

Mineralogía magnética en rocas del Jurásico de la Cordillera Oriental de Colombia

Giovanny Jiménez^{1*}; Carlos Alberto García¹

¹Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
(*) gjimenez@uis.edu.co, cgarcia@uis.edu.co

Resumen

Se reportan resultados de mineralogía magnética en rocas de edades del Triásico al Cretácico Inferior de secuencias volcanosedimentarias y sedimentarias continentales del Macizo de Santander y la Cordillera Oriental de Colombia. Se analizó un total de 44 muestras distribuidas en las formaciones Noreán, Jordán y Grupo Girón, en el Macizo de Santander y flanco oeste de la Cordillera Oriental y en las formaciones Palermo Montebel y la Rusia, localizadas en el Anticlinorio de Arcabuco en la zona axila de la Cordillera Oriental. Se llevaron a cabo tres tipos de experimentos: magnetismo remanente isoterma, desmagnetización termal de tres componentes del magnetismo remanente isoterma y curvas de temperatura vs susceptibilidad magnética. Los resultados obtenidos permiten resaltar que las unidades del Triásico al Jurásico Medio están caracterizadas por el aporte de magnetita detrítica y localmente el aporte de pirrotita en la Formación Montebel. Las unidades del Jurásico Superior a Cretácico Inferior se caracterizan por una mineralogía magnética dominada por ilmenita-hematita y por la ausencia de magnetita detrítica. Las diferencias composicionales de la magnetita detrítica entre unidades del Triásico al Cretácico Inferior estarían asociadas con la distancia del área fuente, clima y con la velocidad del medio de transporte.

Palabras clave: Macizo de Santander; Cordillera Oriental; Mineralogía magnética; Magnetita; Hematita.

Magnetic mineralogy of Jurassic rocks in the Eastern Cordillera, Colombia

Abstract

We report magnetic mineralogy from Triassic to Lower Cretaceous of volcano-sedimentary and continental sedimentary sequences in the Santander Massif and the Eastern Cordillera of Colombia. A total of 44 samples were distributed in the Noreán and Jordán formations, and the Girón Group located in the Santander Massif and west flank of the Eastern Cordillera and the Palermo, Montebel, and Russia formations located in the Arcabuco Anticlinorium in the axial zone of the Eastern Cordillera. Three experiments were carried out, the isothermal remanent magnetization, thermal demagnetization of the three components of isothermal remanent magnetization, and the temperature versus magnetic susceptibility thermomagnetic curves. The results show units from the Triassic to the Middle Jurassic are characterized by the contribution of detrital magnetite and locally the contribution of pyrrhotite in the Montebel Formation. The Upper Jurassic to Lower Cretaceous, Giron Group is characterized by a magnetic mineralogy dominated by ilmenite-hematite and the absence of detrital magnetite. Compositional differences in detrital magnetite could be associated with the distance from the source area, climate, and the velocity of the flow.

Keywords: Santander Massif; Eastern Ranges; Magnetic Mineralogy; Magnetite; Hematite.

Introducción

La evolución tectónica del Mesozoico temprano en la margen noroeste de Suramérica, especialmente en la Cordillera Oriental y el Macizo de Santander-Floresta (Figura 1) ha sido el objeto de diferentes estudios y ha derivado en diferentes escenarios tectónicos para los periodos Triásico y Jurásico (Mojica y Kammer, 1995; Cediel *et al.*, 2003; Bayona *et al.*, 2006; 2010; 2020; Spikings *et al.*, 2015). Aunque se han propuesto diferentes modelos tectónicos regionales y se han reportado edades en circones, es innegable que la falta de un control cronoestratigráfico más detallado y confiable para las secuencias sedimentarias del Triásico-Jurásico no ha permitido realizar análisis tectonoestratigráficos ni correlaciones regionales coherentes, especialmente en el Macizo de Santander. Una primera limitante para el estudio del Triásico-Jurásico es la nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1931; Morales, 1958; Etayo-Serna, 1989; Jiménez *et al.*, 2021). Una segunda limitante es la escasa preservación de fósiles que aumentan la incertidumbre de las edades (Brueckner, 1954; Langenheim, 1960; Pons, 1982; Etayo-Serna, 1989; Jiménez *et al.*, 2021). Bayona *et al.* (2020) resaltan que las correlaciones entre unidades del Mesozoico inferior se basan incluso en su color, por tanto, se crea la necesidad de buscar nuevas herramientas para caracterizar y correlacionar estas secuencias sedimentarias. La mineralogía magnética es sensible a los procesos geológicos y permite ser utilizada en análisis de las variables como la proveniencia, meteorización, erosión, clima y diagénesis (Oldfield *et al.*, 1985; Booth *et al.*, 2005; Morón *et al.*, 2013; Badesab *et al.*, 2021). Con el uso de la mineralogía magnética, es posible determinar el tipo, la concentración y el tamaño de los minerales magnéticos (Hrouda, 1982). La mineralogía magnética puede ser evaluada en general usando la susceptibilidad magnética y el magnetismo remanente. La susceptibilidad magnética es muy sensible a las variaciones composicionales de la mineralogía magnética, ya sea fracciones de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos o diamagnéticos. Una forma de caracterizar analíticamente un material rocoso consiste en determinar las variaciones de la susceptibilidad magnética vs la temperatura, en un rango amplio de temperaturas desde -4°C hasta 700°C . Esta rutina experimental se realiza con el fin de determinar los puntos de Curie o Neel en minerales ferromagnéticos (*s.l*) y separar las fracciones ferromagnéticas y paramagnéticas. Respecto al magnetismo remanente, el experimento más común es el experimento de magnetismo remanente isotermal (IRM en inglés) y la desmagnetización termal del IRM para determinar las fases magnéticas con coercividad alta, media y baja.

Teniendo en cuenta la ausencia de edades para las rocas Triásico-Jurásicas en el Macizo de Santander-Floresta y en otros sectores de la Cordillera Oriental (Figura 1), basados en la mineralogía magnética del Mesozoico Inferior, en el presente trabajo se busca determinar si la fracción magnética es una herramienta útil para caracterizar estas unidades y probar su uso para evaluar aspectos como áreas fuente o factores climáticos de los sedimentos estudiados (Figura 2).

Marco teórico

El Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander y otros sectores de la Cordillera Oriental

La exposición de rocas sedimentarias Triásico-Jurásicas en la Cordillera Oriental, están localizadas en los núcleos de los anticlinorios de Arcabuco y Los Yariquíes (Jiménez *et al.*, 2021) (Figura 1). Por otro lado, en los macizos ígneo-metamórficos de Santander y Floresta, la exposición de rocas Triásico-Jurásicas es segmentada y se relaciona con bloques más aislados (Bayona *et al.*, 2020) (Figura 1). En la Cordillera Oriental y los macizos de Santander y Floresta la secuencia sedimentaria continental del Triásico-Jurásico tiene un aporte volcánico a la base y varía a un sistema fluvial al tope, con discontinuidades entre las unidades (Cediel, 1968; Pons, 1982; Etayo-Serna y Rodríguez, 1985; Laverde, 1985; Horton *et al.*, 2010, 2015; Alarcón *et al.*, 2020; Bayona *et al.*, 2020; Osorio-Afanador y Velandia, 2021) (Figura 2). Al norte de Bucaramanga, con base en el contenido fósil de la Formación Bocas, se le asigna una edad Triásico Tardío (Alarcón *et al.*, 2020). En el área de Aguachica, las edades U-Pb en circones detríticos de la Formación Noreán varían entre $175,9 \pm 1,1$ Ma y $192,4 \pm 2,2$ Ma (Correa-Martínez *et al.*, 2019). En la zona de la Mesa de Los Santos, se reconoce una discordancia angular regional de bajo ángulo ($10-15^{\circ}$), que separa las sucesiones sedimentarias con aporte volcánico del Jurásico Inferior (Formación Jordán) de las completamente continentales (Grupo Girón) (Ward *et al.*, 1973; Alarcón *et al.*, 2020; Bayona *et al.*, 2020) (Figuras 1 y 2). Las edades de circones detríticos de la Formación Jordán en el área de Bucaramanga-Mesas varían entre $199,4 \pm 0,3$ Ma y $198,5 \pm 0,3$ Ma (Alarcón *et al.*, 2020) (Figura 2). Etayo-Serna (1989) propone formalmente el nombre Grupo Girón, compuesto por las formaciones Angostura del Río Lebrija y Los Santos y sugiere evitar términos como Formación Tambor. La secuencia sedimentaria del Grupo Girón se infiere de edad Jurásica por conjuntos de fósiles (Brueckner, 1954; Langenheim, 1960; Pons, 1982). Jiménez *et al.* (2021), con base en un análisis magnetoestratigráfico

del Grupo Girón, sugieren una edad Kimmeridiano a Valanginiano (Figura 2). Las edades del Jurásico Temprano para las formaciones Noreán y Jordán y

la discordancia angular regional son consistentes con una deposición del Grupo Girón posterior al Jurásico Medio (Jiménez *et al.*, 2021) (Figura 2).

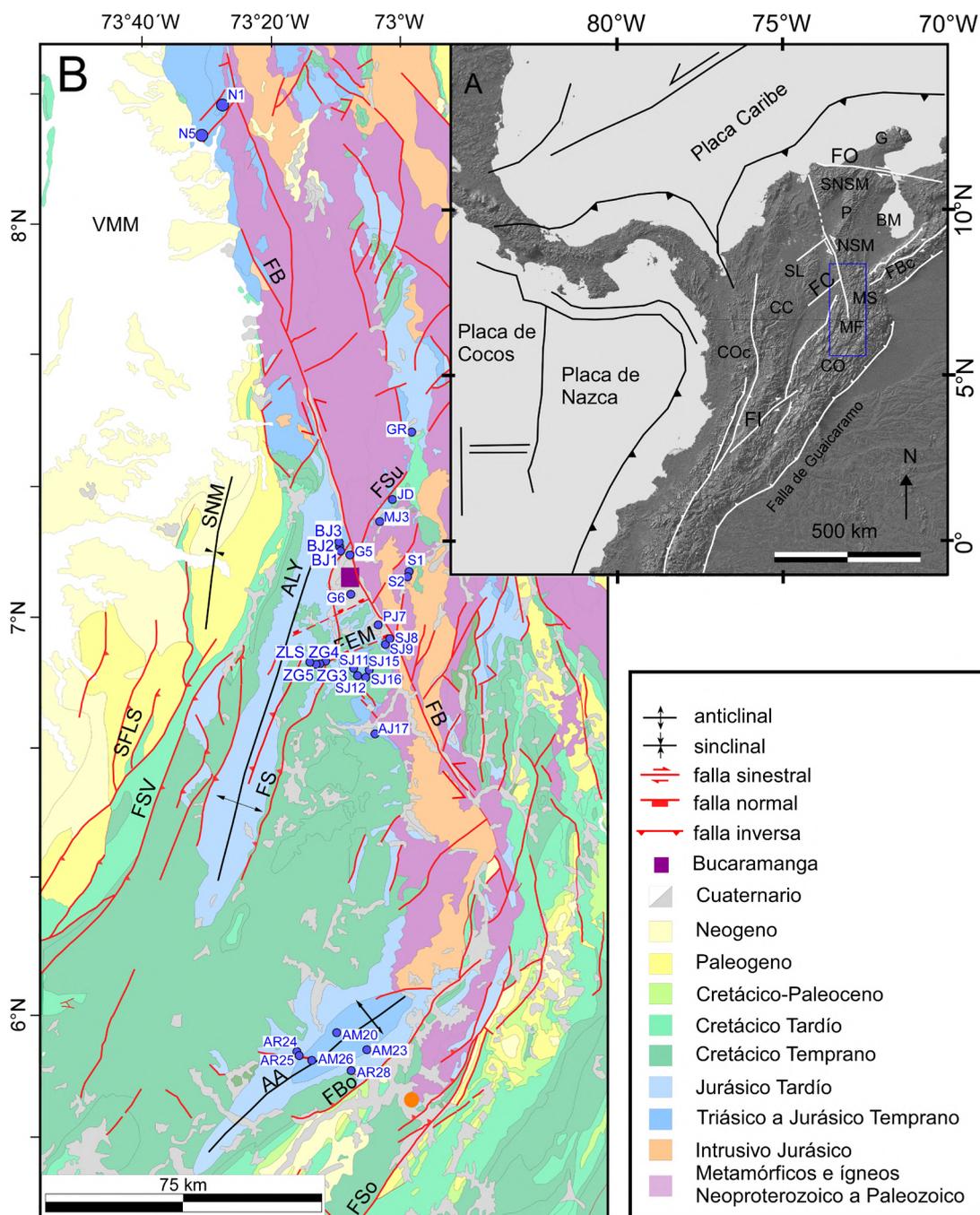


Figura 1. A. Características tectónicas y estructurales de la margen NW de Suramérica y los Andes del norte. COc = Cordillera Occidental, CC = Cordillera Central, CO = Cordillera Oriental, MF = Macizo de Floresta, MS = Macizo de Santander, SNSM = Sierra Nevada de Santa Marta, P = Perijá, BM = Bloque Maracaibo, G = Guajira, SL = San Lucas, FB = Falla de Bucaramanga, FO = Falla de Oca, FBc = Falla de Boconó, FI = Falla de Ibagué, FC = Falla de Cimitarra. B. Mapa geológico de la Cordillera Oriental y Macizo de Santander con la ubicación de los sitios de estudio. FBo = Falla de Boyacá, FSo = Falla de Soapaga, FS = Falla del Suárez, FSu = Falla de Surata, SFLS = Sistema de fallas La Salina, FSV = Falla de San Vicente, FEM = Falla El Monje, VMM = Valle Medio del Magdalena, SZ = Sinclinal de Zapatocha, AA = Anticlinorio de Arcabuco, LYA = Anticlinorio de Los Yariguíes, SNM = Sinclinal de Nuevo Mundo. Modificado de Gómez-Tapias *et al.* (2020), Jiménez *et al.* (2021, 2022).

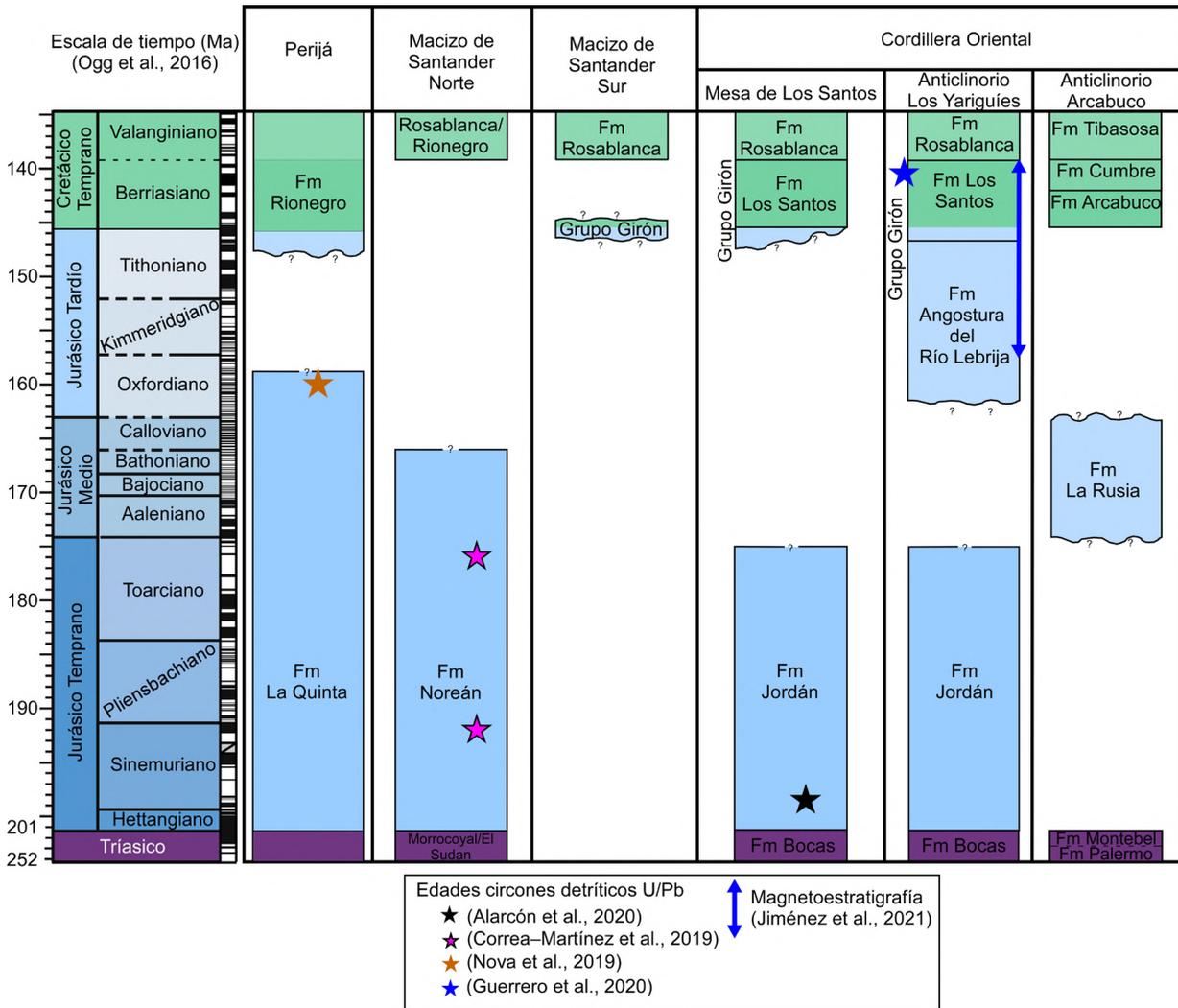


Figura 2. Escala de tiempo con los cronos de polaridad magnética según Ogg *et al.* (2016) y marco estratigráfico para el Triásico a Cretácico Temprano en la Cordillera Oriental, Macizo de Santander y Perijá. La Posición estratigráfica y correlación están basadas en Etayo-Serna (1989), Bayona *et al.* (2006, 2020), Horton *et al.* (2010, 2015), Gómez-Cruz *et al.* (2015), Correa-Martínez *et al.* (2019), Nova *et al.* (2019), Rojas y Sandy (2019), Alarcón *et al.* (2020), Guerrero *et al.* (2020) y Jiménez *et al.*, 2021. Modificado de Jiménez *et al.* (2022).

Análisis de mineralogía magnética

La mineralogía magnética investiga las características o propiedades de los minerales portadores del magnetismo remanente natural (NRM en inglés) (Dekker, 2001), en minerales ferromagnéticos (*s.l*) como la magnetita, hematita, maghemita, pirrotita, siderita o goetita entre otros. Algunas propiedades magnéticas intrínsecas de los minerales ferromagnéticos (*s.l*) incluyen la

magnetización espontánea y la temperatura de Curie (TC) (Dekker, 2001). Con base en estas propiedades magnéticas se desarrollaron técnicas basadas en el estudio del magnetismo remanente natural (IRM), la desmagnetización de los tres componentes de IRM y las curvas termomagnéticas (Figura 3), las cuales son útiles para la identificación de la mineralogía magnética.

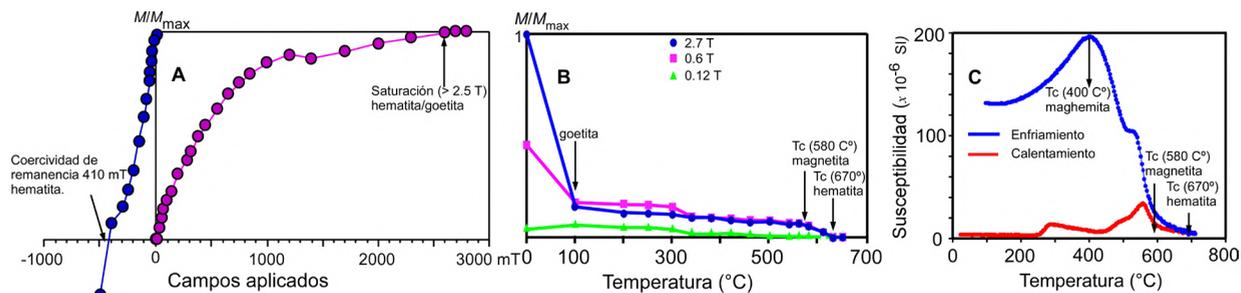


Figura 3. Ejemplos representativos de los experimentos de mineralogía magnética. **A.** Adquisición de magnetización remanente isotérmica (IRM) y curva de desmagnetización modificado de Jiménez *et al.* (2022). **B.** Desmagnetización termal de los tres componentes de IRM siguiendo el método de Lowrie (1990) modificado de Jiménez *et al.* (2022). **C.** Experimento de temperatura vs susceptibilidad magnética, las líneas rojas indican los pasos de calentamiento y las líneas azules los pasos de enfriamiento. El experimento es realizado en una atmósfera inerte (argón) modificado de Jiménez *et al.* (2022).

La magnetización remanente isotérmica (IRM) ocurre cuando una muestra es expuesta a un campo magnético constante y posteriormente el campo magnético es reducido instantáneamente a cero. Al aplicar campos magnéticos consecutivos y crecientes en la muestra, se mide la remanencia después de cada paso, con lo cual se obtiene una curva de adquisición de IRM (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3A). Para cada mineral, una intensidad del campo magnético causa una máxima señal posible, es decir ha adquirido una magnetización remanente isotérmica de saturación (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3A). Si se logra una saturación en los primeros campos, indicaría la presencia de magnetita, si la saturación se logra en campos magnéticos cercanos a 2T, sugiere la presencia de hematita o hasta 5T indicaría goetita (Figura 3A). Posterior a la saturación, se realiza una desmagnetización progresiva hasta lograr la coercividad de remanencia (Figura 3A). En las curvas de desmagnetización se observan dos coercividades de remanencia una inferior menor a 100 mT (magnetita) y una superior mayor a 400 mT (hematita/goetita) (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3A). El experimento de Lowrie (1990) consiste en aplicar tres campos magnéticos isotermales (IRM) ortogonales en una muestra, el primer campo magnético de alta intensidad (>2 T), el segundo campo de intensidad media (0,6 T) y un tercer campo de baja intensidad (0,12 T) (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3B). Posteriormente la muestra es desmagnetizada térmicamente, el experimento incluye el comportamiento termomagnético y las coercividades de diferentes minerales magnéticos para su identificación (Figura 3B). Si el IRM de campo bajo (0,1 T) desaparece alrededor de 580°C, sugiere la presencia de magnetita, si el IRM de alta intensidad (>2 T) desaparece a los 680°C indica hematita y si disminuye a 120°C sugiere goethita (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3B). Las curvas

termomagnéticas consisten en el monitoreo y registro de la variación de la susceptibilidad magnética durante el progresivo calentamiento de una muestra hasta alcanzar una temperatura de 800°C y su enfriamiento hasta los 25°C, lo que permite cubrir todo el espectro de las temperaturas de Curie para los minerales ferromagnéticos (*s.l*) (Jiménez *et al.*, 2021) (Figura 3C). Las caídas de la susceptibilidad magnética en la curva de calentamiento o los picos de susceptibilidad en la curva de enfriamiento indicarían temperaturas de Curie características. Estos cambios ocurren a los 580°C para la magnetita o 670°C para la hematita o entre 250 a 400°C para maghemita neoformada (Jiménez *et al.*, 2021) (Figura 3C). Si los diferentes tramos de la curva medida durante el calentamiento y enfriamiento son similares indicaría que no hay alteraciones minerales (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3C). Por otro lado, la no coincidencia entre las dos curvas indicaría cambios o alteraciones de la mineralogía magnética (McElhinny y McFadden, 2000) (Figura 3C).

Metodología

Tres experimentos de mineralogía magnética se llevaron a cabo para identificar los principales portadores de la magnetización (Tabla 1). El primer experimento consistió en la adquisición del IRM y su desmagnetización regresiva (Tabla 1). El segundo experimento fue la desmagnetización termal de tres componentes de IRM (Lowrie (1990) (Tabla 1). El tercer experimento desarrollado fueron las curvas termomagnéticas (susceptibilidad vs temperatura) (Tabla 1). Los tres experimentos fueron realizados en especímenes representativos de diferentes unidades Jurásicas expuestas en los Anticlinorios de Arcabuco y Los Yariagués, Mesa de Los Santos, Bucaramanga y Macizo de Santander (Tabla 1).

Para el experimento de la adquisición del IRM los especímenes fueron sometidos al menos a 25 pasos consecutivos de campos de 10 hasta 2800 mT; y en la magnetización regresiva, a una secuencia de al menos 12 pasos desde 10 hasta 700 mT. Los campos magnéticos fueron aplicados usando un magnetizador de pulso IM-10-30 (ASC Scientific). Para el experimento de la desmagnetización termal de tres componentes del IRM, los especímenes fueron magnetizados usando un magnetizador de pulso IM-10-30 (ASC Scientific) aplicando tres campos magnéticos (2,7, 0,6 y 0,12 T)

en los ejes perpendiculares Z, Y y X, respectivamente, con el fin de saturar las fracciones magnéticas suaves, medias y duras. Posteriormente, se llevó a cabo la desmagnetización térmica usando un horno TD 48 (ASC Scientific) con 17 pasos progresivos entre 100°C y 700°C. En los dos experimentos, la remanencia fue medida usando un magnetómetro spinner JR6-A Dual Speed (AGICO Inc.). Finalmente, las curvas termomagnéticas se obtuvieron usando material pulverizado en un horno CS4 acoplado a un MFK1-Kappabridge (AGICO Inc.).

Tabla 1. Distribución de sitios y muestras analizadas según formación, localidad y edad y los experimentos de mineralogía magnética realizados.

| Sitio Muestra | Formación | Coordenadas | | Edad | Experimento | | |
|----------------------------------|-------------|-------------|--------------|-------------------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| | | Lat (°N) | Long (°W) | | IRM y desmagnetización progresiva | Desmagnetización de los tres componentes del IRM | Curvas susceptibilidad vs temperatura |
| Anticlinorio de Arcabuco | | | | | | | |
| AM20 | | 5,9644 | -73,1632 | | X | | |
| AM21 | Montebel | 5,9384 | -73,1109 | Triásico | X | | |
| AM26 | | 5,9015 | -73,2369 | | | | X |
| AR24 | | 5,9164 | -73,2541 | | | X | X |
| AR25 | La Rusia | 5,9058 | -73,2497 | Jurásico Medio | | | X |
| AR28 | | 5,8640 | -73,1242 | | X | X | |
| Anticlinorio de Los Yariquíes | | | | | | | |
| Zg2 | | 6,8997 | -73,1886 | | | | X |
| Zg3 | | 6,8966 | -73,1914 | Jurásico Tardío | | | X |
| Zg4 | Grupo Girón | 6,8945 | -73,2105 | - Cretácico | X | | |
| Zg5 | | 6,8955 | -73,2115 | Temprano | X | | |
| Zls | | 6,8880 | -73,2206 | | X | | |
| Mesa de Los Santos - Bucaramanga | | | | | | | |
| SJ8 | | 6,9476 | 73,0340 | | | | X |
| SJ9 | | 6,9547 | -73,0361 | | | | X |
| SJ11 | | 6,8907 | -73,1222 | | | | X |
| SJ12 | Jordán | 6,8743 | -73,1149 | | X | | |
| SJ15 | | 6,8596 | -73,0982 | Jurásico | X | X | |
| SJ16 | | 6,8614 | -73,0906 | Temprano | | | X |
| AJ17 | | 6,7138 | -73,0640 | | | X | |
| PJ | | 6,9847 | -73,0547 | | | | X |
| BJ1 | | 7,1865 | -73,1510 | | X | | |
| BJ2 | Jordán | 7,1878 | -73,1522 | | X | | |
| BJ3 | | 7,1933 | -73,1539 | | X | X | X |
| G5 | | 7,1568 | -73,1283 | Jurásico Tardío | X | | X |
| G6 | Grupo Girón | 7,0640 | -73,1244 | - Cretácico Temprano | X | | |

Continuación Tabla 1.

| Sitio Muestra | Formación | Coordenadas | | Edad | Experimento | | |
|---------------------------------|-------------|-------------|--------------|-----------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| | | Lat (°N) | Long (°W) | | IRM y desmagnetización progresiva | Desmagnetización de los tres componentes del IRM | Curvas susceptibilidad vs temperatura |
| Macizo de Santander - Aguachica | | | | | | | |
| JD | Jordán | 7,2998 | -73,0222 | Jurásico | | | X |
| MJ3 | | 7,2442 | -73,0540 | | | X | |
| N1 | Noreán | 8,2668 | -73,4523 | Temprano | X | X | |
| N5 | | 8,2169 | -73,4842 | | X | | |
| GR | Grupo Girón | 7,4633 | -72,9692 | Jurásico Tardío | | | X |
| S1 | | 7,1077 | -72,9711 | - Cretácico | | X | X |
| S2 | | 7,1077 | -72,975 | Temprano | X | X | X |

Los experimentos de mineralogía magnética fueron obtenidos en un conjunto de muestras de edad Triásico-Jurásico Temprano de las formaciones Palermo, Montebel, Noreán y Jordán y en muestras de edad Jurásico Medio-Cretácico Temprano en la Formación La Rusia y el Grupo Girón. Las muestras están distribuidas en el Macizo de Santander y los anticlinorios de Los Yariquíes y Arcabuco en la Cordillera Oriental (Figura 1). Los experimentos fueron realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Texas en Dallas.

Resultados obtenidos

Magnetismo remanente isotermal y desmagnetización progresiva

Los experimentos de adquisición y desmagnetización progresiva del IRM se realizaron en 10 muestras representativas de las formaciones del Triásico-Jurásico Inferior de la Formación Montebel (AM20, AM23), Formación Noreán (N1 y N5) y Formación Jordán (SJ8, SJ12, SJ15, BJ1, BJ2, BJ3) (Figura 4) y en 8 muestras representativas de las unidades de Jurásico Medio al Cretácico Inferior de la Formación La Rusia (AR24) y el Grupo Girón (S2, G5, G6, ZG4, ZG5, ZIS-8 y ZLS-13) (Figura 4).

Se identifican tres tipos de curvas diferentes para las muestras estudiadas (Figura 4). El primer tipo de curva se caracteriza por una adquisición progresiva con una pendiente suave y que no logra una saturación completa a los 2700 mT, con la curva de desmagnetización

progresiva con valores de remanencia entre los 400 a los 600 mT, lo cual sugiere una fracción mineral como hematita o goetita. El segundo tipo de curva muestra una magnetización progresiva rápida con una pendiente fuerte en los primeros pasos cercanos a los 200 a 300 mT, lo cual sugiere la presencia de magnetita; posteriormente, la curva es suavizada y no logra alcanzar la saturación a los 2700 mT. La desmagnetización progresiva muestra valores de remanencia entre los 400 a los 600 mT, por lo que indica minerales como hematita y goetita y el aporte de magnetita. El tercer tipo de curva se caracteriza por una saturación rápida y muestra una curva con pendiente fuerte en los primeros pasos cercanos a los 400 mT y con una saturación alrededor de los 1000 mT, mientras que la desmagnetización progresiva muestra valores de coercividad alrededor de 100 mT y sugiere que la fase mineral es dominada por magnetita.

En el conjunto de muestras de las formaciones Montebel, Noreán y Jordán se encuentran las curvas tipo 2 y 3 (Figura 4). Principalmente, caracterizadas por la presencia de magnetita en la Formación Noreán (N1 y N5) y en la Formación Jordán (BJ3) (Figura 4). Las formaciones Montebel y Jordán muestran un predominio de hematita, con algunos aportes de magnetita (SJ8 y SJ12) (Figura 4). En el conjunto de muestras de la Formación La Rusia y el Grupo Girón se encuentra predominantemente la curva tipo 1 (Figura 4). Lo anterior sugiere que estas unidades están caracterizadas por la presencia de minerales como hematita y goetita (Figura 4).

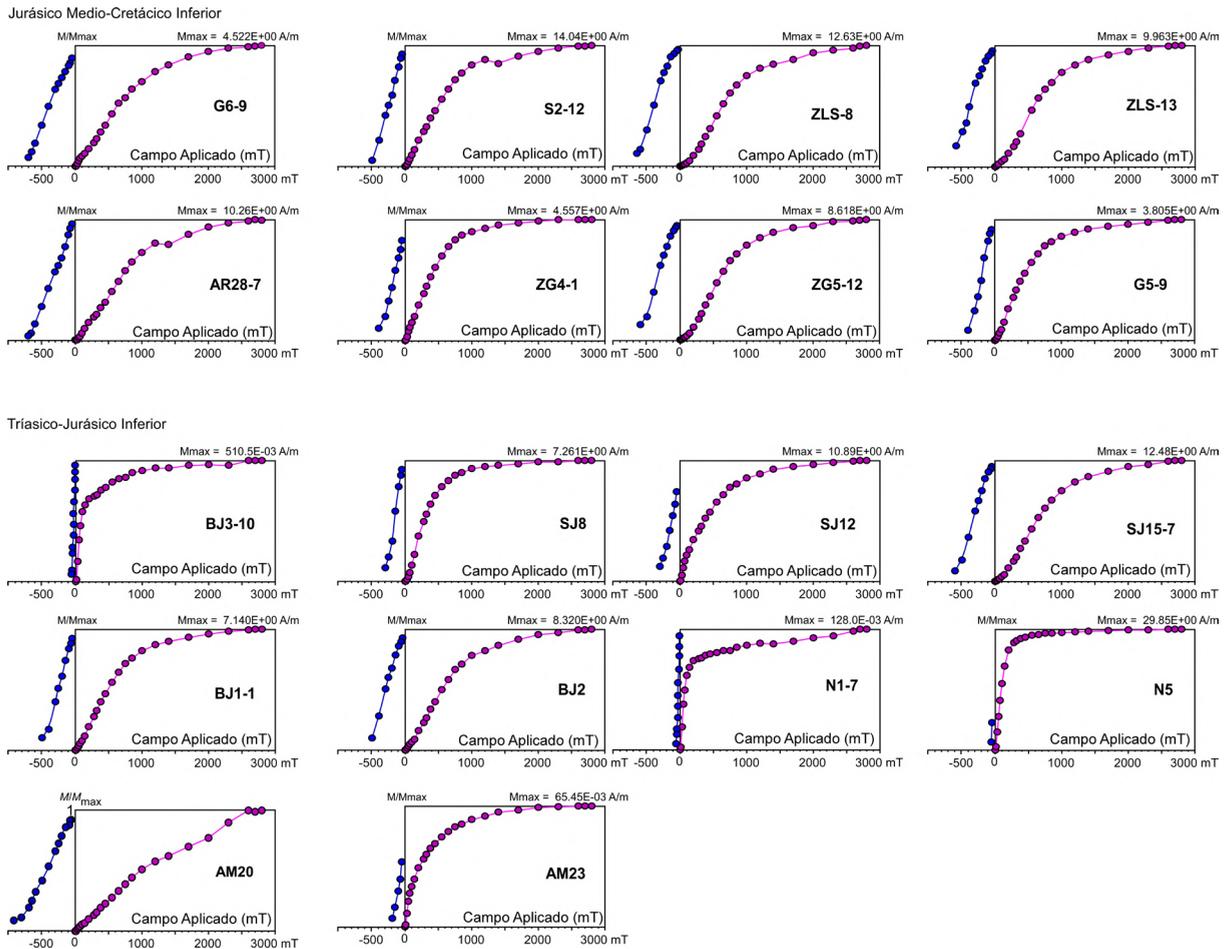


Figura 4. Curvas de adquisición del Magnetismo remanente isothermal (IRM) (líneas y puntos violeta) hasta los 2800 mT y desmagnetización progresiva (líneas y puntos azules).

Desmagnetización de los tres componentes del magnetismo remanente isothermal

Los experimentos de desmagnetización de los 3 componentes del IRM fueron realizados en 5 muestras representativas de las formaciones del Triásico-Jurásico Inferior, Formación Noreán (N1) y Formación Jordán (BJ3, AJ17, MJ3 y SJ15) (Figura 5) en 4 muestras representativas de las unidades de Jurásico Medio al Cretácico Inferior: Formación La Rusia (AR24 y AR28) y el Grupo Girón (S1 y S2) (Figura 5). En el conjunto de muestras de las formaciones Noreán y Jordán se observa que el componente fuerte presenta una leve caída en los primeros 200°C, lo cual sugiere la presencia de goetita, (Figura 5). En general, los componentes medio y fuerte decaen a los 580°C y desmagnetizan completamente en los 680°C, por lo tanto, sugieren la presencia de magnetita y hematita. El componente débil decae a los 580°C; esto confirma

la presencia de magnetita (Figura 5). En la Formación Jordán (BJ3), los tres componentes desmagnetizan completamente a los 580°C, excluyendo la presencia de hematita en la muestra (Figura 5).

En el conjunto de muestras de la Formación La Rusia (AR28) y el Grupo Girón (S1 y S2), se observa que el componente fuerte presenta una caída significativa en los primeros 200°C, lo cual sugiere la presencia de goetita (Figura 5). Los componentes fuerte y medio decaen a los 680°C, sugiriendo la presencia de hematita en las muestras (Figura 5). La caída del componente débil entre los 300°C y 580°C sugiere la presencia de maghemita y magnetita (Figura 5). En la Formación La Rusia (AR24) se observa una desmagnetización total del componente fuerte y medio a los 350°C y el componente débil a los 580°C; lo anterior indica la posible presencia de pirrotita y magnetita (Figura 5).

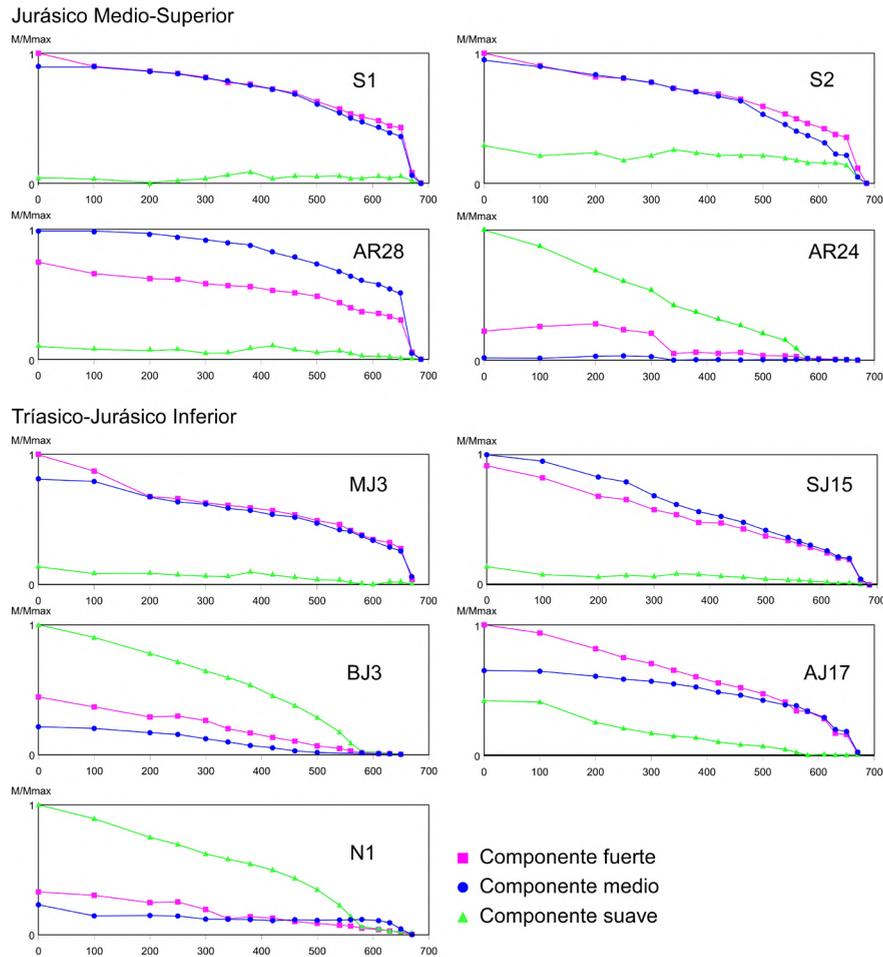


Figura 5. Experimentos de desmagnetización de los tres componentes del IRM según la metodología de [Lowrie \(1990\)](#). La mineralogía magnética corresponde a minerales de alta, media y baja coercividad, representados por las fracciones fuerte, media y suave, respectivamente. M/Mmax corresponde a la magnetización normalizada.

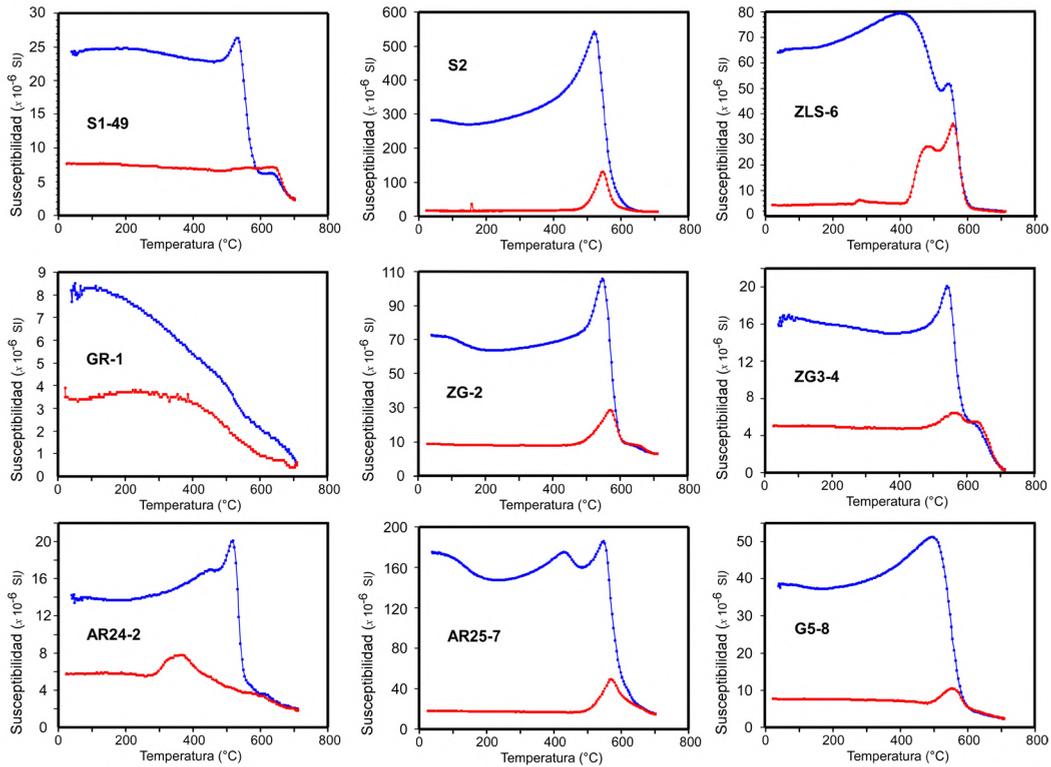
Curvas termomagnéticas, susceptibilidad vs temperatura

Los experimentos de susceptibilidad vs temperatura fueron realizados en 8 muestras representativas de las formaciones del Triásico-Jurásico Inferior: Formación Montebel (AM26) y la Formación Jordán (PJ, JD, BJ3, SJ8, SJ9, SJ11y SJ16) ([Figura 6](#)); y en 9 muestras representativas de las unidades de Jurásico Medio al Cretácico Inferior: Formación La Rusia (AR24 y AR25) y el Grupo Girón (GR, S1, S2, ZG2, ZG3, ZLS, G5) ([Figura 6](#)). Las curvas termomagnéticas obtenidas de los experimentos susceptibilidad vs temperatura (en un ambiente libre de oxígeno) sugieren cambios en la mineralogía magnética en los intervalos de temperatura más altos. En algunas muestras, las curvas de calentamiento y enfriamiento son parcialmente reversibles e indican que no hay cambios significativos durante la fase de calentamiento. Las curvas de calentamiento muestran una caída entre los 580°C y

600°C y cercanas a los 700°C. Las temperaturas de Curie entre los 580°C y los 680°C, estarían relacionadas con la magnetita y la hematita, respectivamente.

Las curvas de enfriamiento muestran un incremento progresivo de la susceptibilidad, con un rápido incremento entre los 700°C y 600°C y entre los 590°C y 570°C, hasta llegar a los 25°C, lo cual indica temperaturas de Curie relacionadas con la hematita y la magnetita. En algunas muestras se observan incrementos en la susceptibilidad magnética en las curvas de calentamiento entre los 150°C y los 350°C; en las curvas de enfriamiento es apreciable un pico de susceptibilidad magnética cercano a 400°C. Estos cambios de susceptibilidad podrían estar asociados a maghemita originada a partir de hidróxidos de hierro ([Florindo et al., 1999](#); [Liu et al., 2005](#); [Duan et al., 2014](#)) y a la presencia de pirrotita.

Jurásico Medio-Cretácico Inferior



Triásico-Jurásico Inferior

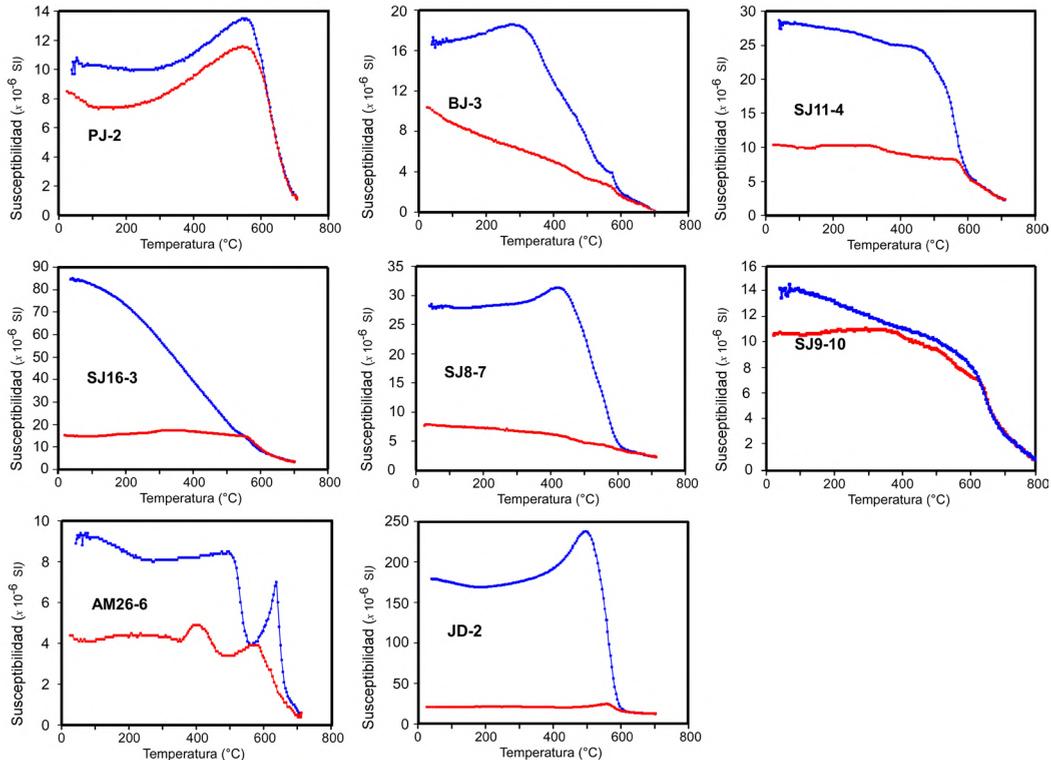


Figura 6. Curvas termomagnéticas de susceptibilidad magnética vs temperatura. Las líneas rojas indican trayectorias de calentamiento y las líneas azules indican trayectorias de enfriamiento. Los experimentos fueron realizados en una atmosfera inerte (argón).

Discusión

La principal limitante en las correlaciones estratigráficas para el Triásico y Jurásico en el Macizo de Santander y la Cordillera Oriental corresponde a la escasez de edades y a la nomenclatura estratigráfica (Alarcón *et al.*, 2020; Bayona *et al.*, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022). Se observa que las unidades del Triásico-Jurásico Inferior están representadas por las formaciones Palermo y Montebel en el Anticlinorio de Arcabuco y las formaciones Bocas, Noreán y Jordán están localizadas en el Macizo de Santander y flanco Oeste de la Cordillera Oriental. Siendo las formaciones Noreán y Jordán caracterizadas por sus niveles volcanoclásticos. El Jurásico Medio no está representado en el Macizo de Santander ni en el flanco oeste de la Cordillera Oriental, solo está representado por la Formación la Rusia en el Anticlinorio de Arcabuco. El Jurásico Superior a Cretácico Inferior corresponde al Grupo Girón en el Macizo de Santander y Anticlinorio de los Yarigués. En los experimentos del IRM, el Triásico representado por la Formación Montebel se caracteriza por la presencia de hematita y goetita y un aporte significativo de magnetita detrítica y pirrotita. El Jurásico Inferior representado por las formaciones Noreán y Jordán, se caracterizan por una adquisición rápida en los primeros pasos, lo cual sugiere la presencia de magnetita detrítica, junto a hematita-ilmenita.

El Jurásico Medio está representado por la Formación La Rusia en el Anticlinorio de Arcabuco y Jurásico Superior a Cretácico Inferior está representado por el Grupo Girón en el Macizo de Santander y Anticlinorio de los Yarigués. Mineralógicamente, estas unidades se caracterizan por la presencia de magnetita en la Formación la Rusia y su ausencia en el Grupo Girón, donde la mineralogía magnética está dominada por hematita-ilmenita con algunos hidróxidos como la goetita.

El Jurásico Inferior se relaciona con la separación de las placas Norte y Suramericana, que generaron cuencas *rift* interplaca, que fueron rellenadas con depósitos continentales, localmente con intercalaciones de rocas volcánicas (Bayona *et al.*, 2020). Durante el Triásico a Jurásico Temprano, bloques tectónicos como la Cordillera Oriental y el Macizo de Santander se localizaban en latitudes del hemisferio sur a latitudes cercanas al ecuador entre $\sim 2^{\circ}\text{S}$ y $\sim 2^{\circ}\text{N}$ (Jiménez *et al.*, 2022). Por otro lado, Castillo *et al.* (1991) sugiere que las rocas del Jurásico Medio y Cretácico Inferior localizadas en los Andes de Mérida no experimentaron

movimientos paleolatitudinales significativos. Las paleolatitudes estimadas para las rocas del Jurásico Inferior alrededor de Bucaramanga (Bayona *et al.*, 2006) y la Sierra Nevada de Santa Marta (en unidades volcánicas; Bayona *et al.*, 2010) sugieren que estos bloques fueron trasladados desde el sur hemisferio hasta latitudes ecuatoriales. La actividad volcánica en el Jurásico Inferior se produjo en el mismo evento magmático y fue coetáneo con la sedimentación fluvio-lacustre de la Formación Jordán (Alarcón *et al.*, 2020) y de la Formación Noreán al norte.

Durante el Jurásico Medio a Cretácico Temprano, La Formación la Rusia y el Grupo Girón fueron depositado en cuencas extensionales o transtensionales con una geometría de *half-graben*, con fallas normales paralelas y transversales a la cuenca, que generan bloques levantados (Osorio-Afanador y Velandia, 2021). Para el Jurásico Tardío, el magmatismo cesó, debido a la subducción oblicua (Bayona *et al.*, 2020); solo en el Graben El Espino existe registro de volcanismo, mientras la sedimentación marina solo está registrada en La Guajira y en el norte de Venezuela (Bayona *et al.*, 2020). Durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior, estos bloques tectónicos se localizaban en el hemisferio norte cercanos a su posición actual, sin traslaciones significativas (Bayona *et al.*, 2006; Jiménez *et al.*, 2022). La notable disminución/ausencia de magnetita en las unidades del Jurásico Superior a Cretácico Inferior sugiere un área fuente menos expuesta con sedimentos transportados por sistemas aluviales y ríos de baja sinuosidad (Laverde y Clavijo, 1985).

Estudios previos de paleomagnetismo han sugerido una mineralogía magnética en las formaciones Bocas, Jordán y Los Santos, dominada principalmente por hematita y magnetita detrítica (Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 2005, 2006). La presencia de magnetita detrítica en las unidades del Triásico-Jurásico Medio del Macizo de Santander y la Cordillera Oriental sugiere una fuente cercana y restringida de estos detritos, probablemente ligada a cuerpos de ignimbritas en la Formación Jordán, que estaban fuertemente controladas por la paleotopografía (Alarcón *et al.*, 2020). De acuerdo con Nova *et al.* (2012), la mineralogía magnética reportada para la Formación La Quinta del Jurásico Tardío corresponde a hematita y en niveles calcáreos de esta unidad corresponde a magnetita/titanomagnetita. Los resultados obtenidos soportan esas observaciones y muestran el predominio de hematita en las unidades del Jurásico Tardío.

Morón *et al.* (2013) sugiere que las propiedades magnéticas en el límite Paleoceno Eoceno corresponden a variaciones en la concentración de minerales magnéticos como magnetita, maghemita y hematita y que la concentración de dichos minerales magnéticos es una aproximación a las condiciones climáticas y al desarrollo de paleosuelos. De acuerdo con Bayona *et al.* (2020), la ausencia de paleosuelos en las unidades del Jurásico Temprano a Medio evidencia una depositación en latitudes sur en climas secos. Esta observación es coherente con los resultados obtenidos, donde se observa una mayor presencia de magnetita/maghemita detrítica en las unidades del Jurásico Temprano. En las rocas del Jurásico Tardío se reconoce un desarrollo de suelos, por lo que sugiere unas condiciones húmedas en latitudes más norte.

Conclusiones

La mineralogía magnética de las rocas Jurásicas del Macizo de Santander y Cordillera Oriental es una herramienta útil para caracterizar unidades, proponer de manera general una proveniencia y permite evaluar la variable clima dentro la cuenca. La presencia de magnetita detrítica está restringida a las unidades del Triásico al Jurásico Medio, con particularidades como la Formación Montebel, la cual se caracteriza además por la presencia de pirrotita. Estas características podrían estar ligadas a la actividad coetánea del magmatismo, volcanismo y sedimentación, como lo sugiere Alarcón *et al.* (2020). Las concentraciones de magnetita en el Triásico a Jurásico Medio sugieren un clima árido con un área de aporte cercano y poco transporte. Por otro lado, el Grupo Girón del Jurásico Superior a Cretácico Inferior se caracteriza por la ausencia de magnetita detrítica; la mineralogía magnética está dominada por hematita-ilmenita como cemento y por la presencia de hidróxidos como goetita. Esta característica composicional estaría ligada a un área fuente más alejada y un transporte de sedimento dominado por sistemas fluviales a canales distributarios en condiciones climáticas húmedas que permite el desarrollo de paleosuelos.

Agradecimientos

A la Universidad Industrial de Santander (UIS), especialmente a su Escuela de Geología y a la Vicerrectoría de Investigación y Extensión de la UIS, por todo el apoyo brindado al proyecto 2834 “Parque Jurásico en Santander. Estratigrafía de la Formación Jordán, una oportunidad para conocer la margen NW de Suramérica durante el Jurásico Inferior, un

periodo entre 201 y 175 millones de años”. Los autores agradecen a los revisores María Isabel Marín Cerón y Cesar Vinasco por sus valiosos comentarios y correcciones. Un agradecimiento muy especial al profesor John Geissman, Ziaul Haque y a Samuel Johnson del laboratorio de paleomagnetismo en la Universidad de Texas, Dallas.

Referencias

- Alarcón, C.M.; Clavijo-Torres, J.; Mantilla-Figueroa, L.C.; 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.C.; Veloza-Fajardo, G.E.; Bayona, G.; Gómez-Casallas, M.; Rapalini, A.E.; Costanzo-Álvarez, V.; Aldana, M.; Cortés, M. (2005). Paleomagnetismo y mineralogía magnética en las unidades del Mesozoico de Bucaramanga y macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 30, 49-66.
- Badesab, F.; Gaikwad, V.; Nagender-Nath, B.; Venkateshwarlu, M.; Aiswarya, P.V.; Tyagi, A.; Salunke, K.; Fernandes, W.; Kadam, N.; Sangode, S.J.; Sardar, A.; Prabhu, G. (2021). Controls of contrasting provenance and fractionation on the sediment magnetic records from the Bay of Bengal. *Marine Geology*, 437, 106515. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106515>
- Bayona, G.; Silva, C.; Rapalini, A.E.; Costanzo-Álvarez, V.; Aldana, M.; Roncancio, J. (2005). Paleomagnetismo y mineralogía magnética en rocas de la Formación Saldaña y unidades cretácicas suprayacentes en la parte norte del Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Boletín de Geología*, 27(2), 69-85.
- Bayona, G.; Rapalini, A.; Costanzo-Álvarez, 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, 1255-1272. <https://doi.org/10.1186/BF03352621>

- Bayona, G.; Jiménez, G.; Silva, C.; Cardona, A.; Montes, C.; Roncancio, J.; 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.; Bustamante, C.; Nova, G.; 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, A.O. Pinilla-Pachon (eds). *The Geology of Colombia* (pp. 171-207). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>
- Booth, C.A.; Walden, J.; Neal, A.; Smith, J.P. (2005). Use of mineral magnetic concentration data as a particle size proxy: a case study using marine, estuarine and fluvial sediments in the Carmarthen Bay area, South Wales, U.K. *Science of the Total Environment*, 347(1-3), 241-253. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.12.042>
- Brueckner, W.D. (1954). Note on some fossils from the Girón group in the Río Lebrija valley, department of Santander, Colombia. *Journal of Paleontology*, 28(1), 112-113.
- Castillo, J.; Gose, W.A.; 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. (1968). El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico*, 16(1-3), 5-96. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol16.1-3.1968.108>
- Cediel, F.; Shaw, R.P.; Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: C. Bartollini, R.T. Buffler, J.F. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics* (pp. 815-848). American Association of Petroleum Geologists Memoir 79. <https://doi.org/10.1306/M79877C37>
- Correa-Martínez, A.M.; Rodríguez, G.; Arango, M.I.; Zapata-García, G. (2019). Petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb de las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Noreán al NW del Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 41(1), 29-54. <https://doi.org/10.18273/revbol.v41n1-2019002>
- Dekkers, M.J. (2001). Rockmagnetism and Paleomagnetism. *Encyclopedia of Life Support Systems*. 2, 1-3.
- Duan, Z.; Liu, Q.; Yang, X.; Gao, X.; Su, Y. (2014). Magnetism of the Huguangyan Maar Lake sediments, Southeast China and its paleoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 395, 158-167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.033>
- Etayo-Serna, F.; Rodríguez, G. (1985). Edad de la Formación Los Santos. En: F. Etayo-Serna; F. Laverde-Montaña (eds.). *Proyecto Cretácico* (pp. XXVI-1-XXVI-13). INGEOMINAS, No. 16.
- Etayo-Serna, F. (1989). Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. *V Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.
- Florindo, F.; Zhu, R.; Guo, B.; Yue, L.; Pan, Y.; Speranza, F. (1999). Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese Loess Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B1), 645-659. <https://doi.org/10.1029/1998JB900001>
- Gómez-Cruz, A.J.; Bermúdez, H.D.; Vega, F.J. (2015). A new species of *Diaulax* Bell, 1863 (Brachyura: Dialucidae) in the Early Cretaceous of the Rosablanca Formation, Colombia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 103-112. <https://doi.org/10.18268/BSGM2015v67n1a8>
- Gómez-Tapias, J.; Núñez-Tello, A.; Mateus-Zabala, D.; Alcárcel-Gutiérrez, F.A.; Lasso-Muñoz, R.M.; Marín-Rincón, E.; Marroquín-Gómez M.P. (2020). Physiographic and geological setting of the Colombian territory. In: J. Gómez, D. Mateus-

- Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 1-34). Volume 1, Chapter 1. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.01>
- Guerrero, J.; Mejía-Molina, A.; Osorno, J. (2020). Detrital U-Pb provenance, mineralogy, and geochemistry of the Cretaceous Colombian back-arc basin. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 279-315). Servicio Geológico Colombiano, vol. 2, chapter 8. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.08>
- Hedberg, H.D. (1931). Standard stratigraphic section of the department of Santander, Colombia (inédito): Venezuela Gulf Oil Company.
- Horton, B.K.; Parra, M.; Saylor, J.E.; Nie, J.; Mora, A.; Torres, V.; Stockli, D.F.; Strecker, M.R. (2010). Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures. *GSA Today*, 20(7), 4-10. <https://doi.org/10.1130/GSATG76A.1>
- Horton, B.K.; Anderson, V.J.; Caballero, V.; Saylor, J.E.; Nie, J.; Parra, M.; 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>
- 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>
- Jiménez, G.; García-Delgado, H.; 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.; Bayona, G. (2022). Unraveling tectonic inversion and wrench deformation in the Eastern Cordillera (Northern Andes) with paleomagnetic and AMS data. *Tectonophysics*, 834, 229356. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229356>
- Langenheim, J.H. (1960). Late Paleozoic and Early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón Formation. *Boletín Geológico*, 8(1-3), 95-132. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol8.1-3.1960.371>
- Laverde, F. (1985). La Formación Los Santos: Un depósito continental anterior al ingreso marino del Cretácico. En: F. Etayo-Serna; F. Laverde-Montaño (eds.). *Proyecto Cretácico* (pp. XX-1-XX-12). INGEOMINAS, No. 16.
- Laverde, F.; Clavijo, J. (1985). La Formación Los Santos: Análisis facial de la Formación Los Santos, según el corte "Tu y Yo" (Zapatoca). En: F. Etayo-Serna; F. Laverde-Montaño (eds.). *Proyecto Cretácico* (pp. VI-1-VI-13). INGEOMINAS, No. 16.
- Liu, Q.; Deng, C.; Yu, Y.; Torrent, J.; Jackson, M.J.; Banerjee, S.K.; Zhu, R. (2005). Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophysical Journal International*, 161(1), 102-112. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x>
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159-162. <https://doi.org/10.1029/GL017i002p00159>
- McElhinny, M.W.; McFadden, P.L. (2000). Paleomagnetism, Continents and Oceans. Academic Press. International Geophysics Series, San Diego. 73, 382 p.
- Mojica, J.; Kammer, A. (1995). Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, 19, 165-172.
- Morales, L.G. (1958). General geology and oil occurrences at Middle Magdalena Valley, Colombia. In: L.G. Weeks (ed.). *Habitat of Oil* (pp. 641-695). AAPG.
- Morón, S.; Fox, D.L.; Feinberg, J.M.; Jaramillo, C.; Bayona, G.; Montes, C.; Bloch, J.I. (2013). Climate change during the Early Paleogene in the Bogotá Basin (Colombia) inferred from paleosol carbon isotope stratigraphy, major oxides, and environmental magnetism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 388, 115-127. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.08.010>

- Nova, G.; Montaña, P.; Bayona, G.; Rapalini, A.; Montes, C. (2012). Paleomagnetismo en rocas del Jurásico y Cretácico inferior 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.
- Nova, G.; Bayona-Chaparro, G.A.; Silva-Tamayo, J.C.; Cardona, A.; Rapalini, A.; Montaña-Cortés, P.C.; Eisenhauer, A.; Dussan, K.T.; Valencia, V.A.; Ramírez, V.; Montes, C. (2019). Jurassic break-up of the Peri-Gondwanan margin in northern Colombia: Basin formation and implications for terrane transfer. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 92-117. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.014>
- Ogg, J.G.; Ogg, G.M.; Gradstein, F.M. (2016). *A Concise Geologic Time Scale: 2016*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-64442-1>
- Oldfield, F.; Maher, B.A.; Donoghue, J.; Pierce, J. (1985). Particle-size related, mineral magnetic source sediment linkages in the Rhode River catchment, Maryland, USA. *Journal of the Geological Society*, 142(6), 1035-1046. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.6.1035>
- Osorio-Afanador, D.; 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>
- Pons, D. (1982). Études paléobotanique et palynologique de la Formation Girón (Jurassique moyen-Crétacé inférieur) dans la région de Lebrija, département de Santander, Colombie. *107 Congrès National des Sociétés Savants*, Brest, Francia.
- Rojas, A.; Sandy, M.R. (2019). Early Cretaceous (Valanginian) brachiopods from the Rosablanca Formation, Colombia, South America: Biostratigraphic significance and paleogeographic implications. *Cretaceous Research*, 96, 184-195. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.12.011>
- Spikings, R.; Cochrane, R.; Villagómez, D.; Van der Lelij, R.; Vallejo, C.; Winkler, W.; Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Ward, D.E.; Goldsmith, R.; Cruz, J.; Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-132. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol21.1-3.1973.383>

Fecha de recibido: 22 de septiembre de 2022
Fecha de aprobado: 08 de mayo de 2023
