

**Reevaluación de datos paleomagnéticos y de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética en la Cordillera Oriental, Colombia: Implicaciones en la evolución de los bloques Jurásicos**

Geol. Santiago Rodríguez Chavarro

Trabajo de Grado para optar al título de Magister en Geofísica

Director

PhD. Giovanni Jiménez Díaz

Codirector

M.Sc. Yesid Paul Goyes Peñafiel

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ciencias

Escuela de Física

Maestría en Geofísica

Bucaramanga

2025

**Dedicatoria**

*A mi abuela Tere, a mis padres y hermana, a mi novia.*

### **Agradecimientos**

Le doy un especial agradecimiento a mis padres que siempre están presentes, impulsándome y respaldándome en cada decisión. A mi hermana por su compañía cada día. A mi novia por su apoyo y siempre darme ánimos para continuar. A Giovanni Jiménez por su orientación y dedicación en este proceso y a Yesid Goyes por sus comentarios y sugerencias invaluable para el proyecto.

## Tabla de Contenido

<b>Introducción .....</b>	<b>13</b>
<b>1. Problema de investigación.....</b>	<b>15</b>
<b>2. Objetivos.....</b>	<b>18</b>
2.1 Objetivo general .....	18
2.2 Objetivos específicos .....	18
<b>3. Localización .....</b>	<b>19</b>
<b>4. Marco teórico .....</b>	<b>20</b>
4.1 Paleomagnetismo .....	20
4.2 Campo Magnético Terrestre (CMT).....	20
4.2.1 Modelo del dipolo axial geocéntrico.....	21
4.3 Registros paleomagnéticos en las rocas .....	23
4.3.1 Magnetización remanente natural .....	24
4.4 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM).....	24
4.4.1 Análisis estadístico de datos ASM .....	27
4.5 Técnicas de muestreo y pruebas de estabilidad.....	28
4.6 Aplicaciones.....	30
4.6.1 Corrección de la inclinación por aplanamiento y cálculo de paleolatitudes..	30
4.6.2 Acortamiento tectónico.....	32
4.6.3 Anisotropía de la susceptibilidad magnética y su aplicación en la determinación de paleocorrientes.....	39
<b>5. Estado actual del paleomagnetismo al norte de Colombia.....</b>	<b>41</b>

<b>6.</b>	<b>Marco Geológico.....</b>	<b>43</b>
6.1	Evolución y tectónica regional de los Andes del Norte .....	43
6.2	Marco Estructural.....	48
6.3	Marco Estratigráfico .....	53
<b>7.</b>	<b>Metodología .....</b>	<b>58</b>
7.1	Anisotropía de la susceptibilidad magnética del Grupo Girón en la sección de la Cuchilla del Ramo.....	58
7.2	Cálculo del factor de aplanamiento y corrección de la inclinación magnética .....	60
7.3	Cálculo del acortamiento tectónico a partir de ASM .....	61
7.4	Cálculo de paleocorrientes a partir de elipsoides de ASM .....	62
<b>8.</b>	<b>Base de datos .....</b>	<b>63</b>
8.1	Paleomagnetismo y Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética.....	63
<b>9.</b>	<b>Resultados .....</b>	<b>65</b>
9.1	ASM en el Grupo Girón.....	65
9.2	Cálculo del factor de aplanamiento y paleolatitudes corregidas.....	67
9.2.1	Cálculo del factor de aplanamiento en el modelo de referencia.....	67
9.2.2	Filtro de datos.....	68
9.2.3	Modelo del Triásico – Jurásico Inferior .....	69
9.2.4	Modelo del Jurásico Medio – Cretácico Inferior.....	70
9.2.5	Modelo del Cretácico – Cenozoico .....	70
9.2.6	Modelo general de la Cordillera Oriental.....	71
9.2.7	Datos calculados vs datos modelados.....	72

9.2.8	Paleolatitudes corregidas .....	74
9.3	Valor de acortamiento en la Cordillera Oriental .....	74
9.3.1	Selección de los datos .....	76
9.3.2	Cálculo del valor de acortamiento utilizando la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003) .....	78
9.3.3	Ecuación generada a partir de valores de acortamiento encontrados en la literatura 81	
9.4	Cálculo de paleocorrientes usando ASM en la Cordillera Oriental.....	84
<b>10.</b>	<b>Discusión.....</b>	<b>89</b>
<b>11.</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>95</b>
	<b>Referencias bibliográficas .....</b>	<b>98</b>
	<b>Apéndices .....</b>	<b>116</b>

### Lista de Figuras

Figura 1 <i>Efecto del aplanamiento en la inclinación del vector paleomagnético</i> .....	16
Figura 2 <i>Evolución de fábrica sedimentaria a fábrica tectónica descrita por el elipsoide ASM</i> . 17	
Figura 3 <i>Ubicación del área de estudio</i> .....	19
Figura 4 <i>Representación vectorial del campo magnético terrestre</i> .....	21
Figura 5 <i>Ilustración del modelo del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD)</i> .....	22
Figura 6 <i>Elipsoide de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética</i> .....	26
Figura 7 <i>Muestreo de núcleos con perforadora portátil</i> .....	28
Figura 8 <i>Evolución de la ASM a medida que aumenta la deformación</i> .....	32
Figura 9 <i>Gráfica del parámetro de forma T versus el porcentaje de acortamiento</i> .....	36
Figura 10 <i>Modelo conceptual de cambios en el parámetro de forma a medida que hay un aumento de la deformación</i> .....	37
Figura 11 <i>Datos ASM según el tipo de flujo</i> .....	41
Figura 12 <i>Modelos tectónicos del Jurásico junto al mecanismo de crecimiento continental</i> .....	45
Figura 13 <i>Secciones esquemáticas representando la evolución de los Andes Colombianos</i> .....	48
Figura 14 <i>Distintos estilos estructurales en la CO según Tesón et al. (2013)</i> .....	50
Figura 15 <i>Dominios estructurales de la CO. Tomado de Sarmiento (2011a)</i> .....	52
Figura 16 <i>Diagrama de Wheeler de la Cuenca Cordillera Oriental y sus cuencas adyacentes</i> . .	57
Figura 17 <i>Localización de las 63 muestras y mapa geológico del flanco oriental del Anticlinorio de Los Yariguíes</i> .....	59
Figura 18 <i>Ubicación de la información utilizada en el proyecto de investigación</i> .....	64
Figura 19 <i>Gráficas de los resultados de ASM en el Grupo Girón</i> .....	66

Figura 20 <i>Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Garcés et al. (1996b)</i> .....	68
Figura 21 <i>Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Jiménez et al. (2022)</i> .....	69
Figura 22 <i>Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Jiménez et al. (2021, 2022)</i> .....	70
Figura 23 <i>Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Jiménez et al. (2014) y García y Jiménez (2016)</i> .....	71
Figura 24 <i>Ajuste y correlación usando curve fit para el conjunto total de datos.</i> .....	72
Figura 25 <i>Recopilación de secciones balanceadas y datos de ASM disponibles</i> .....	75
Figura 26 <i>Clústeres generados a partir de K-Means en los datos de ASM para el cálculo de la ecuación ajustada a los datos de la CO.</i> .....	82
Figura 27 <i>Ajuste de la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003) con la información de la CO84</i>	
Figura 28 <i>Mapa de paleocorrientes para el Jurásico</i> .....	87
Figura 29 <i>Mapa de paleocorrientes para el Cretácico y Cenozoico.</i> .....	88

**Lista de tablas**

Tabla 1 <i>Aplanamiento y coeficiente de Spearman de los modelos</i> .....	73
Tabla 2 <i>Recopilación de valores de acortamiento</i> .....	75
Tabla 3 <i>Cálculo del valor de acortamiento por zona</i> .....	78
Tabla 4 <i>Cálculo del valor de acortamiento por formación</i> .....	80
Tabla 5 <i>Cálculo del valor de acortamiento agrupando con el algoritmo K-Means</i> .....	83

## Lista de apéndices

### Los apéndices están disponibles en el Repositorio Institucional

**Apéndice A.** Base de datos de paleomagnetismo y anisotropía de la susceptibilidad magnética

**Apéndice B.** Resultados de anisotropía de la susceptibilidad magnética en 63 muestras del Grupo Girón medidas en este trabajo

**Apéndice C.** Conjunto de datos utilizados para el modelamiento *Curve fit*

**Apéndice D.** Diagramas de Flinn con parámetros ASM.

**Apéndice E.** Elipsoides ASM – Diagramas de rosa K3

## Resumen

**Título:** Reevaluación de datos paleomagnéticos y de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética en la Cordillera Oriental, Colombia: Implicaciones en la evolución de los bloques Jurásicos. \*

**Autor:** Santiago Rodríguez Chavarro\*\*

**Palabras Clave:** Paleomagnetismo, Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, Evolución, Inclinación, Acortamiento, Paleocorrientes, Modelos.

El campo magnético terrestre ha sufrido variaciones durante la historia geológica y las técnicas geofísicas de paleomagnetismo y Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) permiten reconstruir su evolución y conocer su relación con los procesos tectónicos y sedimentarios. En el complejo contexto geológico de la Cordillera Oriental (CO), la escasez de información en algunas zonas genera incertidumbres y distintas interpretaciones geológicas, como se ve reflejado en los diferentes modelos (Jurásico-Cretácico) paleogeográficos tectónicos, sedimentológicos, entre otros. Por esto, se aplicaron metodologías que involucran las dos técnicas mencionadas anteriormente para corregir el factor de aplanamiento, analizar el acortamiento tectónico a partir de ASM y determinar direcciones de paleocorrientes en la CO, buscando reducir incertidumbres y mejorar las interpretaciones paleográficas y estructurales del Jurásico-Cretácico de la región.

Los resultados indican un factor de aplanamiento en la CO de  $0.93 \pm 0.22$ , sugiriendo inclinaciones sin aplanamiento significativo. Esto significa que los bloques tectónicos del Triásico-Jurásico Temprano se desplazaron desde el hemisferio sur, mientras que los bloques del Jurásico Medio-Cretácico Temprano estuvieron en paleolatitudes norte cercanas a su posición actual. Por otro lado, los valores de acortamiento obtenidos con ASM son consistentes con la mayoría de los reportados por restauración de secciones balanceadas, soportando la hipótesis de que la CO se estructuró por inversión de fallas normales preexistentes, sin evidencias de acortamientos excesivos.

Finalmente, las paleocorrientes sugieren que los procesos tectónicos han controlado de forma significativa la orientación de estas a lo largo del tiempo, con direcciones más homogéneas en la zona axial de la CO que en sectores cercanos a las Fallas de Bucaramanga y Suárez durante el Jurásico y Cretácico.

Esta investigación propone el uso de las metodologías geofísicas del paleomagnetismo y ASM como herramientas complementarias para la caracterización estructural y sedimentaria, así como para interpretar procesos geofísicos como la evolución geomagnética.

---

\* Trabajo de grado

\*\* Escuela de Física. Maestría en Geofísica. Director: PhD. Giovanni Jiménez Díaz. Codirector: M.Sc. Yesid Paul Goyes Peñafiel

### Abstract

**Title:** Re-evaluation of Paleomagnetic and Anisotropy of Magnetic Susceptibility data in the Eastern Cordillera, Colombia: Implications for the evolution of Jurassic blocks. \*

**Author(s):** Santiago Rodríguez Chavarro \*\*

**Key Words:** Paleomagnetism, Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Evolution, Inclination, Shortening, Paleocurrents, Models.

The Earth's magnetic field has undergone secular variations throughout geological epochs and the geophysical techniques of paleomagnetism and Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) enables the reconstruction of its evolutionary trajectory and the elucidation of its intricate relationship with tectonic and sedimentary processes. Within the geologically intricate framework of the Eastern Cordillera (EC), the scarcity of information in some areas engenders considerable uncertainties and divergent geological interpretations, as reflected in the different paleogeographic tectonic and sedimentological models (Jurassic-Cretaceous), among others. Consequently, a methodological approach integrating both aforementioned techniques was deployed to address critical issues, specifically: correction of the flattening factor, quantitative assessment of tectonic shortening utilizing AMS data, and determination of paleocurrent orientations, seeking to reduce uncertainties and improve paleogeographic and structural interpretations of the Jurassic-Cretaceous in the region.

Empirical results indicate a flattening factor in the EC of  $0.93 \pm 0.22$ , suggesting inclinations without significant flattening. This means that the Triassic-Early Jurassic tectonic blocks migrated from austral hemispheric paleolatitudes, while the Middle Jurassic-Early Cretaceous blocks occupied boreal paleolatitudes proximate to their contemporary geographic positions. On the other hand, the shortening values obtained with AMS are consistent with most of those reported by restoration of balanced sections, supporting the hypothesis that the EC was structured by inversion of pre-existing normal faults, without evidence of excessive shortening.

Finally, paleocurrent analysis suggests that tectonic processes have significantly controlled their orientation over time, with more homogeneous directions in the axial zone of the EC than in sectors near the Bucaramanga and Suárez Faults during the Jurassic and Cretaceous.

This research supports the integration of paleomagnetic and AMS geophysical methodologies as complementary tools for comprehensive structural and sedimentary characterization, as well as for the interpretation of geophysical processes such as geomagnetic field evolution.

---

\* Degree Work

\*\* Physics School. Master's in Geophysics. Director: PhD. Giovanni Jiménez Díaz. Codirector: M.Sc. Yesid Paul Goyes Peñafiel

## Introducción

El campo magnético terrestre ha sufrido variaciones a lo largo de la historia de la Tierra y técnicas geofísicas como el paleomagnetismo se encargan de entender su evolución y su registro en las rocas. El paleomagnetismo y la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) son herramientas geofísicas fundamentales para el estudio de la evolución de la tierra, especialmente en aspectos como las reconstrucciones paleogeográficas, modelos tectónicos y estratigráficos, ya que permite calcular rotaciones, traslaciones, edades, paleocorrientes, dirección y grado de acortamiento (Butler, 1992; Garcés *et al.*, 1996a), entre otros. Ambas técnicas se basan en la impronta magnética dejada por el campo magnético en las rocas, la cual puede ser medida y analizada.

El vector paleomagnético está definido por su inclinación (I), declinación (D) e intensidad (F) (Butler, 1992). La inclinación varía entre  $-90^\circ$  y  $90^\circ$  (Polo Sur y Polo Norte respectivamente, con un valor de 0 correspondiente al Ecuador) y se relaciona con la paleolatitud ( $\lambda$ ) usando la expresión:  $\tan I = 2 \tan \lambda$  (Runcorn, 1965), por lo que, bajo el efecto de una carga litostática, el vector es aplanado y la paleolatitud va a acercarse al Ecuador. La declinación es el ángulo entre el norte geográfico y la dirección del campo magnético registrado en una roca. Varía entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$  y a partir de esta se pueden determinar rotaciones de bloques comparando con la declinación esperada para la edad de la roca (Bayona *et al.*, 2006, 2010; Castillo *et al.*, 1991; Gose *et al.*, 2003; Jiménez *et al.*, 2014, 2022). Por otro lado, la ASM es un tensor que puede ser representado como un elipsoide definido por tres ejes: mayor, intermedio y menor (Graham, 1966). El análisis de estos

permite definir el grado de deformación de una roca, y dependiendo de este, es posible determinar acortamientos (Parés y van der Pluijm, 2003) y direcciones de paleocorrientes (Tamaki *et al.*, 2015; Tauxe, 2008).

Entender el funcionamiento de estas técnicas y su aplicabilidad en el complejo contexto geológico de los Andes del Norte es esencial para proponer y refinar modelos tectónicos y paleogeográficos. La escasez de datos en ciertas zonas de la Cordillera Oriental (CO) supone un desafío importante, ya que puede generar incertidumbre en estos modelos y aumentar los posibles errores en cálculos clave, como las traslaciones de bloques. Esto ha contribuido a la existencia de diferentes modelos sobre la evolución paleogeográfica y tectónica de la CO durante el Jurásico-Cretácico.

Los resultados contribuyen a la validación de las diferentes metodologías basadas en métodos geofísicos de paleomagnetismo y ASM, de forma que puedan ser vistos como alternativas y/o complementos de los enfoques que se han utilizado tradicionalmente, reduciendo incertidumbres en los diferentes tipos de reconstrucciones paleolatitudinales y tectónicas, facilitando una estimación precisa del acortamiento tectónico y reconstrucción de direcciones de paleocorrientes en áreas complejas como la margen noroccidental de Suramérica. Esto puede promover su uso, así como una estandarización de los análisis basados en paleomagnetismo y ASM.

## 1. Problema de investigación

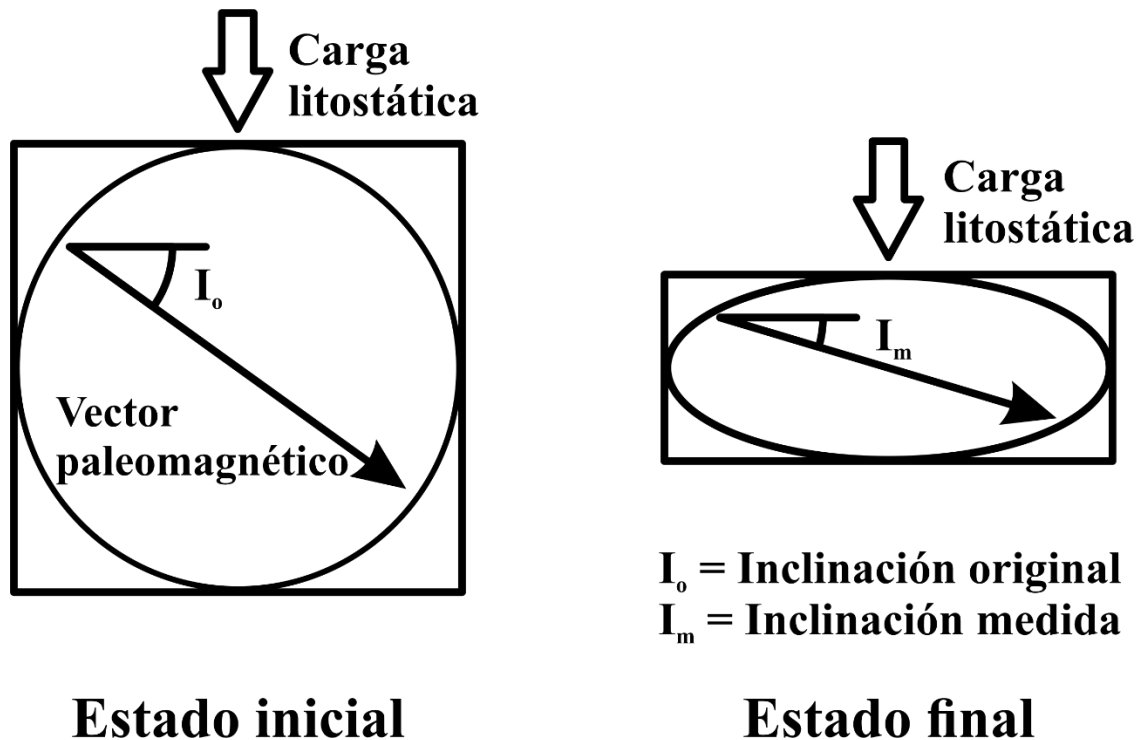
En el complejo contexto geológico de la Cordillera Oriental, la escasez de información (p. ej., paleomagnética, estructural, geoquímica, de subsuelo) en algunas zonas puede generar incertidumbres y distintas interpretaciones geológicas, como se ve reflejado en los diferentes modelos paleogeográficos del Jurásico (Bayona *et al.*, 2020; Jiménez *et al.*, 2022), los múltiples modelos de acortamiento de la CO (Tesón *et al.*, 2013), los diversos modelos sedimentológicos del Jurásico-Cretácico (Bayona *et al.*, 2008; Osorio-Afanador y Velandia, 2021; Sarmiento-Rojas, 2001), entre otros. El paleomagnetismo y la anisotropía de la susceptibilidad magnética representan herramientas geofísicas fundamentales para evaluar y complementar estos modelos, así como para el desarrollo de nuevas propuestas, ya que estas técnicas geofísicas pueden aportar información sobre la evolución geológica de la región, y permiten cuantificar y reducir las incertidumbres y errores.

Un problema que ha sido documentado en el cálculo de la latitud ( $\tan I = 2 \tan \lambda$ ) es el aplanamiento sistemático de la inclinación ( $I = I_0$  Inclinación original) de la magnetización remanente en rocas sedimentarias (Tarduno, 1990; Yan *et al.*, 2005), lo que puede llevar a subestimar posibles traslaciones y cálculos de paleolatitudes, y, por tanto, a interpretaciones erróneas de la historia de la CO ya que este efecto puede generar una aparente deriva hacia latitudes más bajas o cercanas al Ecuador. Como se observa en la Figura 1, mientras mayor sea el aplanamiento, menor será la inclinación medida  $I_m$ , y la paleolatitud calculada tenderá a 0. Pocas publicaciones (Jiménez *et al.*, 2021, 2022) han considerado este efecto, por lo que es importante

probar la utilidad de métodos como el de Garcés *et al.* (1996b) para utilizar con mayor frecuencia este tipo de correcciones. De acuerdo con esto, se propone que la inclinación de la magnetización remanente natural en rocas sedimentarias de la Cordillera Oriental ha sufrido un proceso de aplanamiento considerable por procesos geológicos como el enterramiento.

### Figura 1

*Efecto del aplanamiento en la inclinación del vector paleomagnético*



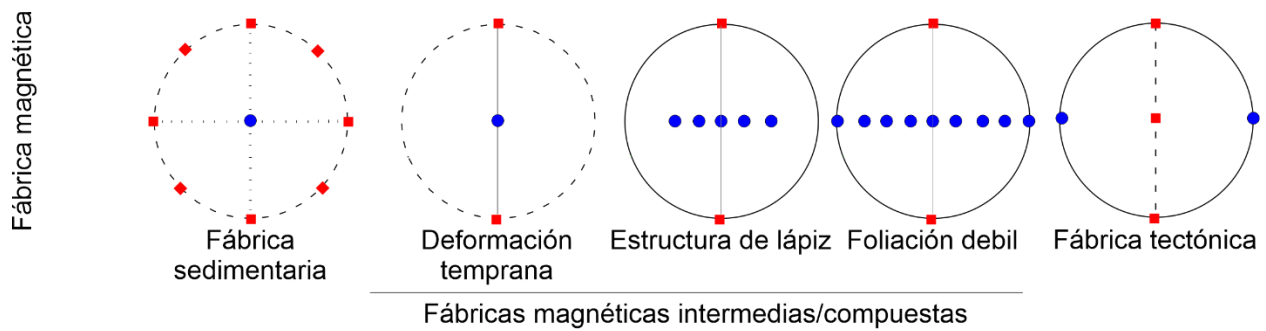
*Nota.* La carga litostática o el enterramiento pueden generar aplanamiento en la inclinación original.

La ASM es representada usando un elipsoide, y la interpretación de sus ejes permite evaluar el acortamiento tectónico y las direcciones de paleocorrientes dependiendo del grado de deformación, como se puede observar en la Figura 2 (fábrica sedimentaria = deformación poco significativa, fábrica tectónica = deformación significativa), ya que, si la muestra presenta una fábrica tectónica, no puede ser utilizada en estos análisis. En el caso del acortamiento, la ASM ha

sido empleada en la descripción cualitativa de la deformación, pero su potencial para evaluar cuantitativamente el acortamiento tectónico aún no ha sido validado en el complejo contexto geológico de la CO. Lo mismo ocurre con su uso en el cálculo de paleocorrientes, donde no hay estudios que verifiquen la aplicabilidad de una metodología basada en ASM para esto en la CO. Con base en estos elementos y buscando generar una claridad en el tema, se plantea que las metodologías basadas en ASM son aplicables en el contexto geológico de la CO y que sus resultados son comparables con los obtenidos por las técnicas tradicionales (balanceo de secciones estructurales para cálculos de acortamiento tectónico; análisis de estructuras sedimentarias – imbricación de clastos – orientación de fósiles, etc. para cálculos de paleocorrientes)

## Figura 2

*Evolución de fábrica sedimentaria a fábrica tectónica descrita por el elipsoide ASM*



*Nota.* Los círculos azules representan el eje mínimo y los cuadrados rojos el eje máximo.

## 2. Objetivos

### 2.1 Objetivo general

- Reevaluar datos paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética disponibles en la Cordillera Oriental para determinar sus implicaciones en la evolución de los bloques Jurásicos

### 2.2 Objetivos específicos

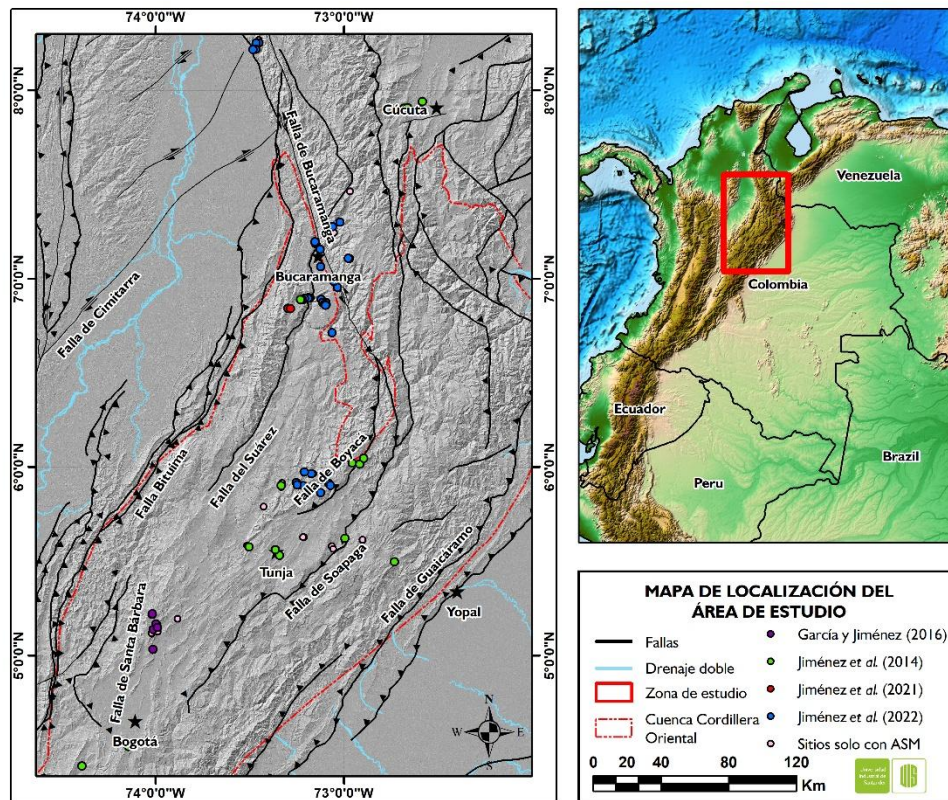
- Calcular las paleolatitudes corregidas de los bloques Jurásicos y Cenozoicos usando inclinaciones magnéticas con corrección de aplanamiento
- Evaluar los modelos de traslación de terrenos a partir de las paleolatitudes calculadas y corregidas
- Estimar el acortamiento en pliegues regionales a partir de la anisotropía de la susceptibilidad magnética y compararlo con lo reportado para la Cordillera Oriental
- Determinar paleocorrientes con anisotropía de la susceptibilidad magnética en la Cordillera Oriental e integrarlas con las direcciones reportadas en el flanco occidental de esta.

### 3. Localización

La información disponible para este estudio abarca desde el norte de la CO (Cúcuta y Aguachica), abarcando gran parte de su extensión, hasta el sur de Bogotá, cerca de la terminación sur de la Falla de Santa Bárbara.

#### Figura 3

*Ubicación del área de estudio*



*Nota.* Ubicación del área de estudio junto con los sitios donde se tiene información tanto de paleomagnetismo como de ASM. La nueva información reportada en este proyecto corresponde a datos de ASM de la sección estratigráfica del Grupo Girón reportada por Jiménez *et al.* (2021). Se resaltan las principales estructuras.

## 4. Marco teórico

### 4.1 Paleomagnetismo

La Tierra, posee un campo magnético generado en su interior, denominado Campo Magnético Terrestre (CMT). Este no es constante, sino que sufre variaciones a distintas escalas. Las rocas de la corteza terrestre contienen minerales ferromagnesianos (*s.l.*) que confieren a las rocas la capacidad de registrar una Magnetización Remanente Natural (NRM, por sus siglas en inglés) estable inducida por el CMT, bien durante su formación o bien ligada a diversos procesos de alteración posteriores. El paleomagnetismo estudia esta impronta magnética (NRM) para conocer el campo magnético del pasado (Villalaín, 2016).

La técnica permite posicionar en coordenadas de paleolatitud bloques tectónicos, cuantificar translaciones, rotaciones y basculamiento de bloques (Ayala-Calvo *et al.*, 2005), determinar direcciones de paleocorrientes analizando el comportamiento del elipsoide de susceptibilidad magnética (Tauxe, 2008), entre otras aplicaciones. Por consiguiente, los datos suministrados por estudios paleomagnéticos nos permiten tener una mayor precisión y conocimiento de la evolución y marco tectónico de un área (Ayala-Calvo *et al.*, 2005).

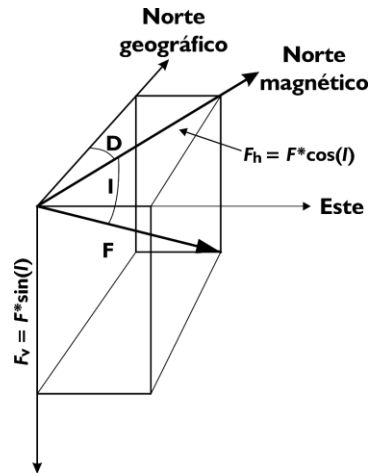
### 4.2 Campo Magnético Terrestre (CMT)

Se cree que el CMT se origina a partir de las corrientes de convección en el núcleo externo, el cual está compuesto por hierro, níquel, y algunos componentes más livianos desconocidos. Los movimientos del fluido, que están parcialmente controlados por el giro de la Tierra sobre su eje, actúan como un dínamo autosuficiente y crean un enorme campo magnético (Tauxe, 2008).

En la superficie, el campo es descrito por su inclinación (ángulo con respecto al plano horizontal local), declinación (ángulo con respecto al meridiano de Greenwich) y fuerza del campo (Torsvik, 2005), como se observa en la Figura 4.

#### Figura 4

*Representación vectorial del campo magnético terrestre*



*Nota.* La dirección e intensidad del vector de campo total ( $F$ ) descompuesta en declinación del norte geográfico ( $D$ ) e inclinación del plano horizontal ( $I$ ). Las ecuaciones relacionan la componente horizontal ( $F_h$ ) y vertical ( $F_v$ ) del campo total ( $F$ ) con  $I$  y  $D$ . Tomado y modificado de Torsvik (2005).

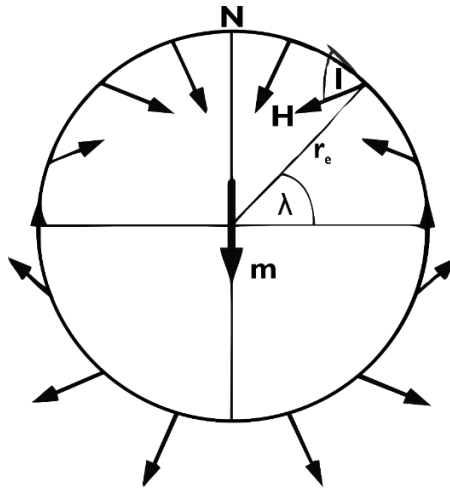
#### 4.2.1 Modelo del dipolo axial geocéntrico

Los resultados paleomagnéticos obtenidos fundamentalmente en rocas volcánicas ponen de manifiesto que, cuando se promedia el campo geomagnético durante un tiempo suficientemente largo, las direcciones medias de los polos geomagnéticos coinciden con el polo norte geográfico. Esto significa que, si promediamos la variación secular, el campo magnético terrestre se comporta como el modelo de dipolo axial geocéntrico (GAD por sus siglas en inglés - *geocentric axial dipole*) (Villalaín, 2016). Este es un concepto central en muchos de los principios del

paleomagnetismo. Se considera el campo magnético producido por un dipolo magnético en el centro de la Tierra alineado aproximadamente con el eje de rotación de la Tierra (Butler, 1992).

### Figura 5

*Ilustración del modelo del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD)*



*Nota.* Un dipolo magnético  $\mathbf{m}$  se encuentra ubicado en el centro de la Tierra y está alineado con el eje de rotación; la latitud geográfica es  $\lambda$ ; el radio medio de la Tierra es  $r_e$ ; las direcciones del campo magnético en la superficie de la Tierra producidas por el GAD son mostradas esquemáticamente; la inclinación  $I$  es mostrada para una ubicación;  $\mathbf{N}$  es el polo norte geográfico. Tomado y modificado de Butler (1992).

El campo del GAD tiene las siguientes propiedades:

$$H_h = \frac{m \cos \lambda}{r_e^3} \quad (1)$$

$$H_v = \frac{2m \sin \lambda}{r_e^3} \quad (2)$$

$$H = \frac{m}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda} \quad (3)$$

Donde  $m$  es el momento magnético del GAD; la latitud  $\lambda$  varía de  $-90^\circ$  en el polo sur geográfico hasta  $90^\circ$  en el polo norte geográfico; y  $r_e$  es el radio medio de la Tierra. Las longitudes

de las flechas en la Figura 5 muestran de forma esquemática el factor 2 de incremento en la fuerza del campo magnético del ecuador a los polos (Butler, 1992). La inclinación del campo puede ser determinada por:

$$\tan I = \left( \frac{H_v}{H_h} \right) = \left( \frac{2 \sin \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda \quad (4)$$

Esta descripción no es una buena aproximación ni cuantitativa ni cualitativa a las observaciones del campo magnético terrestre porque al tener simetría de revolución presenta declinaciones cero en toda la superficie de la Tierra. Este modelo tampoco explica la diferencia entre polos magnéticos y geográficos (Villalaín, 2016).

### 4.3 Registros paleomagnéticos en las rocas

Una roca puede ser concebida como una mezcla diversa de partículas minerales. La base de esta estructura la conforman principalmente minerales diamagnéticos, como silicatos y carbonatos, junto con una cantidad menos común de minerales paramagnéticos. Los granos de minerales ferromagnéticos, aunque presentes en bajas concentraciones dispersas en la matriz (Butler, 1992; Villalaín, 2016), desempeñan un papel clave en la magnetización natural que se investiga en el campo del paleomagnetismo (Villalaín, 2016).

Cuando una roca se forma en un planeta ideal, adquiere una magnetización remanente (permanente) paralela al CMT en esa ubicación. Hay diferentes formas en las que una roca puede adquirir magnetización remanente, pero la mayoría lo hacen en alguno de los siguientes casos: 1) mientras el magma se solidifica y se enfría bajo la temperatura de Curie (temperatura a la cual un mineral magnético pierde su magnetismo debido a la agitación termal), los minerales magnéticos adquieren magnetización termorremanente alineada con el CMT en el momento del enfriamiento; 2) durante la deposición de sedimentos, los granos de minerales magnéticos se posicionan

estadísticamente en la dirección del CMT y adquieren una magnetización remanente detrítica; y 3) cuando los minerales magnéticos se forman durante procesos químicos (diagénesis o metamorfismo), los minerales magnéticos crecen como cristales magnetizados con su magnetización en la dirección del campo magnético externo, creando una magnetización remanente química (Torsvik, 2005).

#### **4.3.1 Magnetización remanente natural**

En muchos casos, la magnetización de las rocas depende principalmente del campo geomagnético actual y en el contenido mineral. El magnetismo residual, también conocido como magnetización remanente natural (NRM, *natural remanent magnetization*) a menudo contribuye a la magnetización total, en amplitud y dirección. El efecto es complicado debido a que la NRM depende de la historia magnética de la roca (Telford *et al.*, 1990). Existen procesos naturales asociados a la formación y evolución posterior (diagénesis) de las rocas que desestabilizan los momentos magnéticos de los granos permitiendo que se orienten en la dirección del CMT (Villalaín, 2016).

#### **4.4 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)**

Un área diferente del paleomagnetismo busca comprender el comportamiento de los tensores magnéticos. Mientras que los vectores paleomagnéticos contienen información de campos magnéticos antiguos, la anisotropía en los tensores magnéticos contiene información sobre el alineamiento estadístico de los cristales magnéticos dentro de la roca (Tauxe, 2008).

La susceptibilidad magnética es un parámetro fundamental en la prospección magnética. La respuesta magnética de las rocas y los minerales está determinada por las cantidades y las susceptibilidades de los materiales magnéticos que se encuentran en ellos (Telford *et al.*, 1990).

La susceptibilidad magnética cuantifica la capacidad de ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos ante un campo aplicado. Hay tres tipos de comportamientos en relación con la susceptibilidad: diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo (Villalaín, 2016)

Las rocas en las que la intensidad de la magnetización depende de la dirección del campo magnético aplicado tienen ‘anisotropía magnética’. Existen dos tipos de anisotropía magnética: La anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM o AMS por sus siglas en inglés *anisotropy of magnetic susceptibility*), donde la susceptibilidad es función de la dirección del campo aplicado, y la anisotropía de magnetización remanente, donde la magnetización remanente adquirida se puede desviar de la dirección del campo al tiempo de la adquisición (Butler, 1992).

La ASM es una técnica que se basa en la aplicación de un campo magnético de baja intensidad ( $300 \text{ A m}^{-1}$ ) a una muestra estándar en distintas orientaciones. Su aplicación sobre la muestra genera una respuesta compleja que depende principalmente de los constituyentes, en este caso, minerales. El momento magnético permite cuantificar el efecto del campo sobre los minerales. La magnetización expresa la densidad de momentos magnéticos que hay para un volumen determinado y sus unidades, y la relación entre la magnetización y el campo magnético aplicado es la susceptibilidad magnética, siendo esta la propiedad física empleada en los estudios de ASM (Muzás, 2020).

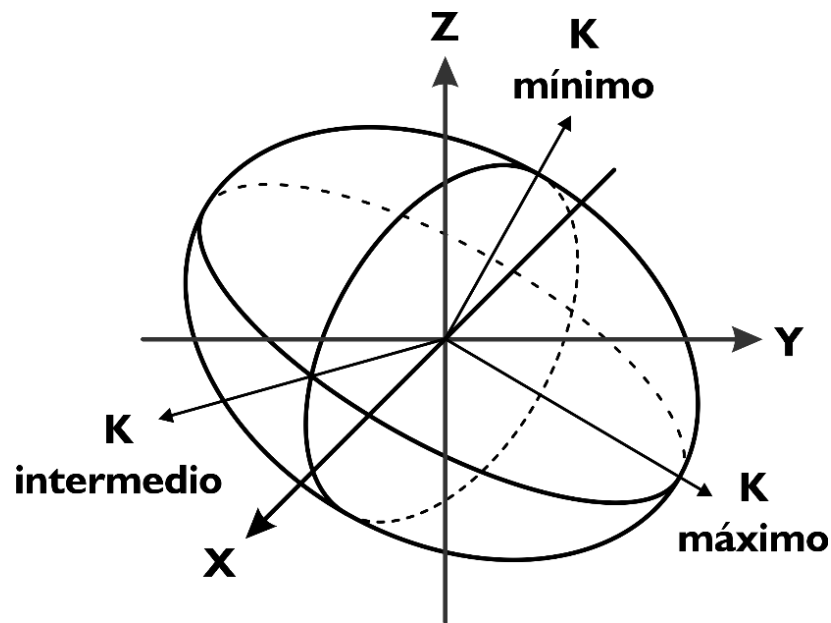
La fábrica magnética refleja la orientación preferente de todos aquellos minerales que contribuyen a la susceptibilidad magnética, de modo que las variaciones de la orientación e intensidad de la fábrica magnética de las rocas quedan reflejadas como variaciones de la ASM (Ramírez *et al.*, 2012)

La respuesta magnética de la muestra, por lo general, es diferente en las distintas direcciones del espacio definiendo una anisotropía para dicha propiedad. Así, se puede definir una

dirección preferente de magnetización que presenta un máximo de susceptibilidad, una dirección de mínima magnetización con un mínimo de susceptibilidad y una dirección de magnetización intermedia con una susceptibilidad media (Muzás, 2020). Esta variación se puede expresar matemáticamente mediante un conjunto de ecuaciones lineales que definen un tensor de segundo orden (Tauxe, 2008) o geoméricamente con el elipsoide de susceptibilidad magnética con tres ejes principales ortogonales el máximo  $K_1$  = susceptibilidad máxima;  $K_2$  = susceptibilidad intermedia;  $K_3$  = susceptibilidad mínima. Estos tres valores describen el elipsoide de susceptibilidad magnética, donde si  $K_1 = K_2 = K_3$ , el elipsoide es esférico; si  $K_1 = K_2$ , pero  $K_2 > K_3$ , el elipsoide es oblado (aplanado), y si  $K_1 > K_2$  y  $K_2 = K_3$ , el elipsoide es prolado (cigarrillo) (Butler, 1992).

### Figura 6

*Elipsoide de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética*



*Nota.* El  $K$  mínimo corresponde con el eje de susceptibilidad mínima,  $K$  intermedio con el eje de susceptibilidad intermedia y  $K$  máximo con el eje de susceptibilidad máxima.

#### 4.4.1 *Análisis estadístico de datos ASM*

Generalmente, los métodos estadísticos para analizar los conjuntos de datos de la ASM se efectúan por sitio, y ocasionalmente, con el fin de comprobar la repetibilidad y precisión, se pueden realizar  $n$  número de mediciones para un mismo espécimen, donde el mínimo son 5 (Caballero, 2011)

De acuerdo con Caballero (2011), los métodos estadísticos para analizar los conjuntos de datos de la ASM son de dos tipos. Uno para el análisis escalar de las direcciones principales de la anisotropía de susceptibilidad y otro para el análisis de la orientación de los elipsoides; en ambos se requiere la obtención de valores medios y factores de confiabilidad. Para el primero de estos se utilizan los parámetros mencionados previamente. Para evaluar las orientaciones del elipsoide de anisotropía se debe tener una estadística de direcciones en el espacio, donde el método adaptado para la ASM por Jelínek (1978) es el habitualmente disponible en el software diseñado para los resultados provenientes de los instrumentos de Agico (Anisoft). En estos métodos se obtiene una medida para cada eje, representativa por cada conjunto de datos, usualmente un sitio; debiendo ser los valores de las medias ortogonales entre sí (Caballero, 2011).

Todos los métodos de análisis direccional proporcionan para cada eje, una elipse de confianza dada por los valores de su semieje mayor y menor. Entre más pequeña la elipse, mejor agrupadas están las direcciones y mayor confiabilidad tienen los resultados. Es frecuente observar que uno de los ejes está mejor agrupado, con una elipse de confianza más cercano a la forma de un círculo, en tanto que los otros dos ejes presentan elipses de confianzas de formas alargadas a muy alargadas, sus ejes mayores delineando un plano. Otra forma de distribución es la triaxial, en la cual las elipses de confianza tienen forma similar. En todos los casos pueden observarse algunos elipsoides con la posición de sus ejes intercambiados con respecto a la mayoría, lo que puede ser

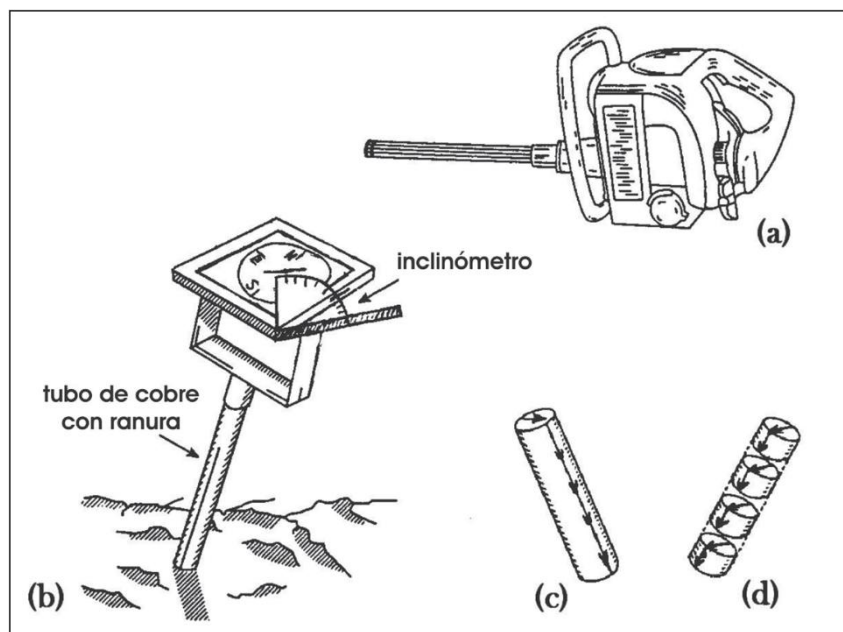
explicado por la mineralogía magnética, por baja susceptibilidad y anisotropía de los granos magnéticos, o por efectos propios del proceso que orientó los granos minerales (Caballero, 2011)

#### 4.5 Técnicas de muestreo y pruebas de estabilidad

Los métodos de muestreo para los estudios paleomagnéticos y para susceptibilidad magnética son los mismos, y han sido compilados y sistematizados por autores como Butler (1992), Caballero (2011), y Tarling y Hrouda (1993). Se emplean perforadoras portátiles con motor de gasolina y brocas de alrededor de 20 a 25 cm de longitud. Los núcleos se obtienen con una longitud de 5 a 15 cm y se orientan empleando marcas de referencia. Estos se cortan en segmentos de un tamaño estándar que se emplea en la mayoría de los instrumentos de medición. Se debe ser muy cuidadoso de anotar de forma correcta el sistema de orientación empleado y seguir siempre el mismo, con el fin de efectuar adecuadamente las llamadas correcciones geográficas (Caballero, 2011)

#### Figura 7

*Muestreo de núcleos con perforadora portátil*



*Nota.* a) Perforadora portátil con motor de gasolina con su broca de perforación. b) Orientador consistente de un tubo hueco de cobre con ranura, se inserta en el núcleo una vez perforado y antes de retirarlo a lo largo de la ranura se marca el núcleo, la mesa móvil en el extremo con brújula incorporada se coloca en posición horizontal y se orienta. c) Núcleo obtenido con marca extendida a todo su largo y sobre la superficie circular superior. d) Núcleo cortado en especímenes, cada uno puede usarse para diferente fin. Tomado de Caballero (2011)

Debido a los reinicios magnéticos, técnicos o químicos que sufren las rocas, es muy común probar la estabilidad de la magnetización remanente natural mediante desmagnetización térmica, de campo alterno o química (Torsvik, 2005).

Las pruebas de estabilidad son importantes para establecer el momento en que fue adquirida la magnetización que está presente en una roca (Tauxe, 2008). Existen cuatro importantes pruebas que chequean la estabilidad y el carácter primario potencial de las magnetizaciones: 1) pliegue (*fold test*); 2) inversión (*reversal test*); 3) conglomerado (*conglomerate test*); y 4) contacto (*contact test*) (Torsvik, 2005).

La mayoría de las medidas de la susceptibilidad magnética involucran la comparación de la muestra con un valor estándar. La prueba más simple consiste en comparar la deflexión producida en un magnetómetro tangente por una muestra preparada con la producida por una muestra estándar de material magnético (usualmente FeCl<sub>3</sub>) cuando esta está en la posición Gauss-A (Telford *et al.*, 1990).

## 4.6 Aplicaciones

### 4.6.1 Corrección de la inclinación por aplanamiento y cálculo de paleolatitudes

Uno de los principales problemas relacionados con los registros paleomagnéticos de las rocas sedimentarias es el aplanamiento de la inclinación, donde el registro de la inclinación magnética remanente es más bajo que el del campo ambiente en que las rocas sedimentarias fueron magnetizadas (Y-X. Li y Kodama, 2016). Diferentes estudios han demostrado esto (King, 1955; Kodama, 1997) y la determinación de este factor de aplanamiento se ha vuelto necesaria para validar las reconstrucciones paleomagnéticas y modelos tectónicos (Y-X. Li y Kodama, 2016).

La relación entre la sedimentación, direcciones de remanencia y fábricas magnéticas ha sido estudiada por diferentes autores (Gilder *et al.*, 2003; Hrouda, 1982; Jackson *et al.*, 1991; Kodama, 1997, 2009, 2012; Tan y Kodama, 2002). Según Gilder *et al.* (2003) la compactación induce al aplanamiento de la inclinación y podría causar que el grado de anisotropía ( $P'$ ) se incremente, por tanto, la fábrica oblada ( $T > 0$ ) tendría más aplanamiento que la fábrica prolada ( $T < 0$ ). Según Garcés *et al.* (1996a), la fábrica magnética dominada por minerales paramagnéticos se correlaciona con el aplanamiento de la inclinación según el tipo de roca determinado.

Existen diferentes métodos para determinar el aplanamiento de la inclinación en rocas sedimentarias. 1) Comparar datos paleomagnéticos de rocas ígneas contemporáneas con los datos de las rocas sedimentarias, pero no siempre se dan las condiciones necesarias para que esto se pueda aplicar (Kodama, 2012; Y-X. Li y Kodama, 2016). 2) Uso de la anisotropía magnética de rocas sedimentarias (Collombat *et al.*, 1993). En este caso la anisotropía de remanencia es función de la anisotropía magnética del grano individual. Sin embargo, esta técnica no es rutinaria y requiere un enfoque específico para su medición (Kodama, 1997). 3) El método de Inclinación-Elongación (I - E) de Tauxe y Kent (2004) realiza una aproximación muy diferente, donde se

calcula el aplanamiento a partir de un modelo de variación paleosecular geomagnética que predice una distribución elongada de direcciones magnéticas a lo largo del meridiano magnético (Y-X. Li y Kodama, 2016). 4) Garcés *et al.* (1996a) propone que el valor de aplanamiento sea determinado usando valores de inclinación y el grado de anisotropía derivado del análisis de anisotropía de la susceptibilidad magnética.

De acuerdo con Garcés *et al.* (1996a), una medida del alineamiento de las partículas en los sedimentos puede ser determinada usando los parámetros de grado de anisotropía  $P'$  y el parámetro de forma  $T$ , teniendo en cuenta que cada facies tendrá un rango de  $P'$  o  $T$  particular, es decir, cada litología tendrá un elipsoide particular. La inclinación tiene una fuerte relación con el elipsoide de ASM, y se infiere una correlación lineal positiva entre el  $\ln(P')$  y  $\ln \tan(I)$ .

Una vez corregida la inclinación con alguno de los métodos mencionados se calculan las paleolatitudes (ecuación 4).

Las formaciones rocosas se han movido a lo largo del tiempo geológico, ya sea por actividad tectónica local, regional o continental, y pueden contener un registro de la dirección de los campos magnéticos pasados. Estos registros pueden ser relacionados aproximadamente con la posición del eje de rotación de la Tierra al momento en que las rocas fueron magnetizadas (Tauxe, 2008). Teniendo en cuenta esto, es posible calcular la paleolatitud de un continente para el momento en que las rocas fueron formadas basándose en la medida de la inclinación remanente (Torsvik, 2005) en la ecuación 4.

Un acercamiento muy efectivo para ilustrar los datos paleomagnéticos de un continente o un terreno es usando la deriva o el desplazamiento polar aparente (*Apparent Polar Wander APW path*) (Butler, 1992; Torsvik, 2005). Esto es fundamentalmente una gráfica de posiciones secuenciales de polos de un continente en particular, usualmente mostradas en la grilla geográfica

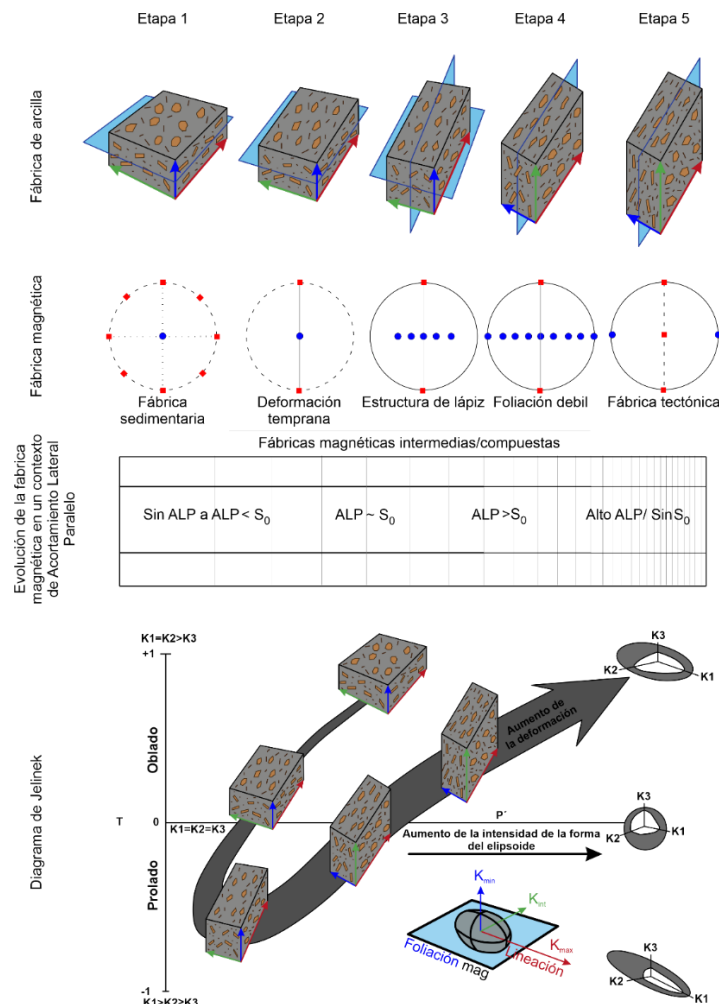
actual (Butler, 1992). Existen tres métodos comunes de generar estas rutas: 1) spline esféricos; 2) *running mean*; 3) y el método del círculo pequeño (Torsvik, 2005). A partir de la hipótesis del GAD, una ruta APW representa el movimiento aparente del eje de rotación con respecto al continente que está siendo observado (Butler, 1992)

4.6.2 Acortamiento tectónico

En la Figura 8 se puede observar de diferentes formas la relación de la ASM con el aumento de la deformación.

Figura 8

Evolución de la ASM a medida que aumenta la deformación



*Nota.* Para más información, ver el texto (modificado de McCarthy *et al.*, 2015, 2020; Menzer *et al.*, 2024; Saint-Bezar *et al.*, 2002; Weil y Yonkee, 2009)

Los minerales magnéticos que están contenidos en las rocas son estirados, reorientados y pueden ser expuestos a recristalización syn-deformacional, exhibiendo diferentes comportamientos en su fábrica magnética. Estos cambios son estudiados por la ASM y se ha aplicado generalmente para encontrar relaciones cualitativas entre la forma de la fábrica magnética y la deformación acumulada en las rocas (Özkaptan y Gülyüz, 2018).

Siguiendo la Figura 8, la etapa 1 está caracterizada por un elipsoide oblado atribuido a fábrica primaria formada durante la deposición y diagénesis (McCarthy *et al.*, 2015) también se le conoce como fábrica sedimentaria (Menzer *et al.*, 2024).  $K_1$  y  $K_2$  están dispersos en una gran faja circular que define la foliación magnética que aproximadamente corresponde con la estratificación. En este caso el eje de susceptibilidad mínima es normal a la foliación magnética. (McCarthy *et al.*, 2015). La etapa 2 está relacionada con un leve Acortamiento Lateral Paralelo (ALP) por lo que la fábrica tectónica sigue siendo más débil que la fábrica primaria. El elipsoide se vuelve más triaxial. El eje mínimo está en la misma posición que en la anterior etapa, pero ahora el  $K_1$ , a pesar de seguir en el plano de estratificación, está bien definido y agrupado representando una lineación magnética paralela a la intersección de una fábrica incipiente ALP con la estratificación (McCarthy *et al.*, 2015). El incremento de la deformación lleva al desarrollo de estructuras de lápiz de escala centimétrica, así como a la pérdida de la foliación magnética. La etapa 3 exhibe una distribución en faja del eje mínimo que refleja una foliación magnética pobremente expresada (Menzer *et al.*, 2024). En este punto la fábrica tectónica empieza a ser un poco dominante sobre la tectónica, y el elipsoide se vuelve prolado (McCarthy *et al.*, 2015). Las fábricas en la etapa 4 están caracterizadas por el agrupamiento del eje mínimo paralelo a la

estratificación que registra el rejuvenecimiento de una foliación magnética perpendicular y controlada por la tectónica. Esto está acompañado del desarrollo de clivaje en la roca (Menzer *et al.*, 2024). Por último, el desarrollo de un clivaje pizarroso en las rocas va acompañado de la aparición de la fábrica de la etapa 5. Se caracteriza por la extensión del eje de susceptibilidad máxima a lo largo de un plano normal al eje mínimo y refleja una foliación controlada por la tectónica (Menzer *et al.*, 2024). En este punto la foliación magnética representa la fábrica tectónica. Los elipsoides en esta etapa son típicamente oblatos aplanados y perpendiculares a la estratificación (McCarthy *et al.*, 2015).

Hay una gran variedad de parámetros ASM utilizados para caracterizar las fábricas magnéticas (Tamaki *et al.*, 2015) y para describir las relaciones de magnitud axial del elipsoide de susceptibilidad. Estos incluyen las relaciones axiales  $L$  ( $K_1/K_2$ ),  $F$  ( $K_2/K_3$ ),  $P'$  o grado de anisotropía con  $P' = \exp(2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2))^{1/2}$  donde  $a_1 = \ln\left(\frac{K_1}{Kb}\right)$ , etc. y  $Kb = (K_1 + K_2 + K_3)/3$  (valor medio de la susceptibilidad) y la excentricidad  $T = 2(\ln K_2 - \ln K_3)/(\ln K_1 - \ln K_3) - 1$  (Parés *et al.*, 2007). Estos parámetros son relaciones de valores escalares para los que se obtienen medidas aritméticas o geométricas y factores de confiabilidad tales como la desviación estándar o los intervalos de confianza.

En la parte inferior de la Figura 8 se puede observar un Diagrama de Jelinek, que relaciona el grado de anisotropía corregido  $P'$  en el eje x, con el parámetro de forma  $T$  en el eje y. Por otro lado, también existe el Diagrama de Flinn, que relaciona el parámetro de foliación en el eje x con la lineación en el eje y (estos son obtenidos a partir de los resultados de ASM). Este es un diagrama polar, donde las trayectorias radiales indican el incremento en la anisotropía ( $P'$ ). La forma ( $T$ ) está reflejada en el ángulo, con elipsoides oblatos debajo de una línea de pendiente 1, y prolados sobre esta (Tauxe, 2008). De esta forma el Diagrama de Flinn puede contener los parámetros de

Jelinek y se puede usar esta gráfica también para identificar las muestras que tienen deformación baja, intermedia o alta.

En la mayoría de los ambientes de deformación, los ejes del elipsoide ASM muestra una buena correlación con la orientación de las direcciones principales de deformación (Parés y van der Pluijm, 2004). Cuando hay una foliación tectónica presente, las direcciones principales de susceptibilidad magnética son paralelas al plano de aplanamiento del elipsoide de deformación, con la susceptibilidad mínima perpendicular a la foliación, mientras el eje de susceptibilidad máxima o la lineación magnética es paralela o a la extensión tectónica o a la intersección del buzamiento y el clivaje (Hrouda, 1982; Parés y van der Pluijm, 2004).

Ha existido un debate considerable acerca de la relación cuantitativa entre la ASM y la deformación, ya que estas tienen una relación bastante compleja, y a pesar de que existe abundante literatura, no se ha creado un modelo unificado que explique esta relación (Parés y van der Pluijm, 2004). Sin embargo, los estudios cuantitativos centrados en establecer fórmulas empíricas para correlacionar entre la ASM y la deformación tectónica son muy escasos y están poco documentados para todas las litologías (Özkaptan y Gülyüz, 2018).

Parés y van der Pluijm (2003) utilizan la ASM como un indicador de deformación tectónica. Para esto, decidieron realizar un gráfico del parámetro de forma T determinado en la ASM contra el acortamiento determinado a partir de bandas de deformación por el método propuesto por (Reks y Gray, 1982), quienes determinaron los estiramientos o *stretches* ( $1 + e_1$  y  $1 + e_3$ ), dando origen al cálculo del acortamiento correspondiente:

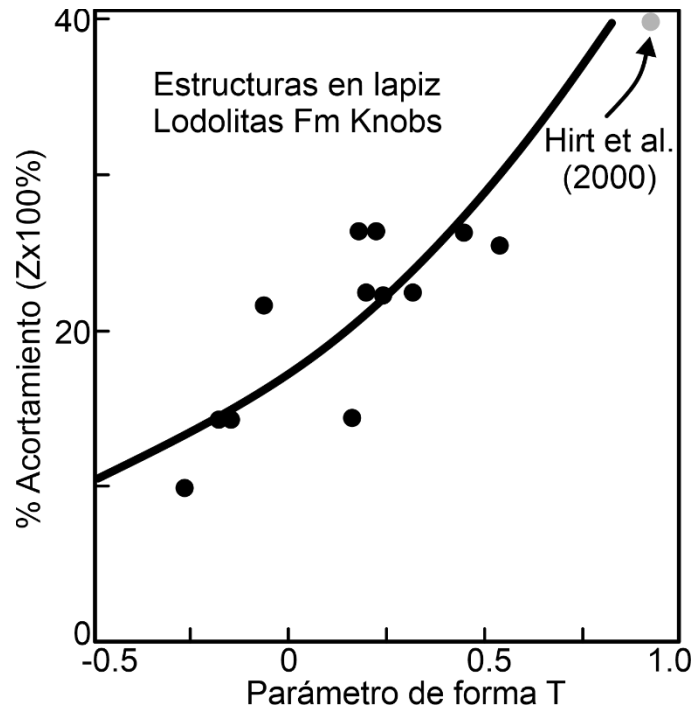
$$\text{acortamiento}(\%) = [1 - e_3] * 100 \quad (5)$$

La relación entre estos factores no puede ser lineal, dado que una roca sedimentaria clásica con  $k_{max}$  distribuido en el plano de deposición y un  $k_{min}$  normal a este plano, tiene un parámetro

de forma muy cercano a +1. Las rocas sedimentarias con fuerte foliación o clivaje, sin trazas de la foliación primaria, también presentan un parámetro T cercano a +1. Por esto, los autores favorecen una relación exponencial para relacionar los datos de T y de acortamiento (ver Figura 9).

### Figura 9

Gráfica del parámetro de forma T versus el porcentaje de acortamiento



*Nota.* La gráfica se hizo para las estructuras en lápiz de la Formación Knobs. Los puntos corresponden a los sitios donde se determinó la deformación a partir de Reks y Gray (1982).

Tomado y modificado de Parés y van der Pluijm (2003)

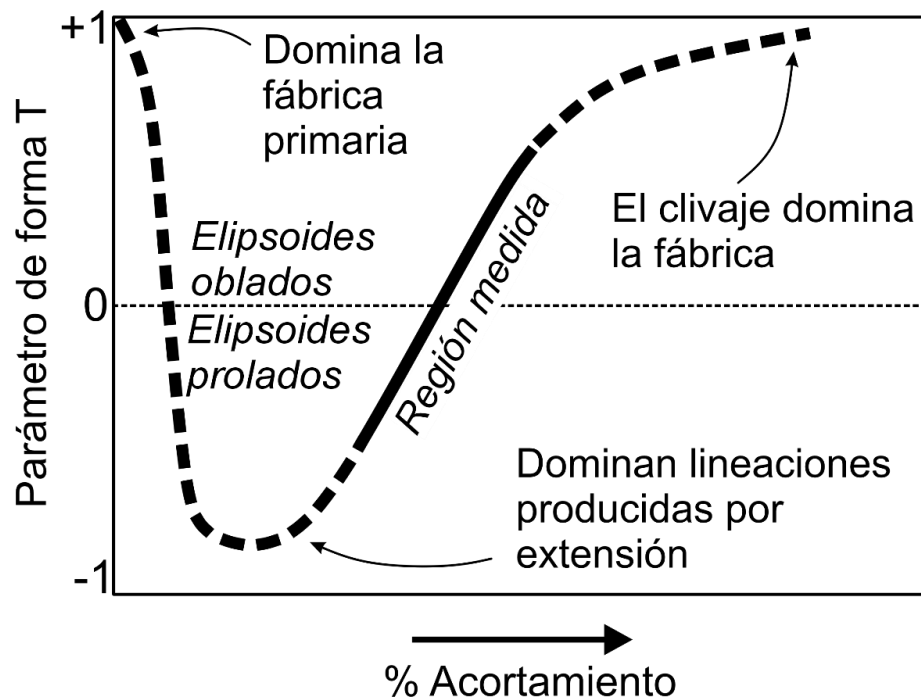
La ventana de valores de deformación que representa un balance entre la estratificación y el clivaje corresponde a valores de acortamiento entre 10 y 25%. Cuantitativamente, se puede expresar la relación entre el parámetro de forma y la deformación utilizando:

$$\text{acortamiento}(\%) = 17 * e^T \quad (6)$$

El incremento del acortamiento significa que la foliación tectónica domina y T se acerca a la unidad, es decir, el elipsoide magnético se vuelve oblado y paralelo al plano de aplanamiento. La Figura 10 muestra el patrón conceptual del parámetro de forma junto a la deformación para una roca sedimentaria con un aumento del desarrollo de clivaje. La región estudiada y para la que la ecuación 6 aplica está representada por la línea sólida

### Figura 10

*Modelo conceptual de cambios en el parámetro de forma a medida que hay un aumento de la deformación*



*Nota.* La línea sólida representa la región medida de T y del acortamiento. Tomado y modificado de Parés y van der Pluijm (2003)

Uno de los métodos más comunes utilizados en el cálculo del acortamiento es el balanceo de secciones. El cálculo se realiza después de balancear la sección y haciendo una relación entre la extensión de la sección balanceada con la sección sin balancear.

Este método hace suposiciones (Fossen, 2010; Lopez-Mir, 2019) como:

- No hay pérdida o ganancia de material durante la deformación
- En un perfil bidimensional se asume que la deformación se produce por deformación simple, es decir, no hay movimiento de material fuera del plano de la sección.
- La orientación de la sección debe ser paralela a la dirección de transporte tectónico, así como preferiblemente perpendicular al rumbo de las estructuras principales. Las secciones se hacen en estas direcciones para desestimar el error que se pueda producir por la tectónica de rumbo.
- La deformación debe ser razonable y basada en el conocimiento general que se tiene en la configuración tectónica dada. Se debe tener muy claro el tipo de estructuras que se tienen. Por ejemplo, Tesón *et al.* (2013) muestran las diferencias en el cálculo del acortamiento que se han presentado en la CO dependiendo del estilo estructural que se tenga en cuenta para el balanceo de la sección, donde se pueden ver valores de acortamiento con diferencias muy grandes, por lo que la correcta interpretación del mecanismo de plegamiento es crucial en términos de entender no solo la geometría y cinemática de la CO, y otros orógenos invertidos, también en aspectos relacionados con prospectos de hidrocarburos
- El resultado debe ser coherente geológicamente, basado en observaciones independientes y experiencia
- Los espesores de las capas se deben mantener

La principal controversia de este método está relacionada con que no es aplicable a sistemas de rumbo, donde no se puede esperar que haya un balance en las áreas (Woodcock y Fischer, 1986). El uso de ASM para calcular el acortamiento tectónico no está limitado de esta misma forma ya que proporciona información sobre la deformación en todas direcciones y no solo en el plano de la sección, ya que desde hace varios años (Graham, 1966) se ha demostrado que las direcciones

de las susceptibilidades principales exhiben relaciones con las direcciones de deformación (además de la relación cuantitativa entre la ASM y el acortamiento (S. Li *et al.*, 2020; Parés y van der Pluijm, 2003; Weil y Yonkee, 2009). Esto es algo que se debe tener en cuenta a la hora de realizar este tipo de análisis, por lo que es importante conocer la historia tectónica de la zona donde se está aplicando. Kammer *et al.* (2020) hablan sobre la influencia de la tectónica de rumbo en la CO y permiten inferir que su influencia es mayor en la parte norte en comparación con el sur. El dominio estructural de la sintaxis del Cocuy contiene estructuras transpresivas más prominentes por la interacción entre la placa subducente y el basamento, y presentan algunos soportes como el mayor relieve topográfico. Hacia el sur la deformación está más dominada por plegamientos y la reactivación de fallas normales del Triásico Tardío, con menor complejidad en las estructuras transpresivas.

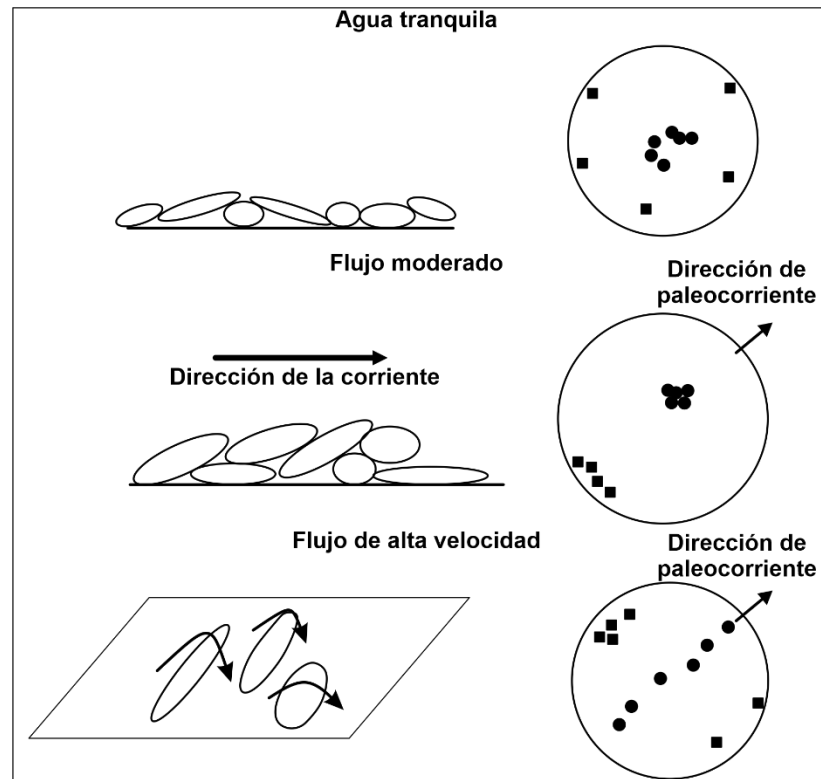
Las secciones balanceadas existentes en la literatura abarcan la CO en gran parte de su extensión, por lo que la comparación entre los resultados de ASM con los de balanceo de secciones va a permitir obtener conclusiones sobre el error que puede existir o no en los diferentes estudios que han utilizado este método.

#### ***4.6.3 Anisotropía de la susceptibilidad magnética y su aplicación en la determinación de paleocorrientes***

El proceso de orientación de los minerales ferromagnéticos, además de estar influenciado por el campo gravitatorio y por el geomagnético, también es afectado fuertemente por la corriente de agua que tiende a orientar el eje mayor de los granos en dirección paralela al flujo. Si la corriente es fuerte, algunos granos pueden rodar y orientar sus ejes principales perpendiculares a la dirección de la corriente (Hrouda, 1982).

La anisotropía de susceptibilidad magnética ha sido utilizada en la investigación de paleocorrientes en cuencas sedimentarias, donde se analizan las relaciones entre las direcciones de las susceptibilidades principales y las de estructuras sedimentarias externas e internas (Hrouda, 1982). Diferentes estudios citados por Tauxe (2008) muestran que la fábrica magnética de los sedimentos está fuertemente afectada por el ambiente de depósito, y a continuación se citan las características de los elipsoides ASM para diferentes ambientes (Figura 11):

- Bajo condiciones controladas en aguas tranquilas, el plano de los ejes  $K_1$  y  $K_2$  es paralelo al plano de depósito (Tamaki *et al.*, 2015), mientras que el eje  $K_3$  es perpendicular al plano de estratificación y la fábrica está caracterizada por un elipsoide oblado.
- En corrientes moderadas las partículas son imbricadas y resulta en direcciones de  $K_3$  ligeramente desviadas de la vertical, con  $K_1$  antiparalelo a la dirección de paleoflujo y una fábrica caracterizada por un elipsoide ASM oblado.
- Cuando la deposición ocurre en un plano de estratificación inclinado  $K_3$  está orientada ligeramente desviada de la vertical,  $K_1$  es antiparalela a la dirección de inclinación y la fábrica está caracterizada por un elipsoide ASM oblado.
- Cuando hay un alto flujo de corriente la distribución de  $K_3$  está rayada,  $K_1$  es perpendicular a la dirección de flujo y la fábrica está caracterizada por un elipsoide prolado o triaxial.
- Cuando las perturbaciones tectónicas controlan la fábrica  $K_3$  es paralelo a la dirección de acortamiento,  $K_1$  es paralelo a la dirección de elongación y la fábrica está caracterizada por un elipsoide ASM prolado o triaxial.

**Figura 11***Datos ASM según el tipo de flujo*

*Nota.* Características de datos ASM en sedimentos depositados en aguas calmadas (arriba), flujo moderado de agua (medio), y flujo suficiente para arrastrar partículas (abajo). Tomado y modificado de Tauxe (2008).

### 5. Estado actual del paleomagnetismo al norte de Colombia

Los estudios paleomagnéticos al norte de Colombia se han enfocado principalmente en las unidades mesozoicas de áreas como la Serranía del Perijá (Gose *et al.*, 2003; Maze y Hargraves, 1984; Nova *et al.*, 2012), la Sierra Nevada de Santa Marta (Bayona *et al.*, 2010; MacDonald y

Opdyke, 1984), Bucaramanga y alrededores (Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 2006; Creer *et al.*, 1970; Jiménez *et al.*, 2021, 2022) y la CO en general (García-Delgado y Jiménez, 2016; Jiménez *et al.*, 2014). En su mayoría, el enfoque de estos ha sido definir rotaciones y traslaciones.

Los resultados paleomagnéticos de estos estudios, a excepción de los realizados por Jiménez *et al.* (2022) y Jiménez *et al.* (2021), no consideran el aplanamiento de la inclinación relacionado con procesos de compactación. Jiménez *et al.* (2021) se basaron en el método de elongación-inclinación E-I (Tauxe y Kent, 2004) para evaluar 3 conjuntos de datos del Grupo Girón y obtener factores de  $\sim 0.45$ ,  $\sim 0.6$  y  $\sim 0.26$ , considerando el último inusualmente bajo para ese tipo de rocas sedimentarias, por lo que finalmente se usaron tres valores de 0.5, 0.6 y 0.7 para evaluar el posible aplanamiento de la inclinación, teniendo en cuenta que estos valores son realistas para el tipo de rocas sedimentarias estudiadas.

Muy pocas investigaciones se han enfocado en utilizar la técnica de la ASM en el área de la CO y cercanías (García-Delgado y Jiménez, 2016; Jiménez *et al.*, 2021, 2022). La información está distribuida en los Anticlinorios de Arcabuco y Los Yarigués, en el área de Mesas, en Aguachica, Bucaramanga, Cúcuta y Zipaquirá y en la zona sur del Macizo de Santander. Los autores analizaron las fábricas magnéticas con la finalidad de realizar una descripción cualitativa de la deformación. Otros estudios como los realizados por Ramírez *et al.* (2012) y Jaraba y Ruiz (2020) en el área de Antioquía también tienen este enfoque.

## 6. Marco Geológico

### 6.1 Evolución y tectónica regional de los Andes del Norte

La esquina noroccidental de Suramérica está dominada tectónicamente por tres placas litosféricas: Las Placas del Caribe (convergiendo hacia el este relativa a la zona noroccidental de la Placa Sudamericana a 6 cm/año) y Nazca (moviéndose de 1-2 cm/año en dirección E-SE relativa a la Placa Sudamericana) de afinidad oceánica y la Placa Suramericana, cuyo núcleo está constituido por el escudo Cratón Amazónico e incluye a los Andes del Norte (Cediel *et al.*, 2003; Pulido, 2003). Esta unión triple se caracteriza por una tectónica compleja donde los mecanismos primarios son la subducción y el fallamiento transcurrente (González, 2001) y a su vez genera un fallamiento activo N-NE en el bloque de los Andes del Norte (Pulido, 2003).

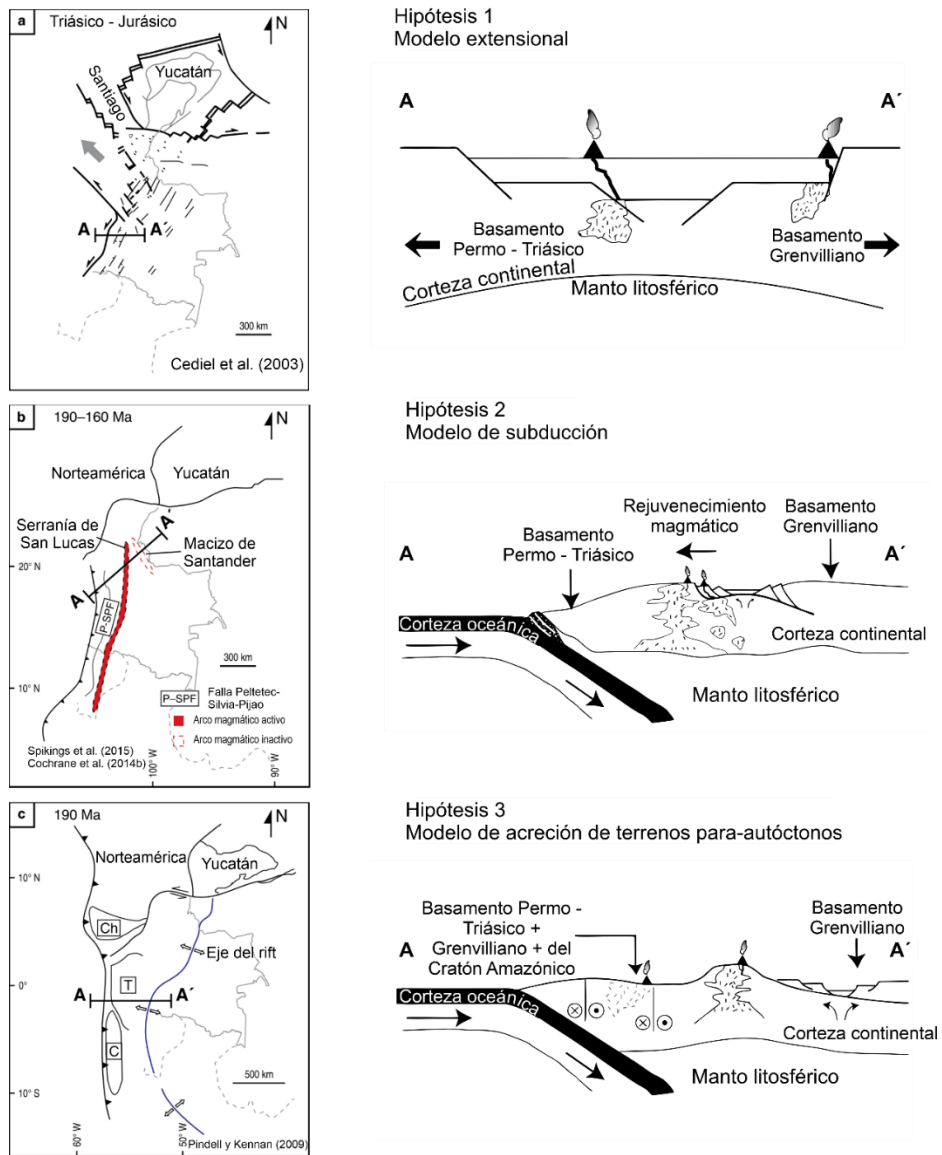
Los Andes Colombianos muestran tres cadenas montañosas: las Cordilleras Occidental, Central y Oriental (Pulido, 2003). La CO se convierte hacia el norte en el Macizo de Santander, los Andes de Mérida y la Serranía del Perijá. Las Cordilleras Central y Occidental están separadas por la cuenca intramontana Cauca – Patía, y la Central es separada de la Oriental por el Valle Medio del Magdalena (Jiménez *et al.*, 2022). La deformación y el fallamiento entre las cordilleras resulta de la convergencia de las tres placas tectónicas, así como la convergencia del bloque Choco (Choco-Panamá) con relación a la placa suramericana (Pulido, 2003). Esta configuración tectónica está relacionada con una compleja historia geológica que involucra múltiples procesos y eventos, como diferentes periodos de extensión en el Jurásico y el Cretácico (Pindell y Kennan, 2009) y la acreción de terrenos oceánicos en el Cretácico tardío y Paleoceno (Cabello *et al.*, 2018; Londono *et al.*, 2015), algunos de estos serán descritos a continuación.

Diferentes modelos han sido propuestos para explicar la evolución geológica de la esquina suroccidental de Suramérica. Una recopilación realizada por Bayona *et al.* (2020) muestra que existen tres configuraciones diferentes (Figura 12) que han sido utilizadas para describir el desarrollo de esta zona durante el Triásico – Jurásico: 1) un **modelo extensional** que consiste en la formación de rifts intercontinentales por efecto de la tectónica extensional (Mojica y Kammer, 1995), donde el crecimiento continental se produce por el magmatismo asociado con el rifting, este evento estuvo relacionado principalmente con la separación de Norte y Suramérica (Cooper *et al.*, 1995; L. F. Sarmiento, 2011b). El momento exacto del comienzo del rifting ha sido difícil de determinar debido a la dificultad que representa la datación de secuencias continentales clásticas *syn-rift* (Cooper *et al.*, 1995), pero estudios como el de Horton *et al.* (2010) han mostrado perspectivas con respecto a la edad mínima del inicio de la extensión. Por ejemplo, se determinó que en la parte norte de la CO la extensión estaba en marcha aproximadamente hace 185 Ma. Sin embargo, el rifting del Jurásico Temprano pudo estar limitado a las regiones septentrionales con una extensión del Jurásico Superior al Cretácico Inferior dominando la mayor parte de la CO; 2) un **modelo de subducción** (Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2014), donde la migración lateral de arcos magmáticos resulta de la subducción de la Placa del Pacífico bajo el margen occidental de Suramérica (en ese entonces Gondwana). El crecimiento o destrucción del margen continental depende de la dirección de la migración de la zona de subducción, que puede ser hacia el oeste o hacia el este; 3) un modelo basado en los cambios en el ángulo de convergencia entre la Placa del Pacífico y la placa de Gondwana occidental (Bayona *et al.*, 2006, 2010; Toussaint, 1995), que controlan los procesos de subducción, la generación de arcos magnéticos y la movilización marginal de terrenos para-autóctonos o la acreción marginal de arcos magmáticos. En este modelo,

la tectónica extensional ocurre simultáneamente a lo largo del margen norte, afectando la configuración tectónica interna de Gondwana (Bayona *et al.*, 2013).

**Figura 12**

*Modelos tectónicos del Jurásico junto al mecanismo de crecimiento continental*



*Nota.* Terrenos (Ch) Chortis, (T) Tahamí y (C) Calima. Tomado y editado de Bayona *et al.* (2020)

En el Cretácico Tardío el área se convirtió en un margen convergente, lo que estuvo acompañado de subducción oceánica y la formación de un arco volcánico (Cordillera Central),

además de que promovió la subsecuente acreción de terrenos oceánicos (Cordillera Occidental) (Figura 13C) (Cabello *et al.*, 2018). La acreción de la Cordillera Occidental resultó en un cambio fundamental de deposición marina a no marina (Cooper *et al.*, 1995).

Edades de circones analizadas por Horton *et al.* (2010) pertenecientes a unidades Cretácicas (Hauteviriano – Campaniano) no proveen evidencia directa del levantamiento sindeposicional en la Cordillera Central y en la CO, por lo que proponen una edad del Cenozoico Temprano (Bayona *et al.*, 2008; Cooper *et al.*, 1995; Dengo y Covey, 1993; E. Gómez *et al.*, 2005; Van Houten, 1976) para el levantamiento inicial relacionado con la compresión (Figura 13 D) que levantó la Cordillera Central y generó una cuenca *foreland* que cubrió el área donde actualmente se encuentra el VMM, la CO y los Llanos (Cooper *et al.*, 1995; Dengo y Covey, 1993; E. Gómez *et al.*, 2005; Horton *et al.*, 2010). La evidencia de sedimentación progresiva de sur a norte sugiere que el levantamiento de la Cordillera Central no ocurrió en un único evento simultáneo, sino que progresó hacia el norte durante el acortamiento Paleógeno y la deformación transpresional (Horton *et al.*, 2015; Nie *et al.*, 2010).

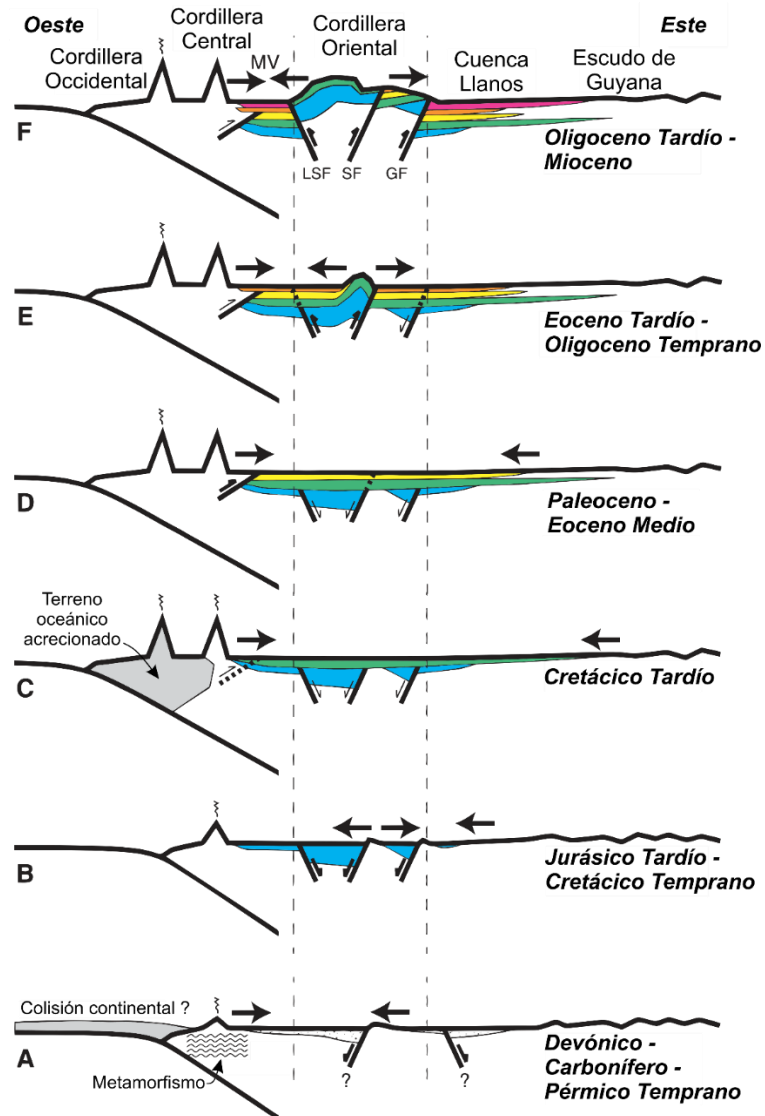
Desde el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno Temprano (Figura 13 E), el frente orogénico originado en la Cordillera Central migró hacia el este produciendo la inversión local de grabens extensionales Mesozoicos en las zonas occidentales y axiales (Horton *et al.*, 2010) de la CO, desarticulando la gran cuenca *foreland* en compartimentos más pequeños (L. F. Sarmiento, 2011b). Durante este intervalo, las tasas de acortamiento fueron moderadas ( $<1 \text{ mm a}^{-1}$ ) y muy focalizadas en estructuras profundas de la Cordillera Central, mientras que en la CO y la cuenca de los Llanos se documentó inversión de baja amplitud y deformación distribuida (Mora *et al.*, 2013).

El cabalgamiento La Salina marca el límite entre la cuenca de antepaís (*foreland*) Paleógena del VMM y la CO. Los resultados obtenidos por Sánchez (2011) muestran diferentes

eventos en la deformación a lo largo del Sistema de Fallas La Salina. El primero del Eoceno Temprano al Oligoceno (~43-35 Ma) donde se presentó la exhumación del bloque colgante y de forma general estuvo extendida a lo largo del antiguo graben del Cretácico Inferior, coincidiendo con el relieve positivo actual de la CO, y las tasas de acortamiento aumentaron localmente hasta  $\approx 2 \text{ mm a}^{-1}$ , en paralelo con el avance más rápido del frente orogénico hacia el este (Mora *et al.*, 2013). La exhumación continuó durante un segundo evento en el Mioceno Medio (~15 Ma) para terminar con un levantamiento más rápido en el Mioceno Tardío (~12-3 Ma). Parra *et al.* (2010) muestran que la deformación temprana del Mioceno se refleja en un marcado aumento —de dos a cuatro veces— de las tasas de sedimentación en la Formación Carbonera (C6–C5), lo que sugiere una respuesta casi inmediata entre el acortamiento en el orógeno y la subsidencia tectónica en la cuenca de antepaís.

**Figura 13**

*Secciones esquemáticas representando la evolución de los Andes Colombianos*



*Nota.* Para más información ver descripción en el texto. Tomado y editado de Horton *et al.* (2010).

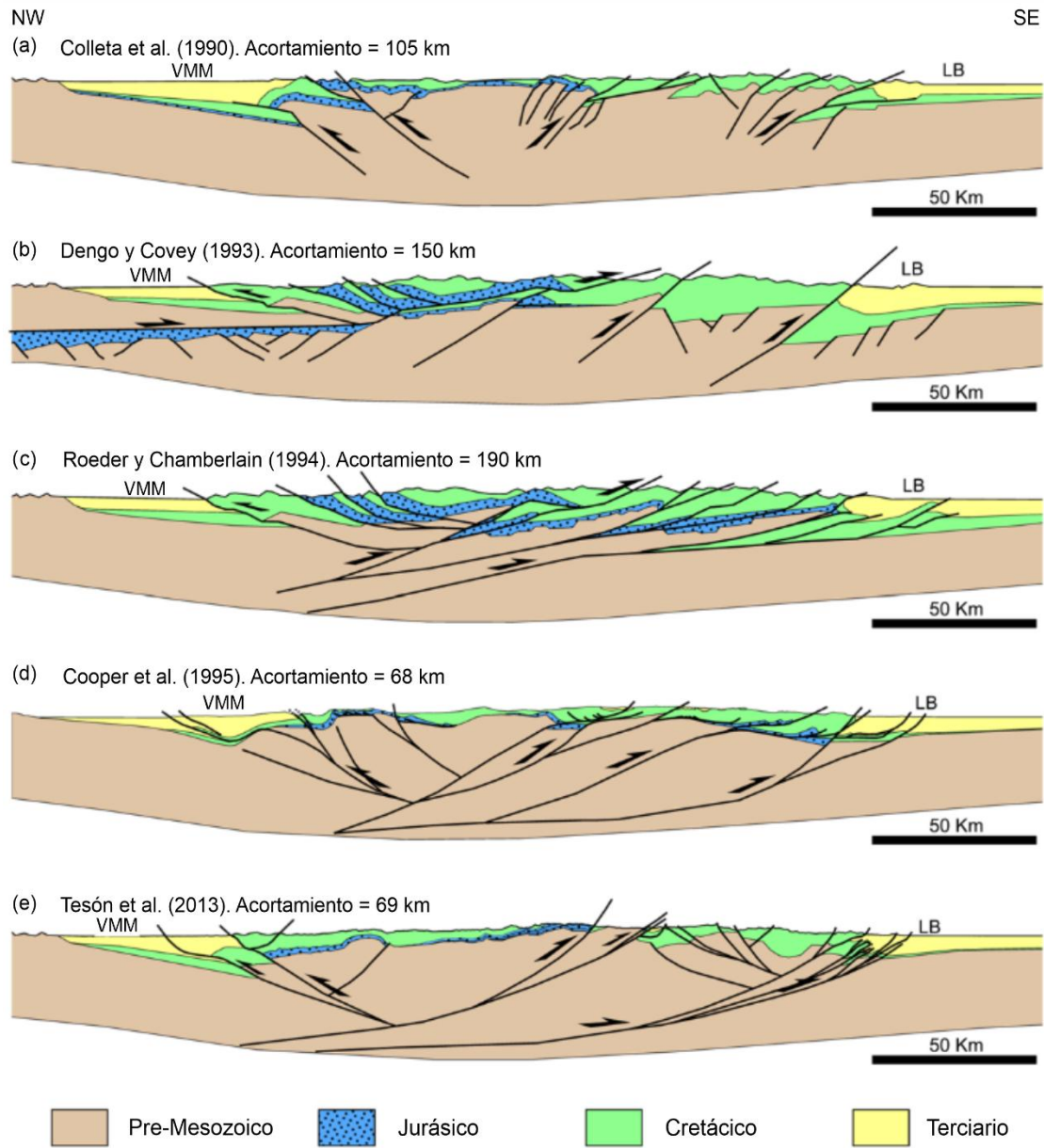
Modelo inicial propuesto por E. Gómez *et al.* (2005)

## 6.2 Marco Estructural

La CO es una faja plegada y fallada con vergencia oriental y edad neógena (Roeder y Chamberlain, 1995). Representa la parte externa de los Andes de Colombia y consiste en un

sistema de cabalgamientos de doble vergencia formado durante el Cenozoico producto de la inversión de un rift de retro-arco Mesozoico (Ruiz, 2020). Está bordeada por grandes fallas inversas, de alto ángulo y piel gruesa (Julivert, 1970), que localmente involucran basamento de rocas cristalinas y metamórficas de edad Precámbrica a Paleozoico Inferior, así como secuencias sedimentarias y volcánicas del Paleozoico Superior al Cenozoico (Cortés *et al.*, 2006).

El estilo compresivo de la CO es soportado por el estilo estructural y la historia cinemática de la región, que indica un acortamiento significativo (Costantino *et al.*, 2021). Las zonas norte y central han sido analizadas, revelando acortamientos desde 60 hasta 220 km (Colleta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Cortés *et al.*, 2006; Costantino *et al.*, 2021; Dengo y Covey, 1993; Mora *et al.*, 2008; Roeder y Chamberlain, 1995; Tesón *et al.*, 2013; Toro *et al.*, 2004). El cálculo de este acortamiento está influenciado por el estilo estructural que se define al momento de realizar el balanceo de la sección estructural. En la recopilación realizada por Tesón *et al.* (2013) (ver Figura 14) se evidencia que los modelos de Dengo y Covey (1993) y de Roeder y Chamberlain (1994) interpretan todos los pliegues como pliegues por flexión de falla o por propagación de falla. Colleta *et al.* (1990), Cooper *et al.* (1995) y Tesón *et al.* (2013) están más de acuerdo con un modelo que enfatizan en la inversión de estructuras extensionales mesozoicas y el desarrollo de un orógeno de piel gruesa, donde las fallas normales antiguas se reactivan como fallas inversas en un contexto de acortamiento tectónico. Es importante entender bien el mecanismo porque hay diferencias mayores al 50%. La presencia de estructuras compresivas del Mioceno a la actualidad también ha sido identificada, con una compresión en dirección ONO – ESE que reactivó estructuras del Paleoceno Tardío (Cortés *et al.*, 2006).

**Figura 14***Distintos estilos estructurales en la CO según Tesón et al. (2013)*

*Nota.* VMM – Valle Medio del Magdalena; LB – Cuenca Llanos. Se muestran varios de los modelos existentes con sus respectivos cálculos de acortamiento.

Debido a las diferentes etapas y procesos de deformación, la CO tiene diversos tipos de estructuras como fallas normales, inversas en échelon, domos salinos, pliegues de despeque que

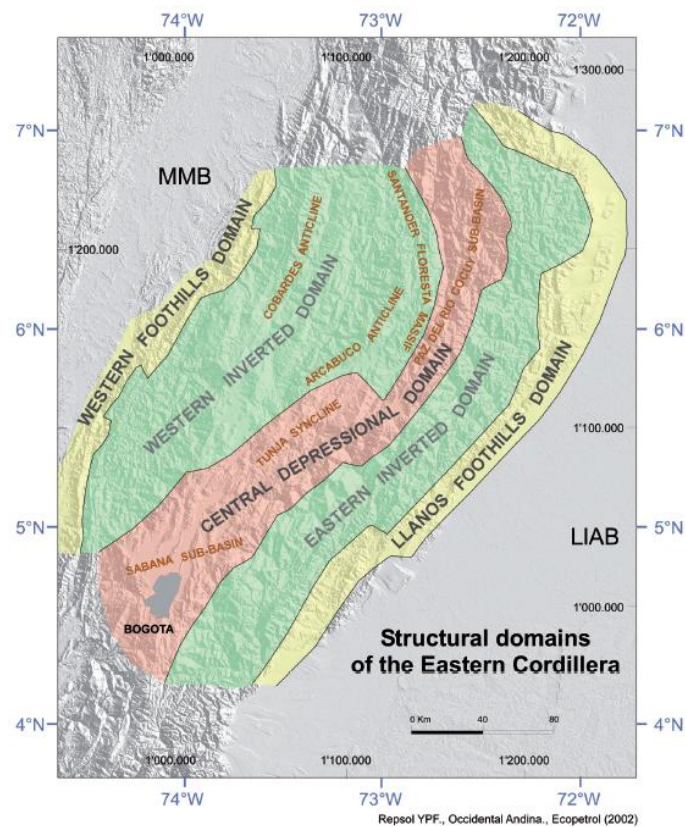
en algunos casos afectan el basamento y en otros no. Adicionalmente los pliegues presentan direcciones opuestas de buzamiento debido a los mismos procesos de deformación (Lozano y Zamora, 2014). De acuerdo con L. F. Sarmiento, (2011a), la CO puede ser dividida en cinco grandes dominios estructurales (Figura 15)

- Los dos primeros son el **piekemonte llanero y el piedemonte del Valle Medio del Magdalena**. Estos coinciden geográficamente con los flancos oriental y occidental de la Cordillera, respectivamente. Los estilos estructurales identificables hoy en día en estos dominios están caracterizados por cabalgamientos de piel delgada con un despegue desde el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico Temprano, desarrollados durante la Orogenia Andina. Para Mora *et al.* (2006), el desarrollo de estructuras de piel fina está restringido a las zonas más externas de estos dos dominios.
- Siguen los **dominios invertidos del occidente y del oriente**, estos son anticlinorios con núcleos de edades Jurásicas – Cretácico Temprano. Los sistemas de falla de Bituima – La Salina al oeste, y Guaicaramo al este, son arreglos de fallas en échelon que delimitaron el graben donde fue depositada la sección del núcleo de los anticlinorios. Las fallas de Soapaga y Boyacá transfieren el desplazamiento lateral sinistral de la Falla de Bucaramanga – Santa Marta como acortamiento dentro de la CO. Los estilos estructurales en estos dominios están caracterizados por fallas inversas de alto ángulo provenientes de la inversión de fallas normales precursoras, y cabalgamientos de bajo ángulo.
- Por último, el **dominio de depresión central**, contenido entre los dominios invertidos (Figura 14). Presenta rocas Cenozoicas en áreas con sinclinales. Los estilos estructurales dominantes son una combinación de fallas de basamento y despegues de piel delgada. La presencia de sal y su diapirismo asociado es un factor crítico que da forma a la superficie

en el sector central de la CO, especialmente en la Sabana de Bogotá (descrito también en Ruiz (2020)). La presencia de sal es un factor fundamental en la configuración estructural, estilo y geometría de los pliegues y fallas en la Sabana de Bogotá, y que en ocasiones es pasado por alto

### Figura 15

*Dominios estructurales de la CO. Tomado de L. F. Sarmiento (2011a)*



*Nota.* MMB – *Middle Magdalena Valley* – Valle Medio del Magdalena; *Western Foothills Domain* – Dominio de piedemonte occidental; *Western Inverted Domain* – Dominio invertido occidental; *Central Depressional Domain* – Dominio Depresivo Central; *Llanos Foothills Domain* – Dominio de piedemonte llanero; LLAB – *Llanos Basin* – Cuenca llanos;

### 6.3 Marco Estratigráfico

La estratigrafía de la CO ha sido objeto de diversos estudios a lo largo de los años. Algunos autores como Parra *et al.* (2005) y Horton *et al.* (2020), entre otros, se enfocan en el inicio del proceso de la formación de la cordillera y el desarrollo de la cuenca, mientras que autores como Ochoa *et al.* (2012) y L. F. Sarmiento (2011a) presentan a detalle la estratigrafía de las formaciones presentes. La secuencia estratigráfica de esta cuenca se caracteriza por iniciar su deposición sobre corteza continental durante el Jurásico – Triásico; las formaciones pueden ser correlacionables con las encontradas en el Valle Medio del Magdalena y Llanos, ya que las tres cuencas hacían parte de la misma megacuenca durante el Mesozoico (Lozano y Zamora, 2014).

Las rocas sedimentarias Paleozoicas de origen marino se preservan localmente, pero generalmente están ausentes de la mayor parte de sectores de la CO y sus regiones periféricas, dominadas por relleno Mesozoico – Cenozoico (Horton *et al.*, 2020; L. F. Sarmiento, 2011a).

A continuación, se resume de forma muy general la estratigrafía de la Cuenca de la CO, basado principalmente en el trabajo realizado por Sarmiento-Rojas (2001) y L. F. Sarmiento (2011a)

**Triásico – Jurásico:** El registro Triásico y Jurásico está presente en varios afloramientos aislados (Sarmiento-Rojas, 2001). Las rocas jurásicas presentes en Colombia (Cordillera Central, Valle Medio y Superior del Magdalena, CO, Serranía del Perija, etc) se tratan por lo común de rocas vulcano-sedimentarias acumuladas en un ambiente continental, subaéreo, límnico-salobre, muchas veces con abundante participación de capas rojas o *red beds*, y una pobreza generalizada de macro y microfósiles que refleja condiciones adversas para la vida y un medio oxidante. El registro sedimentario del Triásico Superior representado por la Formación Bocas demuestra que existieron depresiones que sirvieron de espacio de acomodación para su sedimentación

simultáneamente con la actividad volcánica incipiente previa al evento magmático de finales del Triásico Tardío y comienzos del Jurásico Temprano (202-195 Ma) en el Macizo de Santander (Alarcón *et al.*, 2020). El registro Jurásico en Colombia puede ser producto del relleno paulatino, desigual y asincrónico de depresiones tectónicas desarrolladas localmente a partir del Triásico (Mojica *et al.*, 1996).

Las secuencias Triásicas y Jurásicas están limitadas por inconformidades. El espesor y tipo de roca de la sucesión Jurásica bajo la inconformidad varían dependiendo de si se encuentra al este o al oeste de la Falla de Bucaramanga (Jiménez *et al.*, 2022). El contacto inferior es principalmente angular (Jordán-Girón), el superior es predominantemente disconforme, pero localmente aparece como conforme. Los depósitos Jurásicos consistentes en facies clásticas depositados en ambientes continentales están ampliamente distribuidos (Sarmiento-Rojas, 2001). Las lavas volcánicas, volcanoclásticas y piroclásticas están restringidas principalmente a la parte superior del Triásico Superior a la parte inferior del Jurásico Medio (Mojica *et al.*, 1996).

**Cretácico:** La mayor parte de las rocas expuestas en la CO son Cretácicas. Las rocas Cretácicas, incluyendo depósitos de la parte más superior del Jurásico y depósitos Paleocenos, forman una Megasecuencia limitada por inconformidades regionales que localmente son angulares. En una gran escala, las rocas Cretácicas representan un ciclo transgresivo-regresivo mayor, correspondiente con el máximo nivel eustático del Cretácico, e inclusive del Mesozoico (Fabre, 1985). La subsidencia era rápida pero la sedimentación en aguas someras sugiere que la deposición mantuvo el mismo ritmo. La cuenca fue un rift ancho orientado NNE – SSO, dividido en dos subcuencas (Tablazo y Cocuy) por el paleo-macizo de Santander – Floresta (Fabre, 1985; Julivert, 1968). Hacia el sur estas dos subcuencas se unieron en la subcuenca de Cundinamarca, donde el cretácico alcanza su máximo espesor (Sarmiento-Rojas, 2001).

La secuencia clásica del Cretácico Superior al Cenozoico expone la transición de deposición marina a no marina y la acumulación rápida durante el acortamiento Andino y la subsidencia flexural (Horton *et al.*, 2020)

**Cenozoico:** Los esfuerzos compresionales que levantaron las cordilleras central y oriental, generaron inversión en algunas de las fallas normales del Mesozoico que se reflejan en las disconformidades regionales del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno Temprano (Lozano y Zamora, 2014). De acuerdo con Cooper *et al.* (1995), la acreción final de la Cordillera Occidental resultó en un cambio de deposición marina a no marina en la cuenca de antepaís pre-Andina. Terminando el Maastrichtiano y comenzando el Paleoceno, se depositaron arcillas de llanura costera y llanura aluvial con capas de carbón, en la Formación Guaduas (Fabre, 1985). Su límite inferior está definido por una superficie de inundación marina (G. Sarmiento, 1993), seguido de una regresión hacia ambientes fluviales. Al norte, las facies se vuelven más marinas en la Formación Catatumbo (Fabre, 1985; G. Sarmiento, 1993). Las fallas controlaron la sedimentación, especialmente en el flanco occidental de la cordillera. La cuenca estaba completamente llena de sedimento para el final del Paleoceno Temprano (G. Sarmiento, 1993).

En el Paleoceno temprano predominó la sedimentación fluvial con aporte detrítico de la Cordillera Central, del área oriental del VMM y del área del Llano, y de acuerdo con G. Sarmiento (1993), la cuenca estaba completamente llena de sedimentos para el final de esta época. Durante el Paleoceno Tardío, la sedimentación inició después de un periodo de erosión (G. Sarmiento, 1993), con variaciones de espesor indicando la actividad de fallas (L. F. Sarmiento, 2011a).

Durante el Eoceno Medio, el levantamiento y deformación de la Cordillera Central avanzaron hacia el este en el VMM, con depósitos de abanicos aluviales en el borde occidental. La cuenca se dividió en compartimentos, con sedimentación distal representada por facies de

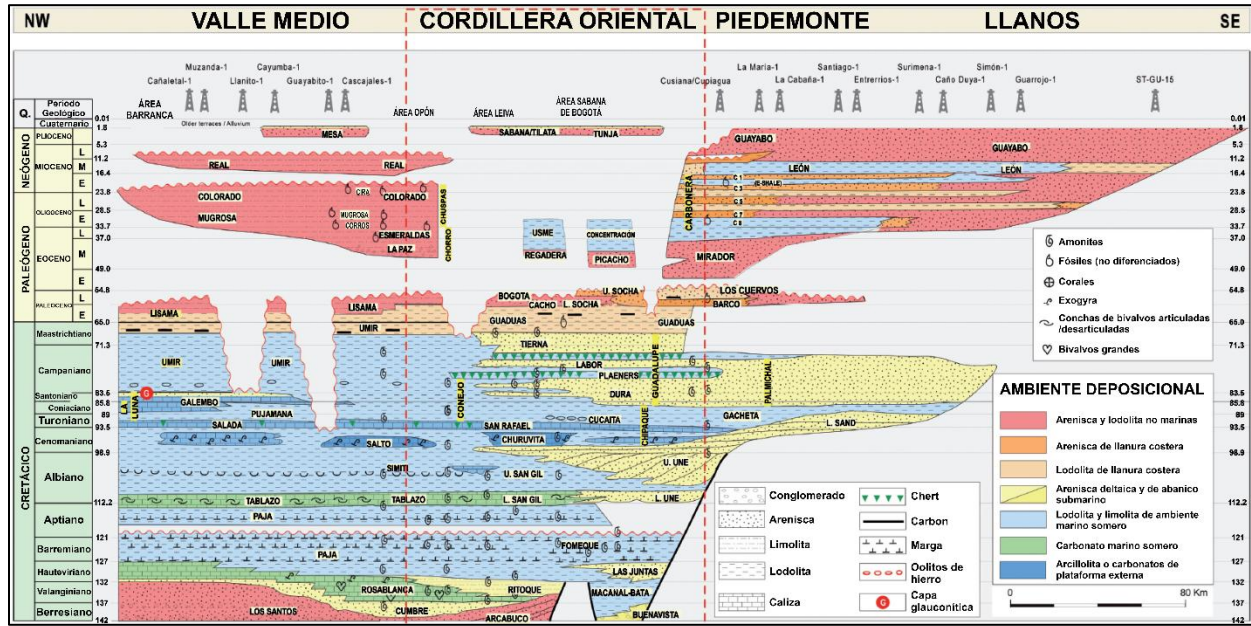
llanura costera/aluvial (L. F. Sarmiento, 2011a). Las unidades más jóvenes de algunas zonas de la cordillera (Formación Santa Teresa en el flanco occidental; Formación Usme en la parte sur de la zona axial; Formación Concentración en la parte nororiental de la zona axial) representan el último registro preservado de condiciones de tierra baja antes de la deformación, con transgresión marina afectando las formaciones Usme y Concentración durante el Eoceno Tardío (Ochoa *et al.*, 2012).

Durante el Neógeno, la compresión aumenta considerablemente generando el levantamiento de la CO y dividiendo la megacuenca en el Valle Medio del Magdalena, CO y Llanos (Lozano y Zamora, 2014). El registro sedimentario de este periodo solo está preservado en la región de la Sabana de Bogotá, un plateau en la zona axial de la CO. Durante el Plioceno Tardío y Pleistoceno, aproximadamente 600 m de sedimentos principalmente lacustres se acumularon. La sección sedimentaria fluvial a lacustre del Neógeno – Cuaternario registró un gran levantamiento tectónico entre 5 y 3 Ma (L. F. Sarmiento, 2011a)

El resumen de la estratigrafía puede observarse en la Figura 16, junto a una comparación con las cuencas vecinas del Valle Medio del Magdalena y los Llanos Orientales.

Figura 16

Diagrama de Wheeler de la Cuenca Cordillera Oriental y sus cuencas adyacentes.



Nota. Diagrama de Wheeler de la Cuenca Cordillera Oriental y sus cuencas vecinas. Tomado de L. F. Sarmiento (2011a)

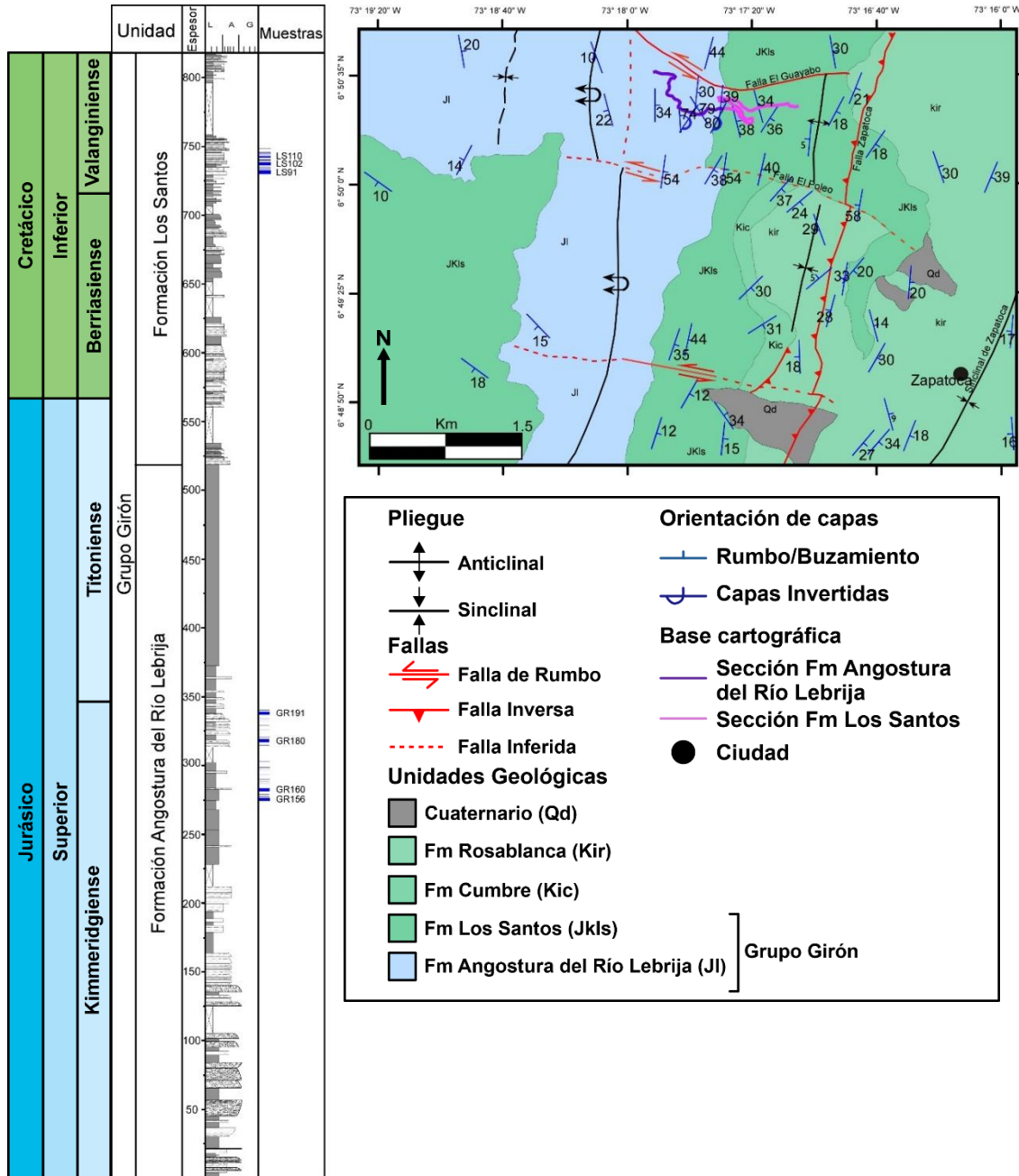
## 7. Metodología

### 7.1 Anisotropía de la susceptibilidad magnética del Grupo Girón en la sección de la Cuchilla del Ramo

Se colectaron 63 muestras de lodolitas y areniscas de grano fino del Grupo Girón en la sección de la Cuchilla del Ramo (ver Figura 17) con un taladro portátil a gas y enfriado por agua. Los núcleos fueron orientados in situ mediante una brújula magnética corregida ( $-7^\circ$  según el Centro Nacional de Datos Geofísicos, utilizando el Modelo Internacional de Campo Geomagnético (IGFM); <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>). Los núcleos fueron cortados en muestras estándar de aproximadamente 2.2 cm de longitud y 2.4 cm de diámetro. La medición de la anisotropía de campo bajo se realizó en un Kappabridge multifunción (MFK1-FA, AGICO), utilizando una matriz de 3 posiciones para cada núcleo. El tensor y los parámetros ASM se calcularon a partir de las estadísticas de Jelinek (1978) y fueron procesados en el software libre Anisoft 5.0 usando una proyección del hemisferio inferior, mostrando la orientación de los ejes  $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$ .

**Figura 17**

*Localización de las 63 muestras y mapa geológico del flanco oriental del Anticlinorio de Los Yarigües*



*Nota.* Columna estratigráfica generalizada del Grupo Girón con su espesor en metros y con la posición estratigráfica de las 63 muestras de ASM. Modificado de Jiménez *et al.* (2021)

## 7.2 Cálculo del factor de aplanamiento y corrección de la inclinación magnética

Inicialmente se debe realizar una recopilación de la información de paleomagnetismo y anisotropía de susceptibilidad magnética disponible en la CO y así contar con la información necesaria para la aplicación del método y complementar los resultados que se obtengan de las 63 muestras recolectadas.

En esta investigación se aplica la metodología descrita por (Garcés *et al.*, 1996b). Se basa en la definición del factor de aplanamiento como  $(ASM_z/ASM_x)^b$ , de acuerdo con Collombat *et al.* (1993), y asume que el eje de mínima susceptibilidad de los elipsoides ASM ( $K_3$ ) es perpendicular a la estratificación, entonces:

$$\ln(\tan I_m) = (-b * \ln(P')) + \ln(\tan(I_c)) \quad (7)$$

Donde  $I_m$  es la inclinación medida,  $I_c$  es la inclinación corregida (inclinación original),  $P'$  es el grado de anisotropía y  $b$  es una constante. La misma ecuación puede escribirse como:

$$Y = b * X + a \quad (8)$$

Donde  $Y = \ln(\tan(I_m))$ ,  $X = -\ln(P')$  y  $a = \ln(\tan(I_c))$ . Esta ecuación se ajusta a la media estimada del grado de anisotropía y a la inclinación medida en cada muestra/sitio para obtener los valores de  $a$  y  $b$ . Si se asume el caso de una roca perfectamente isotrópica con un  $P' = 1$ , no se presentaría un error en la inclinación, por lo que:

$$\ln(\tan(I_m)) = \ln(\tan(I_c)) = a \quad (9)$$

Siendo posible obtener la inclinación corregida (Garcés *et al.*, 1996a). El ajuste de la ecuación se realiza mediante la librería *scipy* de Python, específicamente con la herramienta *curve fit* ([scipy.optimize.curve\\_fit — SciPy v1.7.1 Manual](#)), la cual permite obtener los parámetros  $a$  y  $b$  a partir del ajuste de la ecuación 8 y de los datos requeridos ( $P'$  e  $I_m$ ). La ecuación que se ingresa en Python se ve de la siguiente forma:

$$e^{(b*\log P'+a)} \quad (10)$$

Una vez se obtienen las inclinaciones corregidas a partir del parámetro  $a$  determinado por la herramienta de Python, es posible calcular el factor de aplanamiento usando la relación de King, (1955) definida como:

$$f = I_m/I_c \quad (11)$$

Donde  $f$  es el factor de aplanamiento,  $I_m$  es la inclinación medida e  $I_c$  es la inclinación corregida (el factor de aplanamiento varía de 1,0 - sin aplanamiento a 0 - aplanamiento máximo).  $F$  puede ser utilizado para corregir las inclinaciones de ser necesario.

El modelo del dipolo axial geocéntrico permite determinar las paleolatitudes a partir de las inclinaciones corregidas utilizando la ecuación 4

### 7.3 Cálculo del acortamiento tectónico a partir de ASM

El cálculo del acortamiento se hace a partir de la ecuación 6, donde Parés y van der Pluijm (2003) determinaron una relación cuantitativa para calcular el porcentaje de acortamiento a partir del parámetro de forma  $T$  con unos límites de confianza que van de 10 – 25 % hasta 40 % de acortamiento, por lo que es importante hacer una revisión de la forma de los elipsoides de ASM (usando los parámetros del elipsoide ASM) para tener una idea de la deformación presente en las muestras como se explicó con anterioridad, y entender cuáles pueden ser utilizadas usando la relación descrita por los autores.

Una vez se tienen definidas las muestras que no presentan deformación muy alta (que la fábrica tectónica aún no haya borrado del todo la fábrica primaria) se puede aplicar la ecuación 6 y obtener los porcentajes de acortamiento. Con el fin de comparar estos resultados con los obtenidos por el método convencional de balanceo de secciones estructurales, se debe hacer una

recopilación de los estudios que han aplicado esta metodología en la CO, ubicarlos espacialmente y comparar los porcentajes de acortamiento calculados con ambos métodos. Para realizar esta comparación se agruparon los datos de ASM usando tres criterios diferentes: ubicación, formación y *k-means*, donde el primero y el último permiten obtener valores globales en diferentes zonas, que se comparan con la sección/secciones estructurales balanceadas más cercanas.

#### **7.4 Cálculo de paleocorrientes a partir de elipsoides de ASM**

La identificación de las fábricas magnéticas (forma de los elipsoides) en los sitios analizados fue un paso fundamental para determinar las paleocorrientes. De acuerdo con lo citado por Tauxe (2008), es importante determinar si se conserva la fábrica magnética o si ya fue borrada por la fábrica tectónica, donde los sitios con una ligera desviación de la dirección de susceptibilidad mínima con respecto al polo de la estratificación representan los mejores indicadores de paleocorrientes.

El análisis de la forma de los elipsoides y su relación con las paleocorrientes requirió representarlos en coordenadas estratigráficas, es decir, corregidas por la inclinación. Por lo general deben descartarse los sitios prolados, pero es importante verificar uno a uno para comprobar su comportamiento y no solo basarse en los parámetros del elipsoide ASM. Se tuvieron en cuenta las premisas acuñadas por Tauxe (2008) y/o por Tamaki *et al.* (2015), quienes indicaron los diferentes escenarios en los que se puede hacer el análisis de paleocorrientes a partir del elipsoide ASM. Para finalizar, se realizaron diagramas de rosa de los sitios seleccionados ilustrando la dirección de rumbo del eje mínimo. Sin embargo, dependiendo de si el elipsoide es oblado, triaxial o prolado, también se pueden tener en cuenta las direcciones de los otros dos ejes.

## 8. Base de datos

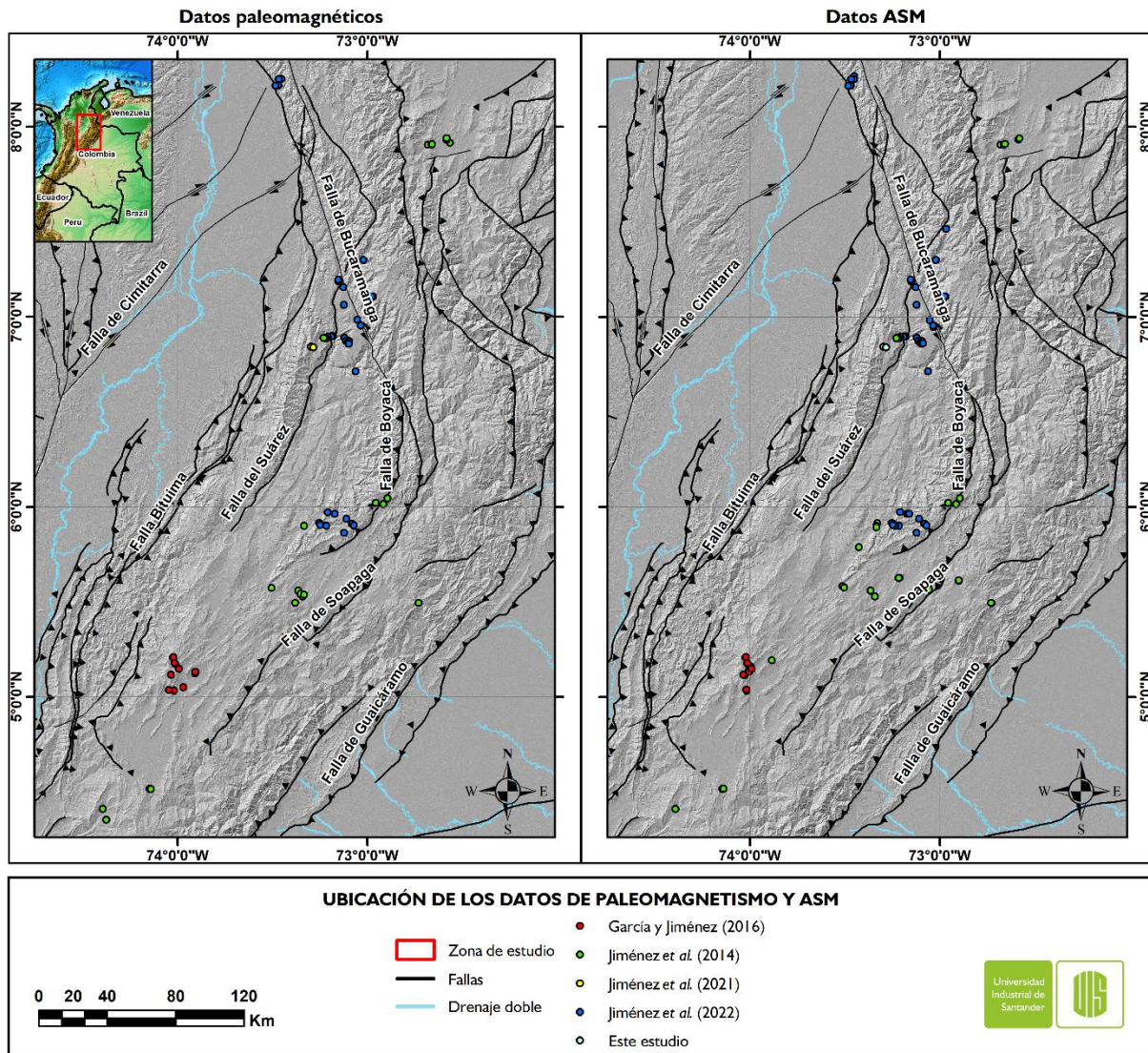
### 8.1 Paleomagnetismo y Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética

La base de datos paleomagnéticos está formada por información recopilada de Jiménez *et al.* (2014), García-Delgado y Jiménez (2016), Jiménez *et al.* (2021) y Jiménez *et al.* (2022) (ver Figura 18). Se tiene información de ubicación, formación, edad, dato de estratificación, número de muestras utilizadas en el cálculo, declinación e inclinación corregidas, declinación e inclinación in situ, parámetro de agrupamiento  $k$  y  $\alpha_{95}$ .

La información de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética fue recopilada de Jiménez *et al.* (2014), García-Delgado y Jiménez (2016) y Jiménez *et al.* (2022). En esta investigación se reporta nueva información de ASM correspondiente a la secuencia estudiada por Jiménez *et al.* (2021) (ver Figura 18). Se cuenta con los datos crudos de Jiménez *et al.* (2014) y Jiménez *et al.* (2022), además de los reportados en este informe (Apéndice A)

Figura 18

Ubicación de la información utilizada en el proyecto de investigación



Nota. Se observa la distribución de la información de paleomagnetismo y de ASM. Algunas muestras tienen ambos tipos de dato.

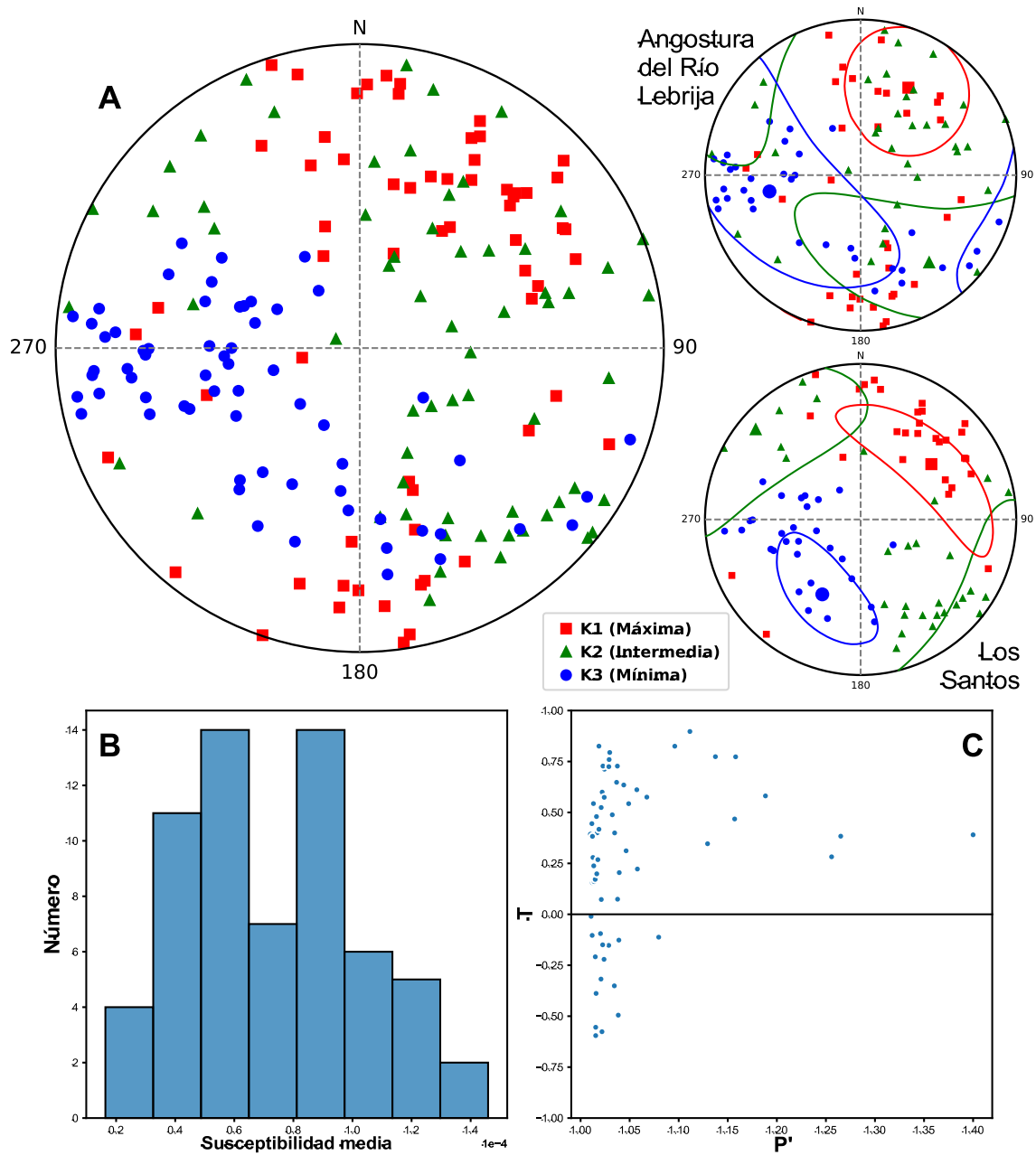
## 9. Resultados

### 9.1 ASM en el Grupo Girón

En la información recolectada se obtuvo que la susceptibilidad magnética es baja con una susceptibilidad media ( $K_m$ ) de  $73.9 \times 10^{-6}$  [SI] (Figura 19), lo cual sugiere que la susceptibilidad magnética está dominada por minerales paramagnéticos y que es posible realizar una interpretación basada en la orientación preferencial de los minerales (Parés y van der Pluijm, 2002; Rochette, 1987; Rochette *et al.*, 1992). El elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética muestra un parámetro de forma  $T$  promedio de 0.054 y un grado de anisotropía  $P'$  promedio de 1.025. La lineación magnética  $L$  y la foliación magnética  $F$  promedio son 1.012 y 1.013, respectivamente. El eje  $K_3$  del elipsoide tiende a ubicarse alrededor del polo de la estratificación, lo que sugiere que la forma del elipsoide en general es oblada y conserva su fábrica sedimentaria (Figura 19). Los resultados se encuentran en el Apéndice B.

Figura 19

Gráficas de los resultados de ASM en el Grupo Girón



*Nota.* A) Proyección estereográfica (equal-área) del elipsoide de la anisotropía de susceptibilidad magnética. Se muestran los elipsoides de confianza. B) Histograma de distribución de la susceptibilidad media ( $K_m$ ). C) Relación entre el parámetro de forma  $T$  y el grado de anisotropía ( $P'$ )

## 9.2 Cálculo del factor de aplanamiento y paleolatitudes corregidas

La aplicación del método utilizado por Garcés *et al.* (1996b) se basa en la ecuación 7, por lo que el primer paso consiste en el cálculo de la tangente de la  $I_m$  y del inverso del grado de anisotropía. Estas son las dos variables de ingreso al modelo *curve-fit*, que utiliza mínimos cuadrados no lineales para ajustar estos datos a una función dada, que en este caso es el despeje de la tangente de la inclinación medida a partir de las ecuaciones (7) y (8):

$$\tan(I_m) = e^{(-b*\ln(P')+a)} \quad (12)$$

Así, usando  $1/P'$  como  $X$ ,  $\tan(I_m)$  como  $Y$ , y (6) como la función de ajuste, *curve-fit* da como resultado los valores óptimos para los parámetros  $a$  y  $b$  de tal forma que la suma de los valores residuales es minimizada.

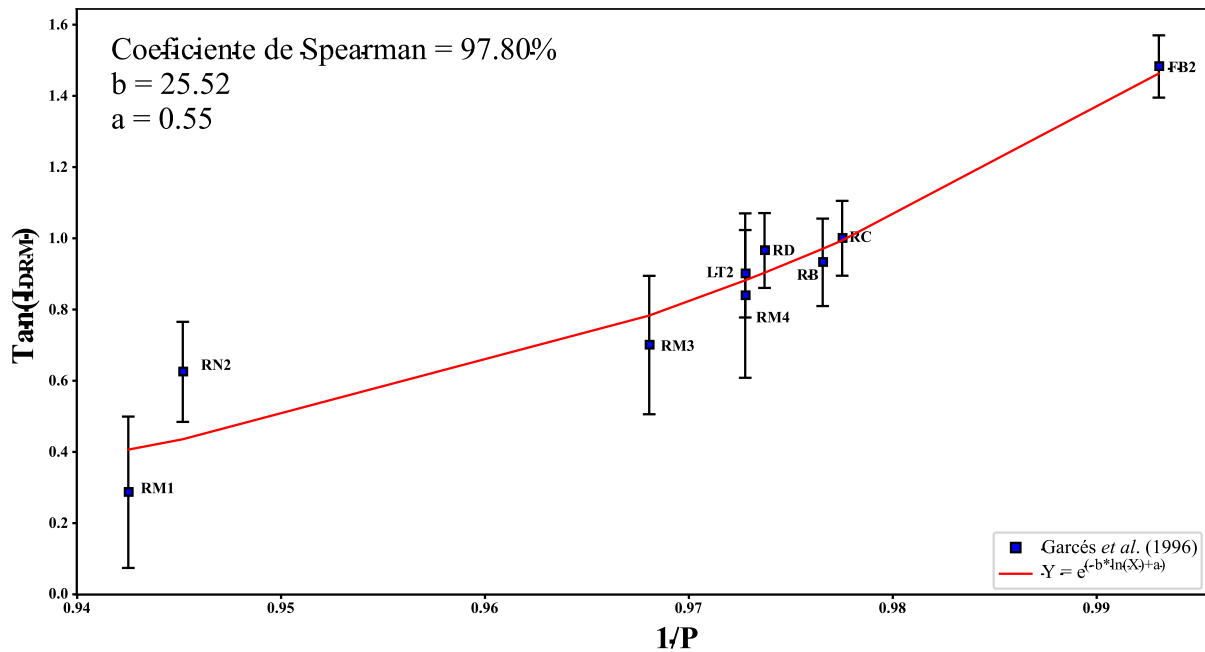
A partir de  $a$  y  $b$  es posible calcular una  $\tan(I_m)$  modelada para todas las muestras. De la misma forma  $a$  es utilizado para calcular la inclinación corregida ( $I_c$ ) y usando este valor junto con la inclinación medida de cada muestra es posible calcular el factor de aplanamiento ( $f$ ) a partir de la ecuación 11. Al obtener un  $f$  para cada una de las muestras que quedaron después del filtrado, se da como resultado el promedio de todos los valores de  $f$  obtenidos para cada set de datos.

### 9.2.1 Cálculo del factor de aplanamiento en el modelo de referencia

El modelo de referencia corresponde a los datos reportados por Garcés *et al.* (1996b), que está basado en 11 datos, de los cuales 3 se caracterizan por un alto grado de anisotropía ( $>1,1$ ), por lo que se descartan (Figura 20). Al aplicar *curve fit* se obtuvo un coeficiente de Spearman = 97.80%,  $a = 0,55$  y  $b = 25,52$  y una  $I_c$  de  $60,06^\circ$ , que, al ser comparado con el valor de  $I_c$  de  $60^\circ$  reportado por Garcés *et al.* (1996b), indica que la herramienta *curve fit* funciona correctamente (Figura 20).

**Figura 20**

Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Garcés et al. (1996b)



Nota. El ajuste se hizo según la ecuación y los datos filtrados por el autor

### 9.2.2 Filtro de datos

Con el fin de unificar los conjuntos de datos por analizar, se realizó un filtro a los datos reportados en la CO, Catatumbo, Perijá y Sierra Nevada de Santa Marta (Apéndice A y Apéndice B). El filtro utilizado depende de los valores del grado de anisotropía  $P'$ , inclinación, aplanamiento y el valor de  $a_{95}$  (parámetro para medir la precisión de las direcciones de magnetización de las rocas; cuanto menor sea, más precisión). Se utilizaron sitios y muestras con un  $P' < 1.1$ , inclinación  $< |20^\circ|$ , aplanamiento  $< |15^\circ|$  y  $a_{95} < 20^\circ$ . El filtro permite utilizar únicamente datos con información de anisotropía de susceptibilidad magnética, por tanto, datos reportados en la CO, Perijá, Santa Marta (Bayona et al., 2006, 2010; Nova et al., 2012) no pueden incluirse en el modelo. De los 103 datos originales reportados por Jiménez et al. (2014, 2021, 2022) y García y

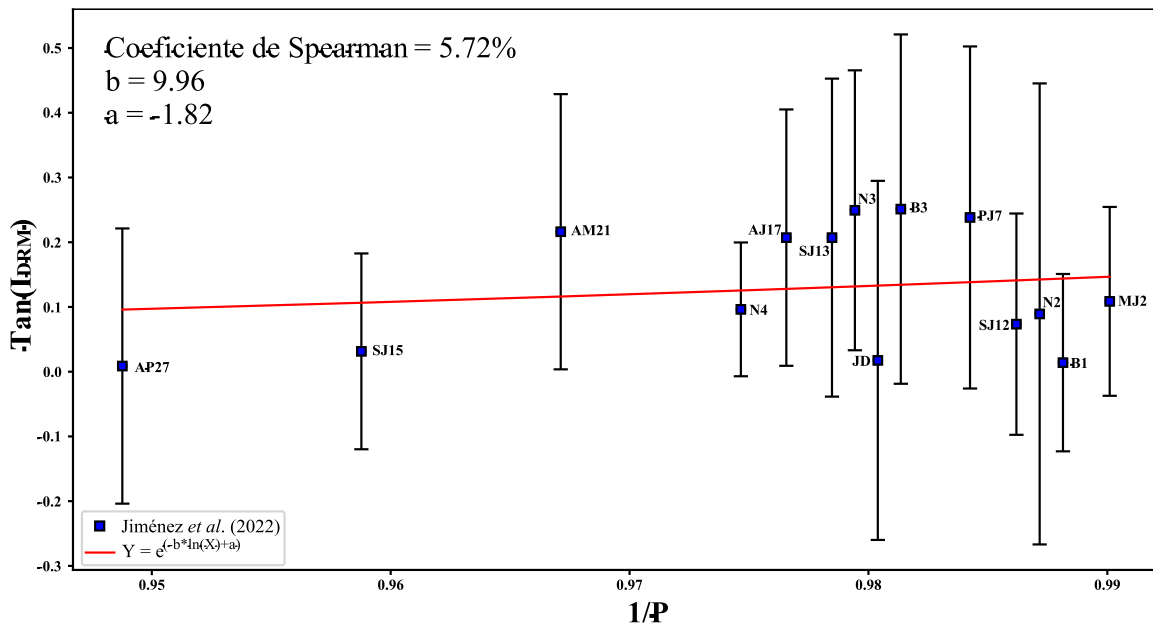
Jiménez (2016), 68 datos pasaron los 4 filtros, 14 corresponden a sitios de unidades del Triásico-Jurásico Inferior, 43 corresponden al Jurásico Medio-Cretácico Inferior y 11 sitios corresponden a rocas del Cretácico-Cenozoico (Apéndice C).

### 9.2.3 Modelo del Triásico – Jurásico Inferior

Los 14 sitios de las unidades del Triásico-Jurásico Inferior corresponden a las unidades Montebel en el Anticlinorio de Arcabuco (1 sitio), la Formación Noreán en el flanco oeste del Macizo de Santander (1 sitio) y la Formación Jordán en los bloques colgante y yacente de la Falla de Bucaramanga (Figura 21, Apéndice C). Con base en este conjunto de datos, el modelo *curve fit* deriva un factor de aplanamiento de  $0.79 \pm 0.56$ .

**Figura 21**

*Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Jiménez et al. (2022)*



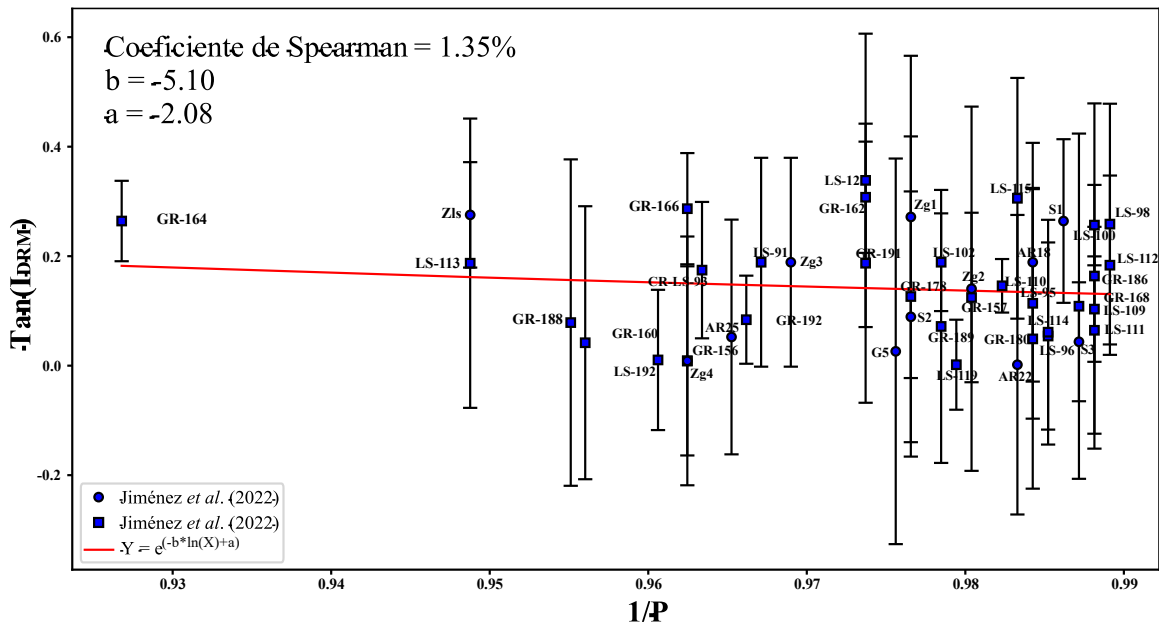
*Nota.* El valor de  $f$  para este set de datos es de 0.79 ( $I_C = 9.20^\circ$ ).

### 9.2.4 Modelo del Jurásico Medio – Cretácico Inferior

Los 43 sitios de las unidades del Jurásico Medio-Cretácico Inferior corresponden a las unidades La Rusia en el Anticlinorio de Arcabuco (3 sitios) y el Grupo Girón en el Macizo de Santander (3 sitios), bloque yacente de la Falla de Bucaramanga (1 sitio) y en el Anticlinorio de los Yariguíes (37 sitios) (Figura 22, Apéndice C). Con base en este conjunto de datos el modelo *curve fit* deriva un valor de aplanamiento de  $1.14 \pm 0.78$ .

#### Figura 22

*Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Jiménez et al. (2021, 2022)*



*Nota.* El valor de  $f$  para este set de datos es de 1.14 ( $I_C = 7.05^\circ$ ).

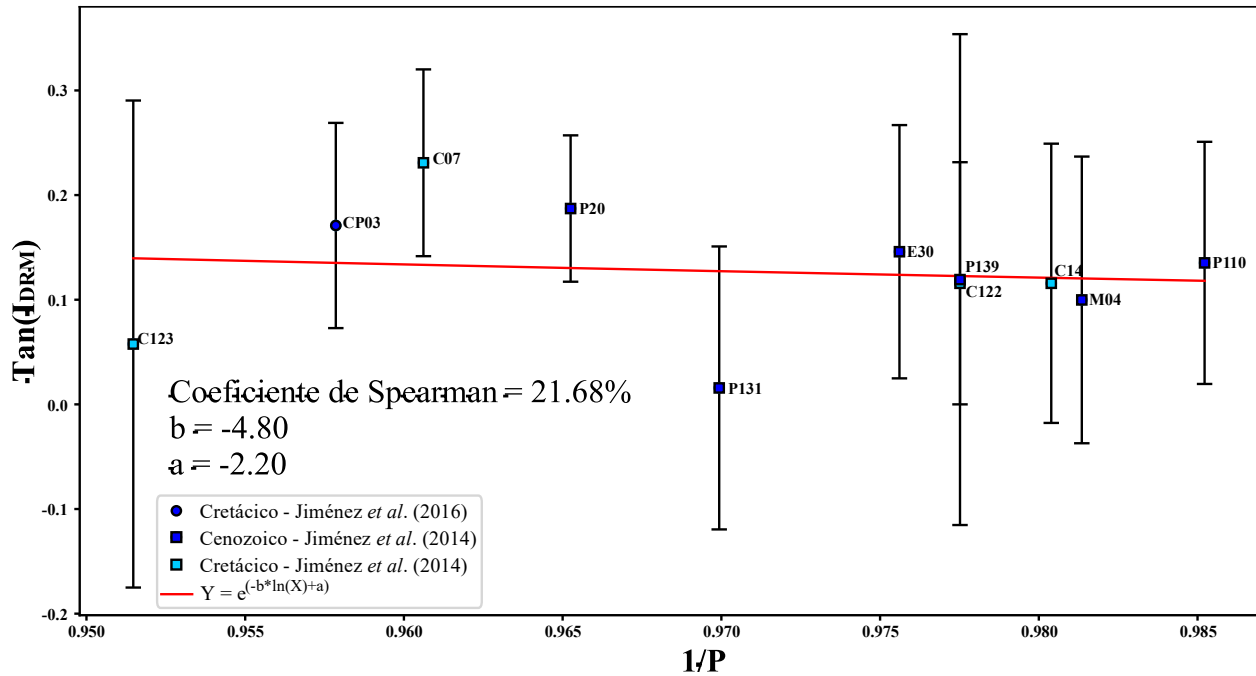
### 9.2.5 Modelo del Cretácico – Cenoico

Los 11 sitios de las unidades del Cretácico al Cenoico están distribuidos en las unidades Rosablanca, San Gil y Chipaque (4 sitios), Guaduas (4 sitios), Lodolitas de Fusagasugá (1 sitio) y Tilatá (1 sitio), en la zona axial de la CO y en la Formación Cuervos (1 sitio) en el Catatumbo

(Figura 23, Apéndice C). Con base en este conjunto de datos el modelo *curve fit* deriva un valor de aplanamiento de  $1.15 \pm 0.21$ .

### Figura 23

*Ajuste y correlación usando curve fit para los datos reportados por Jiménez et al. (2014) y García y Jiménez (2016)*



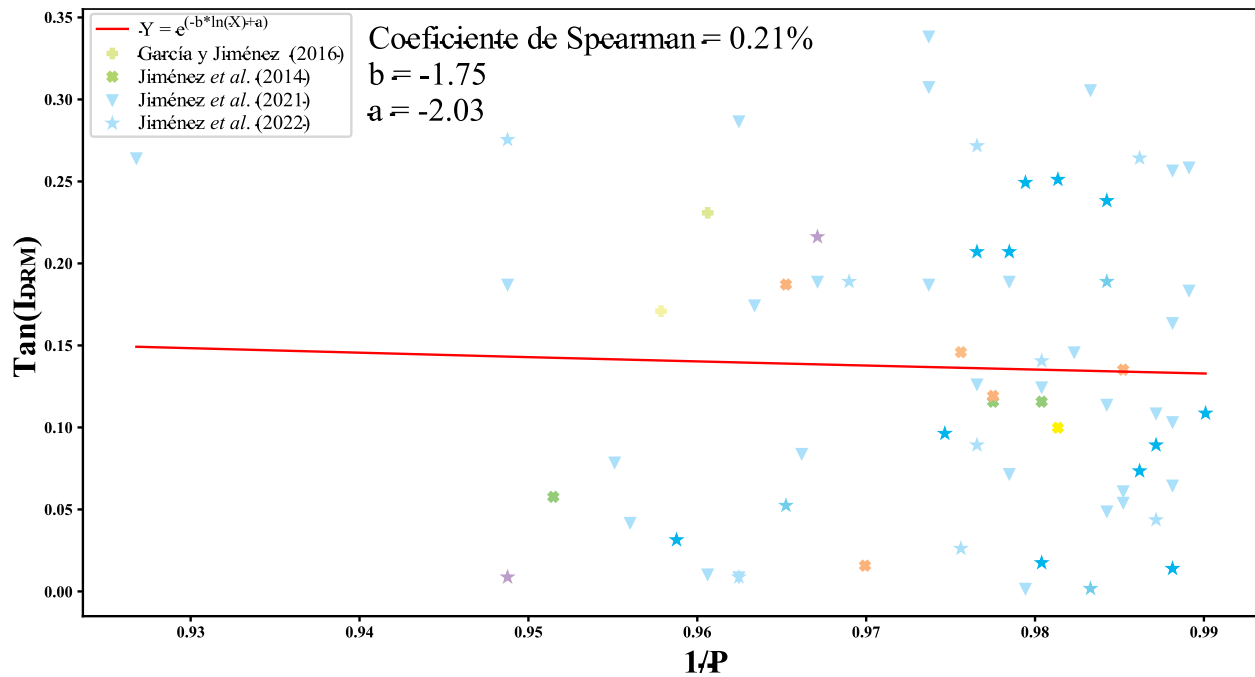
Nota. El valor de  $f$  para este set de datos es de 1.15 ( $I_C = 6.27^\circ$ ).

### 9.2.6 Modelo general de la Cordillera Oriental

Con base en los 68 sitios de las unidades del Triásico al Cenozoico, distribuidas en la CO, Macizo de Santander y Catatumbo (Figura 24, Apéndice C), el modelo *curve fit* deriva un valor de aplanamiento de  $1.04 \pm 0.6$ .

**Figura 24**

*Ajuste y correlación usando curve fit para el conjunto total de datos.*



*Nota.* El valor de  $f$  para el set completo de datos es de 1.04 ( $I_C = 7.44^\circ$ ). Los colores de cada sitio representan la edad.

### 9.2.7 Datos calculados vs datos modelados

Los coeficientes de correlación como el de Pearson o Spearman son medidas que permiten evaluar el grado de relación lineal o monotónica entre variables. Pearson mide relaciones lineales, o cambios proporcionales de una variable con respecto a otra. Por otro lado, Spearman mide el grado en que los cambios de una variable se asocian con los cambios en la misma dirección en otra variable, sin que sean necesariamente proporcionales. A partir de esto es posible definir si el modelo entiende la tendencia o el patrón de los datos.

El coeficiente de Spearman, al ser útil para evaluar relaciones que no son necesariamente lineales, fue calculado para evaluar los modelos obtenidos con *curve fit*, que utiliza la ecuación 6.

Los coeficientes obtenidos para cada uno de los conjuntos de datos presentan valores muy bajos en comparación con el obtenido para los datos de Garcés *et al.* (1996b): 5.72 %, 1.35 %, 21.68 %, 0.21 % y 97.80 % para el Triásico-Jurásico Inferior, Jurásico Medio-Cretácico Inferior, Cretácico-Cenozoico, CO y Garcés *et al.* (1996b), respectivamente. Esto indica que no se está reflejando una relación entre las inclinaciones calculadas y las modeladas.

Todos los valores de inclinación utilizados por Garcés *et al.* (1996b) en su ajuste y después de los filtros son mayores a  $10^\circ$ ;  $56^\circ$  es el valor mayor. A partir de esto se cambió el filtro: inclinación  $< |20^\circ|$  por  $|25^\circ| >$  inclinación  $> = |10^\circ|$ , y se obtuvieron nuevamente los valores de  $f$  junto a un nuevo coeficiente de Spearman. Los resultados se encuentran en la Tabla 1.

**Tabla 1**

*Aplanamiento y coeficiente de Spearman de los modelos*

	<b>Triásico – Jurásico Inferior</b>	<b>Jurásico Medio - Superior</b>	<b>Cretácico - Cenozoico</b>	<b>Cordillera Oriental</b>
<b>Aplanamiento utilizando filtro inicial</b>	$0.79 \pm 0.56$	$1.14 \pm 0.78$	$1.15 \pm 0.21$	$1.04 \pm 0.6$
<b>Coeficiente de Spearman (%)</b>	5.72	1.35	21.68	0.21
<b>Aplanamiento utilizando filtro final</b>	$0.82 \pm 0.06$	$0.98 \pm 0.20$	$0.46 \pm 0.18$	$0.93 \pm 0.22$
<b>Coeficiente de Spearman (%)</b>	63.77	15.67	50	8.36

*Nota.* Se comparan el aplanamiento y el Coeficiente de Spearman obtenidos para los datos con los filtros originales vs. el nuevo filtro que no tiene en cuenta ni inclinaciones bajas ni muy altas.

No hay una ubicación preferencial de los datos excluidos a partir del filtro final, solo se observa que la mayoría de los datos con inclinación  $> 25^\circ$  se encuentran relativamente cerca de la Falla de Boyacá.

Los resultados muestran una mejoría general en los coeficientes de Spearman y en los errores calculados para los valores de aplanamiento, principalmente en las muestras del Triásico-Jurásico Inferior. En el caso de las muestras del Cretácico-Cenozoico, el filtro dejó solo 3 muestras para el cálculo, por lo que no se podría tener en cuenta. Esto permite concluir que el modelo adquiere mayor validez cuando no se tienen datos de inclinaciones bajas, y que es necesario adquirir más datos de inclinaciones de este tipo para validar si pueden ser tenidas en cuenta o no, y en que contextos.

### **9.2.8 *Paleolatitudes corregidas***

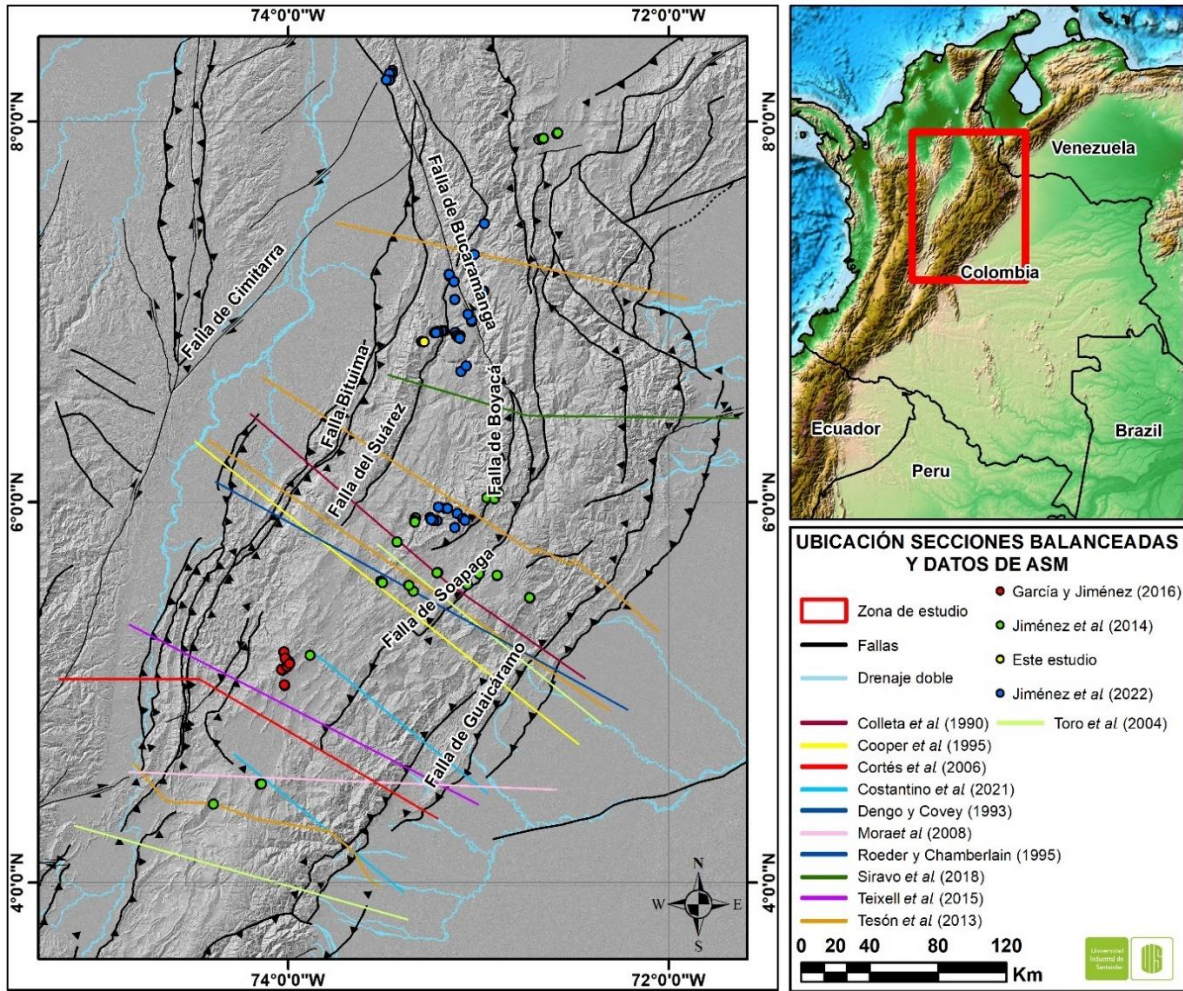
El resultado obtenido para el factor de aplanamiento indica que las rocas no han sido afectadas por este fenómeno y, por lo tanto, los modelos no deben ser corregidos.

## **9.3 Valor de acortamiento en la Cordillera Oriental**

Se realizó la recopilación de bibliografía que contenga cálculos de acortamiento en la CO (Colleta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Cortés *et al.*, 2006; Costantino *et al.*, 2021; Dengo y Covey, 1993; Mora *et al.*, 2008; Roeder y Chamberlain, 1995; Siravo *et al.*, 2018; Teixell *et al.*, 2015; Tesón *et al.*, 2013; Toro *et al.*, 2004) y se graficaron las ubicaciones de las secciones estructurales en la Figura 25. Se puede apreciar que hacia la zona norte (cerca de los datos de Cúcuta o Aguachica) no se encuentran secciones balanceadas en la bibliografía. El valor de acortamiento calculado por cada autor puede verse en la Tabla 2.

**Figura 25**

*Recopilación de secciones balanceadas y datos de ASM disponibles*



*Nota.* Se recopilaron secciones estructurales balanceadas con valores de acortamiento. Se referenciaron a partir de los mapas disponibles en cada artículo.

**Tabla 2**

*Recopilación de valores de acortamiento*

Fuente	Longitud de la sección	Acortamiento (%)	Acortamiento (km)
Colleta <i>et al.</i> (1990)	~313 km	~33.5%	105

Dengo y Covey (1993)	~274 km	~55% (40% según artículo)	150
Cooper <i>et al.</i> (1995)	~313 km	~22%	68
Roeder y Chamberlain (1995)	~313 km	~54%	170
Toro <i>et al.</i> (2004)	~200 km	30%	60
	~200 km	25%	50
Cortés <i>et al.</i> (2006)	~242 km	~29%	70
Mora <i>et al.</i> (2008)	~250 km	~23.2%	58
Tesón <i>et al.</i> (2013)	~208 km	~33%	69
	~280 km	~24%	69
	~281 km	~28.46%	80
	~171 km	~36.25%	62
Teixell <i>et al.</i> (2015)	~228.2 km	27%	82
Siravo <i>et al.</i> (2018)	235.7 km	13%	31.5
Costantino <i>et al.</i> (2021)	~127 km	~15%	19.5
	~127 km	~13.5%	17.3

*Nota.* No todos los autores incluyen los valores en %, por lo cual se calcularon manualmente. Los errores resultantes de esto son mínimos, con un margen inferior al 1%. Si la publicación tiene más de una sección balanceada, se listan de norte a sur.

### 9.3.1 Selección de los datos

La forma del elipsoide de cada sitio se definió usando un diagrama de Flinn, donde se visualizan los parámetros ASM (F, L, T y P'). Para la definición del tipo de elipsoide se estableció que en los sitios prolados la lineación es mayor que la foliación, y el parámetro de forma es menor a -0.2; en los sitios oblados la foliación es mayor a la lineación y el parámetro de forma es mayor a 0.2; los sitios triaxiales tienen un valor de T menor |0.2|. Las figuras relacionadas a esta selección

se encuentran en el Apéndice D, donde los sitios prolados están identificados con azul, los triaxiales con verde y los oblados con rojo

En los datos de Jiménez *et al.* (2014) (Apéndice D. A), cuatro sitios son prolados, seis triaxiales y 25 son oblados. De el gráfico se puede inferir, teniendo en cuenta la Figura 8, que el sitio C102, con valores altos de P' y T, estaría asociado con la mayor deformación de este conjunto de datos

En los datos de García y Jiménez (2016) (Apéndice D. B) todos los sitios a excepción del P04 (triaxial) son oblados. Esta información se extrajo directamente desde las tablas que se encuentran en el artículo, ya que no se poseen los datos crudos

De los 47 sitios reportados por Jiménez *et al.* (2022) (Apéndice D. C), nueve son prolados, 13 triaxiales y 26 oblados. Todas las zonas definidas por los autores tienen elipsoides de las tres formas, a excepción del Anticlinorio de los Yariguíes donde no hay sitios prolados, y Bucaramanga donde no hay sitios triaxiales.

Para el gráfico de los 63 sitios reportados en este informe (Apéndice D. D y E), se omitieron los sitios con valores de P' mayores a 1.2 (LS-103, LS-107 y LS-116) para tener una mejor visualización de la zona donde están más acumulada la información. En el Apéndice D. D están graficados los datos de la Formación Angostura del Río Lebrija y el Apéndice D. E corresponde a Los Santos (parte inferior). Se separaron para poder observar mejor la ubicación de cada uno en el diagrama.

En la Formación Angostura del Río Lebrija hay cinco sitios prolados, seis triaxiales y 23 oblados, mientras que en Los Santos cuatro son prolados, seis triaxiales y 18 prolados. La distribución de las formas de los elipsoides es similar en ambas formaciones.

### 9.3.2 Cálculo del valor de acortamiento utilizando la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003)

Para el cálculo del acortamiento se descartaron los sitios con forma de elipsoide prolada, que teóricamente no conservan la fábrica sedimentaria y no son útiles en el cálculo.

La información se agrupó de diferentes formas para obtener distintos resultados y varias formas de evaluarlos. Se usaron como criterio la Formación y la zona donde se encuentra el sitio (de acuerdo con los autores), y también se agruparon usando el algoritmo de agrupamiento *K-Means*, que crea grupos de acuerdo con el número de clústeres que se definan, para evaluar la relación del parámetro de forma y del acortamiento en la CO.

En las tablas 3, 4 y 5, se encuentran los resultados por zona, formación y *K-Means*, respectivamente, cada una de estas tiene el valor de T promedio, máximo y mínimo, así como el acortamiento promedio, máximo y mínimo.

**Tabla 3**

*Cálculo del valor de acortamiento por zona*

<b>Zona</b>	$\bar{T}$	<b>T min – T max</b>	<b>Acmto (%)</b>	<b>Acmto min – Acmto max</b>
<b>Aguachica</b>	0.21	0.01 - 0.34	20.91	17.10 – 25.37
<b>Anticlinorio de Arcabuco</b>	0.19	-0.14 - 0.45	20.58	14.82 – 26.58
<b>Anticlinorio de los Yariguíes</b>	0.35	-0.17 – 0.62	24.12	14.39 – 31.57
<b>Bucaramanga</b>	0.48	0.14 – 0.76	27.46	19.60 – 36.57
<b>Cordillera Oriental</b>	0.41	-0.18 – 0.818	25.61	14.15 – 38.13
<b>Cúcuta</b>	0.63	0.27 – 0.76	31.93	22.35 – 36.53
<b>Macizo de Santander</b>	0.43	0.13 – 0.89	26.24	19.36 – 41.35
<b>Mesas</b>	0.34	-0.18 – 0.77	23.83	14.12 – 36.60

<b>Zapatoca</b>	0.40	-0.15 – 0.90	25.44	14.59 – 41.69
<b>Zipaquirá</b>	0.46	0.02 – 0.79	27.03	17.29 – 37.30

*Nota.* Acortamiento se abrevió usando las siglas Acmto.

Los resultados pueden ser comparados con la Tabla 2. Aguachica y Cúcuta no tienen secciones balanceadas cercanas, siendo Tesón *et al.* (2013) quienes tienen el dato más cercano a la zona, 33%. En el área de Aguachica el acortamiento promedio es de 20.91 y el máximo es de 25%, lejos del valor reportado en la sección balanceada. Por otro lado, Cúcuta tiene el acortamiento promedio más alto de la Tabla 3, aproximadamente 1% por debajo del valor reportado por Tesón *et al.* (2013). La zona de Zipaquirá, con un acortamiento promedio de 27.03%, es coherente con el valor definido por Teixell *et al.* (2015) (27%), pero mucho más alto que en la sección de Costantino *et al.* (2021), que tiene una longitud mucho menor que las demás (no atraviesa la zona donde están los datos). En el Anticlinorio de Arcabuco (AA) se obtuvo un promedio de acortamiento de 20.58%, coherente con los valores reportados por Cooper *et al.* (1995) y Tesón *et al.* (2013) en secciones cercanas (24 y 22% respectivamente). Autores como Colleta *et al.* (1990) y Toro *et al.* (2004) reportan un poco más altos (~30%) en secciones que atraviesan el costado suroccidental del AA. Las zonas del Anticlinorio de los Yarigués, Bucaramanga, Mesas y Zapatoca presentan valores de acortamiento promedio muy cercanos entre si (24, 27, 23, 25% respectivamente), pero distantes del valor propuesto por Siravo *et al.* (2018), 13%, quienes balancearon una sección cercana. Sin embargo, son coherentes con Cooper *et al.* (1995) y Tesón *et al.* (2013). La zona definida como Cordillera Oriental presenta un valor de acortamiento promedio de 25.6%, mínimo de 14% y máximo de 36%, esto debido a que las muestras etiquetadas de esta forma están distribuidas en un área muy grande que es útil para dar un valor de acortamiento general. Los resultados por zona muestran un acortamiento entre 20.91% y 31.93%, con un valor medio de 25.32%.

**Tabla 4***Cálculo del valor de acortamiento por formación*

<b>Formación</b>	$\bar{T}$	<b>T min – T max</b>	<b>Acmto (%)</b>	<b>Acmto min – Acmto max</b>
<b>Montebel</b>	0.20	-0.14 - 0.42	20.85	14.82 - 25.90
<b>Palermo</b>	0.42	0.42 - 0.42	25.98	25.98 - 25.98
<b>Noreán</b>	0.21	0.01 - 0.40	20.91	17.10 - 25.34
<b>Jordán</b>	0.34	-0.19 - 0.77	23.81	14.13 - 36.61
<b>La Rusia</b>	0.12	-0.14 - 0.45	19.16	14.84 - 26.58
<b>Grupo Girón</b>	0.43	-0.17 - 0.89	26.01	14.40 - 41.36
<b>Angostura del Río Lebrija</b>	0.44	-0.15 - 0.90	26.32	14.60 - 41.70
<b>Los Santos</b>	0.36	-0.15 - 0.83	24.48	14.63 - 38.80
<b>Grupo Caqueza</b>	0.37	0.14 - 0.55	24.62	19.55 - 29.38
<b>Rosa Blanca</b>	0.32	0.03 - 0.69	23.46	17.43 - 34.03
<b>Paja</b>	0.20	-0.18 - 0.48	20.83	14.16 - 27.36
<b>San Gil</b>	0.63	0.53 - 0.72	31.82	28.88 - 35.07
<b>Chipaque</b>	0.49	0.30 - 0.74	27.85	22.99 - 35.56
<b>Guadalupe</b>	0.65	0.52 - 0.81	32.62	28.51 - 38.14
<b>Plaeners</b>	0.45	0.26 - 0.79	26.78	22.00 - 37.31
<b>Guaduas</b>	0.48	-0.02 - 0.77	27.54	16.60 - 36.64
<b>Catatumbo</b>	0.71	0.68 - 0.73	34.53	33.66 - 35.42
<b>Cacho</b>	0.19	0.02 - 0.37	20.60	17.29 - 24.54
<b>Lodolitas de Fusagasuga</b>	-0.02	-0.02 - -0.02	16.75	16.75 - 16.75
<b>Bogotá</b>	0.13	0.13 - 0.13	19.40	19.40 - 19.40
<b>Cuervos</b>	0.54	0.27 - 0.77	29.18	22.36 - 36.53
<b>Concentración</b>	0.21	0.21 - 0.21	21.04	21.04 - 21.04
<b>Carbonera</b>	0.68	0.68 - 0.68	33.46	33.46 - 33.46
<b>Guayabo</b>	0.66	0.63 - 0.70	33.02	31.89 - 34.20
<b>Tilata</b>	0.68	0.68 - 0.68	33.62	33.62 - 33.62

*Nota.* El Grupo Girón y las Formaciones Angostura del Río Lebrija y Los Santos se dejaron por separado adrede. Acmt = Acortamiento.

Angostura del Río Lebrija y Los Santos, reportados como datos nuevos en este proyecto de investigación, presentan valores de acortamiento promedio de 26.32% y 24.48% respectivamente, y el Grupo Girón, reportado por Jiménez *et al.* (2022), tiene un valor de 26%. Esto sugiere que el acortamiento en el Grupo Girón para ambas zonas es el mismo.

Los acortamientos calculados en muestras de las formaciones más antiguas, del Triásico – Jurásico (Palermo y Montebel del Triásico – Jurásico Inferior, Jordán y Noreán del Jurásico Inferior, La Rusia del Jurásico Medio - Superior, el Grupo Girón del Jurásico Medio – Cretácico Inferior), son menores a 26%. Lo mismo ocurre con las unidades del Cretácico Inferior (Grupo Caqueza, Paja, Rosa Blanca), a excepción de San Gil. Las formaciones del Cretácico superior tienen acortamientos superiores a 25%, con un máximo en la Formación Catatumbo de 34%. El Paleógeno y Neógeno son más irregulares. Cuervos y Guaduas presentan valores de 29 y 27% respectivamente, mientras que Cacho solo tiene 20%, siendo las tres del Paleoceno. En el Eoceno, Bogotá, Lodolitas de Fusagasugá y Concentración tienen acortamientos inferiores a 21%. Carbonera presenta un acortamiento igual al de las dos formaciones más jóvenes, Guayabo y Tilatá, con un valor de 33%. Los resultados por formación muestran acortamientos entre 16.75% y 34.43%, con un valor medio de 25.79%, consistente con el obtenido por zona (25.32%)

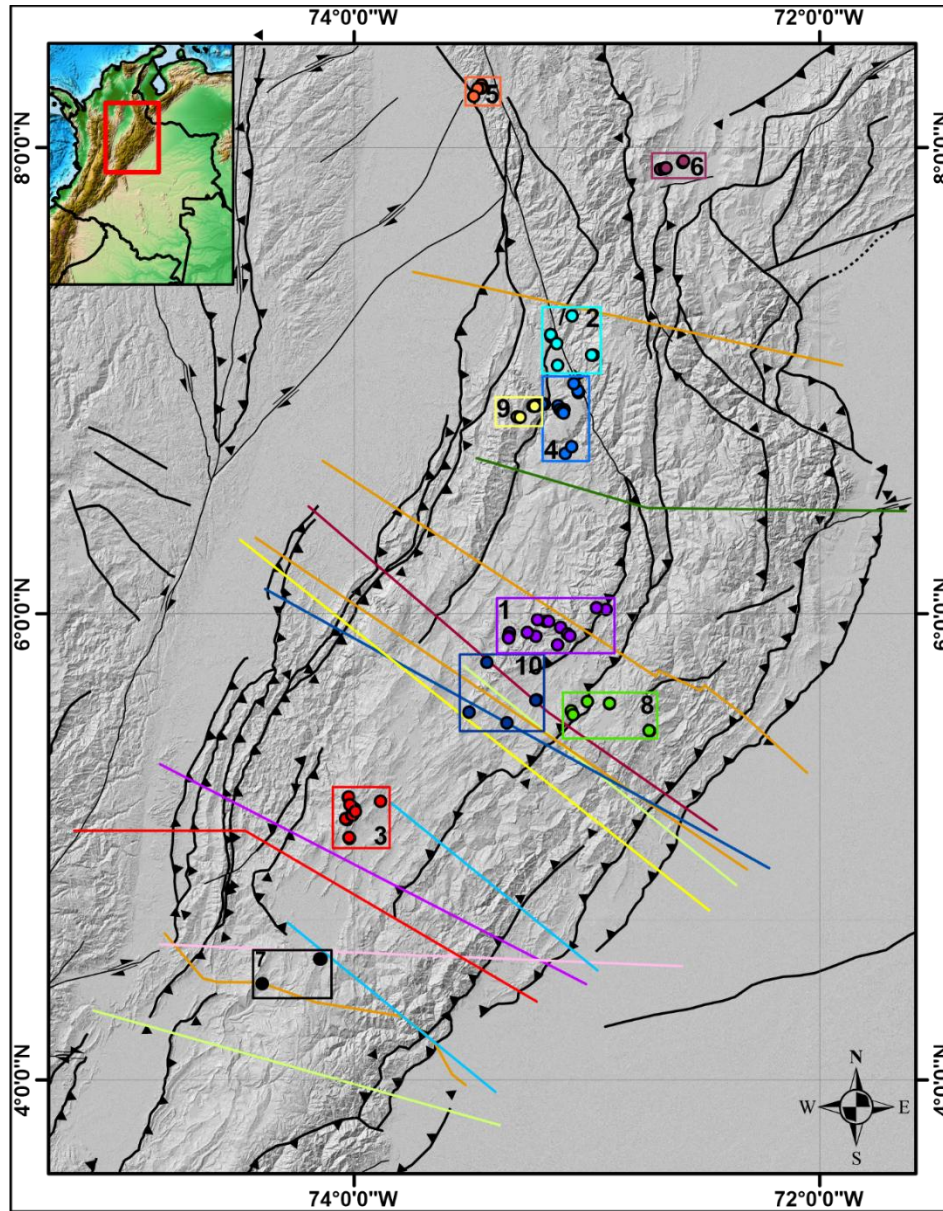
### **9.3.3 Ecuación generada a partir de valores de acortamiento encontrados en la literatura**

Para calcular la ecuación que relacione el acortamiento con el parámetro T, se hicieron agrupaciones de los sitios usando el algoritmo K-Means con 10 clústeres (Figura 26). De cada uno de estos se obtuvo el parámetro de forma promedio y se utilizó el valor de acortamiento calculado en la sección (o secciones) más cercana. Se tuvo en cuenta el análisis que se hizo a partir de los

resultados de la Tabla 3 y se descartaron las secciones de Dengo y Covey (1993) y Roeder y Chamberlain (1995) por proponer valores demasiado altos.

### Figura 26

*Clústeres generados a partir de K-Means en los datos de ASM para el cálculo de la ecuación ajustada a los datos de la CO*



*Nota.* El valor de T promedio asociado a cada clúster está en la **Tabla 5**

En la Tabla 5 se encuentran los valores de T promedio, y la sección o secciones asociadas a cada uno de los clústeres.

**Tabla 5**

*Cálculo del valor de acortamiento agrupando con el algoritmo K-Means.*

Clúster	$\bar{T}$	Secciones asociadas
1	0.33	Colleta <i>et al.</i> (1990) y Tesón <i>et al.</i> (2013)
2	0.46	Tesón <i>et al.</i> (2013)
3	0.48	Costantino <i>et al.</i> (2021) y Teixell <i>et al.</i> (2015)
4	0.35	Siravo <i>et al.</i> (2018) y Tesón <i>et al.</i> (2013)
5	0.21	Tesón <i>et al.</i> (2013)
6	0.63	Tesón <i>et al.</i> (2013)
7	0.03	Costantino <i>et al.</i> (2021), Mora <i>et al.</i> (2008) y Tesón <i>et al.</i> (2013)
8	0.43	Colleta <i>et al.</i> (1990), Tesón <i>et al.</i> (2013), Toro <i>et al.</i> (2004)
9	0.39	Siravo <i>et al.</i> (2018) y Tesón <i>et al.</i> (2013)
10	0.46	Colleta <i>et al.</i> (1990), Cooper <i>et al.</i> (1995), Tesón <i>et al.</i> (2013) y Toro <i>et al.</i> (2004)

*Nota.* La ubicación de cada clúster está en la **Figura 26**. Se ordenó siguiendo el # del clúster proporcionado por el algoritmo

Se obtuvo el % de acortamiento promedio de las secciones asociadas a cada clúster (Tabla 2) y se utilizó el módulo *curve\_fit* (utilizado en el cálculo del factor de acortamiento) para ajustar los valores a la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003). El factor determinado por estos autores fue de 17 como se vio en la ecuación 6, mientras que el que se obtuvo a partir del ajuste de la información de la CO fue de 18.45:

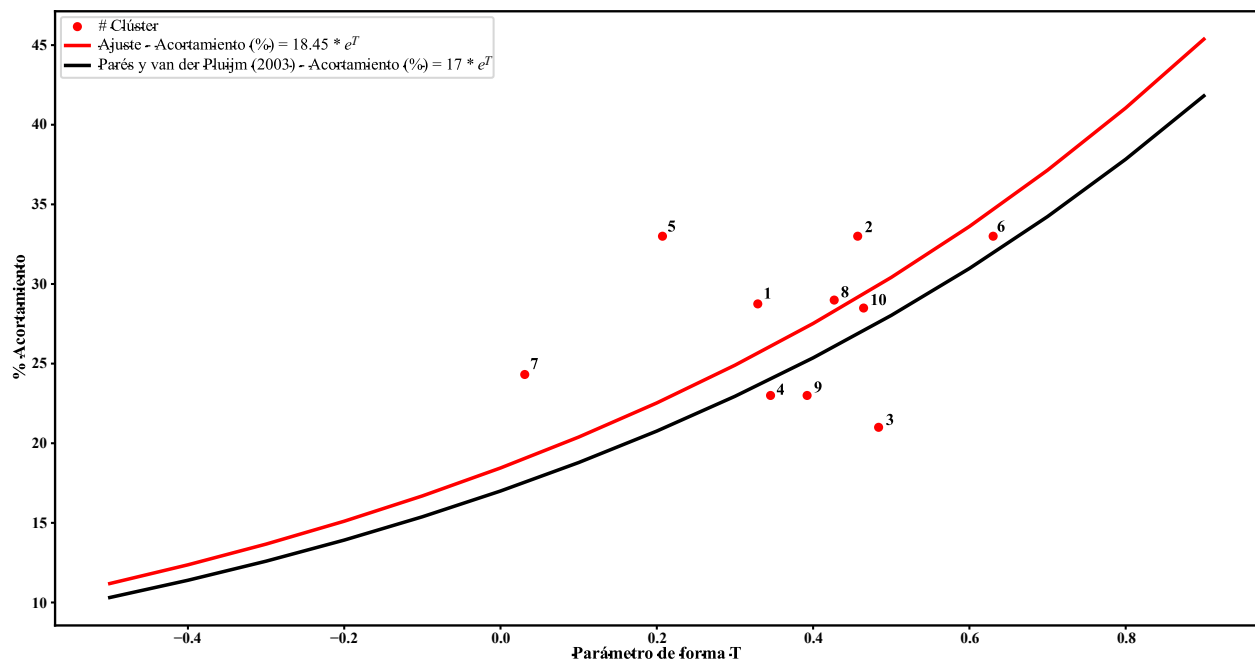
$$\text{acortamiento}(\%) = 18.45 * e^T \quad (13)$$

lo que significa porcentajes de acortamiento levemente mayores. Las diferencias entre los valores obtenidos con la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003) y los obtenidos con la ecuación determinada en este proyecto, calculados para cada clúster, varían desde 1.49% hasta 2.71%. En

la Figura 27 se observa la comparación entre la función obtenida al graficar usando la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003), en color negro, con la obtenida usando la ecuación 13 en color rojo. La similitud entre ambas gráficas indica que la relación propuesta por los autores es reproducible y aplicable en diferentes contextos geológicos, es decir, el parámetro de forma y el acortamiento son explicados a partir de esta ecuación.

### Figura 27

*Ajuste de la ecuación de Parés y van der Pluijm (2003) con la información de la CO*



*Nota.* La línea negra representa la ecuación determinada por Parés y van der Pluijm (2003), y la roja la obtenida en este estudio

## 9.4 Cálculo de paleocorrientes usando ASM en la Cordillera Oriental

El nuevo ejercicio de caracterización de fábricas magnéticas terminó en la identificación de 50 sitios aptos para ser usados como indicadores de paleocorrientes. Se descartaron todos los que ya habían perdido la fábrica sedimentaria, los que no presentan ningún tipo de imbricación en

el eje mínimo y en los que el eje mínimo y el polo del plano de estratificación están totalmente alineados. Los elipsoides de ASM junto con los diagramas de rosa del eje K3 se encuentran en el Apéndice E.

Los resultados de paleocorrientes se organizaron en dos mapas, uno correspondiente al Jurásico (Figura 28) y otro al Cretácico y Cenozoico (Figura 29). Se hizo de este modo porque no hay sitios suficientes correspondientes al Cenozoico que justifiquen un mapa único para este periodo. Se incluyeron las unidades cronoestratigráficas de J. Gómez y Montes (2020) en los mapas del Jurásico y el Cretácico.

Algunos sitios presentan flechas con doble dirección y están relacionados con flujos de alta velocidad presentes durante la deposición, donde el eje máximo es perpendicular al flujo y los ejes intermedio y mínimo están orientados aleatoriamente a lo largo de un plano paralelo al flujo, por lo que no se puede identificar una única dirección.

Para poder realizar comparaciones, se incluyeron paleocorrientes derivadas de las columnas sedimentarias reportadas en Etayo-Serna y Laverde-Montaña (1985), pertenecientes al Jurásico y al Cretácico. Estas direcciones fueron corregidas utilizando las rotaciones reportadas por Jiménez *et al.* (2021) para la zona de la Cuchilla del Ramo (Zapatoca) y las reportadas por Jiménez *et al.* (2022) para la Mesa de Los Santos y el Anticlinorio de Los Yariguíes (los mismos autores afirman que la zona axial de la parte norte de la CO no ha experimentado una rotación apreciable).

Para el Jurásico, en el anticlinorio de Arcabuco, todos los sitios a excepción del AM19 tienen una dirección de corriente aproximada NE-SW. Lo que lo diferencia de los demás es que este sitio tiene un mayor grado de anisotropía ( $P'$ ). Por otro lado, hacia el área de Bucaramanga y Mesas, las direcciones son menos consistentes a excepción de los sitios B1, 2, 3, 4 y G6 que tienen

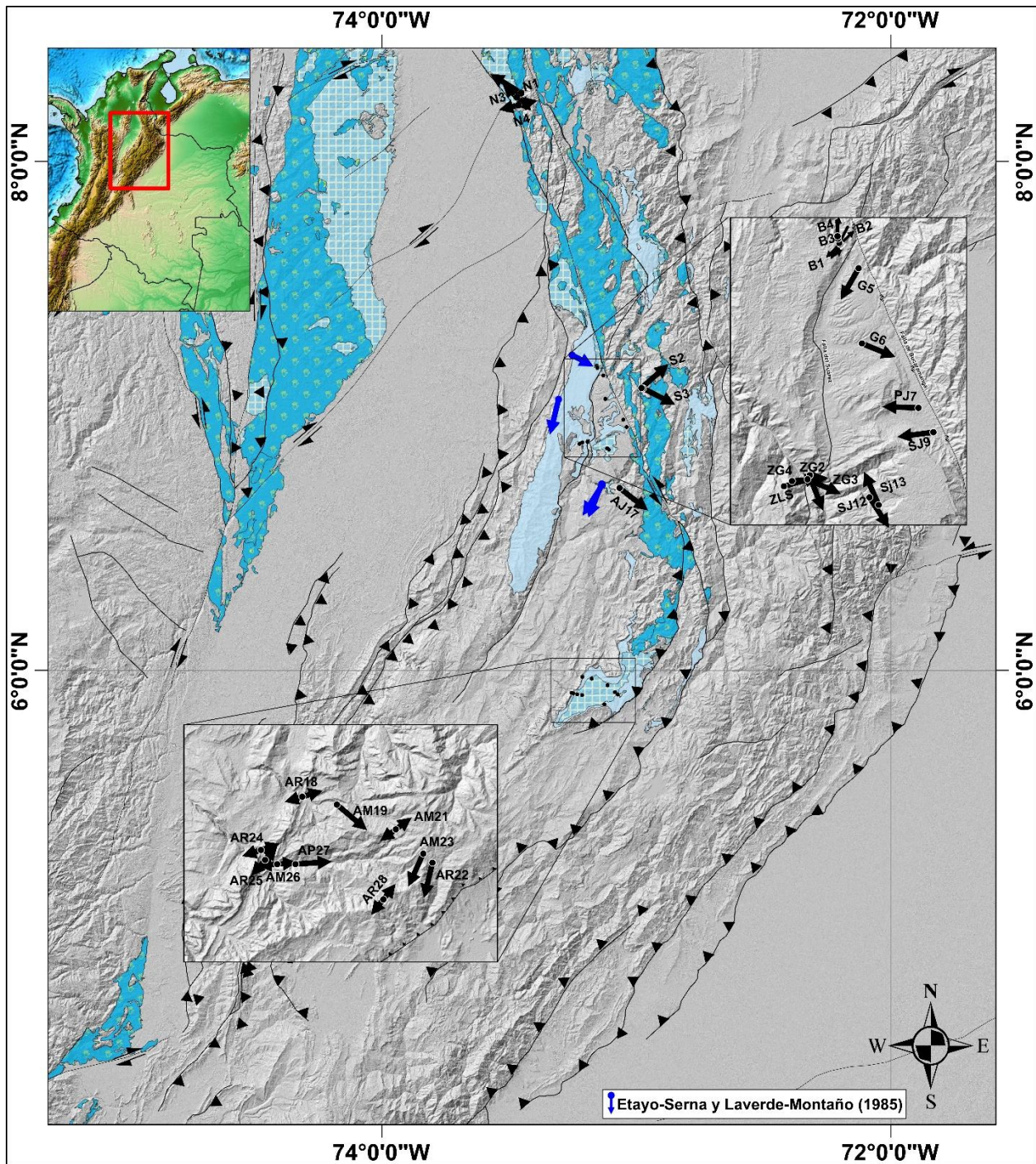
una dirección NE-SW, además de algunas de las paleocorrientes reportadas en Etayo-Serna y Laverde-Montaña (1985). En el área de Aguachica las direcciones presentan una dirección NW-SE.

En el Cretácico hay una dirección preferencial hacia el SE y algunos sitios hacia el E (C18, C134, C14), los primeros coinciden con las paleocorrientes de Etayo-Serna y Laverde-Montaña (1985) reportadas al norte del Anticlinorio de Los Yarigués y en la Mesa de Los Santos.

En el Cenozoico, los sitios del Paleógeno son consistentes en una dirección SW a excepción del P139, mientras que en el Mioceno no hay una dirección detallada, pero de forma general sería hacia el E. El único de estos sitios que muestra parámetros del elipsoide ASM un poco diferentes es el M113, que tiene un grado de anisotropía cercano a 1.

Figura 28

Mapa de paleocorrientes para el Jurásico

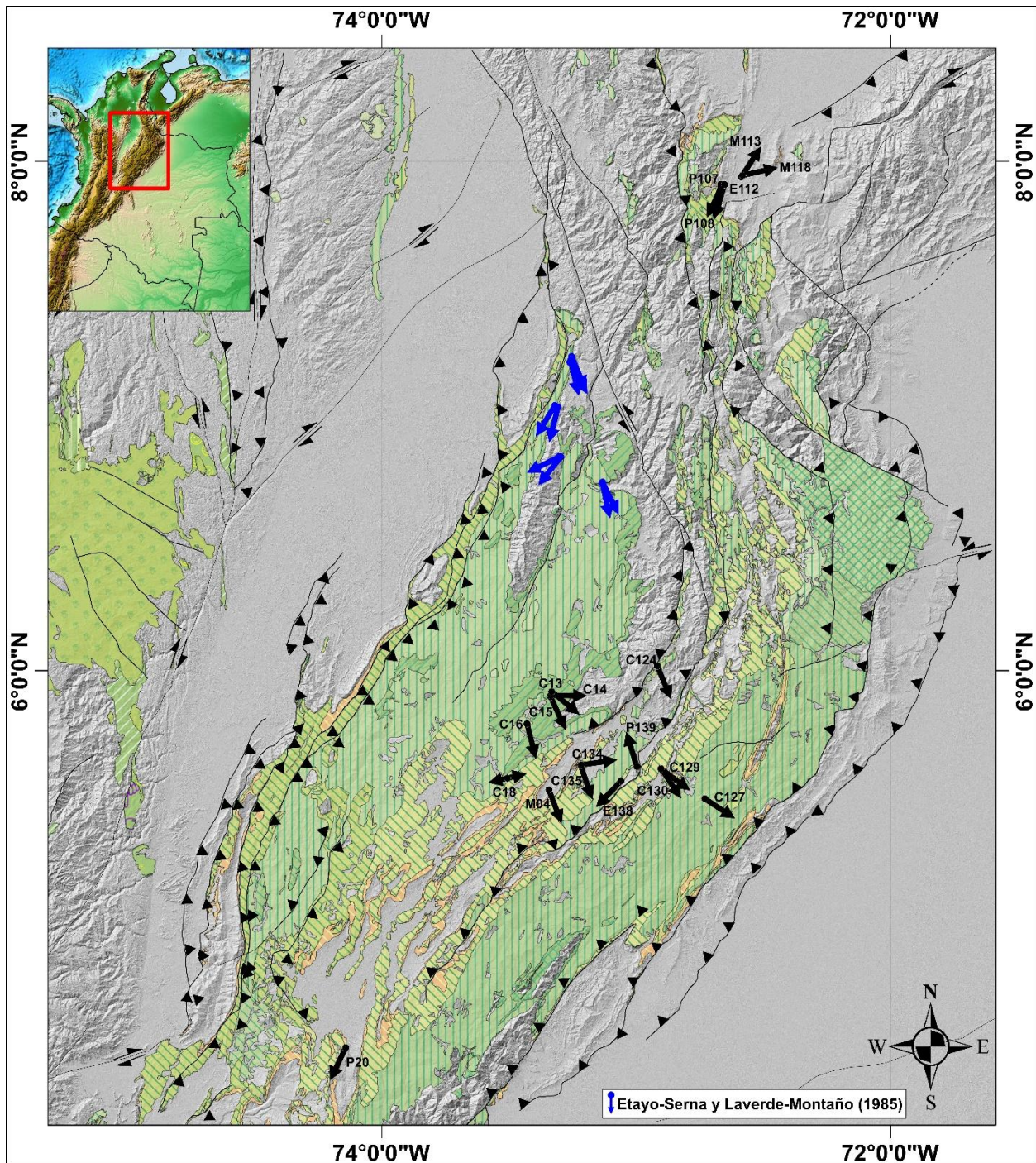


Nota. Las paleocorrientes en azul corresponden a Etayo-Serna y Laverde-Montaño (1985).

Unidades cronoestratigráficas tomadas de J. Gómez y Montes (2020).

Figura 29

Mapa de paleocorrientes para el Cretácico y Cenozoico.



Nota. Las paleocorrientes en azul corresponden a Etayo-Serna y Laverde-Montaño (1985).

Unidades cronoestratigráficas tomadas de J. Gómez y Montes (2020).

## 10. Discusión

### **Aplanamiento de la inclinación y corrección de paleolatitudes**

Las inclinaciones y paleolatitudes reportadas para la CO (García-Delgado y Jiménez, 2016; Jiménez *et al.*, 2014, 2021, 2022) muestran variaciones y dispersiones en las medidas que pueden estar relacionadas con la litología, granulometría, densidad de datos, variaciones de posición latitudinal, normales y reversos, etc. A esto también se le agrega la posibilidad de que las zonas influenciadas por deformación de rumbo estén asociadas con las inclinaciones más altas (Jiménez *et al.*, 2014), introduciendo otra variación relacionada con la posición. Todo esto puede causar que en el modelo haya valores fuera de la estadística del dominio del factor de aplanamiento (teóricamente entre 0 y 1). Para casos como este, de alta variabilidad en los datos (factores obtenidos de 1.14, 1.15 y 1.04), el factor debe acotarse al valor máximo posible que es 1, por lo que se debe realizar un filtrado más acorde con la información disponible.

Los valores de  $f$  determinados usando el modelo *curve fit* varían entre 0.79 a 1.15, pero utilizando el filtro ajustado (de acuerdo con las observaciones realizadas sobre los datos de Garcés *et al.* (1996b)) a los datos disponibles se tienen valores entre 0.82 y 0.98 (descartando el valor de 0.46 obtenido para Cretácico-Cenozoico por la falta de datos después del filtro para un cálculo significativo). La ubicación de los datos excluidos por el filtro final no tiene un patrón específico, y los únicos que presentan cierta relación son algunos de los sitios con inclinaciones mayores a 25° (AM19, AM23, AR28, C124, C125), cercanos a la Falla de Boyacá. El valor medio obtenido muestra un valor de 0.93, lo cual sugiere que estas rocas no han sido afectadas por aplanamiento y por tanto los valores de las paleolatitudes no varían significativamente, indicando que no es

necesaria una corrección de los diferentes modelos. El valor de  $f$  0.93 difiere de la corrección sugerida por Jiménez *et al.* (2021, 2022) y es coherente con los datos de paleolatitudes reportadas en la Formación Jordán en el área de Bucaramanga (Bayona *et al.*, 2006) y en rocas volcánicas del área de Santa Marta (Bayona *et al.*, 2010), los cuales sugieren traslaciones de bloques desde el hemisferio sur. Esto muestra la aplicabilidad del acercamiento basado en los métodos geofísicos de paleomagnetismo y ASM en el contexto geológico de la CO.

El coeficiente de correlación de Spearman indica una asociación positiva moderada entre la inclinación observada y la teórica ajustada en los datos del Triásico–Jurásico Inferior, lo que respalda la confiabilidad relativa del modelo para este intervalo. En cambio, el bajo valor del coeficiente de Spearman en el Jurásico Medio–Superior sugiere que el modelo no logra capturar adecuadamente la relación esperada, lo que limita la validez de las correcciones de inclinación aplicadas. Por tanto, para este periodo sería recomendable utilizar métodos complementarios que permitan validar de forma independiente el factor de aplanamiento.

Un factor de  $f$  de 0.93 implica que durante el Triásico al Jurásico Temprano bloques para- autóctonos estarían localizados en el hemisferio sur y fueron transportados desde posiciones entre  $14^{\circ}$  S y  $10^{\circ}$  S hacia el norte (Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022). Durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano, estos bloques tectónicos se localizaban en el hemisferio norte, cercanos a su posición actual  $\sim 7^{\circ}$  N (Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022, Pindell y Kennan, 2009). Los modelos recopilados por Bayona *et al.* (2020) del rift intracontinental estático y el modelo de migración lateral de arcos magmáticos que resultaron de la migración de la zona de subducción quedan descartados de acuerdo a los datos paleomagnéticos, el primero no explica las traslaciones y el segundo es insuficiente para justificar el desplazamiento de bloques tectónicos observado.

### **Acortamiento**

Los resultados de acortamiento calculados con el método geofísico ASM sugieren un valor de ~25% para la Cordillera Oriental, soportando modelos como los de Colleta *et al.* (1990), Cooper *et al.* (1995), Mora *et al.* (2008) y Tesón *et al.* (2013), que consideran la existencia de pliegues de basamento donde las principales estructuras de empuje se derivan de la inversión de fallas normales preexistentes. Sin embargo, el modelo de Colleta *et al.* (1990) deriva en acortamientos levemente más altos de los calculados en las diferentes zonas de la CO (a excepción de Cúcuta) lo que podría relacionarse con que los autores consideraron una mayor inversión de las fallas normales preexistentes en la CO.

En los modelos de Dengo y Covey (1993) y Roeder y Chamberlain (1995) se interpretan todos los pliegues como *fault-bend folds* o *fault-propagation folds* y resultan en acortamientos muy altos, por lo que quedan descartados según la ASM, ya que ninguna de las zonas analizadas mostró acortamientos mayores a 28% (si no se tiene en cuenta Cúcuta) y estos autores reportaron acortamientos de casi el doble. Siravo *et al.* (2018) y Costantino *et al.* (2021) reportaron valores menores a 20%, los primeros autores en el área de El Cocuy, y los segundos entre Bogotá y Zipaquirá. En el primer caso, el bajo acortamiento (13%) contrasta con los otros modelos cercanos a esta zona, y puede estar relacionado con la propuesta conservadora que se realizó para el cálculo, donde los autores hicieron una sección simplificada que describe ‘el acortamiento mínimo absoluto que replica la geología en superficie’, además de que se habla de incertezas en el cálculo relacionadas con la profundidad y geometría del despegue frontal. Por otro lado, los resultados de Costantino *et al.* (2021) no están muy alejados del resultado de acortamiento obtenido con ASM en los datos al sur de Bogotá (17%), siendo los que presentan un menor acortamiento. Sin embargo,

los autores se enfocaron principalmente en el flanco oriental de la CO, a diferencia de modelos como los de Cortés *et al.* (2006), Mora *et al.* (2006) y Teixell *et al.* (2015), que si analizaron ambos flancos y tienen valores similares a los que se encuentran más al norte. Teniendo en cuenta esto y la poca cantidad de datos de ASM al sur de Bogotá, los resultados no son concluyentes en esta zona.

### **Paleocorrientes**

Las paleocorrientes en el Jurásico muestran, en el actual anticlinorio de Arcabuco, una alineación paralela a la cuenca de rift que existió en esa zona (Kammer y Sánchez, 2006), indicando que las paleocorrientes fueron controladas principalmente por estructuras tectónicas como la Falla de Boyacá. El flujo de sedimentos tuvo que darse desde el NE o el SW y la cuenca pudo haber estado influenciada por estructuras internas que la compartimentalizaron en direcciones opuestas. Osorio-Afanador y Velandia (2021) consideran el anticlinorio de Arcabuco como un sistema de hemi-graben creado por tectónica extensional. Los autores proponen un modelo para el anticlinorio de Los Yariguíes y de acuerdo con los resultados obtenidos con ASM, es aplicable a Arcabuco. Esto es debido a que ambos enfoques proponen una dirección de paleocorrientes paralela a la cuenca (NE en Osorio-Afanador y Velandia (2021)) con aportes desde las zonas altas de la cuenca (AM19). Además, la formación de fallas transversales a la cuenca creando bloques tipo horst justifica la variabilidad NE-SW observada en las paleocorrientes obtenidas con ASM.

Al norte, los sitios que se encuentran entre Bucaramanga y la Mesa de Los Santos (aproximadamente entre las fallas de Bucaramanga y Suárez) presentan multi-direcciones en las corrientes y no hay relación con lo reportado por Etayo-Serna y Laverde-Montaño (1985), lo que podría ser un índice de la complejidad tectónica del Jurásico. Algunos sitios parecen haber sido

influenciados también por el tren regional NE-SW, sin embargo, también puede existir un aporte desde las partes altas del rift, especialmente desde el noroeste. Teniendo en cuenta a Osorio-Afanador y Velandia (2021) para esta zona, sitios como PJ7, SJ9, G5, B1, B2, B3 y B4 pueden considerarse como aportes desde partes altas de la cuenca, pero ZLS, ZG2, ZG3 y ZG4 no son acordes a el modelo y solo en ZLS se encuentra parámetro ASM ligeramente diferente (grado de anisotropía  $P'$  mucho mayor a los demás). Los demás sitios solo pueden ser explicados por una variación local, en un área con múltiples subcuencas o fuentes de sedimentos.

Las paleocorrientes identificadas para el Cretácico son aproximadamente perpendiculares a las estructuras principales. En el Cretácico Inferior hay una influencia extensional del rift Jurásico que evolucionó en una cuenca *backarc* contemporánea con la disminución de la actividad magmática en la Cordillera Central. Esto está soportado por la presencia de areniscas del Cretácico Inferior con abundantes fragmentos líticos volcánicos y feldespatos derivados de una fuente al occidente de acuerdo con resultados de paleocorrientes (Sarmiento-Rojas, 2001), que concuerda con las direcciones obtenidas a partir de ASM con dirección SE-E. De la misma forma, para los sitios correspondientes a formaciones del Cretácico Superior (como el Grupo Guadalupe C130, C134, C135, C137, C152), las direcciones SE-E pueden estar relacionadas con el levantamiento de la Cordillera Central, que implicaría la proveniencia de sedimentos de una fuente al oeste. La dirección SE-E es compartida por dos de los sitios reportados en Etayo-Serna y Laverde-Montaña (1985), uno al NW de Bucaramanga y otro en la Mesa de Los Santos. Las otras dos zonas con paleocorrientes reportadas por estos autores para el Cretácico son perpendiculares a la dirección de deformación. Hay cierta similitud entre algunos sitios Cretácicos con los vistos para el Jurásico, lo que podría reflejar una evolución progresiva en los sistemas de transporte de sedimento.

De acuerdo con Cooper *et al.* (1995), a finales del Cretácico y en el Paleoceno Temprano se desarrolló una cuenca *foreland* en el área de la CO, Valle del Magdalena y Llanos Orientales. Los resultados de Bayona *et al.* (2008) muestran paleocorrientes en el Paleoceno con direcciones hacia el norte (perpendicular a la dirección de subducción), pero los autores afirman que al final de paleoceno aumenta la variabilidad de estas con patrones de drenaje controlados por la exposición de zonas de basamento como los macizos de Floresta y Santander. Esto es soportado únicamente por el sitio P139, ya que P107, P108 y P20 tienen una alineación hacia el S-SW, que solo puede ser atribuida a tectónica local debido a que esta dirección es paralela a la mayoría de las estructuras de la CO. Lo mismo aplica para los sitios del Eoceno E138 y E112 que tienen la misma alineación S-SW, y de acuerdo con Bayona *et al.* (2008) se podrían esperar patrones muy variables en esta época al ser sistemas fluviales maduros. Las direcciones en Cúcuta encontradas para el Mioceno son acordes con la colisión de Panamá (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento-Rojas, 2001) contra la esquina noroccidental de Suramérica, que pudo estar relacionado con un aumento en la deformación y levantamiento de la CO, y en la exhumación del Macizo de Santander. Esto mostraría un aporte de una fuerte al sur de Cúcuta representado por direcciones N-NE. La dirección del sitio M04 (SE) puede deberse a que se encuentra al E-SE del área de la CO que se levantó durante el Mioceno y aisló el Valle Medio de los Llanos Orientales (Cooper *et al.*, 1995), y tuvo algún aporte de esta zona elevada.

## 11. Conclusiones

Los conjuntos de datos de paleomagnetismo y anisotropía de la susceptibilidad magnética de la CO, Macizo de Santander y Catatumbo, sumados a un nuevo conjunto de datos de ASM reportado en este informe en el Anticlinorio de Los Yariquíes, permitieron determinar un factor de aplanamiento de  $f$  de  $1.04 \pm 0.6$  ( $0.93 \pm 0.22$  tras el filtro de inclinaciones bajas y muy altas) que sugiere que las inclinaciones no experimentaron un aplanamiento significativo. Esto implica que estas no deben ser corregidas, y las paleolatitudes derivadas indican que los bloques tectónicos del Triásico a Jurásico Temprano sufrieran traslaciones desde el hemisferio sur y los bloques tectónicos desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano estuvieran localizados en latitudes norte cercanas a su posición actual como se sugiere en estudios previos (Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022; Pindell y Kennan, 2009).

El error obtenido en el cálculo del factor de aplanamiento está relacionado con la mezcla de dos conjuntos de datos, uno correspondiente a inclinaciones bajas y latitudes cercanas a su posición actual, y otro con inclinaciones mayores y latitudes en el hemisferio sur. Las observaciones realizadas sobre los datos de Garcés *et al.* (1996b) llevaron a excluir las inclinaciones más altas y la más bajas, disminuyendo considerablemente el error de 0.6 a 0.22. La evaluación realizada con el coeficiente de Spearman (Tabla 1) muestra que este método tiene una mayor efectividad en conjuntos de datos con inclinaciones medias a altas, y en particular, para los conjuntos de datos disponibles, se puede afirmar que el método de corrección es más aplicable en rocas del Jurásico Temprano, mientras que para el Cretácico-Cenozoico se deben evaluar más conjuntos de datos para determinar su aplicabilidad.

Los resultados de acortamiento obtenidos con ASM son comparables con los determinados a partir de la restauración de secciones balanceadas y la metodología propuesta por Parés y van der Pluijm (2003) es aplicable a la CO. Los nuevos cálculos sugieren un valor de acortamiento de ~25% para la CO (puede variar entre 20 y 34%) y soportan los modelos (Colleta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2008; Tesón *et al.*, 2013) de plegamiento de la CO que consideran la existencia de pliegues de basamento donde las principales estructuras de empuje se derivan de la inversión de fallas normales preexistentes, descartando especialmente modelos como los de Dengo y Covey (1993) y Roeder y Chamberlain (1995), que sugieren acortamientos excesivos en un contexto que solo considera pliegues por propagación de falla o por flexión de falla.

La metodología de análisis de paleocorrientes a partir de ASM es aplicable en el contexto geológico de la CO y permite complementar/comparar modelos de cuenca y modelos tectónicos obtenidos con otras metodologías. Los resultados evidencian que los diferentes procesos tectónicos han modulado significativamente sus orientaciones especialmente durante el Jurásico y Cretácico en la CO, ya que por lo general presentan una relación paralela o perpendicular con los trenes estructurales y las estructuras regionales, como las fallas de Bucaramanga, Suárez y Boyacá. En la zona axial de la CO (cercañas del anticlinorio de Arcabuco) las direcciones de paleocorrientes son más homogéneas tanto para el Jurásico como para el Cretácico, lo que puede implicar una estabilidad tectónica y deposicional en esa zona que permitió que los sitios registraran una dirección constante. Esto es consistente con la afirmación de Jiménez *et al.* (2022), quienes indican que no se ha presentado una rotación apreciable en esta zona de la CO. Las direcciones indican un bloque levantado hacia el flanco occidental del anticlinorio de Arcabuco y un depocentro entre esta zona y la Falla de Boyacá. Las corrientes en el área entre las fallas de Bucaramanga y Suárez (zonas de Bucaramanga y Mesas) para el Jurásico presentan una mayor aleatoriedad que pudo estar

asociada a múltiples subcuencas y fallas normales que crearon patrones complejos de sedimentación, con flujos axiales y transversales en un aparente depocentro entre las fallas de Bucaramanga y Suárez. Esto señalando una mayor complejidad para esta zona en comparación con el anticlinorio de Arcabuco en el mismo periodo.

La integración del paleomagnetismo y la anisotropía de la susceptibilidad magnética en técnicas como las utilizadas en este proyecto de grado —es decir, la corrección del factor de aplanamiento, el cálculo de acortamientos y la estimación de paleocorrientes— permitió la reevaluación crítica de los datos disponibles en la Cordillera Oriental, demostrando una capacidad robusta para interpretar y validar modelos tectónicos y paleogeográficos a partir de métodos geofísicos. Estos pueden ser usados como complemento para identificar y corregir anomalías, si las hay, en la variabilidad de los datos existentes.

**Referencias bibliográficas**

- Alarcón, C. M., Clavijo-Torres, J., Mantilla-Figueroa, L. C., y Rodríguez, J. G. (2020). Nueva propuesta de edades para el registro sedimentario de las formaciones Bocas y Jordán y su relación con el desarrollo de la actividad magmática del Grupo Plutónico de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 44(173), 1137–1151. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1208>
- Ayala-Calvo, R., Veloza-Fajardo, G., Bayona, G., Gómez-Casallas, M., Rapalini, A., Alvarez-Costanzo, V., Aldana, M., y Cortés, M. (2005). Paleomagnetismo y Mineralogía Magnética en las unidades del Mesozoico de Bucaramanga y el Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 30, 49–66. <https://core.ac.uk/download/pdf/223030441.pdf>
- Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G., y Salazar-Franco, A. M. (2020). Jurassic Evolution of the Northwestern Corner of Gondwana: Present Knowledge and Future Challenges in Studying Colombian Jurassic Rocks. En J. Gómez y A. O. Pinilla-Pachon (Eds.), *The Geology of Colombia* (36th ed., Vol. 2, pp. 171–207). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>
- Bayona, G., Cardona, A., y Montes, C. (2013). The NW margin of South America in Jurassic time: Southern effects of the opening of the Gulf of Mexico and proto-Caribbean tectonics [Poster]. *Southeastern Section - 62nd Annual Meeting Geological Society of America*, 45(2), 61. <https://gsa.confex.com/gsa/2013SE/webprogram/Paper216323.html>
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J. J., y Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of

Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 120(9–10), 1171–1197.  
<https://doi.org/10.1130/B26187.1>

Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J., y Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K–Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 817–831. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.005>

Bayona, G., Rapalini, A., y Costanzo-Alvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the Northern Andes and its Implications in Mesozoic Tectonics of Northwestern South America. *Earth, Planets and Space*, 58(10), 1255–1272.  
<https://doi.org/10.1186/BF03352621>

Butler, R. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (1st ed., Vol. 1). Blackwell Science Inc. <https://www.geo.arizona.edu/Paleomag/>

Caballero, C. (2011). *La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo*. Universidad Nacional Autónoma de México.  
<https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/LIB-230.pdf>

Cabello, P., Lopez, C., Gamba, N., Dussán, M. I., Torres, E., Ballesteros-Torres, C. I., Cantisano, M. T., Marfisi, N., Calvo, R., Vázquez-Taset, Y. M., y Ramos, E. (2018). An integrated approach to define new plays in mature oil basins: The example from the Middle Magdalena Valley basin (Colombia). *AAPG Bulletin*, 102(11), 2201–2238.  
<https://doi.org/10.1306/03291816528>

- Castillo, J., Gose, W. A., y Perarnau, A. (1991). Paleomagnetic results from Mesozoic strata in the Mérida Andes, Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6011–6022. <https://doi.org/10.1029/90JB02282>
- Cediel, F., Shaw, R. P., y Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. En C. Bartolini, R. T. Buffler, y J. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79* (pp. 815–848).
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., y Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190–191, 383–402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., y Rudkiewicz, J.-L. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from balanced cross-sections. En J. Letouzey (Ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts* (pp. 81–100). Editions Technip.
- Collombat, H., Rochette, P., y Kent, D. V. (1993). Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of anhysteretic remanence. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 164(1), 103–111. <https://doi.org/10.7916/D80C55CQ>
- 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., y 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. <https://doi.org/10.1306/7834D9F4-1721-11D7-8645000102C1865D>

- Cortés, M., Colletta, B., y Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 437–465. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.004>
- Costantino, D., Paton, D., y Mora, A. (2021). Structural Style and Kinematic History of the Colombian Eastern Cordillera. *Frontiers in Earth Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.636458>
- Creer, K. M., Embleton, B. J. J., y Valencio, D. A. (1970). Triassic and permo-triassic palaeomagnetic data for S. America. *Earth and Planetary Science Letters*, 8(2), 173–178. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90169-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90169-X)
- Dengo, C., y Covey, M. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. *AAPG Bulletin*, 77(8), 1315–1337. <https://doi.org/10.1306/BDF8E7A-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Etayo-Serna, F., y Laverde-Montaña, F. (Eds.). (1985). *Proyecto Cretácico, contribuciones*, Vol. 16). Ingeominas Publicación Geológica Especial 16.
- Fabre, A. (1985). Dinámica de la sedimentación Cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). En F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (Eds.), *Proyecto Cretácico, contribuciones*. Ingeominas Publicación Geológica Especial 16.
- Fossen, H. (2010). Balancing and restoration. En *Structural Geology* (pp. 395–408). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806.022>
- Garcés, M., Parés, J. M., y Cabrera, L. (1996a). Further evidence for inclination shallowing in red beds. *Geophysical Research Letters*, 23(16), 2065–2068. <https://doi.org/10.1029/96GL02060>

- Garcés, M., Parés, J. M., y Cabrera, L. (1996b). Inclination error linked to sedimentary facies in Miocene detrital sequences from the Vallès-Penedès Basin (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 105(1), 91–99.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.08>
- García-Delgado, H., y Jiménez, G. (2016). Transverse zones controlling the structural evolution of the Zipaquira Anticline (Eastern Cordillera, Colombia): Regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 243–258.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.002>
- Gilder, S., Chen, Y., Cogné, J.-P., Tan, X., Courtillot, V., Sun, D., y Li, Y. (2003). Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of the M-0 (ISEA?) chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3–4), 587–600.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01074-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01074-9)
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., y Kelley, S. (2005). Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(5), 547. <https://doi.org/10.1130/B25454.1>
- Gómez, J., y Montes, N. E. (Comps.). (2020). *Geological map of Colombia 2020* (Scale 1:1,000,000). Servicio Geológico Colombiano.  
[https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/gmc\\_1M2020.aspx](https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/gmc_1M2020.aspx)
- González, H. (2001). *Mapa Geológico del Departamento de Antioquia, Escala 1:400.000, Memoria Explicativa.*

<https://recordcenter.sgc.gov.co/B4/13010040024267/documento/pdf/0101242671101000.pdf>

Gose, W. A., Perarnau, A., y Castillo, J. (2003). Paleomagnetic Results from the Perijá Mountains, Venezuela: An Example of Vertical Axis Rotation. En *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79* (pp. 969–975).

<https://archives.datapages.com/data/specpubs/memoir79/CHAPTER44/CHAPTER44.HTM>

Graham, J. W. (1966). Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks. En J. Steinhardt y Jefferson. Smith (Eds.), *The Earth Beneath the Continents. Geophys. Monogr* (Vol. 10, pp. 627–648). <https://doi.org/10.1029/GM010p0627>

Horton, B., Anderson, V. J., Caballero, V., Saylor, J. E., Nie, J., Parra, M., y Mora, A. (2015). Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia. *Geosphere*, 11(6), 1790–1811. <https://doi.org/10.1130/GES01251.1>

Horton, B., Parra, M., y Mora, A. (2020). Construction of the Eastern Cordillera of Colombia: Insights from the Sedimentary Record. En J. Gómez y D. Mateus-Zabala (Eds.), *The Geology of Colombia* (Vol. 3, pp. 67–88). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.03>

Horton, B., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., y Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern

- Cordillera, Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(9–10), 1423–1442. <https://doi.org/10.1130/B30118.1>
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1), 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Jackson, M. J., Banerjee, S. K., Marvin, J. A., Lu, R., y Gruber, W. (1991). Detrital Remanence, Inclination Errors, and Anhyseretic Remanence Anisotropy: Quantitative Model and Experimental Results. *Geophysical Journal International*, 104(1), 95–103. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb02496.x>
- Jaraba, D. A., y Ruiz, M. P. (2020). *Aplicación del método de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética en Neotectónica: Caso de estudio Valle de Aburrá y alrededores* (Tesis de pregrado, EAFIT). <https://repository.eafit.edu.co/items/0a5905e5-5e7b-4682-aca8-b512ebff3da2>
- Jelínek, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50–62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Jiménez, G., García-Delgado, H., y Geissman, J. W. (2021). Magnetostratigraphy and magnetic properties of the Jurassic to Lower Cretaceous Girón Group (northern Andes, Colombia). *Geosphere*, 17(6), 2172–2196. <https://doi.org/10.1130/GES02186.1>
- Jiménez, G., Geissman, J. W., y Bayona, G. (2022). Unraveling tectonic inversion and wrench deformation in the Eastern Cordillera (Northern Andes) with paleomagnetic and AMS data. *Tectonophysics*, 834. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229356>
- Jiménez, G., Speranza, F., Faccenna, C., Bayona, G., y 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. <https://doi.org/10.1002/2014TC003532>

Julivert, M. (1968). *Colombie. Précambrien, Paléozoïque et Mésozoïque*. Lexique stratigraphique international (Vol. 5, Fasc. 4a). Paris: Centre National de la Recherche Scientifique. <https://lamineriaencolombia.wordpress.com/wp-content/uploads/2015/09/lexico-estratigrafico-m-julivert.pdf>

Julivert, M. (1970). Cover and Basement Tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a Comparison with Some Other Folded Chains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 81(12), 3623–3646. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[3623:CABTIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[3623:CABTIT]2.0.CO;2)

Kammer, A., Piraquive, A., y Gómez, C. (2020). Structural styles of the Eastern Cordillera of Colombia. En J. Gómez y D. Mateus-Zabala (Eds.), *The Geology of Colombia* (Vol. 3, pp. 143–183). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.06>

Kammer, A., y Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 412–422. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.006>

King, R. F. (1955). THE REMANENT MAGNETISM OF ARTIFICIALLY DEPOSITED SEDIMENTS. *Geophysical Journal International*, 7, 115–134. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1955.tb06558.x>

Kodama, K. P. (1997). A successful rock magnetic technique for correctng paleomagnetic inclination shallowing: Case study of the Nacimiento Formation, New Mexico. *Journal of*

*Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3), 5193–5205.  
<https://doi.org/10.1029/96jb03833>

Kodama, K. P. (2009). Simplification of the anisotropy-based inclination correction technique for magnetite- and haematite-bearing rocks: a case study for the Carboniferous Glenshaw and Mauch Chunk Formations, North America. *Geophysical Journal International*, 176(2), 467–477. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04013.x>

Kodama, K. P. (2012). *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks*. Wiley.  
<https://doi.org/10.1002/9781118384138>

Li, S., van Hinsbergen, D. J. J., Shen, Z., Najman, Y., Deng, C., y Zhu, R. (2020). Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) Analysis of the Gonjo Basin as an Independent Constraint to Date Tibetan Shortening Pulses. *Geophysical Research Letters*, 47(8).  
<https://doi.org/10.1029/2020GL087531>

Li, Y-X., y Kodama, K. P. (2016). Detecting and Correcting for Paleomagnetic Inclination Shallowing of Sedimentary Rocks: A Review. *Frontiers in Earth Science*, 4.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2016.00007>

Londono, J., Schiek, C., y Biegert, E. (2015). Basement Architecture of the Southern Caribbean Basin, Guajira Offshore, Colombia. En *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (Vol. 108, pp. 85–102). AAPG.  
<https://doi.org/10.1306/13531932M1083639>

Lopez-Mir, B. (2019). Cross-Section Construction and Balancing: Examples From the Spanish Pyrenees. In A. Billi y Å. Fagereng (Eds.), *Developments in Structural Geology and Tectonics* (Vol. 5, pp. 3–23). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814048-2.00001-6>

- Lozano, E., y Zamora, N. (2014). *Anexo G: Compilación de la cuenca de la Cordillera Oriental*.  
<https://recordcenter.sgc.gov.co/B20/23008100024725/Documento/Pdf/2105247251107000.pdf>
- MacDonald, W. D., y Opdyke, N. D. (1984). Preliminary paleomagnetic results from Jurassic rocks of the Santa Marta Massif Colombia. En *Memoir of the Geological Society of America* (Vol. 162, Issue 1, pp. 295–298). Geological Society of America.  
<https://doi.org/10.1130/MEM162-p295>
- Maze, W. B., y Hargraves, R. B. (1984). Paleomagnetic results from the Jurassic La Quinta Formation in the Perijá Range, Venezuela, and their tectonic significance. En *Memoir of the Geological Society of America* (Vol. 162, Issue 1, pp. 287–294). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p287>
- McCarthy, D. J., Meere, P. A., y Petronis, M. S. (2015). A comparison of the effectiveness of clast based finite strain analysis techniques to AMS in sandstones from the Sevier Thrust Belt, Wyoming. *Tectonophysics*, 639, 68–81. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.014>
- McCarthy, D. J., Meere, P. A., y Petronis, M. S. (2020). Structure and internal deformation of thrust sheets in the Sawtooth Range, Montana: insights from anisotropy of magnetic susceptibility. *Geological Society, London, Special Publications*, 487(1), 189–208. <https://doi.org/10.1144/SP487.6>
- Menzer, R. L., Bonnel, C., Gracia-Puzo, F., y Aubourg, C. (2024). Matrix deformation of marls in a foreland fold-and-thrust belt: The example of the eastern Jaca basin, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 182, 105114. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2024.105114>
- Kammer, A., y Mojica, J. (1995). Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, 19, 165–172. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31352>

- Mojica, J., Kammer, A., y Ujueta, G. (1996). El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena, Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 21, 3–40. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31420/31427>
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., y Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2). <https://doi.org/10.1029/2005TC001854>
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Hooghiemstra, H., Torres, V., y Jaramillo, J. V. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120(7–8), 930–949. <https://doi.org/10.1130/B26186.1>
- Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodríguez, G., Tesón, E., Ramírez-Arias, J. C., Parra, M., Caballero, V., Mora, J. P., Quintero, I., Valencia, V., Ibañez, M., Horton, B. K., y Stockli, D. F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 411–442. <https://doi.org/10.1144/SP377.6>
- Muzás, A. S. (2020). *Aplicación de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) al estudio de flujos de lava y materiales volcánoclasticos Ejemplo de la Sierra del Cadí* (Tesis de Maestría, Universidad de Zaragoza). <https://zaguan.unizar.es/record/97632/files/TAZ-TFM-2020-760.pdf>
- Nie, J., Horton, B. K., Mora, A., Saylor, J. E., Housh, T. B., Rubiano, J., y Naranjo, J. (2010). Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geology*, 38(5), 451–454. <https://doi.org/10.1130/G30775.1>

- Nova, G., Montaña, P., Bayona, G., Rapalini, A., y Montes, C. (2012). Paleomagnetismo en rocas del Jurásico y Cretácico en el flanco occidental de la Serranía del Perijá; Contribuciones a la evolución tectónica del NW de Suramérica. *Boletín de Geología*, 34(2), 117–138. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/3115>
- Ochoa, D., Hoorn, C., Jaramillo, C., Bayona, G., Parra, M., y De la Parra, F. (2012). The final phase of tropical lowland conditions in the axial zone of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence from three palynological records. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 157–169. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.010>
- Osorio-Afanador, D., y Velandia, F. (2021). Late Jurassic syn-extensional sedimentary deposition and Cenozoic basin inversion as recorded in the Girón Formation, northern Andes of Colombia. *Andean Geology*, 48(2), 237-266. <https://doi.org/10.5027/andgeoV48n2-3264>
- Özkaptan, M., y Gülyüz, E. (2018). Relationship between the anisotropy of magnetic susceptibility and development of the Haymana Anticline, Central Anatolia (Turkey). *TURKISH JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 28(1), 103–121. <https://doi.org/10.3906/yer-1803-7>
- Parés, J. M., Hassold, N. J. C., Rea, D. K., y van der Pluijm, B. A. (2007). Paleocurrent directions from paleomagnetic reorientation of magnetic fabrics in deep-sea sediments at the Antarctic Peninsula Pacific margin (ODP Sites 1095, 1101). *Marine Geology*, 242(4), 261–269. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.002>
- Parés, J. M., y van der Pluijm, B. A. (2002). Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350(4), 283–298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1)
- Parés, J. M., y van der Pluijm, B. A. (2003). Magnetic fabrics and strain in pencil structures of the Knobs Formation, Valley and Ridge Province, US Appalachians. *Journal of Structural Geology*, 25(9), 1349–1358. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00197-9)

- Parés, J. M., y van der Pluijm, B. A. (2004). Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens. *Geologica Acta*, 2(3), 213–220. <https://doi.org/10.1344/105.000001428>
- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., y Veloza-Fajardo, G. (2005). New stratigraphic data on the initiation of mountain building at the eastern front of the Colombian Eastern Cordillera. *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, 567–571. [https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/divers09-03/010040305.pdf](https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010040305.pdf)
- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Torres, V., Zeilinger, G., y Strecker, M. R. (2010). Tectonic controls on Cenozoic foreland basin development in the north-eastern Andes, Colombia. *Basin Research*, 22(6), 874–903. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00459.x>
- Pindell, J. L., y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1–55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Pulido, N. (2003). Seismotectonics of the Northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Special Edition*, 69-76. <https://www.researchgate.net/publication/228427807>
- Ramírez, J., Sierra, G. M., y Marín, M. (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 Ciencias de La Tierra*, 32, 125–142. [http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0120-36302012000200011](http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0120-36302012000200011)

- Reks, I. J., y Gray, D. R. (1982). Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone. *Journal of Structural Geology*, 4(2), 161–176. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(82\)90025-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90025-6)
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1015–1020. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5)
- Rochette, P., Jackson, M., y Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Roeder, D., y Chamberlain, R. L. (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene Crustal Evolution. En A. J. Tankard, S. Suárez, y H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62* (pp. 633–645). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M62593C33>
- Ruiz, J.-C. (2020). *Modelamiento estructural de la parte axial de la Cordillera Oriental de Colombia: Entre el páramo de Sumapaz y la Sabana de Bogotá* (Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona)
- Runcorn, S. K. (1965). Palaeomagnetic comparisons between Europe and North America. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 258(1088), 1–11. <https://doi.org/10.1098/rsta.1965.0016>
- Saint-Bezar, B., Hebert, R. L., Aubourg, C., Robion, P., Swennen, R., y Frizon de Lamotte, D. (2002). Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). *Journal of Structural Geology*, 24(9), 1507–1520. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00140-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00140-7)

- Sánchez, C. (2011). *Cenozoic structural evolution of the eastern margin of the Middle Magdalena Valley basin, Colombia: Integration of structural restorations, low temperature thermochronology, and sandstone petrography* (Tesis de maestría, The University of Texas at Austin). <https://repositories.lib.utexas.edu/handle/2152/ETD-UT-2011-08-4185>
- Sarmiento, L. F. (2011a). Eastern Cordillera Basin. En F. Cediél y G. Ojeda (Eds.), *Petroleum Geology of Colombia* (Vol. 7). Fondo Editorial Universidad EAFIT. [https://www.anh.gov.co/documents/27/VOLUMEN\\_7\\_EASTERN\\_CORDILLERA\\_BASIN.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/27/VOLUMEN_7_EASTERN_CORDILLERA_BASIN.pdf)
- Sarmiento, L. F. (2011b). Middle Magdalena Basin. En F. Cediél y G. Ojeda (Eds.), *Petroleum Geology of Colombia* (Vol. 11). Fondo Editorial Universidad EAFIT. [https://www.anh.gov.co/documents/24/VOLUMEN\\_11\\_MIDDLE-MAGDALENA\\_BASIN.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/24/VOLUMEN_11_MIDDLE-MAGDALENA_BASIN.pdf)
- Sarmiento-Pérez, G. A. (1993). *Estratigrafía, palinología y paleoecología de la Formación Guaduas (Maastrichtiano-Paleoceno; Colombia)* (Tesis de doctorado, Universidad de Ámsterdam)
- Sarmiento-Rojas, L. F. (2001). *Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models* (Tesis de Doctorado, Vrije Universiteit). <https://tinyurl.com/mpdhzm4p>
- Siravo, G., Fellin, M. G., Faccenna, C., Bayona, G., Lucci, F., Molin, P., y Maden, C. (2018). Constraints on the Cenozoic Deformation of the Northern Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 37(11), 4311–4337. <https://doi.org/10.1029/2018TC005162>
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early

collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95–139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>

Tamaki, M., Suzuki, K., y Fujii, T. (2015). Paleocurrent analysis of Pleistocene turbidite sediments in the forearc basin inferred from anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic data at the gas hydrate production test site in the eastern Nankai Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 404–417. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.030>

Tan, X., y Kodama, K. P. (2002). Magnetic anisotropy and paleomagnetic inclination shallowing in red beds: Evidence from the Mississippian Mauch Chunk Formation, Pennsylvania. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11). <https://doi.org/10.1029/2001JB001636>

Tarduno, J. A. (1990). Absolute inclination values from deep sea sediments: A reexamination of the Cretaceous Pacific record. *Geophysical Research Letters*, 17(1), 101–104. <https://doi.org/10.1029/GL017i001p00101>

Tarling, D. H., y Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. London: Chapman & Hall

Tauxe, Lisa. (2008). *Paleomagnetic Principles and Practice* (Vol. 18). Kluwer Academic Publisher.

Tauxe, Lisa., y Kent, D. V. (2004). A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: was the Ancient Magnetic Field Dipolar? En *Geophysical Monograph Series* (Vol. 145, pp. 101–115). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1029/145GM08>

Teixell, A., Ruiz, J.-C., Teson, E., y Mora, A. (2015). The Structure of an Inverted Back-arc Rift: Insights from a Transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogota. En *Memoir*

108: *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (Vol. 108, pp. 499–515). AAPG. <https://doi.org/10.1306/13531947M1083650>

Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (Second). <https://kobita1234.files.wordpress.com/2016/12/telford-geldart-sheriff-applied-geophysics.pdf>

Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., Casallas, W., Julivert, M., Taylor, Michael., Ibáñez-Mejía, M., y Valencia, V. A. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society Special Publication*, 377(1), 257–283. <https://doi.org/10.1144/SP377.10>

Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Floch, N., Le Cornec-Lance, S., y Sassi, W. (2004). Thermal and Kinematic Evolution of the Eastern Cordillera Fold and Thrust Belt, Colombia. En R. Swennen, F. Roure, y J. W. Granath (Eds.), *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series* (Vol. 1, pp. 79–115). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/1025687H13114>

Torsvik, T. H. (2005). PALAEOMAGNETISM. In *Encyclopedia of Geology* (pp. 147–156). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00106-4>

Toussaint, J. F. (1995). *Evolución geológica de Colombia 2: Triásico - Jurásico*. Universidad Nacional de Colombia.

Van Houten, F. B. (1976). Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 87(4), 481. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<481:LCVDAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<481:LCVDAF>2.0.CO;2)

- Villalaín, J. (2016). La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. Fundamentos del Paleomagnetismo. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 24(3), 261–274. <https://raco.cat/index.php/ECT/article/view/328852/419450>
- Weil, A. B., y Yonkee, A. (2009). Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, 1(4), 235–256. <https://doi.org/10.1130/L42.1>
- Woodcock, N. H., y Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8(7), 725–735. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90021-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90021-0)
- Yan, M., van der Voo, R., Tauxe, Lisa., Fang, X., y Parés, J. M. (2005). Shallow bias in Neogene palaeomagnetic directions from the Guide Basin, NE Tibet, caused by inclination error. *Geophysical Journal International*, 163(3), 944–948. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02802.x>

### **Apéndices**

Los apéndices están adjuntos y puede visualizarlos en la base de datos de la biblioteca UIS