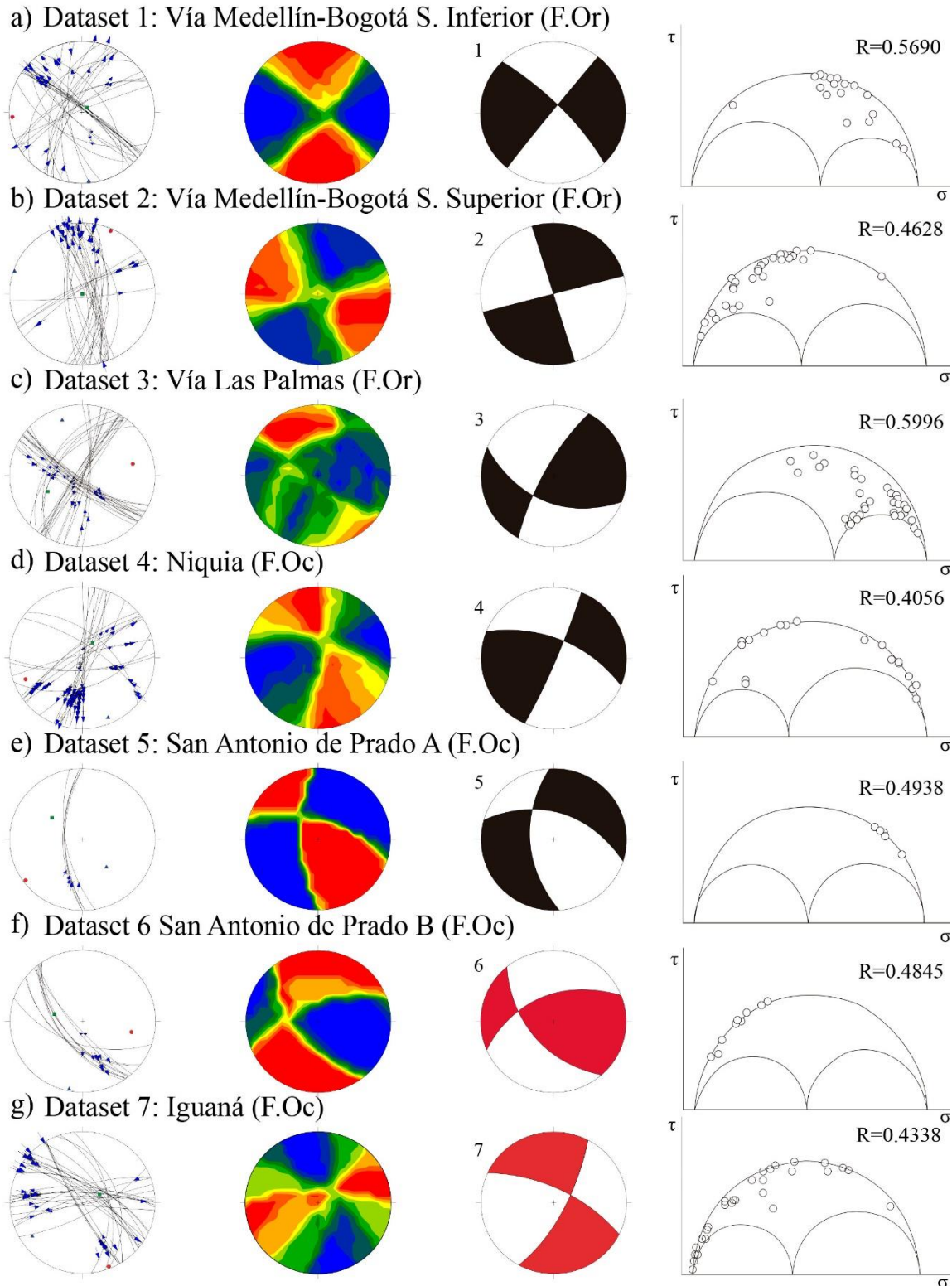


FIGURA 2. Planos de falla con información de fallamiento, diedros de densidades, diedros de compresión y tensión, y círculos de Morh con valor R para los sitios estructurales de análisis. F.Or: Flanco Oriental ; F. Oc: Flanco Occidental,.

TABLA 1. Localización de las zonas estructurales de estudio y orientación de los paleoesfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3) de los diedros calculados. N: Número de planos usados para el cálculo de paleoesfuerzos en cada localidad; pl: Plunge; az: azimut; R: Índice de esfuerzo.

Sitio	Lat. N	Long. W	Unidad Litológica	Edad	n	σ_1		σ_2		σ_3		R
						pl	az	pl	az	pl	az	
Dataset 1: Vía Medellín-Bogotá S.I.	6.311444°	-75.505094°	Anfibolitas de Medellín	Paleozoico	31	6	266	83	54	4	175	0.569
Dataset 2: Vía Medellín-Bogotá S.S.	6.316591°	-75.500155°	Anfibolitas de Medellín	Paleozoico	28	0	28	89	154	1	298	0.4628
Dataset 3: Vía Las Palmas	6.152408°	-75.543825°	Migmatitas de Puente Peláez	Paleozoico	28	30	75	57	226	13	337	0.5996
Dataset 4: Niquia	6.361453°	-75.541832°	Dunita de Medellín	Triásico Tardío	21	19	250	67	33	12	155	0.4056
Dataset 5: San Antonio de Prado A	6.216896°	-75.703758°	Miembro Volcánico Quebradagrande	Cretácico Superior	5	2	232	44	324	46	140	0.4938
Dataset 6: San Antonio de Prado B	6.215750°	-75.703131°	Miembro volcánico Quebradagrande	Cretácico Superior	11	45	102	45	286	2	194	0.4845
Dataset 7: Iguaná	6.274917°	-75.625083°	Stock de Altavista	Cretácico Superior	24	2	162	69	66	21	252	0.4338

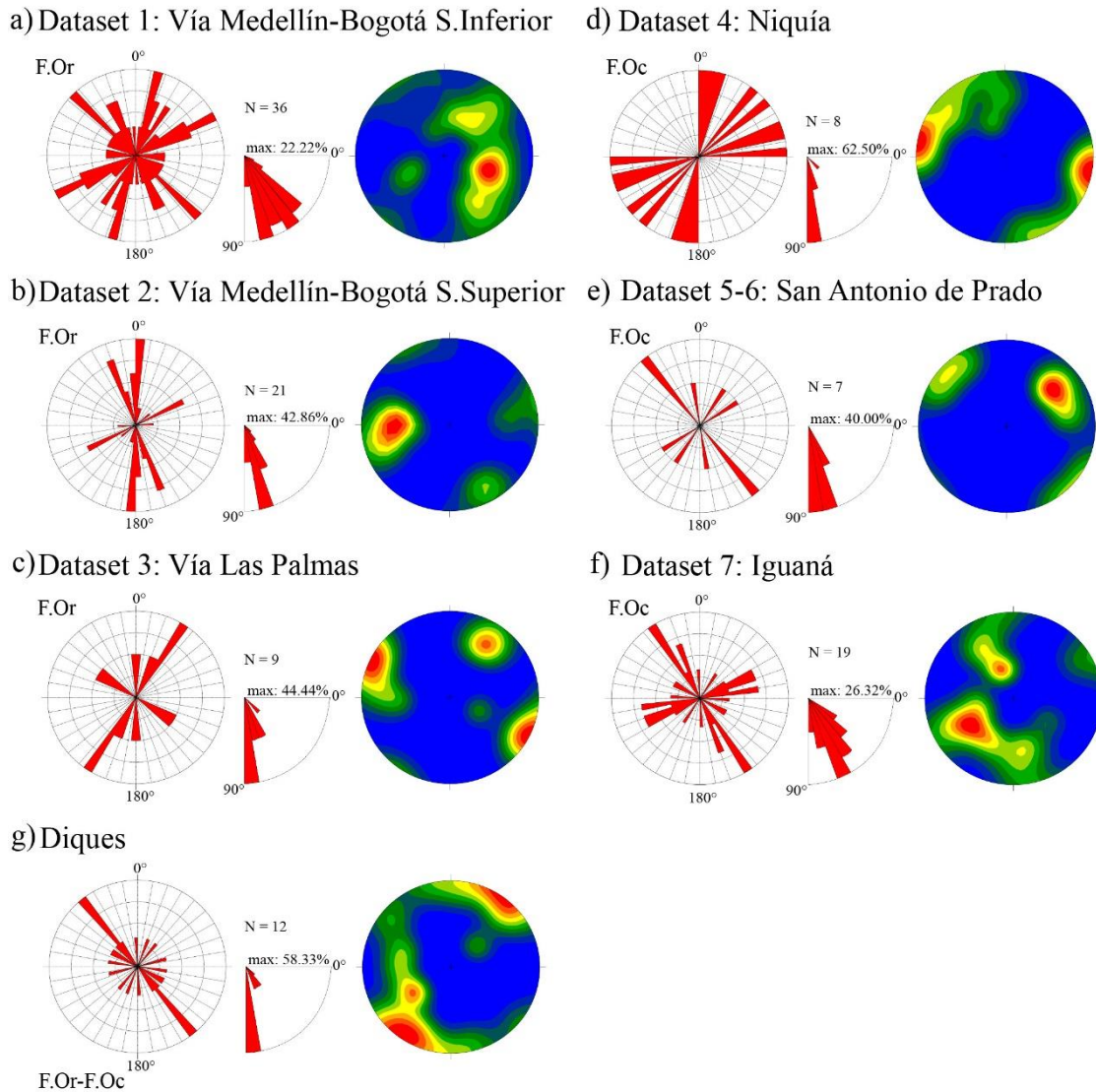


FIGURA 3. Diagramas de rosas, densidad de polos y orientación de diques medidos en la zona de estudio. Los diagramas son proyecciones de igual área, hemisferio inferior. Diagramas de rosas con un intervalo de 10° , intervalo de buzamiento de 10° , el valor máximo representa el porcentaje de información agrupada. F.Or: Flanco Oriental; F.Oc: Flanco Occidental.

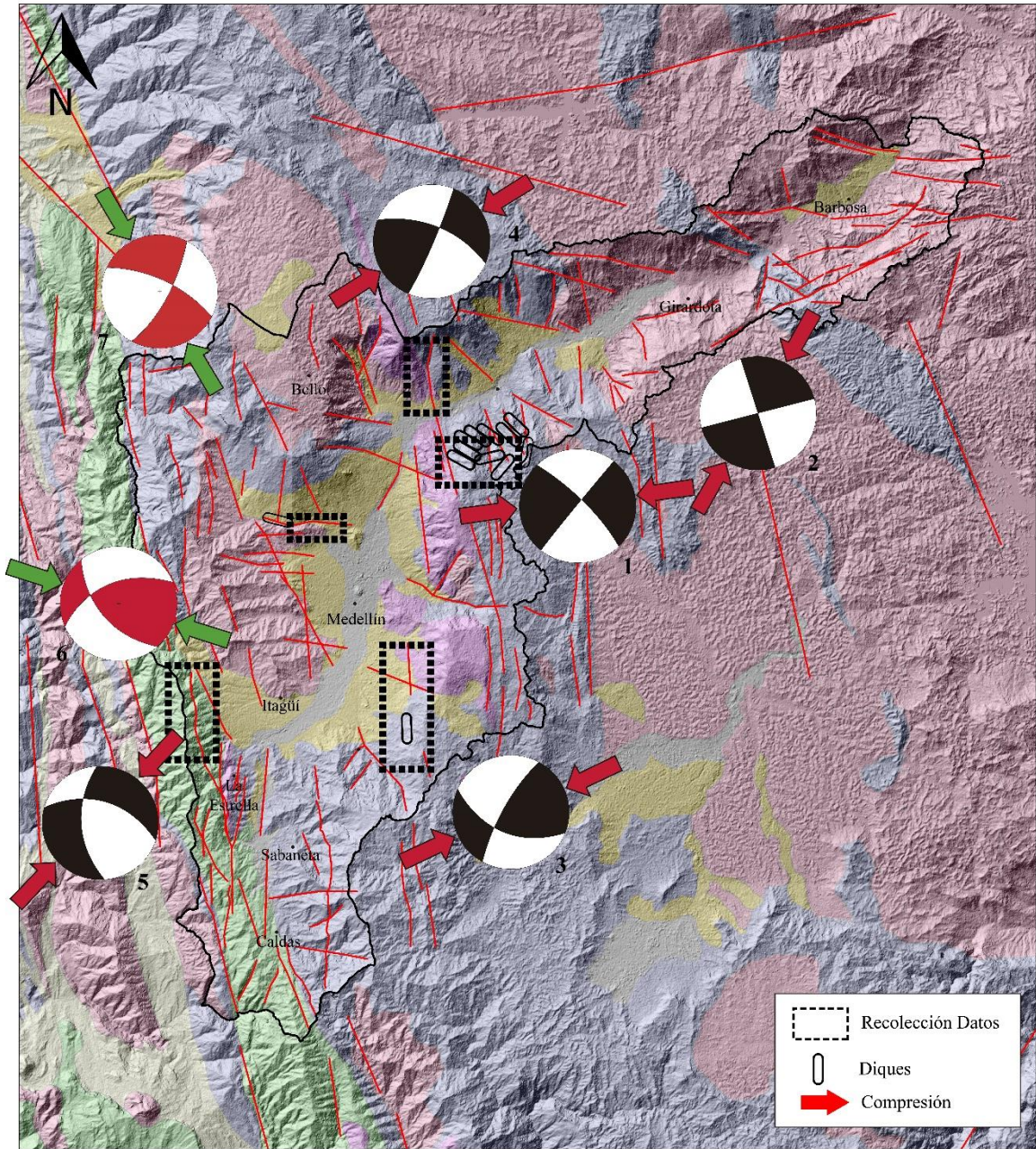


FIGURA 4. Mapa de los tensores de esfuerzos calculados en la zona de estudio y representación de la orientación del esfuerzo σ_1 (flechas) en diferentes sectores del Valle de Aburrá. En los diedros obtenidos las zonas de color negro y rojo indican compresión y el color blanco tensión.

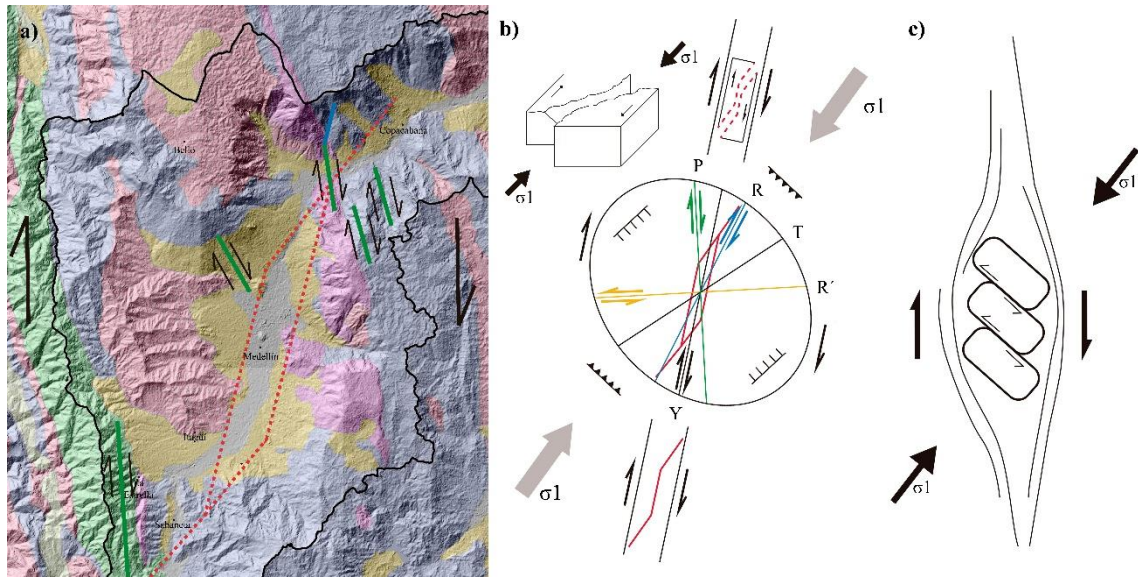


FIGURA 5. Sistema Riedel lateral derecho y modelo de desarrollo de una cuenca “pull-apart”. Modificado de Mann et al. (1983); Sanderson y Marchini (1984); Davis et al. (2000).

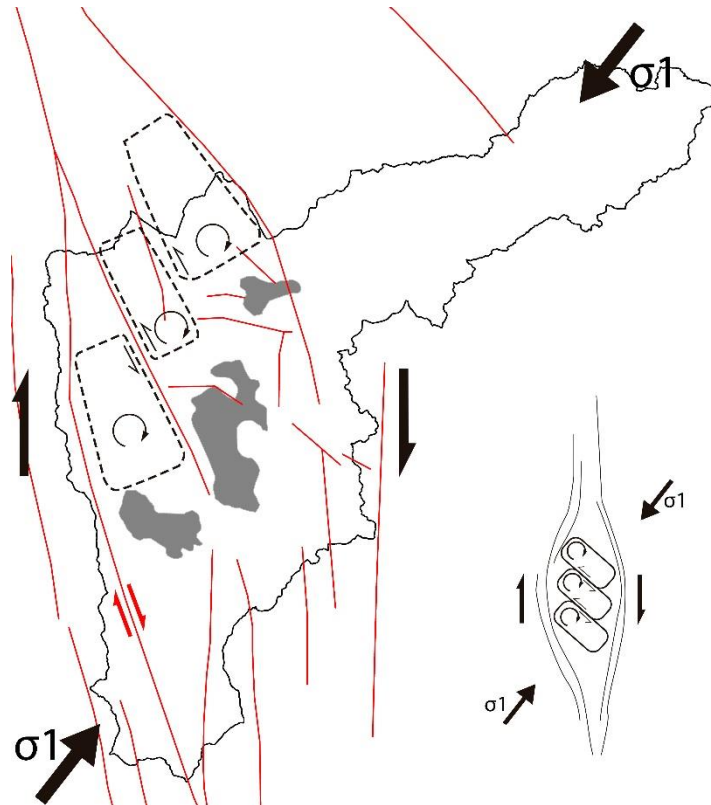


FIGURA 6. Modelo de rotación de bloques para el sector occidental del Valle de Aburrá (Ron et al., 1993) y sus cuencas asociadas. Fallas y delimitación de cuencas tomado de Rendón (2003).