



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

ISSN: 2145-8553

Universidad Industrial de Santander

Forero-Ortega, Anny Julieth; Velandia, Francisco; Barragán-Coy, Evelin Karina  
Estilos estructurales y tensores de esfuerzos hacia el sureste del Macizo de Santander (Colombia)  
Boletín de Geología, vol. 42, núm. 2, 2020, Mayo-Agosto, pp. 129-145  
Universidad Industrial de Santander

DOI: 10.18273/revbol.v42n2-2020007

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349665545008>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

UNEN  
redalyc.org

Sistema de Información Científica Redalyc  
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal  
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso  
abierto

# Estilos estructurales y tensores de esfuerzos hacia el suroriente del Macizo de Santander (Colombia)

Anny Julieth Forero-Ortega<sup>1,2\*</sup>; Francisco Velandia<sup>1\*</sup>; Evelin Karina Barragán-Coy<sup>1</sup>

doi: <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n2-2020007> 

**Forma de citar:** Forero-Ortega, A.J.; Velandia, F.; Barragán-Coy, E.K. (2020). Estilos estructurales y tensores de esfuerzos hacia el suroriente del Macizo de Santander (Colombia). *Boletín de Geología*, 42(2), 129-145. doi: 10.18273/revbol.v42n2-2020007.

## Resumen

Este trabajo presenta una explicación a la deformación generada al sur de la Falla Río Servitá, especialmente en su bloque yacente. A partir del análisis de la cartografía geológica y del tratamiento de datos de diaclasas y tensores de esfuerzos determinados con planos estriados de fallas, se distinguieron tres direcciones de máxima compresión horizontal, relacionados con la influencia en la zona de estructuras regionales, los cuales soportan los distintos estilos de deformación. El tensor más representativo corresponde a un esfuerzo horizontal máximo en dirección W-E, relacionado con fallas longitudinales de cabalgamiento como la Falla Río Servitá, con un estilo de deformación de piel gruesa, cuya compresión provoca un sinclinal invertido y fallas nucleadas de acomodamiento en su bloque yacente. Hacia el sur de la zona se alcanza a expresar la influencia de la Falla de Bucaramanga, con un tensor SE-NW que resulta del arrastre en rumbo sinistral de la estructura a lo largo de la falla transpresiva Chicamocha-Soapaga. Se distinguen también, fallas transversales NW, en cabalgamientos con vergencia al SW y retrocabalgamientos que entre si conforman estructuras *pop-up*, que se relacionan con un tensor SW-NE, el cual se interpreta como parte del efecto radial de la Cuña de Pamplona.

**Palabras clave:** Estrías de falla; Falla Río Servitá; Cuña de Pamplona; Cordillera Oriental; Santander; Colombia.

## Structural styles and stress tensors to the southeast of the Santander Massif (Colombia)

## Abstract

This work presents an explanation for the deformation generated toward the south of the Río Servitá Fault, especially along with its footwall block. From the analysis of the geological mapping, joints, and stress tensors determined from slickensides, three directions of horizontal maximum compression were obtained in relationship with the influence of regional structures in the zone. The most representative stress tensor is W-E, related to the longitudinal thrust faults such as the Río Servitá Fault, with deformation in a structural style of thick-skinned, that develops in the footwall an inclined synclinal with out-of-syncline thrusts to accommodate deformation from the core of the fold. To the south, the influence of the Bucaramanga Fault is interpreted from the SE-NW stress tensor imposed by the sinistral slip along the transpressive Chicamocha-Soapaga Fault. NW transverse faults are also observed as SW verging thrusts and back-thrust, pop-up structures, all related to a SW-NE stress tensor, which is interpreted as a part of the radial effect from the Pamplona Wedge.

**Keywords:** Slickensides; Río Servitá Fault; Pamplona Wedge; Eastern Cordillera; Santander; Colombia.

<sup>1</sup>Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. (\*) [ajforte056@gmail.com](mailto:ajforte056@gmail.com); [favelanp@uis.edu.co](mailto:favelanp@uis.edu.co); [karinabarraganc@gmail.com](mailto:karinabarraganc@gmail.com)

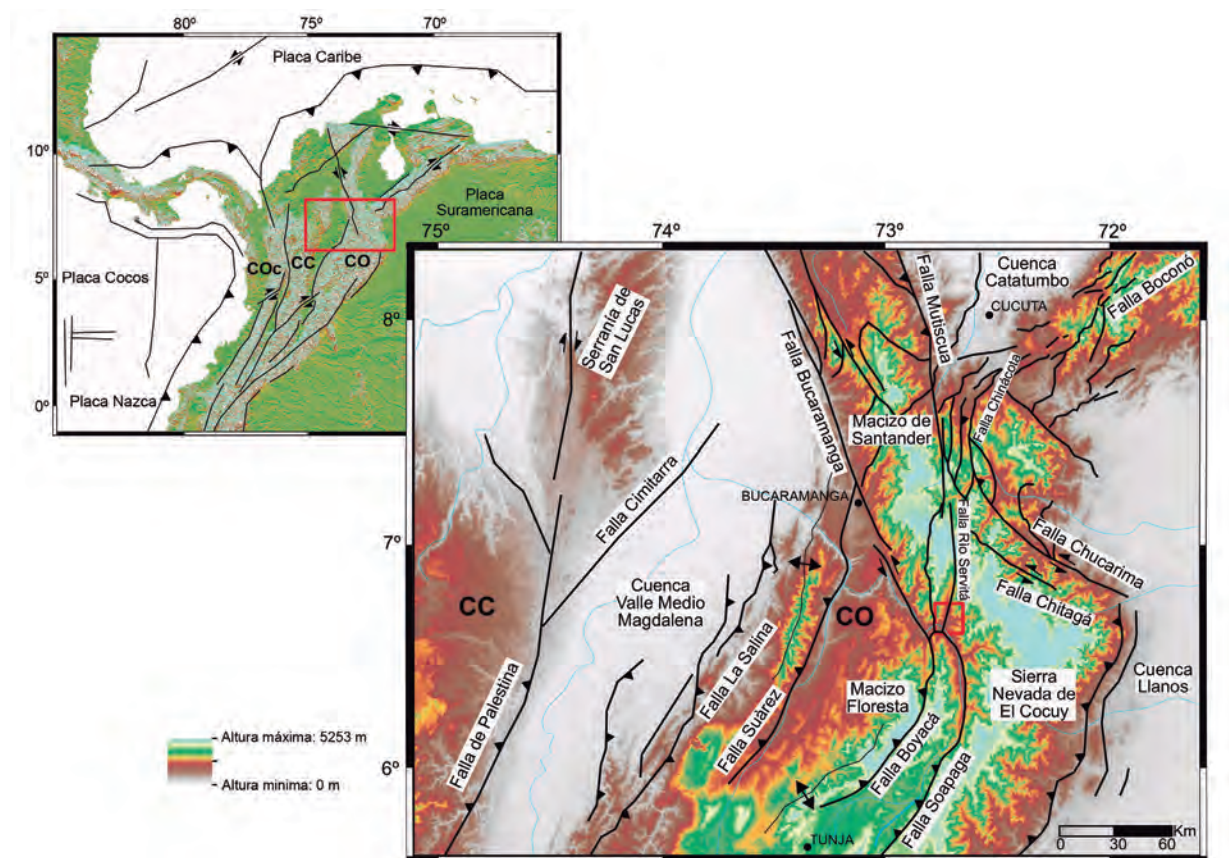
<sup>2</sup>Grupo Tectónica, Dirección de Geociencias Básicas, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.

## Introducción

El presente estudio se realiza al NE de la Cordillera Oriental de Colombia (CO), en la zona sur del río Servitá hasta su desembocadura en el río Chicamocha, donde el Macizo de Santander se adelgaza para continuar al sur como Macizo de Floresta (Velandia, 2017; Figura 1). En el área se presenta el límite SE del Macizo de Santander con la cuenca del Cocuy (Fabre, 1983), definido por el trazo de la Falla Río Servitá (FRS), estructura longitudinal S-N de tipo inverso y vergencia al E que ha sido interpretada como una falla profunda de alto ángulo que se desprende de la falla de rumbo de Bucaramanga (Corredor, 2003; Velandia, 2017). La FRS se puede correlacionar en su evolución geológica con la Falla de Soapaga al sur, y las fallas de Mutiscua (Figuras 1 y 2) y Las Mercedes al norte (Velandia, 2017). Esta estructura parece dominar la

deformación en el área a través de fallas menores de cabalgamiento en su bloque yacente, sin embargo, también se destacan estructuras transversales con orientaciones al NE y NW, algunas relacionadas con la Falla de Bucaramanga. Esta configuración geométrica de la zona genera interés estructural y tectónico para comprender la evolución de esta parte de la CO.

La FRS es una estructura asociada a una cuenca del Triásico – Jurásico, con registro de inversión tectónica en el Oligoceno (Corredor, 2003) y reactivaciones durante la Orogenia Andina (Kammer, 1993; Velandia, 2017). Los estudios previos en esta falla se han enfocado en la deformación y cinemática que involucra el estilo estructural de piel delgada y gruesa (Kammer, 1993; Kammer y Mojica, 1996; Mora, 2007), incluyendo la formación y geometría de un *short-cut* generado en su bloque yacente (Corredor, 2003).

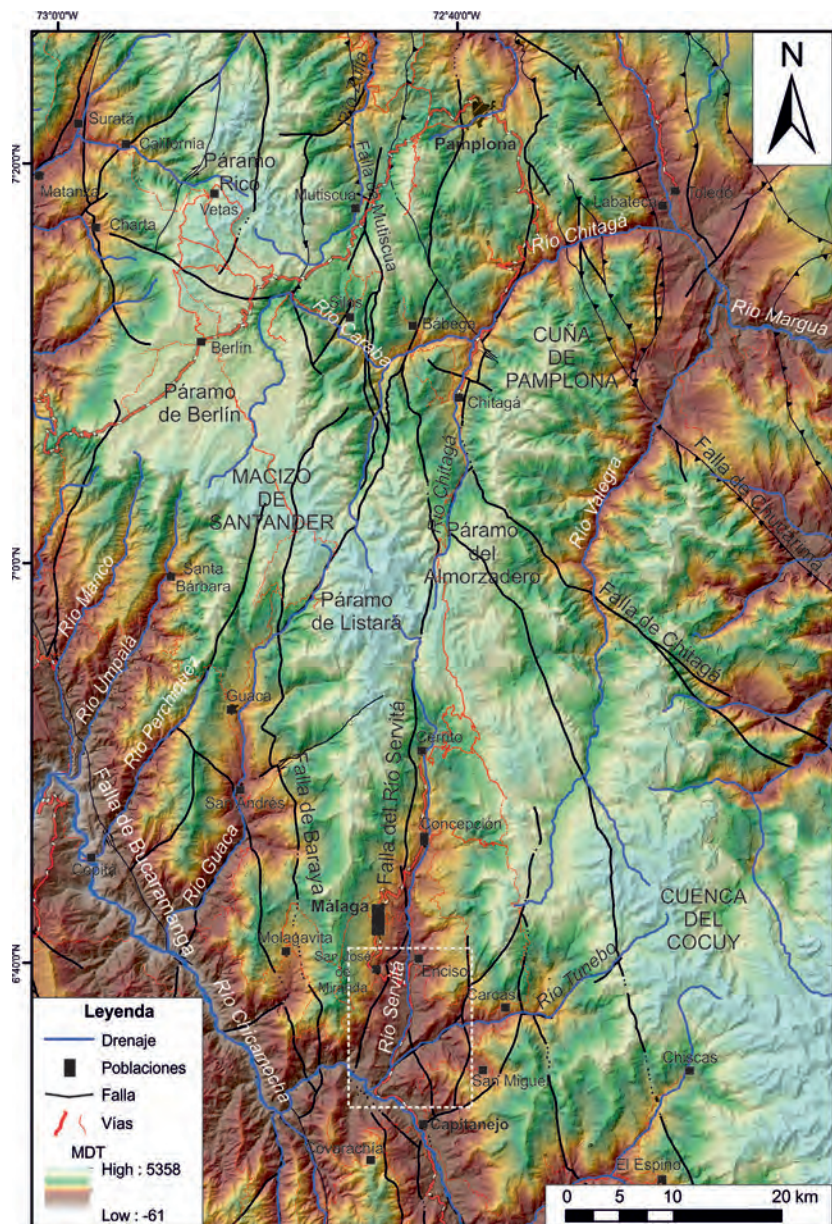


**Figura 1.** Modelo Digital de Elevación (DEM), donde se observan los principales rasgos tectónicos de la Cordillera Oriental de Colombia (CO), en la cual se encuentra localizada el área de estudio (recuadro rojo). COc = Cordillera Occidental y CC = Cordillera Central. En este marco regional se destacan en la Cordillera Oriental (CO) estructuras como las fallas de Bucaramanga, Suárez, Boyacá y Chitagá entre otras, así como estructuras longitudinales S-N relacionadas por la continuidad de sus trazos (fallas de Soapaga, Río Servitá y Mutiscua).



En la zona también se han interpretado fallas de alto ángulo en un modelo de bloques, donde predominan fallas S-N (Vargas *et al.*, 1976) con desarrollo de anticlinales y sinclinales apretados, especialmente en el extremo E (Royero y Clavijo, 2001), los cuales recientemente son considerados como pliegues asociados a fallas de rumbo con orientación NW (Cardozo *et al.*, 2016a, 2016b). Estas fallas NW son destacadas por Velandia (2017) como fallas paralelas a la Falla de Chitagá (Figura 2), con fuerte componente en el buzamiento, cuyos *splays* se exponen en la zona de estudio.

El presente trabajo aporta nuevos datos e interpretaciones geológicas en un modelo estructural que explica la deformación en la zona. Se presenta una actualización de la cartografía geológica, análisis de datos de diaclasas y tensores de esfuerzos obtenidos a partir de planos estriados en la secuencia sedimentaria del Cretácico y Paleógeno. El análisis incluye los estilos estructurales de las fallas inversas y de rumbo que afectan esta parte de la Cordillera Oriental de Colombia.



**Figura 2.** Mapa de relieve del Macizo de Santander, Cuña de Pamplona y cuenca sedimentaria del Cocuy, en la cual señala zona de estudio en recuadro blanco. Modelo digital del terreno (NASA, 2015). Fallas Geológicas del mapa geológico del SGC (Gómez *et al.*, 2007). Red de drenaje, vías y poblaciones del IGAC.

El análisis estructural permite además interpretar la causa de la deformación observada y considera que el comportamiento frágil es una evidencia de la variación y propagación de campo esfuerzos a lo largo de la corteza (Angelier, 1994). Así, para el presente análisis detallado se tiene en cuenta que los tensores de esfuerzo locales que se calculan tienen características mecánicas similares a los esfuerzos principales de los tensores regionales que afectan una determinada zona (Sassi y Faure, 1996; Tripathy y Saha, 2013), por lo tanto, la similitud de los tensores locales, en cada sitio o estación de campo, puede ser una representación de un tensor de esfuerzos más regional.

Es importante mencionar que en el presente trabajo se usa el nombre Falla Río Servitá (FRS), para referirse a la estructura geológica que se extiende desde el sur del municipio de Bárega (Figura 2) con un trazo rectilíneo, hasta vecindades del municipio de Capitanejo en Santander (Vargas *et al.*, 1981), con el fin, de distinguirla de la Falla Servitá, estructura regional que se localiza en el Piedemonte Llanero (Pulido y Gómez, 2001; Mora *et al.*, 2006; Mora, 2007; Chicangana *et al.*, 2007).

## Marco geológico

La actual configuración de los Andes del Norte es el resultado de la interacción tectónica de las placas Caribe, Nazca y Suramericana (Figura 1). En su evolución geológica se han involucrado distintos campos de esfuerzos generados por la acreción de bloques alóctonos de diversas edades y complejidades geológicas hacia la margen noroccidental de América del Sur (Toussaint y Restrepo, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Cediél *et al.*, 2003; Cortés *et al.*, 2005; Villagómez y Spikings, 2013; Whattam y Stern, 2015), los cuales serían responsables de los diferentes pulsos de reactivación e inversión tectónica del Maastrichtiano al Paleógeno (Colletta *et al.*, 1990; Kammer, 1993; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2007; Caballero *et al.*, 2010; Nie *et al.*, 2012), con episodios en el Neógeno (Cortés *et al.*, 2005; Mora *et al.*, 2013; Velandia, 2017), y la subsecuente orogenia Andina en Colombia (Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Audemard y Audemard, 2002; Parra *et al.*, 2009).

Hacia el norte de la CO la configuración estructural está principalmente dominada por la Falla de Bucaramanga (Figuras 1 y 2), estructura que según Cediél *et al.* (2003) fue reactivada en el Aptiano-Albiano, debido a la migración del bloque Maracaibo en dirección NW, en el cual la falla constituiría el límite occidental del

mismo. La actividad tectónica de las fallas mayores como Bucaramanga, Soapaga y FRS (Figura 1) a lo largo de los bordes de los macizos de Santander y Floresta daría lugar a la actual configuración del núcleo de la CO (Tesón *et al.*, 2013; Velandia, 2017).

En el área de estudio la FRS constituye la principal estructura y define el límite SE del Macizo de Santander con la cuenca del Cocuy (Velandia, 2017). Las unidades geológicas más antiguas que aparecen en esta esquina del macizo corresponden a rocas metamórficas y sedimentarias del Devónico, así como sedimentarias del Jurásico (Vargas *et al.*, 1981), las cuales se ubican en el bloque colgante de la FRS junto con unidades sedimentarias del Cretácico (Figura 3 y 4). En el bloque yacente de la falla aparecen también rocas cretácicas y la secuencia del Paleógeno que se extienden hacia el E, hasta la Falla de Chitagá (Figura 1 y 2). La Falla de Chitagá es una estructura transpresiva sinistral que configura el borde sur de la Cuña de Pamplona (o indor de Pamplona en sentido de Boinet *et al.*, 1985), a partir de la cual se desprenden fallas de cabalgamiento con vergencia el SW (Velandia, 2017), algunas de las cuales alcanzan a presentarse en la zona de estudio.

## Metodología

La cartografía geológica existente de la zona de estudio (Vargas *et al.*, 1976; Cardozo *et al.*, 2016a, 2016b) se complementó a partir de fotointerpretación de imágenes satelitales y trabajo de campo, especialmente para la revisión litológica y estructural del área. Esta labor permitió retirar o filtrar algunos lineamientos de la cartografía regional, así como redefinir los trazos que en efecto corresponden con fallas geológicas. Se reconoció la vergencia de las estructuras plegadas y falladas según su geometría y el desplazamiento en distintos sectores del área de trabajo. Los estilos estructurales identificados en el área se plasman en tres perfiles transversales generados a partir del mapa geológico.

Adicionalmente, el análisis cinemático está basado en la medición y procesamiento de planos estriados de fallas, diaclasas y estratificación. Los datos fueron colectados en 45 estaciones realizadas en unidades cretácicas y paleógenas que afloran en la zona de estudio. Se midieron 866 fracturas, de las cuales 148 corresponden a planos con estrías de falla (Barragán-Coy y Forero-Ortega, 2014), las cuales se usaron para la obtención de tensores de esfuerzos. Los datos de planos estriados a escala mesoscópica incluyeron



el rumbo, buzamiento e inclinación del plano, así como el *pitch* y dirección de *pitch* de la estría. Para determinar la cinemática de cada falla se consideraron los indicadores señalados por Petit (1987), en especial los criterios de fracturas tipo Riedel. Con el fin de controlar la confianza de los datos con la certeza del movimiento de la falla se tuvo en cuenta el tipo de indicador cinemático usado, la nitidez y la penetración de los mismo en el plano de fractura. Estos factores más las propiedades de meteorización del afloramiento y de cada plano de falla permiten considerar la calidad o certeza del dato entre cierto, probable o supuesto.

El análisis cinemático de las fallas y la determinación de tensores de esfuerzos se basó en el método de Angelier (1979, 1994) usando el programa libre Win-Tensor 5.8 (Delvaux y Sperner, 2003), que considera inicialmente la coherencia mecánica de los datos en forma de Diedros Rectos para hacer una primera separación en subconjuntos y posteriormente realizar la inversión de esfuerzos con el módulo “*Rotational Optimization*”. Este método permite obtener la orientación del campo de esfuerzos, incluyendo la dirección del esfuerzo horizontal máximo ( $Sh_{max}$ ), con el cual es posible inferir la cinemática de las estructuras mayores según la localización de la estación donde se determina el tensor de esfuerzos. Con base en criterios de Anderson (1951), el programa indica además el régimen de esfuerzos en cada tensor según el esfuerzo principal que se encuentre vertical:  $\sigma_1$  (distensivo),  $\sigma_2$  (rumbo) y  $\sigma_3$  (compresivo). El programa también calcula la relación entre los esfuerzos principales:  $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$  y el índice del régimen de esfuerzos  $R'$ , que se complementa con el  $\sigma$  vertical, y de manera general considera: un régimen distensivo si  $R' = R$ , de rumbo si  $R' = 2 - R$ , y compresivo si  $R' = 2 + R$ . Según el valor de la relación  $R'$  se pueden dar regímenes combinados, es decir: distensión radial (0 - 0,25), distensión pura (0,25 - 0,75), transtensivo (0,75 - 1,25), rumbo puro (1,25 - 1,75), transpresivo (1,75 - 2,25), compresión pura (2,25 - 2,75), y compresión radial (2,75 - 3,00) (Delvaux *et al.*, 1997; Delvaux y Sperner, 2003). El programa ofrece distintas opciones para graficar los tensores de esfuerzos obtenidos. Aquí se presentan con flechas para facilitar la visualizar del  $Sh_{max}$  el esfuerzo mínimo horizontal ( $Sh_{min}$ ) y con balones de playa con las soluciones de fallas y con los cuadrantes de extensión en azul y los de compresión en blanco.

Los diagramas Rosa obtenidos a partir de los planos de diaclasas se generaron con el programa libre Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2012). Estas proyecciones permiten observar la dirección preferencial de los

planos de fracturas, con la cual es posible sugerir relaciones genéticas con las estructuras mayores y con las fallas involucradas en la obtención de los tensores de esfuerzos.

## Resultados

### Estructuras geológicas

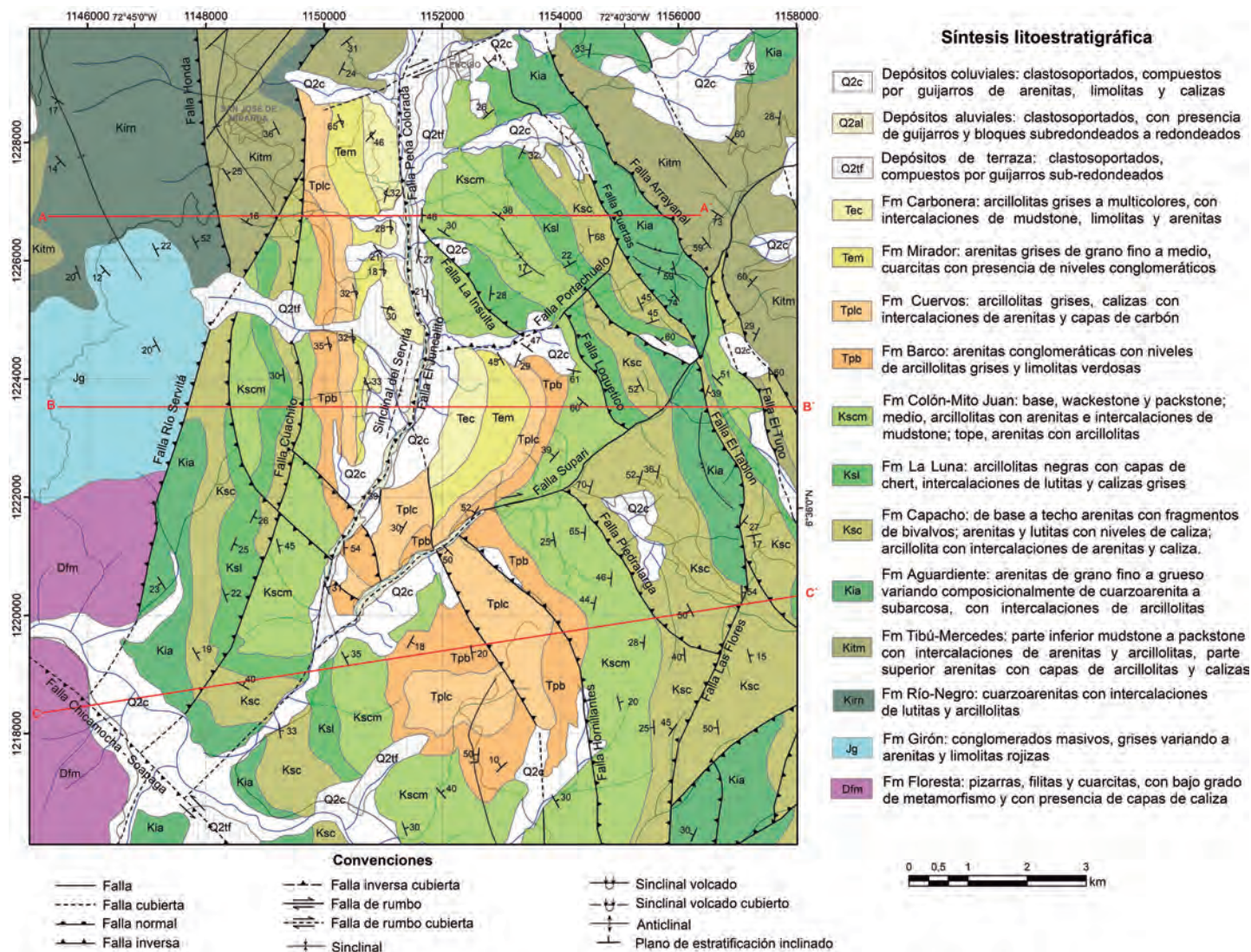
Las unidades más antiguas que afloran en la zona corresponden a rocas metamórficas de bajo grado y sedimentarias de la Formación Floresta, sobre las cuales reposan en discordancia rocas sedimentarias de la Formación Girón, así como, la secuencia cretácica, desde la Formación Río Negro hasta la Formación Colón-Mito Juan y la secuencia sedimentaria del Paleógeno con las formaciones Barco, Cuervos, Mirador y Carbonera. En un paisaje de valle interandino dominado por el río Servitá, también aparecen depósitos Cuaternarios en terrazas, depósitos aluviales, conos de deyección y coluviones en las laderas.

Fallas longitudinales N-S dominan la configuración estructural al occidente de la zona (Figura 3). La FRS es la principal estructura de la zona, presenta vergencia al E y en su bloque colgante afloran las formaciones Floresta, Girón y Río Negro, esta última también afectada por la Falla Honda, subparalela a la FRS. Se observan también otras fallas longitudinales (Cuachito y El Juncalito) que con inclinaciones al occidente convergen en el subsuelo con la FRS (Figuras 3 y 4A). El paralelismo de estas fallas se ve cortado al suroccidente de la zona por un trazo transversal de rumbo NW que corresponde a la Falla Chicamocha-Soapaga.

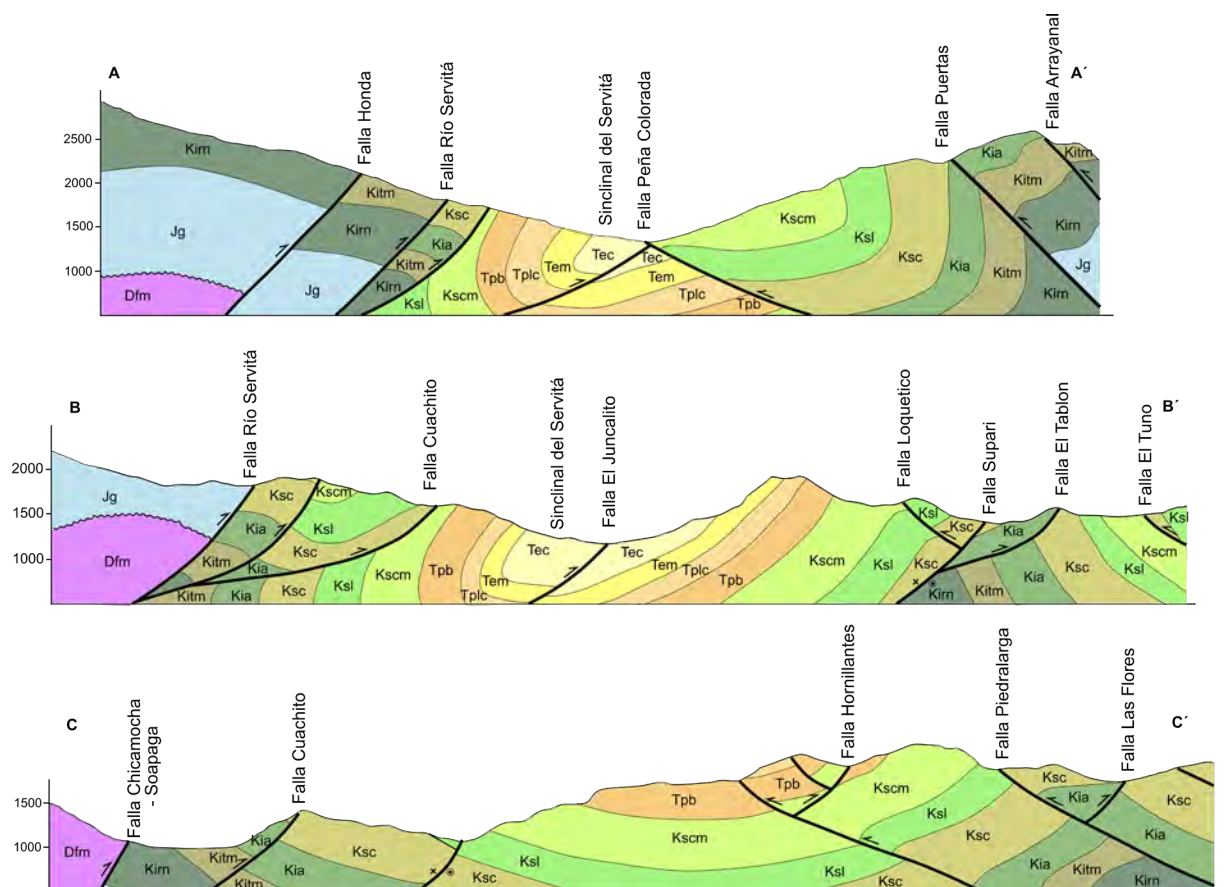
En el centro del área resalta toda la secuencia del Paleógeno que conforma el Sinclinal del Servitá, un pliegue cerrado, con cabeceo al sur, y asimétrico por su flanco occidental invertido (Figuras 3 y 4B). A partir de este sinclinal y hacia el nororiente del área, a medida que la altitud aumenta, la secuencia del Cretácico aparece con sus unidades más antiguas, relacionadas también con cabalgamientos de vergencia al W como las fallas de Peña Colorada, La Insulta, Puertas y Arrayanal (Figuras 3 y 4A).

Hacia el suroriente la configuración estructural se modifica por la aparición de fallas transversales. Se destaca la Falla Supari, como una falla de rumbo dextral que se desprende de la Falla El Juncalito (asociada a la FRS), la cual limita al suroriente al Sinclinal del Servitá y continúa con su orientación NE afectando las unidades más antiguas del Cretácico.

**Figura 3.** Mapa geológico modificado de la plancha 136 Málaga (Vargas *et al.*, 1976; Cardozo *et al.*, 2016b). Se destacan las estructuras longitudinales como la FRS y paralelas, así como el Sinclinal del Servitá que afecta principalmente a la secuencia del Paleógeno. También fallas transversales NE de rumbo como Supari y Portachuelo. Otras fallas de cabalgamiento con vergencias encontradas se encuentran hacia el oriente de la zona. El recuadro marca la zona de obtención de datos estructurales para análisis cinemático.







**Figura 4.** Secciones geológicas transversales. **A.** Corte A-A' ubicado al norte de la zona, en el que se destaca la FRS y el sinclinal invertido del Servitá. **B.** Corte B-B' ubicado en el centro del área de estudio, incluye la FRS como una falla inversa de alto ángulo y el Sinclinal del Servitá con la Falla El Juncalito afectando su núcleo. **C.** Corte C-C' ubicado al sur de la zona de estudio, se muestra la Falla de Chicamocha – Soapaga, de alto ángulo de inclinación, y los cabalgamientos y retrocabalgamientos que con vergencia principal al E afectan la secuencia del Cretácico (escala cortes geológicos 1:1).

En esta zona se observan también un sinclinal abierto y fallas de cabalgamiento que con vergencia contraria se unen y afectan a las rocas cretácicas en un entramado de cabalgamientos y retrocabalgamientos (Figuras 3 y 4C).

La Falla de Portachuelo es paralela a la Falla Supari, pero limitando al norte las unidades paleógenas del flanco oriental del Sinclinal del Servitá. Llama también la atención la deformación en el núcleo de este sinclinal, ya que mientras en el sur la Falla El Juncalito se manifiesta en estrecha relación con el plano axial del pliegue, ambos con vergencia al E (Figura 4B), hacia el norte esta falla y el flanco oriental del sinclinal son cubiertos por la secuencia del Cretácico que aflora a lo largo de la Falla Peña Colorada con vergencia contraria (al occidente) (Figura 4A).

### Tensores de esfuerzos

Los resultados del procesamiento de los planos estriados de falla y la obtención de tensores de esfuerzo se muestran en la Tabla 1, se grafican según su ubicación en el mapa de la Figura 5, junto con la proyección de los planos involucrados para el cálculo de cada tensor, la orientación de los ejes de esfuerzos principales y la representación del tensor en balones de playa.

Los tensores de esfuerzos resultantes se separan en tres grupos según su orientación. En la mayoría de estaciones (70%) se consiguieron al menos dos direcciones de tensores de esfuerzos, con excepción de S1, S7 y S10, donde sólo se obtuvo un tensor debido a la baja cantidad de datos medidos, y en S8 donde



se tiene la mayor cantidad de planos estriados (30), resultando en tres tensores de esfuerzos (Tabla 1). Del total de 148 de planos estriados medidos, se usaron 121 para la obtención de los tensores, es decir, que el 18% de los datos se descartaron por no presentar coherencia mecánica con los subconjuntos definidos por el programa. Esta coherencia fue determinada a partir de la distribución de los datos en el círculo de Mohr, en el que son procesados los planos ubicados en el campo de fallas neoformadas (a lo largo de la envolvente de Mohr-Coulomb) o reactivadas, evitando datos del campo estable, que pueden corresponder a tensores diferentes y probablemente más antiguos (Velandia, 2017). Se aclara que un mismo tensor de esfuerzos puede resultar con varios regímenes según el tipo de estructuras que se mida, por ejemplo, en una estación de campo pueden coexistir fallas de rumbo, que darán un régimen transcurrente (rumbo), con fallas normales o inversas de donde resultarán regímenes de distensión o compresión, respectivamente.

**Tensor W-E:** la solución de inversión realizada en los datos de estría de falla sugiere tres regímenes de esfuerzos asociados al tensor W-E (Figura 5A). El régimen compresivo de este tensor explica las fallas longitudinales de cabalgamiento como la estructura regional FRS y splay del abanico imbricado con vergencia al E (Figuras 3 y 4), el cual es observado especialmente en la proyección de planos de la solución de los tensores en las estaciones S5 y S8 (Figura 5). La solución de los tensores en régimen de rumbo (S2 y S3) muestra principal relación con fallas verticales dextrales con tendencia NE, evidentes en las proyecciones estereográficas. Entretanto, los tensores en régimen distensivo muestran soluciones con fallas paralelas al tensor W-E (S1, S4 y S6), aunque la proyección de planos de falla también indica tendencias NE (S4 y S6).

**Tensor SW-NE:** este tensor también está representado por tres regímenes de esfuerzos (Figura 5B). El distensivo, obtenido en S2 y S6 presenta orientación SE-NW del  $Sh_{min}$ , lo cual implica que el  $Sh_{max}$  corresponde al esfuerzo principal intermedio ( $\sigma_2$ ). En este régimen, los planos de falla predominantes en ambas estaciones presentan tendencia NE, paralelos al  $Sh_{max}$  y los planos resultantes de la solución de inversión se pueden relacionar tanto con las fallas NE

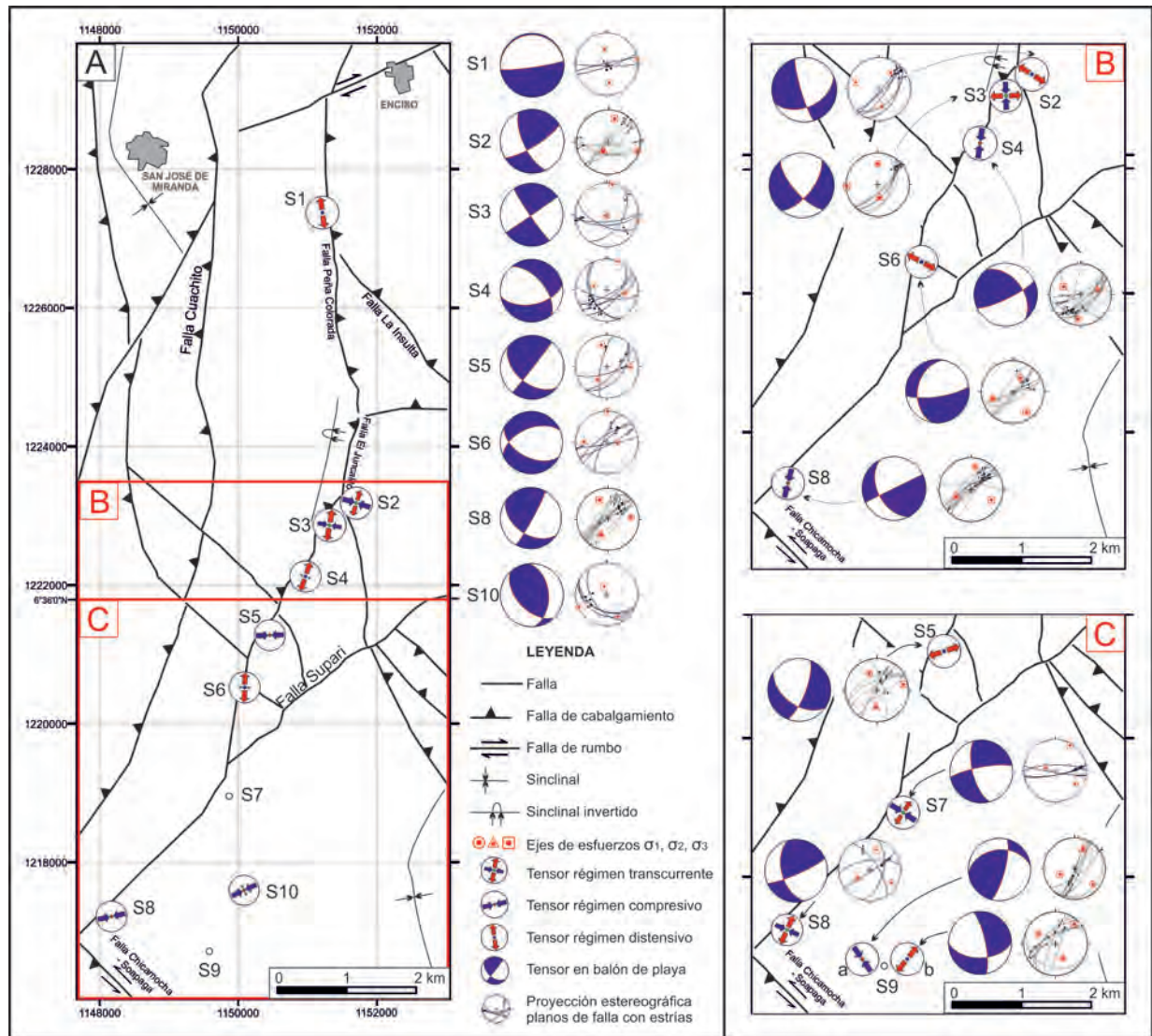
como con las estructuras longitudinales regionales (ver proyecciones estereográficas de los planos y comparar con mapa de estructuras; Figuras 3 y 5). El régimen de rumbo está sólo representado en la estación S3 y aunque la dirección  $Sh_{max}$  es S-N, éste se obtiene también a partir de fallas NE (proyección estereográfica), representadas principalmente en la solución del balón de playa o diedro recto (Figura 5B, estación S3); además, dado que este tensor local no guarda una relación directa con el tensor SW-NE, se asume alguna rotación por el marco estructural que rodea la estación (cruce de fallas). El régimen compresivo muestra coherencia en las fallas NE y NW que arroja la solución de inversión de esfuerzos.

**Tensor SE-NW:** este se observa en rumbo puro (S7 y S8) con soluciones de fallas que corresponden con las estructuras cartografiadas con orientación W-E y NW (Figura 5C). También aparece en regímenes de extensión (S5 y S9b) y compresión oblicua (S9a), estos tensores muestran igualmente relación con las fallas regionales de tendencia NE.

## Diaclasas

El número de datos de planos de diaclasas medidos varían según el tipo roca y la calidad de los afloramientos. La deformación en unidades incompetentes, como las formaciones La Luna y Cuervos, genera principalmente *boudins* y fallas de acomodamiento en los pliegues previamente formados, mientras que las rocas competentes de la Formación Aguardiente e intercalaciones resistentes de la Formación Capacho desarrollan planos de fallas y diaclasas. Por esta razón es posible la variación en el número de planos medidos, desde seis datos en rocas incompetentes (estación KA024; Figura 6), hasta 165 planos de diaclasas en rocas competentes (estación KA036; Figura 6).

En todas las estaciones, con excepción de KA-014, la orientación predominante de las diaclasas es NE (Figura 6), paralela al trazo de la principal falla transversal de la zona (Falla Supari), aunque, en algunas estaciones cercanas a la Falla El Juncalito se presentan familias de diaclasas con orientación un poco más al norte (NNW-SSE), paralelas a esta falla de cabalgamiento (KA-016, KA-017; Figura 6).



**Figura 5.** Mapa de estructuras geológicas con tensores de esfuerzos obtenidos a partir de planos estriados de falla. Se grafican también los planos involucrados en el cálculo del tensor en proyección estereográfica en el hemisferio inferior con la orientación de los ejes de los esfuerzos principales; además los tensores en formato de balón de playa, en los cuales los cuadrantes blancos corresponden a compresión y los azules a extensión.

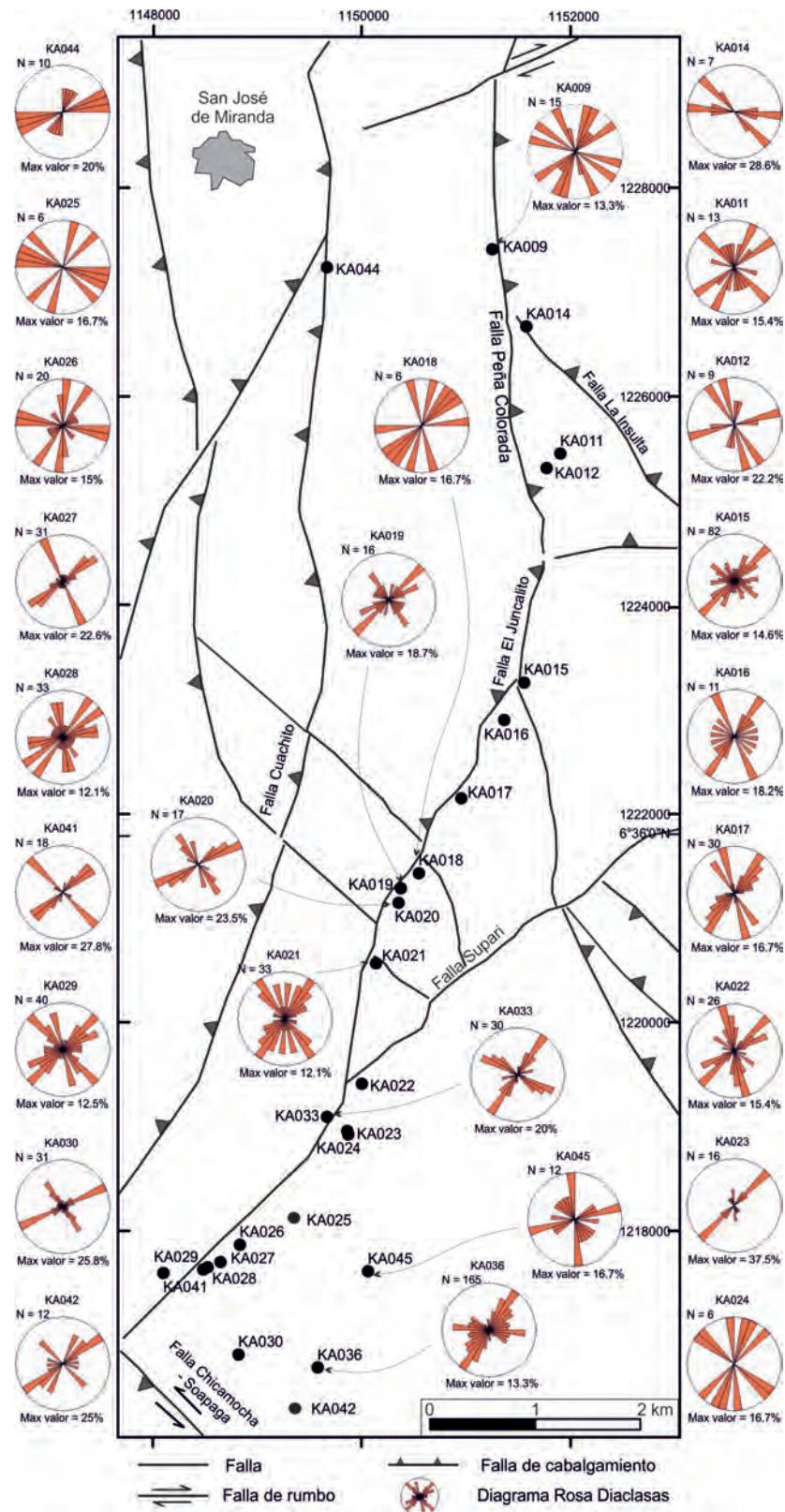
En la mayoría de estaciones también es evidente el desarrollo de diaclasas con dirección NW, cuyo ángulo con las fracturas NE no muestra una clara relación de perpendicularidad o como trazos conjugados, ya que la diferencia aproximada es de 70° a 80°. La relación de cizalla (aproximadamente a 60°) sólo es evidente al sur de la zona (Figura 6), en la estación KA-036, con

un eje de máximo acortamiento horizontal orientado SW-NE. En algunas ocasiones la relación angular, como conjugadas, sólo refleja los planos de las fallas presentes, por ejemplo, en la estación KA-022, cercana a la esquina que configuran las fallas El Juncalito (localmente S-N) y Supari (NE) (Figura 6).

**Tabla 1.** Síntesis de los resultados obtenidos en el procesamiento de los planos de estriados de falla, se relaciona los tensores generados, la orientación de los esfuerzos principales, el número de datos estructurales medidos, las relaciones R y R', los parámetros estadísticos:  $\alpha$  (ángulo promedio de error entre la dirección de deslizamiento observada y modelada), y F5 (valor medio de la función de optimización), la orientación del esfuerzo horizontal máximo (Shmax) y el régimen de esfuerzos deducidos por el programa.

Sitio	Coordenadas		Unidad Geológica	n sub-conj.	n total sitio	Ejes de esfuerzos			Count. Dev.	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	Régimen de esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)				$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$							
S1	-72,709789	6,650762	Carbonera	3	4	51/352	00/082	39/172	7,2			0,5	0,39	082	Distensión pura
S2	-72,707117	6,613194	Carbonera	7	15	06/108	63/210	26/015		11,7	7,6	0,32	1,68	107	Rumbo puro
				5	8	37/035	44/171	23/285		4,1	0,7	0,11	0,89	032	Transtensión
S3	-72,708871	6,609926	Cuervos	7	11	34/360	56/172	04/267		5,4	2	0,57	1,43	178	Rumbo puro
				4	4	03/100	86/226	04/010	29,2			0,75	1,35	100	Rumbo distensivo
S4	-72,712587	6,603229	Cuervos	13	25	21/186	43/075	40/295		9,5	4	0,16	1,84	008	Transpresión
				7	12	54/288	36/111	01/020		7,5	4,5	0,42	0,42	109	Distensión pura
S5	-72,716266	6,596730	Barco	7	14	41/335	45/183	15/078		5,3	3,2	0,39	0,61	162	Distensión pura
				4	7	27/092	48/216	29/345		4,3	3,2	0,24	1,76	088	Transpresión
S6	-72,720003	6,588921	Colón-Mito Juan	7	15	47/028	34/252	23/145		1,7	0,1	0,01	0,01	028	Distensión
				5	8	62/094	28/271	01/002		8,9	2,8	0,38	0,38	092	Distensión pura
S7	-72,722475	6,574084	La Luna	4	5	24/124	65/284	08/031		2,6	0,4	0,31	1,69	123	Rumbo puro
S8	-72,735035	6,562402	Aguardiente	12	30	26/085	45/204	33/336		4,4	1,8	0,38	1,62	079	Rumbo compresivo
				12	18	28/010	47/244	29/117		3,6	0,8	0,24	1,76	014	Transpresión
				4	6	19/121	50/236	33/018		1,1	3,4	0,63	1,37	114	Rumbo puro
S9	-72,725142	6,553868	Aguardiente	8	24	23/130	33/024	48/248		11	7,6	0,69	2,69	145	Compresión
				8	16	38/301	48/153	16/044		13,7	9,8	0,51	0,49	129	Distensión
S10	-72,720780	6,562209	Capacho	4	5	03/245	21/154	69/341		10,6	3,7	0,27	2,27	065	Compresión pura





**Figura 6.** Diagramas Rosa con la orientación de las diaclasas medidas en cada estación de campo. Se indica el número de planos considerados en cada estación y el máximo porcentaje de datos que alcanza el círculo, con intervalos cada 10°.

## Discusión

### Estilo estructural

Se interpreta que el estilo estructural que exhibe la FRS es de piel gruesa por presentar en su bloque colgante las unidades más antiguas del área (Formación Floresta del Devónico) y la secuencia sedimentaria del Jurásico. En las secciones geológicas transversales (Figura 4) se muestra la geometría en profundidad con el alto ángulo de la FRS y su relación con las fallas longitudinales S-N. Aunque la Falla Honda que aparece en el bloque colgante de la FRS muestra un incipiente abanico dirigido o retrocedente, las fallas más notorias conforman un abanico imbricado arrastrado o avanzante, tales como las fallas de Cuachito y El Juncalito que con vergencia al E alcanzan a invertir el flanco occidental del Sinclinal del Servitá ubicado en el bloque yacente. Se asume que las fallas que afectan este bloque, con la misma inclinación al occidente que la FRS, configuran un estilo de piel delgada a medida que su ángulo de inclinación disminuye y afectan a las unidades sedimentarias más jóvenes (Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Saylor *et al.*, 2012; Jiménez *et al.*, 2014). Sin embargo, este abanico imbricado implica despegues y convergencia en profundidad con el trazo de la falla principal en piel gruesa (Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Velandia, 2005; Tesón *et al.*, 2013), esto debido a que la FRS tiene una historia de inversión tectónica al ser relacionada con el trazo de la Falla de Soapaga (Velandia, 2017), la cual ha sido documentada en la inversión del hemigraben Masozoico (Cooper *et al.*, 1995; Tesón *et al.*, 2013).

El estilo de piel gruesa también está representado al suroccidente de la zona por la Falla Chicamocha - Soapaga, (Figuras 3 y 4), mientras que, hacia el oriente del área las fallas de cabalgamiento muestran una vergencia principal al W, con retrocabalgamientos asociados, cuya interacción define una serie de estructuras en *pop-up* (Figuras 3 y 4C).

La deformación también es acomodada a través de fallas transversales SW-NE (fallas Portachuelo y Supari) y SE-NW (fallas Portalarga, La Insulta, El Tablón), que limitan en ocasiones secuencias litológicas con buzamientos contrarios (Falla Portachuelo; Figura 3), así mismo, la deformación es propagada por medio de pliegues asimétricos que se desarrollan paralelos al trazo de las fallas, con ejes principalmente NW-SE (Figura 3), y por fallas que cortan longitudinalmente los pliegues hacia el núcleo (Falla El Juncalito; Figura

4B), estas últimas constituyen estructuras secundarias de acomodación de pliegue o fallas inversas fuera del sinclinal, como las explicadas por Mitra (2002).

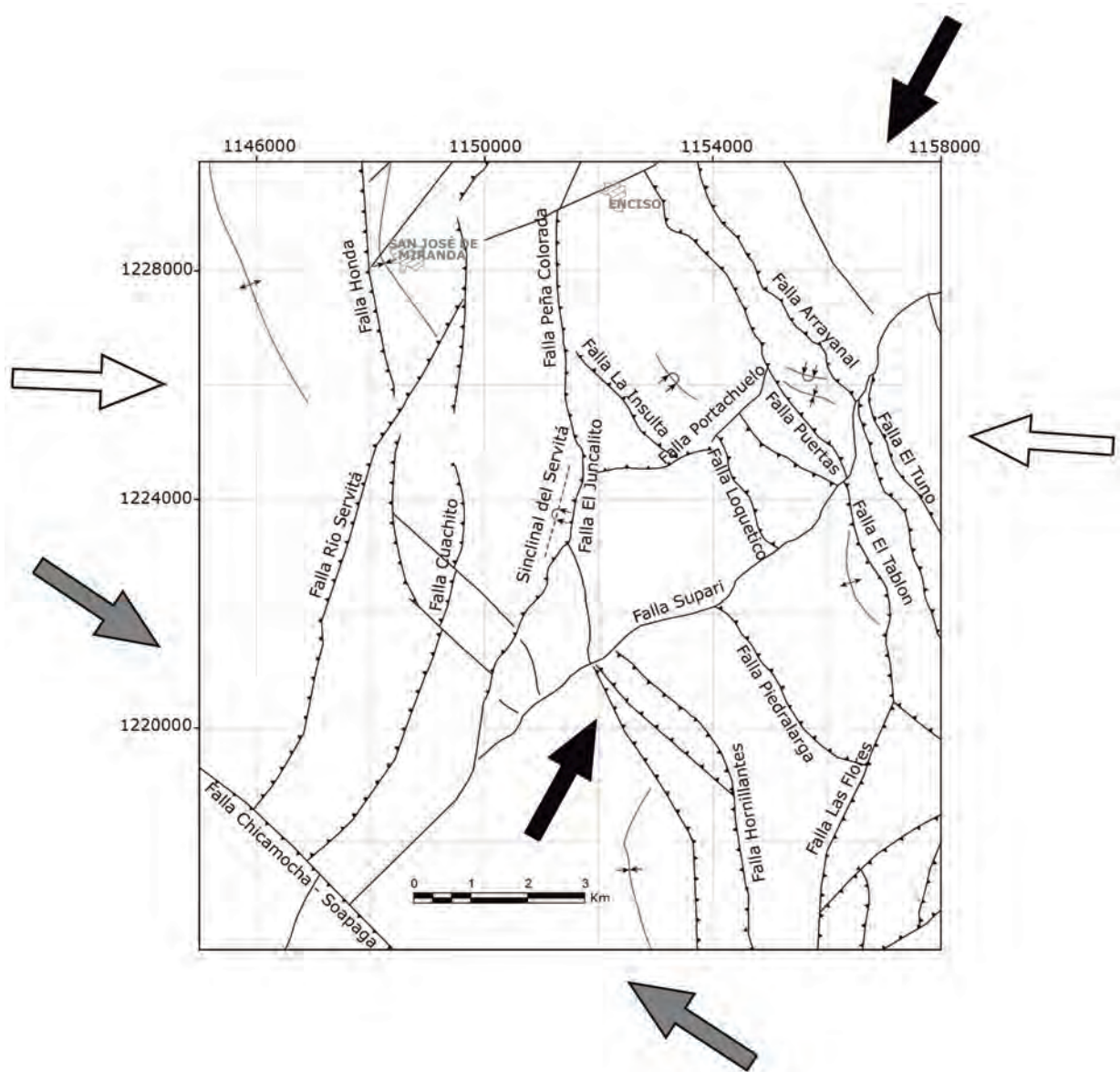
Hacia la parte central de la zona de estudio (Figura 3) aflora la secuencia del Paleógeno en medio de la secuencia cretácica deformada, limitada por las fallas Portachuelo y Supari, las cuales presentan movimientos laterales izquierdo y derecho, respectivamente, consideradas como rampas laterales de las fallas de cabalgamiento Piedralarga, Loquetico y La Insulta (Cardozo *et al.*, 2016a).

### Tensores de esfuerzos

La cinemática y geometría de las fallas longitudinales como la FRS (que desarrolla un estilo estructural de piel gruesa) y subparalelas como *splays* del abanico imbricado asociado (Figuras 3 y 4), permiten relacionarlas con un  $S_{max}$  W-E. Este tensor de esfuerzos explica principalmente la vergencia al E del bloque colgante de la FRS y su abanico. La compresión generada por este tensor también causa que en el bloque yacente se presente la inversión del flanco occidental del Sinclinal del Servitá que afecta la secuencia del Paleógeno (Figuras 3 y 4), estructura donde se genera la Falla El Juncalito como parte del abanico de la FRS y como un acomodamiento a partir del núcleo del sinclinal (*out-of-syncline thrusts*; Mitra, 2002). Además, este tensor de esfuerzos W-E indica para la mayoría de estaciones (Figuras 5A y 7) una relación con las fallas transversales NE y NW (por ejemplo, Falla Supari), que también se puede observar en las soluciones de los balones de playa (Figura 5A). Esto se interpreta como una reactivación con fallas de rumbo (transversales) del tensor W-E que inicialmente originó las fallas inversas (longitudinales).

Entre tanto el tensor SW-NE (Figura 7), también con soluciones de falla con tendencia S-N (Figura 5B), muestra especial relación con las fallas NE que se caracterizan por componentes en el rumbo. De manera general este tensor de esfuerzos SW-NE explica la compresión y consecuentes cabalgamientos a lo largo de las fallas NNW, es decir, el estilo estructural con retrocabalgamientos y *pop-up* asociados.

El tensor SE-NW muestra relación con las estructuras regionales NE (Figura 7), bien como cabalgamientos o con componente de rumbo en las estructuras NW presentes al sur del área (Falla Chicamocha-Soapaga), más relacionadas con la parte sur del sistema de fallas de Bucaramanga (Velandia y Bermúdez, 2018).



**Figura 7.** Esquema simplificado de los tensores de esfuerzos relacionados con el marco estructural al sur del Río Servitá (Santander). Flechas negras, grises y blancas asociadas a la dirección de tensor generado por la Cuña de Pamplona, la Falla de Bucaramanga y la Falla Río Servitá, respectivamente.

### ***Diaclasas***

Las familias principales de diaclasas corresponden a planos desarrollados en direcciones NE (Figura 6), sin embargo, se presentan planos NW formados a ángulos entre 70° y 80°, los cuales podrían considerarse como planos de tensión, que están relacionadas con un eje de máximo acortamiento horizontal SW-NE o en dirección ortogonal SE-NW. También podrían corresponder con fracturas de cizalla, que se desarrollarían con un tensor

en dirección SEE-NWW, tal como se observa en las estaciones KA-030, KA-041, KA-042, KA-020 (Figura 6), este tensor también estaría relacionado con planos de diaclasas de tensión presentes en las estaciones KA-025, KA-026 y KA-033. En general, las orientaciones de los planos de diaclasa muestran correspondencia con la mayoría de fallas cartografiadas, aunque la relación es más clara con las estructuras de rumbo NE (Figura 6).



## Marco regional y temporalidad

En este límite suroriental del Macizo de Santander (Velandia, 2017) con la cuenca del Cocuy (Fabre, 1983), se destacan las fallas longitudinales S-N como la FRS y sus asociadas en abanico imbricado de cabalgamientos con vergencia E, así como el Sinclinal del Servitá en el centro de la zona, las cuales muestran relación directa con el tensor de esfuerzos W-E (Figura 7). Mientras que, las fallas de cabalgamiento con vergencia al SW y las fallas transversales (NE) asociadas como rampas laterales, se interpretan con origen en la zona de Chitagá-Pamplona por un tensor SW-NE (Figura 7) que Velandia (2017) asocia al efecto radial de la Cuña de Pamplona. La orientación predominante de diaclasas al NE resulta perpendicular a la mayoría de fallas de cabalgamiento con rumbo NW, por lo cual se interpretan como fracturas de tensión, sin descartar que ligeras variaciones en su dirección se relacionen con fallas sintéticas tipo R de las fallas de rumbo NE, como las fallas Suparí y Portachuelo.

Respecto a la Falla de Chicamocha-Soapaga y el tensor SE-NW que aparece en su vecindad (Figura 5C), se infiere que se trata de la relación de campo de esfuerzos asociados al trazo de la Falla de Bucaramanga, la cual impone una cinemática sinistral especialmente en su terminación sur (Velandia y Bermúdez, 2018). Si bien, el trazo principal de esta falla no aflora en la zona de estudio, Velandia (2017) propone que la Falla de Bucaramanga funciona como una estructura en flor positiva cuya falla lateral más oriental corresponde a la Falla Chicamocha-Soapaga. El arrastre al NW, generado por la cinemática sinistral del sistema de fallas de Bucaramanga, impone en la zona el tensor SE-NW, el cual reactivaría las fallas longitudinales NE como sus *splays*, tanto a lo largo del buzamiento como en el rumbo (fallas oblicuas por transpresión). Hacia el norte de la zona, esta dirección del tensor puede estar influenciando la deformación que se sobreimpone a los pliegues longitudinales con un replegamiento de ejes NE (Figura 3). Las diaclasas con orientación SE-NW se interpretan como fracturas de tensión debidas a este tensor de esfuerzos.

Respecto de la temporalidad de los tensores de esfuerzos que dieron lugar a estructuras asociadas con la FRS (tensor W-E), a las fallas NW relacionadas con la cuña de Pamplona (tensor SW-NE) y con la Falla de Bucaramanga (tensor SE-NW), se asume que el primer tensor que afectó el área de estudio está relacionado con los eventos compresivos o

transpresivos que causaron la inversión de las cuencas del Mesozoico, con la FRS como una de las estructuras con buzamiento al occidente que actuó inicialmente como falla normal y que, posteriormente fue invertida como falla de cabalgamiento en un estilo estructural de piel gruesa. Con los datos obtenidos en la zona no es posible diferenciar la temporalidad del tensor de esfuerzos que provoca la vergencia SW de las fallas de cabalgamiento NW, respecto del tensor relacionado con el arrastre sinistral de la Falla de Bucaramanga. Sin embargo, Velandia (2017) interpreta el tensor de esfuerzos SW-NE como el más reciente y lo relaciona con la convergencia hacia el Macizo de Santander de la Cuña de Pamplona (Indenter de Pamplona según Boinet *et al.*, 1985) y la distribución radial que causa en los tensores de esfuerzos.

## Conclusiones

Los tensores de esfuerzos obtenidos en las rocas sedimentarias del bloque yacente de la FRS indican tres direcciones principales del esfuerzo horizontal máximo. El tensor W-E explica la deformación en estilo de piel gruesa de la FRS con unidades del Paleozoico en el bloque colgante y *splays* en el bloque yacente (abanico imbricado), donde debido al régimen compresivo y vergencia al E se presenta además un sinclinal invertido con falla de acomodación desde el núcleo del pliegue (Sinclinal del Servitá).

A esta deformación asociada a la FRS se sobre imponen fallas de cabalgamiento, retrocabalgamientos, estructuras *pop-up* y pliegues que regionalmente muestran vergencia al SW. Esta deformación se relaciona con un tensor SW-NE que se ha interpretado como parte del efecto radial de la cuña o indenter de Pamplona, ubicada al nororiente de la zona de estudio.

La cinemática sinistral de la Falla de Bucaramanga tiene influencia en la zona por el tensor de esfuerzos SE-NW que se presenta al sur del área (debido al arrastre de la falla). Sin embargo, el carácter transpresivo de la Falla Chicamocha-Soapaga (que hace parte de la gran estructura en flor positiva de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga) también puede imprimir un tensor local SW-NE que se manifiesta en la zona a lo largo de las fallas transversales NE con cinemática de rumbo.

Las fallas transversales NE tienen importancia regional al desprenderse del sistema de la FRS y al actuar como rampas laterales de los cabalgamientos con vergencia

al SW. En la zona el intenso fracturamiento transversal (NE y NW) se manifiesta también estadísticamente en los diagramas Rosa de las diaclasas medidas.

## Agradecimientos

Agradecemos al Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander y al Grupo de Investigación en Geodinámica de Tectónica (DGB) del Servicio Geológico Colombiano (SGC). También a los dos revisores anónimos, cuyos comentarios y observaciones nos permitieron reorganizar y mejorar el manuscrito.

## Referencias

- Allmendinger, R.W.; Cardozo, N.C.; Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: Vectors and Tensors*. New York: Cambridge University Press.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. 2nd ed. Edinburgh: Oliver and Boyd.
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4), 17-26. doi: 10.1016/0040-1951(79)90081-7
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: P.L. Hancock (eds.). *Continental Deformation* (pp. 53-100). Oxford: Pergamon Press.
- Audemard, F.E.; Audemard, F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the south America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00218-9
- Barragán-Coy, E.K.; Forero-Ortega, A.J. (2014). Análisis mesoestructural en el corredor aledaño al Río Servitá entre Enciso y el Río Chicamocha, Santander. Tesis, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Bayona, G.; Cortés, M.; Jaramillo, C.; Ojeda, G.; Aristizabal, J.; Reyes, A. (2007). La deformación pre-Neógena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepaís. *Boletín de Geología*, 29(1), 51-59.
- Boinet, T.; Bourgois, J.; Mendoza, H.; Vargas, R. (1985). Le Poinçon de Pamplona (Colombie): Un jalon de la frontière meridionale de la plaque Caraïbe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 403-413.
- Caballero, V.; Parra, M.; Mora, A. (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca del Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32(1), 45-77.
- Cardozo, A.M.; Cetina, M.A.; Ibáñez, D.G.; Castro, E.; Villabona, J.J. (2016a). Memoria explicativa mapa geológico de la plancha 136-II escala 1:50.000. Servicio Geológico Colombiano, Bucaramanga.
- Cardozo, A.M.; Cetina, M.A.; Ibáñez, D.G.; Castro, E.; Villabona, J.J.; Patiño, H.; Bejarano, I. (2016b). Mapa geológico de la plancha 136II. Servicio Geológico Colombiano. Bucaramanga.
- Cediel, F.; Shaw, R.; Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: C. Bartolini; R. Buffler; J. Blickwede. (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics* (pp. 815-848). AAPG. Memoir, vol. 79.
- Chicangana, G.; Vargas-Jiménes, C.; Kammer, A.; Hernández-Hernández, T.A.; Ochoa-Gutiérrez, L.H. (2007). Caracterización sismotectónica regional preliminar de un sector del Piedemonte Llanero Colombiano: Corredor San Juan de Arama-Cumaral, Meta. *Boletín de Geología*, 29(1), 61-74.
- Colletta, B.; Hebrard, F.; Letouzey, J.; Werner, P.; Rudkiewicz, J. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In: J. Letouzey (Ed.). *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts* (pp. 81-100). Paris: Editions Technic.
- Cooper, M.A.; Addison, F.T.; Alvarez, R.; Coral, M.; Graham, R.H.; Hayward, A.B.; Howe, S.; Martínez, J.; Naar, J.; Peñas, R.; Pulham, A.J.; Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10), 1421-1443.
- Corredor, F. (2003). Eastward extent of the Late Eocene–Early Oligocene onset of deformation across the

- northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(6), 445-457.
- Cortés, M.; Angelier, J.; 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), 1-27. doi: 10.1029/2003TC001551
- Delvaux, D.; Moeys, R.; Stapel, G.; Petit, C.; Levi, K.; Miroshnichenko, A.; Ruzhich, V.; San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38. doi: 10.1016/S0040-1951(97)00210-2
- Delvaux, D.; Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212, 75-100. doi: 10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06
- Fabre, A. (1983). La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: esquema de evolución tectónica. *Geología Norandina*, 8, 21-27.
- Gómez, J.; Nivia, A.; Montes, N.; Jiménez, D.; Tejada, M.; Sepúlveda, M.; Osorio, J.; Gaona, T.; Diederix, H.; Uribe, H.; Mora, M. (2007). Mapa y Atlas Geológico de Colombia, escalas 1:2'800.000, 1:1'000.000 y 1:500.000. INGEOMINAS.
- Jiménez, G.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Bayona, G.; Mora, A. (2014). Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and nonrotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift. *Tectonics*, 33(11), 2233-2260. doi: 10.1002/2014TC003532
- Kammer, A. (1993). Steeply dipping basement fault and associated structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geología Colombiana*, 18, 47-64.
- Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24, 29-53.
- Kammer, A.; Mojica, J. (1996). Una comparación de la tectónica de basamento de las Cordilleras Central y Occidental. *Geología Colombiana*, 20, 93-106.
- Mitra, S. (2002). Fold accommodation fault. *AAPG Bulletin*, 86(4), 671-693.
- Mora, A. (2007). Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. PhD Thesis. Universidad de Potsdam, Potsdam, German.
- Mora, A.; Parra, M.; Strecker, M.R.; Kammer, A.; Dimaté, C.; Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2), 1-19. doi: 10.1029/2005TC001854
- Mora, A.; Reyes-Harker, A.; Rodríguez, G.; Tesón, E.; Ramírez-Arias, J.C.; Parra, M.; Caballero, V.; Mora, J.P.; Quintero, I.; Valencia, V.; Ibáñez, M.; Horton, B.; Stockli, D. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 411-442. doi: 10.1144/SP377.6
- NASA (2015). Alaska Satellite Facility. Consultado en junio de 2015. <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>
- Nie, J.; Horton, B.K.; Saylor, J.E.; Mora, A.; Mange, M.; Garzone, C.N.; Basu, A.; Moreno, C.J.; Caballero, V.; Parra, M. (2012). Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland systems: U-Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4), 111-126. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.11.002
- Parra, M.; Mora, A.; Sobel, E.R.; Strecker, M.R.; González, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 28(4), 1-27. doi: 10.1029/2008TC002423
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597-608. doi: 10.1016/0191-8141(87)90145-3



- Pulido, O.; Gómez, I. (2001). Geología de la Plancha 266. Villavicencio. Memoria explicativa y mapa Geológico escala 1:100.000.
- Royero, J.; Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS.
- Sassi, W.; Faure, J.L. (1996). Role of faults and layer interfaces on the spatial variations of stress regime in basins: inferences from numerical modeling. *Tectonophysics*, 266(1-4), 101-119. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00185-0
- Sarmiento-Rojas, L.F.; Van Wess, J.D.; Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 385-411.
- Saylor, J.E.; Horton, B.K.; Stockli, D.F.; Mora, A.; Corredor, J. (2012). Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement-involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 202-215. doi: 10.1016/j.jsames.2012.04.009
- Taboada, A.; Rivera, L.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813. doi: 10.1029/2000TC900004
- Tesón, E.; Mora, A.; Silva, A.; Namson, J.; Teixell, A.; Castellanos, J.; Casallas, W.; Julivert, M.; Taylor, M.; Ibáñez-Mejía, M.; Valencia, V. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 257-283. doi: 10.1144/SP377.10
- Toussaint, J.F.; Restrepo, J.J. (1990). Cronología de las acreciones de terrenos alóctonos en los Andes Colombianos. *Symposium International Geodynamique Andine*. Grenoble, Francia.
- Tripathy, V.; Saha, D. (2013). Plate margin paleostress variations and intracontinental deformations in the evolution of the Cuddapah basin through Proterozoic. *Precambrian Research*, 235, 107-130. doi: 10.1016/j.precamres.2013.06.005
- Vargas, R.; Arias, A.; Jaramillo, L.; Téllez, N. (1976). Geología de la Plancha 136 - Málaga, escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Vargas, R.; Arias, A.; Jaramillo, L.; Téllez, N. (1981). Geología del cuadrángulo I-13, Málaga. *Boletín Geológico*, 24(3), 1-76.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27(1), 81-94.
- Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander – énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. PhD Thesis. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Velandia, F.; Bermúdez, M.A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology*, 115, 190-207. doi: 10.1016/j.jsg.2018.07.020
- Villagómez, D.; Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160-161, 228-249.
- Whattam, S.A.; Stern, R.J. (2015). Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, 27(1), 38-63.

---

Anny Julieth Forero-Ortega  
ORCID:0000-0001-8222-9148

Francisco Velandia  
ORCID: 0000-0001-6263-0903

Evelin Karina Barragán-Coy  
ORCID: 0000-0003-0065-5333

---

Trabajo recibido: noviembre 15 de 2019  
Trabajo aceptado: abril 20 de 2020